

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

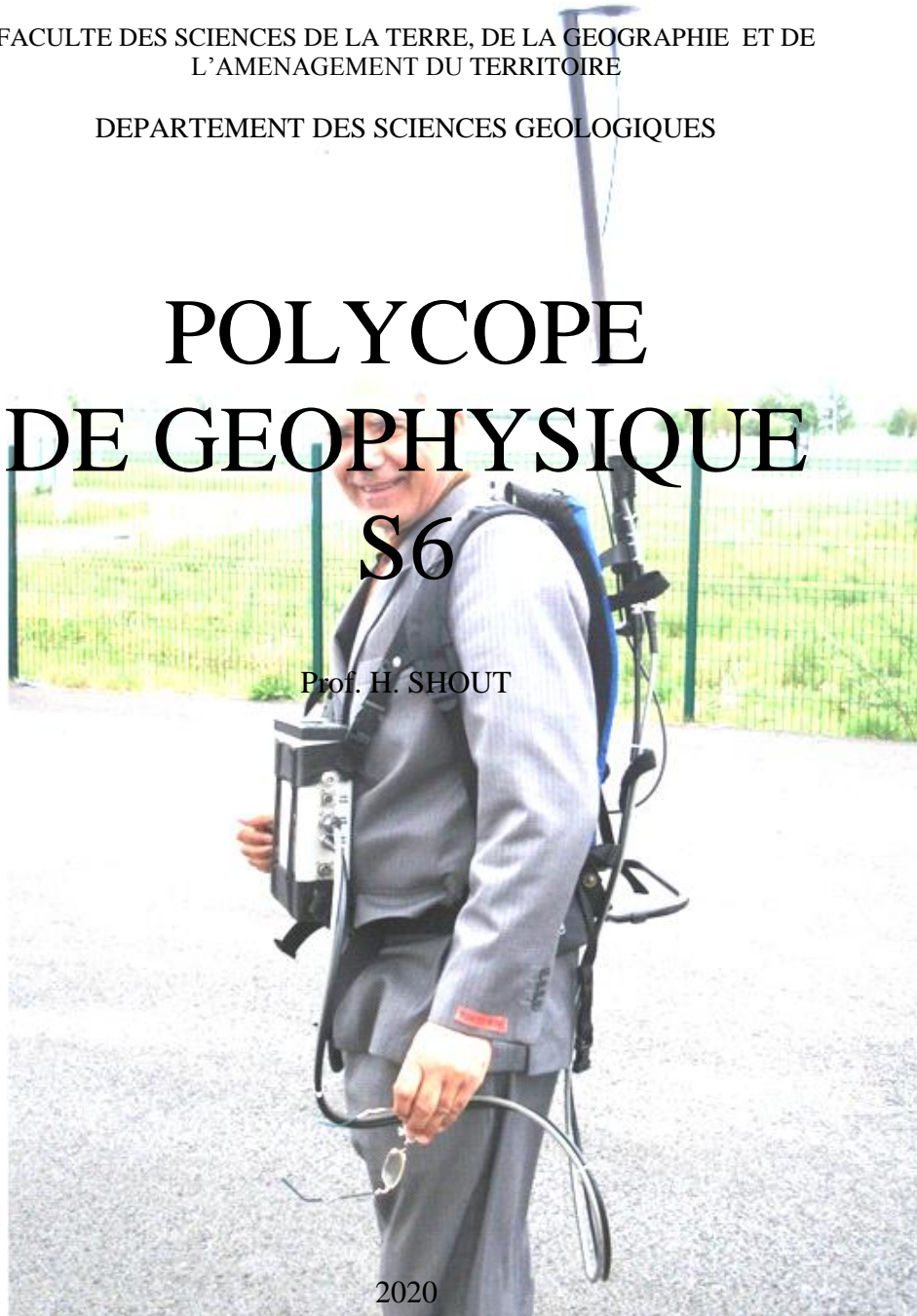
UNIVERSITE DE FRERES MENTOURI – CONSTANTINE-1

FACULTE DES SCIENCES DE LA TERRE, DE LA GEOGRAPHIE ET DE
L'AMENAGEMENT DU TERRITOIRE

DEPARTEMENT DES SCIENCES GEOLOGIQUES

POLYCOPE DE GEOPHYSIQUE S6

Prof. H. SHOUT



2020

COURS DE GEOPHYSIQUE POUR LES GEOLOGUES

LES METHODES SISMIQUES & DIAGRAPHIE

S6 (Matière : F611 Géophysique – Crédit : 3 Coefficient :2

INTRODUCTION :

Dans ce Polycopié, nous présentons les bases théoriques et pratiques de la géophysique:

- 1- Les méthodes sismiques
- 2- La géophysique des puits ou diagraphies

Tout d'abord quelques notions sur la théorie d'élasticité

Nous donnerons un aperçu sur les différentes techniques d'enregistrement de traitement et d'interprétation pour le cas de la sismique réfraction et réflexion,

Nous aborderons ensuite la géophysique des puits ou Diagraphie.

Toutes ces notions de géophysique présentées dans ce polycopié sont destinées pour les géologues.

LA SISMIQUE

I - 1 - Elements de Base de la Sismique:

La sismique ou seismique s'emploie pour désigner d'une manière générale les vibrations et les secousses et d'une manière particulière aux tremblements de terre ou seismes. C'est une méthode géophysique, sa théorie est construite à partir des connaissances de l'élasticité, de l'optique géométrique, de la physique onde et vibrations, de la mathématique (Séries de Fourier et Transformées de Fourier utiles pour les traitements des signaux, de l'Informatique et enfin de la géologie.

Pour connaître la constitution géologique en profondeur ou structurale 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 (méthode indirecte): Une explosion est provoquée au voisinage des couches superficielles du terrain étudié. L'onde de choc provoquée artificiellement se propage dans le sous-sol.

Les couches géologiques étant de densité et de nature différentes, lorsque le front d'onde franchit la frontière séparant deux couches, une partie de l'énergie transportée est réfléchi et réfracté vers la surface du fait de la discontinuité des constantes élastiques des couches.

En surface des sismographes ou géophones 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 sismogrammes (section temps) et en recoupant leurs indications avec celles procurées par d'autres mesures, le sismicien précise sa connaissance du sous-sol: Position des discontinuités, vitesse de propagation , parfois coefficient d'absorption

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

En Algérie, comme on le sait, la province triasique est l'une des régions les plus riches en hydrocarbures du Sahara Algérien.

Longtemps considérée comme présentant peu de perspectives, ce n'est qu'en 1952 qu'on a entrepris des travaux géologiques et géophysiques intensifs ayant pour but la recherche d'accumulations commerciales d'hydrocarbures.

En 1956, des champs géants y ont été découverts essentiellement à l'aide de la prospection sismique; par exemple : Hassi-Messaoud, avec des réserves en place estimées à 5 Milliards de Tonnes d'Huiles et Hassi-R'mel avec des réserves approximatives de 2 Trillions de mètres cubes de Gaz et 500 Millions de Condensat.

Donc, on peut constater que le rôle de la prospection sismique dans la recherche pétrolière est très grand.

Aujourd'hui, le champ d'investigation de ces méthodes s'est développé en surface et en sous surface, essentiellement dans la recherche archéologique, recherche minière, recherche hydrogéologique, aménagement du territoire et même environnementale.

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

I - 1 - 1 La Sismique Réflexion:

Largement employée dans la recherche pétrolière (ENAGEO-Entreprise Nationale de Géophysique), elle est responsable de la découverte de très nombreux gisements de pétrole.

C'est une méthode exigeante du point de vue précision, donc nécessitant une armada de techniques et méthodes associées afin de présenter une image aussi précise de la structure du sous sol auquel sont stockées les réserves pétrolières ou autres.

C'est une méthode très coûteuse.

Le principe de cette méthode est simple:des ondes sismiques (élastiques) engendrées par l'explosion de charges de quelques Kg d'explosif se propagent à travers les terrains sédimentaires ou métamorphiques, se réfléchissent sur les surfaces de séparation des formations de nature différentes.

Les ondes réfléchies sont enregistrées à la surface de la terre par une série de sismographes ou géophones étalés sur le sol suivant une surface à géométrie prédéfinies appelée Nappe de géophones ou trace (le plus souvent: 24, 48, 96, 192 Traces).

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 réflecteurs: $H=vt$.

I - 1 - 2 La Sismique Réfraction:

La sismique réfraction n'est pas aussi complexe que la méthode par réflexion, elle est destinée à l'étude des formations superficielles et peu profondes. Elle permet de déterminer les vitesses de propagation des ondes sismiques réfractées, 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 temps de parcours de l'onde réfractée permet de déterminer la profondeur des interfaces, le critère sur lequel repose l'utilisation de cette méthode est le rapport de vitesse entre les terrains qui se suivent tel que : V^{i+1}/V^i soit très grand.

Notons que, loin de se concurrencer, ces deux méthodes se complètent et il est souhaitable de faire suivre une étude par réflexion, que l'on doit considérer comme une étude traitant la partie superficielle (VZ).

La prospection sismique a connu des mutations, par exemple, l'enregistrement photographique (utilisé jadis) a été remplacé progressivement par l'enregistrement analogique sur les bandes magnétiques et à l'heure actuelle ces techniques d'enregistrement sont abandonnées totalement au profit de l'enregistrement digital. L'Acquisition et le traitement des données sismiques sont réalisés par ordinateur en temps réel ou légèrement différé.

LES METHODES SISMIQUES(Reflexion et Réfraction)

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE I INTRODUCTION A LA SISMIQUE

- I - 1 Eléments de base de la sismique
- I-1-1 La sismique réflexion
- I-1-2 La sismique réfraction

CHAPITRE II BASES PHYSIQUES DE LA PROSPECTION SISMIQUE

- II-1- Principe de la théorie de l'élasticité
- II-1-1 Le module d'allongement (Module de Young E)
- II-1-2- Le coefficient de contraction (Poisson)
- II-1-3 Le module de rigidité (Coulomb)
- II-1-4 Le module d'incompressibilité (K)
- II-2 Ondes sismiques
- II-2-1 Ondes longitudinales
- II-2-2 Ondes transversales ou de cisaillement
- II-2-3 Ondes superficielles (Ondes de Rayleigh et Ondes de Love)

CHAPITRE III PARAMETRES CARACTERISANT UNE OSCILLATION

- III-1 Introduction
- III-2 Oscillations harmoniques et périodiques
- III-3 Superposition des oscillations
- III-4 Décomposition des oscillations
- III-5 Décomposition spectrale des oscillations
- III-6 Représentation des spectres

III-6-1	Proprietes de conformites reciproques
III-6-2	Addition des spectres
III-6-3	Similitude des oscillations et des spectres
III-6-4	Spectre d'une oscillation decalee en temps par rapport a une autre oscillation
III-6-5	Spectre d'une oscillation serree ou comprimee sur l'axe des temps
III-6-6	Spectres de certaines impulsions
III-6-6-1	Cas d'une oscillation sinusoidale
III-6-6-2	Cas d'une oscillation sinusoidale amortie
III-6-6-3	Cas d'une fonction rectangulaire
III-6-6-4	Cas d'une impulsion rectangulaire de duree τ
III-6-6-5	Cas d'une Impulsion de Dirac
III-6-6-6	Cas d'une Impulsion de Berlapé
III-6-6-7	Impulsion en Cloche
III-6-7	Decomposition par des Fonctions Rectangulaires
III-6-8	Convolution
III-6-8-1	Pratique de la Convolution

CHAPITRE IV PROPAGATION DES ONDES SISMIQUES

IV -1	Introduction
IV-2	Principe de la Sismique Geometrique
IV-2-1	Principe de Huyguens
IV-2-2	Principe de Fermat
IV-2-3	Principe de Reciprocite
IV-2-4	Principe de Superposition
IV-3	Hodochrone Vitesse Apparente
IV-4	L'Equation de l'Onde et les Solutions Particulieres
IV-5	Reflexion et Refraction des Ondes Sismiques
IV-5-1	Generalites sur les Hodochrones, sur les Champs de Temps des Ondes Reflechies et Refractees et Ondes Coniques
IV-6-4-4-1	Incidence Sur la Surface Libre (surface de la terre)
IV-6-4-4-2	Incidence sur la Surface du Milieu de Regidite Absolue
IV-6-4-4-3	L'Angle d'Incidence est Petit
IV-6-5	Reflexion et Refraction des Ondes dans les Milieux a Plusieurs Couches

CHAPITRE V ACQUISITION DES DONNEES SISMIQUES

V-1	Introduction
V-2	Sismographe ou Geophone
V-2-1	Introduction
V-2-2	Etude d'un Sismographe(Sismographe Electromagnetique a Flux Coupe)
V-2-3	Description d'un Sismographe
V-2-4	Multiplication des Aismographes ou de Geophones
V-3	Aspect Aleatoire des Sismographes
V-4	Classification des Ondes Parasites
V-4-1	Les Parasites Horizontaux

V-4-1-1	Les Ondes de Rayleigh
V-4-1-2	Les Ondes de Love
V-4-1-3	Les Ondes Fantomes
V-4-1-4	Les Ondes Guidees
V-4-1-5	Les Bruits Naturels
V-4-1-6	Les Bruits Provoques par le Tir
V-4-1-6-1	L'Onde Directe
V-4-1-6-2	L'Onde Refractee
V-4-1-6-3	L'Onde Aerienn
V-4-1-6-4	Les Reflexions Multiples
V-4-1-6-5	Les Ondes Diffractees
V-4-1-6-6	Les Oscillations Parasites

CHAPITRE VI PARAMETRES GEO - SISMIQUES

VI - 1	Introduction
VI-1-1	Notions sur les Vitesses Aismiques
VI-1-2	Expression Mathematique des Vitesses des Ondes Elastiques Dans les Milieux Solides non Poreux
VI-1-3	Les Vitesses Rencontrees en Sismique
VI-1-3-1	Vitesse Instantanee
VI-1-3-2	Vitesse Moyenne
VI-1-3-3	Vitesse d'Intervalle
VI-1-3-4	Vitesse quadratique
VI-1-3-5	Vitesse par Tranche
VI-1-4	Mesure des Differents Types de Vitesses
VI-1-4-1	La Vitesse Instantanee
VI-1-4-2	La Vitesse Moyenne
VI-1-4-3	La Vitesse d'Intervalles
VI-1-4-3-1	Determination Indirecte
VI-1-4-4	Autres Moyens
VI-1-4-4-1	Interets des Vitesses d'Intervalles
VI-1-4-5	La Vitesse Quadratique Moyenne
VI-1-4-6	La Vitesse de Sommation
VI-2	Principaux Facteurs Modifiant la Vitesse dans les differentes Roches
VI-2-1	Introduction
VI-2-2	La Lithologie
VI-2-3	La Nature de la Roche
VI-2-4	Age de la Roche
VI-2-5	Pression - Profondeur
VI-2-6	Anisotropie
VI-2-7	La Porosite
VI-2-7-1	La Porosite Primaire
VI 2-7-2	La Porosite Secondaire
VI-2-7-3	Determination de la Porosite a Partir des Diagraphies
VI-2-7-3-1	Diagraphie Sonique
VI-2-7-3-2	Diagraphie Neutronique(Gamma-Gamma pour un Sable a Gaz)
VI-2-7-3-3	Diagraphie de Densite (Gamma-Gamma pour un Sable a Gaz)
VI-2-7-3-4	Diagraphie Electrique
VI-2-7-4	Porosite dans les Formations (Consolidees et non

	Consolidees)
VI-2-7-5	Role de la Densite
VI-3	Zone Alteree (WZ)

CHAPITRE VII REPRESENTATION GRAPHIQUE DES DIFFERENTES ONDES

VII-1	Hodochrones des Differentes Ondes
VII-2	Champ des Temps et Indicatrices des Ondes Directes
VII-2-1	La Source se Trouve a la Surface de la Terre
VII-2-2	L'Indicatrice est Lineaire
VII-2-3	Indicatrices des Ondes Reflechies
VII-2-3-1	Indicatrice Pour un Reflecteur Plan
VII-2-3-2	Indicatrice Longitudinale
VII-2-3-3	Indicatrice non Longitudinale
VII-2-3-4	Indicatrice des Ondes Reflechies
VII-2-3-5	Indicatrice des Ondes Diffractees
VII-2-3-6	Indicatrice des Ondes Multiples
VII-2-3-6-1	Les Multiples de Surface
VII-2-3-6-2	Les Multiples Internes
VII-2-3-7	Dromochronique des Ondes Refractees
VII-2-3-7-1	
VII-3	Hodochrones des Ondes Sismiques (Dans le Milieu a Plusieurs Couches)
VII-3-1	Indicatrices des Ondes Reflechies
VII-3-2	Rapport entre les Hodochrones des Ondes Differentes
VII-3-2-1	Rapport entre les Indicatrices des Ondes Directes et reflechies
VII-3-2-2	Rapport entre les Hodochrones des Ondes Reflechies et Refractees

CHAPITRE VIII FILTRAGE SPATIAL

VIII-1	Introduction
VIII-2	Qu'appelle-t-on Vitesse Apparente
VIII-2-1	Rapport entre la Vitesse Apparente et la Vitesse Reelle de Propagation en Fonction de l'Angle d'immergence
VIII-3	Definition des Bruits
VIII-3-1	Bruits Aleatoires
VIII-3-2	Bruits Semi-Aleatoires
VIII-3-3	Bruits de Diaphonie
VIII-4	Filtrage Spatial ou (en Nombre d'Onde , K)
VIII-4-1	Calcul de la Fonction de Transfert
VIII-4-2	Etude de la Fonction de Transfert
VIII-4-3	Calcul et Representation Graphique des Courbes d'Attenuation.

SISMIQUE

CHAPITRE II - BASES PHYSIQUES DE LA PROSPECTION SISMIQUE:

II - 1- Principe de la Theorie de l'Elasticite (Deformation)

Il n'existe pas de corps indeformable. Un solide, du fait qu'il est soumis a des tensions, se deforme. Il joue le role de ressort, il est elastique, au sens vulgaire du terme. L'elasticite est une propriete des corps a reprendre leur forme initiale ou leur volume apres les avoir perdus a la suite d'une compression ou d'une tension.

En theorie d'elasticite on admet que forces et deformations sont infiniment petites. Cela revient a eriger le principe que les relations entre forces et deformations sont reversibles c'est-a-dire qu'en supprimant les tensions on supprime ipso-facto des deformations.

Cela a pour consequence que, si deux systemes quelconques de forces F, F_1 engendrent respectivement deux systemes D, D_1 de deformations, l'action simultanee $F+F_1$ des deux systemes de forces engendrent le systeme $D+D_1$ de deformations. Afin de mieux comprendre les methodes sismiques, il est necessaire de rappeler ou de preciser quelques points essentiels sur la propagation des ondes elastiques dans les solides homogenes et isotropes. Tout d'abord notons que l'on considere approximativement le milieu geologique comme un corps elastique. Considerons une force F appliquee sur une petite surface d'un materiel homogene et isotrope suspendu: Trois sortes de deformations elastiques peuvent y resulter: des deformations de compression, des deformation de tensions (on les appelle encore des deformations de volume) et des deformations de cisaillement (ou des deformations de forme). En effet les deformations de compression et de tension sont de meme nature, seul le sens de la force appliquee perpendiculairement a la surface ayant varie. Il s'agit, dans les deux cas, de deformations longitudinales (de volume). Dans le cas d'une deformation de cisaillement, la force est parallele a la surface. Il en resulte que nous n'avons plus qu'une deformation angulaire (de forme). On peut definir les deformations d'un solide isotrope a l'aide de deux parametres elastiques, choisis parmi les quatres suivants:

II -1-1 Le Module d'Allongement (Module de Young E)

Dans le cas d'une tension ou d'une compression, l'experience montre que, si la tension ou la compression est faible les deformations d'un corps sont directement proportionnelles a la force appliquee F . Cette loi s'appelle la loi de HOOKE.

Si le corps a un diametre " d " et en tenant compte que l'allongement relatif est proportionnel a la force appliquee, on peut ecrire:

$$\Delta l / l = 1 . F / E . \pi . r^2 = T / E = 1 . 4 . F / E . \pi . d^2$$

ou bien: $E = T / (\Delta l / l)$

ou $\Delta l / l$: est l'allongement relatif du corps, " l " represente la longueur initiale du materiel (Δl) l'allongement consecutif a l'application de la force "F" ou bien de la tension " T ".

La loi de Hooke: En presence de faibles contraintes,il existe une proportionnalite entre contraintes et deformation resultantes.Ainsi sous l'action d'une faible contrainte un corps elastique change de dimensions et de forme.

II-1-2 Le Coefficient de Contraction (Poisson)

Le schema () montre que lorsqu'une tension est appliquee,on a une allongement du corps,;ais en meme temps on a un amincissement dans la direction perpendiculaire a celle de la tension.Dans le cas d'une compression (fig:),on aura,au contraire une diminution de la longueur de l'element considere et un epaississement suivant une direction perpendiculaire a celle de la compression.Le coefficientit de contraction ou coefficient de Poisson,designé par le terme σ est egal a: $\sigma=(\Delta d/d) / (\Delta l / l)$

Ce coefficient caracterise le rapport entre la compression relave et l'allongement relatif.Il ne depasse jamais 0.5 et il est de l'ordre de 0.25 pour la plupart des roches. σ est une grandeur sans unite.

Les coefficients de Poisson σ et le module de Young E sont des caracteristiques principales de l'elasticite des materiels isotropes.Ils ne dependent ni de la forme,ni de la dimension des corps.

Ces coefficients sont mesures pour de nombreux materiaux, dont les valeurs sont presentees ci-dessous:

Matériaux	Module de Young E.10	Coef. De Poisson σ
Fer	19.6	0.27
Verre	6.0	0.27
Granite	3.5	0.3-0.25
Calcaire	2.5-6.0	0.22-0.35
Marne	1.5-4.5	0.3-0.4
Grès	1.5-3.0	0.2-0.35

II-1-3 Le Module de Regidite (de Coulomb)

Si une force F agit parallelement a la surface S de l'element solide considere ci-dessus (fig) la pression P exercee sera egale a:

$$P=F/S$$

Si l'amplitude de la deformation est faible on pourra ecrire la relation suivante:

$$P=\mu.\phi$$

avec:

$$\mu=E / (2.(1+\sigma))$$

ou μ : constante de proportionalite,s'appelle ;odule de rigidite.La valeur de μ est egale generalement a peu-pres a la moiye de celle de E.

II-1-4 Le Module d'Incompressibilite K.

Si un corps est soumis a l'effet d'une pression P uniforme dans toutes les directions,son volume diminuera de ΔV et on aura:

$$K=P / (\Delta V/V)$$

La valeur K ainsi définie est appelée module d'incompressibilité, son inverse est le module de compressibilité. Il existe encore les coefficients μ et λ appelés les constantes de LAME.

Le coefficient λ est exprimé par : $\lambda = E / (1 + \sigma)(1 - 2\sigma)$

Dans le cas d'un corps homogène, isotrope et parfaitement élastique, les relations suivantes relient les paramètres précédemment mentionnés :

$$\begin{aligned}\mu &= 1/2 \cdot E / (1 + \sigma) = 3 \cdot K(1 - 2\sigma) / 2(1 + \sigma) \\ K &= 1/3 \cdot E / (1 - 2\sigma) = 2/3 \cdot (\mu(1 + \sigma) / (1 - 2\sigma)) \\ E &= 3K(1 - 2\sigma) = 2\mu(1 + \sigma) \\ \sigma &= 1/2 - E / 6K = (1 - (2\mu / 3K)) / 2 + (2\mu / 3K)\end{aligned}$$

Notons que, dans le cas d'un liquide parfait μ et $E = 0$ et $\sigma = 1/2$

Le tableau 1 résume les relations entre les différentes constantes.

II-2 Ondes Sismiques:

Si un point quelconque d'un milieu isotrope est soumis à l'action d'une force F variant dans le temps fig 3 celle-ci provoque des déformations qui varient suivant la même loi que la force appliquée. Les déformations se transmettent à travers le corps dans toutes les directions avec une vitesse qui est fonction des propriétés élastiques du milieu. Les particules du milieu se trouvant à certaine distance de ce point se mettent à osciller successivement en transmettant les oscillations (déformation) d'une particule à l'autre. Donc, on aura ce que l'on nomme ondes élastiques ou sismiques. Si l'on considère un milieu solide et homogène, plusieurs types d'ondes élastiques peuvent s'y propager à savoir : des ondes longitudinales, des ondes transversales et ondes dites superficielles.

II-2-1 Les Ondes Longitudinales:

C'est S.D. Poisson qui, en 1830, a montré qu'un corps homogène et isotrope de dimensions illimitées peut transmettre des ondes de deux vitesses différentes et que à une grande distance de la source de perturbation, le mouvement transmis par l'onde la plus rapide est longitudinal c'est-à-dire que le déplacement des particules est parallèle à la direction de propagation de l'onde, le mouvement transmis par l'onde la plus lente est transversale, c'est-à-dire que le déplacement est à angle droit suivant la direction de propagation; en d'autres termes, pendant la propagation d'une onde longitudinale les particules du milieu sont soumises à des déformations de volume sans rotation coïncidant avec le sens avec le sens de propagation de l'onde fig . Donc la déformation de volume donne naissance aux ondes longitudinales. L'onde longitudinale P s'accompagne d'un changement de volume; elle représente une succession rapide des espaces de compression et de dilatation à travers le milieu.

La vitesse de propagation de l'onde longitudinale est liée à la densité du milieu et à des constantes élastiques par la relation suivante:

$$\begin{aligned}V_p &= \sqrt{E(1 - \sigma) / \rho(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)} \\ V_p &= \sqrt{(K + 4/3\mu) / \rho} = \sqrt{3k(1 - \sigma) / \rho(1 + \sigma)}\end{aligned}$$

S'il s'agit d'un liquide parfait $\mu = 0$: $V_p = \sqrt{K / \rho}$

II-2-2 Ondes Transversales ou de Cisaillement:

Lorsqu'une onde transversale se propage dans un milieu, le mouvement des particules qui subissent des déformations sans changement de volume est perpendiculaire à la direction de propagation de l'onde, donc tangent à l'onde. Fig
La célérité est également liée à la densité de la roche et a pour expression

$$V_s = \sqrt{E / \rho \cdot 2(1+\sigma)} = \sqrt{\mu / \rho}$$

Si on compare les expressions (1,5) à (1,7) et (1,6) à (1,7) relatives aux vitesses des ondes longitudinales et celles des ondes transversales on obtient:

$$V_p / V_s = \sqrt{2(1-\sigma) / (1-2\sigma)} = \sqrt{K/\mu + 4/3}$$

Étant donné que le coefficient de Poisson est généralement voisin de 0.25 il en résulte que: $V_p/V_s = \sqrt{3} = 1.732$

Donc, les ondes longitudinales sont plus rapides que les ondes transversales. Les ondes transversales ne peuvent exister que dans les solides.

II-2-3 Ondes Superficielles: Ondes de Rayleigh et Ondes de Love:

En 1885 Rayleigh a montré que le long d'une surface libre limitant un demi-espace homogène, isotrope et élastique, des ondes peuvent être transmises. Les particules du milieu subissent un mouvement elliptique et rétrograde par rapport à la direction de propagation, le grand axe de l'ellipse étant habituellement vertical.

Donc le passage de l'onde de Rayleigh provoque le déplacement à la fois horizontal et vertical dans un plan vertical, parallèle à la direction de propagation de l'onde. La vitesse de ces ondes auxquelles on a donné le nom d'onde de Rayleigh est faible, comparée à celle des ondes longitudinales et transversales. Pour un milieu donné, la vitesse de l'onde de Rayleigh est à peu près de 0.9 fois celle de l'onde transversale:

$$V_r = 0.9 \cdot V_s$$

On a également montré que de tels types d'ondes peuvent prendre naissance même si la limite n'est pas libre ou si le milieu n'est pas homogène.

Des ondes de ce genre se propagent, par exemple, le long de l'interface séparant deux milieux épais. On a donné à ces ondes le nom d'onde de Stoneley (Howell 1969). Il existe encore un autre type d'onde superficielle, à savoir les ondes de Love ou les ondes superficielles transversales. Il s'agit d'onde de cisaillement, les mouvements des particules étant parallèles à la surface et à l'angle droit avec la direction de propagation.

Les ondes de Love:

Elles prennent naissance dans le cas où $V_{s1} < V_{s2}$, le passage de l'onde de Love provoque un déplacement le même que celui des ondes S sans mouvement vertical.

Les ondes de surface constituent des parasites en prospection sismique, mais utilisées en sismologie. Leur génération est attribuée à l'hétérogénéité des terrains. Leur passage limite au voisinage de la surface, les particules sont soumises à une combinaison des mouvements longitudinaux et transversaux dont l'amplitude diminue en fonction de la profondeur. Ces ondes constituent une source de bruits indésirables dans l'enregistrement sismique et qu'on tente généralement d'atténuer pour une meilleure exploitation des données sismiques. On pense que les ondes de Rayleigh constituent le principal composant du ground-roll*, parasite souvent très gênant qui fort heureusement n'existe pas en sismique marine. Le ground-roll, se propage à vitesse relativement faible (150 à 1500 m/s) avec un caractère basse fréquence, dont on ne peut totalement se débarrasser.

L'enregistrement des vibrations provenant d'un tremblement de terre éloigné permet de mettre en évidence des ondes superficielles. Les mouvements ondulatoires révélés

par les sismogrammes montrent que leur période est de l'ordre de 10 s, d'où le nom général d'ondes longues qu'on leur a donné.

II -3 Facteurs affectant l'énergie des ondes acoustiques

La redistribution de l'énergie transmise par une source sismique dans les milieux favorables à la propagation des ondes s'effectue de la manière suivante:

- 1- Soit par réflexion et transmission au niveau des interfaces
- 2- Soit par expansion géométrique du front d'onde, ce phénomène étant appelé "divergence sphérique".

II-3-1 La divergence sphérique

Au cours de l'expansion du front d'onde incident (divergence sphérique) l'énergie émise est répartie sur une surface croissante. Par conséquent, la densité d'énergie par unité de surface décroît proportionnellement au rayon du front d'onde.

L'atténuation provoquée résulte de phénomènes purement géométriques. appelée " la divergence sphérique".

Pour corriger cette décroissance d'énergie, plusieurs méthodes sont proposées : Gutenberg (1963); O'Brien et Lucas (1971) ; Newman (1973).

Elles tiennent compte de la stratification des terrains, de la structure des réflecteurs et de la distance séparant le récepteur de la source (offset).

II-3-2 Atténuation par réflexion et transmission

L'énergie incidente est également redistribuée à chaque interface* sous forme d'énergie réfléchie ou réfractée.

* Interface: C'est la limite séparant deux milieux de propriétés physiques différentes. En sismique, le facteur influent connu est l'impédance acoustique, produit de la vitesse par la densité; une variation de l'un de ces deux paramètres suffit alors à créer une interface et à engendrer cette répartition d'énergie.

Dans le cas d'une onde plane à incidence normale et d'un modèle bicouche le rapport de l'énergie réfléchie (E_r) sur l'énergie incidente (E_i) est donnée par la relation suivante:

$$| E_r/E_i |_{i=0} = [(Z_2 - Z_1) / (Z_2 + Z_1)]^2 = [(V_2 \cdot \rho_2 - V_1 \cdot \rho_1) / (V_2 \cdot \rho_2 + V_1 \cdot \rho_1)]^2$$

ou : Z_1 est l'impédance acoustique du premier milieu

V_1 sa vitesse et ρ_1 sa densité ; $Z_1 = V_1 \cdot \rho_1$

Z_2 est l'impédance acoustique du dernier milieu

V_2 sa vitesse et ρ_2 sa densité ; $Z_2 = V_2 \cdot \rho_2$

En terme d'amplitudes cette relation devient:

$$| A_r/A_i |_{i=0} = (Z_2 - Z_1) / (Z_2 + Z_1) = (V_2 \cdot \rho_2 - V_1 \cdot \rho_1) / (V_2 \cdot \rho_2 + V_1 \cdot \rho_1)$$

CHAPITRE III - PARAMETRES CARACTERISANT UNE OSCILLATION:

III - 1 - Introduction :

La source sismique engendre une impulsion tres breve de l'ordre de la milliseconde, a partir de laquelle on pourrait esperer enregistrer une trace "impulsionnelle", ou les arrivees des ondes seraient detectees avec une grande precision. En effet, l'onde sismique subit des filtrages, tant par terrain que par l'appareillage dont l'effet est de modifier l'impulsion initiale par un train d'ondes plus ou moins long. L'onde sismique se propage dans un espace a trois dimensions. Sa representation graphique tridimensionnelle s'avere difficile, c'est pourquoi, on se borne a la representation de l'amplitude de vibration "u" d'un point du milieu traverse par l'onde sismique en fonction du temps.

La courbe presentee sur la fig c'est-a-dire :

$$u=f(t)$$

Pour "x"=Cste est appelee "trace sismique ou sismogramme". La trace sismique a l'aspect d'une impulsion amortie avec le temps; le temps "t1" du commencement de la vibration est appele "impetus". Aux temps t2, t4, t6 etc.; on observe des bosses (les "maximums" et les "minimums").

Le temps:

$$T=t6 - t2$$

Est appele "periode". Elle indique en unite de temps le nombre de fois ou le corps oscillant passe par le meme etat.

La valeur inverse de la periode est la frequence lineaire:

$$f=1/T \quad ; \quad \omega=2\pi f$$

ω : etant la frequence circulaire, l' unite de la frequence lineaire est le Hertz celle de la frequence circulaire est rad/seconde. Il y a une autre representation des caracteres des oscillations des differentes particules du milieu en temps donne $t=Const.$ c'est-a-

dire on étudie la fonction $u=f(x), t=\text{const}$, ou u étant les valeurs des déplacements des différents points donnés. Cette fonction est nommée "profil d'onde". Les différents points du milieu sont déplacés de leur position stable aux différentes valeurs au moment donné, comme il est présenté sur la fig. La distance λ entre les bosses de même signe est appelée "la longueur d'onde". Elle est liée à la période par la relation suivante:

$$\lambda = V / f = V.T \text{ [m]}$$

Pour les ondes longitudinales, l'espace correspondant à deux mouvements de dilatation ou à deux mouvements de compression caractérise la longueur d'onde.

$$K = 1 / \lambda = f / V = 1 / V.T \text{ [m}^{-1}\text{]}$$

En prospection sismique on étudie encore la valeur inverse à la longueur d'onde appelée "nombre d'onde".

III - 2 - Oscillations Harmoniques et Périodiques

Il est évident que les ondes élastiques d'une impulsion de courte durée, sont classées parmi les oscillations dites "non-périodiques", c'est-à-dire parmi celles dont la forme ne se répète jamais. L'étude de ce type d'événements par la relation suivante:

$$F(t)=F(t+nT); (n=0,1,2,...)$$

Les formes d'impulsion se répètent périodiquement fig... Pour les oscillations harmoniques les variations d'un paramètre physique s'effectuent suivant les lois de "sinus ou cosinus". Si l'on désigne par $u(t)$ la déviation d'une particule quelconque à un instant "t" on a :

$$u(t)=a_0\sin(\omega t+\varphi)=a_0\sin(2\pi f.t+\varphi)$$

ou : a_0 étant l'amplitude initiale

φ phase initiale

ω fréquence circulaire.

lorsque $\varphi=\pi/2$ on a une oscillation harmonique cosinusoidale. Les oscillations harmoniques se caractérisent par les paramètres suivants: Amplitude; Fréquence (f) ou Période (T); Phase (φ).

III-3 Superposition des Oscillations

Le résultat de superposition (addition) des oscillations harmoniques engendrées simultanément présente un grand intérêt en sismique. Soient deux oscillations harmoniques $u_1(t)$ et $u_2(t)$ de même fréquence. L'étude de la superposition est assez difficile; c'est pourquoi on tente de ramener l'étude des oscillations non-périodiques à l'étude des oscillations périodiques et le plus souvent aux oscillations harmoniques. Ces dernières ne représentent qu'un type, le plus simple parmi les oscillations périodiques. Les oscillations périodiques peuvent être prévalentes, mais distinguées par leurs amplitudes a_1 et a_2 et leurs phases initiales φ_1 et φ_2 :

$$u_1 = a_1 \sin(2\pi f.t + \varphi_1)$$

$$u_2 = a_2 \sin(2\pi f.t + \varphi_2)$$

L'oscillation resultante sera la superposition des deux oscillations considerees:

$$\begin{aligned} U(t) &= u_1(t) + u_2(t) \\ &= a_1 \sin(2\pi f.t + \varphi_1) + a_2 \sin(2\pi f.t + \varphi_2) \\ &= a_1 \sin 2\pi f.t \cos \varphi_1 + a_1 \sin \varphi_1 \cos 2\pi f.t + a_2 \sin 2\pi f.t \cos \varphi_2 + a_2 \sin \varphi_2 \cos 2\pi f.t \\ &= \sin 2\pi f.t (a_1 \cos \varphi_1 + a_2 \cos \varphi_2) + \cos 2\pi f.t (a_1 \sin \varphi_1 + a_2 \sin \varphi_2) \end{aligned}$$

En designant:

$$a \cos \varphi = a_1 \cos \varphi_1 + a_2 \cos \varphi_2 \quad \text{et} \quad a \sin \varphi = a_1 \sin \varphi_1 + a_2 \sin \varphi_2$$

$$\Rightarrow U(t) = a \sin(2\pi f.t + \varphi)$$

a et φ peuvent etre determines en resolvant les equations precedentes mentionnees ci-dessus:

$$a = \sqrt{a_1^2 + a_2^2 + 2a_1 a_2 \cos(\varphi_1 - \varphi_2)}$$

$$\varphi = \arctg(a_1 \sin \varphi_1 + a_2 \sin \varphi_2) / (a_1 \cos \varphi_1 + a_2 \cos \varphi_2)$$

Donc, on peut constater, que le resultat de la superposition de deux oscillations harmoniques differentes par les amplitudes et les phases initiales est une oscillation harmonique de meme frequence, mais avec l'amplitude et la phase initiale exprimees par les relations precedentes. Il est a noter que, le resultat sera plus complique si on considere la superposition des oscillations de frequences differentes. Dans ce cas le resultat somme ne sera pas harmonique.

III - 4 - Decomposition des Oscillations

Theoriquement, un sismogramme a un contenu certain: l'ensemble des reflexions consecutives a l'explosion, provenant de couches geologiques d'emplacement determine. Mais si l'on effectue deux tirs au meme endroit, les deux sismogrammes different notablement, du fait de nombreux facteurs aleatoires. Les impulsions $S(t)$ engendrees par les explosions ne sont pas identiques, elles subissent une deformation et un allongement avec la profondeur et l'absorption. Enfin, plusieurs types de bruits s'ajoutent aux signaux sismiques. C'est pourquoi il est difficile de comparer les oscillations engendrees par differentes sources. Pour eliminer les ondes parasites, les sismiciens procedent a des analyses frequentielles.

On utilise le plus souvent pour la decomposition des oscillations: la Transformee de Fourier et l'integral de Duhamel. Afin de mieux comprendre les principes generaux de decomposition des oscillations un rappel mathematique serait utile. Notamment, on se contentera de mentionner les formules les plus courantes et principes generaux utilises en sismique.

III -5- Decomposition Spectrale des Oscillations:

Si "t" est une variable réelle, f(t) une fonction aux valeurs réelles ou complexes définie en tous les points et indéfiniment dérivable sur la droite réelle, et de plus à décroissance rapide à l'infini (conditions de Dirichlet) alors on peut lui faire correspondre une fonction que l'on nomme " Transformée de Fourier ".

$$F(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} s(\omega) e^{j\omega t} d\omega$$

ou bien

$$S(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} F(t) e^{-j\omega t} dt$$

La fonction S(ω) est une fonction complexe de variable ω (fréquence circulaire ou pulsation). Une fonction f(t) peut être représentée comme la somme de la fonction paire F1(t) et impaire F2(t). En appliquant la formule d'Euler on peut obtenir la relation suivante:

$$S(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} [F_1(t) + F_2(t)] e^{-j\omega t} dt = \int_{-\infty}^{+\infty} [F_1(t) \cos \omega t - j F_2(t) \sin \omega t + F_2(t) \cos \omega t - j F_1(t) \sin \omega t]$$

En tenant compte que la fonction "cos ωt" est paire et la fonction "sin ωt" est impaire on peut écrire:

$$S(\omega) = 2 \int_{-\infty}^{+\infty} F_1(t) \cos \omega t dt - 2j \int_{-\infty}^{+\infty} F_2(t) \sin \omega t dt = A(\omega) + jB(\omega)$$

F(t) n'existe que dans le domaine t ≥ 0
ou :

$$\operatorname{Re}\{S(\omega)\} = A(\omega) = 2 \int_{-\infty}^{+\infty} F_1(t) \cos \omega t dt$$

$$\operatorname{Im}\{S(\omega)\} = B(\omega) = -2 \int_{-\infty}^{+\infty} F_2(t) \sin \omega t dt$$

ou : $\operatorname{Re}\{S(\omega)\} = A$, Partie réelle

$\operatorname{Im}\{S(\omega)\} = B$, Partie imaginaire de la fonction S(ω)

S(ω) peut être représenté sous la forme suivante:

$$S(\omega) = S(\omega) \cdot e^{j\varphi(\omega)}$$

S(ω): étant le module

φ(ω): variable de la fonction complexe S(ω).

Ils sont liés aux fonctions A(ω) et B(ω) par les expressions suivantes:

$$S(\omega) = \sqrt{A^2(\omega) + B^2(\omega)}$$

$$\varphi(\omega) = \operatorname{Arctg} B(\omega) / A(\omega)$$

La fonction S(ω) est nommée le spectre d'amplitude, φ(ω) étant le spectre de phase. La partie réelle A(ω) et le module S(ω) du spectre complexe S(ω) sont les fonctions paires de la fréquence ω, par contre la partie imaginaire B(ω) et la variable φ(ω) sont les fonctions impaires:

$$A(-\omega) = A(\omega) ; B(-\omega) = -B(\omega) ; S(-\omega) = S(\omega) ; \varphi(-\omega) = -\varphi(\omega).$$

En effet la détermination du spectre d'une oscillation consiste en la détermination des deux fonctions réelles $S(\omega)$ et $\varphi(\omega)$. Enfin, on nomme "Transformée en cosinus" la fonction :

$$C(\omega) = \int F(t) \cos \omega t \, dt = 2 \int F(t) \cos \omega t \, dt$$

En vertu de cette expression toute fonction (ou oscillation) $f(t)$ peut être considérée comme la somme d'un certain nombre de cosinusoides de fréquences différentes, chaque cosinusoïde étant caractérisée par sa propre amplitude et sa phase. Autrement dit, chaque oscillation complexe (non-périodique) peut être décomposée en oscillations harmoniques simples. fig

III - 6- Représentation des Spectres:

La représentation des oscillations périodiques ou non-périodiques par la somme des oscillations harmoniques est appelée décomposition spectrale. Cette décomposition est unique, c'est-à-dire, toute oscillation ne peut être présentée qu'à l'aide d'une seule combinaison des oscillations harmoniques. Le résultat de la décomposition spectrale d'une oscillation périodique se présente un spectre de raies fig , ou sur l'axe d'abscisse on porte la fréquence linéaire "f" et sur l'axe des ordonnées les amplitudes $S(\omega)$. Le spectre des oscillations périodiques et harmoniques est composé de lignes équidistantes. Le spectre d'amplitude des oscillations non périodiques ou complexes est une courbe continue, dans le système des coordonnées "fréquence-amplitude" fig , puisque les intervalles entre des lignes spectrales diminuent infiniment, comme l'oscillation décomposée étant la fonction non-périodique. Il comprend un grand nombre d'oscillations harmoniques ayant des amplitudes et des fréquences différentes. Enfin pour construire les spectres des phases, on porte sur l'axe des ordonnées les phases initiales et sur l'axe des abscisses les fréquences fig . Maintenant, considérons les propriétés principales des Transformées de Fourier qui sont très importantes en "pratique" dans la décomposition spectrale:

III-6-1- Propriété de Conformité Reciproque et Synonyme:

A toute impulsion $F(t)$ correspond un spectre $S(\omega)$ et inversement à tout spectre $S(\omega)$ correspond une fonction $F(t)$ c'est-à-dire la décomposition spectrale de toute oscillation est unique. Si les spectres complexes de deux oscillations coïncident, on peut dire qu'elles sont identiques.

III-6-2- Addition des Spectres:

On sait que les Transformées de Fourier sont linéaires, c'est pourquoi on peut dire: si $S_1(\omega)$ et $S_2(\omega)$ sont respectivement les spectres complexes des fonctions $F_1(t)$ et $F_2(t)$ la somme sera:

$$S(\omega) = S_1(\omega) + S_2(\omega)$$

ou : $S(\omega)$ est le spectre complexe de la fonction sommaire:

$$F(t) = F_1(t) + F_2(t)$$

III-6-3- Similitude des oscillations et des spectres:

Soit deux fonctions semblables:

$$F_1(t) \text{ et } F_2(t) = kF_1(t)$$

ou k étant une constante arbitraire, qui ne dépend pas de "t" en sachant que les deux Transformées de Fourier sont linéaires, les spectres complexes $S_1(\omega)$ et $S_2(\omega)$ de ces fonctions, sont généralement semblables, autrement dit:

$$S_2(\omega) = kS_1(\omega).$$

III - 6 - 4 - Spectre d'une Oscillation Décalée en Temps par rapport à une autre Oscillation

Soit deux oscillations :

$$F_1(t) \text{ et } F_2(t) = F(t + \tau)$$

ou: τ est une constante, dans ce cas:

$$S_2(\omega) = S_1(\omega) e^{j\omega\tau}$$

Les spectres d'amplitude de ces oscillations sont identiques $S_1(\omega) = S_2(\omega)$; mais le spectre de phase de l'oscillation décalée sera:

$$\phi_2(\omega) = \phi_1(\omega) + \omega\tau$$

III - 6 - 5 - Spectre d'une Oscillation Serree ou Comprimee sur l'Axe des Temps

Soit deux oscillations :

$$F_1(t) \text{ et } F_2(t) = F_1(pt) \quad \text{ou: "p" = const.}$$

On distingue trois cas:

1- $p=1$ le signal est constant

1- $p>1$ le signal se comprime

2- $p<1$ le signal se dilate

$$S_2(\omega) = \int [F(pt) e^{-j\omega t}] dt = 1/p \int [F_1(t_1) e^{-j(\omega/p)t_1}] dt_1 = 1/p S_1(\omega/p)$$

$$\text{ou: } t_1 = pt ; \quad t = t_1/p ; \quad dt = d(t_1/p) = (1/p) dt_1.$$

Par conséquent, lorsque la durée d'une oscillation augmente de "p" fois sur l'axe des temps, le spectre d'amplitude se serrera de la même proportion sur l'axe des fréquences et inversement.

III -6 - 6 Spectre de Certaines Impulsions.

Examinons quelques impulsions théoriques et leurs spectres d'amplitude

III-6-6-1- Cas d'une Oscillation Sinusoïdale de la Forme $F(t)=a\sin\omega_0 t$

Le spectre d'amplitude de cette oscillation de durée infinie fig

III-6-6-2- Cas d'un Segment de la Sinusoïde ayant l'expression suivante:

$$F(t) = \begin{cases} 0 & t \leq 0 \\ \sin \omega_0 t & 0 < t < 2\pi n / \omega_0 \\ 0 & t \geq 2\pi n / \omega_0 \end{cases}$$

ou "n" nombre de périodes; le spectre complexe de l'oscillation est:

$$S(\omega) = \int \sin \omega_0 t e^{-j\omega t} dt = [2\omega_0 \sin n\pi(\omega/\omega_0)] / (\omega^2_0 - \omega^2) e^{j(n\pi\omega/\omega_0 - \pi/2)}$$

Le spectre d'amplitude sera:

$$S(\omega) = 2\omega_0 \sin n\pi(\omega/\omega_0) / (\omega^2_0 - \omega^2)$$

Considérons les spectres d'amplitude pour $n=1,2,3$

III-6-6-3- Une Oscillation Sinusoïdale Amortie

Elle est définie par l'équation suivante:

$F(t) = \{0 \text{ quand } t \leq 0 \text{ et } e^{-\alpha t} \sin \omega_0 t \text{ quand } t > 0 ; \text{ son spectre complexe est:}$

$$S(\omega) = \int e^{-(\alpha+j\omega)t} \sin \omega_0 t dt = \omega_0 / (\alpha + j\omega)^2 + \omega_0^2$$

Le spectre d'amplitude s'exprime par :

$$S(\omega) = \omega_0 / \sqrt{(\alpha^2 + \omega_0^2 - \omega^2)^2 + 4\alpha^2 \omega^2}$$

III-6-6-4- Une fonction Rectangulaire Unique $F(t)$

Est Donnée par la Formule Suivante:

$1(t) = \{0 \text{ quand } t < 0 \text{ et } 1 \text{ quand } t \geq 0 ; \text{ son spectre complexe est:}$

$$S(\omega) = \int e^{-j\omega t} dt = 1/j\omega$$

le spectre d'amplitude est égal a:

$$S(\omega) = 1/\omega$$

III-6-6-5- Impulsion Rectangulaire de Duree τ :

Qui s'exprime par l'equation suivante: $F(t)=\begin{cases} 0 & \text{quand } t \leq 0 \\ A & \text{quand } 0 < t < \tau \\ 0 & \text{quand } t \geq \tau \end{cases}$ On peut considerer cette fonction comme la difference de deux fonctions rectangulaires uniques:

$$F(t)=A[1(t) - 1(t-\tau)].$$

Le spectre complexe $S(\omega)$ de l'impulsion rectangulaire sera egal a:

$$S(\omega) = [2A\tau \sin(\omega\tau/2)/\omega\tau] e^{j\omega\tau}$$

Le spectre d'amplitude de cette impulsion peut etre calcule d'apres l'expression suivante:

$$S(\omega) = 2C \sin(\omega\tau/2)/\omega\tau$$

ou $C=A\tau$ etant l'aire de l'impulsion consideree.

III-6-6-6- Impulsion de Dirac (unitaire) $F(t)=\delta(t)$.

L'impulsion dite de Dirac $\delta(t)$, joue le role de l'impulsion unite, dans les problemes de physique impulsionnelle. La forme de cette impulsion est indifferente a condition que la base soit infiniment petite, elle peut prendre 2 formes classiques: 1- la forme d'un rectangle de largeur ζ et de hauteur $1/\zeta$ dans les problemes ou l'on doit echantillonner des courbes. 2- La forme plus "physique" d'une cloche tres etroite et d'une hauteur assez grande dans les autres problemes. Impulsion de Dirac est exprimee de la maniere suivante:

$$F(t) = \begin{cases} \int_{-\infty}^{\infty} F(t) dt = 1 & \text{si } t_1 < 0 < t_2 \text{ ou bien } 0 \text{ si } t_1 t_2 > 0 \\ 0 & \text{si } t \neq 0 \end{cases}$$

Le spectre complexe est:

$$S(\omega) = 1 = S(\omega)$$

et coincide avec le spectre d'amplitude: $S(\omega) = 1$ C'est-a-dire que le spectre comprend toutes les frequences d'egale mesure.

Nous avons deja note que des impulsions sismiques ne durent que pendant un temps tres bref et elles ont la forme d'une impulsion croissante-amortie. C'est pourquoi il est important de considerer les spectres de quelques impulsions qui ressemblent aux impulsions sismiques. L'impulsion de Berlague et l'impulsion de cloche sont de cette serie d'impulsions.

III-6-6-7- Impulsion de Berlague:

Elle s'exprime par la relation suivante:

$$F(t) = \begin{cases} t \cdot e^{-2\pi\alpha t} \cdot \sin f_0 t & t > 0 \\ 0 & \text{pour } t \leq 0 \end{cases}$$

ou $t \cdot e^{-2\pi\alpha t}$ est l'amplitude d'impulsion. son spectre complexe peut être trouvé à l'aide de l'expression suivante:

$$S(f) = \frac{2f_0}{(2\pi)^2} \left\{ \alpha [(\alpha^2 + f^2)^2 - f^4 + 4\alpha^2 f^2] + j f [(f_0^2 - f^2)^2 + \alpha^4 + 4\alpha^2 f^2] / [(\alpha^2 + f^2 - f^2)^2 + 4\alpha^2 f^2] \right\}$$

III-6-6-8- Impulsion en Cloche:

Nous avons examiné les spectres de plusieurs impulsions et on peut constater que les formes des spectres obtenus ne coïncident pas avec celles des impulsions. C'est bien le cas de dire que les formes des spectres et des impulsions diffèrent toujours. Mais il y a une exception de cette règle générale et à titre d'exemple on peut citer l'impulsion ayant la forme de cloche et qui est nommée "impulsion de cloche": $a \cdot e^{-(2\pi\alpha t)^2}$. Cette impulsion est symétrique par rapport à l'origine de système de coordonnées et son spectre complexe ne contient que la partie réelle:

$$S(f) = a \cdot e^{-(f/2\alpha)^2} / 2\alpha\sqrt{\pi}$$

Il est commode d'avoir un multiplicateur égal à une et c'est pourquoi nous remplaçons "a" par: $2\alpha\sqrt{\pi}$:

$$a = 2\alpha\sqrt{\pi}$$

on obtient alors:

$$F(t) = 2\alpha\sqrt{\pi} e^{-(2\pi\alpha t)^2}$$

$$\Rightarrow S(f) = e^{-(bf)^2}$$

ou $b = 1/2\alpha$. Nous avons examiné certaines impulsions théoriques et leurs spectres. Maintenant notons quelques propriétés importantes de la décomposition spectrale des fonctions:

- Le maximum de spectre d'amplitude coïncide avec la fréquence apparente (visible) de l'oscillation.

- La forme du spectre d'impulsion dépend de sa durée c'est-à-dire il y a une liaison inversement proportionnelle entre elles. a)- Lorsque la durée de l'impulsion croît, son spectre d'amplitude devient plus étroit; b)- Lorsque la durée de l'impulsion diminue, son spectre s'élargit et la fréquence maximum f_{\max} ne coïncide plus avec la fréquence apparente (visible).

CHAPITRE IV - PROPAGATION DES ONDES SISMQUES (Front, Rayon, Isochrone)

IV-1 Introduction:

Considerons un milieu homogène, isotrope et une source ponctuelle d'énergie S engendrant une onde élastique de durée très brève δt (telle l'explosion d'une petite charge de dynamite) fig ; La force engendrant des ondes élastiques au point S n'agit que pendant un temps bref. Par conséquent, les oscillations ne peuvent subsister qu'aux points de coordonnées suivantes :

$$V_p.(t_1 - \delta t) \leq r_1 \leq V_p.t_1$$

ou V_p : vitesse de propagation des ondes longitudinales; t_1 : temps considéré; r_1 : est la largeur du domaine d'existence des oscillations. Si l'on considère la position des oscillations en un temps t_2 supérieur à t_1 ($t_2 > t_1$), alors la condition suivante doit être satisfaite:

$$V_p.(t_2 - \delta t) \leq r_2 \leq V_p.t_2.$$

En analysant ces deux inégalités on peut conclure que les oscillations se propagent en s'éloignant de la source S . Au moment t_1 les oscillations n'existent qu'entre deux sphères de rayon:

$$r_{11} = V_p.(t_1 - \delta t) \text{ et } r_{22} = V_p.t_1$$

Mais pour le moment t_2 , le rayon de ces sphères sont:

$$r_{12} = V_p.(t_2 - \delta t) ; r_{22} = V_p.t_2.$$

On peut conclure, que si dans un milieu une impulsion de durée δt se propage à tous les temps $t > \delta t$, on peut distinguer deux domaines:

1 - Le domaine (sphère) interne de rayon R_{in} :

$$R_{in} = V_p.(t - \delta t)$$

dans lequel les oscillations engendrées par la source se sont déjà amorties.

2 - La couche sphérique de rayon interne (R_{in}) et d'épaisseur " r ":

$$r = V_p.\delta t$$

dans laquelle les oscillations subsistent.

3 - Le domaine extérieur enveloppé par la sphère de rayon R_{ex} :

$$R_{ex} = V_p.t$$

Les oscillations engendrées par la source S n'ont pas atteint ce domaine. La surface limitant à l'extérieur de couche dans laquelle les oscillations existent et appelée "front primaire" de l'onde (front avant). La surface limitant de l'intérieur cette couche est appelée (front arrière). En un mot on appelle Front d'Onde la limite entre le domaine où les particules du milieu ont déjà mises en mouvement et celui où elles sont encore

au repos. Le front d'onde est mobile et à chaque instant du temps : $t_0, t_1, t_2, t_3, \dots, t_m$; il occupe une nouvelle position. Pour déterminer la position d'un front à un temps "t" on a introduit la notion d'isochrone. On appelle "isochrone" une surface dont tous les points ont le même temps $t = \text{const}$. Les isochrones sont des surfaces qui coïncident avec le front à des moments différents. Chaque isochrone est caractérisée par son propre temps. fig . On distingue quatre types d'ondes suivant la forme du front d'onde à savoir:

- 1- onde sphérique
- 2- onde plane
- 3- onde cylindrique
- 4- onde conique.

Sur les fronts de ces ondes les déviations des particules sont pareilles et en phases. Dans le milieu homogène l'onde issue d'une source ponctuelle est sphérique. Si une onde sphérique a un rayon important il est possible d'assimiler cette onde à une onde plane. On peut alors plus simplement considérer les rais perpendiculaires au front d'onde, rais à qui l'on donne le nom de rayon sismique. Les rayons des ondes élastiques dans le milieu homogène et isotrope sont les lignes droites ; dans le milieu hétérogène et anisotrope les rayons sont curvilignes. Mais il est à noter que la conception de propagation par rayon n'a pas ici un caractère physique, la seule réalité physique étant le front d'onde. L'ensemble d'isochrones est appelé "champ de temps" si Δt est l'accroissement du temps $t = t(x, y, z)$ le long du rayon sismique on peut écrire:

$$\Delta n = V(x, y, z) \Delta t$$

ou Δn est la distance entre deux isochrones; $v(x, y, z)$ étant la vitesse. En passant à la limite $\Delta n \rightarrow 0$ on peut déterminer le gradient de temps :

$$\tau = [\text{grad } t] = dt/dn = 1/v(x, y, z)$$

et en remplaçant "n" par ses composantes (x, y, z) on peut écrire:

$$(\partial t / \partial x)^2 + (\partial t / \partial y)^2 + (\partial t / \partial z)^2 = 1/V^2(x, y, z)$$

Cette équation est nommée Equation de Champ de Temps ou bien l'équation d'Hamilton. La solution est une fonction $t = t(x, y, z)$, qu'on appelle fonction de temps. Pour l'ensemble des isochrones on a:

$$t(x_i, y_i, z_i) = t_i$$

ou t_i : étant le temps correspondant à une isochrone fixe choisie parmi un ensemble d'isochrones.

IV - 2 Principes de la Sismique Géométrique:

La sismique géométrique se conforme aux mêmes lois que celles de l'optique géométrique, on examine les indices géométriques caractérisant la propagation des ondes.

telle que: temps de parcours , vitesse, trajectoires, vitesse apparentes, front d'onde, hodochrone.

Ce sont les caractéristiques dites cinématiques. La sismique géométrique se fonde sur quatre principes:

IV 2-1- Principe de Huyguens:

En vertu de ce principe, chaque point du front d'onde "f1" peut être considéré comme la source d'une nouvelle onde sphérique fig . Le nouveau front d'onde "f2" après un certain laps de temps "t" est alors l'enveloppe mathématique de toutes les nouvelles petites ondes élémentaires appelées ondelettes. Les vibrations qu'elles engendrent se détruisent partout mutuellement par interférence destructive sauf sur une surface qui est l'enveloppe mathématique des ondelettes et qui constitue elle-même un front d'onde. Dans un milieu homogène et isotrope ($v_i = \text{const}$) les fronts élémentaires sont sphériques et de rayon :

$$r = vt$$

Si le milieu est hétérogène (ou la vitesse est variable ($v \neq \text{cste}$)) les rayons des ondelettes seront différents pour chaque point du front F1

$$r_k = v_k.t$$

Dans ce cas l'enveloppe des ondelettes constitue également un front initial F1 fig. Donc, suivant le principe de Huyguens le front d'onde est la surface que l'onde sismique a atteinte à un instant donné.

IV-2-2- Principe de Fermat:

Tout d'abord rappelons que les trajectoires orthogonales aux fronts d'ondes sont les rayons ou rais sismiques. Le temps de parcours de l'onde le long du rayon sismique est inférieur au temps de parcours par tout autre chemin. Autrement dit, l'onde s'efforce de parcourir d'un point à l'autre pendant un temps le plus court fig. C'est justement le principe de Fermat. Il est évident que, dans un milieu homogène les rayons sismiques sont les lignes droites, mais dans des milieux hétérogènes ce sont les lignes brisées ou curvilignes.

IV-2-3- Principe de réciprocity:

Le temps de parcours, le trajet et le caractère d'ébranlement ne subissent pas de changement si l'on permute la source d'onde (le point de tir) et le sismographe fig

IV-2-4- Principe de superposition:

Si dans un milieu deux ondes se propagent simultanément, chacune de ces ondes se propage comme si l'autre n'existe pas (elles se propagent indépendamment). Autrement dit, on peut construire les isochrones de chaque onde sans tenir compte de la propagation de l'autre.

IV-3- Hodochrone . Vitesse Apparente:

En Sismique les hodochrones jouent un grand rôle dans le traitement et l'interprétation. On appelle hodochrone une courbe "temps-distance" c'est-à-dire une courbe qui est construite d'après le temps d'arrivée des ondes sismiques aux différents points de réception. (aux sismographes situés sur la surface de la terre). Supposons que l'on observe les temps d'arrivée d'une onde sismique à partir de deux sismographes S1 et S2 situés sur la surface de la terre fig. L'onde arrive au point S1 au temps t_1 , elle atteint le point S2 au moment:

$$t_2 = t_1 + \Delta t.$$

La vitesse vraie de propagation de l'onde sismique est:

$$V = \Delta S / \Delta t.$$

Mais à la surface de la terre l'onde atteint le sismographe S2 en parcourant la distance $\Delta x = S1 \rightarrow S2$ à la vitesse V_a qui est nommée vitesse apparente:

$$V_a = \Delta x / \Delta t.$$

La vitesse apparente est une vitesse de propagation du front d'onde le long de la ligne d'observation (ou bien du profil). Il n'est pas très difficile de remarquer que dans le triangle "QS1S2" on a :

$$\Delta S = \Delta x \cdot \sin \alpha = \Delta x \cdot \cos e$$

ou α : est l'angle entre le raie sismique et la normale qui s'appelle "angle d'incidence" de l'onde (e: angle d'émergence). On peut écrire que:

$$V = \Delta x \cdot \sin \alpha / \Delta t = \Delta x \cdot \cos e / \Delta t = V_a \cdot \sin \alpha = V \cdot \cos e$$

d'où:

$$V_a = V / \sin \alpha = V / \cos e.$$

En sachant que $\sin \alpha < 1$ et $\cos e < 1$, on peut constater que la vitesse apparente est en général supérieure à la vitesse vraie:

$$V_a > V \text{ pour } \alpha < \pi/2 ; \text{ si } \alpha = \pi/2 \text{ on a: } V_a = V$$

C'est-à-dire que le front d'onde est orthogonal (le raie sismique est parallèle à la ligne d'observation fig.)

$$\text{si } \alpha = 0, \text{ on a: } V_a \rightarrow \infty$$

Autrement dit, le front de l'onde est parallèle à la ligne d'observation (le raie sismique est perpendiculaire), la vitesse apparente a une valeur infiniment grande fig. La vitesse apparente peut être négative ou positive en dépendance de la direction d'émergence de l'onde par rapport au point de tir fig. On peut calculer la vitesse apparente à partir de l'hodochrone en effet :

$$V_a = \Delta x / \Delta t \text{ [m/sec]}.$$

En sismique, on utilise encore la valeur inverse à la vitesse apparente que l'on appelle "gradient de Temps":

$$\tau = [\text{grad } t] = [1/V_a]; [\text{sec/m}].$$

IV-4 L'Equation de l'Onde et les Solutions Particulières

Pour engendrer les ondes sismiques il faut appliquer une force; lorsqu'un milieu élastique initialement au repos est soumis à des forces de volume, l'équilibre initial est rompu et un déplacement se produit de façon à rétablir un nouvel équilibre. En sismique on étudie généralement, des actions concentrées et les ondes sismiques se propagent dans le milieu à partir d'une source que l'on peut souvent considérer comme ponctuelle. Le mouvement des particules du milieu homogène et élastique pendant la propagation de l'onde sismique peut être exprimé par l'équation différentielle d'ordre deux avec les dérivées partielles:

$$\partial^2 U / \partial t^2 = V^2 (\partial^2 U / \partial x^2 + \partial^2 U / \partial y^2 + \partial^2 U / \partial z^2) = V^2 \Delta U$$

ou $U = U(x, y, z, t)$ est la fonction d'onde qui détermine la loi de déviation des particules dans tous les points et à tout moment "t"; V étant la vitesse de l'onde. Considérons quelques types de solutions de l'équation de l'onde: a) Tout d'abord étudions la solution de l'équation pour une onde plane: La solution partielle est:

$$U = F_1(t - X/V) + F_2(t + X/V).$$

Cette solution vérifie, donc l'équation ci-dessus; en effet la dérivée partielle de U par rapport à t s'écrit:

$$\partial U / \partial t = F'_1(t - x/V) + F'_2(t + x/V)$$

La dérivée seconde de U est:

$$\partial^2 U / \partial t^2 = F''_1(t - x/V)$$

La dérivée partielle de U par rapport à "x" s'écrit:

$$\partial U / \partial x = -1/V F'_1(t - x/V) + 1/V F'_2(t + x/V).$$

La dérivée seconde de U est:

$$\partial^2 U / \partial x^2 = 1/V^2 F''_1(t - x/V) + 1/V^2 F''_2(t + x/V);$$

En remplaçant $\partial^2 U / \partial x^2$ et $\partial^2 U / \partial t^2$ par ses valeurs trouvées on peut démontrer que :

$$\partial^2 U / \partial t^2 + V^2 \partial^2 U / \partial x^2$$

Exemple: Considérons une onde plane sinusoidale:

$$U = \sin \omega(t - x/V)$$

$$\begin{aligned} \partial U / \partial t &= \omega \cos \omega(t - x/V) ; \\ \partial U / \partial x &= -\omega/V \cos \omega(t - x/V) ; \\ \partial^2 U / \partial t^2 &= -\omega^2 \sin \omega(t - x/V) ; \\ \partial^2 U / \partial x^2 &= -\omega^2/V^2 \sin \omega(t - x/V) \end{aligned}$$

d'ou on peut ecrire:

$$\partial^2 U / \partial t^2 = V^2 \partial^2 U / \partial x^2$$

A present examinons le cas general: La propagation d'une onde dans l'espace. La solution de l'equation de l'onde est de la forme suivante:

$$U = F(mx + ny + kz + pt)$$

ou m,n,k,p etant les constantes qui determinent la position du front plan dans l'espace.

Elles sont liees a la vitesse V et aux cosinus directeurs. Exprimons V par les coefficients :m,n,k,p.

$$\begin{aligned} \partial U / \partial t &= pF'(mx + ny + kz + pt) \\ \partial U / \partial x &= mF'(mx + ny + kz + pt) \\ \partial U / \partial y &= nF'(mx + ny + kz + pt) \\ \partial U / \partial z &= kF'(mx + ny + kz + pt) \end{aligned}$$

Les derivees secondes de U sont :

$$\begin{aligned} \partial^2 U / \partial t^2 &= p^2 F''(mx + ny + kz + pt) \\ \partial^2 U / \partial x^2 &= m^2 F''(mx + ny + kz + pt) \\ \partial^2 U / \partial y^2 &= n^2 F''(mx + ny + kz + pt) \\ \partial^2 U / \partial z^2 &= k^2 F''(mx + ny + kz + pt) \end{aligned}$$

En injectant ces valeurs dans l'equation d'onde, on peut trouver :

$$p^2 F''(mx + ny + kz + pt) = V^2 (m^2 + n^2 + k^2) F''(mx + ny + kz + pt)$$

$$V = p / \sqrt{(m^2 + n^2 + k^2)}$$

La solution elementaire de l'equation d'onde s'ecrit egalement sous la forme suivante :

$$U = F(x \cos N_x + y \cos N_y + z \cos N_z + Vt)$$

ou :

$$\cos N_x = m / \sqrt{(m^2 + n^2 + k^2)}$$

$$\cos N_y = n / \sqrt{(m^2 + n^2 + k^2)};$$

$$\cos Nz = k / \sqrt{(m^2 + n^2 + k^2)}.$$

Sont les cosinus directeurs du raie sismique qui est perpendiculaire au front plan. On peut transformer la formule en la représentant de la manière suivante:

$$U = F[x/V \cos Nx + y/V \cos Ny + z/V \cos Nz + t]$$

si l'onde sismique a la même direction que celle de l'axe des abscisses, alors;

$$y=0; z=0; \cos Nx=1$$

il en résulte que:

$$U = F(t - x/V)$$

il est évident que pour une onde plane se propageant dans la direction de "-x" on a: $U = F(t - x/V)$.

Considérons la solution de l'équation d'onde pour une onde sphérique: elle s'exprime comme suit:

$$U = 1/r \{F_1(t - x/V) + F_2(t + x/V)\}$$

ou "r" est le rayon du front sphérique. Cette solution de l'équation d'onde comprend deux parties: -cas où l'onde se propage suivant la direction "+x" et également pour l'onde se propageant dans le sens inverse "-x". L'énergie de l'onde sphérique diminue avec la distance, parce que son énergie est donc, répartie sur une surface sphérique, qui croît comme le carré du rayon de la sphère. Il en résulte que l'énergie par unité de surface est inversement proportionnelle au carré de la distance de la source. L'élargissement du front sphérique s'appelle "dilatation". La perte de l'énergie de l'onde sphérique à cause de dilatation est importante au voisinage de la source. Aux points plus éloignés de la source le front se redresse et devient presque plan. De cette dispersion d'énergie avec la distance ne sera pas la seule cause d'atténuation de l'amplitude de l'onde, cette amplitude étant proportionnelle à la racine carrée de l'énergie:

$$A = \sqrt{E}$$

Il faut encore tenir compte des pertes par absorption notamment de la dissipation de l'énergie élastique (frottement des particules du milieu). L'amplitude de l'onde sismique peut être calculée à l'aide de la formule suivante:

$$A = A_0 \cdot e^{-\alpha r} / r^n$$

ou " α " est le coefficient d'absorption; "n" étant l'exposant de dilatation. Lorsque $\alpha=0$, l'absorption n'existe pas; $n=1$ pour l'onde sphérique; $n=2$ pour l'onde cylindrique et $n=0$ pour l'onde plane. On voit donc, que le poids des charges d'explosif deviendra rapidement important principalement en sismique réflexion, où la distance entre le point d'excitation et le point d'enregistrement croît fréquemment de 1 à 100 km

IV - 5 - Reflexion et Refraction des Ondes Sismiques:

Les ondes sismiques provoquées par une explosion ou par un ébranlement artificiel se propagent dans tous les sens du point d'excitation; si le milieu est homogène et isotrope les ondes sismiques suivent leurs parcours en profondeur sans aucune perturbation jusqu'à l'amortissement complet. Mais pour prévoir la propagation des ondes dans un milieu hétérogène et stratifié il faut rechercher les phénomènes produits par la présence de frontières limitant ce milieu. Tout d'abord considérons le passage d'une onde sismique à travers la surface de séparation de deux milieux de propriétés physiques différentes. Sur cette surface on a des phénomènes de réflexion et de réfraction fig . Les phénomènes de réflexion et de réfraction des ondes sismiques sont plus complexes qu'en optique, du fait qu'une onde incidente longitudinale ou transversale donne naissance à deux ondes réfléchies et deux ondes réfractées. L'une des deux ondes réfléchies sera longitudinale, tandis que l'autre sera transversale. Considérons deux milieux: fig ; "i" et "it" sont les angles de réflexion des ondes L et T. Les ondes sismiques se réfléchissent et se réfractent suivant la loi de Snell-Descartes, qui s'exprime comme suit: - Tous les rayons: incidents, réfléchis et réfractés sont situés dans le même plan normal à la surface de séparation des milieux, qui s'appelle "plan des rayons"; - L'angle d'incidence, les angles de réflexion et de réfraction sont liés aux vitesses par la relation suivante :

$$\begin{aligned} \sin i(l) / V_1 &= \sin i(i) / V_1 \\ &= \sin i(r) / V_1 \\ &= \sin \alpha(l) / V_2 \\ &= \sin \alpha(r) / W_2 \\ &= \sin i(r) / W_1 \\ &= 1 / V_a \quad \text{fig} \end{aligned}$$

Les valeurs inverses aux vitesses apparentes de toutes les ondes au point "A" sont égales. Cela veut dire, que sur l'interface le front d'onde d'incidence ne se décroche pas, seul la direction du front étant changée. On peut exprimer la loi de réflexion dans le cas d'incidence d'une onde longitudinale. Considérons tout d'abord l'onde réfléchie - longitudinale, qui se propage dans le milieu I. Nous voyons que:

$$\sin i(l) / V_1 = \sin i'(l) / V_1 ; i = i'$$

Donc: l'angle d'incidence est égal à l'angle de réflexion.

Maintenant, considérons l'onde réfléchie-transversale. Nous voyons que:

$$\sin i(l) / V_1 = \sin i'(r) / W_1 , V_1 \neq W_1 \Rightarrow i(l) \neq i'(r)$$

Dans le cas d'incidence d'une onde transversale sur l'interface, pour l'onde réfléchie-transversale on a:

$$\sin i(r) / W_1 = \sin i'(t) / W_1 \Rightarrow i(t) = i'(t).$$

En même temps nous pouvons démontrer que pour l'onde réfléchie longitudinale:

$$\sin i(t) / W_1 = \sin i'(l) / V_1 ; W_1 \neq V_1 ; i(t) \neq i'(l).$$

La loi de refraction pour les ondes incidentes et refractees de la meme nature (soit longitudinale soit transversale) peut etre exprimee de la maniere suivante:

$$\sin i / \sin \alpha = V_1 / V_2$$

Lors de la refraction des ondes sismiques, quatre cas peuvent avoir lieu:

1- Lorsque la vitesse V_1 est superieur a la vitesse V_2 ($V_1 > V_2$), l'angle de refraction devient inferieur a l'angle d'incidence i ;

2- Lorsque $V_1 < V_2$, l'angle α est toujours superieur a l'angle i ;

3- Il y a un cas particulier lorsque $V_2 \gg V_1$ l'angle d'incidence $i = i_l$ devient tel que l'angle de refraction $\alpha = 90^\circ$, on a:

$$\sin i_l = V_1 / V_2$$

Cet angle d'incidence il est nomme angle limite. Dans ce cas le rayon refracte glisse le long d'interface;

4- Si l'angle d'incidence est superieur a l'angle limite " i_l " on a le phenomene de reflexion total fig . En sismique, le cas exceptionnel ou le rayon refracte glisse le long d'interface, represente un interet important.

IV 5-1 - Generalites sur les Hodochrones, sur les Champs de Temps des Ondes Reflechies et Refractees; Ondes Coniques

Considerons deux formations homogenes I et II paralleles, dont les vitesses sismiques sont V_1 et V_2 telles que $V_2 > V_1$ fig ; au point O trois sortes d'ondes pourront etre detectees: * Une onde qui atteint les points de reception S_1, S_2, \dots en ligne droite ou onde directe; * Une onde reflechie par le toit de la formation II c'est l'onde designee R_x . * Une onde refractee qui a glisse le long de l'interface I-II c'est l'onde designee par R_f . Considerons, a present, les courbes "temps-distance". Sur un graphe portons en abscisse les distances "x" separant le point d'enregistrement S de la source d'embranement O et en ordonnee, les temps de propagation des ondes sismiques. Nous obtiendrons trois courbes:

- 1- L'indicatrice (hodochrone) de temps de l'onde directe;
- 2- L'indicatrice de la forme d'une hyperbole-temps de l'onde reflechie R_x
- 3- La dromochronique de l'onde refractee R_f .

Etant donne que les ondes refractees ne peuvent etre presentees que si la distance est superieur a la distance limite " x_1 ". La dromochronique ne recoupe jamais l'axe des temps. Remarquons que, pour cette distance limite " x_1 ", les hodochrones des ondes reflechies et refractees sont toujours tangentes. Il est a noter qu'a partir d'une certaine distance, dite distance critique " x_c ", l'onde refractee arrive aux sismographes avant les ondes directes. Nous avons note, que lorsqu'un front d'onde rencontre une surface ou les proprietes physiques changent brusquement, une partie de l'energie revient a la surface de la terre dans le premier milieu, (reflexion), une autre partie est transmise dans le deuxieme milieu (refraction). Le front d'onde, issue d'une source O ponctuelle, est une sphere, jusqu'au moment ou l'onde incidente atteint l'interface. A partir de ce moment un front spherique reflechi ayant pour centre l'image O' de O apparait fig ; et en meme temps du point A une onde refractee se propage dans le deuxieme milieu donc le front est une surface de revolution (parallele a un ellipsoide) limitee au meme cercle. Du fait que le temps s'ecoule et le point de reflexion s'eloigne du point d'excitation, " i " augmente jusqu'a l'angle limite " i_1 " : $\sin i_1 = V_1/V_2$ ($\alpha = \pi/2$).

A partir de ce moment le front refracte etant devenu normal a l'interface, lui demeure toujours normal. L'onde refractee glisse le long de l'interface avec la vitesse V_2 ; ($V_2 > V_1$). Des que l'onde atteint le point L, le front d'onde refracte devient perpendiculaire a l'interface et se decroche, donc, de celui des ondes incidentes (directes) Le front refracte introduit sur le trajet L un etat vibratoire (sur l'interface), qui a son tour induit un etat vibratoire dans le milieu I. L'application du principe de Huyguens permet de trouver le nouveau front conique d'onde: C'est l'enveloppe de toutes les ondelettes crees dans le milieu superieur par le passage du front refracte. Le front d'onde se propage dans ce milieu avec une vitesse qui ne peut qu'etre egal a V_1 . D'autre part, ce front coupe la surface de la terre (interface) sous

l'angle limite "i1", c'est-à-dire la vitesse apparente de cette onde sera égal à V2, puisque: $V_{app} = V1/\sin i1 = V2$.

Donc, nous voyons qu'il est possible, grâce à l'onde conique de détecter, à partir de la surface du milieu I, un ébranlement réfracté par le milieu II. Pour cela, il suffit de placer les géophones au-delà d'une certaine distance de la source O; cette distance est égale à x1: x1 s'appelle distance limite (ou encore la zone morte). Elle est fonction de la valeur de l'angle limite "i1" (contraste des vitesses) ainsi que de l'épaisseur "h" du milieu (superposé) supérieur.

IV-6- Impédance Acoustique: Coefficient de Reflexion et de Refraction

Lors de l'incidence d'une onde sismique sur une interface plane les ondes secondaires (longitudinales et transversales) se forment. Les ondes secondaires de même type que l'onde incidente s'appellent "ondes monotypes" et celles d'autres types "ondes d'échanges"; l'intensité relative des ondes réfléchies et réfractées dépend de la répartition de l'énergie de l'explosion, des conditions de réflexion et de la vitesse etc.. Il a été démontré qu'il y a les rapports suivants entre les amplitudes des ondes secondaires et celle des ondes primaires (cas de l'incidence d'une onde longitudinale sur la surface) :

$$-A_i \sin(i) + A_t \cos(i) - B_l \sin(\alpha) - B_t \cos(\alpha) = -\sin(i) ;$$

$$-A_i \cos(i) - A_t \sin(i) + B_l \cos(\alpha) - B_t \sin(\alpha) = \cos(i) ;$$

$$-A_i \sin(2\alpha)$$

$$+ A_t \left(\frac{V1}{W1}\right) \cos(2i) + B_l \left(\frac{\rho2}{\rho1}\right) \left(\frac{W2}{W1}\right) \left(\frac{V1}{V2}\right) \sin(2\alpha) + B_t \left(\frac{\rho2}{\rho1}\right) \left(\frac{V1 \cdot W2}{W1^2}\right) \cos(2\alpha) = \sin(2i) ;$$

$$-A_i \cos(2i) - A_t \left(\frac{W1}{V1}\right) \sin(2i) - B_l \left(\frac{\rho2}{\rho1}\right) \left(\frac{V2}{V1}\right) \cos(2\alpha) + B_t \left(\frac{\rho2}{\rho1}\right) \left(\frac{W2}{W1}\right) \sin(2\alpha) = -\cos(2i) .$$

ou : $A_i = a_i/a$; $A_t = a_t/a$; $B_l = b_l/a$; $B_t = b_t/a$.

Les coefficients A_i et A_t déterminent les relations entre des amplitudes des ondes réfléchies (Longitudinale et transversale) et de l'onde incidente et s'appelle "coefficient de réflexion". Physiquement, le coefficient de réflexion représente le rapport de l'amplitude de l'onde réfléchie à celle de l'onde incidente. Le coefficient de réflexion est généralement de l'ordre du centième au contact de diverses formations géologiques, mais peut atteindre des valeurs beaucoup plus grandes en présence de certains matériaux. À titre d'exemple les couches de charbon réfléchissent 30% de l'énergie du signal incident. Les coefficients B_l et B_t sont les coefficients de réfraction et montrent les relations entre des amplitudes des ondes réfractées (longitudinales et transversales) et de l'onde incidente.

IV-6-1 Analyse de Quelques Cas Particuliers:

IV-6-1-1 Incidence Normale:

Considerons tout d'abord le cas exceptionnel de l'incidence normale d'une onde longitudinale sur la surface de separation de deux milieux. D'apres l'equation de Snell nous avons: $i=i'=i''=t=\alpha=\alpha'=0$. Dans ce cas les 4 equations precitees peuvent etre ecrites de la maniere suivante:

$$\begin{aligned} Q_t - B_t &= 0 ; \\ A_t + B_t \cdot \rho_2 \cdot W_2 / \rho_1 \cdot W_1 &= 0 ; \\ -A_l + B_l &= 1 ; \\ -A_l + B_l \cdot \rho_2 \cdot V_2 / \rho_1 \cdot V_1 &= -1 ; \end{aligned}$$

d'ou, on a :

$$A_t = B_t = 0 ;$$

$$\begin{aligned} A_l &= - (\rho_2 \cdot V_2 / \rho_1 \cdot V_1) \cdot B_l + 1 \\ &= - (1 + A_l) \cdot (\rho_2 \cdot V_2 / \rho_1 \cdot V_1) + 1 \\ &= - (\rho_2 \cdot V_2 / \rho_1 \cdot V_1) - (\rho_2 \cdot V_2 / \rho_1 \cdot V_1) A_l + 1 \end{aligned}$$

$$A_l \cdot (1 + \rho_2 \cdot V_2 / \rho_1 \cdot V_1) = (\rho_1 \cdot V_1 - \rho_2 \cdot V_2) \rho_1 \cdot V_1$$

$$\Rightarrow \begin{aligned} A_l &= (\rho_2 \cdot V_2 - \rho_1 \cdot V_1) / (\rho_1 \cdot V_1 + \rho_2 \cdot V_2) \\ B_l &= 2 \rho_1 \cdot V_1 / (\rho_1 \cdot V_1 + \rho_2 \cdot V_2) \end{aligned}$$

Donc, lors de l'incidence normale seules les ondes monotypes (longitudinales) se forment, les ondes d'echange (transversales) etant inexistantes. On se souviendra que (la resistivite acoustiques) l'impedance acoustique d'un milieu donne est egal au produit de la vitesse dans ce milieu par sa densite. Pour les ondes longitudinales l'impedance acoustique est ρV ; pour les ondes transversales est egale a ρW . Designons par le terme "m" le rapport $\rho_2 \cdot V_2 / \rho_1 \cdot V_1 = m$. Alors pour les coefficients de reflexion et de refraction nous avons les rapports suivants:

$$A_l = (1 - m) / (1 + m)$$

$$B_l = 2 / (1 + m).$$

IV-6-2 Variation du Coefficient de Reflexion avec l'Angle d'Incidence:

Pour un angle d'incidence α' quelconque le rapport de la pression de l'onde reflechie a celle de l'onde incidente est determine a l'aide du coefficient de Rayleigh (Officier 1958)

$$R = \left[\frac{\rho_2}{\rho_1} - (v_1^2 / V^2 - \sin^2 i)^{1/2} / (1 - \sin^2 \alpha')^{1/2} \right] / \left[\frac{\rho_2}{\rho_1} + (v_1^2 / V^2 - \sin^2 i)^{1/2} / (1 - \sin^2 \alpha')^{1/2} \right]$$

Lorsque le contraste d'impedance acoustique: $\rho_2 \cdot V_2 / \rho_1 \cdot V_1$ est faible, seule une petite partie de l'energie est reflechie par la surface de separation des deux milieux. Le coefficient de refraction aller-retour (en incidence normale) est :

$$B = 4 \cdot (\rho_1 \cdot V_1 \cdot \rho_2 \cdot V_2) / (\rho_1 V_1 + \rho_2 V_2)^2 = 1 - A_{1-2}^2$$

L'amplitude A du signal reflechi par le second miroir est:

$$A = A_{2-3}(1-A_{1-2}^2).$$

Et pour le troisieme miroir on a:

$$A = A_{3-4}(1-A_{1-2}^2).(1-A_{2-3}^2)$$

La perte par transmission n'est pas affectee par le signe du coefficient de reflexion. En negligant les pertes par divergence spherique et par absorption, il ressort que l'amplitude d'une reflexion sur un miroir determinee est le produit de son propre coefficient par les produits des coefficients de transmission (aller-retour) correspondant aux interfaces situees au dessus de ce miroir. Pour un coefficient A_{1-2} assez significatif 0.4 par exemple, on peut obtenir une belle reflexion et donc la perte par transmission associee a un seul reflecteur est insignifiante. Toutefois, lorsque le nombre d'interfaces devient grand, la perte par transmission devient plus importante.

1er cas: $V_2 > V_1$: Lorsque la vitesse V_2 est superieure a V_1 , le coefficient de reflexion variant avec l'angle d'incidence croit a partir de l'incidence normale jusqu'a une certaine valeur egale a l'unite a un angle d'incidence " i_c "; tel que : $\sin(i_c) = V_1 / V_2$. Au dela de cet angle appele critique, le radical dans le numérateur du second terme de l'expression :

$$T = 2.(\rho_1.V_1.\rho_2.V_2) / (\rho_1V_1 + \rho_2V_2)$$

devient imaginaire. Ce radical peut etre exprime par :

$$\pm i\sqrt{\sin^2 i - V_1^2/V_2^2}.$$

La quantite : $-i\sqrt{\sin^2 i - V_1^2/V_2^2}$ est la representation correcte de ce probleme physique donnant a l'onde transmise une amplitude qui diminue d'une maniere exponentielle dans le milieu sous-jacent. Pour un angle d'incidence superieure a l'angle critique l'expression devient:

$$A = [\rho_2/\rho_1 + i(\sin^2 i - V_1^2/V_2^2)^{1/2}/(1 - \sin^2 i)^{1/2}] / [\rho_2/\rho_1 - i(\sin^2 i - V_1^2/V_2^2)^{1/2}/(1 - \sin^2 i)^{1/2}]$$

expression qui peut etre ecrite sous la forme:

$$A = e^{iE} \quad (\text{Officier 1958})$$

ou:

$$E = 2 \operatorname{tg}^{-1} \cdot \rho_1 (\sin^2 i - V_1^2/V_2^2) / (\rho_2 (1 - \sin^2 i)^{1/2}).$$

2eme cas: $V_1 > V_2$:

Dans ce cas le coefficient de reflexion decroit lorsque l'angle d'incidence croit a partir de $i=0$ puisque la quantite:

$$(\sin^2 i - V_1^2/V_2^2)^{1/2}$$

decroit moins vite que :

$$(1 - \sin^2 i)^{1/2}$$

Le coefficient de reflexion devient nul a une incidence telle que :

$$\rho_2/\rho_1 = (V_1^2/V_2^2 - \sin^2 i)^{1/2}/(1 - \sin^2 i)^{1/2}$$

En resume;lorsque $V_2 > V_1$,le coefficient de reflexion augmente d'une maniere exponentielle a partir de $i=0$ jusqu'a une valeur egale a l'unite;lorsque l'angle d'incidence est egal a l'angle critique.Dans le cas ou $V_1 > V_2$,le coefficient de reflexion diminue de $i=0$ et devient nul a un angle d'incidence tel qu'il est defini par l'equation ci-dessus.

IV-6-4 Coefficient de Reflexion et Proprietes Physiques des Sediments:

IV-6-4-1- Coefficient de Reflexion et Diametre des Grains:

Les formules precedentes montrent que le coefficient de reflexion depend de la densite et de la vitesse des formations geologiques.Dans le domaine de la sismique marine,de nombreux travaux portant sur l'etude de la reflexion des ondes sismiques sur les fonds marins,ont fait ressortir que le coefficient de reflexion depend de la granulometrie des sediments qui constituent le fond marin.Ces memes travaux montrent que le coefficient de reflexion croit avec le diametre des grains.La synthese des travaux de divers auteurs(Mc.Kenzi - 1960 ; Jones et al -1964 ; Zhitkovski et Lysanov - 1967 ; Song - 1977) fait ressortir que les coefficients de reflexion proposes pour les fonds marins varient de 0.2 a 0.4 pour les vases sableuses et les argiles;de 0.4 a 0.6 pour les sables vaseux et de 0.4 a 0.85 pour les sables.Mis a part les conditions d'experimentation,la dispersion des valeurs du coefficient de reflexion pour un meme type de sediment serait due a l'aspect rugueux du fond de la mer:Car l'interface eau de mer-sediment se comporte en realite non pas comme une discontinuite nette,mais comme une zone de transition graduelle de l'impedance acoustique.

IV-6-4-2- Coefficient de Reflexion et Porosite:

Des travaux montrent que le coefficient de reflexion est lie lineairement a la porosite des sediments marins.Engeneral,il diminue lorsque la porosite augmente.(Faas - 1969) a defini une equation mettant en relation le coefficient de reflexion a la porosite (ϕ);elle s'exprime par:

$$\phi = 0.9795 - 1.4649.A.$$

IV-6-4-3- Coefficient de Reflexion et Frequence:

La dépendance entre le coefficient de réflexion et la fréquence peut être attribuée à l'effet de stratification du fond marin, aux irrégularités dans la topographie du fond marin et à la dépendance fréquence (perte de fréquence sur le fond marin). Néanmoins cette dépendance entre le coefficient de réflexion et la fréquence est différente suivant la bande de fréquence utilisée. Zhitkovski et Lysanov 1967; analysant les travaux réalisés par plusieurs auteurs, sont parvenus aux conclusions suivantes:

1 - À des basses fréquences, les propriétés réfléchissantes du fond marin sont déterminées en premier lieu par les paramètres physiques des couches constituant le fond marin; l'épaisseur, la vitesse, l'absorption, la densité, la porosité.

2 - À des fréquences supérieures à quelques KHz, les propriétés réfléchissantes du fond dépendent dans la majorité des cas de la morphologie du fond, les paramètres acoustiques du fond marin n'ayant, dans ce cas aucun effet significatif.

IV-6-4-4- Mesure du Coefficient de Réflexion:

De nombreux auteurs ont tenté de déterminer les propriétés des milieux stratifiés à partir de l'information véhiculée par l'onde réfléchie ou réfractée. On utilise la formule de base du coefficient de réflexion en faisant intervenir soit les amplitudes soit les vitesses et les densités soit encore en utilisant les techniques de traitement du signal.

IV-6-4-4-1 Incidence sur la Surface Libre (Surface de la terre):

Il est évident que la densité de l'air est égale à zéro, si on la compare avec celle des roches. Donc, on peut considérer la surface de la Terre comme une surface libre sur laquelle les déplacements des particules ne sont limités par rien. Dans ce cas les ondes réfractées n'existent plus. Alors les coefficients de réflexion sont :

$$A_l = (M - 1) / (M + 1)$$

$$A_t = 2\rho \cdot \text{ctg}(2i_t) / (1 + M)$$

ou:

$$M = \text{tgi}(l) \cdot \text{ctg}^2 2i_t / \text{tgi}(t) ;$$

et

$$\rho = V_1 / V_2$$

Si l'onde longitudinale atteint perpendiculairement la surface libre, on donc: $i(l) = 0$ et $A_l = -1$; $A_t = 0$. Cela veut dire que, dans ce cas nous avons une onde réfléchie de la même amplitude que l'onde incidente et l'onde transversale n'existe plus.

IV-6-4-4-2 Incidence sur la Surface du Milieu de Rigidité Absolue:

Le coefficient de réflexion peut être positif et négatif selon le signe de la différence:

$$\rho_1 V_1 - \rho_2 V_2$$

Cela veut dire que la phase de l'onde réfléchie peut être la même que celle de l'onde incidente ou elles se différencient de 180°. Dans le cas considéré les coefficients de réflexion sont:

$$A_r = \cos(i+i)/\cos(i-i)$$

$$A_t = -\sin 2i/\cos(i-i)$$

Le signe (-) montre que dans ce cas il y a un changement de phase de l'onde.

IV-6-4-4-3 L'Angle d'Incidence est Petit:

Dans ce cas on peut écrire: $\sin i = i$ et $\cos i = 1$; Les coefficients de réflexion et de réfraction pour les ondes longitudinales sont:

$$A_r = (1 - M) / (1 + M)$$

$$A_t = 2/(1+M)$$

Ces formules coïncident avec celles de l'incidence normale. Les coefficients de réflexion et de réfraction pour les ondes transversales sont :

$$A_t = A_r \cdot 2i$$

$$B_t = B_r i(V_2/V_1 - 1) = B_r i(r-1)$$

ou $r = V_2/V_1$

Autrement dit, lorsque l'angle d'incidence est petit les ondes transversales ont de faibles intensités, mais augmentent proportionnellement avec l'accroissement de l'angle d'incidence. Enfin, notons que l'intensité des ondes réfléchies et réfractées dépend de la différence (contraste) des impédances acoustiques. Si cette différence est grande, le coefficient de réflexion (l'intensité des ondes réfléchies) est aussi grande et dans ce cas il s'agit de "la surface réfléchissante forte". Ils peuvent se présenter 3 cas:

1 er cas: $\rho_1 V_1 = \rho_2 V_2$; $A_r = 0$, c'est-à-dire l'onde réfléchie n'existe pas.

2 eme cas: $V_1 \geq V_2$; l'onde réfractée conique ne se forme pas.

3eme cas: $\rho_1 V_1 \neq \rho_2 V_2$; l'intensité d'onde réfléchie est autant plus grande que la différence entre $\rho_1 V_1$ et $\rho_2 V_2$ est plus forte.

IV-6-5- Réflexion et Réfraction des Ondes dans les Milieux à Plusieurs Couches:

Dans un milieu stratifié sur chaque surface de séparation des couches, les ondes réfléchies et réfractées monotypes et d'échange prennent naissance. Nous avons

deja mentionne que si une onde incidente atteint un interface plan,elle donne naissance a 4 ondes secondaires (2 ondes reflechies et 2 ondes refractees).Il est evident que chacune de ces 4 ondes donnera naissance a quatre autres ondes sur l'interface suivant et ainsi de suite.Les milieux a plusieurs couches grace aux phenomenes de reflexions et de refractions sont les lieux de la dispersion d'energie qui n'est d'ailleurs pas la seule cause d'attenuation de l'amplitude de l'onde incidente.Afin de mieux comprendre la repartition des energies des ondes reflechies et refractees en fonction des differences d'impedances acoustiques des couches et de leur nombre;considerons un milieu stratifie a trois couches fig
Examinons l'intensite de l'onde reflechie sur le troisieme interface lors de l'incidence normale d'une onde longitudinale.Soit:

a_{\downarrow} = Amplitude de l'onde incidente

$b_{2\downarrow}$ = Amplitude de l'onde passante dans la II couche

$b_{3\downarrow}$ = Amplitude dans de l'onde passanate dans la III couche

$a_{3\uparrow}$ = Amplitude de l'onde reflechie sur la III interface

$b_{2\uparrow}$ = Amplitude de l'onde passante d'en bas a II couche

$b_{1\uparrow}$ =Amplitude de l'onde passante d'en bas a I couche.

Il est evident que,l'amplitude de l'onde refractee traversant dans la lleme couche peut etre exprimee par la relation suivante:

$$b_{2\downarrow} = a_{\downarrow} \cdot B_{1\downarrow}$$

ou : $B_{1\downarrow}$ egale au coefficient de refraction sur l'interface I. On peut le trouver par l'expression:

$$\begin{aligned} B_{1\downarrow} &= b_{2\downarrow} / a_{\downarrow} = 2 \cdot \rho_1 V_1 / (\rho_1 V_1 + \rho_2 V_2) \\ &= 2 / (1 + \rho_2 V_2 / \rho_1 V_1) \\ &= 2 / (1 + a) \end{aligned}$$

$$a = \rho_2 V_2 / \rho_1 V_1.$$

De la meme maniere;le coefficient de refraction sur l'interface II peut etre determine par la relation suivante:

$$\begin{aligned} B_{2\downarrow} &= b_{3\downarrow} / b_{2\downarrow} = 2 \cdot \rho_2 V_2 / (\rho_2 V_2 + \rho_3 V_3) \\ &= 2 / (1 + \rho_3 V_3 / \rho_2 V_2) \\ &= 2 / (1 + b) \end{aligned}$$

$$b = \rho_3 V_3 / \rho_2 V_2.$$

Le coefficient de reflexion sur l'interface III est:

$$\begin{aligned} A_3 &= a_{3\uparrow} / b_{3\downarrow} = (\rho_3 V_3 - \rho_4 V_4) / (\rho_3 V_3 + \rho_4 V_4) \\ &= [1 - \rho_4 V_4 / \rho_3 V_3] / [1 + \rho_4 V_4 / \rho_3 V_3] \\ &= (1 - c) / (1 + c) \end{aligned}$$

$$c = \rho_4 V_4 / \rho_3 V_3$$

Les coefficients de refraction sur l'interface II: Lorsque l'onde traverse de bas vers le haut on:

$$\begin{aligned} B'_{2\uparrow} &= b_{2\uparrow}/a_{3\uparrow} = 2 \cdot \rho_3 V_3 / (\rho_2 V_2 + \rho_3 V_3) \\ &= 2 / (1 + \rho_2 V_2 / \rho_3 V_3) \\ &= 2 / (1 + b') \end{aligned}$$

$$b' = \rho_2 V_2 / \rho_3 V_3 .$$

Le coefficient de refraction sur l'interface I :

$$\begin{aligned} B'_{1\uparrow} &= b_{1\uparrow}/b_{2\uparrow} = 2 \cdot \rho_2 V_2 / (\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1) \\ &= 2 / (1 + \rho_1 V_1 / \rho_2 V_2) \\ &= 2 / (1 + a') \end{aligned}$$

$$a' = 1/a = \rho_1 V_1 / \rho_2 V_2 .$$

Le rapport entre des amplitudes de l'onde reflechie et de l'onde incidente s'exprime comme suit:

$$b_{1\uparrow}/a_{\downarrow} = B_{1\downarrow} B_{2\downarrow} A_3 \quad B'_{2\uparrow} B'_{1\uparrow} = A$$

donc le rapport $A = b_{1\uparrow}/a_{\downarrow}$ est egal a:

$$A = 2 \cdot 2 \cdot 2 \cdot (1-c) / [(1+a)(1+b)(1+c)(1+b')(1+a')]$$

$$\text{remplacons } (1+b')(1+a') = (1+1/b)(1+1/a) = [(1+a)(1+b)]/a \cdot b$$

$$\text{alors : } A = 2^4 ab(1-c) / [(1+a)^2(1+b)^2(1+c)^2]$$

ou bien encore :

$$A = b_{1\uparrow}/a_{\downarrow} = 2^4 (\rho_3 V_3 / \rho_1 V_1) (1 - (\rho_4 V_4 / \rho_3 V_3)) / [(1 + (\rho_2 V_2 / \rho_1 V_1))^2 (1 + (\rho_3 V_3 / \rho_2 V_2))^2 (1 + (\rho_4 V_4 / \rho_3 V_3))]$$

On peut passer du cas de trois couches au cas general c'est-a-dire a plusieurs couches. L'amplitude de l'onde reflechie par la derniere interface dans le milieu a plusieurs couches peut etre determine par l'expression suivante:

$$b_{1\uparrow} = A \cdot a_{\downarrow} = a_{\downarrow}^2 (\rho_k V_k / \rho_1 V_1) [(1 - (\rho_{k-1} V_{k-1} / \rho_k V_k))^2] / \prod_{k=1}^n [(1 + (\rho_{k+1} V_{k+1} / \rho_k V_k))^2];$$

ou: $\prod_{k=1}^n$ etant produit des $(1 - (\rho_{k-1} V_{k-1} / \rho_k V_k))^2$
pour k, variant entre 1 et n

IV-7 - Les Amplitudes en Sismique Reflexion:

Depuis un certain temps, les géophysiciens s'intéressent à la détection directe des hydrocarbures par l'analyse des amplitudes des ondes réfléchies, les spectres des ondes sismiques réfléchies ou encore par la variation des vitesses sismiques.

IV-7-1 Etude des Amplitudes:

On sait depuis longtemps que les amplitudes des ondes sismiques varient ou plus exactement, elles sont étroitement liées à la géologie du sous-sol. Une ondelette émise dans le sous-sol est soumise, au cours de sa propagation à une série de facteurs qui l'affecte et que l'on peut résumer comme suit: 1- Facteurs indépendants de la subsurface: - La géométrie de la nappe sismographique; - La variation de l'énergie émise par la source sismique; - Le couplage de la source et des récepteurs sismographiques avec le sol; - La directivité des dispositifs d'émission et de réception

IV-7-2- Les Facteurs Dépendants de la Subsurface :

(indépendant de la réflectivité des miroirs sismiques)

- La divergence sphérique ; - L'absorption ; - La focalisation et la défocalisation des miroirs sismiques; - La diffraction; - La variation de la vitesse avec la profondeur; - La distorsion de l'ondelette sismique.

IV-7-3- Les Facteurs Liés à la Réflectivité des Miroirs Sismiques:

- Le coefficient de réflexion; - Les pertes par transmission; - Les interférences; - La conversion d'ondes; - La réfraction.

IV-7-4- Les Différents Facteurs qui Affectent les Amplitudes de Réflexion: (Sheriff-1973).

On peut également citer les facteurs tels que les bruits, l'atténuation due aux appareils d'enregistrement. La trace sismique, la distance inter-géophones et la longueur d'onde du signal. Une trace sismique comportant N géophones disposés suivant une nappe linéaire, fournit une réponse ayant pour expression:

$$|R| = \sin N\pi E / N \cdot \sin \pi E$$

ou E: représente une constante sans dimension il peut prendre des valeurs comprises entre 0 et 1 : (0 < E < 1) ;

$$E = K \cdot \Delta x = \Delta x / \lambda = \Delta x / V \cdot T = f \cdot \Delta x / V = f \cdot \Delta t$$

T: La période ; Δx : Distance inter-géophone; λ : Longueur d'onde V: Vitesse de propagation.

IV-9 - Les Effets de la Transmission:

La transmissivité joue le rôle d'atténuateur; les géophones mesurent la vitesse du déplacement des particules du sol. Lorsque l'impédance acoustique (produit de la vitesse par la densité) augmente, la vitesse des particules diminue et l'amplitude du signal devient: $A(1-R)$ ou A étant l'amplitude du signal incident; R étant le coefficient de réflexion. $(1-R)$ représente la transmissivité pour la vitesse des particules; elle sera: $(1-$

$R)(1+R)$ sur le chemin du retour. D'où à l'arrivée aux géophones l'atténuation due à la transmissivité sera:

$$(1-R^2).$$

Considérons le schéma suivant: On a:

$$A_2=(1-R_1)A_0; A_3=R_2(1-R_1)A_0; A_4=R_2(1-R_2)(1+R_1)A_0 = R_2(1-R_2^2)A_0.$$

Pour un milieu donné, la vitesse des particules est liée à l'énergie émise par la source sismique, mais elle dépend surtout de l'impédance acoustique des formations géologiques. L'effet atténuateur de la transmissivité peut être important, notamment sous une multi-couche renfermant du gaz, dans une série composée par une alternance de sel anhydrite ou encore lorsqu'il y a existence d'une série de bancs minces à très forte impédance acoustique (cas des bancs de dolomie). Il ressort que l'effet de la transmissivité a un effet atténuateur car, au fur et à mesure que le front d'onde sismique atteint les différents réflecteurs, l'énergie qu'il véhicule décroît en fonction des coefficients de réflexion.

IV-9-1 - Distorsion de l'Ondelette:

L'ondelette émise, subit au cours de son trajet, des modifications. Elle subit une distorsion d'amplitude et une distorsion de phase en même temps. La meilleure technique pour y pallier à ce phénomène est d'appliquer une déconvolution, notamment la déconvolution multicanal (Déconvolution surface consistante). Celle-ci aura donc pour objectif d'effectuer la correction due à la distorsion de l'ondelette. Cette technique consiste à calculer un filtre pour chaque collection du point de tir (PT), Offset, position sismo, et point miroir (CDP). Ainsi, les traces constituant une même collection, ont le même filtre. Le filtre final à appliquer à chaque trace est la multiplication des filtres ___ relatifs au même PT, même off-set, même récepteur et même CDP.

IV-10 - Principe de la Déconvolution Multicanal:

$$\begin{array}{rccccccc}
 S_1(t) & \underline{\hspace{1cm}} & F_1(t) & \underline{\hspace{1cm}} & T_1(t) & \underline{\hspace{1cm}} & \\
 S_1(t) & \underline{\hspace{1cm}} & F_1(t) & \underline{\hspace{1cm}} & T_1(t) & \underline{\hspace{1cm}} & \\
 S_1(t) & \underline{\hspace{1cm}} & F_1(t) & \underline{\hspace{1cm}} & T_1(t) & \underline{\hspace{1cm}} & \oplus \Rightarrow T(t) \downarrow \\
 S_1(t) & \underline{\hspace{1cm}} & F_1(t) & \underline{\hspace{1cm}} & T_1(t) & \underline{\hspace{1cm}} & \downarrow \\
 \hline
 S_n(t) & \underline{\hspace{1cm}} & F_n(t) & \underline{\hspace{1cm}} & T_n(t) & \underline{\hspace{1cm}} & \uparrow \\
 \hline
 & & & & D(t) & \underline{\hspace{1cm}} & \uparrow
 \end{array}$$

$S_n(t)$: représente la trace sismique correspondant au n ème canal.

$F_n(t)$: représente la réponse impulsionnelle du n ème canal

$T_n(t)$: représente la trace de sortie du n ème canal avec: $T(t)=S(t)*F(t)$.

La trace du monocanal de sortie est définie par: $T(t) = \sum T_n(t)$

$D(t)$: représente la trace de sortie désirée du canal

$e(t)$: représente l'erreur au sens des moindres carrés.

Dans le domaine discret, le filtre désiré au sens des moindres carrés est calculé à partir de l'expression suivante:

$$\varphi_{ss} \cdot F = \varphi_{sd}$$

φ_{ss} Autocorrelation multicanal des traces d'entrée φ_{sd} ; cross-correlation entre les traces d'entrée et la trace sismique désirée ; F: le filtre désiré est calculé comme suit:

$$F = \varphi_{sd} [\varphi_{ss}]^{-1}$$

L'application de la convolution à surface constante en traitement en amplitudes réelles, permet une amélioration notamment du point de vue énergie, fréquence, continuité, cohérence. Lorsque une onde sismique atteint une surface de discontinuité (interface) séparant deux couches géologiques d'impédances acoustiques différentes, l'énergie de l'onde incidente se divise en deux parties:

- Une énergie réfléchie
- Une énergie réfractée (traverse l'interface)

Si A_r : l'impédance de l'onde réfléchie
 A_t : L'amplitude de l'onde réfractée

A_r et A_t sont liées à l'amplitude de l'onde incidente A_0 par :

$$A_r = R \cdot A_0 ; A_t = (1 - R) \cdot A_0 ;$$

ou :

$R = (\rho_2 \cdot V_2 - \rho_1 \cdot V_1) / (\rho_1 \cdot V_1 + \rho_2 \cdot V_2)$; (cas d'une incidence normale) ;

$\rho_1 \cdot V_1$ et $\rho_2 \cdot V_2$ sont respectivement les densités et les vitesses de la première et la seconde couche géologique

R: représente le coefficient de réflexion en incidence normale:

$$R = (V_2 \cdot \cos \alpha_1 - V_1 \cdot \cos \alpha_2) / (V_2 \cdot \cos \alpha_1 + V_1 \cdot \cos \alpha_2)$$

$$T = 2V_2 \cdot \cos \alpha_1 / (V_2 \cdot \cos \alpha_1 + V_1 \cdot \cos \alpha_2)$$

ou: R est le coefficient de réflexion à incidence inclinée

T est le coefficient de transmission en incidence inclinée

Plus le contraste des vitesses V_1 et V_2 est important plus la réflexion est importante et le coefficient de réflexion est grand. Les variations lentes du coefficient de réflexion impliqueront une variation lente des amplitudes. -

IV-10-1 - Coefficients de Réflexion - Calculés aux Divers Interfaces

Cas d'un Anticlinal: 1 - Couverture Argileuse ; 2 - Réservoir Sableux à Gaz ; 3 - Réservoir Sableux à Huile ; 4 - Réservoir Sableux à Eau ; 5 - Couche Sableuse. Pour déterminer les coefficients de réflexion sur les différents interfaces, il est nécessaire de connaître les densités du sable envahi par le Gaz, l'huile et l'eau en utilisant la formule de Wyllie. fig

IV-10-2 - Formule de Wyllie:

La formule de Wyllie permet d'aboutir au calcul de la vitesse apparente et la densité apparente d'une couche poreuse :

$$d_{app} = d_f \cdot \phi + d_m \cdot (1 - \phi) \quad V_a = V_f \cdot V_m / [V_f + \phi(V_m - V_f)] .$$

La relation entre la porosité et la vitesse est exprimée par la formule de Wyllie :

$$1/V_{mo} = (1 - \phi) \cdot 1/V_m + S_w \cdot \phi/V_w + (1 - S_w) \phi/V_{hc} .$$

V_m : Vitesse de la matrice ; V_f : Vitesse du fluide ; ϕ : Porosité ; d_f : Densité du fluide ; d_m : Densité de la matrice ; V_{mo} : Vitesse moyenne de la roche ; V_{hc} : Vitesse des hydrocarbures ; V_w : Vitesse de l'eau ; S_w : Saturation.

A des coefficients de réflexion très différentes correspondraient des amplitudes très différentes.

.

IV-12 - Diffraction des Ondes:

Si une onde sismique rencontre un obstacle dont les dimensions sont de l'ordre de la longueur d'onde de propagation, cette onde sera perturbée. Le phénomène est appelé la diffraction. Lorsqu'une onde sismique atteint une proéminence dans le milieu géologique, par exemple le compartiment supérieur d'une faible couche, la diffraction pourrait perturber gravement les enregistrements. Cette proéminence joue le rôle d'une nouvelle source, donnant naissance aux ondes qui se propagent dans toutes les directions du point de diffraction. On peut construire des isochrones de l'onde diffractée suivant le principe de Huyguens, en considérant le point de diffraction comme une nouvelle source élémentaire. En sismique, la notion de diffraction est associée à celle de faille, flancs de pente raide, de monoclinaux, synclinaux et anticlinaux. Sur une section sismique, une diffraction se traduit par des événements pentes.

IV-13 - Ondes Utiles et Parasites:

Pour bien comprendre la répartition (division) des ondes: en ondes utiles et ondes parasites, nous donnons ici une brève description de la sismique sans entrer dans le détail: On observe les ondes élastiques qui reviennent à la surface du sol après s'être propagées dans le sous-sol à la suite d'un ébranlement. Dans le sous-sol, les discontinuités des constantes élastiques ou des densités entraînent des réflexions, réfractions ou diffractions de l'onde provenant de l'ébranlement. Leur étude doit nous révéler la position des discontinuités, les vitesses de propagation et les coefficients d'absorption.

CHAPITRE V ACQUISITION DES DONNEES SISMIQUES

V-1 Introduction :

Generalement, on procede a une explosion de dynamite dans les couches superficielles du terrain. Des sismographes disposes en surface sont relies par des cables electriques a des modules d'amplification et d'enregistrement a plusieurs canaux; Dans les 4 ou 5 secondes qui suivent un tir, on enregistre sur bandes magnetiques ou disque les retours d'energie de l'explosion sous forme de signaux. Les groupes de sismographes disposes en lignes par rapport au ligne de l'explosion donnent naissance a des traces (de 24;48 ;96 sismos). On applique ensuite a ces traces des corrections de temps correspondant aux differences des temps de propagations du point de tir aux sismographes, ainsi au/aux differences eventuelles d'altitude des sismographes. La detection des reflexions est ensuite faite par des sismiciens qui identifient a vue les reflexions sur l'enregistrement photographique (sismogrammes) par des analogies d'amplitude, de forme et de mise en phase constatees sur toutes les traces et permettant meme de suivre le profil d'une couche sur les sismogrammes des tirs voisins.

V-2- Sismographe ou Geophone:

V-2-1 Introduction:

En Prospection sismique, le sismographe terrestre ou geophone est l'appareil charge de traduire en tension electrique le mouvement du sol, le plus souvent sa composante verticale. (le signal electrique varie dans les limites suivantes : $1/10 \mu\text{V}$ a 1 Volt).

Il est suppose traduire fidelement le mouvement du sol, c'est-a-dire s'assurer que le mouvement que prend le boitier du geophone en contact avec le sol est le meme que celui qu'aurait le sol en son absence, cela se traduit egalement par la fidelite du couplage sol-geophone dans la bande des signaux sismiques.

Le plus souvent la trace sismique n'est pas la reponse d'un sel geophone, mais celle d'un groupement de geophone permettant des l'enregistrement une amelioration du rapport signal sur bruit, par filtrage en nombre d'onde.

Il existe plusieurs modeles de sismographes bases sur des principes differents et sont choisis a des buts divers. On distingue les capteurs suivants:

- a) - Capteurs a ceramique, reposant sur l'effet piezo-electrique.
- b) - Sismographes a pression (utilises pour les carottages grandes sondes.)
- c) - Sismographes electromagnetique a flux coupe.

V-2-2 Etude d'un Sismographe: (Sismographe electromagnetique a flux coupe)

Le Sismographe electromagnetique a flux coupe est base sur les lois de l'induction magnetique et de la force electromotrice d'induction (F.E.M.). En effet, si on approche un aimant permanent "a" d'une bobine "b", reliee a un millivoltmetre a "0" central. A chaque mouvement de "a" on note le passage d'un courant "i" dans le sens indique par le millivoltmetre. [Ce passage de courant existe seulement lorsque le mouvement existe] Si l'aimant permanent reste fixe mais que la bobine se deplace par rapport a celui-ci il existe egalement un courant "i"; ce courant "i" est appele courant induit. Dans tous les cas il apparait une F.E.M. induite puisque, un courant a circule dans cette bobine. C'est la loi de Faraday qu'on peut rappeler ici: Toute variation de

flux a travers un circuit electrique donne naissance a un F.E.M induite.De nombreux models de sismographes sont une application directe de cette loi.

V-2-3 Description d'un Sismographe: (Sismographe electromagnetique a flux coupe)

Soit un barreau aimante solidaire du corps d'un sismographe,et par consequent du sol sur lequel celui-ci est pose.Autour de cet aimant on a place une bobine suspendue par 2 "spieders" (inferieur et superieur).Au moment de l'arrivee d'une onde sismique ou d'une vibration,le sismographe(solidaire du sol) se deplace par rapport a la bobine qui par inertie a tendance a rester immobile.Il se forme donc un courant induit dans cette bobine.C'est ce courant induit qui est enregistre sur des supports (bandes magnetiques ou disque).L'ensemble aimant-bobine-spieders est enferme dans un boitier etanche.Sur ce boitier on a place 2 bornes a souder isolees de la masse par des perles de verre.Les 2 bornes etant polarisees permettent le branchement exterieur du cable sur le sismographe.Ce boitier se trouve place a son tour dans une enceinte en matiere plastique compose de 2 parties;une partie superieure formant le couvercle qui est fixee au corps inferieur par deux baques emmanchees;de force ou visees.Une partie inferieure qui recoit le sismographe;enfin une pointe amovible vissee sur le corps du sismographe facilite l'implantation de celui-ci dans des terrains de nature differente.

V-2-4 Multiplication des Sismographes ou Geophones:

Quand on observe un enregistrement sismique,on s'apercoit que les signaux utiles sont plus ou moins noyes dans des bruits parasites.On constate egalement que ces signaux sont dephases d'un sismographe a l'autre.La premiere idee consiste alors a augmenter le nombre de geophones,afin d'ameliorer statistiquement la qualite du signal;le rendement etait tres faible;mais ce qui compte le plus c'est l'idee,car elle a ouvert la voie

plus tard a une meilleure etude du signal sur bruit.Donc pour ameliorer le rapport signal/bruit on effectue une multiplication de geophones.

Cette multiplication peut s'effectuer soit a l'emission,soit a la reception ou aux deux a la fois.A l'emission c'est une multiplication de charges et a la reception c'est une multiplication de geophones.

Pour ameliorer la mise en phase des signaux de deux traces consecutives on effectue ce que l'on appelle un Mixage. fig

V - 3 - Aspect Aléatoire des Sismogrammes:

En sismique,les ondes sont nommees "utiles" si on les utilise pour l'etude de la coupe geologique.Par exemple:En sismique - reflexion;les ondes reflechies sont des ondes utiles,toutes les autres ondes sont considerees comme parasites (bruits).En sismique refraction ce sont les ondes refractees qui sont utiles;alors que les ondes reflechies deviennent des parasites,qu'il faut les eliminer.Theoriquement,un sismogramme a un contenu certain,representant l'ensemble des reflexions consecutives a l'explosion provenant de couches geologiques d'emplacement determine.Mais a priori ces emplacements sont inconnus.De plus,si l'on effectue deux tirs au meme endroit,les deux sismogrammes different notablement,du fait de nombreux facteurs

aleatoires. Les impulsions $S(t)$ engendrees par les explosions ne sont pas identiques. Elles subissent une deformation et un allongement avec la profondeur et l'absorption.

V-4 - Classification des Ondes Parasites:

En prospection sismique reflexion, on designe par "bruit", tout ce qui perturbe, oblitere ou cache l'information sismique; c'est-a-dire, tout ce qui ne se rapporte pas a un signal reflechi (dans le cas de la sismique reflexion bien entendu). Donc seules les ondes reflechies sont utiles; les autres doivent etre eliminees dans la mesure ou elles se distinguent par leurs frequences, leur mode de propagation etc... La frequence des ondes reflechies est en general, plus grande que celle des ondes parasites, mais cette regle n'est pas absolue. Le bruit constitue l'ensemble des oscillations qui sur le "film sismique" ou (monitor) tendent a masquer les ondes utiles qui nous interessent. On classe les ondes Parasites en deux Groupes :

- 1 - Les ondes parasites Horizontaux
- 2 - Les ondes Parasites Verticaux.

Les ondes Parasites Horizontaux sont:

- Les Ondes de Rayleigh
- Les Ondes de Love
- Les Ondes Directes
- Les Ondes Aeriennes
- L'onde Aerienne Couplee a l'Onde de Rayleigh
- Le Bruit Industriel , Naturel et Ambient
- Le Bruit Aleatoire.

Les ondes Parasites Verticaux sont:

- Les Ondes Multiples
- Les Ondes Fontomes
- Les Reverberations
- Les Dffractions.

V-4-1 - Les Parasites Horizontaux:

V-4-1-1- Les Ondes de Rayleigh:

L'onde de Rayleigh fait partie des ondes parasites appelees "Ground-roll". Ce sont des ondes superficielles qui prennent naissance a proximite de l'air libre. L'onde de Rayleigh represente un melange de l'onde longitudinale et de celle transversale dont le mouvement a une composante verticale et une composante horizontale parallele a sa propagation. Son mouvement est elliptique et retrograde fig . Elle constitue le principal bruit organise que l'on enregistre en prospection sismique et que les sismiciens appellent Ground-roll. Les geophones sont generalement implantes verticalement ce qui ne permet pas d'eviter l'enregistrement de sa composante verticale. Les ondes de Rayleigh ont ete etudiees depuis 1885, et depuis cette date des progres ont ete realises dans leur etude. Les ondes de Rayleigh se propagent

dans la partie superficielle de la croûte terrestre (quelques kilomètres), que l'on assimile à une couche de faible épaisseur. L'évolution des vitesses des ondes de Rayleigh en fonction de la longueur d'onde, de la fréquence; le nombre d'onde est étroitement lié aux vitesses des couches superficielles, leurs épaisseurs, des paramètres élastiques, du rapport des vitesses des ondes transversales, ainsi que le rapport des densités etc...

Cas d'une seule couche: Si on suppose que la couche a une grande épaisseur comparée à la longueur d'onde, Rayleigh a montré que cette onde est non dispersive et se propage dans la couche superficielle avec une vitesse constante équivalente à : 0.9194 de l'onde n des transversales de la couche superficielle.

$$V_R = 0.9194 V_S \quad (\text{Pour un coefficient de Poisson} = 0.25)$$

Si on désigne par U_x , la composante horizontale du mouvement des ondes de Rayleigh, celle-ci aura pour expression:

$$U_x = D. [e^{-0.8475.K.H} - 0.5773.e^{-(0.3933.K.H)}] . \sin K(Vt-x).$$

La composante verticale s'exprime par :

$$U_R = D. [-0.8475e^{-0.8475.K.H} + 1.4679.e^{-(0.3933.K.H)}] . \cos K(Vt-x).$$

V: vitesse; t: temps; X: la direction horizontale de la source; H: la profondeur; K: le nombre d'onde; D: une fonction de K. Les ondes de Rayleigh se caractérisent par un mouvement elliptique et rétrograde, on détermine que sa composante verticale est environ 1.5 fois plus grande que sa composante horizontale. Cette dernière composante disparaît à une profondeur de 0.192λ ; ou λ est sa longueur d'onde. Dans le cas de deux couches superficielles, des études font ressortir que les ondes de Rayleigh sont dispersives.

V-4-1-2 - L'Onde de Love:

L'onde de Love a un mouvement horizontal par rapport à la direction de propagation. Elle n'est pas généralement enregistrée par les géophones posés verticalement sur la surface du sol. C'est donc une onde purement transversale. Elle est liée à la fréquence de la zone altérée dans la mesure où cette dernière est limitée par la discontinuité Sol/Air d'une part et une couche à caractéristiques élastiques différentes sur laquelle elle repose. L'équation de l'onde de "LOVE" est donnée par la relation:

$$\operatorname{tg}(KH. \sqrt{V_{\text{Phase}}^2 / V_{\text{Cisail}(1)}^2 - 1}) = \mu_2 / \mu_1 \sqrt{(1 - V_{\text{Love}}^2 / V_{\text{Cisail}(2)}^2)} / \sqrt{(V_{\text{Love}}^2 / V_{\text{Cisail}(1)}^2 - 1)}$$

ou :

μ_1 et μ_2 : représente respectivement les coefficients de LAME ou modules de cisaillement des milieux (1) et (2)

H: épaisseur de la couche superficielle

$V_{\text{Cisaillement}(1)}$ et $V_{\text{Cisaillement}(2)}$: représente la vitesse de propagation de l'onde de cisaillement dans les milieux (1) et (2)

V_{Phase} : Vitesse de phase de l'onde de LOVE en fonction de la fréquence

V-4-1-3 - Les Ondes Fantomes:

Ils prennent naissance dans deux cas: 1er cas: Lorsque la source sismique se trouve dans la zone alteree, caracterisee par une grande epaisseur; 2eme cas: Lorsque la source sismique est disposee au dessous de la base d'une zone alteree composee de deux couches dont la premiere est caracterisee par une faible Vitesse.

V-4-1-4 - Les Ondes Guidees:

Les Ondes guidees prennent naissance, la ou les ondes longitudinales sont coincidees dans les premieres couches superficielles a cause du grand contraste entre le sol et l'air et les couches alterees et les couches situees au dessous . Les ondes guidees se caracterisent par des vitesses plus grandes que les vitesses des ondes de Rayleigh et les Ondes directes.

V-4-1-5 - Les Bruits Naturels:

Ces bruits sont caracterises par la frequence un peu superieur a 50 Hz, due a l'agitation existante a la surface du sol (microseismes).

Les microseismes sont les ebranlements desordonnees du sol, formes par de differentes causes exterieures tels que:

vents, pluies, circulation, transports, et bruits industriels etc...

Ils etouffent surtout les signaux faibles de la fin d'un enregistrement.

V-4-1-6 - Les Bruits Provoques par le Tir:

Ils contiennent des reflexions multiples, des diffractions, des ondes de surface, onde directe, ondes refractee par la base de la WZ, ondes aeriennes, etc...

V-4-1-6-1 - L'onde Directe:

Ce sont des ondes longitudinales qui se propagent dans la premiere couche de la coupe geologique sans aucune reflexion et refraction; elle est toujours enregistree en premier au voisinage du point de tir.

V-4-1-6-2 - L'onde Refractee:

C'est l'onde refractee par la base du terrain altere ou de la WZ . Au voisinage du point de Tir on l'enregistre apres l'onde directe, mais elle arrive aux sismographes les plus eloignes avant l'onde directe.

V-4-1-6-3 - L'onde Aerienne:

En cas de debourrage du trou ou de Tir en Surface, l'explosion provoque un souffle qui apparaitra sur les enregistrements avec une forte amplitude et une haute frequence (25 - 35 Hz) . Cette onde se propage dans l'air avec une vitesse de 340 m/s environ. L'onde aerienne apparait sur les films de production ou sur l'ecran par un cone , appele cone de l'onde aerienne. Celle-ci presente un inconvenient assez significatif sur les traces sismiques proches du point de Tir.

V-4-1-6-4 - Les Reflexions Multiples :

Tres frequemment, on observe sur les enregistrements des réflexions semblant provenir d'un reflecteur situe a une certaine profondeur sous un premier miroir, mais qui ne sont, en effet, que des phenomenes de repetitions a qui l'on donne le nom de multiples. On peut affirmer que les reflexions multiples sont presque toujours presentes et qu'elles constituent un probleme insidieux et parfois difficile a resoudre. Sur les sections sismiques, les multiples genantes, se presentent generalement avec une courbure plus forte que les reflexions reelles. Elles restent donc, penrees sur la section corrigee.

V-4-1-6-5 - Ondes diffractees:

Ils prennent naissance sur des failles, des corbures ou rupture des couches, dome de sel etc..., en un mot, par des proeminences du milieu, elles peuvent perturber les enregistrements sismiques.

V-4-1-6-6 - Des Oscillations Parasites:

Dues a un mauvais couplage du sismographe au sol, ou des réglages mal faits, ainsi que le bruit de l'appareillage brouillent enfin le signal. Donc, les ondes utiles et parasites arrivent a la surface de la terre presque simultanement interferent et defigent gravement les enregistrements. Pour eviter l'influence des ondes parasites sur les signaux utiles et ameliorer le rapport signal sur bruit; on applique tres frequemment les differentes techniques: Appareillage et systeme d'observation (multiplication des geophones et des charges, couverture multiple, les differents filtres, etc... Enfin, preciser que la notion de "signal" et "bruit" sont tres utilisees en sismique: Une arrivee d'energie, avec son caractere constitue ce que l'on nomme un signal. L'ensemble des phenomenes parasites est qualifie de bruit, on distingue les bruits organises et non organises.

PARAMETRES " GEO-SISMIQUES "

VI-1 Introduction:

Les roches composant l'ecorce terrestre sont tres differentes et possedent differentes compositions petrographiques, voila pourquoi elles ont differentes proprietes elastiques. Certaines roches, par exemple, les roches eruptives et sedimentaires fortement consolidees se rapprochent des corps parfaitement elastiques, mais des formations geologiques des zones de fissures, ainsi que les sediments meubles different notablement de milieux parfaitement elastiques; elles ont des coefficients d'absorption tres grandes.

VI-1-1 Notions sur les Vitesses Sismiques:

Depuis plus de 50 ans l'exploration sismique dans le domaine de la recherche des hydrocarbures a ete la methode la plus utilisee en raison des immenses possibilites

qu'elle offre dans l'interprétation des données. De plus, des améliorations constantes sont apportées à cette méthode qui est de nos jours, parvenue à un très haut niveau de perfectionnement. Toutefois, jusqu'à ces dernières années, l'objectif essentiel des recherches consistait à déterminer l'existence des pièges structuraux tels que anticlinaux, domes, failles, etc...

Les méthodes sismiques réflexion sont basées sur la mesure des temps d'arrivée des ondes élastiques engendrées par une source d'ébranlement adéquate et réfléchi sur les différents niveaux géologiques. Ces temps d'arrivée en provenance des différents horizons réflecteurs dépendent de la vitesse moyenne à laquelle se déplace l'onde sismique à travers les différentes formations géologiques. Si l'on désire supprimer l'effet d'obliquité " NMO " résultant des variations de la distance séparant le point de tir du point de détection et déterminer la profondeur des principaux horizons (conversion - temps-profondeur). Il faut connaître la loi de vitesse qui régit la propagation des ondes sismiques dans le sous-sol.

Les récents progrès réalisés dans l'amélioration des enregistrements et dans le traitement des données sismiques ont conduit à une interprétation spécifique liée à la notion de niveaux d'énergie. Ainsi, les roches sédimentaires ont pu être classées en dépôts de forte et de faible énergie, ce qui permet d'associer les faciès sismiques aux faciès sédimentaires. L'étude détaillée des vitesses de propagation des ondes sismiques, combinées à d'autres paramètres physiques permet de recueillir des informations de nature lithologique, de rechercher des propriétés physiques des roches (densités, porosité contenues en fluides etc..), de déterminer quantitativement le pourcentage sable-argile, de détecter les zones sous-composées etc... De telles études détaillées permettent, dans une certaine mesure, de voir les variations rapides de faciès et ainsi faciliter la découverte des pièges lithologiques et stratigraphiques comme les récifs, les biseaux, les lentilles sableuses, les chenaux enterrés, etc...

VI-1-2 Expressions Mathématiques des Vitesses des Ondes Elastiques dans les Milieux Solides non Poreux

Le principe de l'étude de la propagation des ondes élastiques dans un milieu homogène et isotrope dérive de la loi de Newton:

$$F = m \cdot \gamma$$

ou : F : Forces extérieures qui engendrent des tensions

γ : l'accélération, elle représente la dérivée seconde des déformations.

Les déformations permettent d'établir les équations fondamentales de propagation des ondes dans un milieu élastique. Pour une onde longitudinale, l'équation de propagation s'écrit:

$$(\lambda + 2\mu) \cdot \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} - \zeta/g \cdot \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = 0$$

ou λ et μ : les coefficients de Lamé ; ζ : poids spécifique apparent du milieu ; g: accélération de la pesanteur.

La théorie d'élasticité (voir chapitre I), nous enseigne que pour un milieu homogène et isotrope, la vitesse des ondes longitudinales V_p ; et transversales V_s ; sont liées aux constantes élastiques et à la densité par les relations suivantes:

$$V_p = \left[\frac{E(1-\delta)}{\rho} \cdot \frac{1}{(1+\delta)(1-2\delta)} \right]^{1/2} = \left[\frac{k+4/3 \cdot \mu}{\rho} \right]^{1/2}$$

$$V_s = | E/d.(1+\delta) / 2|^{1/2} = (\mu/d)^{1/2}$$

VI-1-3 - Vitesses Rencontrees en Sismique:

On denombre 5 types de Vitesses en prospection Sismique:

- 1- La Vitesse instantanee V_i
- 2 - La Vitesse Moyenne V_m
- 3 -La vitesse par Tranche V_{tr}
- 4 - La Vitesse Quadratique $V_{q.m}$
- 5 - La Vitesse de Sommation V_{Σ} .

VI-1-3-1- Vitesse Instantanee: V_s

C'est la vitesse du front d'onde qui se deplace dans la direction du rayon sismique.Elle est la vitesse reelle de propagation des ondes sismiques Pratiquement,il est impossible de la determiner,car on ne connait jamais exactement la direction du rayon sismique (a cause des heterogenietes du milieu geologique).

VI-1-3-2- Vitesse Moyenne: V_m

La vitesse moyenne peut etre determinee a partir d'un carottage,en se basant sur les donnees d'une analyse.Pour un milieu horizontalement stratifie avec des couches d'epaisseurs h_i et des vitesses v_i ;on peut ecrire l'equation suivante pour la vitesse moyenne V_m :

$$V_m = \sum h_i / \sum t_i = \sum h_i / \sum h_i / v_i = 2 \sum P_i / T_0.$$

ou P_i : profondeur d'intervalle ; T_0 : temps de parcours double. Pour un milieu continue,il faut remplacer le signe somme " Σ " dans la formule par le signe integrale " \int " on obtient la formule suivante donnant la vitesse moyenne en fonction de la profondeur "z" :

$$V_m(Z) = Z / t_v = Z / \int dZ / V_s(Z) .$$

En sismique on construit le plus souvent la courbe:

$$V_m = f(t_v)$$

ou: t_v : etant le temps vertical. Enfin,on peut calculer la vitesse instantanee $V_s(Z)$ si l'on connait la vitesse moyenne $V_m(Z)$:

$$V_s(Z) = V_m^2(Z) / (V_m(Z) - Z.d V_m(Z)/dZ) .$$

VI-1-3-3 Vitesse d'Intervalle : $V_i(P)$

C'est une vitesse qui correspond a un intervalle geologique determine. Connaissant les temps " t_n " et " t_{n-1} " correspondant aux profondeurs donnees " p_n " et " p_{n-1} " :
On calcule la vitesse d'intervalle (on l'appelle encore vitesse par tranche) :

$$V_i(P) = (p_n - p_{n-1}) / (t_n - t_{n-1}) ; V_i(P) = P_i / t_i .$$

VI-1-3-4 Vitesse Quadratique : V_{RMS}

Cette vitesse est calculee d'apres les "Indicatrices des ondes".

$$V_{RMS} = \sqrt{\sum V_i^2 \cdot t_i^2 / \sum t_i^2} .$$

VI-1-3-5- Vitesse par Tranche : $V_{p.tr}$.

Si la vitesse moyenne est a peu pres constante dans une couche quelconque, alors on la considere comme etant tres proche de la vitesse instantanee et on presente cette couche comme une couche homogene et, enfin, on l'appelle "tranche sismique". Cette vitesse moyenne est nommee "vitesse par tranche" $V_{p.tr}$ Elle caracterise les proprietes d'une couche sismique. fig .

VI -1-4 La Mesure des differents types de Vitesses.

Il y a plusieurs methodes pour mesurer les vitesses sismiques ,on les divise en deux grands ensembles.

- 1 Les methodes Directes: (mesures dans les puits)

Elles se mesurent a l'aide des diagraphies acoustiques (carottage continu de vitesse) ou a l'aide du carottage sismique (sismosondage) et des pseudologs d'impedance acoustiques.

- 2 Les Methodes Indirectes:

Elles se realisent a partir des methodes statistiques ou a partir des tirs speciaux comme par exemple :

la methode du : " $\chi^2 - T^2$ "

La methode des: " $T - \Delta t$ "

La methode de la meilleure coincidence etc... et enfin a partir des films par traitement numerique des donnees sismiques du type "Analyse de Vitesse" sur ordinateur.

Les Vitesses mesures par carottage sismique et carottage continu de vitesse necessitent un forage; on mesure les Vitesses suivantes:

VI - 1 - 4-1 La Vitesse Instantanee:

C'est la vitesse d'une couche geologique situee a une profondeur "z" lorsque son epaisseur tend ($\Rightarrow 0$) vers zero ;

$$V_i = dz/dt$$

ou dt: etant le temps simple de propagation du trajet "dz".La vitesse instantanee se mesure a l'aide du carottage continu de vitesse (CCV) au moyen d'un outil denomme "sonde sonique" dont le principe est schematise sur la figure . Cette outil consiste a mesurer d'une maniere continue la valeur de la vitesse instantanee ($\Delta t = 1/\Delta V_i$) le long du trou de forage. Les plus recents outils soniques comportent deux emetteurs "E₁ et E₂" d'impulsions sonores de hautes frequences (20 a 40 KHz) et 4 recepteurs "R₁,R₂,R₃,R₄". Les ondes sonores transmises par le recepteur E₁ sont enregistrees par R₁,R₃ et celles emise par E₂ sont enregistrees par R₂,R₄. Cette technique permet de reduire les erreurs par le calcul de la moyenne des temps entre les recepteurs R₁ et R₃ et les recepteurs R₂ et R₄. Les temps des trajets mesures sont exprimes en "µ.sec / pied". Les resultats de mesure de "t" sont representes sur un film (log sonique). Les temps de parcours des ondes sonores dans les formations geologiques sont lies aux vitesses instantanees par la relation:

$$V_{(ft/sec)} = 10^6 / \Delta t \quad (\text{"µ.sec / pied"}).$$

Les methodes acoustiques permettent de mesurer no seulement le parametre instantane,mais aussi de determiner d'autres parametres ou de mettre en evidence certaines caracteres des milieux tels que:

- Attenuation des ondes sonores dans les formations geologiques;
- Obtention des informations sur la porosite;
- Identification de la lithologie et de la zone a pression anormale;
- Mesures des proprietes elastiques des roches;
- Detection des fractures et des cavites des roches ;
- Contrôler le casing;
- Estimation de la consolidation des roches De plus , outre l'interet du "CCV" pour le calage des donnees sismiques,il est encore utilise pour realiser les films synthetiques et effectuer des correlations entre les differents puits.

VI -1- 4-2 La Vitesse Moyenne :

Le rapport "Z / T", ou Z: represente la profondeur et T : le temps simple de propagation correspondant.Ce rapport s'appelle "Vitesse Moyenne".

$$V_m = Z / T = [z_1+z_2+z_3+z_4+.....Z_n] / [T_1 +T_2+T_3+T_4T_n]$$

La vitesse moyenne peut etre egalement definie comme la moyenne temporelle des vitesses instantanees V_i par l'expression:

$$V_m = 1/T_0 \int V_{i(t)} dt = 1/T \sum V_k.t_k$$

ou $T_0 = \sum t_k = \sum H_k.V_k$

Hk : epaisseur de la couche "k"
T0 : temps double a la verticale

La vitesse moyenne verticale se mesure uniquement dans les forages par la technique du sismosondage. Elle est utilisée, en prospection sismique, dans les différents processus de l'interprétation géologique et non pour réaliser les corrections "dynamiques", car elle donnerait des valeurs de Δt trop grandes. Le principe de mesure de la vitesse moyenne à l'aide de la technique du carottage sismique consiste à mesurer des vitesses moyennes à des niveaux fixes à l'avance par le sismicien. Pour chaque profondeur, on descend un géophone dans le puits à la cote désirée et on effectue un tir à l'explosif situé à une distance ne dépassant pas 0.5 kilomètres de la sonde. Les trajets mesurés sont corrigés de l'effet d'obliquité, puis normalisés par rapport à un plan de référence. Les vitesses moyennes depuis le plan de référence jusqu'à la profondeur du sismographe sont calculées selon la relation:

$$V_m = H_s / T$$

H_s : profondeur plan de référence -sismographe ; T : temps vertical de propagation de l'onde suivant le trajet H_s :

VI-1-4-3 Vitesse d'Intervalle:

VI-1-4-3-1 Détermination Indirecte:

Parmi les 5 types de Vitesses, la vitesse par tranche est la plus importante du point de vue de l'interprétation sismostratigraphique. C'est pratiquement la seule vitesse qui est considérée comme paramètre "diagnostic" de la variation de la lithologie, de la porosité, de la présence de fracturation et de fluide dans les formations géologiques. Elle est un paramètre clé dans l'interprétation stratigraphique des données sismiques en temps que paramètre interne dans les analyses des faciès sismiques. La vitesse d'intervalle est déterminée à partir des analyses de vitesses au cours du processus de traitement à l'aide de la formule de "Dix".

$$V_{1-2} = [(V_{RMS2}^2 T_2 - V_{RMS1}^2 T_1) / (T_2 - T_1)]^{1/2}$$

V_{RMS2} ; V_{RMS1} : Les vitesses quadratiques moyennes liées aux temps T_2 et T_1 . Cette formule n'est réellement applicable que pour les couches parallèles et horizontales et à condition d'assimiler les valeurs des vitesses de sommation déduites des analyses de vitesses à des vitesses quadratiques moyennes. De grandes précautions sont à prendre en présence d'un pendage des horizons, car la vitesse V_{RMS} déduite est généralement plus forte que les valeurs réelles. C'est pourquoi, on multiplie habituellement les résultats par le cosinus de l'angle de pendage. Lorsque les réflecteurs ne sont pas parallèles, les erreurs peuvent devenir plus importantes à cause de différentes perturbations telles que les interférences, les diverses sortes de bruits, les distorsions provoquées par des anomalies de vitesses de la zone altérée. Pour y remédier, seule la modélisation peut apporter une précision acceptable sur les vitesses par tranche. Dans tous les cas de faibles erreurs provoquées par la

mesure des courbes normales peuvent produire des erreurs importantes dans les vitesses d'addition, provoquant ainsi un calcul erroné des vitesses d'intervalles.

VI -1- 4- 4 Autres moyens:

La vitesse par tranche peut être calculée également à partir de la vitesse moyenne déduite d'un carottage sismique selon la formule:

$$V_{1-2}(T_k, T_n) = (V_{Mn} T_n - V_{Mk} T_k) / (T_n - T_k)$$

ou : V_{Mn} et V_{Mk} sont les vitesses moyennes verticales au toit et au mur de la couche et T_n et T_k les temps correspondants. Il existe d'autres procédés plus rapides qui permettent de détecter les vitesses par tranches dont l'un d'entre eux (procédé GSI) consiste à représenter les points maxima des analyses de vitesses, dans un système d'axes du type:

$$V^2 \cdot T = f(T).$$

VI - 1- 4-4-1 Interets des Vitesses d'Intervalle:

L'analyse et l'étude des Vitesses par tranche permettent dans des conditions favorables de nous renseigner sur les variations lithologiques dues à la porosité. Elles peuvent également nous donner de précieux renseignements sur l'effet de la fracturation et de la fissuration des roches, sur l'influence de la cimentation et sa variation, ou de la minéralisation. Le champ d'application de la vitesse par tranche, ne cesse de s'accroître. Au stade actuel, elle est utilisée pour la délimitation de la couche réservoir renfermant les hydrocarbures. Dans le plan vertical, la vitesse par tranche peut également nous renseigner sur les variations lithologiques à condition de procéder à la correction due au phénomène de compaction. En interprétation des données sismiques, la reconnaissance d'une zone épaisse et sourde ou les analyses de vitesse s'avèrent efficaces, pour mettre en évidence les zones sous-compactées, est un facteur favorable à la présence des hydrocarbures. La vitesse par tranche permet, en outre, de déterminer le type de lithologie, en particulier dans l'identification des sables saturés en gaz (ceux-ci se caractérisent par une faible valeur des vitesses d'intervalle par rapport aux sables saturés en huile) et enfin de calculer le rapport sable / argile ou calcaire / grès etc..., Notons que la combinaison des vitesses par tranche avec les autres paramètres, comme par exemple, les amplitudes et les analyses spectrales, permet de tracer des cartes de variation latérale de faciès, d'identifier et de délimiter les récifs etc...

VI -1-4-5 - La Vitesse Quadratique Moyenne

Si la vitesse d'intervalle et la vitesse moyenne dépendent de la profondeur et du temps de propagation, la vitesse quadratique moyenne dépend en plus de la distance "X" entre l'émetteur et le récepteur et affecte donc la courbe des indicatrices. L'expression mathématique des trajets théoriques selon la loi de l'optique est la suivante:

$$T_{X,n} = T_{0,n} + X^2/V_n^2 + C_4 X^4 + C_6 X^6 + \dots + C_{2m} X^{2m}$$

$T_{0,n}$: temps double vertical surface-miroir ; X: distance émetteur-recepteur.

Habituellement la série est tronquée au terme en X^2 ce qui fournit une précision suffisante. La vitesse dans l'expression ci-dessus est appelée vitesse moyenne quadratique. Elle est définie par:

$$V_{RMS}^2 = \sum V_K^2 \cdot t_K / \sum t_K$$

$$V_{RMS} = (1/T_0 \sum V_K^2 \cdot t_K)^{1/2}.$$

C'est cette vitesse qui rentre dans l'équation des indicatrices.

$$T_X = [T_0 + X^2 / V_{RMS}^2]^{1/2}$$

Elle est mesurée à partir des indicatrices des enregistrements sismiques, elle sert essentiellement à ramener les trajets réfléchis à des trajets verticaux. La vitesse V_{RMS} peut être définie à partir de la vitesse instantanée comme la racine carrée de la moyenne temporelle du carré de la vitesse instantanée.

$$V_{RMS}^2 = 1/T_0 \int V_i^2(t) \cdot dt$$

La détermination des vitesses V_{RMS} à partir des données du carottage continu de vitesse permettent en appliquant cette formule, de déduire des valeurs de Δt avec une bonne précision.

VI - 1-4-6 Vitesse de Sommation:

C'est une vitesse qui ne peut être mise en équation en raison de son lien avec les trajets sismiques. Elle se détermine uniquement à partir des analyses de vitesses, ce qui, en quelque sorte, optimise le mieux possible l'amplitude de la trace sommée lors du processus de traitement des données sismiques acquises en couverture multiple.

VI-2 - Principaux Facteurs Modifiant La Vitesse dans les Différentes Roches:

VI -2-1 Introduction:

La méthode permettant de remonter d'une réflexion pointée sur un film, au miroir qui lui a donné naissance, comporte toujours une part d'approximation et d'hypothèse, notamment sur la répartition des vitesses dans le sous sol. La conversion des temps en distance, s'opère à l'aide de la loi de vitesse; cependant on n'est jamais à l'abri d'une variation de vitesse dans le sens horizontal et vertical, car on ne connaît pas la vitesse en tout point. Le rapport entre la vitesse de propagation des ondes sismiques et les coefficients (modules) d'élasticité du milieu; les modules d'élasticité et la densité des roches varient en fonction de leurs compositions lithologique, de pressions et d'autres facteurs. La densité des roches varie relativement dans de petites limites: de 1.5 - 1.7 à 3.0 - 3.1 gr/cm³. D'où on peut conclure, que la variation de densité n'influe pas beaucoup sur la vitesse de propagation des ondes élastiques. Mais le module de Young (E) varie dans de larges limites; pour différentes roches, il diffère de 100 fois. La vitesse de propagation des ondes sismiques dépend

en premier lieu de la lithologie des roches. Elle depend aussi de plusieurs facteurs; parmi ceux-ci on peut citer: la nature de la roche, son age, la pression, la profondeur, la porosite, etc...

VI-2-2 - La lithologie:

La composition mineralogique des roches varie largement pour chaque type; mais on peut indiquer les limites possibles des vitesses : Air (310 a 360 m/s) ; Sables (100 a 1800 m/s) ; Argiles (1200 a 2700 m/s) ; Gres (1700 a 4000 m/s) ; Calcaires, dolomite (2400 a 6000 m/s) ; Granite (4000 a 5700 m/s) ; Basalte (5000 a 6500 m/s). Il est a noter que pour les roches argileuses, les sables et pour certaines roches sedimentaires il y a une relation lineaire entre la vitesse et la densite:

$$V = 6 \cdot \rho - 11$$

ou V est exprimee en Km/sec.

VI-2-3 La Nature de la Roche:

La porosite ainsi que la teneur en silice diminue la vitesse. La teneur en eau dans les roches meubles (sables) l'augmente alors qu'elle diminue dans les roches consolidees.

VI-2-4- Age de la Roche:

L'Age geologique de la roche augmente la probabilite d'action des pressions (profondeur, forces orogeniques). La vitesse depend donc du passe de la roche. Dans les memes conditions, les roches anciennes ont des chances d'etre plus rapides, on note la relation suivante entre l'age absolue de la roche et la vitesse de propagation des ondes sismiques:

$$V = K(h.T)^{1/6}$$

ou K: est le coefficient, qui depend de la lithologie de la roche ; h: est la profondeur ; T: etant l'age absolue.

VI-2-5 - Pression-Profondeur:

Ces deux parametres sont etroitement lies, puisque la pression augmente avec la profondeur, mais l'effet de la pression est le plus important. La vitesse augmente avec l'accroissement de la pression.

VI-2-6 - Anisotropie:

Les vitesses sont plus grandes suivant la direction des strates que dans la direction perpendiculaire. Ce fait est important, car on voit que les vitesses horizontales deduites des dromochroniques sont superieures aux vitesses verticales deduites par exemple d'un carottage.

VI-2-7 La Porosite:

La Vitesse sismique est essentiellement soumise à l'influence du facteur porosité. Toute augmentation de ce facteur amenuise la vitesse. Pour les formations clastiques, la porosité dépend de la pression différentielle d'une manière irréversible avec la profondeur d'enfouissement. Elle devient généralement plus faible à mesure que diminue la séparation des éléments de la roche et qu'augmente la cimentation. À des valeurs élevées de porosité sont généralement associées des faibles valeurs de vitesses, et les faibles valeurs de porosité à des hautes valeurs de vitesse.

VI-2-7-1 La Porosité Primaire

Les pores primaires se forment en même temps que les roches. Ils changent leurs tailles, leurs formes dans le temps grâce aux différents processus tels que la cimentation, la consolidation, le métamorphisme etc... Ils trouvent leur origine dans: - les pores structuraux entre les grains des formations clastiques (sables, grès, calcaires détritiques, etc...); - les espaces entre les surfaces d'accumulation des dépôts des roches sédimentaires; - les pores de formations enrichies par les squelettes organiques; - les pores intergranulaires et intercrystallins (pores entre les cristaux et les oolithes dans les calcaires et dolomies etc...); - les pores formés par les bulles de gaz dans les cristaux des roches magmatiques.

VI-2-7-2 La Porosité Secondaire

Les pores secondaires correspondent aux vides dont l'origine est liée à des processus de diagenèse. Ils peuvent prendre naissance à la suite des phénomènes géologiques de lixiviation, de déformation des roches sous l'effet de la pression de cristallisation primaire et secondaire, de déshydratation, de dolomitisation, d'érosion etc...; La porosité est étroitement liée à la taille des pores qui peuvent être classés d'après leurs dimensions en 4 groupes: - Les "megapores": Sont des pores de diamètre supérieures à 10 mm. Ils sont typiques pour les calcaires et les gypses. - Les pores "supercapillaires" (0.1 - 10 mm) sont rencontrés dans les graviers, les sables à gros grains et à grains moyens, les calcaires à dolomies caverneux etc... - Les pores "capillaires" ($2 \cdot 10^{-4}$ à 0.1 mm) sont caractéristiques des sables et des grès moyens et fins, des calcaires peu cimentés etc... - Les pores "subcapillaires" ($2 \cdot 10^{-4} <$) sont typiques pour les roches bien dispersées telles que les argiles, les roches argileuses, les calcaires aux cristaux fins à porosité primaire etc...

D'un point de vue pétrolier, on considère comme constituant un très bon réservoir, les roches dont la porosité atteint 20% à 25% et plus, bons réservoirs celle où le pourcentage des vides est compris entre 15% et 20%, comme réservoir moyens les roches où la porosité varie entre 10% et 15% et négligeable pour les porosités inférieures à 5%. La plus forte porosité correspond aux roches clastiques peu cimentées et la plus faible s'observe dans les roches détritiques compactes, magmatiques et métamorphiques. La classification ci-dessus des réservoirs ne constitue toutefois que des indications d'ordre général, car de nombreuses roches peuvent présenter des pourcentages de vides importants sans être pour cela de bonnes roches réservoirs ou inversement. (En Algérie, la porosité des deux principaux gisements de pétrole et de gaz est de : 15% à 20% dans les grès triassiques du gisement de gaz de Hassi-R'mel; et 5% à 15% dans les grès quartzitiques du cambrien du gisement de Hassi-Messaoud.) La porosité des roches détritiques est étroitement liée à :

- L'influence de la forme et de la dimension des grains
- L'influence du coefficient du triage et du degré de cimentation.
- L'influence de la consolidation des grains.
- L'influence de l'arrangement des grains, etc...

La porosité des roches carbonatées présente un intérêt tout particulier du point de vue accumulation des hydrocarbures étant donné qu'elles occupent une place de tout premier plan avec 50% des réserves mondiales. La porosité primaire des roches carbonatées résulte principalement de sédiments chimiques et biochimiques. Elle peut avoir au début une valeur considérable et dépend du degré de consolidation. Elle décroît avec le temps sous l'effet de la pression. Aussi estime-t-on que les roches carbonatées ont souvent une porosité secondaire qui prend naissance à la suite des processus postérieurs de diagenèse tels que la fissuration, la dissolution et la dolomitisation accompagnée d'une contraction du volume des pores. On conçoit que la porosité des roches carbonatées soit influencée par de nombreux facteurs contemporains ou postérieurs à leur période de dépôt et que les réservoirs carbonatés présentent par rapport aux réservoirs détritiques terrigènes des caractères originaux et spécifiques.

VI -2-7-3 Détermination de la Porosité à Partir des Diagraphies

De ce qui vient d'être dit plus haut, il est évident que le facteur porosité joue le rôle essentiel dans les variations des vitesses sismiques. (Wyllie et All 1951) mentionnaient que l'influence de la pression sur la vitesse diminue avec la profondeur d'enfouissement. Autrement dit, au-delà d'une certaine profondeur, les couches géologiques se comportent comme des roches bien consolidées. La pression n'a plus alors un grand rôle à jouer et la vitesse dépend en grande partie de la porosité. Les principales techniques de détermination de la porosité restent du domaine des propriétés géophysiques du puits. Ce sont les méthodes soniques, neutroniques, diagraphie gamma-gamma (densité) et les diagraphies électriques qui sont largement employées dans la détermination de la porosité des formations géologiques.

VI -2-7-3-1 Diagraphie Sonique

Parmi les méthodes énumérées ci-dessus, la méthode sonique semble être la plus intéressante du point de vue de la détermination de la porosité à partir des données de vitesses dans les roches réservoirs à porosité intergranulaire et intercrystalline. C'est à Wyllie que revient le mérite de formuler l'étude de la vitesse en fonction de la porosité. Sa formule est bien justifiée dans les formations consolidées et dures telles que les grès et les calcaires. Elle est:

$$\phi = (\Delta T_{\text{total}} - \Delta T_{\text{matrice}}) / (\Delta T_{\text{fluide}} - \Delta T_{\text{matrice}}) .$$

Elle exprime la porosité à partir du temps de parcours de l'onde dans la roche réservoir. Celle-ci est généralement déduite du log sonique.

En supposant que pour les milieux poreux le temps de parcours total " ΔT_{total} " soit la somme du temps de parcours dans la matrice et du temps de parcours dans le fluide qui remplit les pores, on a :

$$\Delta T_{\text{total}} = \phi \cdot \Delta T_{\text{fluide}} + \Delta T_{\text{matrice}} \cdot (1-\phi).$$

La formule precedente dite "relation temps-moyen" peut etre generalisee pour une roche constituee par plusieurs composants de differentes porosites : $\phi_1; \phi_2; \phi_3 ; \dots$
 ϕ_n .

On aura:

$$\Delta T_{\text{total}} = \phi_1 \cdot \Delta T_1 + \phi_2 \Delta T_2 + \dots + \phi_n \cdot \Delta T_n +$$

avec : $\phi_1 + \phi_2 + \dots + \phi_n = 1$

Pour le calcul des porosites dans les roches reservoirs granulaires a l'aide des donnees de diagraphies sonique, on utilise le plus frequemment la relation empirique appelee relation temps-moyen.:

$$V_p = V_f \cdot V_{ma} / (\phi \cdot (V_{ma} - V_f) + V_f) .$$

C'est une relation qui s'applique essentiellement a la determination des porosites a partir des mesures de vitesses dans les roches reservoirs de type granulaires (calcaires gres etc..). Elle suppose que la duree du trajet par unite de longueur dans une roche poreuse contenant un fluide est la moyenne des durees des trajets par unite de longueur dans la matrice et dans le fluide $1/V_{ma}$ et $1/V_f$. La figure illustre la relation vitesse-porosite experimentee sur de roches reservoirs saturees en eau en appliquant la formule ci-dessus.

VI -2-7-3-2 Diagraphies Neutroniques (Gamma-Gamma ,pour un sable a gaz)

Selon la societe Schlumberger, il existe une relation entre la porosite lue sur les diagraphies neutroniques dans un sable et la porosite reelle de ce sable.

$$\phi_{\text{reelle}} = [1 / \phi_N + a \cdot S_{GN} + (1 - S_{GN})]$$

ou : ϕ_N porosite lue sur un abaque etabli pour une saturation a 100% d'un liquide protonique. ϕ_{reelle} :porosite reelle ; S_{GN} :saturation en gaz dans la zone exploree par les neutrons ; a : rapport des concentrations en hydrogene de l'eau et du gaz dans les conditions de reservoir.

VI -2-7-3-3 Diagraphies de Densite (Gamma-Gamma ,pour un sable a gaz)

Pour un sable a gaz, la porosite reelle est exprimee par la formule suivante:

$$\phi_R = (d_e - d_{ma}) / [(S_{gd} \cdot (d_g - 1) + (1 - d_{ma}))]$$

d_g :densite du gaz ; S_{gd} :saturation en gaz dans la zone exploree par le gamma-gamma. En outre, la diagraphie gamma, gamma permet d'evaluer la porosite totale des formations, au'elle soit intercrystalline , intergranulaire ou vacuolaire.

VI -2 -7-3-4 Diagraphie Electrique

Les methodes electriques (resistivite) permettent egalement d'evaluer la porosite si l'on connait la resistivite R_w de l'eau contenue dans la roche et R_0 . D'apres la formule de D'Archie la porosite est liee au facteur de formation par:

$$F = R_0 / R_w = a/\phi^m$$

ou : R_0 :resistivite de la roche saturee par la saumure ; ϕ^m :coefficient de cimentation. Si l'on connait R_{x0} , on a :

$$F = R_{x0} / R_{mf} = a/\phi^m .$$

Le coefficient "a" varie d'une couche a l'autre. Pour une roche compacte, elle est egale a:

$$F = 0.81/\phi^2$$

Pour le sable :

$$F = 1/\phi^2.$$

En outre, la connaissance de la resistivite des roches clastiques la ou il n'existe pas de donnees sur les vitesses, permet de deduire celles-ci a l'aide de la formule de Faust:

$$V_{ms} = 1948.(Z.R)^{1/6}$$

ou : R resistivite ; Z:profondeur

VI -2-7-4 Porosite dans les Formations Consolidees et non Consolidees

Comme nous le savons, le petrole est toujours lie aux roches sedimentaires. Les sediments meubles se transforment progressivement en roches coherentes sous l'effet de la diagenese. Ce phenomene reunit (d'apres GUILLOT) le tassement, la cimentation, et la recristallisation. Des travaux sur les mesures de densite et de porosite sur des sediments detritiques terrigenes essentiellement argilo-sableux montrent que ceux-ci subissent au cours de leur enfouissement une compaction qui se traduit par une augmentation reguliere de la densite et une diminution de la porosite. Les travaux experimentaux de Y. LACAZE (Elf-Aquitaine) ont conduit l'auteur a proposer une relation mathematique entre la porosite et la profondeur:

$$\phi = a.e^{c.z}$$

ou : z La profondeur. L' experimentation de cette formule sur de nombreux puits a conduit a formule suivante:

$$\phi = 0.4477.e^{(-6.745.(10^{-5}).Z)}i$$

Par analogie, le tassement des sédiments sous l'effet de l'enfouissement se traduit par une augmentation régulière de la vitesse des ondes sismiques; on obtient:

Pour le sable: $V = 1966 \cdot e^{(5.54(10^{-5}) \cdot Z_f)}$

Pour les argiles $V = 1431 \cdot e^{(6.627 \cdot (10^{-5}) \cdot Z_f)}$

Contrairement aux formations non consolidées, les caractéristiques physiques des formations consolidées sont moins sensibles à l'effet de l'enfouissement, et la nature des fluides contenus dans les roches affecte beaucoup moins la vitesse sismique.

VI - 2-7-5 Role de la Densité

La densité des roches est un paramètre aussi important que la vitesse. Elle est une fonction de la densité des divers minéraux qui composent la roche. Elle est mise en évidence essentiellement par les méthodes gravimétriques, par les diagraphies gamma-gamma et dans une certaine mesure, par la sismique réflexion sensible à l'impédance acoustique des roches (produit de la densité par la vitesse). La densité des roches croît généralement avec la profondeur d'enfouissement en raison de l'expulsion de l'eau des pores sous l'effet de l'augmentation de la compaction. La relation qui lie la vitesse à la densité, la plus couramment utilisée est la formule de Gardner et All - 1974:

$$\delta = 0.31 V^{0.25} \text{ (m/s)}$$

$$\delta = 0.23 V^{0.25} \text{ (ft/s)}$$

Cette relation est représentée sur la fig. Le sel et l'anhydrite et le charbon n'obéissent pas à cette loi. Par analogie avec les relations précédentes liant la porosité, la vitesse et la profondeur; on a pour des sables:

$$\delta = 2.65 - 7.14 \cdot 10^{-3} V^{-1.21} \text{ (V en cm/s)}$$

$$\delta = 2.65 - 0.7387 \cdot e^{(-67045 \cdot (10^{-5}) \cdot Z_f)}$$

Pour les roches renfermant des hydrocarbures, la densité en fonction de la porosité est :

$$\delta = \delta_{ma}(1 - \phi) \cdot \delta_h \phi + S_w(\delta_w - \delta_h)$$

la compressibilité est:

$$K = K_1 \cdot \phi + K_{ma} \cdot (1 - \phi)$$

ou : δ_h densité des hydrocarbures

S_w saturation de l'eau ;

δ_w densité de l'eau ;

K_1 et K_{ma} la compressibilité du liquide et de la matrice.

VI-3- Zone Alteree - WZ :

La couche superficielle de la coupe geologique est presentee par des roches meubles pour la plupart des regions ou on effectue des travaux sismiques. La couche superficielle meuble peu consideree est caracterisee par des petites valeurs des vitesses des ondes sismiques est nommee "zone alteree" ou "zone de la WZ en Anglais". Dans cette zone la vitesse V_p peut etre petite, meme moindre que la vitesse du son dans l'air. Les parametres de la zone alteree (son epaisseur et la vitesse de propagation des ondes sismiques dans cette zone) sont etroitement lies a l'humidite des roches et a la position du niveau des eaux souterraines (niveau hydrostatique), car l'accroissement de l'humidite des roches mene a l'augmentation de la vitesse et cell-ci se rapproche de la valeur normale, d'habitude, plus que 1500 a 1700 m/sec. C'est pourquoi pour la plupart des zones d'etude, la base de la zone alteree coincide avec le niveau hydrostatique. Par exemple, pour une region de Jijel on a presente la zone alteree fig ., dont la base est en parfaite coincidence avec le niveau hydrostatique. Mais il y a des regions, ou on ne peut etablir aucune liaison entre le niveau hydrostatique et la base de la zone alteree. Comme par exemple, nous donnons la zone alteree d'une region de Hassi-Messaoud. fig . Pour les terrains, ou les roches de meme composition affleurent a la surface de la terre, on peut dire que la base de la zone alteree suit la forme du relief. L'epaisseur de la zone WZ varie dans de larges limites: de 1 - 2m a 80 - 100m et plus; le plus souvent elle est de 8-15m. Dans nos regions principalement dans le Sahara Algerien, cette zone est surtout liee aux dunes de sable sec, tres defavorable et son epaisseur est souvent superieur a 100m. La zone alteree n'existe pas dans les regions de la cogelation eternelle. Les vitesses peuvent varier dans les sens horizontal et vertical. Le caractere de variation de la vitesse dans le sens vertical depend tout d'abord de l'epaisseur de la zone alteree, c'est pourquoi ayant en vue l'accroissement du gradient de vitesse en profondeur, on distingue la zone alteree d'une couche, de deux couches et parfois de trois couches. Notons que la presence de la zone alteree mene a la refraction forte des ondes sismiques revenant des grandes profondeurs et les rayons des ondes sismiques se rapprochent du sens vertical. De plus la zone alteree se caracterise par un grand coefficient d'amortissement. En passant par cette zone les ondes sismiques changent sensiblement leurs compositions spectrales; leurs composantes hautes frequences etant absorbees par la zone alteree. La zone alteree constitue un obstacle, car elle est tres perturbante en prospection sismique reflexion haute resolution. Car cette zone decale dans le temps les trajets sismiques les unes par rapport aux autres, en raison de sa faible vitesse et joue le role d'un filtre coupe haut des frequences sismiques. D'ou il est indispensable, si l'on veut pratiquer une sismique haute resolution, de disposer les points de Tir et ces geophones sous la zone alteree. Chose pratiquement irrealisable; On effectue alors des Corrections, dites "Corrections Statiques".

I REPRESENTATION GRAPHIQUE DES DIFFERENTES ONDES

VII-1 - Hodochrones de Differentes Ondes :

Les hodochrones sont les données de départ essentielles lors du traitement et de l'interprétation des résultats de la prospection sismique. On distingue les indicatrices linéaires et superficielles (tridimensionnelles). Dans la pratique de la sismique les indicatrices superficielles sont présentées par des cartes en isochrones. Il est à noter que dans la théorie des indicatrices on suppose que les observations sont toujours réalisées sur le plan horizontal. En sismique on présente les indicatrices linéaires sous la forme des graphes des temps d'arrivées des ondes en fonction des coordonnées des points d'observations. On distingue encore les indicatrices obtenues le long des profils longitudinaux et non-longitudinaux. Lors des observations le long des profils longitudinaux les points d'excitation et les sismographes sont disposés sur la même ligne et comme origine du système de coordonnées, on prend le point d'excitation ou son épicycle fig . Pour le profil non-longitudinal comme origine du système de coordonnées, on prend la projection du point d'excitation sur le profil fig . Lors des observations le long des profils circulaires on peut prendre comme origine un point quelconque fixe fig . A présent, considérons les indicatrices des ondes sismiques pour un milieu à deux couches. Les vitesses de propagation des ondes sismiques dans ces milieux différents. Le point d'excitation est au point O.

VII-2 Champ de Temps et Indicatrices des Ondes Directes :

Examinons une onde directe issue du point de tir O et se propageant dans le premier milieu avec la vitesse v. Plaçons l'origine du système de coordonnées (x,y,z) au point de tir O. fig . L'axe Z est dirigé vers le bas (verticalement). Prenons également un paramètre "r" (rayon), qui détermine la distance entre un point quelconque du milieu et la source O. Dans ce cas nous avons:

$$\partial t / \partial x = dt / dr \cdot (x/r)$$

$$[\cos(x,r) = x/r]; \partial t / \partial y = dt / dr \cdot (y/r)$$

$$[\cos(y,r) = y/r]; \partial t / \partial z = dt / dr \cdot (z/r)$$

$$[\cos(z,r) = z/r]$$

En les portant dans l'équation de champ de temps nous trouvons que:

$$(dt/dr)^2 \cdot (x/r)^2 + (dt/dr)^2 \cdot (y/r)^2 + (dt/dr)^2 \cdot (z/r)^2 = 1/V^2$$

$$(dt/dr)^2 [(X^2 + Y^2 + Z^2) / r^2] = 1/V^2$$

$$\text{ou : } r^2 = X^2 + Y^2 + Z^2 ; dt/dr = 1/V .$$

En intégrant l'équation, nous trouvons l'expression suivante pour la fonction de champ de temps:

$$t = r / V + C .$$

La constante "C" doit être déterminée d'après les conditions initiales. En supposant que l'onde sismique est engendrée par la source "O" à l'instant t=0; et en considérant le champ de temps pour le front d'onde on obtient C=0. Alors la fonction de temps est égale à:

$$t = r/V = 1/V = \sqrt{(X^2 + Y^2 + Z^2)}$$

Il en résulte que les isochrones de l'onde directe sont l'ensemble des sphères concentriques avec les rayons :

$$r_i = v_i \cdot t_i$$

ayant le centre O. Il est tout à fait évident que les rayons sismiques coïncident avec ceux des sphères concentriques. Considérons les cas particuliers suivants:

VII-2-1 - Lorsque la Source se trouve à la Surface de la Terre:

Lorsque la source se trouve à la surface de la terre nous avons pour $z=0$:

$$t = 1/V(\sqrt{X^2 + Y^2})$$

ou bien

$$X^2/V^2 + Y^2/V^2 - t^2/V^2 = 0$$

L'indicatrice superficielle de l'onde directe est un cône dont le sommet se trouve à l'origine du système de coordonnées fig .

VII-2-2 - Lorsque l'Indicatrice est Linéaire:

L'indicatrice linéaire peut être trouvée en supposant que : ($y = 0$, $z = 0$) :

$$t = \pm X / V$$

avec : $t = \pm K \cdot X$ ou $K = 1/V$.

Elle consiste en deux segments des droites issues de l'origine du système de coordonnées fig . La pente de l'indicatrice dépend de la vitesse de l'onde directe. Lorsque la source O se trouve au voisinage de la surface terrestre, les ondes superficielles et aériennes se propagent dans tous les sens du point de tir. Leurs Indicatrices coïncident avec celles de l'onde directe. Mais pour les indicatrices de ces ondes, il est nécessaire de prendre leur vitesse correspondante.

VII-2-3 - Indicatrice des Ondes Réfléchies.

VII-2-3-1 Indicatrice Superficielles pour un Réflecteur Plan :

Ce cas est d'une grande importance dans la pratique de la sismique car : * - Les discontinuités géologiques réelles sont planes dans les limites des profils : * - La solution mathématique du problème est très simple. Admettons que dans un milieu, nous avons un réflecteur de pendage ϕ . Ce réflecteur divise le milieu considéré en deux couches de vitesse V et V_1 , c'est-à-dire la vitesse de propagation des ondes sismiques entre le réflecteur et la surface de la terre est égale à V . Dirigeons l'axe "x" du système de coordonnées dans le sens de l'amont du réflecteur et l'axe "y"

perpendiculairement à l'axe "x". fig .L'axe "z" est dirigé verticalement (vers le bas).En construisant le point de Tir imaginaire $O'(x_0,y_0,z_0)$,on peut trouver que: $t(OMS) = t(O'S)$; et les points O',M et S se trouvent sur la même droite.Les coordonnées de la source Imaginaire (fictive) sont:

$$x_0 = 2h.\sin \varphi y_0=0$$

$$z_0 = 2h.\cos\varphi.$$

ou :h est la profondeur du réflecteur suivant la normale passant par la source; φ : l'angle du pendage réel. Donc,d'après la figure ,on peut constater que tous les rayons des ondes réfléchies sont issus de la source imaginaire et coïncident avec les rayons de la sphère ayant pour centre le point O' .Cela nous permet d'écrire l'équation de champ de temps de l'onde réfléchi sous la forme suivante:

$$(X - X_0)^2 + (Y - Y_0)^2 + (Z - Z_0)^2 = V^2. t^2$$

Pour trouver l'équation de l'indicatrice superficielle de l'onde réfléchi il est nécessaire de résoudre cette équation avec celle du plan d'observation.Pour ce cas : $z=0$;L'équation devient.

En portant les expressions:

$$x_0=2h.\sin \varphi y_0=0 \quad ; \quad z_0= 2h.\cos\varphi$$

dans l'équation:

$$(X - X_0)^2 + (Y - Y_0)^2 + (Z - Z_0)^2 = V^2. t^2$$

on obtient :

$$(X-2h.\sin\varphi)^2 + Y^2 =V^2. t^2 - 4h^2.\cos^2 \varphi$$

Dans le système de coordonnées (x,y) et avec le paramètre "t",c'est une équation de l'ensemble des cercles concentriques ayant le centre déplacé vers l'amont de valeur :

$$x_0=2h.\sin\varphi$$

suivant l'axe "X".Au point $(x_0,0)$ le temps sera minimal :

$$t_{\min} = 2h.\cos\varphi/V$$

$$r_i = \sqrt{V^2. t_i^2 - 4h^2.\cos^2\varphi}.$$

Dans le système de coordonnées (x,y,t) l'équation de l'indicatrice a la forme suivante ($z=0$) :

$$(X - X_0)^2 + Y^2 - V^2. t^2 = -Z_0^2$$

$$(X - X_0)^2 / Z_0^2 + Y^2 / Z_0^2 - t^2 / (Z_0/V)^2 = -1$$

$$(X - 2h \sin \varphi)^2 / 4h^2 \cos^2 \varphi + Y^2 / 4h^2 \cos^2 \varphi - t^2 / (2h \cos \varphi / V)^2 = -1$$

C'est une equation d'une hyperboloïde dont la partie negative n'a pas le caractere physique (temps "t" etant toujours positif). fig .

VII-2-3-2 - Indicatrice Longitudinale (le long du profil longitudinal):

A present essayons de trouver l'equation de l'indicatrice longitudinale pour un profil arbitrairement oriente par rapport a la direction de l'amont-aval du reflecteur .L'equation de la ligne d'observation (du profil) peut etre ecrite par l'expression suivante :

$$y = X \cdot \operatorname{tg} \Psi$$

ou Ψ : est l'angle entre l'axe "x" (qui passe par la direction de l'amant-aval) et le profil sismique. En portant l'expression: $y = X \cdot \operatorname{tg} \Psi$; dans l'equation :

$$(X - 2h \cdot \sin \varphi)^2 + Y^2 = V^2 \cdot t^2 - 4h^2 \cos^2 \varphi$$

On trouve:

$$X^2 \cdot \sec^2 \Psi - 4hX \cdot \sin \varphi + 4h^2 = V^2 \cdot t^2.$$

Si l'on prend comme variable la distance "l" entre la source et les sismographes (comme c'est l'usage en sismique); on :

$$l = X / \cos \Psi = X \cdot \sec \Psi$$

$$V^2 \cdot t^2 = l^2 - 4h \cdot l \cdot \sin \varphi \cdot \cos \Psi + 4h^2; \quad V^2 \cdot t^2 = l^2 - 4h \cdot l \cdot \sin \varphi_a + 4h^2$$

ou :

$$\sin \varphi_a = \sin \varphi \cdot \cos \Psi$$

L'angle φ_a : est nomme "angle apparent" du reflecteur dans le plan normal passant par le profil. L'equation:

$$V^2 \cdot t^2 = l^2 - 4h \cdot l \cdot \sin \varphi_a + 4h^2$$

est une equation de l'hyperbole

$$(l - l_0)^2 / Z_0^2 - t^2 / t_{\min}^2 = -1$$

ou :

$$Z_0 = 2h \cdot \cos\varphi_a ; l_0 = 2h \cdot \sin\varphi_a ; t_{\min} = 2h \cdot \cos\varphi_a / V .$$

Si le profil sismique a la meme direction que celle de l'amont-aval du reflecteur ($\Psi = 0$; ou 180°) ; on a : $l = X$; $\varphi_a = \varphi$;

$$V^2 \cdot t^2 = X^2 \pm 4h \cdot X \cdot \sin\varphi + 4h^2$$

$$t = (\sqrt{X^2 \pm 4h \cdot X \cdot \sin\varphi + 4h^2}) / V$$

ou : les signes " \pm " correspondent respectivement a l'amont (-) et a l'aval (+) du reflecteur. Donc, l'indicatrice longitudinale d'une onde reflechie a la forme d'une hyperbole, dont les parametres sont en fonction de l'angle apparent φ_a , de la profondeur "h" et de la vitesse "V". Le minimum de l'hyperbole est toujours deplace dans la direction de l'amont a la valeur $2h \cdot \sin\varphi_a$. Il convient de dire que le deplacement le plus grand sera observe sur le profil ayant la direction de l'amont - aval du reflecteur et le plus petit (egal a 0) sera observe sur le profil, qui passe perpendiculairement a cette direction. La plus petite valeur du temps minimal (t_{\min}) de l'hyperbole sera observee dans la direction en amont du reflecteur : ($\Psi=0$) et inversement, la plus grande valeur de ce temps sera observee dans la direction perpendiculaire ($\Psi = 90^\circ$). On peut analyser la forme de l'indicatrice longitudinale en fonction de la variation de la vitesse, de la profondeur et de l'angle du pendage. Si la vitesse de propagation des ondes sismiques augmente, la courbure de l'indicatrice diminue et le minimum se deplace vers le bas fig . Plus l'angle de pendage est grand plus le minimum se deplace en bas et vers l'amont du miroir fig . La courbure de l'indicatrice diminue et le minimum se deplace en haut avec l'augmentation de la profondeur; l'equation des asymptotes de l'hyperbole peut etre trouvee d'apres la formule indiquee auparavant et qui s'ecrit:

$$(l - l_0)^2 / Z_0^2 - t^2 / t_{\min}^2 = -1$$

En egalisant a zero le terme de droite, on trouve l'equation des asymptotes de l'hyperbole longitudinale:

$$V^2 \cdot t^2 = (l - 2h \cdot \sin\varphi_a)^2 ; t = 1/V(l - 2h \cdot \sin\varphi_a)$$

Les asymptotes de l'hyperbole ont comme origine la projection du point minimum de l'indicatrice sur l'axe "x ou l"; et leurs pentes dependent de la vitesse vraie du premier milieu. Par consequent elles sont paralleles a l'indicatrice des ondes directes.

VII-2-3-3 - Indicatrice Non-Longitudinale (le long du profil non-longitudinale):

Soit un point d'embranement "O" a la distance "R" du profil sismique. L'angle entre ce profil et l'amont-aval du reflecteur est egal a Ψ fig et fig . En systeme de coordonnee xoy l'equation du profil s'ecrit de la forme:

$$y = x \cdot \operatorname{tg}\Psi + R \cdot \operatorname{sec}\Psi$$

En portant cette expression dans l'expression precedemment ecrite et qui est:

$$(X-2h.\sin\varphi)^2 + Y^2 = V^2. t^2 - 4h^2.\cos^2 \varphi$$

On obtient :

$$(X-2h.\sin\varphi)^2 + (R.\sec\Psi + X\tg\Psi)^2 = V^2. t^2 - 4h^2.\cos^2 \varphi$$

Mais en realite,on sait,que comme origine du systeme de coordonnees,on prend la projection du point de tir sur le profil "E".Pour trouver les relations entre les nouvelles coordonnees et les anciennes,projections le segment ES=1 sur l'axe;alors:

$$l.\cos\Psi = X+R.\sin\Psi \quad \Rightarrow \quad X = l.\cos\Psi - R.\sin\Psi$$

En portant cette expression dans :

$$(X-2h.\sin\varphi)^2 + (R.\sec\Psi + X\tg\Psi)^2 = V^2. t^2 - 4h^2.\cos^2 \varphi$$

on obtient :

$$(l.\cos\Psi - R.\sin\Psi - 2h.\sin\varphi)^2 + [(R.\sec\Psi + (2.\cos\Psi - R.\sin\Psi)\tg\Psi)^2] = V^2. t^2 - 4h^2.\cos^2 \varphi .$$

Après transformation on arrive a :

$$(l - 2h.\sin\varphi.\cos\Psi)^2 + q^2 = V^2. t^2$$

$$\begin{aligned} \text{ou : } q &= \sqrt{(R+2h.\sin\varphi.\sin\Psi)^2 + 4h^2.\cos^2 \varphi} \\ l_0 &= 2h.\sin\varphi.\cos\Psi ; (l - l_0)^2 - V^2. t^2 = q^2 \\ (l - l_0)^2 / q^2 - t^2 / (q/V)^2 &= -1 . \end{aligned}$$

Comme on voit,c'est l'equation de l'hyperbole.Dans le cas particulier si R=0,nous obtenons l'equation de l'indicatrice pour le profil longitudinal.Donc,les indicatrices lineaires des ondes reflechies seront toujours des hyperboles.La courbure de ces indicatrices diminue avec l'accroissement de "R",(c'est-a-dire,de la distance entre le profil et la source).Si le profil non-longitudinal passe dans la direction de l'amont-aval du reflecteur,on a:

$$l_0 = 2h.\sin\varphi; q = \sqrt{R^2 + 4h^2.\cos^2 \varphi} .$$

Cela veut dire que "q" est l'hypothénus du triangle rectangle avec les cotes : $Z_0 = 2h.\cos\varphi$ (la profondeur du point de tir imaginaire) et R.

VII-2-3-4 - Indicatrices des Ondes Reflechies: (cas du miroir curviligne)

Chaque fois qu'on étudie la forme de l'indicatrice des ondes reflechies,on suppose que le miroir considere etait plan.Il convient de dire,que quand la surface reflechissante (miroir) est curviligne,l'indicatrice de l'onde reflechie a une forme complexe,c'est-a-dire la forme de l'indicatrice peut differer notablement de la forme hyperbolique.Examinons quelques exemples theoriques qui le confirment.Par

exemple, si la source se trouve dans la focale (distance) du miroir parabolique, l'indicatrice a la forme d'une droite. fig Dans le cas où le point d'excitation est au centre d'un cercle, l'indicatrice se transforme en un point ; fig . Un noeud peut se former lorsque la courbure du miroir varie dans les limites du profil , fig . Enfin la figure nous montre la dépendance de la forme de l'indicatrice en fonction de la courbure du miroir.

VII-2-3-5 - Indicatrice de Ondes Diffractées:

On sait, que l'onde diffractée se propage dans tous les sens du point de diffraction. Les fronts d'une onde diffractée peuvent être construits d'après le principe de Huyguens. L'onde diffractée a été considérée comme une onde parasite. Mais ces dernières années on a commencé à l'utiliser pour étudier des éléments structuraux, tels que les failles, ruptures de couches, dome de sel etc...

Soit une onde directe (incidente) qui se propage dans le milieu homogène. Lorsque cette onde atteint un obstacle (une faille), au point "D" elle diffracte fig . Le temps d'arrivée de l'onde diffractée au point d'observation: S(x,0) est:

$$t = OD/V + DS/V$$

ou bien

$$t = t_{\text{direct}} + t_{\text{diffractee}}$$

où : t_{direct} : est le temps mis par l'onde pour atteindre le point de diffraction "D" et il est égal à :

$$t_{\text{direct}} = (\sqrt{X_0^2 + Z_0^2}) / V$$

$$OD = (\sqrt{OD_1^2 + DD_1^2})$$

où $OD_1 = X_0 \Rightarrow$ abscisse du point de diffraction; $DD_1 = Z_0 \Rightarrow$ profondeur du point de diffraction. De la même manière on peut trouver que:

$$t_{\text{diffractee}} = DS/V; DS = \sqrt{(DD_1)^2 + (D_1S)^2} \quad DD_1 = Z_0$$

$$D_1S = X - X_0; DS = \sqrt{Z_0^2 + (X - X_0)^2}$$

$$t_{\text{diffractee}} = \sqrt{(X - X_0)^2 + Z_0^2} / V$$

donc, l'équation de l'indicatrice d'une onde diffractée sera :

$$t = 1/V [\sqrt{X_0^2 + Z_0^2} + \sqrt{(X - X_0)^2 + Z_0^2}] .$$

C'est une hyperbole symétrique par rapport à l'axe vertical passant par le point de diffraction; c'est-à-dire; le minimum de l'indicatrice se trouve toujours au-dessus du point de diffraction et le temps d'arrivée au point considéré (D_1) est :

$$t_{D1} = t_{\text{directe}} + Z_0/V = 1/V(\sqrt{X_0^2 + Z_0^2} + Z_0).$$

La courbure de cette indicatrice depend aussi de la vitesse et de la profondeur du point de diffraction.

VII-2-3-6 - Indicatrice des Ondes Multiples:

Les ondes multiples sont des ondes qui se reflechissent ou se refractent plusieurs fois sur le meme interface fig .Lorsqu'une onde ne se reflechit qu'une seule fois sur un miroir,on dit qu'il s'agit d'une reflexion primaire ou simple.En revanche,si cette onde primaire,apres s'etre reflechie sous la surface ou l'on a pratique l'ebroulement,se reflechit de nouveau une ou plusieurs fois sur ce meme miroir,on parle alors de reflexions multiples fig .Les trajets des reflexions multiples peuvent etre tres complexes.C'est ainsi qu'en plus des multiples a trajets complets fig , on rencontre des reflexions dont les multiples ne se sont produits qu'entre deux miroirs situes sous la surface fig .On distingue encore deux types de reflexions multiples:

VII-2-3-6-1 - Multiples de surface:

Il s'agit alors des reflexions entre un nouveau reflecteur profond et la surface du sol fig

VII-2-3-6-2 -Multiples internes:

Dans ce cas les deux niveaux reflechissants sont profonds fig .Considerons la deduction de l'indicatrice d'une onde reflechie-multiple.Soit "R" un miroir pente (incline) sous l'angle φ ;qui donne naissance aux reflexions multiples et soit "h" la profondeur du miroir suivant la normale fig .Tracons le trajet d'une onde multiple "OABEC".Si le miroir fictif R' de profondeur h1 avec un point fictif de reflexion B'. Il est evident,que $AB=AB'$; $BE=B'E$ et l'angle de pendage du miroir R' est egal a 2φ . Il en resulte,que nous pouvons trouver l'equation de l'indicatrice des reflexions multiples en utilisant l'equation des reflexions simples :

$$t=1/V_{\text{mul}} \cdot \sqrt{4h_1^2 \pm 4h_1^2 \cdot X \cdot \sin 2\varphi + X^2}.$$

ou V_{mul} : est la vitesse de propagation des ondes sismiques dans le milieu se trouvant entre la surface terrestre et le miroir "R".Le rapport des profondeurs:

$$h / h_1 = \sin\varphi / \sin 2\varphi$$

$$\text{ou } h / \sin\varphi = h_1 / \sin 2\varphi$$

$$h_1 = h \cdot \sin 2\varphi / \sin\varphi$$

En portant cette derniere expression dans :

$$t=1/V_{\text{mul}} \sqrt{4h_1^2 \pm 4h_1^2 \cdot X \cdot \sin 2\varphi + X^2}$$

On obtient l'equation de l'indicatrice d'une onde reflechie multiple 2 fois:

$$t = 1/V_{mul} \sqrt{4h^2 \cdot \sin^2 2\varphi / \sin^2 \varphi + 4hX \cdot \sin^2 2\varphi / \sin \varphi + X^2}$$

$$t = \sqrt{t_0^2 + 4h \cdot X / V_{mul}^2 \sin^2 2\varphi / \sin \varphi + X^2} / V_{mul}^2$$

ou :

$$t_0 = 2h / V_{mul} \cdot (\sin 2\varphi / \sin \varphi).$$

Dans le cas general, l'equation de l'indicatrice d'une onde reflechie multiple (m fois) s'ecrit de la maniere suivante:

$$t = 1/V_{mul} \sqrt{4h_m^2 \pm 4h_m \sin m\varphi + X^2}$$

ou :

$$h_m = h \cdot \sin m\varphi / \sin \varphi$$

m: est le nombre des multiples. Pour un miroir horizontal ($\varphi = 0$)

On obtient :

$$t = 1/V_{mul} \sqrt{4h^2 \cdot m^2 + X^2} = \sqrt{t_0^2 + X^2} / V_{mul}$$

Si l'on compare l'indicatrice d'une onde reflechie primaire et celle d'une onde multiple pour le meme temps t_0 on remarque, que la courbure de l'indicatrice d'une onde multiple est plus grande que celle de l'indicatrice de l'onde reflechie. La difference entre les deux indicatrices augmente avec l'accroissement du rapport des vitesses de ces ondes. Dans les milieux geologiques reels la difference entre les vitesses de ces ondes n'est pas importante et c'est pourquoi il est pratiquement impossible de separer les reflexions multiples et simples d'apres les donnees de la sismique par la couverture simple.

VII-2-3-7 - Dromochronique des Ondes Refractees:

En sismique refraction, on etudie les ondes refractees qui sont formees sur la surface de separation de deux milieux dite "Marqueur" dont les vitesses sont en relation de la maniere suivante: $V_1 > V$; ou V_1 est la vitesse du 2^{eme} milieu. Soit OX la ligne d'observation fig ; O le point de tir; φ l'angle de pendage du marqueur; h la profondeur du marqueur suivant la normale; V la vitesse du premier milieu. On sait que les ondes refractees ne se forment que dans le cas suivant

$$\sin i_l = V/V_1$$

i_l : etant l'angle limite. Donc, le premier rayon d'une onde refractee cree par la premiere discontinuite n'arrive qu'a la ligne d'observation a partir (apres) des points M2 et M1. La distance M1M2 s'appelle "zone morte", ou bien la zone d'absence des ondes refractees. Pour trouver l'equation de dromochronique, designons le point de Tir imaginaire par O' et tracons les lignes O'B1 et O'B2. Il est evident

que: $OA=O'A; OB_2=O'B_2$. Il n'est pas difficile de trouver le temps d'arrivee de l'onde refractee au point M_2 :

$$t_{M_2} = (OB_2 + B_2M_2) / V = (O'B_2 + B_2M_2) / V = O'M_2 / V$$

de Δ (triangle) $O'O_2M_2$: $O'M_2 = O'O_2 / \cos (i+\varphi)$

de Δ (triangle) $O'O_2O$: $O'O_2 \approx 2h \cos \varphi$

d'ou:

$$O'M_2 = 2h \cos \varphi / \cos (i+\varphi)$$

et:

$$t_{M_2} = [2h \cos \varphi / \cos (i+\varphi)] / V$$

$$X_{M_2} = O_2B_2 - OO_2$$

$$O_2M_2 = 2h \cos \varphi / \text{tg} (i+\varphi)$$

$$OO_2 = 2h \sin \varphi$$

$$X_{M_2} = 2h \cos \varphi \cdot \text{tg} (i+\varphi) - 2h \sin \varphi$$

apres transformation on obtient:

$$X_{M_2} = 2h \sin i / \cos (i+\varphi) .$$

L'equation d'une droite passant par le point $F_2(t_{M_2}, X_{M_2})$, peut etre ecrite de la maniere suivante:

$$(t - t_{M_2}) / (X - X_{M_2}) = \Delta t / \Delta x = 1 / V_a = \sin (i+\varphi) / V ;$$

En prenant les expressions t_{M_2}, X_{M_2} de :

$$t_{M_2} = [2h \cos \varphi / \cos (i+\varphi)] / V \text{ et } X_{M_2} = 2h \cos \varphi \cdot \text{tg} (i+\varphi) - 2h \sin \varphi$$

on trouve:

$$[t - 2h \cos \varphi / V \cos (i+\varphi)] / [X - 2h \sin i / \cos (i+\varphi)] = \sin (i+\varphi) / V$$

$$\begin{aligned} t &= X \cdot \sin (i+\varphi) / V + 2h / V \cos (i+\varphi) \cdot [\cos \varphi - \sin i \cdot \sin (i+\varphi)] \\ &= X \cdot \sin (i+\varphi) / V + 2h \cdot \cos i / V . \end{aligned}$$

Après avoir fait les memes operations nous pouvons obtenir l'equation de la deuxieme branche de la dromochronique :

$$t = X \cdot \sin (i - \varphi) / V + 2h \cdot \cos i / V$$

Donc , l'equation de la dromochronique de l'onde refractee est :

$$t = X \cdot \sin(i \pm \varphi) / V + 2h \cdot \cos i / V$$

La dromochronique contient deux lignes droites appelees "branches" si l'on prolonge les branches de la dromochroniques,elles se croisent ou se rapprochent presque sur l'axe "t" en un meme point (I):

$$I = 2h \cdot \cos i / V.$$

Le temps "I" est appele "INTERCEPT". On peut dire c'est une solution particuliere de l'equation de dromochronique pour $X=0$. Dans le cas d'un marqueur horizontal : $\varphi=0$, on a :

$$t = X \sin i / V + 2h \cdot \cos i / V$$

ou bien :

$$t = X / V_1 + I ; (V_1 = V / \sin i).$$

En analysant les equations de $t = f(x)$ on peut conclure que: - avec l'augmentation de la profondeur du marqueur et avec la diminution du contraste de vitesses V et V_1 (de deux milieux) la zone "morte" devient plus grande. - La difference entre OM1 et OM2 croit avec l'augmentation de l'angle de pendage du marqueur.

VII-2-3-7-1 -Dromochronique:(cas des marqueurs curvilignes):

Si le marqueur est curviligne, on obtient le changement de la forme des dromochroniques des ondes refractees et celles ne seront plus lineaires. Lorsque les vitesses de propagation des ondes dans deux milieux (V et V_1) sont constantes, l'angle limite est toujours constant, car:

$$\sin i_1 = V/V_1$$

$$V_a = V / \sin \alpha = V / \sin (i_1 + \varphi) ; \alpha = (i_1 \pm \varphi)$$

si $\varphi=0$; $\alpha = i_1$; $\alpha = \text{const} \Rightarrow V_a = \text{const}$

si $\varphi \neq 0$ alors : $\alpha = (i_1 \pm \varphi)$, $\alpha \neq \text{const} \Rightarrow V_a \neq \text{const}$.

Il en resulte, que si le pendage du marqueur varie le long du profil, nous avons le changement de l'angle d'incidence de l'onde refractee, puisque

$$\alpha = (i_1 \pm \varphi)$$

la vitesse apparente sera variable:

$$V_a = V / \sin (i_1 \pm \varphi).$$

Les differents exemples des dromochroniques sont representes sur les figures

VII-3 Hodochrones des Ondes Sismiques dans le Milieu a plusieurs Couches:

Les milieux géologiques réels contiennent toujours de nombreuses strates ayant des propriétés physiques différentes. En sismique on les considère comme des milieux à deux ou plusieurs couches. Mais dans la plupart des cas on considère les milieux stratifiés comme des milieux à gradients, c'est-à-dire, dont les propriétés physiques varient continuellement. Lors de l'analyse des champs de temps et des hodochrones des différentes ondes sismiques, on distingue les milieux horizontalement-stratifiés, si les pendages des miroirs ne dépassent pas 10° à 15°, et les milieux verticalement-stratifiés si le pendage dépasse 10° à 15°. Ici nous nous bornons à analyser des cas simples permettant d'établir les paramètres (propriétés) cinématiques des ondes sismiques le plus utilisées en pratique.

VII-3-1 - Indicatrice des Ondes Réfléchies:

Soit une coupe géologique à plusieurs couches. Chaque couche se caractérise par sa propre épaisseur h_1, h_2, \dots, h_n et par sa vitesse V_1, V_2, \dots, V_n fig. En prenant en considération le phénomène de refraction sur les interfaces intermédiaires, traçons un rayon sismique de l'onde incidente jusqu'à la n ème couche et également le rayon de l'onde réfléchi. Les angles de refractions sur les interfaces peuvent être trouvés d'après la loi de Snellius :

$$\sin \alpha_1 / V_1 = \sin \alpha_2 / V_2 = \dots = \sin \alpha_{n-1} / V_{n-1}$$

Il n'est pas difficile de trouver le trajet de l'onde dans chaque couche et en sachant la vitesse, on peut déterminer le temps de propagation de l'onde réfléchi, qui est égal à :

$$t = 2 \cdot \sum h_i / V_i \cdot \cos \alpha_i$$

$$X = 2 \cdot \sum h_i \cdot \operatorname{tg} \alpha_i$$

ou : X est l'abscisse du point de réception. Si l'on décompose les expressions ci-dessus en séries de Taylor, on obtient :

$$t = 2 \cdot \sum h_i / V_i + X^2 / 4 (\sum h_i / V_i)^{-1} - X^4 / 64 (\sum h_i \cdot V_i^3) \cdot (\sum h_i \cdot V_i)^{-4} + \dots$$

Si l'on analyse un milieu à trois couches (de deux interfaces) avec le rapport des vitesses $V_3 > V_2 > V_1$ fig. On aura un point d'intersection de ces deux indicatrices. La distance entre la source et ce point dépend de l'épaisseur h_1 et h_2 et les vitesses dans chaque couche $V_1; V_2; V_3$ respectivement, c'est-à-dire, dans la coupe il existe deux marqueurs : $R_1; R_2$; et $V_3 > V_2 > V_1$; fig. L'équation de dromochronique pour un milieu homogène avec un marqueur est la suivante :

$$t = X / V_2 + 2h_i \cdot \cos i_{1,2} / V_1$$

ou l'angle :

$$i_{1,2} = \arcsin V_2 / V_1$$

Pour trouver la dromochronique pour le deuxième marqueur, on trace le rayon sismique de façon que l'angle d'incidence soit égal à l'angle limite $i_{2,3}$. Dans ce cas

l'angle sur la surface intermediaire peut etre trouve d'apres la loi de Snellius-Descartes :

$$\sin i_{1,3} / V_1 = \sin \alpha_{2,3} / V_2 = 1 / V_3$$

ou : l'angle $\alpha_{2,3}$ est egal a l'angle limite $i_{2,3}$ sur le deuxieme interface. La vitesse apparente demeure toujours constante. car l'angle $i_{1,3}$ ne varie pas ($i_{1,3}$ etant l'angle d'incidence sur le premier interface) et elle est egale a :

$$V_a = V_1 / \sin i_{1,3} = V_3$$

On peut aussi trouver V_a , autrement:

$$V_a = V_3 = \Delta X / \Delta t$$

Il en resulte que la dromochronique est une droite dont le coefficient angulaire est determine par V_3 . D'apres la fig , on peut trouver les coordonnees de point initial de cette droite:

$$X_m = 2h_1 \cdot \text{tg } i_{1,3} + 2h_2 \cdot \text{tg } i_{2,3}$$

$$t_m = 2h_1 / V_1 \cdot \cos i_{1,3} + 2h_2 / V_2 \cdot \cos i_{2,3}$$

Connaissant le coefficient angulaire, nous pouvons ecrire l'equation de la droite passant par le point: X_m ; t_m :

$$\Delta X / \Delta t = (X - X_m) / (t - t_m).$$

En integrant les expressions:

$$V_a = V_3 = \Delta X / \Delta t$$

et:

$$X_m = 2h_1 \cdot \text{tg } i_{1,3} + 2h_2 \cdot \text{tg } i_{2,3}$$

$$t_m = (2h_1 / V_1) \cos i_{1,3} + (2h_2 / V_2) \cos i_{2,3}$$

Dans la derniere expression qui est:

$$\Delta X / \Delta t = (X - X_m) / (t - t_m)$$

On obtient l'equation de la dromochronique des ondes refractees pour le marqueur R_2 :

$$t = X / V_3 + (2h_1 / V_1) \cdot \cos i_{1,3} + (2h_2 / V_2) \cos i_{2,3}$$

De la meme maniere on peut formuler l'equation de la dromochronique pour le marqueur R_m , quand la coupe se compose de "m" couches avec $h_1, h_2, h_3, \dots, h_m$ et V_1, V_2, \dots, V_m ;

$$t = X/V_m + 2 \sum (h_k / V_k) \cdot \cos i_{k,m}; m=1,2..n.$$

On peut avoir une dromochronique pour chaque interface, si la condition suivante est satisfaite: $V_{k+1} > V_k$; Dans ce cas l'intercept sera égal a:

$$I = 2 \sum (h_k / V_k) \cdot \cos i_{k,m}$$

VII-3-2 - Rapport entre les Hodochrones des Ondes Differentes:

VII-3-2-1 - Rapport entre les Indicatrices des Ondes Directes et Reflechies:

Comme il a ete dit plus haut, pour un milieu homogene et isotrope les indicatrices des ondes directes sont paralleles aux asymptotes des indicatrices des ondes reflechies. Mais dans les milieux reels la vitesse de l'onde directe (V_0) differe de la vitesse moyenne (V_m) des ondes sismiques jusqu'au miroir et c'est pourquoi il est possible que les indicatrices de ces deux types des ondes se croisent; dans le cas d'un miroir parallele a la surface de la terre leur intersection aura lieu a la distance "X", satisfaisant la condition suivante :

$$X^2_1 / V^2_0 = (X^2_1 / V^2_m) + 4h^2 / V^2_m$$

d'ou:

$$X_1 = 2h / \sqrt{(X^2_m / V^2_0) - 1}.$$

Par exemple, si $h=500$ m; $V_m = 2500$ m/s; $V_0 = 1500$ m/s, les indicatrices se croisent a la distance ≈ 750 m du point d'excitation. Tres frequemment, a ces distances, l'intensite des ondes directes diminue notablement.

VII-3-2-2 - Rapport entre les Hodochrones des Ondes Reflechies et Refractees:

En cas d'un interface plan (h, φ) les hodochrones sont determinees par les expressions ci-dessous: pour une onde refractee:

$$V_1 \cdot t_{\alpha} = 2h \cdot \cos i_{1,2} + X \cdot \sin (i - \varphi)$$

pour une onde reflechie :

$$V^2_1 t^2_r = (X^2 - 4h \cdot \sin \varphi + 4h^2)$$

ou : $\sin i = V_1 / V_2$; ($V_1 ; V_2$: les vitesses de propagation des ondes sismiques dans deux milieux). Comme d'habitude dans la direction de l'amont on prend le signe de l'angle φ positif. si $x=0$:

$$t_{\alpha 0} = (2h/V_1) \cos i = I$$

$$t_{r0} = 2h / V_1 .$$

En d'autres termes l'intercept de la dromochronique est toujours inferieur au temps de l'indicatrice de l'onde reflechie au-dessus de point de tir.La difference entre ces deux temps augmente avec la diminution de la difference entre V_1 et V_2 . Les deux indicatrices ont un point commun coincident avec le debut de l'onde conique sur le profil.L'abscisse de ce point peut etre determine d'apres l'expression suivante fig .

$$X_{r\alpha} = 2h. \sin i / \cos(i - \varphi) .$$

On peut observer l'interference des ondes reflechies et refractees,si le marqueur et le miroir ne coincident pas.

APERCU SUR LE TRAITEMENT SISMIQUE

VIII - 1 Filtrage spatial

Le filtrage spatial ou filtrage en nombre d'onde est une operation qui consiste a disposer sur le terrain des geophones ou de sismographes d'une certaine facon afin de pouvoir selectionner les signaux utiles,et par consequent eviter l'enregistrement des

autres signaux supposés indésirables, cette opération se réalise en choisissant correctement les caractéristiques reliant les distances entre géophones, le nombre de géophones et la vitesse apparentes des ondes de propagation (signaux utiles et bruits).

VIII -2 Qu'appelle-t-on Vitesse Apparente (V_a).

C'est la vitesse avec laquelle l'onde (signal ou bruit organisé), paraît se propager le long du profil. On assimile, dans la mesure du possible, cette onde à des arches de sinusoides se propageant à vitesse apparente constante. La fréquence (F) et le Nombre d'Ondes (K) sont définis à partir d'une onde plane sinusoidale, du temps (t) pour une distance (x) donnée et sinusoidale de (x) pour un (t) donné. La figure , montre ce qui se passe pour un ébranlement, émis en "A", au temps $t=0$, et recueillie par les traces "S et B", au bout des temps " t_s et t_b " respectivement. $OA=T$: est la période en fonction du temps; $f=1/T$ fréquence. $OB=\lambda_a$ est la période en fonction de la distance ou longueur d'onde apparente ;

$$k_a = 1/\lambda_a$$

Nombre d'onde apparent. L'onde sinusoidale paraît se propager le long de Ox à la vitesse $V_a = \text{distance parcourue} / \text{temps de parcours} = OB / OA = \lambda_a / T$. Nous ne pouvons pas écrire V_a directement en fonction de la pente de la droite OM, dans le diagramme (Ot, Ox), à cause de la différence des paramètres utilisés sur chaque axe. Cependant dans un système où les vecteurs unitaires "Ot et Ox" restent identiques à eux-mêmes, on remarque que, plus est forte l'inclinaison de OM sur Ox, plus la vitesse apparente V_a de l'onde correspondante est grande.

VIII - 2 - 1 Rapport entre la Vitesse Apparente V_a et la Vitesse Réelle de Propagation V_0 en Fonction de l'Angle d'Emergence "i" du Rayon Sismique

Les trajectoires arrivant en S_1 et S_2 sont considérées comme parallèles à cause de Δx petit: on a par conséquent :

$$\sin i = V_0 \cdot \Delta t / \Delta x = IS_2 / S_1S_2$$

avec:

$$V_a = \Delta x / \Delta t$$

d'où la formule : $V_a = V_0 / \sin i \Rightarrow$ ce qui entraîne $V_a \geq V_0$.

Le signal correspond généralement aux réflexions. Pour un émetteur et un récepteur donnés, le schéma ci-contre montre que l'angle d'émergence "i" du signal sera d'autant plus faible que le miroir, sur lequel ce signal se sera réfléchi, sera plus profond. Donc V_a tend vers l'infini pour des réflexions sur des miroirs très profonds. Au contraire, la plupart des bruits organisés se propagent au voisinage de la surface du sol, en ondes

dispersives: Ondes de Love et surtout Ondes de Rayleigh. Leurs angles d'émergence seront par conséquent très grands, leurs vitesses apparentes faibles, presque égales à leur vitesses réelles respectives. Nous vous présentons dans cette étude quelques types de bruits connus dans le domaine pétrolier.

VIII - 3 - Définition des Bruits

Un Bruit est un signal indésirable, son identification est une des opérations les plus délicates, car il se manifeste en premier lieu aléatoirement, et non organisé, quand il est prévisible et cohérent son étude devient facile pour le géophysicien.

VIII-3-1- Bruits Aléatoires:

Un bruit est dit aléatoire lorsqu'il n'est pas prédictible, dans l'espace ou dans le temps, en un mot, il ne présente aucune cohérence avec les autres signaux.

Ce sont les microseismes dus aux manifestations: naturels (vent, pluie, mouvements de la végétation ou du terrain, ruissellement); activités humaines (train, camion, pompe, influence des lignes électriques promeneurs...); ou bien bruits d'appareillage ou d'instrumentation; sur lesquels on ne peut avoir d'action directe sauf arrêter toute activité à proximité du dispositif d'enregistrement, et aussi le fonctionnement de toutes appareils.

VIII-3-2 - Bruits Semi - Aléatoires

Ce sont des bruits consécutifs créés consécutivement à l'explosion, mais non systématiques en particulier les débourages de trous, retombée de tube, fuite d'animaux.

VIII -3-3 - Bruits de Diaphonie

L'influence par induction des fils véhiculant les signaux sismique (ou signaux électriques) lorsque ces derniers sont soumis à des oscillations dans le champ électromagnétique naturel, ou bien lorsqu'ils sont mutuellement proches les uns des autres; est appelée "diaphonie".

Il est possible de dresser le tableau suivant, qui donne une première approximation; distingue les signaux des bruits.

	f	V_a	k
BRUITS	inférieur à 50 c/s	presque égal à la V réelle de 50 à 500 m/s	supérieur à 10 c/Km 25 c/Km
SIGNAUX	inférieur à 150 c/s	plusieurs milliers de m/s	inférieur à 10 c/km

Mesurant les caractéristiques des bruits et des signaux sur le terrain, le tir de bruit permet d'améliorer le rapport signal/bruit par un dispositif adéquat d'enregistrement.

VIII - 4 - Filtrage Spatial ou (Filtrage en Nombre d'Onde).

La notion du filtrage spatial est liée à la multiplication de géophones, en effet la répartition des géophones sur une surface donnée permet d'augmenter la sélectivité des signaux ayant même directivité et même phase et élimine ainsi les signaux non cohérents et non organisés. Le filtrage spatial ou en nombre d'onde consiste à déterminer les caractéristiques d'une nappe de géophones disposée sur la surface du sol. Ces caractéristiques sont : la distance entre géophone, le nombre de géophones, enfin la géométrie de la nappe.

Considérons un cas simple où l'on a deux récepteurs R_1 et R_2 espacés de "d"; soit un bruit sinusoïdale de pulsation ω ou de fréquence "f" et d'amplitude "A" se propageant horizontalement dans le milieu superficiel, suppose homogène et isotrope, de vitesse "V". La pulsation ω et la fréquence f sont liés par la relation : $\omega = 2\pi f$; Le signal résultant enregistré s'écrit :

$$y = A \cdot \cos(\omega t - \varphi) + A \cdot \cos(\omega(t - \Delta t) - \varphi)$$

avec : $\Delta t = d/V$

(Δt représente le retard en temps entre les récepteurs R_1 et R_2 ;

$$y = A \cdot \cos(\omega t - \varphi) + A \cdot \cos(\omega t - \omega d/V - \varphi)$$

$$\Rightarrow y = 2A \cdot \cos(\omega d/2V) \cdot \cos(\omega t - \omega d/2V - \varphi)$$

étant donné que :

$$\cos a + \cos b = 2 \cos(a+b)/2 \cdot \cos(a-b)/2$$

L'amplitude du signal résultant " $(2A \cdot \cos(\omega d/2V))$ " est fonction de la distance "d" entre les deux récepteurs R_1 et R_2 . Nous cherchons par cette formule les lieux où le signal enregistré par les deux récepteurs est fortement atténué, donc l'amplitude du signal résultant de l'expression précédente doit être égale à zéro :

$$\omega d/2V = \pi/2 + m\pi \Rightarrow d = \pi V/\omega + (2V/\omega) \cdot m\pi$$

étant donné que :

$$\omega = 2\pi f \text{ et } m \in \mathbb{N} ; d = \pi V/2\pi f + (2V/2\pi f) \cdot m\pi$$

$$\Rightarrow d = V/2f + V \cdot m / f = V/f(m + 1/2)$$

Étant donné que :

$$\lambda = V/f \Rightarrow d = \lambda(m + 1/2) .$$

Pour un bruit de longueur d'onde λ , il sera complètement atténué si la distance entre les deux récepteurs est de :

$$\lambda/2; 3\lambda/2; 5\lambda/2; 7\lambda/2; 9\lambda/2; 11\lambda/2; \dots (2m+1)/2\lambda$$

ou: $m=0,1,2,3,\dots$

Dans le cas où on cherche une atténuation optimale d'un bruit ; le terme ou l'argument $\omega d/2V = m'\pi$; d'où $d = m'\lambda$; c'est-à-dire la distance entre les 2 récepteurs doit être égale à $0;\lambda;2\lambda;3\lambda;5\lambda;\dots$ etc...; Cette exemple illustre bien le principe de filtrage spatial ou en nombre d'onde.

VIII - 4 - 1 - Calcul de la Fonction de Transfert

Si on admet que le signal $S(t)$, résultant de la somme des différents signaux reçus au niveau des récepteurs répartis sur la surface du sol. L'expression mathématique de ce signal s'écrit de la façon suivante:

$$S(t) = s_1(t) + s_2(t) + s_3(t) + \dots + s_i(t) + \dots + S_N(t) .$$

Pour 2 récepteur élémentaires voisins distants de "d":

$$S_{j+1}(t) = S_j(t - \Delta t) = S(t - j\Delta t) ; j \in [1, N-1]$$

ou :

$$\Delta t = d \cdot \sin \theta / V = d / V_a$$

Δt représente le retard entre deux récepteurs voisins: La relation :

$$S_{j+1}(t) = S_j(t - \Delta t) \Rightarrow S(t) = s(t) + s(t - \Delta t) + s(t - 2\Delta t) + \dots + s(t - (n-1)\Delta t)$$

$$\Rightarrow S(t) = s(t) * [\delta(t) + \delta(t - \Delta t) + \delta(t - 2\Delta t) + \dots + \delta(t - (n-1)\Delta t)]$$

$$\Rightarrow S(t) = s(t) * \sum \delta(t - i\Delta t)$$

De la " même manière" on représente le signal émis :

$$\Rightarrow R(t) = r(t) * \sum \delta(t - j\Delta t')$$

*: représente l'opération de déconvolution ; $\delta(t)$: représente la fonction de Dirac .
Ce qui signifie que dans les deux cas , les signaux $S(t)$ et $R(t)$ ont été filtrés respectivement par un système dont la réponse impulsionnelle est:

$$h(t) = \sum \delta(t - i\Delta t) \text{ et } g(t) = \sum \delta(t - j\Delta t')$$

Le filtrage spatial est donc un filtrage linéaire qui se réduit à une convolution dans l'espace. Soit $h(t)$ la réponse impulsionnelle de la trace; par transformée de Fourier on obtient:

$$H_N(f) = 1 + e^{-2\pi j f \Delta t} + e^{-2\pi j f 2\Delta t} + \dots + e^{-2\pi j f (n-1)\Delta t}$$

On remarque que : $H_N(f)$ est une progression géométrique de raison "q" tel que :

$$q = e^{-2\pi j f \Delta t}$$

donc :

$$H_N(f) = (1 - q^N) / (1 - q) = 1 - e^{-2\pi j f N \Delta t} / 1 - e^{-2\pi j f \Delta t}$$

$$\Rightarrow H_N(f) = [e^{-\pi j f N \Delta t} / e^{-\pi j f \Delta t}] [(e^{\pi j f N \Delta t} - e^{-\pi j f N \Delta t}) / (e^{\pi j f \Delta t} - e^{-\pi j f \Delta t})]$$

$$\Rightarrow H_N(f) = e^{-\pi j f N \Delta t} / e^{-\pi j f \Delta t} \cdot \text{Sin } N\pi f \Delta t / \text{Sin } \pi f \Delta t$$

La reponse frequentielle Pour une nappe contenant N geophones, s'ecrit:

$$H_N(f) = e^{-\pi j f (N-1) \Delta t} \cdot \text{Sin } N\pi f \Delta t / \text{Sin } \pi f \Delta t$$

La fonction de transfert du dispositif s'ecrit:

$$| H_N(f) | = | \text{Sin } N\pi f \Delta t / \text{Sin } \pi f \Delta t |$$

ou :

$$| H(k_a) | = | \text{Sin } N\pi d k_a / \text{Sin } \pi d k_a |$$

Le spectre de phase est egal a:

$$\varphi = -\pi(N-1)f \cdot \Delta t$$

et s'exprime en fonction du nombre d'onde k_a
par:

$$\varphi(k_a) = -\pi(N-1)d \cdot k_a$$

le dephasage φ correspond au retard temporel $\Delta\tau$ tel que :

$$\varphi = \omega \Delta\tau = -\pi(N-1)d \cdot k_a = -\pi(N-1)d \cdot f / V_a$$

d'ou :

$$\Delta\tau = -(N-1)d / 2V_a$$

la distance :

$-(N-1)d/2$: correspond au centre de gravite de la ligne. $\Delta\tau$: represente alors le temps mis pour parcourir la moitie de la longueur de la ligne a la vitesse V_a . Cela veut dire que le signal resultant enregistre etait le meme que s'il avait ete enregistre au barycentre de la ligne.

VIII - 4 -2 Etude de la Fonction de Transfert:

$$| H(k_a) | = 1/N | \text{Sin } N\pi dk_a / \text{Sin } \pi dk_a |$$

Soit N le nombre de Geophones identiques, places a intervalle "d" constante dont la reponse en Amplitude est affectee au point milieu ou barycentre de la trace sismique. Dans ce cas on a l'expression :

$$| H(k_a) | = | \text{Sin } N\pi dk_a / \text{Sin } \pi dk_a |$$

de periode $1/d$, maximum pour $k=n/e$; et nul pour $k=n/Nd$ ou : n entier ; la phase, de periode $1/d$ pour N impaire ou $2/d$ pour N pair, est constamment egale a 0 ou π dans chaque intervalle n/Nd et $n+1/Nd$. Le rapport presente une indetermination qu'on peut lever par les fonctions equivalentes en utilisant la relation " $\sin x \approx x$ " quand $x \rightarrow 0$; c'est-a-dire en utilisant : l'approximativement par la continuite de " $\sin x / x$ " en zero. " $\text{Sin } N\pi dk_a / \text{Sin } \pi dk_a$ " est equivalent a : " $N\pi dk_a / \pi dk_a = N$ "; On obtient : l'expression du module maximal de la courbe de reponse en amplitude, pour : $k_a = 0$, ou $k_a = 1/d$.

Le module de la fonction de transfert norme est :

$$| H(k_a) | = 1/N | \text{Sin } N\pi dk_a / \text{Sin } \pi dk_a |.$$

DIAGRAPHIES

I - Introduction: - Le rôle de la diagraphie, comme méthode géophysique de prospection

- 1- Historique
- 2- Généralités des diagraphies et leurs applications,
- 3- Généralités sur les séries sédimentaires,
- 4- Généralités sur les réservoirs aquifères ou pétroliers,
- 5- Réalisation d'un forage
- 6- Moyens mis en œuvre
- 7- Classification des diagraphies.

1 - Rappels fondamentaux.

1-1 - Terminologie utilisée pour désigner un champ de diagraphie.

1-1-1 - Aquifère, Gisement, Nappe, Réservoir

1-2 - Paramètres pétrophysiques.

1-2-1 - Porosité

1-2-2 - Perméabilité

1-2-3 - Saturation

1-2-4 - Densité, Température, Pression etc...

1-3 - Notions sur la Chimie-Physique

1- 4 - Forage et Diagraphie

1-4-1 - Types de Forages

1-4-2 - Réalisation d'un Forage

II – Etude des paramètres mesurés par les outils de diagraphies

1- Diagraphies électriques

2- La Diagraphie de P.S

3- La Diagraphie de Résistivité (macro et micro dispositifs de résistivité)

4- La Diagraphie Nucléaire

5- La Diagraphie Sonic ou Accoustique

III - Interprétation Des Données de Diagraphie

1 - Interprétation Qualitative

2 - Interprétation Quantitative

2 - 1 - Exemple d'Interprétation d'un Log de la P.S

2 - 2 - Exemple d'Interprétation des Diagraphies Eléctriques

2 - 3 - Exemple d'Interprétation des Diagraphies Sonic

2 - 4 - Exemple d'Interprétation des Diagraphies Nucléaires

INTRODUCTION: - Définition et rôle de la diagraphie.

On définit le terme de Diagraphie comme nous l'avons fait pour la géophysique (Géos=roche et physique comme phénomènes physiques), donc La géophysique est l'association ou confrontations des phénomènes physiques avec les propriétés physiques des roches; Ainsi comme pour la diagraphie (du grec dia, « à travers », et graphie, « dessiner ») ; La Diagraphie est donc une des méthodes géophysiques, permettant d'avoir des renseignements des roches ou terrains ou sédiments traversés par un forage vertical ; incliné ou horizontal ; ces renseignements sont obtenus à partir des enregistrements géophysiques en fonction de la profondeur effectués en continu ou sur des intervalles de terrains traversés par le forage jugés intéressants

Dans le domaine de l'exploration pétrolière, cette ressource énergétique qui devient de plus en plus rare, nécessitant par conséquent l'étude des caractéristiques de la roche réservoir de plus en plus fine.

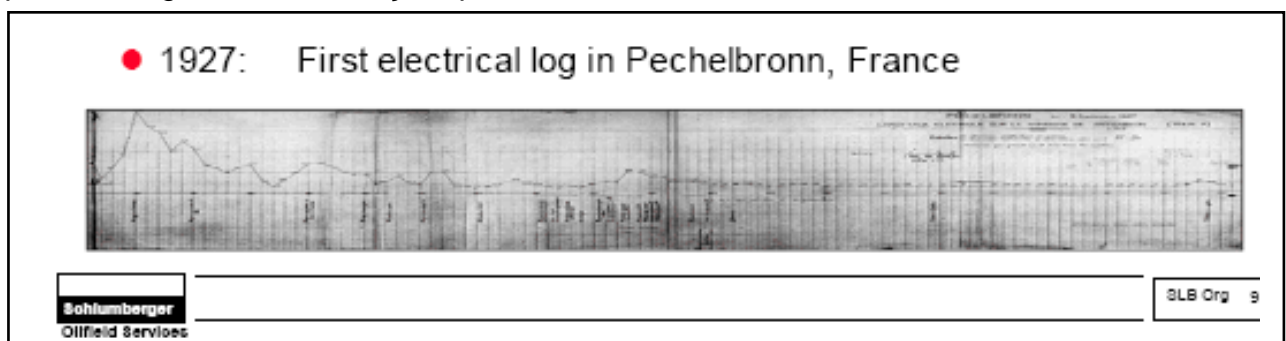
L'étude de la diagraphie est l'une des méthodes géophysiques la plus compliquée car d'une part elle est liée à la complexité des terrains traversés en matière de contenu et de variabilité spatiale et temporelle du milieu traversé par le forage et d'autre part par l'absence souvent d'équipement (capteurs paramétriques) répondant au problème posé.

D'une manière générale, nous présentons dans ce polycopié l'essentiel des diagraphies demandées pour une formation de Géologues.

On parlera en premier lieu d'un bref historique sur la diagraphie, des généralités des diagraphies et leurs applications, des généralités sur les séries sédimentaires, des généralités sur les réservoirs aquifères ou pétroliers, la réalisation d'un forage, moyens mis en œuvre, et finalement la classification des diagraphies.

Historique

C'est le 5 septembre 1927, à Pechelbronn, en Alsace, que, pour la première fois dans le monde, des mesures géophysiques furent effectuées dans un sondage afin d'identifier les formations traversées et de détecter les niveaux pétrolifères. Cette première diagraphie, fruit des travaux de deux frères, Conrad et Marcel Schlumberger, consista en une succession de mesures ponctuelles, espacées d'un mètre, de la résistivité des formations géologiques. Ses auteurs lui donnèrent le nom, évocateur et combien prémonitoire, de « carottage électrique », indiquant par là que cette méthode remplaçait en quelque sorte le carottage des formations, opération coûteuse et dont le succès n'était pas toujours assuré, des pertes de carotte pouvant intervenir par suite de la non - consolidation ou de la fracturation des formations traversées (une « carotte » est un cylindre de roche prélevé dans les terrains). Aujourd'hui, les paramètres mesurés sont très nombreux et concernent à peu près tous les domaines de la physique. L'utilisateur dispose ainsi d'une grande quantité d'informations qui vont lui permettre d'analyser au mieux les formations traversées par un forage, et cela de façon quasi continue.



Généralités sur les Diagraphies et Applications. Généralités sur les diagraphies et leurs applications.

La diagraphie est une des méthodes géophysiques, faisant appel aux autres méthodes géophysiques mais adaptés d'une manière intelligente aux conditions de puits qui est une projection verticale de la surface du sol.

On cherche à travers cette méthode une description pétrophysique de la surface vers la profondeur, ainsi on aura un log de diagraphie où le sédiment traversé est décrit d'une manière quantitative du point de vue : porosité, perméabilité, saturation, nature de sédiment du point de vue sédimentologique, lithologique et nature des fluides contenus.

La chronologie des opérations de diagraphie est liée en fait au type de forage et son évolution en fonction de la profondeur. Ainsi on a divers types de forages : forage de prospection ou d'exploration, forage paramétrique, forage de production; Ensuite on leur attribue la manière ou la technique d'exécution ou de réalisation : Forage Rotary, forage par percussion, forage destructif, forage incliné, forage horizontal etc...

diagraphies de boue, de diagraphies (ou mesures) en cours de forage ou de diagraphies différées, ces dernières étant appelées ainsi parce qu'elles ne peuvent être effectuées qu'après plusieurs passes d'outils et l'arrêt du forage.

À la première catégorie se rattachent les mesures du débit d'entrée - et parfois de sortie - de la boue, de sa température et de sa teneur en sels, ainsi que la mise en évidence d'hydrocarbures (gaz ou pétrole) par fluorescence ou chromatographie, ou encore de sulfure d'hydrogène H_2S (ce gaz, très dangereux, doit être détecté pour que la sécurité du personnel soit assurée). La description et l'analyse des déblais de forage se rattachent aussi à cette catégorie.

La deuxième catégorie regroupe les mesures des vitesses de pénétration et de rotation de l'outil, du poids et du couple exercés sur cet outil, la trajectométrie - mesures directionnelles - du trou de forage (angle par rapport à la verticale et azimut à chaque profondeur); cette catégorie s'est enrichie récemment de certaines mesures de paramètres physiques qui jusqu'alors étaient réalisées à l'aide de sondes descendues au bout d'un câble. Ces derniers paramètres, qui appartiennent donc aussi à la troisième catégorie, sont la résistivité, la radioactivité naturelle, la densité et un indice d'hydrogène.

La troisième catégorie concerne l'ensemble des paramètres physiques dont la mesure est réalisée à l'aide d'appareils suspendus à un câble, ce dernier assurant à la fois la descente et la remontée des sondes, la liaison entre ces dernières ou les cartouches électroniques et les enregistreurs de surface, et la mesure de profondeur.

On décrira ici les méthodes de mesure des paramètres physiques - que l'enregistrement soit réalisé en cours de forage ou en différé - et on exposera les applications de ces mesures.

Il faut savoir tout d'abord que les diagraphies sont les méthodes géophysiques qui sont là pour faciliter au maximum la tâche de l'interpréteur.

L'interprétation est parfois visuelle (qualitative) mais elle permet de donner rapidement des informations très importantes :

- sur l'existence d'un réservoir (à eau ou à hydrocarbures)
- sur la nature du fluide qui sature ce réservoir
- et parfois même sur la nature des formations traversées par le forage.
- Etc.

Par exemple :

- Une PS donne le plus souvent une déflexion positive devant un banc argileux
- Un diamètreur donne :
 - 1- une augmentation de diamètre devant une formation plastique
 - 2- une diminution de diamètre devant une formation perméable (diminution due au dépôt de boue devant de telles formations)
 - 3- un diamètre égal à celui de l'outil de forage devant une formation compacte et consolidée
- les micrologs qui mesurent la variation des résistivités le long des parois présentent des écarts de valeurs dans les zones perméables, d'une part dus à la mesure dans les diverses zones formées dans cette zone et d'autre part à l'existence d'un fluide différent de celui ayant envahi la formation ...cet écart peut être positif dans le cas des huiles et négatif dans le cas des eaux.
- et ainsi de suite ...

I - PETROPHYSIQUE

2. Eléments de pétrophysique

1. Le réservoir

a. Définition des roches réservoirs

Les roches réservoirs sont des roches suffisamment poreuses et perméables pour pouvoir contenir des fluides (eau, huile, gaz, ...). Ces roches, que ce soit des calcaires, des dolomies ou encore des grès, ont un intérêt économique si leurs volumes sont suffisants et si elles sont recouvertes par des roches couvertures imperméables interdisant aux fluides de s'en échapper (Foucault et Raoult, 1995). Pour exploiter convenablement un gisement de pétrole, de gaz naturel ou encore une roche aquifère, il faut connaître aussi bien que possible les caractéristiques intrinsèques des roches qui renferment ces ressources. Leur capacité de stockage (c'est-à-dire la porosité), leur aptitude à laisser circuler les fluides (c'est-à-dire la perméabilité) ainsi que les méthodes utilisées pour mesurer l'une et l'autre sont des informations primordiales à réunir et à étudier pour décrire le réservoir (Monicard, 1965).

Lorsqu'un réservoir potentiel souterrain est repéré par des méthodes de surface, géologiques et géophysiques, il faut en étudier ses qualités. Celles qui conditionnent le rendement potentiel, qu'il soit aquifère ou pétrolier, sont principalement :

- son volume,
- sa porosité,
- son taux de saturation,

- sa perméabilité,
- les différents fluides qu'il renferme (huile, gaz, eau) (Chapellier et al., 2004).

De plus, la distribution spatiale des paramètres pétrophysiques, comme la porosité, la perméabilité et la saturation, est essentielle pour caractériser une roche réservoir. La radioactivité naturelle des terrains qui est aussi une caractéristique physique des roches-réservoirs peut être aussi mesurée aisément sans qu'il y ait destruction, perte ou altération du matériel rocheux et les résultats peuvent être précieux pour des corrélations.

b. Réservoirs carbonatés

Les réservoirs carbonatés sont caractérisés par une très grande hétérogénéité de la porosité et de la perméabilité. Ils se présentent souvent sous formes massives, à gros pores et fissures dans le cas des récifs, finement stratifiées et laminées dans les dépôts d'arrière-récif et de haut-fond (Perrodon, 1985).

La porosité primaire est d'abord de type intergranulaire ; elle est toujours très variable du fait de la diversité de forme et de taille des composants, dont certains peuvent ajouter une porosité propre ou intergranulaire. Elle varie étroitement avec l'augmentation de l'énergie du milieu de dépôt, notamment en ce qui concerne les récifs où la porosité maximale s'observe sur les flancs des édifices récifaux, là où s'accumulent les débris d'organismes (Perrodon, 1985).

Aux hétérogénéités causées par les variétés des milieux de dépôt s'ajoute celle provoquée par les actions de la diagenèse ou porosité secondaire. La dolomitisation se traduit par une augmentation du volume des pores dans le cas d'un calcaire compact, par une simple modification de l'architecture du volume poreux dans le cas d'un calcaire récifal par exemple. Une étude statistique effectuée dans l'Ouest du Canada a montré que les porosités et les perméabilités de 8% et de 68 mD dans des réservoirs calcaires, passent à 9% et 800 mD dans les zones dolomitisés. Parfois cependant, la dolomitisation peut avoir un effet négatif en créant un dense réseau de cristaux (Perrodon, 1985).

Les calcaires bioconstruits formés de coraux, les constructions récifales dans leur ensemble ainsi que leurs produits de démantèlement qui les ceinturent constituent d'excellentes roches réservoirs, du fait de leur forte porosité et perméabilité primaire. Le Jurassique supérieur possède d'ailleurs quelques remarquables réservoirs pétroliers dans les calcaires récifaux du Sud de l'Angleterre (Sun et Wright, 1998).

c. Porosimétrie

c.1. Définition de la porosité

Les roches sédimentaires sont constituées par des particules, de forme quelconque, plus ou moins cimentés entre elles, et entre lesquels existe des espaces vides qui ont la faculté de contenir un ou plusieurs fluides interstitiels tels que de l'air, de l'eau ou des hydrocarbures liquides ou gazeux, et de les laisse circuler : la roche est alors dite poreuse et perméable (Monicard, 1965 ; Deveughele, 1992).

La porosité (Φ ou f) correspond au volume total occupé par les vides de la roche (V_p) divisé par le volume total de la roche (V_t), elle s'exprime le plus souvent en pourcentage mais on peut la trouver sous forme de fraction (Monicard, 1965).

$$\phi = \frac{V_p}{V_t} \cdot 100 = \frac{(V_t - V_s)}{V_t} \cdot 100$$

- Φ : porosité [%]
- V_t : volume total (ou apparent) de l'échantillon [m³]

- V_p : volume des vides (ou volume des pores) entre les grains solides [m³]
- V_s : volume réel des grains [m³]

L'espace poreux est une continuité d'absence de matière solide imbriquée dans la continuité de matière solide ; il est par essence irrégulier dans ses formes et inconstant dans ses qualités ce qui lui confère une grande complexité (Monicard, 1965). Il apparaît donc logique d'étudier sa variabilité spatiale.

c.2. Les différents types de porosité

La porosité utile (ou connectée ou effective) de l'échantillon est le rapport du volume des pores qui sont reliés entre eux au volume total de l'échantillon. Il peut exister des pores qui ne communiquent pas entre eux. On peut ainsi définir une porosité résiduelle (ou occluse) due aux seuls pores non reliés. Il peut s'agir soit de vides intracrystallins (inclusions fluides ou gazeuses par exemple), soit intercrystallins mais reliés au reste du réseau poreux par des accès trop étroits. La porosité totale (utile + résiduelle) est celle qui est mesurée par les procédés de diagraphies électriques ou nucléaires (Monicard, 1965). La porosité utile est en général inférieure de 20 à 25%, parfois de 50% à la porosité totale. Ce coefficient est d'autant plus élevé que la granulométrie de la roche est fine, ce qui accentue l'action des phénomènes capillaires. Dans le cas de pores et d'interstices très étroits, conséquence d'une granulométrie très fine, de l'eau interstitielle reste absorbée de façon irréductible aux grains sous l'action des forces capillaires (Perrodon, 1985).

Les traditionnels termes exprimant une *notion de temps* pour la porosité dans les carbonates sont primaire et secondaire. La porosité primaire inclut tous les espaces poreux présents immédiatement après le dépôt final. La porosité secondaire désigne ceux créés après le dépôt final (Choquette et Pray, 1970).

Ces deux termes dépendent uniquement du moment où le pore est créé ; leurs définitions sont indépendantes du mode d'origine du pore et de l'état de lithification. Conformément à ces définitions, si des pores primaires sont remplis et des processus plus tardifs développent des ouvertures sur le lieu de ces pores, la nouvelle porosité sera classée comme secondaire ou post-dépositionnelle (ces deux termes étant synonymes) (Choquette et Pray, 1970).

c.3. Facteurs contrôlant et modifiant la porosité

La complexité de la taille et de la forme des pores dans les roches carbonatées est induite par beaucoup de facteurs. Premièrement, elle est reliée en partie à la large gamme de taille et de forme des particules carbonatées, lesquels créent les pores par leur assemblage ou leur dissolution, de plus elle est aussi reliée en partie à la variation de taille et de forme des pores intragranulaires.

La complexité physique au sein d'une roche carbonatée augmente grandement avec les processus de dissolution (Choquette et Pray, 1970).

Morphologiquement et quantitativement, la porosité est extrêmement variable d'une roche à l'autre.

On a longtemps considéré que l'essentiel de la porosité des roches sédimentaires carbonatées était post-dépositionnelle. C'est ainsi qu'une attention toute particulière a été donnée aux processus de dissolution et de dolomitisation. En revanche, l'oblitération systématique de la porosité primaire et secondaire qui se produit dans la majorité des carbonates anciens a suscité moins d'attention. Ainsi les sédiments carbonatés récemment déposés ont communément des porosités de l'ordre de 40 à 70 % alors les carbonates anciens n'en possèdent plus que quelques pourcents (Choquette et Pray, 1970).

c.3.1. Diagenèse et porosité

L'influence de la diagenèse sur la porosité est majeure. En effet, elle peut en créer (dissolution, fracture, ...), l'oblitérer (recristallisation, cimentation, ...) ou alors complètement la transformer.

Tous les types de porosité sont particulièrement susceptibles de subir l'altération diagénétique depuis leur temps de formation. La plupart des roches carbonatées révèlent une histoire complexe de l'évolution de leur porosité. La porosité préexistante peut être augmentée par de la dissolution, de la dolomitisation ou de la fracturation. Cependant, la plupart des processus diagénétiques favorisent fortement la réduction ou l'occlusion total des pores. Ces processus sont par exemple l'infiltration de boue, la recristallisation, la compaction physique et chimique ou encore la cimentation partielle ou complète par de l'aragonite, de la calcite, de la dolomite, ...

Les deux changements diagénétiques majeurs qui se produisent lors du passage d'un sédiment carbonaté récemment déposé à une roche ancienne sont (Land et al., 1967) :

- la grande diminution de porosité,
- le passage d'un assemblage minéral contenant des formes instables à un assemblage stable.

c.4. Micro et macroporosité

En dehors des descriptions purement qualitatives, il existe toutes celles issues de méthodes d'analyse directes ou indirectes qui permettent une quantification. On aboutit dans tous les cas à des classifications par coupures de type granulométrique. Il faut cependant remarquer que ces classifications ne sauraient être considérées comme des granulométries réelles. Puisque la porosité n'a pas une morphologie granulaire, mais qu'elle constitue un milieu continu (Bousquie, 1979).

De nombreux auteurs proposent une coupure séparent micro et macropores. Cette coupure est variable selon les auteurs et les méthodes utilisées.

La topologie du milieu poreux des roches calcaires est à la fois complexe et extrêmement variable d'une roche à l'autre. L'utilisation conjointe d'essais indirects de caractérisation (par ex. : porosimétrie au mercure), d'essais de comportement (par ex. : perméabilité) et de l'observation directe en lames minces et au M.E.B. a permis de mettre en évidence le point suivant : la porosité des calcaires est généralement uni ou bimodale. Elle est constituée d'une microporosité correspondant aux espaces entre les cristaux des phases microcristallines (éléments figurés ou phase de liaison micritique), et d'une macroporosité généralement intergranulaire mais parfois interne aux éléments figurés. La microporosité se présente la plupart du temps, sous forme d'un réseau d'abeilles constitué de plans joints de 0,1 à 0,5 μm d'épaisseur. Ces joints interconnectent des pores de quelques microns de rayon. La macroporosité est au contraire plus complexe, parfois bien classée, parfois très étalée avec des rayons moyens très variables (Bousquie, 1979).

c.5. La porosité dans les récifs

L'intérêt des scientifiques à étudier les récifs fossiles provient de leur importance économique. En effet, ces derniers possèdent souvent une porosité résiduelle considérable ce qui en fait d'excellentes roches réservoir. Plusieurs facteurs expliquent la raison de cette porosité élevée (Davaud, 1985) :

- 1) Elle provient essentiellement de la grande porosité primaire due aux grandes cavités se trouvant entre les buissons coralliens, auxquelles s'ajoutent les pores plus petits se situant au sein du squelette ;
- 2) Elle est due à un renforcement du réseau poreux par une cimentation précoce qui prévient l'effondrement des cavités et des pores intergranulaires lors de l'enfouissement ;
- 3) Elle provient d'une dissolution partielle des minéraux instables qui forment le récif (calcite magnésienne, aragonite) en présence d'eaux interstitielles à salinité réduite ; formant ainsi une porosité secondaire ;
- 4) Elle est due à de la dolomitisation fréquente dans les récifs qui engendre une porosité secondaire de rétraction ;

Dans les récifs actuels, la porosité primaire peut atteindre jusqu'à 60%. Même si les vides se colmatent progressivement lors de l'enfouissement du récif sous l'accumulation continue des sédiments, on peut encore compter sur des porosités de l'ordre de 15 à 20% à des profondeurs de quelques milliers de mètres (<http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s4/recifs.petrole.html>).

Tous les coraux ont des vides primaires qui étaient originellement occupés par des tissus coralliens vivants. Ces pores varient en taille et en forme. La plupart des coraux ont des formes irrégulières mais des pores arrondis ou tubulaires. A ces macropores s'ajoutent des micropores qui sont présents le long des parois de la plupart des espèces de coraux (Pittman, 1974).

Les vides d'origine secondaire sont de deux types : perforation par des organismes lithophages et figures de dissolution. Les perforations par des organismes sont de tailles micro et macroscopique. Les microperforations faites par des algues, champignons et des éponges endolithiques font 5 à 20 µm de diamètre. Elles s'intersectent et bifurquent pour créer un réseau interconnecté. Les perforations macroscopiques font jusqu'à 1 cm de diamètre et sont faites par les pélicypodes. Les vides de dissolution sont de taille microscopique, comme ceux causés par la dissolution d'aragonite dans le squelette, à macroscopique comme ceux qui affectent la colonie entière de corail (Pittman, 1974).

Beaucoup de figures ou événements diagenétiques influencent sur la porosité des coraux. En milieu marin, la porosité diminue avec la croissance de ciment sous-marin dans les chambres des coraux. En présence de nappes d'eau douce, la recristallisation, la croissance de ciment calcitique à l'intérieur des pores des coraux et la dissolution dominent (Pittman, 1974).

Un facteur critique influençant le développement de la porosité dans les récifs de corail est la cimentation péloïdale (Sun et Wright, 1989). Des quelques exemples documentés (Baria et al., 1982 ; Crevelo et al., 1985) sur les réservoirs dans les récifs du Jurassique Supérieur, un modèle émerge dans lequel la porosité primaire est initialement perdue dans quelques récifs par le résultat de la cimentation marine, spécialement par du ciment stromatolitique-péloïdale.

Le remplacement de l'aragonite par de la calcite est le facteur principal influençant la porosité et la perméabilité des coraux dans la zone vadose. La porosité diminue majoritairement à cause de la croissance de sparite dans les pores, alors que la perméabilité augmente grâce au changement de la taille des seuils de pores (Pittman, 1974).

c.6. Classification de la porosité

La littérature portant sur la classification de la porosité dans les carbonates peut être groupée en deux types généraux basés sur :

- les propriétés physiques pour l'évaluation ou l'exploitation des fluides contenus dans la roche,
- des critères plus géologiques et génétiques.

Certaines classifications dans la littérature géologique pétrolière se concentrent sur la description exclusive du système poreux, le pourcentage volumique de la porosité ou d'autres propriétés physiques comme la taille, la forme et la distribution des pores. Le principal objectif de ces classifications est la corrélation de ces propriétés physiques avec des propriétés pétrophysiques comme la perméabilité, la perméabilité relative, la pression capillaire, les saturations en fluides et les résistivités électriques. Les classifications de ce type incluent notamment celle d'Archie (1952) (Choquette et Pray, 1970).

D'autres articles ont contribué à la compréhension de la porosité, mais en accentuant les caractéristiques géologiques ; existence et origine de l'espace poreux plutôt que la classification, comme par exemple ceux de Murray (1960) ou de Lucia (1962).

De nombreux auteurs ont élaboré leur propre classification sans réellement pour autant aboutir à une classification unique mondialement reprise. Cependant, les trois classifications suivantes sont régulièrement utilisées :

- Archie (1952) : La classification d'Archie est basée d'une part par la description de la texture de la matrice à l'œil nu ainsi qu'au microscope, et d'autre part sur la taille des pores visibles au microscope (grossissement 10x). On utilise encore aujourd'hui cette classification pour estimer les propriétés pétrophysiques. L'avantage de cette classification est qu'elle simple et accessible.

- Lucia (1995) : L'espace poreux est divisé en porosité interparticulaire (intergranulaire et intercrystalline) et en porosité vacuolaire. Cette porosité vacuolaire est séparée en pores interconnectés et en pores isolés.

- Choquette et Pray (1970) (*Fig. 6*): Cette classification est la plus fréquemment utilisée. Elle se base sur des critères génétiques et non pétrophysiques. Ils divisent les pores en deux classes : la porosité est dite « fabric selective » si une relation dépendante peut-être perçue entre la porosité et les constituants solides primaires et secondaires de la roche (par exemple : porosité interparticulaire primaire) et dans le cas contraire d'une porosité « non fabric selective » (par exemple : fracture tectonique dans un calcaire non poreux). La majorité de la porosité primaire et dans une large proportion la porosité secondaire dans les faciès carbonatés sont « fabric selective ». Ce concept de « fabric » sélectivité est spécialement utile pour la détermination de l'âge de l'origine des pores en relation aux autres événements de l'évolution diagénétique de la roche.

15 types basiques de porosité sont définis. Sept d'entre eux sont extrêmement communs et volumétriquement importants, formant la majorité des espaces poreux dans les sédiments carbonatés. Il s'agit de : l'interparticulaire, l'intraparticulaire, l'intercrystallin, le moldique, le fenestré, le fracture et le vacuolaire.

Comme nous pouvons le voir, ces quatre auteurs utilisent une approche totalement différente dans leur classification. Chacune de ces classifications possède leurs propres avantages ainsi que ses défauts. Dans cette étude, la classification de Choquette et Pray (1970) a été reprise régulièrement pour sa clarté, son aspect morphologique et ses nombreux types de porosité.

c.6.1. Descriptions des principaux types basiques de porosité selon Choquette et Pray (1970) :

Fig. 6 : Classification de la porosité selon Choquette et Pray

- *Porosité intercrystalline (intercrystal)* : Porosité entre les cristaux. La porosité intercrystalline peut être une porosité primaire ou secondaire.

- *Porosité intracrystalline (intracrystal)* : Porosité à l'intérieur d'un cristal, pores dans les grands cristaux d'échinodermes, et inclusions fluides forme la plus grande partie de cette catégorie de porosité.

- *Porosité interparticulaire (interparticle)* : Porosité entre les particules. La porosité interparticulaire donne une information sur la position et non sur son origine génétique. La porosité interparticulaire est le type de porosité dominant dans la plupart des sédiments carbonatés.

- *Porosité intraparticulaire (intraparticle)* : Porosité à l'intérieur d'une particule ou d'un grain. La porosité intraparticulaire donne une information sur la position et non sur son origine génétique. Elle est abondante dans les sédiments carbonatés et peut être une partie importante de la porosité préservée dans les roches carbonatées.

L'essentiel de la porosité intraparticulaire dans les carbonates correspond à des chambres internes ou d'autres ouvertures à l'intérieur d'un squelette d'organisme colonial ou individuel. Cependant, une quantité appréciable de porosité intraparticulaire dans les sédiments carbonatés consiste en des espaces poreux à l'intérieur de pellets, d'intraclastes, ooïdes et autres grains non squelettiques.

- *Porosité intergranulaire (intergrain)* : Porosité entre les grains. « Intergranulaire » est le terme le plus commun pour la porosité située entre les grains dans les grès et les carbonates. Occasionnellement mais malheureusement, ce terme fut considéré synonyme avec porosité primaire, comme dans la classification de Fraser (1935). Cependant, il semble préférable d'employer « intergranulaire » pour désigner seulement la position de la porosité en respectant les grains indépendamment du temps de sa formation. La porosité intergranulaire est utilisée plus couramment que le terme plus large de porosité interparticulaire. La limite inférieure de la taille des grains s'échelonne de 0,004 à 0,06 mm dans la majeure partie des classifications des carbonates.

- *Porosité intragranulaire (intragrain)* : Porosité à l'intérieur d'un grain.

- *Porosité vacuolaire (vug)* : C'est probablement le terme décrivant une porosité dans les carbonates le plus utilisé. C'est aussi celui qui a la large variété de définition et d'usage. Choquette et Pray (1970) ont attribué le terme "vacuole" à un pore qui (1) est quelque peu équidimensionnel ou pas nettement allongé, (2) suffisamment grand pour être visible à l'œil nu (diamètre plus grand que 1/16 mm), et (3) n'est pas spécialement conforme dans la position, forme, ou limites à un élément particulier de fabrique (en d'autres termes n'est pas « fabric selective »). La dissolution est le processus dominant de formation des vacuoles.

- *Porosité de fracture (fracture)* : Porosité formée par fracturation. La porosité de fracture est employée généralement pour la porosité le long des cassures dans un sédiment ou dans un corps rocheux où il a eu un déplacement du bloc opposant.

- *Porosité moldique (mouldic)* : Un pore moldique est pore formé par une oblitération sélective, normalement par dissolution d'un ancien constituant du sédiment ou de la roche comme une coquille ou une oolite. La porosité résultante est dite moldique. Les pores moldiques sont très abondants dans beaucoup de roches carbonatées poreuses. Particulièrement lorsque le sédiment initial est constitué de particules aragonitiques (ooïdes ou bioclastes).

- *Porosité de matrice (matrix)* : La porosité de la matrice ou de la fine portion d'un sédiment carbonaté ou d'une roche, en opposition à la porosité associée avec les particules ou les constituants.

c.3. Perméamétrie

c.3.1. Définition de la perméabilité

La perméabilité d'une roche caractérise son aptitude à permettre l'écoulement des fluides contenus dans son espace poreux. Ce dernier ne permet le déplacement des fluides que dans la mesure où ses pores sont reliés entre eux ; on dit alors qu'il est perméable (Perrodon, 1985).

Henry Darcy réalisa une série d'expériences sur l'écoulement de l'eau dans une couche filtrante de sable. Il en déduit en 1856 la loi éponyme qui montre que le débit par unité de surface d'un filtre était, toutes choses égales par ailleurs, proportionnel à la différence de charge existant entre ses deux faces.

Loi originale de Darcy :

- Q : volume d'eau écoulé par unité de temps [m³/s]
- S : surface de la couche filtrante [m²]
- K : conductivité hydraulique ou coefficient de perméabilité [m/s]
- H : hauteur de la colonne d'eau au-dessus de la couche filtrante [m]
- e : épaisseur de la couche [m]

$$Q = K \cdot S \cdot \frac{(H + e)}{e}$$

Le résultat qu'elle exprime a été par la suite précisé par l'introduction de la viscosité du fluide, ce qui a permis de dégager la notion de perméabilité. Les relations suivantes permettent de passer d'une équation à une autre :

- k : perméabilité [Darcy]
- K : conductivité hydraulique ou coefficient de perméabilité [m/s]
- μ : viscosité du fluide [P (poise)]

$$K = \frac{k}{\mu}$$

- H : hauteur de la colonne d'eau au-dessus de la couche filtrante [m]
- e : épaisseur de la couche [m]
- P₁ : pression entrante [Pa]
- P₂ : pression sortante [Pa]
- L : longueur sur laquelle s'effectue l'écoulement [m]

$$\frac{(H + e)}{e} = \frac{(P_1 - P_2)}{L}$$

Loi améliorée de Darcy :

- Q : volume d'eau écoulé par unité de temps [cm³/s en unités CGS]
- P₁ : pression entrante [atm en unités CGS]
- P₂ : pression sortante [atm en unités CGS]
- S : surface de la couche filtrante [cm² en unités CGS]
- k : perméabilité [Darcy en unités CGS]
- μ : viscosité du fluide [centipoise en unités CGS]
- L : longueur sur laquelle s'effectue l'écoulement [cm en unités CGS]

$$Q = \frac{(P_1 - P_2) S k}{\mu L}$$

La loi de Darcy suppose qu'aucune réaction entre le fluide et la roche ne se produit et qu'il n'y a qu'un fluide présent.

L'unité pratique pour la perméabilité k est le darcy et ses sous-multiples, en particulier le milliDarcy (= 10^{-3} darcy). Le darcy est la perméabilité d'un milieu qui laisse passer $1 \text{ cm}^3/\text{s}$ d'un fluide dont la viscosité est de 1 (centipoise). Le darcy peut aussi être défini dans le système international (S.I.), comme équivalent à micromètre carré.

La perméabilité intrinsèque des roches est une grandeur qui peut varier dans un domaine couvrant plusieurs puissances de 10. Ceci conduit à étudier les variations de son logarithme, et ce d'autant plus quand que la dispersion sur les mesures est assez importante.

La perméabilité est fonction de la taille des grains et de leur classement. En effet, il est communément admis que la perméabilité augmente avec la taille des grains et diminue avec l'augmentation d'un coefficient de classement des grains (Yang, 1999). Elle est donc principalement contrôlée par la morphologie du milieu poreux. L'aspect le plus important pouvant influencer la perméabilité est sans doute le type de connexions entre les pores et de leur texture. C'est donc cet élément qui va être à la base de la classification des types de porosité d'un point de vue pétrophysique.

Une relation exponentielle entre la porosité et la perméabilité est généralement constatée (cf. 3.4 Relation entre porosité et perméabilité)

Anselmetti et al. (1998) ont montré qu'il existait un lien entre γ (= périmètre du pore / $2 \cdot (\pi \cdot \text{aire du pore})^{0.5}$) et la perméabilité. Ils ont trouvé que γ , communément appelé facteur de forme, augmentait avec la perméabilité.

c.3.3. Types de perméabilités

- *Perméabilité spécifique ou absolue* : c'est la perméabilité mesurée avec un seul fluide présent, par exemple : la perméabilité à l'air, la perméabilité à l'eau, la perméabilité à l'huile.

- *Perméabilité effective* : quand un fluide existe dans la porosité de la roche (à une saturation différente de la saturation irréductible minimale), le résultat de la mesure de la perméabilité à l'aide d'un deuxième fluide est appelé perméabilité effective pour ce fluide.

- *Perméabilité relative* : c'est le rapport de la perméabilité effective sur la perméabilité spécifique (Monicard, 1965). La perméabilité relative à un fluide donné varie en fonction directe de la saturation de ce fluide dans la roche et s'exprime en pourcentage de déplacement d'un fluide par rapport à l'autre.

Dans cette étude, les mesures ont été effectuées à l'aide d'un perméamètre à air comprimé. Lorsque le terme de perméabilité sera employé pour caractériser les échantillons de ce travail, il s'agira toujours de perméabilité spécifique.

Cependant, dans le cas de formation pétrolifère, il y a souvent deux fluides présents : gaz et huile, et même trois : gaz, huile et eau.

c.3.3.1 EVALUATION DES PERMEABILITES DES FORMATIONS

D'après la loi de Darcy on peut écrire que la perméabilité absolue est :

$$k = \frac{Qh}{S(P_1 - P_2)}$$

Où Q – débit, S – section a travers laquelle se produit l'écoulement
 P_1 et P_2 – pressions aux extrémités du capillaire

A partir des diagraphies , la perméabilité peut être trouvée ainsi :

1 – formule de Wyllie et Rose

$K^{1/2} = \frac{C \Phi^3}{(S_{wirr})}$; C dépend de la densité des hydrocarbures, C = 250 pour les huiles moyennes dont $d=0,8 \text{ g/cm}^3$ et C = 79 pour le gaz

c.3.3.2 – FORMULE DE TIMUR

$$K = 0,13 \frac{\Phi^4}{S_{wirr}}$$

c.3.3.3 – formule de Tixier

$K = f \left(\frac{\Delta R_1}{\Delta R_0} \right)$ où h – différence de profondeur entre le niveau à 100% d'eau et la zone à saturation irréductible en eau. Le facteur f étant donné ainsi : $f = 20 \frac{h}{d_f - d_n}$

ΔR – Accroissement de résistivité et R_0 – résistivité d'un échantillon de roche saturée à 100% d'eau.

c.3.3.4 – si α est l'atténuation acoustique, dans ce cas on aura en fonction de la perméabilité K :

$$K = \frac{2 \mu \alpha}{S f} \left(\frac{d_f - d_n}{d_f} \right)^2$$

où d_f – densité du fluide interstitiel
 μ - viscosité
 S – surface spécifique
 f – fréquence en hertz

C.4. RELATION ENTRE POROSITE ET PERMEABILITE

Une relation exponentielle entre la porosité et la perméabilité est généralement constatée. En effet, un graphique du logarithme de la perméabilité en fonction de la porosité donne approximativement une droite avec des pentes différentes suivant les formations. De nombreux chercheurs ont observé que dans les roches détritiques notamment, il existait fréquemment une bonne corrélation entre la porosité et la perméabilité (Serra, 1985). Chilingar (1964) a mené cette recherche en fonction de la taille des grains et il a obtenu le type de relations reproduites dans la figure 7.

Figure 7 : Relation entre la porosité et la perméabilité pour différentes tailles de grains(d'après Chilingar, 1964)
 Ce graphique montre qu'il existe une très faible dispersion des points au sein de chaque catégorie.

De ces relations on peut en conclure qu'il est hautement préférable d'établir la loi empirique reliant la porosité à la perméabilité par types de pore ou mieux encore par types de faciès, d'environnement et en tenant compte de la taille des grains qui influence grandement la porosité et la perméabilité (Serra, 1985).

En outre, la structure des pores est indiquée de manière qualitative par la relation entre la porosité et la perméabilité. Une faible porosité accompagnée par une grande perméabilité signifie que les pores sont larges. Grande porosité et faible perméabilité suggère des petits pores (Archie, 1952).

II – METHODES DE DIAGRAPHIES

PRINCIPES PHYSIQUES DES DIFFERENTES MESURES DIAGRAPHIES DE RESISTIVITE

La résistivité d'une roche est la résistance électrique d'un cube de cette roche d'arête unité (l'unité employée est l'ohm-mètre). Différents facteurs influent sur ce paramètre :

- la composition de la roche, c'est-à-dire la nature et le pourcentage du « contenant », donc des éléments solides (grains, cristaux, ciments), et du « contenu », donc des fluides (eau et hydrocarbures) ; à de rares exceptions près (graphite, sulfures et éléments natifs), les minéraux entrant dans la constitution des roches sont pratiquement des isolants ; le gaz et le pétrole sont eux aussi des isolants ; en revanche, dans la mesure où elle contient des ions en solution, l'eau est conductrice ; cette conductivité augmente avec la teneur en sels ;

- le pourcentage des fluides dans la roche (porosité) et dans les pores (saturation) ; la porosité est définie comme le rapport du volume des « vides » (pores) au volume total de la roche ; la saturation en un fluide (par exemple, l'eau) est définie comme le rapport du volume occupé par ce fluide au volume total des vides ;

- la texture de la roche, c'est-à-dire la taille, la forme, l'arrangement, le classement, l'orientation des grains ou des cristaux, le volume de ciment ; tous ces paramètres conditionnent le volume des pores, leur taille, leur répartition, la taille des seuils ou des canalicules les reliant, et la connexion des pores entre eux ;

- la distribution des minéraux conducteurs dans la roche ;

- la structure de la roche (massive ou hétérogène, laminée, granoclassée, plissée ou fracturée) ainsi que l'épaisseur des bancs ;

- la température ; plus celle-ci est élevée, plus la formation est conductrice, toutes choses égales par ailleurs.

Ainsi, si une roche n'est pas isolante, c'est qu'elle est poreuse et que les pores sont connectés : le courant passe dans l'eau qui occupe les pores. Une formation poreuse ne contenant que de l'eau chargée en sels aura une résistivité beaucoup plus faible qu'une formation de même porosité contenant une petite fraction d'eau de même teneur en sels (eau irréductible) et des hydrocarbures, ce qui explique l'importance du paramètre résistivité.

Au voisinage du sondage, la boue de forage, dont la pression est maintenue supérieure à celle des fluides des formations (afin d'éviter des éruptions d'hydrocarbures qui pourraient s'enflammer), pénètre dans les formations perméables en déplaçant les fluides qui s'y trouvaient. Il importe donc de connaître la résistivité de la formation au-delà de la zone contaminée par le filtrat de boue, ce qui nécessite l'utilisation de dispositifs de mesure ayant une profondeur d'investigation suffisante. Il est en outre indispensable d'obtenir des mesures qui aient une bonne

définition verticale ; l'instrument doit donc être capable de donner des mesures correctes dans le cas des couches minces et de suivre fidèlement les variations verticales rapides de résistivité.

MESURE DE LA RESISTIVITE

Suite à l'injection d'un courant dans le milieu (environnant la sonde) , on mesure une DDP qui dépendra de la résistance et donc de la résistivité des formations géologiques. Les moyens sont basés soit sur le champ électrique ou le champ magnétique , les résultats seront traduits en résistivité en se basant sur la loi d'Ohm .

$$U_M = \frac{\rho I}{4\pi AM}$$

Plusieurs méthodes peuvent être utilisées pour mesurer la résistivité. La première consiste à faire passer un courant électrique entre deux électrodes, l'une d'envoi de courant, placée à l'extrémité inférieure du câble de retenue, l'autre de retour, en surface ; on mesure le potentiel d'une électrode, ou la différence de potentiel entre deux électrodes qui occupent une position fixe par rapport à l'électrode d'envoi de courant (fig. 1). Le potentiel, ou la différence de potentiel, est fonction de la résistivité de la formation. Cette méthode, dite non focalisée, présente certains inconvénients :

- dans le cas de bancs minces, les mesures s'écartent beaucoup de la résistivité vraie par suite de l'influence des couches encaissantes (éponges) ;
- la colonne de boue perturbe la mesure, et cela d'autant plus qu'elle est plus conductrice ;
- la délimitation des bancs est souvent difficile à réaliser correctement.

C'est pourquoi cette première méthode, utilisée à l'origine, a été remplacée par des méthodes à focalisation. Deux types de dispositifs focalisés, assez complexes, donnant satisfaction tant pour la profondeur d'investigation que pour la définition verticale, sont mis en œuvre.

Dans le premier type, représenté par le latérolog et le sphéricallog, un courant électrique est envoyé dans les formations par un système de plusieurs électrodes : certaines focalisent le courant, l'obligeant à pénétrer latéralement par rapport au sondage, deux autres servent à mesurer la chute de potentiel ohmique due au passage du courant à travers la formation ; cette chute de potentiel est proportionnelle à la résistivité de la formation.

Dans le second type, représenté par l'inductolog, un courant de fréquence élevée passe dans un ensemble de solénoïdes émetteurs coaxiaux. Les courants de Foucault induits dans la formation par le champ électromagnétique induisent à leur tour, dans un ensemble de solénoïdes récepteurs coaxiaux, un signal (force électromotrice) proportionnel à la conductivité (inverse de la résistivité) des formations.

Par ailleurs, on utilise de très petits dispositifs (dits microdispositifs) à électrodes montées sur un patin isolant appuyé contre la paroi du sondage (microlog, microlatérolog, microsphéricalog) pour mesurer la résistivité de la zone contaminée par le filtrat de boue, au voisinage immédiat du sondage. La comparaison des résistivités mesurées par un tel dispositif et par un dispositif pour mesure profonde est précieuse pour la détection des hydrocarbures.

La résistivité permet de déterminer la saturation en eau, et, par différence, celle en hydrocarbures, dès l'instant où l'on connaît la résistivité de l'eau de la formation et la porosité de la roche.

DIAGRAPHIE DE POTENTIEL SPONTANÉ

On entend par potentiel spontané la différence qui existe entre le potentiel, fixe, d'une électrode placée en surface et le potentiel, variable, d'une électrode se déplaçant dans le trou de sonde (l'unité employée est le millivolt).

Cette différence de potentiel est pratiquement constante dans les argiles non perméables, tandis que dans les formations poreuses perméables, susceptibles de renfermer des hydrocarbures, les mesures diffèrent ; la différence, mesurée à partir de la lecture au droit des argiles, dépend du rapport de la résistivité de la boue de forage à la résistivité de l'eau présente dans les pores de la formation.

Cette différence de potentiel est liée à des phénomènes électrocinétiques ou d'électrofiltration qui se développent lorsqu'un électrolyte traverse un milieu poreux non métallique, mais elle résulte surtout de processus électrochimiques qui se développent lorsque deux types de fluide de teneurs en sels différentes sont en contact direct (potentiel de jonction) ou par l'intermédiaire de membranes semi-perméables, les argiles jouant généralement ce rôle (potentiel de membrane).

Cet enregistrement permet de différencier les formations poreuses et perméables des formations argileuses. En outre, on peut, à partir de cette mesure, déterminer la résistivité de l'eau de la formation, renseignement qui est indispensable au calcul exact de la saturation en eau.

Enfin, enregistré en même temps que la résistivité, le potentiel spontané peut être un indicateur de la teneur en argile.

$$P = 7,00 \frac{R_f}{R}$$

R_f – résistivité du filtrat de boue

R_w – résistivité de l'eau de formation

La PS donc , nous permet aussi d'évaluer le pourcentage d'argile qu' on notera Vsh :

$$V_{sh} = 1 - \frac{PS}{PSS}, \text{ où la PS est lue en face de la formation à étudier}$$

La PSS – étant la valeur théorique prise entre les deux lignes de base , entre LBA et LBS – voir figure précédente

EVALUATION DES PARAMETRES PÉTROPHYSIQUES

Il s'agit de quantifier les paramètres propres à une formation afin de se prononcer sur la qualité du réservoir étudié , ces paramètres sont :

3

- la porosité
- la résistivité des eaux de formation et donc la salinité
- la saturation en eau et en hydrocarbures
- la perméabilité
- etc...

On peut – en se basant sur les diagraphies de résistivité – évaluer :
Le facteur de formation :

$$F = \frac{a}{\phi^m} = \frac{R_t}{R_v}; \text{ où } \phi \text{ est la porosité; } a \text{ – disposition mutuelle des grains de la formation entre eux ; } m \text{ – degré de cimentation des grains de la matrice de la roche}$$

Si a et m ne sont pas connus , on peut les prendre ainsi : a=1 et m=2 ... Sinon les logiciels dont dispose les sociétés de service – tel Schlumberger – peuvent les évaluer ...

Si a=1 et m=2 dans ce cas on peut voir que :

$$F = \frac{a}{\phi^m} = \frac{1}{\phi^2}; \text{ de là la porosité serait : } \phi = \sqrt{\frac{R_w}{R_o}};$$

Ro – résistivité d'un échantillon de roche saturé à 100% d'eau de formation

Rw – peut être tirée à partir de la PS , si on connaît Rmf (résistivité du filtrat de boue)

Où Rw est alors ainsi donnée :

Si la valeur lue sur le log de PS est :

$$PS = 10^{\log \frac{R_1}{R_2}}$$

dans ce cas
$$R_w = \frac{R_{mf}}{10^{\frac{PS}{7.07}}}$$

d' autre part , la saturation en eau peut être donnée d' après la relation suivante :

$$S_w^n = \frac{R_o}{R_t} ; \text{ où } R_t \text{ est la résistivité vraie de la formation étudiée , celle - ci est}$$

donnée par une macrosonde de diagraphie de résistivité (sonde ayant un grand rayon d'investigation , permettant ainsi des mesures dans les zones non affectées par l'invasion)

n – exposant de la saturation – est souvent pris tel que n=2.

Méthode des reports graphiques (cross – plot des résistivités)

- on dispose alors d' une microsonde de résistivité et d'une macrosonde de résistivité
- on repère alors les zones donnant un écart de valeurs de résistivités dans le puits considéré
- on pointe quelques niveaux par zone
- on reporte ainsi ces valeurs sur un graphique tracé à l'échelle décimale avec en ordonnée les valeurs de la microsonde et en abscisse les valeurs de la macrosonde
- la macrosonde donnant R_t , l' aquifère sera alors représenté par des valeurs petites de R_t ..On relie alors ces points extrême – gauches (au minimum 02 points) avec l'origine des coordonnées ...
- on obtient ainsi la droite d'isosaturation $S_w = 100\%$ d'eau
le reste sera aisé... Ainsi pour n'importe quel point , il suffit de le relier avec l' origine et le point d'intersection de cette nouvelle droite avec celle verticale tracée à partir de la droite $S_w = 100\%$, nous permet d'évaluer la saturation du point considéré ainsi que R_o pour ce point , comme le montre la figure ci – après ...

D'après cette figure , la saturation étant $S_w = \frac{R_a}{R_b} \frac{a}{b}$

Ayant maintenant ces paramètres , on peut alors évaluer la porosité et par la suite :
La perméabilité k des formations d'après la formule de Tixier :

En fonction du gradient de résistivité $\frac{\Delta R}{\Delta h}$ est donnée ainsi :

$$k = f \left(\frac{\Delta R}{\Delta h} \cdot \frac{1}{R_o} \right)$$

Δh - différences entre profondeurs □ R- variation de la résistivité R_t en fonction de la profondeur

R_w nous montre si l' eau est saumâtre (petites valeurs de R_w) , ou bien douce (grande valeur de R_w) , (ce qui constitue est un problème ici c' est la réaction de l' eau avec le ciment et le tubage , si l' eau est salée , elle devient corrosive)

Le reste des paramètres nous permet d'avoir une vue qualitative sur la qualité du réservoir ...

DIAGRAMMES NUCLEAIRES

Radioactivité naturelle

Le phénomène de la radioactivité – découvert en 1896 par le physicien Français Becquerel et étudié en détail par Pierre et Marie Curie – consiste en la transformation spontanée des noyaux atomiques d'éléments instables accompagnée par l'émission de particules (α , β ou des rayonnements γ) ... exemple d'une réaction nucléaire production d'alphas :



où ${}_2\text{He}^4$ est une particule alpha

LOI DE DESINTEGRATION RADIOACTIVE

Si N_0 est le nombre de noyaux initialement présents

Si N est le nombre de noyaux non-encore désintégrés et ce en fonction du temps t , on peut alors écrire que :

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

λ - constante de désintégration radioactive, paramètre spécifique à chaque élément radioactif.

Si $N = N_0/2$ dans ce cas $t = T_{1/2}$ ou période de demie vie de l'élément en question.

On peut facilement voir que

$$\lambda = \frac{0,693}{T_{1/2}}$$

Par analogie avec la loi de désintégration, on peut donner l'expression donnant l'intensité des rayonnements radioactifs gamma en fonction de la distance d qu'ils parcourent :

$$I = I_0 e^{-\mu d} \quad \text{où } \mu \text{ - coefficient d'absorption du milieu dans lequel se}$$

propagent les rayonnements gamma. On sait que ces rayonnements sont absorbés selon trois phénomènes ou effets :

1. Effet Compton
2. Effet photoélectrique
3. Effet de production de paires ioniques

La radioactivité naturelle est mesurée à l'aide d'un compteur à scintillation descendu au bout d'un câble (l'unité employée est l'A.P.I., pour American Petroleum Institute). La radioactivité gamma naturelle est liée à la présence dans les roches d'isotopes radioactifs émetteurs de rayons gamma appartenant à la famille des trois éléments radioactifs à longue période - le potassium K^{40} , le thorium Th^{232} et l'uranium U^{238} et U^{235} - ou à leurs descendants

Les principales roches radioactives sont : les roches plutoniques ou volcaniques acides et acido-basiques ; les arkoses et grauwackes riches en feldspaths et en micas ; certains sables riches en minéraux radioactifs (zircon, monazite, sphène, allanite, xénotime), en phosphates ou en glauconie ; les argiles ; les sels de potassium (évaporites potassiques) ; les phosphates ; certains dépôts carbonatés

riches en phosphates ou en matière organique ; les gneiss, micaschistes, phyllades et ardoises.

La mesure de la radioactivité présente évidemment un intérêt particulier pour la recherche de minerais radioactifs, notamment la potasse et les sels d'uranium, mais aussi pour la détection des bancs d'argiles ou de fins lits radioactifs, par exemple les projections de cendres volcaniques (cinérites, tonsteins des houillères), qui risquent d'échapper à toute autre méthode d'investigation et jouent pourtant un grand rôle en tant que niveaux repères isochrones.

Par une analyse du spectre du rayonnement gamma naturel émis par les formations (mesure de l'énergie et de l'intensité des rayons gamma), on peut détecter mais aussi doser les éléments radioactifs naturels (potassium ^{40}K , thorium ^{232}Th et uranium ^{238}U) à l'origine de ce rayonnement. Ces mesures permettent, par combinaison avec les autres données diagaphiques, de déterminer le type minéralogique de l'argile (kaolinite, chlorite, illite, montmorillonite) et de la doser, mais aussi de reconnaître la présence et de calculer le pourcentage d'autres minéraux radioactifs comme les micas, feldspaths, phosphates ou minéraux lourds porteurs de thorium ou d'uranium, sels d'uranium - souvent liés à la matière organique - et sels potassiques.

Indice hydrogène – neutron

La formation est bombardée en continu avec des neutrons d'énergie incidente de l'ordre de 4 à 6 mégaélectronvolts émis par des sources spéciales à l'américium – béryllium ou au plutonium – béryllium ; l'américium ou le plutonium engendrent des particules α qui, par combinaison avec le béryllium, produisent du carbone ^{12}C et des neutrons. Ces neutrons, doués à l'origine d'une grande vitesse, entrent en collision avec les noyaux atomiques de la formation. Ainsi ralentis, surtout par les collisions avec les atomes légers d'hydrogène, ils atteignent un niveau d'énergie thermique (énergie égale à 0,025 eV) à partir duquel leur vitesse moyenne demeure constante, jusqu'au moment où ils sont capturés par un noyau de la formation ; la capture est généralement suivie de l'émission de rayons gamma.

Un détecteur situé à une certaine distance de la source (40 cm environ) mesure soit le flux des neutrons thermiques, soit celui des neutrons épithermiques (énergie entre 100 eV et 0,1 eV). Cette mesure (sans unité) dépend surtout du nombre d'atomes d'hydrogène par unité de volume dans la formation, ceux-ci étant soit liés à l'eau ou aux hydrocarbures (donc à la porosité et à la saturation), soit à la composition cristalline de la roche (atomes d'hydrogène entrant dans le réseau cristallin, par exemple dans le gypse) ; cependant, ce rayonnement est aussi dû, à un moindre degré, aux autres atomes entrant dans la composition de la roche ou de la boue, par suite soit de leur pouvoir ralentisseur (carbone, oxygène, silicium, etc.), soit de leur pouvoir absorbant (gadolinium, bore, lithium, chlore, titane, fer, etc.). Mais, du fait que, dans une formation poreuse, l'atome présent en abondance et ayant le plus fort pouvoir ralentisseur est l'hydrogène, qui se trouve par ailleurs pratiquement en même quantité par unité de volume dans l'eau et dans les hydrocarbures liquides, on a coutume de dire que ce dispositif mesure la porosité.

Densité électronique

On mesure la masse volumique des formations d'une manière analogue à la méthode précédente, mais on soumet cette fois les formations à un bombardement continu de rayons gamma d'énergie égale à 662 kilo électronvolts émis par une source de césium ^{137}Cs . Ces rayons gamma perdent de l'énergie par collision avec les électrons (effet Compton). Un détecteur à scintillation situé à une certaine distance, fixe, de la source mesure l'intensité du rayonnement gamma diffusé par effet Compton, intensité qui est proportionnelle à la densité électronique dans la formation, elle-même proportionnelle à la masse volumique globale. Un système d'écrans et l'emploi d'un patin mobile appuyé contre la paroi du sondage permet de réduire l'influence de la colonne de boue. On utilise en fait deux détecteurs situés à des distances différentes, et un calculateur électronique, ce qui permet d'éliminer quasiment toute perturbation qui proviendrait d'une mauvaise application du patin contre la formation, et d'enregistrer directement la masse volumique de la formation.

Cette masse volumique dépend :

- de la masse volumique des différents minéraux constituant le contenant et de leurs pourcentages volumétriques respectifs ;
- éventuellement, dans le cas de roches poreuses, de la masse volumique des différents fluides (contenu) et de leur pourcentage dans la roche (porosité) et dans les pores (saturation).

La masse volumique des fluides étant inférieure à celle des solides, une formation poreuse aura une masse volumique plus faible qu'une formation compacte. Cette méthode permet donc de mesurer la porosité par une autre approche que celle de l'indice hydrogène – neutron .

Indice d'absorption photoélectrique

L'interaction des électrons et des rayons gamma émis avec une énergie égale à 662 kilo électronvolts par une source de césium ^{137}Cs conduit, d'une part, dans le domaine des hautes énergies, à une mesure de la densité électronique par application de l'effet Compton (cf. supra), d'autre part, dans le domaine des basses énergies, à la détermination d'un indice d'absorption photoélectrique par application de l'effet photoélectrique. Quand un photon gamma de basse énergie (inférieure à 100 keV) entre en collision avec un électron, il est absorbé, communiquant à l'électron la presque totalité de son énergie. Les électrons les plus liés, ceux de la couche K, possèdent le plus fort pouvoir absorbant. L'indice photoélectrique est proportionnel à la section de capture photoélectrique de l'atome, qui est d'autant plus élevée que l'atome a un numéro atomique élevé. Pour une roche, cet indice est proportionnel au numéro atomique « moyen » des éléments entrant dans sa composition ; il est très sensible, par exemple, à la présence d'éléments à numéro atomique élevé, comme le fer, le strontium, l'étain, le baryum, etc. Cet indice est donc un bon indicateur de la composition des formations, et, combiné aux mesures précédentes, il permet de déterminer le pourcentage volumétrique des principaux minéraux présents dans la roche.

Spectrométrie du rayonnement gamma induit

L'interaction de neutrons de haute énergie incidente (14 MeV), émis périodiquement par un générateur de particules, avec le noyau des atomes conduit à l'émission de rayons gamma soit par collision inélastique, soit par capture de neutrons thermiques. La spectrométrie de ce rayonnement permet de doser les éléments hydrogène, carbone, oxygène, soufre, chlore, calcium, silicium, fer, titane, et gadolinium. On conçoit aisément que cette analyse élémentaire conduit à une bien meilleure connaissance de la composition des roches qu'au préalable, puisqu'on connaît alors les éléments fondamentaux entrant dans la composition des minéraux dont elles sont constituées.

Activation neutronique

Les éléments peuvent être rendus radioactifs par des neutrons d'énergie thermique. Le retour des noyaux excités à l'état stable s'accompagne d'une émission de rayons gamma dont l'énergie est caractéristique de l'élément. Une spectrométrie de ce rayonnement permet donc de détecter et de doser certains éléments. On dose de la sorte l'aluminium - qui est lié fondamentalement aux argiles, aux feldspaths et aux micas et, naturellement, à la bauxite - et, dans une certaine mesure, le manganèse. D'une période de 2,24 min, l'isotope radioactif de l'aluminium ^{28}Al se prête à une mesure en continu. Dans cette application, la source de neutrons est du californium ^{252}Cf qui émet 108 neutrons par seconde avec une énergie moyenne de 3 mégaelectronvolts. Cette énergie, relativement faible, est requise pour éviter les interactions de neutrons à très haute énergie avec le silicium, qui engendreraient le même rayonnement gamma, faussant ainsi le dosage de l'aluminium.

Temps de relaxation neutronique

La formation est bombardée de façon intermittente par des neutrons de haute énergie incidente (14 MeV, comme dans la spectrométrie du rayonnement gamma induit), mais on mesure cette fois la population en neutrons thermiques à deux instants donnés. La variation de cette population est fonction de la section globale de capture des neutrons thermiques de la formation, elle-même reliée à la section de capture de chacun des noyaux atomiques entrant dans la composition de la roche (contenant et contenu), et au pourcentage volumétrique de chacun des éléments correspondants dans la roche. L'élément le plus abondant ayant la plus grande section de capture est le chlore, qui est présent dans les eaux de formation sous forme généralement de chlorure de sodium (sel). Une formation ne renfermant que de l'eau salée aura une section de capture plus élevée que la même formation renfermant, en plus de l'eau salée irréductible, des hydrocarbures. On peut donc déterminer la saturation en eau des formations, même à travers les tubages.

METHODES ACOUSTIQUES

Loi de Snell – Descartes

$$\frac{\sin i}{V_1} = \frac{\sin \alpha}{V_1} = \frac{\sin \beta}{V_2}$$

Où i – angle d'incidence

α – angle de réflexion

β – angle de réfraction,

si $\beta = 90^\circ$ le rayon réfracté suit la surface de séparation

$\beta = 90^\circ$ nous donne $\frac{V_1}{V_2} = \sin \alpha$ Mesure du temps de trajet des ondes longitudinales

On enregistre le temps mis par la composante longitudinale d'une onde sonore - dont la fréquence est de l'ordre de 20 à 40 kilohertz - pour parcourir la distance entre un émetteur et un récepteur situé, en général, à une distance de 60 centimètres. Le temps étant mesuré à la première arche de l'onde sonore, cette arche appartient à l'onde longitudinale (ou de compression) qui est la plus rapide. Un système complexe à deux émetteurs et quatre récepteurs permet d'éliminer l'effet perturbateur de la colonne de boue.

Enregistrement du train d'onde complet

Dans les dispositifs modernes, on procède à l'enregistrement numérique du train d'onde complet reçu par une série de récepteurs. L'instrument de mesure comprend toujours deux émetteurs d'ondes sonores. Ce dispositif permet de déterminer le temps de trajet des ondes de compression, de cisaillement, et de Stoneley.

Ces temps de trajet dépendent : de la nature de la roche, par l'intermédiaire de sa masse volumique et des paramètres d'élasticité de ses constituants ; de la nature des fluides présents dans la roche ; de la texture (taille et forme des grains et des pores, nature des contacts entre grains ou cristaux, répartition et connexion des pores) ; de la structure (homogénéité ou hétérogénéité, présence de laminations, de fractures, pendage des couches et des fractures) ; de la pression et de la température.

Une étude des propriétés mécaniques des roches peut donc être entreprise à l'aide de ces différentes données. La mesure des temps de trajet des ondes de compression et de cisaillement, combinée à celle de la masse volumique, conduit notamment à la détermination des modules d'élasticité de la roche.

Un puits foré, nécessite d'être tubé et cimenté avant sa mise en production. On a alors besoin de juger de la qualité de cimentation, de l'étanchéité ainsi réalisée ainsi que de l'état du tubage et du (ou des) tubing en place... Dans ce but une panoplie de méthodes se basant sur l'étude de la propagation des ondes, permet d'aller jusqu'à l'obtention d'images de la paroi du trou de sondage, de la colonne de

ciment , de la face interne du tubage , ou du tubing ou des deux , de détecter les endroits corrodés , percés ou autres ...

Diagraphie électromagnétique

À l'aide d'émetteurs, on envoie dans la formation une onde électromagnétique de très haute fréquence (1,1 GHz). Le dispositif de mesure comprend en fait deux émetteurs et deux récepteurs montés sur un manchon appuyé contre la paroi du trou, cela afin de corriger d'éventuels effets dus à la colonne de boue.

On mesure en premier lieu le temps que met cette onde à parcourir la distance entre les deux récepteurs (4 cm). Ce temps dépend de la constante diélectrique moyenne de la formation, laquelle est reliée à la nature minéralogique de la roche, à la nature des fluides présents dans le volume étudié, à la texture de la roche (forme et arrangement des grains, disposition par rapport au champ électromagnétique, répartition des pores), et à sa structure sédimentaire (pendage apparent). Quelle que soit sa teneur en sels, l'eau a une constante diélectrique très élevée - 78,3 farads par mètre - comparée à celle des hydrocarbures - de 1 à 2 farads par mètre - et des minéraux communs - de 4 à 9 farads par mètre. Cette mesure permet de déterminer la saturation en eau des formations poreuses, même dans le cas d'eau douce, de résistivité élevée et dont l'effet sur les mesures de résistivité est par conséquent difficilement séparable de celui qui est dû aux hydrocarbures.

En second lieu, on mesure l'atténuation de l'onde, celle-ci dépendant surtout de la teneur de l'eau en sels.

Diagraphie de thermométrie

La température des formations est mesurée à l'aide d'un thermocouple dont l'élément sensible est un filament métallique dont la résistance varie avec la température. Le gradient géothermique dépendant de la lithologie, ses variations peuvent caractériser des changements lithologiques, en particulier la présence de couches d'évaporites ou de charbon, d'intrusions volcaniques, ou de roches poreuses contenant du gaz.

Diagraphie de diamétrage

Le diamètre d'un trou de forage est en principe légèrement supérieur à celui du trépan. En fait, il varie avec la cohésion des roches traversées, leur porosité, leur texture, leur structure et la diagenèse qu'elles ont subie. Au droit des roches poreuses et perméables, on observe un rétrécissement léger du diamètre dû au dépôt d'une couche constituée par les éléments solides de la boue, qui ne peuvent pas pénétrer dans les pores des roches (le terme américain est mud-cake, ce qui se traduit littéralement par « gâteau de boue »). Les graviers et sables non consolidés peuvent s'ébouler, les argiles et les roches fracturées s'effriter, occasionnant de fortes augmentations de diamètre du trou et souvent son ovalisation. En revanche, des argiles gonflantes ou sous – compactées réduisent le diamètre du trou et peuvent même bloquer le trépan ou la sonde diagraphique.

Diagraphie de pendagemétrie

Toutes les diagraphies permettent d'établir des corrélations entre plusieurs sondages voisins, par conséquent de connaître le pendage des couches profondes, déterminé par l'angle de la ligne de plus grande pente des couches, supposées planes, avec l'horizontale, et par l'orientation de cette ligne par rapport au nord. Toutefois, les résultats ainsi obtenus ne sont pas toujours corrects (par exemple, s'il existe une faille ou un pli entre les sondages considérés) ; de plus, c'est souvent au moment où un premier forage est effectué, en général sur la base des renseignements donnés par la géophysique de surface, que la connaissance des pendages est la plus utile. Cette détermination est faite au moyen d'une sonde de pendagemétrie.

Cet instrument enregistre 4, 6 ou 8 courbes de résistivité ou de conductivité au moyen de dispositifs - semblables à un microlatérolog pour la mesure de résistivité, et à un micro - inductolog pour la mesure de conductivité - montés sur des patins appuyés contre la paroi du sondage à l'aide d'un système hydraulique. Ces patins sont fixés à l'extrémité de quatre ou six bras indépendants formant entre eux un angle de 90° ou 60°, respectivement. Ces mesures ont une très grande résolution verticale grâce, d'une part, à la très petite taille des électrodes (1 cm de diamètre), d'autre part, au très petit pas d'échantillonnage des mesures de résistivité (tous les 2,5 ou 5 mm de déplacement vertical de l'outil). La résolution est un peu moins bonne avec le dispositif à induction (3 cm environ). Ces deux caractéristiques permettent la reconnaissance d'événements sédimentaires très fins (de l'ordre du centimètre), dès l'instant où ils se traduisent par un contraste de résistivité. On atteint ainsi une connaissance de l'organisation interne des roches, tant du point de vue textural que structural.

Si ces événements peuvent être corrélés, on peut déterminer leurs décalages en profondeur d'une courbe à l'autre et en calculer le pendage. Cependant, le calcul exige en outre la connaissance de tous les paramètres définissant la position de la sonde de mesure : profondeur, inclinaison par rapport à la verticale et orientation par rapport au nord de l'axe de la sonde, orientation de l'un des dispositifs de mesure par rapport au nord, diamètre du sondage et accélération de la sonde (fig. 5) (fig. 5 a) (fig. 5 b). Tous ces renseignements sont enregistrés simultanément et interprétés pour donner la mesure du pendage à chaque limite de couche.

Diagraphies d'imagerie de la paroi du trou

Imagerie par scanner électrique

Grâce à un astucieux dispositif constitué de très petites électrodes (5 mm de diamètre environ) noyées dans un patin, on obtient une « image électrique » de la paroi du trou par conversion en intensité de gris des mesures faites par chaque électrode.

Un appareil émetteur-récepteur rotatif envoie 750 impulsions par seconde (250 par tour). Chaque impulsion dure 10 microsecondes et a une fréquence de 450 kilohertz. L'énergie acoustique est réfléchiée par la paroi du trou et revient vers le récepteur, où elle est captée. On mesure l'amplitude et le temps du trajet aller et retour de cette

impulsion. L'exploitation de ces deux données permet d'obtenir une « image acoustique » de la paroi du trou qui reflète ses irrégularités, elles-mêmes liées à la lithologie et à l'existence de fractures ou de vacuoles.

SISMIQUE DE PUIITS

On ancre contre la paroi une série de géophones triaxiaux qui captent les ébranlements (trains d'ondes) émis par une source placée en surface (canon à air, chute de masses ou vibreur). Plusieurs types d'ondes parviennent aux géophones : les ondes directes et différentes ondes réfléchies. Ce profil sismique de trou, comparable aux enregistrements de surface, offre l'avantage d'une plus haute résolution et permet de capter les ondes directes - à la différence de la sismique de surface - et de les séparer des ondes réfléchies et des ondes multiples. L'analyse de ces trains d'ondes permet une étude très détaillée du sous-sol, et les horizons réflecteurs peuvent être localisés avec précision.

SISMIQUE DE PUIITS

Autres méthodes

Bien d'autres mesures sont réalisées à l'aide de sondes descendues au bout d'un câble dans le trou de forage. Citons les mesures de la qualité de la cimentation des tubages, les mesures de pression, de débit, les mesures de corrosion du tubage, de détection des joints... On peut également obtenir des échantillons de roche ou de fluide à l'aide d'appareils spéciaux : carottiers latéraux à balles ou à couronne, testeurs de formation, etc.

3. Méthodes d'acquisition

Dans le cas des mesures au bout d'un câble, le matériel mis en œuvre doit permettre d'obtenir des résultats corrects dans des conditions extrêmement difficiles, à très grandes profondeurs (jusqu'à 9 000 m environ) et, par conséquent, à des températures et pressions très élevées. Ce matériel comprend un camion – laboratoire comportant un treuil de grande capacité (de 8 à 9 Km de câble), un treuil auxiliaire, un ensemble de tableaux de commande, d'instruments de contrôle, et d'appareils d'enregistrement photographique et numérique, un dispositif de mesure de profondeur, un générateur de courant, une chambre noire pour le développement du diagramme enregistré sur film (la diagraphie), une tireuse sur papier, enfin, un ordinateur de bord.

Le câble est composé en général de sept conducteurs isolés protégés par une armature de fils d'acier.

Les sondes, plus ou moins complexes, sont couplées à une cartouche qui contient un appareillage électronique. L'ensemble sonde – cartouche doit être capable de supporter à la fois les chocs et les très hautes températures et pressions.

Dans le cas des diagraphies en cours de forage, les instruments sont inclus dans les masses -tiges et les mesures des paramètres sont stockées sur une bande magnétique, l'enregistreur fonctionnant à l'aide d'une batterie incluse dans les masses – tiges. Des essais de transmission directe en surface, soit à l'aide

d'impulsions (variations de pression) transmises par la boue de forage, soit par des impulsions électromagnétiques guidées le long du train de tiges, sont en cours.

4. Applications

Les paramètres physiques mesurés par les méthodes diagraphiques sont utilisés à des fins multiples. Ils sont d'abord interprétés, à l'aide de programmes informatiques souvent très complexes, pour déterminer les caractéristiques pétrophysiques des réservoirs (porosité, minéralogie, teneur en argile, perméabilité, etc.), la nature des fluides présents dans les pores ainsi que leur volume (porosité et saturation) ; ce fut, jusqu'à ces dernières années, la principale application des diagraphies.

On conduit aussi ces études pour la recherche minière - en particulier pour la détection d'accumulations de sels d'uranium, l'évaluation des gisements de potasse et de charbon -, en hydrogéologie et en géothermie, ou encore pour le stockage de gaz dans le sous-sol.

On exploite également ces données à des fins géologiques pour déterminer la lithologie, la composition minéralogique des roches, et pour obtenir des informations sur leur texture et leur structure interne (figures de sédimentation, fractures...), ce qui conduit à une meilleure connaissance du faciès et du milieu de dépôt des formations. Cela permet de sélectionner la direction dans laquelle il faut se déplacer pour retrouver des réservoirs présentant des propriétés identiques ou améliorées.

On tire aussi des diagraphies des informations relatives à la diagenèse, à la compaction et aux propriétés mécaniques des roches.

Les données de pendagemétrie et de sismique de trou sont exploitées pour préciser la géométrie des couches et la présence éventuelle de failles ou de discordances. Elles permettent également une meilleure interprétation des profils sismiques de surface.

Les diagraphies sont enfin utilisées pour des études stratigraphiques, en particulier pour l'établissement de corrélations entre sondages, et pour la cartographie de paramètres géologiques : isobathes, isopaches, isolithes, isofaciès, etc.

Il n'est plus pensable aujourd'hui d'explorer le sous-sol sans faire appel aux techniques diagraphiques, qui offrent de multiples avantages : les données sont quasi continues, quantifiées, objectives, se prêtent à des traitements par ordinateur ; enfin, elles sont économiques, comparées aux autres méthodes d'analyse des roches.

INTERPRETATION

Introduction

- Echelle de logs & Presentations
- Symboles utilisés dans l'interprétation
- Gamma Ray & Logs de Gamma Ray Spectral
- Logs de porosité
 - Sonic

- Neutron
- Densité – Facteur Photo électrique
- Porosité totale Indicateurs de perméabilité
 - Potentiel Spontané
 - Microlog
 - Caliper
 - Calcul de la saturation en eau
 - Formule d'Archie de la Saturation en eau
 - Outils de Résistivité
 - Outils Laterolog et outils d'Induction
 - Résistivités dans les Formations aquifères
 - Catalogue
 - Exemples
 - Méthodes Quick Look d'évaluation
 - Y aura-t-il production ?
 - Symboles des outils
 - Configurations des outils
 - Evaluation non-Conventionnelle
 - Imageries de puits
 - Test Wireline

Après avoir eu une vue , d'après la géophysique de surface , ici par exemple la sismique , et d'après les données auxiliaires relatives aux possibilités de certains niveaux géologiques de contenir des hydrocarbures , on projettera un forage – seule façon – de confirmer nos deductions

Les formations sédimentaires susceptible – en general – de presenter un intérêt sont

1. Les sables
2. Les grés
3. Les silts
4. Les argiles
5. Les calcaires
6. Les dolomites
7. Les anhydrites

L'interprétation vise l'évaluation des formations du point de vue

- géologique
- pétrophysique

Elle est :

1. Qualitative, quand il s'agit de se prononcer rapidement sur
 - l'existence de zones perméables
 - l'existence d'hydrocarbures ou d'eau
 - Etc. .

A ce stade, l'interprétation est souvent visuelle

2. Quantitative, dans le but d'une évaluation précise
 - De la nature des formations
 - Des paramètres pétrophysiques
 - ✓ Porosité

- ✓ Saturation en eau et donc en huile
- ✓ perméabilité

Pour cela on doit tout d'abord disposer des logs acquis dans le sondage ainsi que de toutes les données susceptibles de parfaire cette tâche, qui – parfois – est des plus ardues.

En disposant de données de plusieurs puits, sur un champ pétrolier, on peut avoir une vue tridimensionnelle permettant de mener à bien le développement du réservoir.

Certains logs servent de bases de départ, il peut s'agir des logs de

- gamma ray
- polarisation spontanée
- du diamètre ou caliper

SYMBOLES UTILISÉS

Nomenclatures des outils de différentes sociétés de service

La combinaison de ces diagraphies nous permet une évaluation très proche de la réalité des paramètres représentant les formations géologiques, cependant lorsque le doute subsiste ou qu'il y ait indétermination ainsi que dans le but d'affiner les résultats et parvenir à de grande précision, on a recourt au carottage (opération relativement chère) ; les carottes s'altèrent une fois remontées à la surface, et sont parfois inutilisables (fracturées, fissurées)

Il est aisé de voir que les carottes virtuelles présentent tout de même un intérêt certain dans le but d'étudier la **fracturation des roches**

Le quick look ou évaluation rapide des formations est souvent utilisé par les log-analystes ; c'est un moyen simple de se prononcer sur le choix des zones d'intérêt du point de vue lithologie et certaines données de diagraphies. Une analyse quick look peut se résumer ainsi :

- Comparaison de logs : méthodes OVERLAY
- Cross – plots entre courbes sélectionnées
- Algorithmes et formules simples de calcul

EXEMPLES DE PARAMETRES PETROPHYSIQUES

DETECTION DE LA NATURE DES FLUIDES EN PLACE

Exemple, la détection des zones perméables et de la présence des hydrocarbures grâce aux logs :

- PS ou gamma ray (GR)
- Logs de résistivité R_{xo} et R_t

$$SP = -K \log (R_{mf}/R_w)$$

- $Sw^n = F R_w/R_t$
- $Sxo^n = F R_{mf}/R_{xo}$

Sxo étant ainsi donnée

$$S_{xo} = (S_w)^{1/5}$$

$$\frac{S_w^n}{S_{xo}} = \frac{R_w}{R_{mf}} \cdot \frac{R_{xo}}{R_t}$$

Si l'exposant de la saturation est $n = 2$, dans ce cas il est recommandé d'utiliser l'expression suivante :

$$(S_w)^{8/5}$$

Dans ce cas le terme

$$R_{mf}/R_w$$

Doit être remplacé par

$$(R_{xo}/R_t) (S_w)^{8/5}$$

Dans ce cas on aurait

$$-SP = K \log [(R_{xo}/R_t) (S_w)^{5/8}]$$

Ou bien :

$$-SP = K (\log (R_{xo}/R_t)) + K \log (S_w^{5/8})$$

Il est clair que R_t et R_{xo} se superposent dans l'aquifère et se séparent ne face d'une formation à hydrocarbures , dont les volumes peuvent être facilement déduits

En disposant de S_{xo} , de S_w et de S_{HC} , on peut se prononcer sur la quantité d'huile déplaçable, ce que montre le schéma précédent

On a ainsi d'une part montré comment déceler la présence d'hydrocarbures et d'autre part trouvé comment déduire le volume d'hydrocarbures déplaçables.

NATURE DES HYDROCARBURES, LITHOLOGIE

Cross- over sonique – densité et porosité secondaire

Puisque le sonique ne parcourt que la matrice de la roche, alors que les diagraphies nucléaires neutron et densité dépendent des deux milieux, ces diagraphies sont affectées par la porosité secondaire et donnent la porosité totale des formations, le sonique donne alors une porosité plus petite, de ce fait une différence entre la porosité neutron densité et la porosité sonique est égale à la porosité secondaire.

En s'aidant de la résistivité, on peut soit à l'aide d'un overlay déduire la lithologie des formations, ou à l'aide du cross – plot déduire la saturation en eau et R_o ... Un choix sur l'échelle des résistivités peut se faire (décimale ou semi logarithmique) en fonction de l'intervalle des valeurs de ce paramètre (figures ci – dessous).

Overlay Δt avec R_{hob} et Cross – Plot Conductibilité – Porosité

L'évaluation lithologique des formations se réalise généralement sur la base de trois diagraphies ci – après :

Sonique – neutron – densité en plus du GR

Grace à un ensemble de cross – plots qui lient ces grandeurs, un des cross – plot reliant porosité neutron – porosité densité est représenté par la figure ci – dessous, les sondes doivent être impérativement calibrées calcaire

Détection des zones d'intérêt pétrolier

La figure ci – dessus montre un type de cross plot utilisé dans l'évaluation lithologique des formations

D'autres cross – plots peuvent être mis à contribution dans ce même sens

- Densité LDT ou sonique Δt avec porosité neutron
- Le M- N plot est basé sur le calcul et la représentation de deux paramètres M et N
- MID plot

Et leurs combinaisons avec la spectrométrie gamma et le facteur photoélectrique
La présence d'argile ainsi que le volume d'argile peut s'évaluer ainsi d'après les relations :

Linear $V_{shale} = X$

Clavier $V_{shale} = 1.7 - (3.38 - (X + .7)^2)^{1/2}$

Steiber
$$V_{shale} = \frac{0.5X}{(1.5 - X)}$$

Bateman $V_{shale} = X(X + GR \text{ factor})$

Le M-N-plot , se base sur le calcul de deux paramètres M et N :

$$M = \frac{\Delta t_f - \Delta t}{\rho_b - \rho_f} \cdot 0.01 \quad \text{et} \quad N = \frac{\Phi_{Nf} - \Phi_N}{\rho_b - \rho_f}$$

Où Δt – lentour, Δt_f – temps de parcours dans le fluide
 ρ_b – densité globale de la formation, ρ_f - densité du fluide
 Φ_N – porosité neutron, Φ_{Nf} – porosité neutron lue en face d'un aquifère

Le MID - plot est destiné à l'identification de la nature de la matrice. Celui – ci se base sur l'évaluation des paramètres apparents Δt et ρ_b . A l'aide de cross – plot (figure et), on determine les paramètres apparents , ensuite sur l'abaque de la figure , on détermine la nature de la matrice .

Les valeurs apparentes peuvent être évaluées d'après les expressions suivantes :

$$\phi_x = \frac{\phi_{DLm} + \phi_{NLM}}{2} ; \quad (\rho_{ma})_a = \frac{\rho_B - \phi_x \cdot \rho_f}{1 - \phi_x}$$

$$(\Delta t_{ma})_a = \frac{\Delta t - \phi_x \cdot \Delta t_f}{1 - \phi_x}$$

Les Cross – plots conventionnels, déjà cités plus haut, sont

- Densité LDT ou sonique Δt avec porosité neutron , ou bien $\rho_{hb} - \Delta t$
- Le M- N plot, basé sur le calcul et la représentation de deux paramètres M et N
- MID plot , pour l'identification de la nature de la matrice

Une fois évalués, les paramètres apparents sont plotés sur ce dernier abaque

Le coefficient d'absorption photoélectrique, est le produit du facteur photoélectrique avec la densité des électrons produits

$$U = \rho_e \cdot P_e$$

Le coefficient d'absorption dans un milieu à lithologie complexe, est la somme des coefficients d'absorption des divers milieux

$$U = U_1 V_1 + U_2 V_2 + \dots$$

Où V_i – fraction de volume du i -ème milieu ; dans une formation argileuse, ce facteur est ainsi donné :

$$U = (1 - \phi - V_{sh}) U_{ma} + \phi S_{xo} U_f + \phi (1 - S_{xo}) U_{hy} + V_{sh} U_{sh}$$

Le tableau () montre la relation entre les facteurs photoélectriques et les coefficients d'absorption

Si l'argile est contenue dans la matrice de la formation, on utilise la relation suivante donnant le coefficient d'absorption dans la matrice :

$$U_{ma} = \frac{P_e \rho_e}{1 - \phi}$$

Sinon on utilise l'expression suivante :

$$U_{ma} = \frac{P_e \rho_e - U_f}{1 - \phi}$$

Sinon on peut utiliser l'abaque si dessous :

La formule d'évaluation standard est la suivante :

$$(\rho_{ma})_a = \frac{\rho_b - \phi_x \rho_f}{1 - \phi_x}$$

TYPE D'ARGILE

1. Argile laminé

La porosité donnée par les diagraphies de densité est ainsi donnée :

$$\phi_D = V_{lam} \cdot \phi_{Dsh} + (1 - V_{lam}) \cdot \phi_e$$

Tandis que les diagraphies neutron en donnent l'expression suivante :

$$\phi_N = V_{lam} \cdot \phi_{Nsh} + (1 - V_{lam}) \cdot \phi_e$$

La combinaison de ces deux diagraphies et donc de ces deux formules permet de voir que

$$\phi_e = \frac{(\phi_{Nsh} \cdot \phi_D) - (\phi_{Dsh} \cdot \phi_N)}{(\phi_{Nsh} - \phi_{Dsh}) - (\phi_N - \phi_D)} \quad V_{lam} = \frac{\phi_N - \phi_D}{(\phi_{Nsh} - \phi_{Dsh})}$$

Ce qui est donné sous forme de l'abaque suivant :

La saturation en eau est alors donnée par

2. ARGILE DISPERSÉ

Le log densité et le log neutron donnent respectivement les porosités suivantes :

$$\phi_D = \phi_e + V_{dis} \cdot \phi_{Dsh} \quad \text{et} \quad \phi_N = \phi_e + V_{dis} \cdot \phi_{Nsh}$$

La combinaison en donne : **et**

$$\phi_e = \frac{(\phi_{Nsh} \cdot \phi_D) - (\phi_{Dsh} \cdot \phi_N)}{(\phi_{Nsh} - \phi_{Dsh})} \quad \text{et} \quad V_{dis} = \frac{\phi_N - \phi_D}{\phi_{Nsh} - \phi_{Dsh}}$$

Grace à cela , on peut dresser l'abaque suivant :

La saturation est dans ce cas déduite ainsi :

$$C_t = \frac{\phi_T^2 \cdot S_{wT}^2}{a \cdot R_w} + \frac{\phi_T \cdot S_{wT} \cdot V_{dis}}{a} \left[\frac{1}{R_{dis}} - \frac{1}{R_w} \right]$$

$$S_{we} = 1 - \left(\frac{\phi_T}{\phi_e} \right) \cdot (1 - S_{wT})$$

SATURATION EN FLUIDE

On sait que la saturation en eau est donnée comme suit :

$$S_w^n = \frac{R_o}{R_t}, \text{ où l'exposant de la saturation est pris souvent } n = 2$$

Schématiquement, la saturation en eau est donnée par la figure précédente, l'hydrocarbure représentant l'huile et le gaz.

Connaissant la saturation en eau , le reste est alors saturé en huile , sinon en huile et en gaz

Le produit porosité par la saturation donne le volume de fluide par unité de volume de roche

Eau : volume d'eau $V_w = \Phi \cdot S_w$

Hydrocarbures : $V_{HC} = \Phi \cdot (1 - S_w)$

Cela est une vue très simplifiée de l'évaluation des saturations et des volumes de fluides en place. La combinaison de l'expression du facteur de formation avec celle de la saturation permet d'obtenir la formule d'Archie ci – dessous :

$$S_w^n = \frac{F \cdot R_w}{R_t} = \frac{a \cdot R_w}{\phi^m \cdot R_t}$$

On a déjà signalé le fait que

dans le cas des grés, $n = 2$, $a = 0,81$ et $m = 2$ ou bien $n = 2$, $a = 0,62$ $m = 2,15$

Alors que dans le cas des formations carbonatées $n = 2$, $a = 1$ et $m = 2$

D'ou pour les formations gréseuses , on peut utiliser les expressions suivantes :

$$S_w = \left(\frac{0.81 R_w}{\phi^2 R_t} \right)^{1/2} \quad \text{Ou bien} \quad S_w = \left(\frac{0.62 R_w}{\phi^{2.15} R_t} \right)^{1/2}$$

Dans le cas des formations carbonatées on aurait :

$$S_w = \left(\frac{R_w}{\phi^2 R_t} \right)^{1/2}$$

La représentation graphique de l'équation suivante

$$n \cdot \log(S_w) = \log \left(\frac{R_o}{R_t} \right)$$

Dans une zone envahie, on aurait comme saturation

$$S_{xo}^n = \frac{F \cdot R_{mf}}{R_{xo}}$$

$$\text{Où } F = \frac{a}{\phi^m}$$

Le volume d'hydrocarbures déplaçables peut être donné par l'expression suivante :

$$V_{HD} = \phi \cdot (S_{xo} - S_w)$$

Dans le cas où la saturation est impossible à déterminer par ces méthodes, on utilise alors les données RST (residual saturation tool) d'après la relation :

$$\Sigma = \Sigma m a (1 - \phi - V_{clay}) + \Sigma_{clay} V_{clay} + \phi S_w \Sigma_w + \phi (1 - S_w) \Sigma_h$$

Où Σ – section de capture, d'après les diagraphies neutron – gamma

PERMEABILITÉ DES FORMATIONS

Une formation est dite perméable si elle se laisse traverser par un fluide (huile, eau ou gaz)

Plusieurs relations existent, celle de Darcy si le débit Q est :

$$Q = k \frac{1}{\mu} \frac{S}{h} (P_1 - P_2)$$

Alors la perméabilité est donnée par

Formule de TIMUR 1968

$$k = 0,136 \phi^{4.4} / (S_w)^2_{irr.}$$

Formule très proche de WILLY et ROSE

$$k = C \phi^3 / (S_w)^2_{irr.}$$

C = 79 pour le gaz et 250 dans le cas des huiles de moyenne densité

EVALUATION DES PARAMETRES PETROPHYSIQUES, GRAPHIQUEMENT

1 - Le facteur de formation étant :

$F = \frac{a}{\phi^m}$; on peut évaluer a et m graphiquement grâce au logiciel Interactive petrophysics . on porte sur l'ordonnée le log (F) et en abscisse le log de ϕ . la pente de la droite passant par le maximum de points est $-m$, cette même droite coupe l'ordonnée à log a .

2 - La puissance de la saturation en eau , n , se détermine de la même manière . on calcule l'indice de saturation qui est :

$I = \frac{R_t}{R_o} = S_w^{-n}$; la représentation des logarithmes des deux termes permet d'obtenir (pour $I=f(S_w)$) un nuage de points par lequel on fait passer une droite dont la pente est -n

Figure ci – après

METHODES AUXILIAIRES ET DE PRODUCTION

I – Mesure des diamètres

Dans un tubage les premières déformations ont lieu suite à la solidification du ciment et l'écrasement du tubage par celui – ci , les secondes déformations peuvent surgir suite à la perforation du tubage et du tubage ...Ceci entraîne bien sur une variation des diamètres et donner alors un autre débit que celui attendu .

D'autres variations du diamètre peuvent être occasionnées par :

1. la corrosion
2. le dépôt de particules véhiculées par l'effluent
3. le dépôt de paraffine

Tout ceci nous amène à considérer la mesure diamètre avec assez de précision .Dans ce sens il existe différents diamètres dit diamètres de production :

Deux types de diamètres existent

- diamètres mécaniques
- diamètres soniques

les diamètres mécaniques sont de diverses sortes :

- en général ils sont munis de deux à 96 bras articulés, souvent appuyés contre la paroi à l'aide de ressorts assez puissant pour pouvoir y adhérer.

Plus le nombre de palpeurs est important plus la précision de mesure est grande et dans ce cas , les diamètres multipalpeurs , permettent d'obtenir des images de la paroi interne du tubage ou du tubing .

Les diamètres à bras ou à palpeurs, doivent s'appuyer contre la paroi interne du tubage ou du tubing ce qui dans le cas d'encrassement, ces outils raclent la paroi et ne peuvent par conséquent donner une mesure du diamètre réel ...Dans ce cas on a recours à un autre moyen qui celui de l'utilisation de diamètres soniques.

Contrairement aux précédents, ce type de diamètres se base sur l'enregistrement d'un écho d'une onde acoustique transmise au milieu par l'outil lui – même. La connaissance du temps d'aller et de retours de l'onde, permet – connaissant la vitesse de ce milieu – d'évaluer la distance source paroi et donc l'évaluation du diamètre du tubage , du tubing ou autre . Sans pour cela déformer ou toucher au diamètre réel que l'on doit mesurer

DEBITMETRES

Les débitmètres sont des outils destinés à l'évaluation du débit de l'effluent. On dispose de deux types de débitmètres :

1. débitmètres à hélice

RESERVOIR SATURATION TOOL (RST)

Le RST - Réservoir Saturation Tool - fournit une variété de mesures à travers le tubage basée sur la spectroscopie des rayons gamma après le bombardement de la formation avec des neutrons. Ces mesures incluent:

LE CARBONE / OXYGENE RATIO LOGGING POUR LA DETERMINATION DE LA SATURATION EN EAU.

En mesurant la proportion d'oxygène (due à l'eau) et la proportion de carbone (due aux hydrocarbures) dans la formation, on peut obtenir la réponse pour le calcul de la saturation en eau.

LE SIGMA LOGGING (mesure de la section de capture)

(Des améliorations significatives ont été apportées au RST par rapport à l'outil précédent, le TDT)

La mesure de sigma est influencée par la présence du chlore dans la formation. En mesurant le sigma de la formation, on peut déduire à la présence des hydrocarbures par l'absence de l'eau salée.

LE WATER FLOW LOGGING

Le Water Flow logging est fait pour mesurer l'écoulement de l'eau derrière et à l'intérieur du casing.

Le WFL utilise une pulse de neutrons pour activer l'oxygène présent dans l'eau et traquer l'émission des rayons gamma lorsque l'oxygène revient à l'état de repos. Les détecteurs cherchent les pics des rayons gamma lorsque l'oxygène passe en face de l'outil. En mesurant le temps mis par l'oxygène (et donc l'eau) pour aller de la source aux détecteurs, la vitesse d'écoulement de l'eau est déterminée.

LE PHASE VELOCITY LOGGING (PVL)

Le PVL émet un marqueur de gadolinium dans la phase écoulee et cherche les changements dans les valeurs de sigma à l'intérieur du puits à l'aide du détecteur le plus proche (near detector) et ce lors du passage du marqueur. Les marqueurs miscibles dans l'eau et les marqueurs miscibles dans l'huile permettent la mesure indépendante de la phase d'eau et de la phase d'huile. A noter qu'un liquide radioactif (marqueur) n'est plus requis comme c'était le cas avec les précédentes techniques.

LE THREE PHASE HOLDUP LOGGING

En utilisant le rapport carbone/oxygène des détecteurs proche et lointain (near & far detectors); les local holdup du gaz, de l'huile et de l'eau peuvent être déterminés.

LE SPECTROLITH

Grace à l'utilisation des spectres des rayons gamma de capture et des interactions inélastiques des neutrons, la proportion présente des éléments suivants peut être déterminée:

INELASTIQUE: Carbone, Oxygène, Silicium, Calcium et Fer.

CAPTURE: Hydrogène, Chlore, Silicium, Calcium, Sulfure, Fer, Gadolinium.
Ceux-ci à leurs tours peuvent être utilisés pour déterminer la lithologie de la formation à travers le tubage.

INTERACTIONS DU NEUTRON

En soumettant la formation à des bombardements répétitifs et brefs de neutrons rapides et en mesurant les rayons gamma produits par l'interaction des neutrons avec les atomes de la formation, on peut déterminer la composition minéralogique de cette dernière.

En fait, il y a deux effets distincts en fonction du temps relatifs aux bombardements des neutrons.

COLLISION INELASTIQUE: Durant le bombardement, les neutrons rapides excitent les atomes de la formation en leur transmettant une part de leur énergie, sans pour autant être absorbés.

CAPTURE DE NEUTRON: Les neutrons émis sont ralentis à la suite de collisions avec les noyaux des divers éléments et passent à l'état thermique. Ils sont ensuite capturés par les atomes de la formation qui émettent des rayons gamma avec des niveaux d'énergie caractéristiques des éléments absorbeurs. L'Activation des noyaux de la formation est le résultat de la capture de ces neutrons, les atomes de la formation deviennent instables jusqu'à l'émission des rayons gamma pour relâcher l'excès d'énergie délivré par le neutron(i.e. l'atome devient temporairement radioactif).

Le RST utilise des neutrons, de haute énergie incidente, commandée électroniquement depuis la surface, le générateur de neutrons (minitron) et des cristaux appropriés de haute précision

LES DIFFERENTS MODES D'OPERATION DU RST

Le RST a trois modes d'opération sélectifs:

CAPTURE INELASTIQUE (CI): Mesure les réponses des collisions inélastiques (rapport carbone - oxygène) durant le bombardement des neutrons et le spectre des rayons gamma de capture, durant et après le bombardement.

MODE SIGMA (MS): Utilise le système de double bombardement. Le premier bref caractérise l'environnement du sondage. Celui-ci est utilisé pour corriger des effets d'environnement le second spectre de capture enregistré après le long bombardement et qui caractérise le wellbore et la formation.

Water Flow Log mode (WFL): Utilise les bombardements de neutrons pour activer

les noyaux d'oxygène dans l'eau. Le temps nécessaire pour le paquet d'oxygène activé pour aller du minitron aux détecteurs des rayons gamma indique la vitesse d'écoulement de l'eau. Ce mode est aussi utilisé pour le PVL : Phase Velocity Logging

Le RST utilise les interactions inélastiques des neutrons pour déterminer la proportion relative du carbone et de l'oxygène dans la formation, grâce à l'utilisation des fenêtres centrées sur les pics de carbone et d'oxygène et aussi du spectre complet des rayons gamma. Cette information est alors introduite dans la base de données de caractérisation de l'outil pour déterminer la saturation en hydrocarbures à partir d'un graphe comme celui présenté ci-dessous.

BIBLIOGRAPHIE

L. ALLAUD & M. MARTIN, Schlumberger : histoire d'une technique, Berger-Levrault, Paris, 1976

R. DESBRANDES, Théories et interprétation des diagraphies, Technip, Paris, 1968

D. V. ELLIS, Well Logging for Earth Scientists, Elsevier, Amsterdam, 1987

J.-L. MARI, F. COPPENS, P. GAVIN & E. WICQUART, Traitement des diagraphies acoustiques, Technip, 1993

O. SERRA, Diagraphies différées. Bases de l'interprétation, t. I : Acquisition des données diagraphiques ; t. II : Interprétation des données diagraphiques, Elf Aquitaine, Pau, 1979, 1985

SCHLUMBERGER EDUCATIONAL SERVICES, Log Interpretation. Principles /Applications, Houston, 1987

P. THEYS, Log Data Acquisition and Quality Control, Technip, 1990.

R. HACINE, Illustrations et figures. MAI 2005

DAKHNOV & R. HACINE, travaux pratiques de pétrophysique, INH 1984

SCHLUMBERGER, Plate forme express 2002

HALLIBURTON LOGGING SERVICES - 2003

ECK and POWELL , 1983 , Courtesy SPE

DJEBBAR TIAB & ERLE C. DONALDSON , Petrophysics , Théorie and practice – ELSEVIER 2004

BATEMAN, 1985b, Prentice – Hall, Inc

WOTHINGTON ,1985 . Courtesey SPWLA

Schlumberger , PEX 2002

E. Standen . Advanced Log Interprétation / Quick-Look Techniques

O. SERRA . Sedimentary environmrnts from wireline logs – Paris – 1989

O. SERRA – fundamentals of well log interpretation – Elsevier – Amesterdam –1984