

**GEO3**



Géologie, cartographie, prospection  
géophysique et services scientifico-techniques

# MÉTHODOLOGIE DE LA PROSPECTION SISMIQUE

- ANNEXE DE DOCUMENTATION -

Réalisation: **Valentí TURU i MICHELS**  
Av. Príncep Benlloch 66-72  
Edifici Interceus, despatx 406  
Telephone et fax: 321815 - 820323  
Email: [geo3@andorra.ad](mailto:geo3@andorra.ad)  
<http://www.igeotest.ad>

Études géologiques, géotechniques. Géophysiques, hydrogéologiques, écologiques, risques géomorphologiques et services  
scientifico-techniques.

Av. Príncep Benlloch 66-72, Dptx. 308, Andorra la Vella Telephone et fax 321815-820323,  
Email: [igeotest@myp.ad](mailto:igeotest@myp.ad), <http://www.igeotest.ad>

## A2 PROSPECTION SISMIQUE RÉALISÉE À LA ZONE D'ÉTUDE

### A2.1 Introduction à la méthodologie utilisée

On a réalisé un profil sismique avec l'objectif de déterminer la vitesse des ondes longitudinales (ondes P).

On a utilisé un équipement multicanal et géophones de composant vertical. Au moyen des profils sismiques on détermine la vitesse de propagation des ondes sismiques à travers les différents terrains existants.

La vitesse est un indicateur du type de matériel prospecté et, les relations existantes entre la vitesse des ondes longitudinales et transversales permettent de connaître les propriétés élastiques de celles-ci.

Ainsi donc, la sismique se base sur l'analyse de la propagation des ondes élastiques, basiquement ondes P et S (ondes élastiques internes). Les vitesses de propagation des ondes élastiques sont mesurées par le temps que les ondes mentionnées mettent à arriver depuis le point où elles sont générées, jusqu'aux divers points où elles sont captées (géophones) avec des distances connues.

Les ondes P sont les premières à arriver, et sont celles qui sont utilisées à la sismique de réfraction et réflexion. Les vitesses dépendent des constantes élastiques et de la densité du milieu selon les relations :

$$V_L = (A/\delta)^{1/2}$$

$$V_T = (G/\delta)^{1/2}$$

$$\text{Où: } A = E (1-\nu) / ((1+\nu)(1-2\nu)) = K + 4/3 G$$

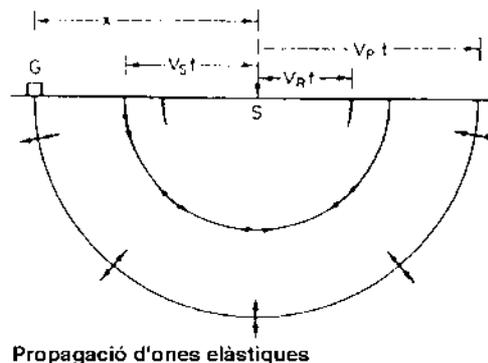
$$G = E / 2(1+\nu)$$

E = Module de Young

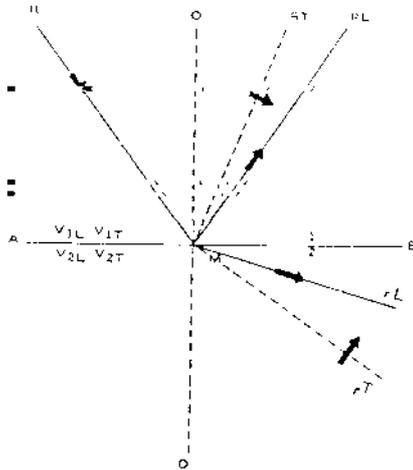
G = Module de cisailles ou de rigidité

$\nu$  = Coefficient de Poisson =  $(V_L^2 - 2V_T^2) / 2(V_L^2 - V_T^2)$

K = Module de compressibilité



Quand une onde élastique se propage à travers un terrain discontinu, elle se comporte comme un trait de lumière qui traverse différents milieux transparents et, elle expérimente les mêmes effets de réfraction, réflexion et diffraction.



IL: Rayo incidente longitudinal  
 rL: Rayo reflejado longitudinal  
 rT: Rayo reflejado transversal  
 rL: Rayo refractado longitudinal  
 rT: Rayo refractado transversal

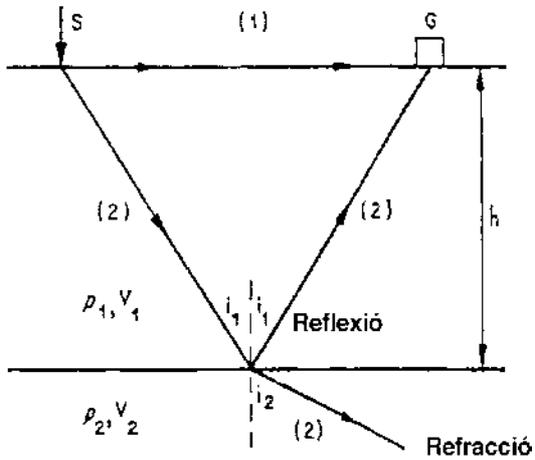
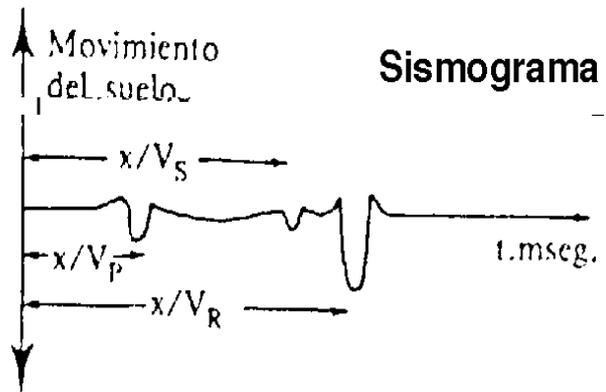
Comportament de les ones elàstiques en el camp

Si une onde tombe sur la surface de séparation de deux milieux de différente vitesse, l'onde mentionnée se réfléchit et réfracte selon la loi de SNELL :

$$\frac{\sin i_{LMO}}{\sin r_{LMO'}} = \frac{V_{1L}}{V_{2L}}$$

$$\frac{\sin i_{LMO}}{\sin r_{TMO'}} = \frac{V_{1T}}{V_{2T}}$$

La génération des ondes peut être réalisée avec des explosifs ou avec un coup d'un marteau sur une plaque métallique située sur le terrain; la réception des ondes produites est réalisée au moyen de capteurs ou géophones, qui traduisent la vibration mécanique due au passage des ondes à travers le terrain, à une fréquence proportionnelle à la vitesse du mouvement de terrain.

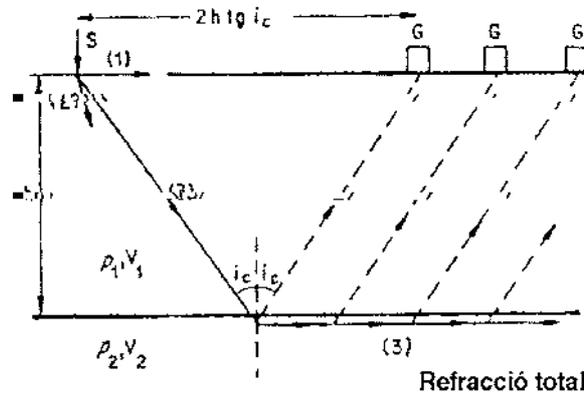


La fréquence est très petite et est amplifiée pour obtenir ainsi un sismogramme.

La représentation de la propagation des ondes est réalisée sur les axes de coordonnées, avec la distance entre le point d'impact et les géophones en abscisses et en ordonnées les temps que l'onde tarde à parcourir les distances. Le graphique obtenu s'appelle dromochronique.

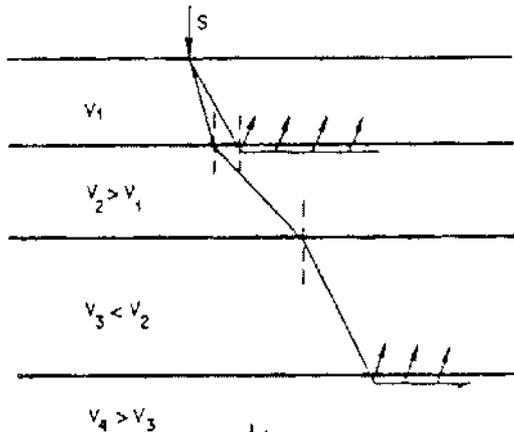
Dans la sismique, les méthodes le plus utilisées sont celles de réfraction et de réflexion. Les deux méthodes se basent sur l'angle d'incidence des ondes selon la loi de SNELL, qui dans ce cas sera :

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

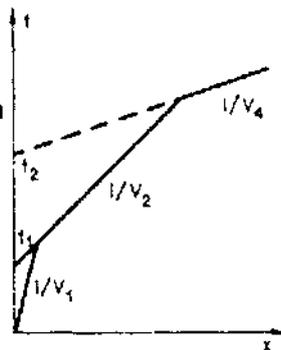


Quand  $i_2 = 90$  degrés (étant  $V_1 < V_2$ ), on dit que la réfraction est totale et on vérifie la relation  $S$  en  $i_1 = V_1 / V_2$  et dans ce cas l'angle d'incidence s'appelle angle critique.

Les rayons sismiques qui incident selon des angles supérieurs à  $i_c$ , sont tous réfléchis.



No detecció d'una capa de velocitat decreixent amb la profunditat



La sismique de réfraction, qui a été la méthode choisie dans cette étude, consiste à générer des ondes sismiques en surface et à détecter celles qui subissent une réfraction totale le long des contacts de vitesses différentes.

Comme ces ondes sont plus rapides, ce sont les premières à arriver et, elles se distinguent parfaitement des suivantes.

Cette méthode donne bons résultats quand on essaye de délimiter le substrat rocheux, obtenir sa structure ou parcourir une couche de grande vitesse.

Généralement elle donne de bons résultats pour un modèle de couches de vitesses croissantes

avec la profondeur, mais quand il existe une couche de moindre vitesse intercalée aucune réfraction totale ne se produit et, par conséquent elle n'est pas détectée.

## **A2.2 Facteurs rattachés à la vitesse de propagation**

Il paraît essentiel de connaître les valeurs de la vitesse et, leurs variations, pour déterminer la profondeur et l'emplacement horizontal des réflecteurs et réfracteurs.

Même si la lithologie est le facteur qui influence la vitesse le plus évident, les vitesses des différents types de roches se chevauchent tellement qu'elles ne fournissent pas à elles seules une bonne base pour les différencier entre elles.

La porosité semble être le facteur le plus important et, la dépendance de celle-ci quant à la profondeur reliée à la pression fait que la vitesse soit sensible à ces facteurs.

### **A2.2.1 Effet de la lithologie**

Tel qu'on a commenté sur cela antérieurement, la vitesse n'est pas un bon critère pour déterminer la lithologie, puisque il existe un chevauchement des vitesses entre lithologies. À certains endroits les prédictions statistiques sont satisfaisantes quand elles se basent sur des données dans une même zone d'étude. Même si les données des ondes S sont plus dispersées que les P, la relation de la vitesse entre les deux ondes semble être un indicateur de la lithologie.

### **A2.2.2 Effet de la densité**

La densité d'une roche dépend directement des densités des minéraux qui la composent (sans tenir compte de l'effet de la porosité), de forme que généralement à hautes densités de grandes vitesses sont aussi observées.

### **A2.2.3 Effet de la porosité**

Cet effet est surtout dû aux roches sédimentaires. Ces roches peuvent être de deux types, clastiques et chimiques. Les premières sont formées par des fragments de minéraux et d'autres roches, avec d'appréciables vides interstitiels. Les roches déposées chimiquement peuvent être sujettes à recristallisation et dissolution, qui produisent aussi des cavités. Les matériels ignés et les roches dures, peuvent aussi être sujets aux effets de la porosité au moyen de la fracturation et microfracturation de la roche.



Géophone de composante verticale

Ces vides, en plus d'affecter à la vitesse au moyen de la densité volumétrique, ont aussi un effet direct sur la vitesse, puisqu'une partie de la trajectoire de l'onde se trouve dans des fluides qui remplissent les pores et, qui sont transmetteurs de basses vitesses.

La porosité décroît en augmentant généralement la pression litostatique, surtout dans des sédiments peu consolidés où la granulométrie est grossière.

#### A2.2.4 Effet de la pression de confinement

Tel comme on l'a dit, la porosité décroît en augmentant la profondeur (augmentation de la pression litostatique), par conséquent, en général la vitesse augmente avec la profondeur. Les constantes élastiques varient aussi en fonction de la pression. Ces effets sont attribuables à la structure des roches sédimentaires.

#### A2.2.5 Effet du fluide interstitiel

Les roches poreuses et sédiments, sont presque toujours saturées en fluides, en général eau et gaz. Le remplacement d'eau par gaz change la densité volumétrique (densité naturelle à densité saturée) et les constantes élastiques, et par conséquent aussi la vitesse de l'onde P et du coefficient de réflexion.

La nature du fluide interstitiel ne change pas de façon appréciable le module de coupure et, par conséquent la vitesse des ondes S varie légèrement (principalement parce qu'elle change la densité). On a proposé la relation de vitesse entre l'onde P et l'onde S comme une méthode pour différencier le fluide qui remplit l'espace poreux.

### **A1.3 Dispositif**

Le dispositif utilisé a été celui habituellement utilisé en sismique de réfraction. On dispose les géophones de manière alignée avec le point d'impact et on enregistre les ondes qui arrivent à chaque géophone.

On a utilisé des géophones de composant vertical avec une séparation équidistante entre eux.

Les arrivées des ondes en double sens ont été mesurées par les profils d'ondes P.

Pour cela un impact est réalisé au point D et on obtient ce qui est dénommé profil direct. Ensuite on refait un autre impact au point I enregistrant ce qui est dénommé le profil inverse.

La source d'énergie a été un marteau de 8 kg appliqué sur une plaque métallique à la surface du sol. Afin d'amplifier le signal sismique, de successifs impacts ont été réalisés à chaque point D et I. Le signal à chaque géophone produit par des impacts successifs s'est ajouté selon la technique appelée "stack".

## **A2.4 Calcul des propriétés élastiques**

### **A2.4.1 Justification de la méthode**

La théorie qui régit la propagation des ondes sismiques se base sur la théorie de l'élasticité, c'est-à-dire, une loi valide pour un moyen élastique, isotrope, homogène, continu et infini. Ces conditions se détournent de la réalité des problèmes présents dans la nature et, il existera plus d'erreurs quand on se placera plus loin de ces bases.

#### **Étude du bruit et calibration**



On sait que l'utilisation des formules de l'élasticité permettent de lier le module de Young (E), le coefficient de Poisson ( $\nu$ ), vitesse transversale et longitudinale. On utilise ces formules en tenant compte du fait qu'elles sont en théorie inapplicables, le milieu est donc anisotrope, non connu et pas idéalement élastique, mais puisque il s'agit de comparer les résultats obtenus avec d'autres endroits, les approximations qui peuvent être faites sont plus ou moins les mêmes.

Avec l'aide des vitesses de propagation de l'onde longitudinale et transversale, le coefficient de Poisson de l'endroit est calculé ainsi que le module de Young dynamique.

$$E_d = \frac{(1 - \nu)(1 + \nu)}{(1 - \nu)} V_L^2 = 2(1 + \nu) V_T^2$$

Ce procédé de calcul est utilisé très souvent, mais leur analyse est nécessaire avant n'importe-quelle conclusion.

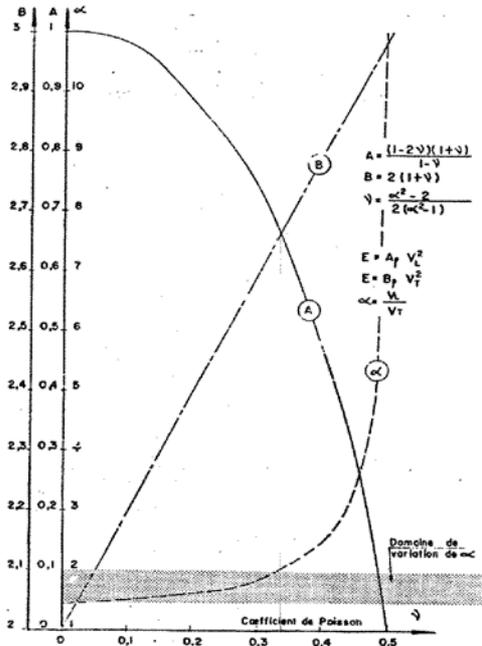
Les courbes de la figure suivante montrent de forme graphique les relations suivantes :

$$A = \frac{(1 - 2\nu)(1 + \nu)}{(1 - \nu)}$$

$$B = 2(1 + \nu)$$

$$\nu = \frac{\alpha^2 - 2}{2(\alpha^2 - 1)} \quad \text{on: } \alpha = \frac{V_L}{V_T}$$

$$\nu_d = (V_L^2 - 2V_T^2) / 2(V_L^2 - V_T^2)$$



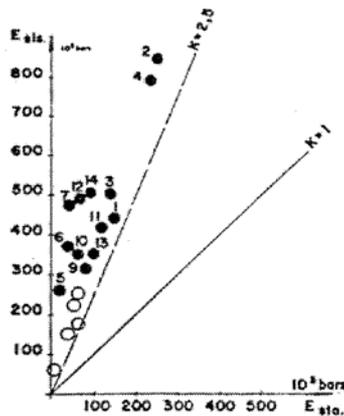
Relació entre coeficient de Poisson i velocitats de transmissió d'ones sísmiques

On peut constater qu'une petite variation de  $\alpha$ , reste pratiquement restreinte entre 1,5 et 2, et donne lieu à une grande variation du coefficient de Poisson.

Ainsi donc le coefficient de Poisson peut être sujet à une erreur marquée si on ne mesure pas soigneusement la vitesse longitudinale (ondes P,  $V_L$ ) et la vitesse transversale (ondes S,  $V_T$ ), et si on s'abstient d'utiliser un coefficient de Poisson arbitraire comme cela arrive d'habitude très souvent.

Si on choisit arbitrairement le coefficient de Poisson les modules sont connus avec 20% d'erreur, admettant que  $0,15 < \nu < 0,3$  pour les roches. Pourtant dans le cas des roches, les coefficients de Poisson dynamiques (sismiques) et des statiques (laboratoire) varient 10% de moins.

On a voulu relier les modules dynamiques et les statiques (E, obtenus à partir de la branche de décharge d'essais de charge). Les valeurs mesurées de la relation Edynamique / Statique donnent une valeur moyenne de 4, mais elles varient entre 1 pour des roches parfaitement saines et 19,6 (SALAS et al., 1984), la relation croît avec le degré de fracturation.



Études géologiques, géotechniques. Géophysiques, hydrogéologiques, écologiques, risques géomorphologiques et services científico-techniques.

D'autres auteurs ont trouvé des relations  $E_d/E_e$  entre 2,9 et 13 ;  $E_d/E_e$  entre 1,4 et 16,6; et 3 à 11 (LINK, 1964 ; ONODEKA, 1963). Ce dernier auteur montre que les relations entre ces modules restent situées sur la bande gauche de la ligne  $E_d/E_e = 2,5$ . Les terrains durs s'approchent de cette ligne, tandis que les terrains fracturés s'éloignent.

On est arrivé à corréler expérimentalement  $K$  et le RQD obtenu (DEERE, 1966) et, on a aussi relié la fracturation et la fréquence de forme que le module statique, calculé à partir d'essais de charge, serait représentatif de la fracturation d'un massif et le module dynamique représentatifs de l'élasticité de la matrice.

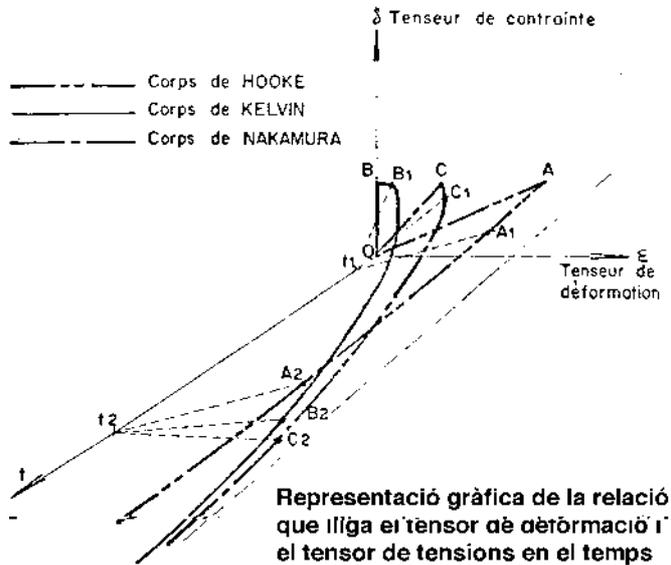
Pourtant pour les relations existantes entre fréquence et perte d'énergie, aussi bien qu'entre longueur d'onde et distance, il semble que la comparaison de la relation  $E_d/E_e$  dépend d'un autre facteur plus que du degré d'altération.

Pendant le développement des essais statiques, les cycles de pression s'effectuent beaucoup plus lentement sur un échantillon au laboratoire, que ceux qui se produisent dans au cours de la propagation des ondes sismiques. Une des raisons de la différence des deux types d'essai est d'une part le temps de la réalisation de ceux-ci et, d'autre part la rigidité aux petites déformations propres aux essais sismiques, il peut paraître très supérieur à la rigidité mesurée en rangs de déformations propres des essais de compression réalisés au laboratoire.

Normalement on distingue la vitesse de l'exécution des cycles de charge d'un essai statique à la fréquence de tensions alternées dans le cours d'un phénomène dynamique. Il semblerait aussi, d'après des observations de SUSTRUNCK (1956) que la différence croît de forme exponentielle avec la fréquence.

LANGER (1965) et BUCHHEIM (1961) ont étudié ce phénomène. Ils définissent un certain nombre de modèles mathématiques susceptibles de représenter la loi de la matière des corps et, on donne ici un résumé du sujet :

Le corps d'Hooke, est un modèle d'un milieu idéalement élastique.



Le corps de Maxwell, est un modèle de fluide qui, au repos, peut avoir des tensions non hydrostatiques passagères qui se dissipent avec le temps (relaxation).

Le corps de Newton, est un modèle de fluide visqueux.

Le corps de Kelvin, résulte de la combinaison d'un corps de Hook et d'un corps de Newton.

Le corps de Nakamura, résulte de la combinaison d'un corps de Hook et un de Kelvin.

Dans le cas du corps de Hook, la déformation suit de forme instantanée et linéale la tension (point A) pendant un temps très court (A1), la déformation et l'effort n'ont pas changé, puisqu'ils sont indépendants du temps.

Dans le corps de Kelvin, pour un temps très petit on aurait, pour l'application d'un effort déterminé, des déformations infiniment petites, avec des modules élastiques infinis qui ne sont mesurés pratiquement jamais.

Dans le cas de Nakamura, pendant un temps très court (essai dynamique), est obtenue une relation effort-déformation comme celle obtenue en suivant le modèle d'Hook et tout de suite avec le temps, une relaxation complémentaire de type Kelvin.

La différence réside donc dans le temps d'application de l'essai. Dans le cas d'un essai dynamique et un corps de Nakamura la déformation obtenue est moindre que pour le même corps et un essai statique, par conséquent un module de déformation majeure.

### A2.4.1.1 Calcul des modules élastiques dynamiques

Pour le calcul du module de Young dynamique on utilisera les expressions suivantes :

$$Ed(V_L) = V_L^2 \cdot \delta (1 - 2 \nu_d) (1 + \nu_d) / (1 - \nu_d)$$

$$Ed(V_T) = V_T^2 \cdot 2\delta (1 + \nu_d)$$

Pour le calcul du module de cisailles dynamique ou de rigidité, Gd, on utilisera la relation suivante :

$$Gd = Ed / 2(1 + \nu_d)$$

Pour le calcul du module de compressibilité dynamique, Kd, on utilisera la relation suivante :

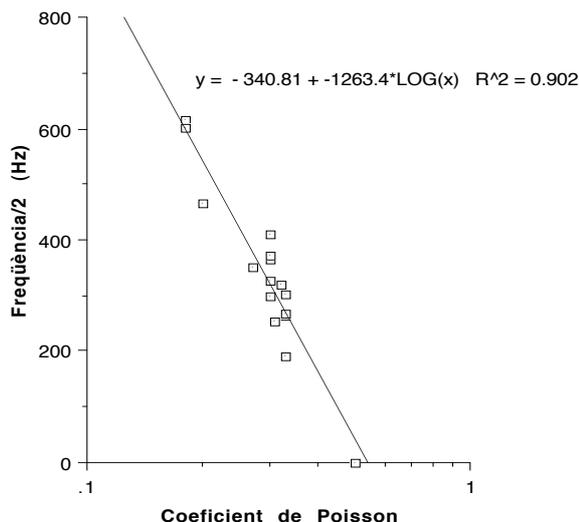
$$Kd = Ed (1 - \nu_d) / ((1 + \nu_d)(1 - 2 \nu_d)) - 4/3 Gd$$

À partir des données de différents auteurs, on observe qu'il existe une corrélation potentielle entre la fréquence des ondes S et le module de déformation statique.

En même temps on observe aussi qu'il existe une corrélation logarithmique entre le coefficient de Poisson et la fréquence des ondes S, qui est la suivante :

$$V_T/\lambda_T = 2^*(-340,82-1263,4* \text{Log}(\nu))$$

**Relació entre el coeficient de Poisson i la freqüència de les ones transversals**



Pour trouver une approche du module de déformation statique on peut utiliser la régression pour obtenir la fréquence des ondes S. À partir d'ici on peut connaître l'ordre de magnitude du module statique.

La relation entre le module de Young statique et la fréquence est de type potentiel. Les données des différents auteurs correspondent à des essais sismiques réalisés en roche, pourtant il existe peu de données pour des sols. La relation potentielle qu'on utilisera pour les sols est la suivante :

$$\text{Statique} = 10^{(e^{(\ln(V_T/\lambda_T^B)+A)})}$$

Où les valeurs des coefficients A et B peuvent varier, tel que l'on l'observe sur le graphique adjoint.

Relació entre la freqüència i el mòdul estàtic

