



Geologia, geotècnia i
serveis científico-tècnics

- ANNEX DE DOCUMENTACIÓ -

SÍSMICA DE REFRACCIÓ I LA PRECONSOLIDACIÓ EN SEDIMENTS GLACIALS

Direcció:

Valentí TURU i MICHELS
Carrer Dr. Nequi 4-1^o3^a
AD500 Andorra la Vella
Telèfon i fax: 321815 - 820323
E-mail: igeotest@myp.ad
<http://www.igeotest.ad>

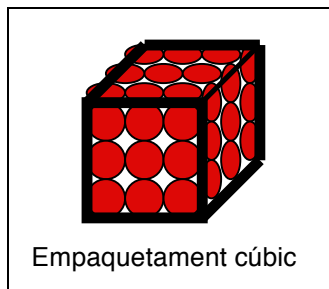
A-1 PRESSIÓ DE PRECONSOLIDACIÓ I SÍSMICA DE REFRACCIÓ

En la propagació de les ones creixent en fondaria, la porositat decreix a l'augmentar la profunditat (augment de la pressió litostàtica), per tant en general la velocitat augmenta amb la profunditat. Les constants elàstiques també estan en funció de la pressió.

Aquest efecte és atribuïbles a l'estructura interna dels sediments i roques sedimentàries.

Es pot assimilar aquesta estructura a l'empaquetament de les seves partícules segons una simetria donada.

Un dels empaquetaments densos estudiats és el cúbic i, consisteix en simplificar les partícules del sediment per una sèrie d'esferes idèntiques apilades segons un patró cúbic i sotmeses a una pressió compressiva \mathcal{P} (SHERIFF i GELDART, 1991).



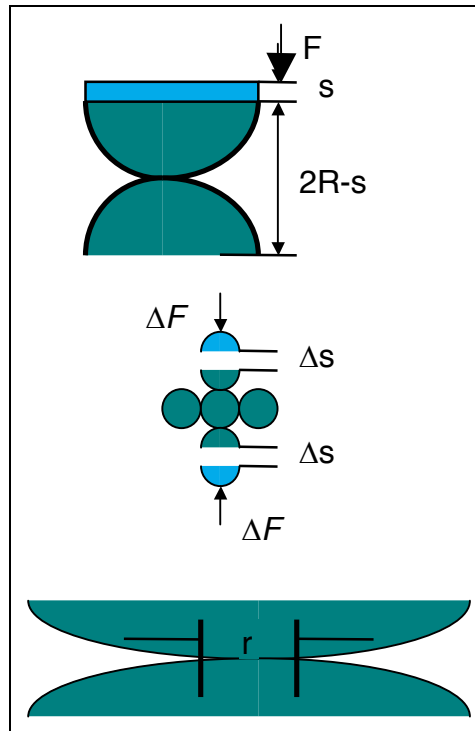
Si el radi de les esferes és R , la força que pressiona dues esferes adjacents juntes és la força total que actua sobre una capa de $n \times n$ esferes (és a dir $[2Rn]^2 \mathcal{P}$) dividida pel número d'esferes (n^2), o $F = 4R^2 \mathcal{P}$. Aquesta força fa que un punt de contacte es converteixi en un cercle de contacte de radi r i que els centres es moguin i s'apropin entre sí amb una distància s , estant relacionades tant r com s , llavors amb R , F i les constants elàstiques E , ν de les esferes mitjançant les equacions d'Hertz, s'obté que:

$$r = [3 (1 - \nu^2) R F / 4 E]^{1/3}$$

$$s = [9 (1 - \nu^2)^2 F^2 / 2 R E^2]^{1/3}$$

Quan passa una ona longitudinal \mathcal{P} canvia en $\Delta \mathcal{P}$ i provoca canvis ΔF ($=4R^2 \Delta \mathcal{P}$) i $\Delta \nu = -2R\varepsilon$, on ε és la deformació a la direcció F . Així el mòdul elàstic efectiu K és:

$$K = - \Delta \mathcal{P} / \varepsilon = [(3E^2 \mathcal{P} / 8) (1 - \nu^2)^2]^{1/3}$$



La densitat promig és el pes d'una esfera dividit entre el volum del cub circumscribit, és a dir $\underline{\delta} = (4/3 \Pi R^3 \delta) / (2R)^3 = 1/6 \Pi \delta$, on δ és la densitat del material de les esferes.

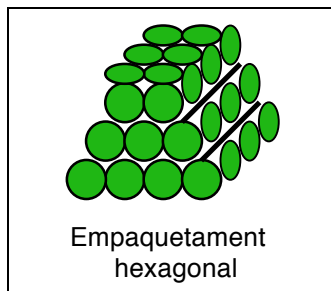
Així, per la velocitat de la ona longitudinal, $V_{\text{cúbica}}$, s'obté:

$$V_{\text{cúbica}} = [K / \underline{\delta}]^{1/2} = [81 E^2 \mathcal{P} / (1 - \nu^2)^2 \Pi^2 \delta^2]^{1/6}$$

Per un empaquetament cúbic compacte (hexagonal) la velocitat a una profunditat donada de esferes és i un raig incident vertical:

$$V_{\text{hexagonal}} = [128 E^2 g z / (1 - \nu^2)^2 \Pi^2 \delta^2]^{1/6}$$

On g és l'acceleració de la gravetat. Com \mathcal{P} és proporcional a z , les dues equacions donen la mateixa variació de velocitat amb la profunditat.



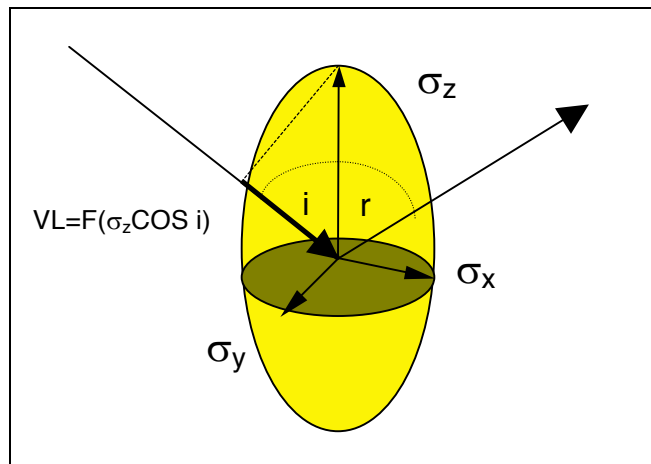
La variació existent entre la mesura de les ones P i la que teòricament ha de ser, pot evidenciar anomalies de subpressió o sobrepressió. En el primer cas és conseqüència de l'existència d'un fluid intersticial a pressió (nivell piezomètric d'un aqüífer confinat per exemple). El segon cas és producte d'una pressió remanent, que per motius geològics ha deixat de ser efectiva (preconsolidació o sobreconsolidació de terres).

Tant en un cas com a l'altre, la deformació generada al sediment per la pressió exercida amb anterioritat continua existint en el sediment.

La deformació que el sediment ha experimentat es un tensor de tercer ordre i la seva forma és un el·lipsoid. El vector de major deformació és paral·lel a la tensió de sobreconsolidació, mentre que els altres estan en funció d'aquests per les següents relacions:

$$\sigma_x = K_o \sigma_z$$

$$K_o = [\nu / (1 - \nu)]$$



La velocitat de les ones P es veu afectada per la compacitat del sediment, de forma que està en funció de la mateixa mitjançant les formules anteriorment exposades ($V_{\text{cúbica}}$, i $V_{\text{hexagonal}}$).

Les equacions anteriors són vàlides per un raig que incideix 0° respecte a la normal dels plans de les esferes empaquetades, fet que resulta pràcticament infreqüent quan es realitza un perfil sísmic.

Com ja s'ha comentat anteriorment, per la llei de SNELL, el raig incident i el reflexat són el mateix respecte a la normal del contacte entre els dos medis, així doncs cal dividir per un factor de correcció les equacions de la velocitat per obtenir la que seria la vertical, que s'obté a partir del cosinus de l'angle incident.

