



Geologia, geotècnia i
serveis científico-tècnics

- ANNEX DE DOCUMENTACIÓ -

PRECONSOLIDACIÓ EN SEDIMENTS MORRÈNICS

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.4 IMPLICACIONS GLACIOGÈNIQUES DELS ASSAIGS

A.4.1 Implicacions glaciogèniques de les diferents preconsolidacions

Els assaigs realitzats a diferents profunditats per cada sondatge reflexen, en general, una evolució de la preconsolidació decreixent. És a dir que els sondatges profunds, a diferència dels més superficials, presenten un major nombre de preconsolidacions amb pressions de fluència més importants si la sèrie sedimentària és normal, és a dir que no existeixi cap pla de falla o discordança sedimentària.

A.4.1.1 **Càlcul de la pressió de preconsolidació en base als assaigs pressiomètrics**

Les deformacions glaciotectòniques tenen lloc en una gran varietat de condicions (en front de la glacera, en una posició marginal, sota el centre d'una potent llengua glacial). Les deformacions acostumen a produir-se en l'avenç de la glacera, durant la fase de màxima expansió o en fases de recessió. Qualsevol tipus de material, ja sigui el substrat rocós com els sediments quaternaris pot haver estat afectat. Existeixen diferents factors que són necessaris per a l'existència d'una deformació glaciotectònica, com per exemple la topografia local, el tipus de substrat rocós, la dinàmica glacial i la presència d'aigua.

Aquests factors poden variar considerablement en distàncies curtes en el temps, no obstant el gradient de pressió lateral sempre és present dins de la zona enllaçada, independentment de la natura del substrat o del moviment de la glacera. Aquest últim factor (gradient de pressió) és la causa fonamental de la deformació glaciotectònica. (ROTNICKI, 1976; van der WATEREN 1985).

La deformació glaciotectònica te lloc quan els esforços (= pressió) que transfereix la glacera excedeix la resistència del material que es troba sota els esforços glacials. Una glacera imposa dos tipus de esforços en el llit glacial: (1) un esforç vertical que correspon a la columna de gel situat a sobre del punt considerat (= pressió glacioestàtica), i (2) un esforç tallant que correspon al moviment del gel pel seu llit (= esforç glaciodinàmic). La pressió glacioestàtica esta en funció de l'espessor de gel (H en metres) i la densitat del glaç (=0,9 g/cc):

$$\sigma_{zi} = 0,9 * H / 10 = 0,09H \text{ en Kg/cm}^2$$

L'esforç equival a 90 Kg/cm² per cada 1000 metres d'espessor de gel.

L'esforç tallant creat per el moviment de glaç resulta ser molt menor, en la majoria de les situacions és únicament de 1 a 2 Kg/cm², amb valors màxims de 10 Kg/cm² on el substrat es troba glaçat o en els promontoris de roca (WEERTMAN, 1961 i van der WATEREN, 1985).

La càrrega vertical de gel crea una pressió glacioestàtica en el substrat, el qual és independent del moviment de la glacera. La pressió glacioestàtica resulta ser igual i uniforme en totes les direccions en el contacte entre la colona de gel i el substrat, no obstant l'espessor de la glacera no es constant.

El gruix de gel varia, particularment a prop del marge, on augmenta ràpidament des de zero en el marge a varis centenars de metres en alguns quilòmetres cap el centre de la glacera. Aquesta disminució o augment de gel genera un gradient de pressió lateral independentment del moviment de la glacera. El gradient de pressió lateral pot calcular-se fàcilment per situacions on l'espessor de glaç és conegut (**figura 1**).

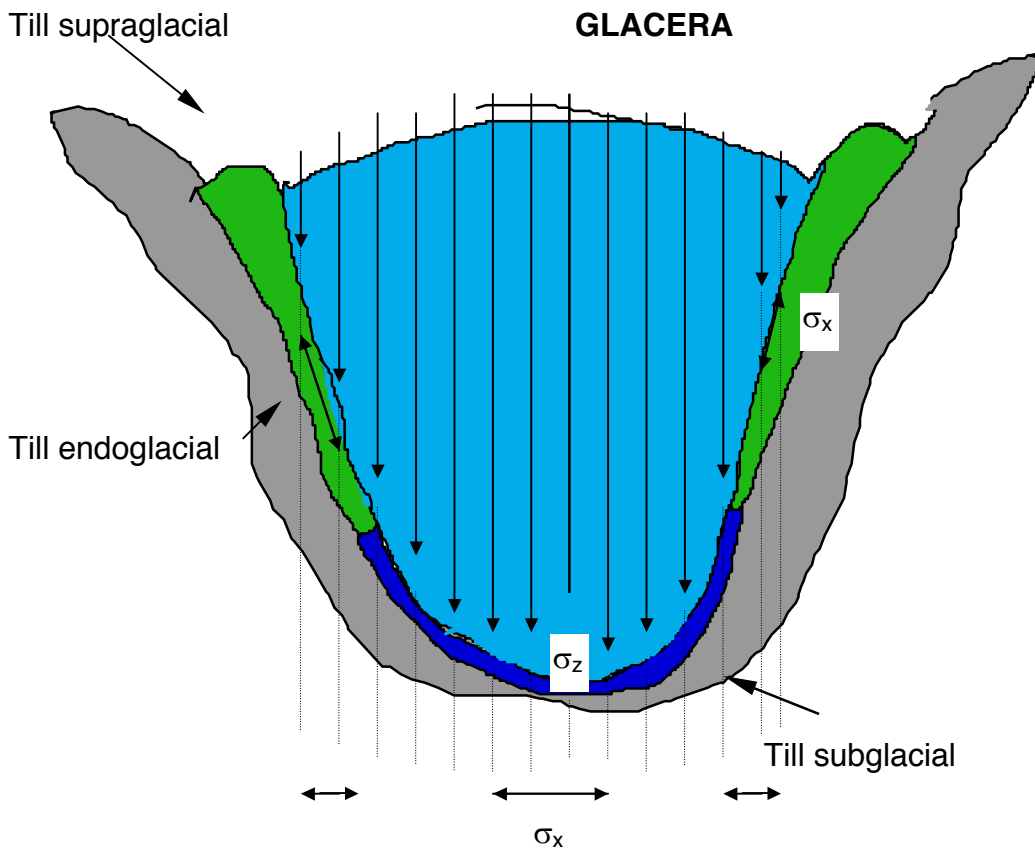


FIGURA 1

Part de la càrrega glacioestàtica es transmesa al substrat de forma perpendicular a la superfície del mateix.

La relació entre l'esforç vertical (σ_{zi}) i l'horitzontal (σ_x) és donat pel coeficient de Poisson (ν), així com pel coeficient d'esforços en repòs (K_σ):

$$\sigma_x = \sigma_{zi} \cdot \nu / (1-\nu)$$

$$K_\sigma = \sigma_x / \sigma_{zi}$$

Per sediments glacials i materials granulars, el coeficient de Poisson és proper a 0,2, així aquest valor serà utilitzat per diferents càlculs (van der WATEREN 1985), així:

$$\sigma_x = 0,25 \sigma_{zi} = 0,0225 H$$

Per una glacera de vall aquesta expressió queda de la següent forma:

$$\sigma_x = \nu / (1-\nu) \cdot \sigma_{zi} \cdot \cos(\alpha)$$

On “ α ” és l'angle de contacte entre la horitzontal i la superfície de contacte amb el substrat i ν el coeficient de Poisson. Donat que la pressió vertical varia amb l'espessor de gel, també ho farà l'esforç horitzontal al llit glacial segons la situació considerada. El gradient de pressió lateral entre dos punts resulta ser la diferència entre els esforços horitzontals d'aquests punts:

$$\Delta \sigma_x / 2 = \sigma_{x1} - \sigma_{x2} = (\nu / (1-\nu)) \cdot (H_1 - H_2)$$

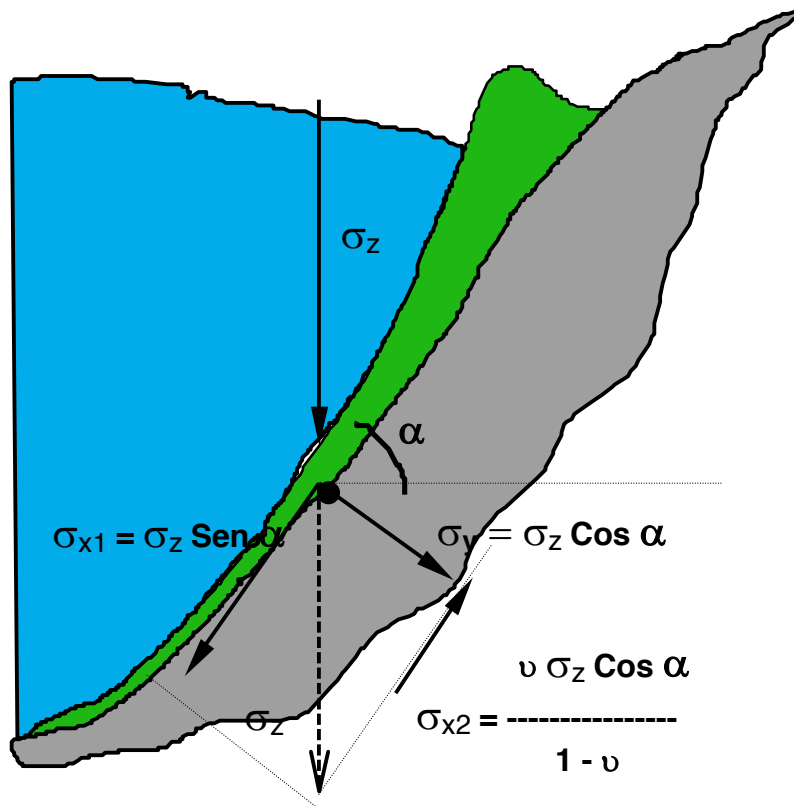
Per altra banda, les diferències d'esforços horitzontals són acumulatius, de forma que:

$$\Sigma \Delta \sigma_x = \Delta \sigma_x / 2 + \Delta \sigma_x / 3 + \Delta \sigma_x / 4 + \dots$$

Aquest fet implica que com més cap els extrems de la glacera (al centre i marge d'aquesta) existeix un major esforç horitzontal. La combinació d'aquests esforços (el vertical i l'horitzontal) poden generar fractures i deformacions en els sediments infrajacentes. La pressió lateral deuria ser idealment acumulatiu a través de llargues distàncies, des del centre de la glacera fins als seus marges. No obstant a la realitat, l'acumulació d'aquesta pressió lateral queda restringida a uns 10 Km. El gradient de pressió lateral en una llengua glacial és màxim a prop del marge d'aquesta (zona d'ablació), mentre que en secció transversal resulta ser màxima al marge i al centre de la mateixa. És justament aquesta càrrega desigual la principal causa de la deformació glaciectònica del substrat. Cal afegir a aquest l'esforç glaciodinàmic generat pel moviment del gel (si les direccions són paral·leles).

A la **figura 2** s'han representat les distribucions dels esforços a partir de la sobrecàrrega de la glacera.

FIGURA 2:



Hom pot distingir a dita figura l'esforç normal (σ_y) i el tangencial ($\sigma_{x1} + \sigma_{x2}$). Dins dels esforços tangencials cal distingir la component tangencial ($\sigma_{x1} = \sigma_z \text{ Sen } \alpha$) de la sobrecàrrega de la glacera (σ_z). L'altre esforç tangencial resulta ser l'esforç de tangencial producte de l'aplicació de l'esforç normal ($\sigma_y = \sigma_z \text{ Cos } \alpha$) sobre el substrat ($\sigma_{x2} = \nu / (1 - \nu) * \sigma_z \text{ Cos } \alpha$).

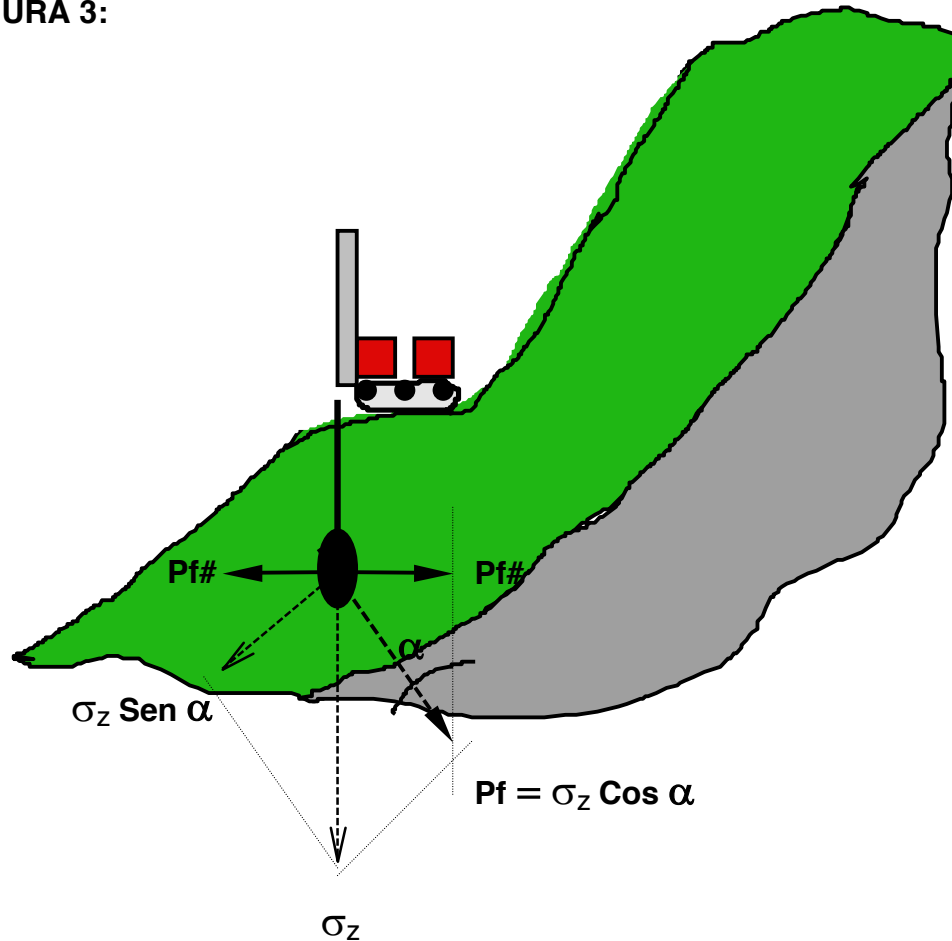
En el substrat, l'esquelet del sediment s'ordena segons l'el·lipsoid d'esforços, és a dir que aquests esforços queden enregistrats dins de l'estructura sedimentària del substrat, fet que li confereix unes característiques geomecàniques pròpies que estan en funció de la sobrepressió de glaç i la pressió intersticial.

Milers d'anys després, l'història de tensions continua remanent dins dels dipòsits glacials.

Durant l'execució dels assaigs pressiomètrics hom observa com evoluciona aquest material en un pla horitzontal, és a dir que l'assaig *in situ* pot no estar orientat segons les direccions dels màxims esforços, per la qual cosa es pot detectar una sobreconsolidació menor ($Pf\#$) de la que realment es (Pf).

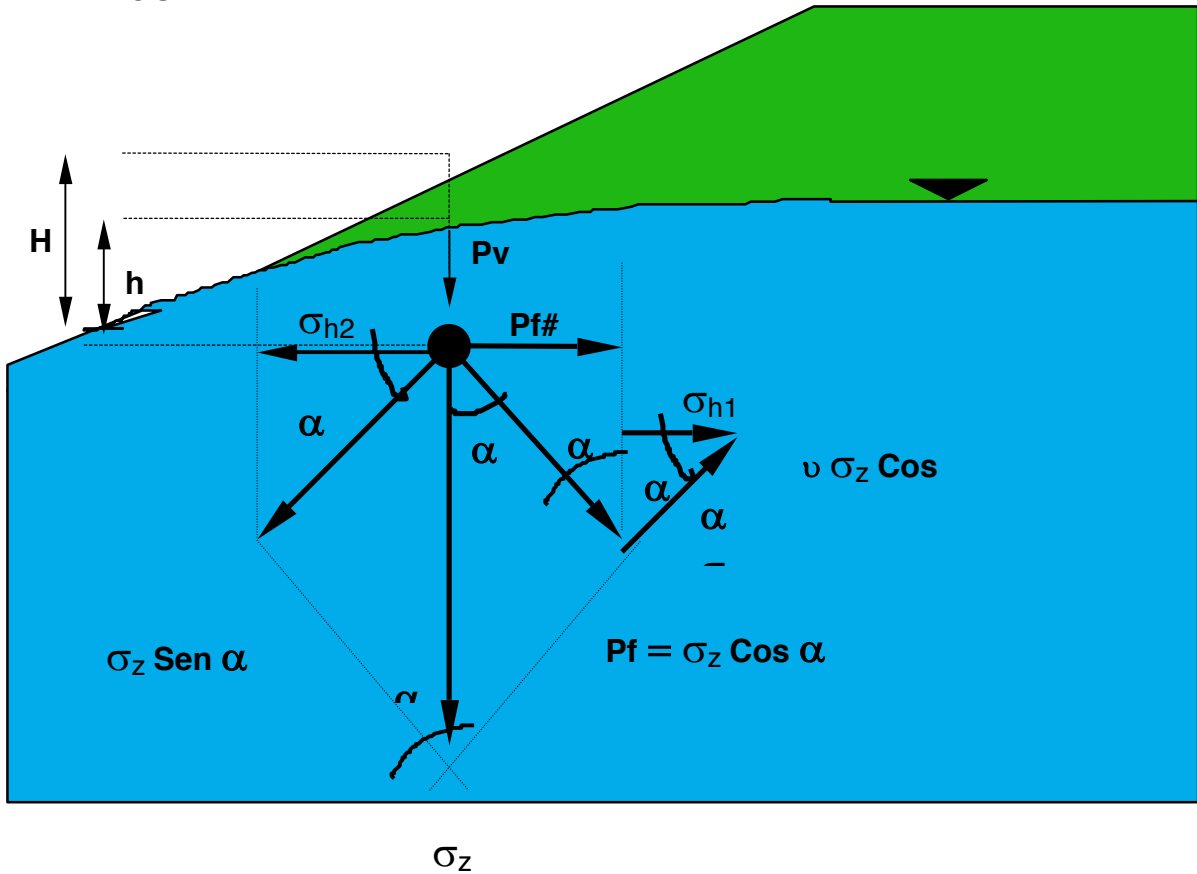
A la **figura 3** hom pot observar com la pressió de fluència detectada no és més que la projecció d'aquesta sobre el pla horitzontal de l'esforç normal ($\sigma_y = \sigma_z \cos \alpha$).

FIGURA 3:



Durant la realització de l'assaig pressiomètric hom detecta la pressió de fluència (P_f) que esta en funció de l'esforç normal (σ_y) i de la pressió horitzontal de la sobrecàrrega de terres del sediment (P_h), per la qual cosa si es resta a la pressió de fluència la sobrecàrrega de terres del sediment ($P_f^* = P_f - P_h$), s'obtindrà la projecció en el pla horitzontal de l'esforç normal de sobrecàrrega de glaç. Si hom descomposa els vectors que han actuat en el sediment s'obté l'esquema de la **figura 4**.

FIGURA 4:



Així doncs, segons aquesta figura s'obtenen les següents equacions:

$$Pv = (H - h) * \delta_s + h * \delta_{sw}$$

$$Ph = K_o (Pv - U) + U$$

$$K_o = k - \text{Sen } \phi$$

terres en repòs

$$Pf = \sigma_z \text{Cos } \alpha$$

0,95

$$Pf\# = \sigma_z \text{Cos } \alpha * \text{Sen } \alpha$$

$$\sigma_h = (\sigma_{h2} - \sigma_{h1})$$

$$\sigma_h = (\sigma_z \text{Sen } \alpha - v / (1 - v) * \sigma_z \text{Cos } \alpha) \text{Cos } \alpha$$

δ_{sw} = Densitat saturada

δ_s = Densitat seca

U = Pressió intersticial

K_o = Coeficient de

k = Variable entre 1 i

ϕ = Angle de fregament intern

Un fet important que s'obté a partir d'aquests resultats és que la pressió de fluència és exactament la pressió de sobreconsolidació quan $\alpha = \pi/2$, ja que està en funció del cosinus d'aquest angle, és a dir a la base de la glacera.