

III-8 不均等地盤の圧密計算例

大阪市立大学工学部

三笠正人

〃

高田直俊

〃

大学院 東田 淳

まえがき 均一な圧密特性を有する粘土地盤の一次元圧密の解法は、理論的には一応解決されているが、実際の地盤はその漸積過程からみても均等な場合はまれであり、ほとんどの場合不均等地盤の圧密問題として扱わなければならない。

不均等地盤に対するこれまでの圧密理論は^(1,2) Terzaghiの圧密理論を拡張したもののであるから、圧密係数の圧密中の変化は無視している。三笠は先に均等地盤に対して、圧密係数の変化を考慮した圧密理論⁽³⁾を導いたが、これを不均等地盤に拡張した圧密方程式を導き、これを用いて行なった簡単な計算例をすでに報告した。^(4,5)今回は2つの地盤条件を設定して上記方程式を計算した結果を例示し、計算手法を説明する。

不均等地盤の圧密方程式 異なった f - $\log p$ 関係を持つ土に共通な圧密の程度を示す量として f - $\log p$ 曲線上の2つの圧力を示す p_1, p_2 ($p_2 > p_1$)における体積比 f_{p_1}, f_{p_2} を用いた。

$$F_r = \frac{f - f_{p_2}}{f_{p_1} - f_{p_2}} \quad \text{--- (1)}$$

を相対体積比と名づけ、 f のかわりに F_r を用いて

$$\text{相対ヒズミ} \quad \epsilon_r = \int d\epsilon_r = \int \frac{-dF_r}{F_r} \quad \text{--- (2)}$$

$$\text{相対体積圧縮係数} \quad m_{vr} = \frac{d\epsilon_r}{dp} \quad \text{--- (3)}$$

$$\text{相対圧密係数} \quad C_{vr} = \frac{k}{m_{vr} \gamma_w} \quad \text{--- (4)}$$

を定義する。これによって F_r, ϵ_r, m_{vr} は土質(f - $\log p$ 関係)によらず、圧力だけに係る量となる。これらの諸量を用いると不均等地盤の一次元圧密の一般方程式は次の式(5)で与えられる。

$$\frac{\partial \epsilon}{\partial t} = C_{vr} \left\{ \frac{\partial^2 \epsilon_r}{\partial z^2} - \frac{d}{d\epsilon_r} (m_{vr} \delta') \frac{\partial \epsilon_r}{\partial z} \right\} + \frac{\partial C_{vr}}{\partial z} \left(\frac{\partial \epsilon_r}{\partial z} - m_{vr} \delta' \right) \quad \text{--- (5)}$$

右辺{ }内の第2項は自重の影響を示す項で δ' は土の水中単位体積重量である。右辺第2項は C_{vr} の変化の影響を示す項である。今回の計算例では C_{vr} は地盤の深さ方向に変化し圧密中は変化しない場合であるので式(5)は

$$\frac{\partial \epsilon}{\partial t} = C_{vr} \left\{ \frac{\partial^2 \epsilon_r}{\partial z^2} - \frac{d}{d\epsilon_r} (m_{vr} \delta') \frac{\partial \epsilon_r}{\partial z} \right\} + \frac{dC_{vr}}{dz} \left(\frac{\partial \epsilon_r}{\partial z} - m_{vr} \delta' \right) \quad \text{--- (6)}$$

となる。式(6)の諸係数は

$$m_{vr} \delta' = \frac{0.4343 C_c (G_s - G_w) \gamma_w}{f \cdot p \cdot F_r (f_{p_1} - f_{p_2})} \quad \text{--- (7)}$$

$$\frac{d}{dEr} (M_{vr} f') = \frac{0.4343 C_c (G_s - G_w) \delta w}{f P Fr (f_p - f_{p2})} \left(\frac{f - f_{p2}}{f} - \frac{f - f_p}{0.4343 C_c} + 1 \right) \quad (8)$$

となる。計算は式(6)を差分式に直し、 C_{vr} 、 Er 、 Fr 、 C_c 、 f 、 f_p 、 f_{p2} (P 、 P_2 は全層にわたって一定)の値はそれぞれのZの位置の値を用いて適当な時間差分 Δt と空間差分 ΔZ のもとで逐次計算していく。

計算例.1

地盤条件

：粘土層は
20mで両面
排水条件と
する。 $C_c =$
0.01 ($\omega_L =$

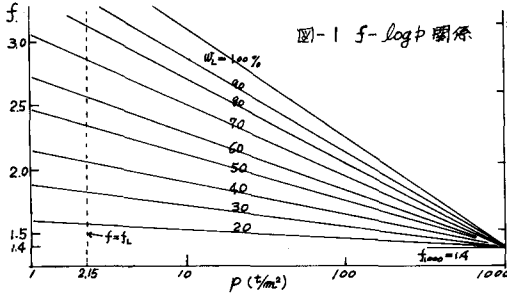


図-1 $f - \log p$ 関係

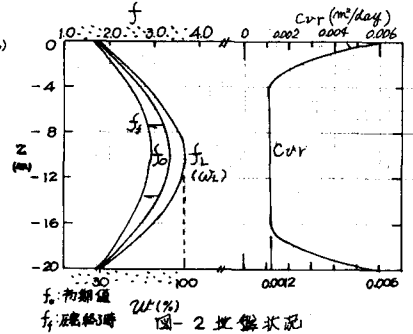


図-2 地盤状況

15)とし ω_L によって図-1のように変化するものとする。 f_p は $P=5$ kgf/cm²の体積比とした。 ω_L の分布は図-2のように粘土層の上下端で30%、中央部で100%のSineカーブで、中央部で粘土分が多く、西端で砂分の多い場合を設定した。 C_{vr} は式(4)で定義されるが、 M_{vr} は土質によらない量であるから C_{vr} の深さ方向の変化は結局 f の変化に比例することになる。 f と ω_L の関係は粘土分がある程度以上になると同じ圧密圧力の下では同じ値をとる傾向が認められるので $\omega_L = 65 \sim 100\%$ で $C_{vr} = 0.0012$ m/day、30%において 0.006 m/day ($= 0.0012 \times 5$)とし、65%~30%の間は C_{vr} の対数が片対数紙上で直線となるように結んだ。 C_{vr} の値を図-2に示す。

荷重条件: 粘土の初期状態は最初全層にわたって5kgf/cm²の応力状態(このときの f の分布を図-2の f_0 で示す)にあるものとし、この粘土層がさらに5kgf/cm²の上載荷重と自重によって圧密する場合を計算した。なお粘土層の上下面の水位は等しいものとする。

計算結果: 図-3は Er 、図-4は Σ の等時線である。ここに $\Sigma = (f_0 - f)/f_0$ で各深さでの圧密度に比例する値である。図-4を熱伝導型の圧密の場合と比較すると、粘土分の多い中央部の圧密の進み方が透水性の高い両端に比べてかなり遅れる。

また粘土層の下部は上部に較べて圧密の進み方が速いが、これは自重の影響である。図-5には時間-圧密度曲線を示す。おそはおそ5400日となっている。次に $C_u = f/(f - f_{p2}) \times C_{vr}$ から f の初期値に対する C_{ua} 分布(C_{vr}

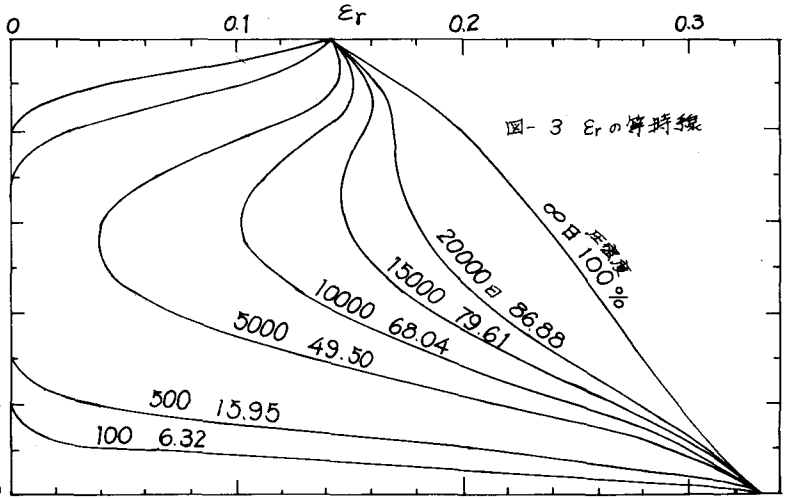


図-3 Er の等時線

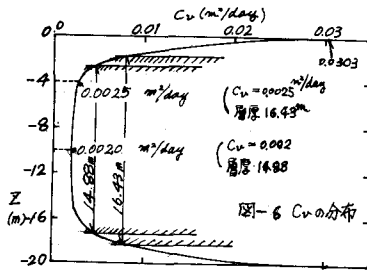


図-6 C_v の分布

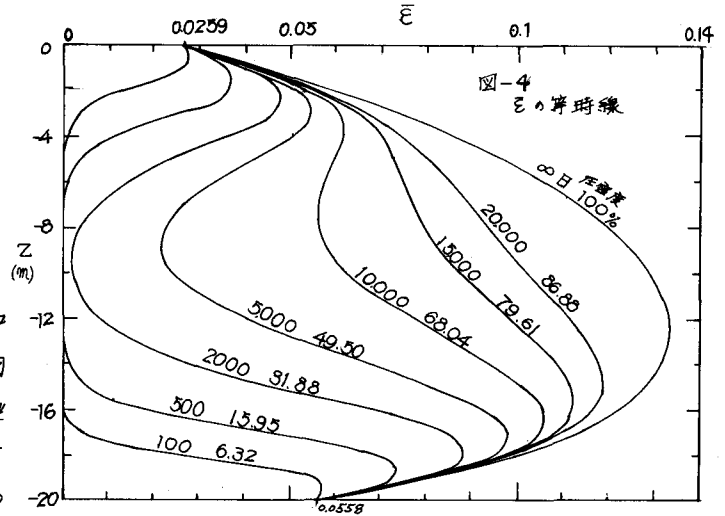


図-4 E_r の等時線

が圧密中一定の場合には C_v は圧密中増加することになる) を求めると図-6 のようになる。ここで熱伝導型の圧密で層厚 20 m、 $t_{50} = 5400$ 日の場合の C_v の値を求めると $C_v = 0.0037$ m²/day となる。図-5 には C_v を、図-6 における最小値 0.002 m²/day としたときの熱伝導型の時間-圧密度曲線を参考として描いたが、これら 2 つの曲線の形は計算方法が非常にちがうにもかかわらず重ね合わせることができるといえる。また C_v の最小値 0.002 m²/day および上下端を除いた平均的とみられる -4 m、-16 m 付近の 0.0025 m²/day の値を用いて

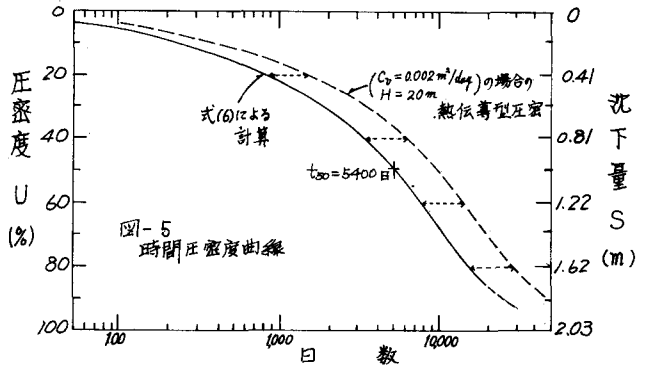


図-5 時間圧密度曲線

$t_{50} = 5400$ 日となるような熱伝導型圧密の層厚を計算するとそれぞれ 14.88 m、16.43 m となり、図-6 のような C_v の分布型の地盤に対して圧密速度の概略を知る際の C_v 、あるいは層厚の代表値を選ぶ際の目安になる。

計算例2

地盤条件: 粘土層厚は 8 m で両面排水である。図-7 の w_L の分布と図-8 の圧密試験の $\sigma - \log p$ 関係から粘土層を 4 つに区分し、各層に対し図-8 の $\sigma - \log p$ 関係を適用する。 f_R 、 f_0 はそれぞれ $R = 0.001$ 粘土、 $R = 100$ 粘土の体積比を用いた。 C_{ur} の値は -5 ~ -5.8 m の砂分の多い層に対して図-8 から 0.0036 m²/day を用いるほかは 0.0012 m²/day とし、圧密中は変化しないものとする。

荷重条件: 図-7 の f_0 の分布を初期条件とし、5 粘土の上載荷重と自重によって圧密する場合について計算する。なお粘土層の上下面の水位は等しいものとする。

計算結果: 図-9 に E_r の等時線を示した。この場合は $R = 0.001$ 粘土とったため、 E_r の初期値は 0 とはならず、また地盤条件は実際の地盤を用いているため f_0 の分布が不規則な分布をとっており、その

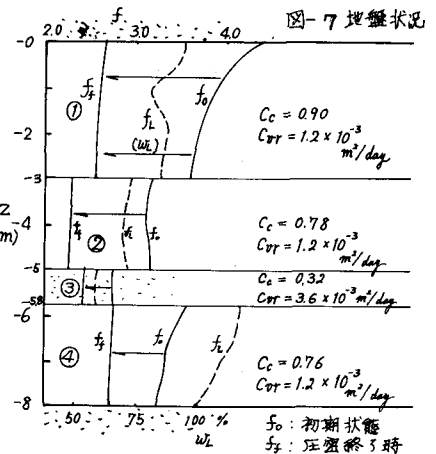


図-7 地盤状況

ために圧密の初期に計算上膨張に相当する部分がでてくるが、500日を過ぎるとなめらかなカーブになり以降はスムーズな経過をたどっている。図-9をよくみると5m又は8mのCurの大きい層（右の大きい層）では等時線はやや歪っており、この層の両隣の層の境界付近ではこの影響を受けている。図-9はEの等時線が土質が不連続に変わるため、層の境界でのEも不連続となる。図-10は時間-圧密度曲線を示す。この曲線の形は先の場合と同様に熱伝導型圧密と非常に似た形をしている。

あとがき

土質が深さに対して連続的に変化する場合と層状をなして不連続的に変化する場合の計算例を示したが、いずれもひとつの圧密方程式によって計算することができる。この方程式は圧密

中の m_v , k , 圧

密圧力等の変化

自重の影響を考

慮しており、土

質（ $f-l-p$ 曲

線）、初期含水

比の仕様の分布

に対して計算で

きるものである

が、圧密中の層

厚の変化の影響は

だけはまだ考慮し

ていない。こ

の点は今後の課題である。

この計算に当って神戸製鋼所の宮崎良彦氏の協力

を得たことを感謝する。

文献 1) Schiffman & Gibson: Consolidation of non-homo-

geneous Clay Layers, A.S.C.E 1964

2) H. Yamaguchi & T. Kimura: On the rigorous solu-

tions in one-dimensional consolidation of non-

homogeneous clay layers, Soil & Foundation Vol. VII 1967

3) 三笠 正人: 軟弱粘土の圧密, 液状化研究会 1963

4) 三笠: 不均等地盤の圧密計算法, 土質工学会秋季講演会 1963

5) 三笠, 高田, 磯野: 深部圧入の圧密性の要因, 地盤の圧密計算, 第20回土工学会 1965

