

## 흐름과 진행파에 의한 해저지반 내 잔류간극수압의 해석해

### An Analytical Solution of Flow and Progressive Wave-Induced Residual Pore Water Pressure in Seabed

이 광 호<sup>1</sup> Lee, Kwang-Ho

김 동 옥<sup>2</sup> Kim, Dong-Wook

강 기 천<sup>3</sup> Kang, Gi-Chun

김 도 삼<sup>4</sup> Kim, Do-Sam

김 태 형<sup>5</sup> Kim, Tae-Hyung

#### Abstract

This study extended the Lee et al.'s (2015a) solution which improved the existing analytical solution for prediction of the residual pore water pressure into progressive wave and flow coexisting field. At this time, the variation of incident wave period and wave length should be incorporated to Lee et al.'s (2015a) analytical solution, which does not consider flow. For the case of infinite thickness, the new analytical solution using Fourier series was compared to the analytical solution using Laplace transformation proposed by Jeng and Seymour (2007). It was verified that the new solution was identical to the Jeng and Seymour's solution. After verification of the new analytical solution, the residual pore water pressure head was examined closely under various given values of flow velocity's magnitude, direction, incident wave's period and seabed thickness. In each proposed analytical solution, asymptotic approach to shallow depth with the changes in the soil thickness within finite soil thickness was found possible, but not to infinite depth. It is also identified that there exists a discrepancy case between the results obtained from the finite and the infinite seabed thicknesses even on the same soil depth.

#### 요 지

본 연구에서는 잔류간극수압의 추정에 관한 기존의 해석해에서 지적된 오류를 수정한 Lee et al.(2015a)의 연구 결과를 진행파와 흐름의 공존장으로 확장한다. 이 때, 흐름이 없는 경우를 대상으로 한 Lee et al.(2015a)의 이론결과에 흐름에 의한 입사파의 주기와 파장의 변화를 고려하여야 한다. 검증에서는 Laplace 변환법으로부터 무한 두께의 경우에 대해서만 해를 제시한 Jeng and Seymour(2007)의 해석해와 Fourier 급수전개법에 의한 본 해석해의 두 결과를 비교하여 각각 상이한 형태를 갖는 두 해석해의 결과가 완전히 동일하다는 것을 확인할 수 있었다. 따라서, 유한, 무한 및 얇은 두께의 해저지반에 대한 각 해석해에 흐름속도의 크기와 방향, 지반두께 및 입사파 주기 등을 변화시켜 잔류간극수압의 변화특성을 면밀히 분석·검토하였다. 제시되는 각 해석해에서 지반두께의 변화에 의해 유한 두께의

1 비회원, 가톨릭관동대학교 에너지자원플랜트공학과 조교수 (Assistant Prof., Dept. of Energy Resources and Plant Eng., Catholic Kwandong Univ.)

2 비회원, 한국해양대학교 토목환경공학과 박사과정 (Doctor Course Student, Dept. of Civil and Environmental Eng., Korea Maritime and Ocean Univ.)

3 정회원, 한국수자원공사 댐 유역관리처 선임위원 (Member, Senior Researcher, Dam & Watershed Maintenance Dept., K-water)

4 정회원, 한국해양대학교 건설공학과 교수 (Member, Prof., Dept. of Civil Eng., Korea Maritime and Ocean Univ., Tel: +82-51-410-4463, Fax: +82-51-403-0656, kimds@kmou.ac.kr, Corresponding author, 교신저자)

5 정회원, 한국해양대학교 건설공학과 교수 (Member, Prof., Dept. of Civil Eng., Korea Maritime and Ocean Univ.)

\* 본 논문에 대한 토의를 원하는 회원은 2015년 1월 31일까지 그 내용을 학회로 보내주시기 바랍니다. 저자의 검토 내용과 함께 논문집에 게재하여 드립니다.

토층에서 얇은 두께로의 점근적인 접근은 가능하지만, 무한 두께로의 접근은 불가능하며, 유한 두께와 무한 두께의 사이에는 동일한 토층 두께에 대해서도 서로의 결과가 일치하지 않는 경우가 있다는 것을 확인할 수 있었다.

**Keywords :** Seabed, Residual pore water pressure, Interaction between flow and progress wave, Analytical solution

## 1. 서론

파동으로 인한 해저지반 거동의 평가는 심해 단말뚝 (offshore mono-pile), 방파제, 파이프라인과 플랫폼 등의 많은 해양·해안구조물의 설계에서 매우 중요한 항목이며, 파동으로 인한 간극수압의 예측은 액상화나 세굴과 같은 지반 불안정해석에서 주된 요소이다. 여기서, 간극수압은 Fig. 1에 나타내는 바와 같이 진동간극수압과 잔류간극수압으로 분류되고, 이들은 현장관측과 실험으로부터 각각 상이한 발생 메커니즘을 갖는 것으로 알려져 있다(Zen and Yamazaki, 1991). 파랑에 의해 발생하는 진동간극수압은 그 변동에서 진폭 감소 및 위상 지연이 수반되고(Yamamoto et al., 1978; Jeng, 1997), 잔류간극수압은 반복하중 하의 흙 체적 감소에 의한 간극수압의 축적으로부터 발생하는 것으로 알려져 있다(Seed and Rahman, 1978). 일반적으로, 진동간극수압은 해저지반의 표면에서 최대치를 나타내고, 연직깊이가 깊을수록 감소하는 경향을 나타내낸다. 반면, 잔류간극수압은 해저지반의 표면에서 0을 나타내고, 연직깊이가 깊을수록 증가하여 일정 깊이 이상에서는 일정치를 나타낸다. 여기서, 해저지반 표면 근방에서 액상화는 진동간극수압에 의한 경우가 많고, 해저지반 내에서 액상화

는 잔류간극수압에 의한 경우가 많다. 따라서, 파랑에 의한 액상화를 종합적으로 검토하기 위해서는 진동간극수압뿐만 아니라 잔류간극수압도 정확히 평가될 필요가 있다. 주기적인 단순 반복하중을 받는 포화상태의 비점성토에서는 사질토에 비해 잔류간극수압이 거의 나타나지 않지만, 느슨한 포화실트나 가는 모래에서 간극수압은 반복하중의 횟수에 따라 증가하며(Seed and Lee, 1966; Seed et al., 1978), 이 때 반복하중에 의한 간극수압의 축적이 배수에 의한 소산을 초과하는 경우 간극수압의 순축적(net build-up)으로 이어진다. 따라서, 상재하중의 대부분을 간극수가 지지하게 되고, 동시에 유효응력이 크게 감소되는 수준까지 간극수압이 증가하는 경우 액상화에 의한 지반파괴가 발생할 수 있다. 이에 대해서는 1978년 포르투갈 Sines방파제가 해저지반의 액상화에 의해 침하·파괴된 사례를 대표적으로 들 수 있다(Burcharth, 1987).

일반적으로 지진하중에 의한 액상화는 오래 전부터 많은 사례 연구와 현장관측 등을 통하여 발생 메커니즘과 해석법 등이 잘 정립되어 왔다(Seed and Idriss, 1971, 1982; Castro, 1975; Ishihara, 1993; Ishihara et al., 1993; Hamada et al., 1994). 반면, 파동 환경 하에 간극수압의 축적이 현지시험 등으로부터 관측되어 왔지만, 그의 해석법은 de Alba et al.(1976)과 Seed and Rahman(1978)에 의해 하중의 반복에 따른 간극수압의 축적과의 관계가 제안된 이후인 것으로 판단된다. 잔류간극수압에 관한 실험적인 연구로는 진행파에 대한 Clukey et al.(1985), Sassa et al.(2001), 완전중복파에 대한 Kirca et al.(2013), 원심모형기에 의한 Sassa and Sekiguchi(1999)의 연구를 들 수 있다. 수치해석적인 연구로는 random-walk 모형에 기초한 Sumer and Cheng(1999), two-layer모형에 기초한 Sassa et al.(2001), 유한요소법에 기초한 Sassa and Sekiguchi(2001), Biot 형의 기초방정식에 기초한 Sawicki and Mierczynki(2005)의 연구 등을 들 수 있다. 그리고, 해석해에 대해서는 Fourier 급수전개법에 기초한 McDougal et al.(1989), Cheng et al.(2001), Jeng(2008), Lee et al.(2015a), Laplace 변환법에 기초한 Jeng et al.

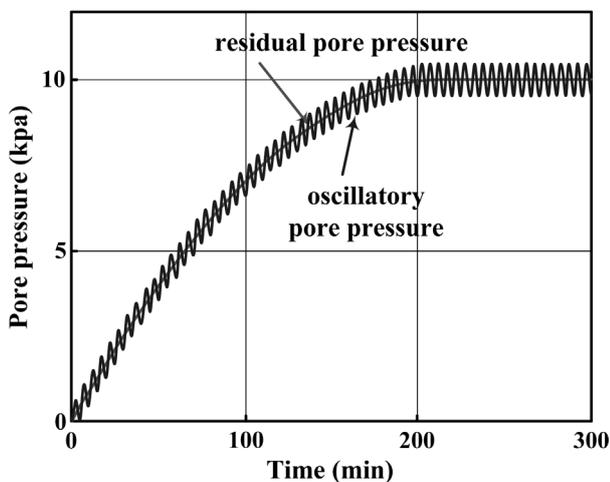


Fig. 1. Mechanisms of wave-induced oscillatory and residual excess pore water pressures (Jeng et al., 2006)

(2006), Jeng and Seymour(2007) 등의 연구를 들 수 있다. 한편, 흐름과 규칙파가 공존하는 경우는 Jeng et al. (2006)과 Jeng and Seymour(2007)에 기초한 Jeng et al. (2010)의 연구가 있지만, 이의 연구는 무한 두께의 해저 지반에 한정되어 있고, 흐름속도의 변화에 따른 액상화의 최대깊이만을 간단히 검토하고 있다.

본 연구에서는 흐름이 존재하지 않는 진행파만에 대한 잔류간극수압의 해석해를 새롭게 제시한 Lee et al. (2015a)의 연구 결과를 흐름과 진행파의 공존장으로 확장하며, Cheng et al.(2001)과 McDougal et al.(1989) 등에서 정의되는 무한 두께의 지반( $h/L > 1/2$ , 여기서  $h$ 는 지반두께,  $L$ 은 입사파의 파장), 유한 두께의 지반( $1/20 < h/L < 1/2$ ) 및 얇은 두께의 지반( $h/L < 1/20$ )에 대해 유도된 잔류간극수압의 해석해에서 흐름속도, 입사파 주기 및 지반두께 등의 변화에 따른 해의 특성을 면밀히 분석·검토한다.

## 2. 해석이론

### 2.1 정식화

#### 2.1.1 지배방정식과 경계조건

본 연구에서는 McDougal et al.(1989), Cheng et al.(2001), Jeng et al.(2006) 및 Lee et al.(2015a)과 같이 해저지반 내 잔류간극수압의 동적응답을 모델화하기 위하여 Biot의 압밀방정식(Biot, 1941)을 사용한다. Fig. 2에 나타내는 바와 같이 흐름과 진행파가 공존하는 유체장 하의 해저지반에 대해 정의되는 좌표계에서 균질 등방토질에 관한 Biot의 압밀방정식은 다음과 같이 주어진다(Biot, 1941). 단, 그림에서  $U_0$ 는 흐름속도,  $d$ 는 파동장에서 수심,  $h$ 는 지반두께를 나타낸다.

$$\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 P}{\partial z^2} - \frac{\rho g n' \zeta}{K} \frac{\partial P}{\partial t} = \frac{\rho g}{K} \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{\partial \chi}{\partial z} \right) \quad (1)$$

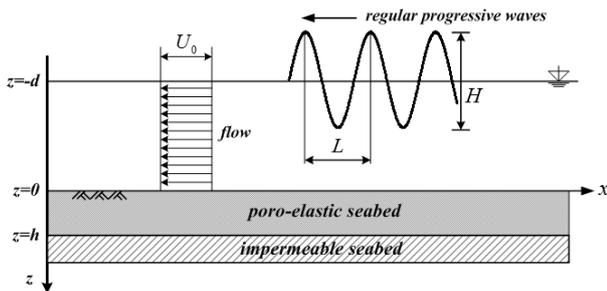


Fig. 2. Definition of wave-seabed interaction system

여기서,  $x$ 와  $z$ 는 수평과 연직좌표,  $P$ 는 정수압을 기준으로 파동으로 인한 간극수압,  $K$ 는 흙의 투수계수,  $\rho$ 는 간극수의 밀도,  $g$ 는 중력가속도,  $n'$ 는 흙의 간극률,  $t$ 는 시간,  $\zeta$ 는 간극수의 압축률로 포화도와 겉보기 체적탄성계수와 관련되며,  $\xi$ 와  $\chi$ 는 각각  $x$ 와  $z$ 방향의 지반 변위이다.

유효응력 개념과 Hooke 법칙으로부터 다음의 평형방정식이 얻어진다.

$$G \nabla^2 \xi + \frac{G}{1-2\mu} \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{\partial \chi}{\partial z} \right) = \frac{\partial P}{\partial x} \quad (2)$$

$$G \nabla^2 \chi + \frac{G}{1-2\mu} \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{\partial \chi}{\partial z} \right) = \frac{\partial P}{\partial z} \quad (3)$$

여기서,  $G$ 는 흙의 전단탄성계수,  $\mu$ 는 흙의 Poisson 비이다.

해저지반 내 연직깊이의 함수인 간극수압의 응답에서 연직방향으로는 위상차가 발생되지 않는 것으로 알려져 있다(Yamamoto et al., 1978). 따라서, 일정수심 상에서 진행파만이 존재하는 경우 진동간극수압을 한 주기에 걸쳐 평균하면 0으로 주어지고, 간극수압에서 잔류 성분만이 존재하게 된다. 해저지반 내 잔류간극수압은 수평위치와 관련된 시간 위상차를 제외하면 동일한 연직깊이인 다른 수평위치에서 동일하므로 일정수심 상의 진행파에 한정하면 해저지반 내 잔류간극수압의 변동은 1차원 문제로 고려될 수 있고, 따라서 식 (1)~(3)은 다음과 같이 주어진다.

$$\frac{\rho g n' \zeta}{K} \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\rho g}{K} \frac{\partial^2 \chi}{\partial t \partial z} = \frac{\partial^2 P}{\partial z^2} \quad (4)$$

$$2G \left( \frac{1-\mu}{1-2\mu} \right) \frac{\partial^2 \chi}{\partial z^2} = \frac{\partial P}{\partial z} \quad (5)$$

식 (4)와 (5)로부터  $\chi$ 를 소거한 결과를  $z$ 에 관하여 적분하면 다음의 식이 도출된다.

$$\frac{\partial P}{\partial t} = c_v \frac{\partial^2 P}{\partial z^2} + s \quad (6)$$

식 (6)은 통상 지진시의 압밀방정식을 나타내며,  $s$ 는 적분상수로 후술하는 잔류간극수압의 원천항(source term)

의 함수이다. 그리고,  $c_v$ 는 압밀계수로 다음과 같이 주어진다.

$$c_v = \frac{GK}{\rho g} \frac{2(1-\mu)}{(1-2\mu) + 2n'\zeta G(1-\mu)} \quad (7)$$

다음으로, 식 (6)을 파의 한 주기에 걸쳐 시간평균하면 다음과 같은 잔류간극수압에 대한 기초방정식이 얻어진다.

$$\frac{\partial u}{\partial t} = c_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + f \quad (8)$$

여기서,  $u$ 는 잔류간극수압,  $f$ 는 잔류간극수압의 원천항으로 다음과 같이 정의된다.

$$\mu \equiv \frac{1}{T} \int_t^{t+T} P dt$$

$$f \equiv \frac{1}{T} \int_t^{t+T} s dt$$

여기서,  $T$ 는 진행파의 주기를 나타낸다.

시간에 따른 간극수압의 축적, 즉 잔류간극수압의 거동에 대한 해석해를 도출하는 문제는 식 (8)의 해석해를 유도하는 것으로 귀착되고, 따라서 다음과 같은 경계 및 초기조건을 부과할 수 있다(McDougal et al., 1989; Cheng et al., 2001; Jeng et al., 2006; Jeng and Seymour, 2007; Lee et al., 2015a).

$$u(0,t) = 0 \quad (9)$$

$$\frac{\partial u(h,t)}{\partial z} = 0 \quad (10)$$

$$u(z,0) = 0 \quad (11)$$

여기서, 식 (9)와 (10)은 각각 해저면 상  $z=0$ 에서 잔류간극수압이 0이고,  $z=h$ 의 불투수층을 통한 흐름이 없다는 것을 의미하며, 식 (11)은 초기조건으로 잔류간극수압의 초기 연직분포가 0이라는 것을 나타낸다.

### 2.1.2 잔류간극수압의 원천항

잔류간극수압의 해석해를 유도한 McDougal et al.(1989),

Cheng et al.(2001), Jeng et al.(2006), Jeng and Seymour (2007) 및 Lee et al.(2015a)은 잔류간극수압의 원천항이 지진시 간극수압의 발달과 유사하게 전개될 수 있는 것으로 가정하고, 단순 전단에서 하중의 반복횟수와 잔류간극수압의 발달과의 관계를 도출한 de Alba et al.(1976)에 의한 실험 관계식, 잔류간극수압의 발생비와 반복비 사이에 Seed et al.(1975)에 의한 관계식 및 액상화에 대한 반복횟수와 반복 전단응력비 사이에 Seed and Rahman (1978)에 의한 관계식 등을 적용하여 다음과 같은 잔류간극수압의 원천항을 제시하고 있다.

$$f = \frac{\sigma'_0}{T} \left( \frac{\tau}{\alpha \sigma'_0} \right)^{-1/\beta} \quad (12)$$

여기서,  $\alpha$ 와  $\beta$ 는 흙의 종류와 상대밀도의 함수인 무차원 계수,  $\tau$ 는 해저지반 내에서 전단응력으로 진행파와 흐름이 공존하는 경우에 진동간극수압의 해석으로부터 산정될 수 있고,  $\sigma'_0$ 는 평균유효응력으로 다음의 식으로 주어질 수 있다.

$$\sigma'_0 = \rho_{sub} g z \frac{1+2k_0}{3} \quad (13)$$

여기서,  $\rho_{sub} = \rho_s - \rho$ 으로 흙의 수중밀도이며,  $\rho_s$ 는 흙의 포화밀도,  $k_0$ 는 정지토압계수이다.

### 2.1.3 흐름과 진행파에 의한 해저지반 내 전단응력

Fig. 2에 나타내는 바와 같이 흐름과 입사파의 상호작용의 결과로 인하여 진행파는 파장  $L$  혹은 주기  $T$  및 파고  $H$ 를 가지며, 흐름속도는  $U_0$ 이다. 이 때, 진행파로 인한 지반두께  $h$ 의 해저지반 내에서 발생하는 전단응력은 입사파만이 존재하는 경우의 전단응력 (Yamamoto et al., 1978)과 동일한 형으로 나타나지만, 개념적으로는 다르다. 진동간극수압에 대한 해석해를 다루고 있는 Lee et al.(2014, 2015b)에 의하면 최대전단응력은 다음과 같은 형태로 주어질 수 있다.

$$\tau(z) = A_1 e^{kz} + A_2 e^{-kz} + A_3 z e^{kz} + A_4 z e^{-kz} + A_5 e^{k\delta z} + A_6 e^{-k\delta z} \quad (14)$$

여기서,  $A_j (j=1\sim 6)$ 는 진동간극수압 해석으로부터 산정되는 복소미정계수,  $k$ 는 흐름에 의해 변화되는 진행

파의 파수,  $\delta$ 는 다음의 식으로 정의되는 복소계수이다.

$$\delta = \sqrt{1 + i \frac{\omega}{c_v k^2}} \quad (15)$$

여기서,  $\omega$ 는 흐름에 의해 변화되는 진행파의 각주파수를 나타내며,  $k$ 와  $\omega$ 는 다음의 분산관계식 (16), 그리고 (17)에 의해 산정될 수 있다.

$$\frac{\omega^2}{g} \left(1 - \frac{kU_0}{\omega}\right)^2 = k \tanh kd \quad (16)$$

$$\omega_0 = \omega + kU_0 \quad (17)$$

여기서,  $\omega_0$ 는 흐름이 존재하지 않는 경우 입사파의 각주파수를 나타내며, 이는 식 (16)에서  $U_0 = 0$ 으로 고려한 경우에 얻어진다. 그리고, 이하에서  $T_0$ 는 흐름이 존재하지 않을 경우 입사파의 주기를 나타낸다.

## 2.2 해석해의 유도

유한 두께를 갖는 해저지반에 대해 경계치문제는 식 (8)~(11)로 주어진다. 잔류간극수압  $u$ 는 연직깊이  $z$ 와 시간  $t$ 의 함수이지만, 전술한 바와 같이 원천항은 연직깊이  $z$ 만의 함수이기 때문에 잔류간극수압  $u$ 를 시간과 무관한 항  $u_1$ 과 시간의 함수인 항  $u_2$ 와의 합으로 다음과 같이 나타낸다.

$$u(z,t) = u_1(z) + u_2(z,t) \quad (18)$$

식 (18)을 고려하면 경계치문제에 관한 식 (8)~(11)은 다음과 같이 재구성된다.

$$c_v \frac{\partial^2 u_1(z)}{\partial z^2} = -f(z) \quad (19)$$

$$\frac{\partial u_1(h)}{\partial z} = 0 \quad (20)$$

$$\frac{\partial u_2(z,t)}{\partial t} = c_v \frac{\partial^2 u_2(z,t)}{\partial z^2} \quad (21)$$

$$\frac{\partial u_2(h,t)}{\partial z} = 0 \quad (22)$$

$$u_2(0,t) = -u_1(0) \quad (23)$$

$$u_1(z) + u_2(z,0) = 0 \quad (24)$$

### 2.2.1 유한 두께의 해저지반에 대한 해석해

$u_1(z)$ 에 관하여  $f(z)$ 를 주기  $4h$ 인 기함수의 변화를 고려한 Fourier 급수전개법과 열전도방정식의 형태로 주어지는  $u_2(z)$ 에 변수분리법을 적용하여 식 (18)~(24)로부터 유한 두께의 해저토층 내 잔류간극수압에 관한 해석해를 산정하면 다음과 같이 도출될 수 있다(Lee et al., 2015a).

$$u(z,t) = \sum_{n=1}^{\infty} a_n \sin\left(\frac{\kappa_n}{h} z\right) \left[1 - \exp\left\{-c_v \left(\frac{\kappa_n}{h}\right)^2 t\right\}\right] \quad (25)$$

여기서,  $a_n$ 과  $\kappa_n$ 은 다음의 식으로 주어진다.

$$a_n = \frac{2h}{c_v \kappa_n^2} \int_0^h f(z) \sin\left(\frac{\kappa_n}{h} z\right) dz \quad (26)$$

$$\kappa_n = \frac{(2n-1)\pi}{2} \quad (27)$$

무한 시간에서는 다음의 식으로 나타난다.

$$u(z,t) = \sum_{n=1}^{\infty} a_n \sin\left(\frac{\kappa_n}{h} z\right) \quad (28)$$

### 2.2.2 얇은 두께의 해저지반에 대한 해석해

전술한 바와 같이  $h/L < 1/20$ 로 정의되는 얇은 두께의 토층에서 전단응력은 다음의 식에 나타내는 바와 같이 해저표면 상에서 0을 갖고 연직깊이의 증가와 더불어 선형적으로 증가하는 것으로 알려져 있다(Yamamoto et al., 1978).

$$\tau = m p_0 z \quad (29)$$

여기서,  $p_0$ 는 해저표면 상에서 파동압력을 나타내며, 계수  $m$ 은 식 (14)와 (29)를 등치하고, 토층의 전연직깊이에 대해 적분하면 다음과 같이 얻어진다.

$$m = \frac{2}{\delta k^2 h^2 p_0} \left[ A_1 k \delta (e^{kh} - 1) - A_2 k \delta (e^{-kh} - 1) + A_3 \delta \{k h e^{kh} - (e^{kh} - 1)\} - A_4 \delta \{k h e^{-kh} + (e^{-kh} - 1)\} + A_5 k (e^{k\delta h} - 1) - A_6 k (e^{-k\delta h} - 1) \right] \quad (30)$$

한편, 식 (12)에 (13)과 (29)의 결과를 대입하면 잔류 간극수압의 원천항은 다음과 같이 주어진다.

$$f(z) = \frac{\rho_{sub}g(1+2k_0)}{3T} \left[ \frac{3mp_0}{\alpha\rho_{sub}g(1+2k_0)} \right]^{-1/\beta} z \equiv az \quad (31)$$

여기서,  $a = \frac{\rho_{sub}g(1+2k_0)}{3T} \left[ \frac{3mp_0}{\alpha\rho_{sub}g(1+2k_0)} \right]^{-1/\beta}$  이다.

식 (18)~(24)에 (31)을 고려하고, Fourier 급수전개법 및 변수분리법을 적용하여 얇은 토층에 관한 잔류간극수압의 해석해를 산정하면 다음과 같이 얻어질 수 있다 (Lee et al., 2015a).

$$u(z,t) = \frac{a}{2c_v} \left[ z \left( h^2 - \frac{1}{3}z^2 \right) + 4h^3 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^n}{\kappa_n^4} \sin \left( \frac{\kappa_n}{h} z \right) \exp \left\{ -c_v \left( \frac{\kappa_n}{h} \right)^2 t \right\} \right] \quad (32)$$

무한 시간에서는 다음의 식으로 나타난다.

$$u(z,t) = \frac{a}{2c_v} z \left( h^2 - \frac{1}{3}z^2 \right) \quad (33)$$

### 2.2.3 무한 두께의 해저지반에 대한 해석해

$h/L > 1/2$ 로 정의되는 무한 두께의 토층에서 전단응력을 다음과 같이 나타낼 수 있다(Yamamoto et al., 1978).

$$\tau = p_0 k z e^{-kz} \quad (34)$$

식 (34)와 (13)을 (12)에 대입하여 다음의 관계식을 나타낼 수 있다.

$$f(z) = \frac{1}{T} \left( \frac{p_0 k}{\alpha} \right)^{-1/\beta} \left[ \frac{\rho_{sub}g(1+2k_0)}{3} \right]^{1+1/\beta} z e^{kz/\beta} \quad (35)$$

식 (35)를 (19)에 적용하고, 식 (19)~(24)를 적절히 무차원화한 지배방정식과 경계조건을 Fourier 급수전개법과 변수분리법으로 풀고, 다시 차원식으로 환원하면 다음과 같이 주어질 수 있다(Lee et al., 2015a).

$$u(z,t) = \frac{\rho_{sub}gh^3}{c_v T} \left( \frac{p_0 k}{\alpha\rho_{sub}g} \right)^{-1/\beta} \left( \frac{1+2k_0}{3} \right)^{1+1/\beta}$$

$$\cdot \sum_{n=1}^{\infty} F_n \sin \left( \frac{\kappa_n}{h} z \right) \left[ 1 - \exp \left\{ -c_v \left( \frac{\kappa_n}{h} \right)^2 t \right\} \right] \quad (36)$$

여기서, 계수  $F_n$ 은 다음과 같이 정의된다.

$$F_n = \frac{2}{\kappa_n^2} \left[ \frac{(-1)^{n+1} e^{\Theta} \left( \frac{\kappa_n^2 - \Theta^2}{\kappa_n^2 + \Theta^2} + \Theta \right) - \frac{2\kappa_n \Theta}{(\kappa_n^2 + \Theta^2)^2}} \right] \quad (37)$$

여기서,  $\Theta = kh/\beta$ 이다.

무한 시간에서 잔류간극수압은 식 (37)로부터 다음과 같이 주어질 수 있다.

$$u(z,t) = \frac{\rho_{sub}gh^3}{c_v T} \left( \frac{p_0 k}{\alpha\rho_{sub}g} \right)^{-1/\beta} \left( \frac{1+2k_0}{3} \right)^{1+1/\beta} \sum_{n=1}^{\infty} F_n \sin \left( \frac{\kappa_n}{h} z \right) \quad (38)$$

이상에서 기술한 진행파와 흐름의 공존장 하 해저지반 내 잔류간극수압에 관한 정식화 과정과 도출된 해석해는 진행파동장만의 경우에 대한 해석해(Lee et al., 2015a)와 동일한 과정과 해의 형태를 가지지만, 흐름에 의해 변화되는 진행파의 파수와 각주파수에 의한 원천항 내 전단응력 성분의 변화로 인하여 진행파만의 잔류간극수압과는 상이한 결과를 나타내게 된다.

## 3. 해석결과

### 3.1 검증

Jeng and Seymour(2007)는 무한 지반에 대한 본 해석해 식 (38)의 대신에 Laplace 변환법을 적용하여 다음과 같은 해석해를 제시하고 있다.

$$u(z,t) = \frac{2A}{c_v \lambda^3} \left[ 1 - \left( \frac{\lambda z}{2} + 1 \right) e^{-\lambda z} - \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} \frac{e^{-rc\lambda^2}}{r(r+1)^2} \sin(\sqrt{r}\lambda z) dr \right] \quad (39)$$

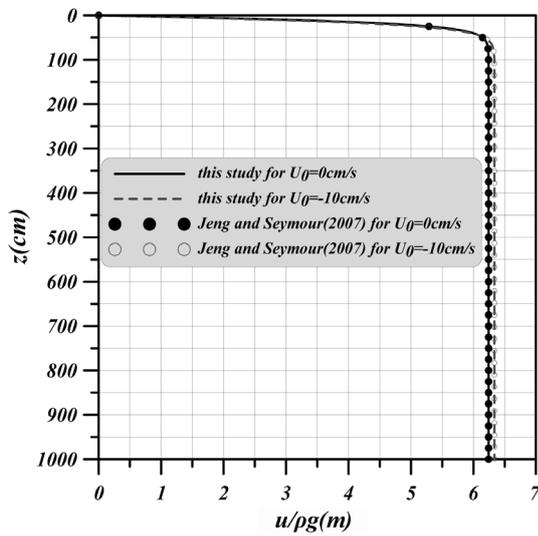
여기서,  $\lambda = -k/\beta$ 이고,  $k$ 는 진행파의 파수로 식 (16)과 (17)에 나타낸 바와 같이 흐름속도의 크기와 방향에 따라 변화되며,  $\beta$ 는 식 (12)에서 정의되는 무차원 계수이다. 그리고,  $A$ 는 다음의 식으로 정의된다.

$$A = \frac{\rho_{sub}g(1+2k_0)}{3T} \left[ \frac{3p_0 k}{\alpha\rho_{sub}g(1+2k_0)} \right]^{-1/\beta} \quad (40)$$

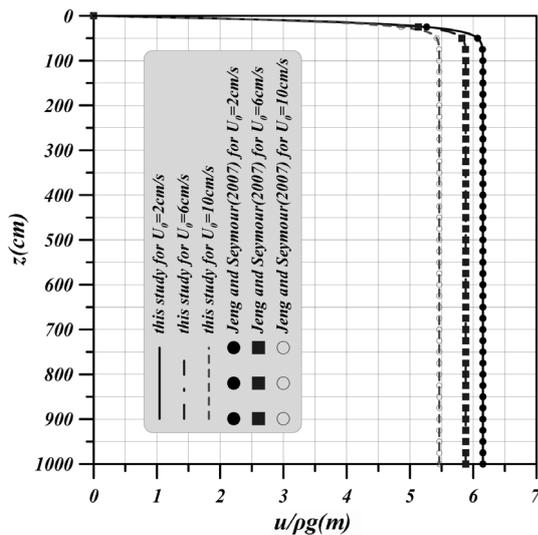
식 (40)에서  $t \rightarrow \infty$ 의 경우 우변의 반무한 적분항은 0으로 수렴되기 때문에 정상상태의 잔류간극수압은 다음의 식으로 표현될 수 있다.

$$u(z) = \frac{2A}{c_v \lambda^3} \left[ 1 - \left( \frac{\lambda z}{2} + 1 \right) e^{-\lambda z} \right] \quad (41)$$

Fig. 3 다음의 Table 1에 제시하는 파랑 조건과 지반 조건을 Jeng and Seymour(2007)에 의한 식 (41) 및 본 계산식 (38)에 각각 적용하여 흐름속도를 매개변수로 잔류간극수압의 수두 변화를 나타낸 것이며,  $U_0 = 0\text{cm/s}$ ,  $2\text{cm/s}$ ,  $6\text{cm/s}$ ,  $\pm 10\text{cm/s}$ 의 흐름속도를 적용하고 있다. 그림으로부터 흐름과 진행파의 방향이 동일한 순방향의



(a)  $U_0 \leq 0$



(b)  $U_0 > 0$

Fig. 3. Comparison of residual pore water pressure heads according to flow velocities for infinite seabed thickness

경우 흐름속도의 크기가 증가할수록 잔류간극수두가 약간 증가하고, 역방향의 경우 흐름속도의 크기가 감소할수록 잔류간극수두가 감소하며, 또한 모든 경우에서 연직깊이가 깊어질수록 일정치를 나타낸다. 이러한 잔류간극수압의 수두 변화에서 본 계산 결과와 Jeng and Seymour(2007)의 계산 결과가 완전히 동일하다는 것을 확인할 수 있다.

### 3.2 유한 두께

Fig. 4는 무한 시간의 식 (28)에  $h = 84\text{cm}$ 의 유한 두께를 갖는 해저지반에 대해 Table 1의 파동 조건 및 지반 물성치를 적용(이하의 모든 계산에서 동일)하여 흐름속도  $U_0$ 를 매개변수로 잔류간극수압의 수두 변화를 산정한 것이다(Cheng et al.(2001)과 McDougal et al.(1989) 등의 정의에 의하면  $h = 8.8\text{cm}$ 의 경우는  $h/L = 0.025 < 1/20$ 이므로 얇은 두께의 해저지반,  $h = 84\text{cm}$ 의 경우는  $1/20 < h/L = 0.24 < 1/2$ 이므로 유한 두께의 해저지반, 그리고  $h = 173\text{cm}$ 의 경우  $h/L = 0.498 < 1/2$ 이므로 무한 두께( $h/L > 1/2$ )의 거의 하한치 혹은 유한 두께의 거의 상한치의 해저지반에 각각 해당한다). Fig. 4(a)는 파와 흐름이 순방향이고, 3(b)는 역방향이다. 그림에서 흐름속도의 크기가 증가할수록 잔류간극수압의 수두가 순방향의 경우는 커지는 반면, 역방향에서는 작아지는 반대의 경향을 나타낸다. 검토된 모든 경우에서 연직깊이가

Table 1. Wave and soil conditions used in analysis (Cheng et al., 2001)

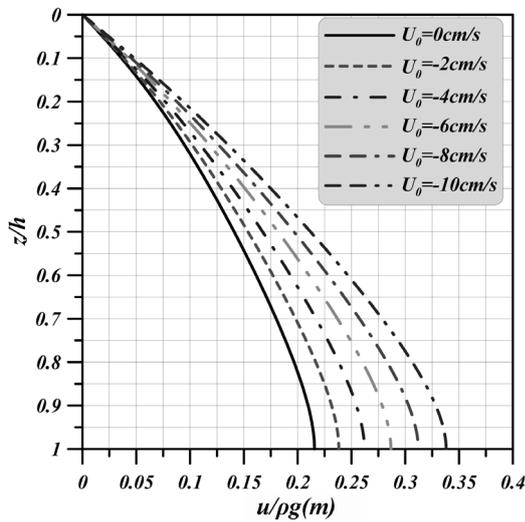
Items	Values
Wave period for no flow $T_0$ (s)	1.76
Wave height (m)	0.22
Water depth (m)	0.5
Soil depth (m)	0.088, 0.84, 1.73
Poisson's ratio $\mu$	0.49
Porosity $n'$	0.46
Shear modulus $G$ (kN/m <sup>2</sup> )	560
Permeability (m/s)	$4.0 \times 10^{-8}$
Compressibility of pore-water $\zeta$	0
Unit weight of soil $\gamma_s$ (N/m <sup>3</sup> )	18,306
Unit weight of water $\gamma_w$ (N/m <sup>3</sup> )	9,806
Coefficient of lateral earth pressure $k_0$	0.4
Consolidation coefficient $c_v$ (m <sup>2</sup> /s)	$1.157 \times 10^{-4}$
$\alpha$	0.246
$\beta$	-0.165

깊어질수록 잔류간극수압이 증가하고, 흐름 크기의 변화에 따른 변동 폭이 커지며, 흐름 크기의 동일한 증감에 따른 수두 변화에서 증가의 경우가 감소보다 변화 폭이 크게 나타난다는 것을 알 수 있다. 그리고, 해저표면에서 잔류간극수압이 0의 값을 나타내고, 또한 불투수층에서 그의 연직방향 기울기가 0으로 주어지기 때문에 경계조건식 (9)와 (10)이 만족되고 있다는 것을 확인할 수 있다.

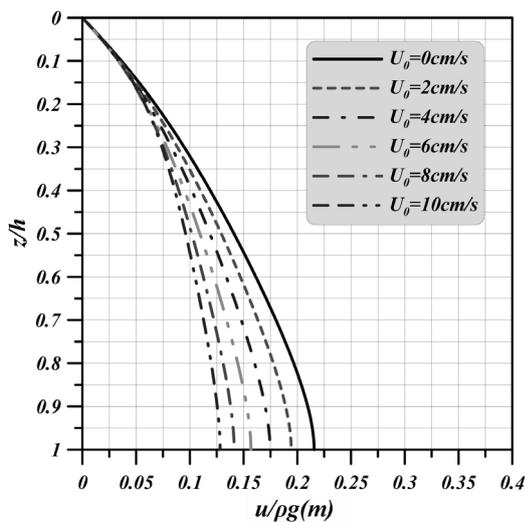
Fig. 5는  $U_0 = \pm 10 \text{ cm/s}$ 의 흐름에 대해 유한 두께의 무한 시간에 관한 식 (28)에 Table 1의 파동 조건 및 지반 물성치를 적용하여 지반두께  $h$ 를 매개변수로 잔류간극수압의 수두 변화를 제시한 결과이다. 파와 흐름의 순방향이나 역방향 모두 지반두께가 증가할수록 잔류간극

수압은 감소하며, 순방향의 경우가 전체적으로 큰 값을 나타낸다. 또한, 전술한 Fig. 4의 경우와 같이 연직깊이가 깊어질수록 잔류간극수압이 증가하고, 지반두께의 변화에 따른 변동 폭도 커지며, 지반두께의 동일한 증감에 따른 수두 변화에서 순방향의 경우가 역방향보다 변화 폭이 크다는 것을 알 수 있다.

Fig. 6은  $h = 84 \text{ cm}$ 에 대해 Table 1과 동일한 조건과  $U_0 = \pm 10 \text{ cm/s}$ 의 흐름 조건 하에 흐름이 없을 경우 입사파의 주기  $T_0$ 를 매개변수로 잔류간극수압의 수두 변화를 나타낸 것이다. 파와 흐름의 순방향이나 역방향 모두 주기가 감소할수록 잔류간극수압은 연직방향으로 일정치에 가까워지지만, 역방향의 경우가 보다 현저하게 나타난다. 이러한 결과는 역방향의 경우 진행파의 주기가

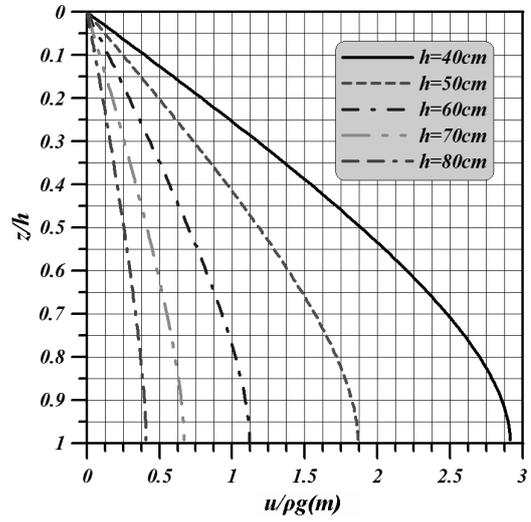


(a)  $U_0 \leq 0$

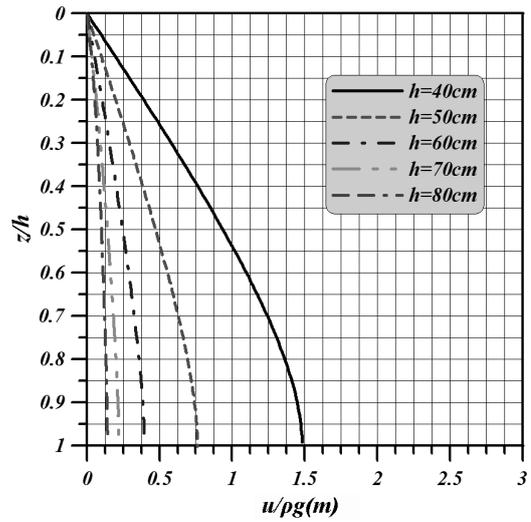


(b)  $U_0 \geq 0$

Fig. 4. Residual pore water pressure head according to flow velocities for  $h = 84 \text{ cm}$



(a)  $U_0 = -10 \text{ cm/s}$

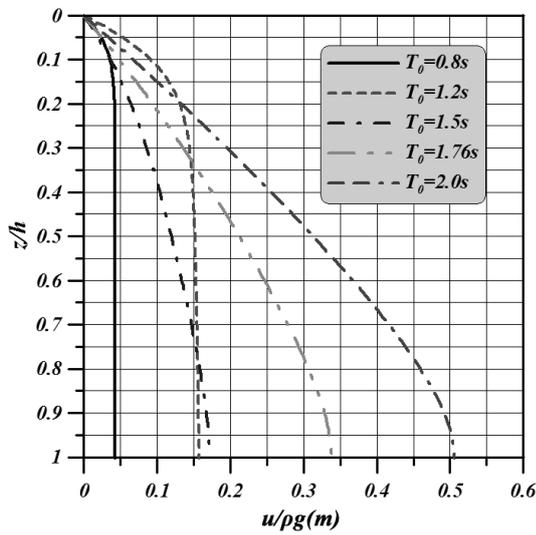


(b)  $U_0 = +10 \text{ cm/s}$

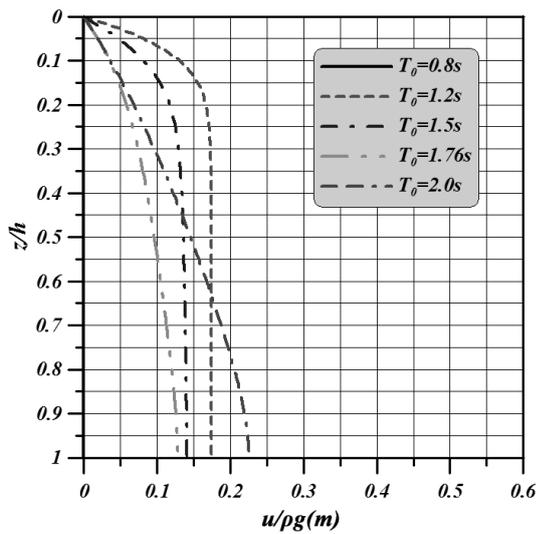
Fig. 5. Residual pore water pressure head according to finite soil depths for  $U_0 = \pm 10 \text{ cm/s}$

보다 짧아지고, 따라서 동일한 지반두께에 대해  $h/L$ 의 값이 작아져 깊은 두께의 해저지반에 근접되기 때문이다. 또한, 전술한 Fig. 4와 5와 같이 연직깊이가 깊어질수록 잔류간극수압이 증가하는 경향은 동일하다.

Fig. 7은 무차원 시간  $T = t_c/h^2$ 를 매개변수로 잔류간극수압수두의 시간변화를 나타낸 결과로, 흐름이 없는 경우( $U_0 = 0\text{cm/s}$ ), 순방향( $U_0 = -10\text{cm/s}$ ) 및 역방향( $U_0 = +10\text{cm/s}$ )의 3경우에 대해 유한 두께  $h = 84\text{cm}$  및 Table 1의 조건을 적용한 경우이다. 모두 무차원 시간이 경과할수록 잔류간극수압은 증가하는 경향을 나타내고, 증가 폭은 점차적으로 감소하며, Fig. 4의 결과와의 비교로부터 궁극적으로 무한 시간의 경우에 근접된다는 것

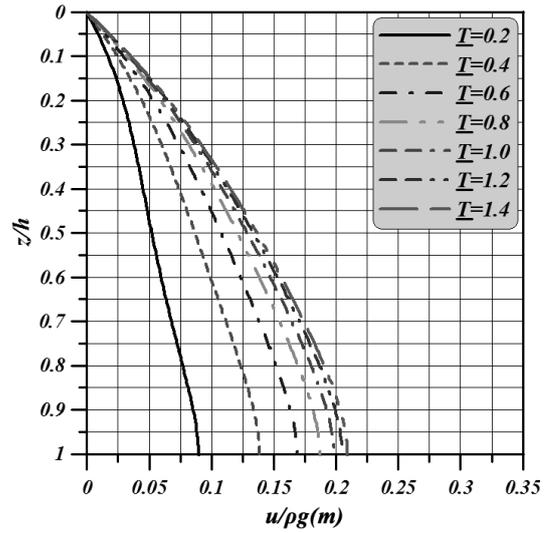


(a)  $U_0 = -10\text{ cm/s}$

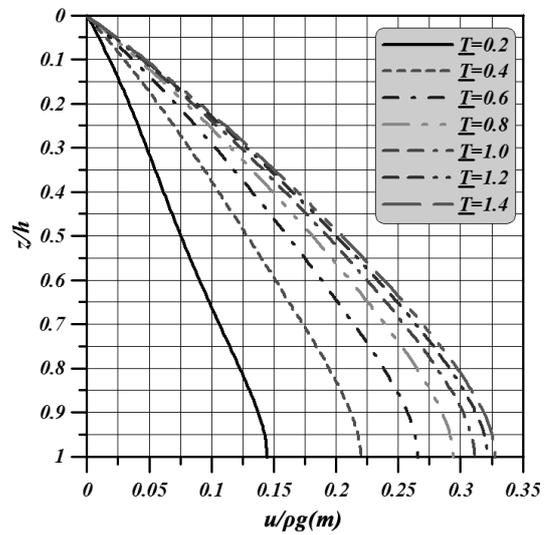


(b)  $U_0 = +10\text{ cm/s}$

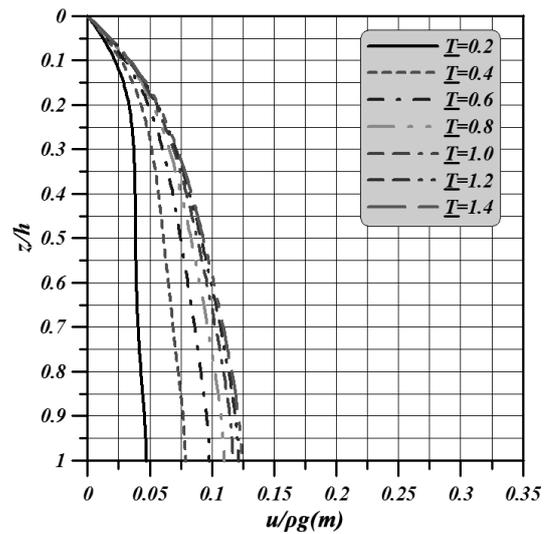
Fig. 6. Residual pore water pressure head according to incident wave periods for  $h = 84\text{ cm}$



(a)  $U_0 = 0\text{ cm/s}$



(b)  $U_0 = -10\text{ cm/s}$



(c)  $U_0 = +10\text{ cm/s}$

Fig. 7. Residual pore water pressure head according to non-dimensional time for  $h = 84\text{ cm}$

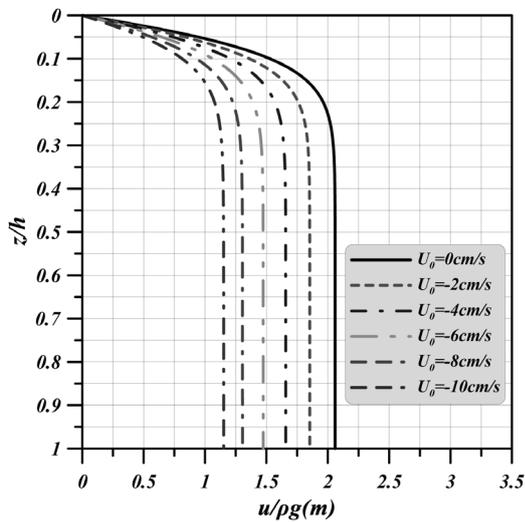
을 볼 수 있다. 따라서, 잔류간극수압은 초기 시간에 크게 축적되고, 시간의 경과에 따라 축적량이 점차 줄어든다는 것을 알 수 있다. 그리고, 순방향과 역방향에서 잔류간극수압은 흐름이 없을 경우를 기준으로 각각 증가와 감소되는 결과를 나타낸다.

### 3.3 무한 두께

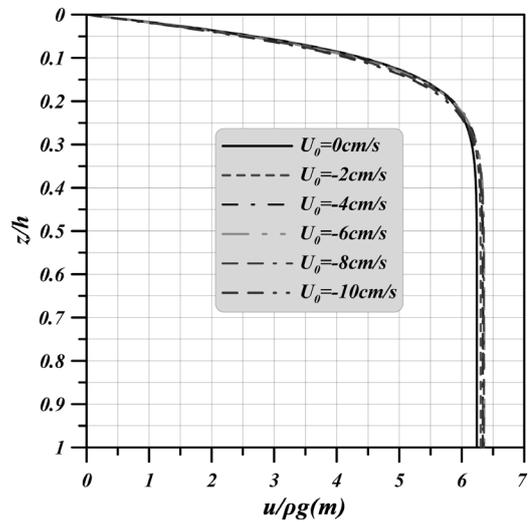
다음에 나타내는 Fig. 8은 유한 두께의 해저지반에 대한 식 (28)에 Table 1의 두께  $h = 173\text{cm}$  ( $h/L = 0.498$ )를 적용한 경우 흐름 크기의 변화에 따른 잔류간극수두의 변화를 나타낸 것이다. 그림으로부터 전술한 Fig. 4와는 달리 순방향의 경우는 흐름장에서 속도의 크기가 증가

할수록 잔류간극수두가 감소하고, 역방향의 경우는 흐름장에서 속도의 크기가 증가할수록 잔류간극수두가 증가하는 경향을 나타낸다. 한편,  $h = 173\text{cm}$ 는 전술한 바와 같이  $h/L = 0.498$ 을 나타내므로 Cheng et al.(2001)과 McDougal et al.(1989) 등의 정의에 따르면 무한 두께의 하한치 혹은 유한 두께의 상한치에 가까운 값을 가진다. 여기서, 흐름속도의 변화에 따른 연직방향 잔류간극수두의 변화는 전술한 무한 두께의 해저지반에 관한 Fig. 3과 상이한 거동 양상을 나타내는 것을 확인할 수 있다.

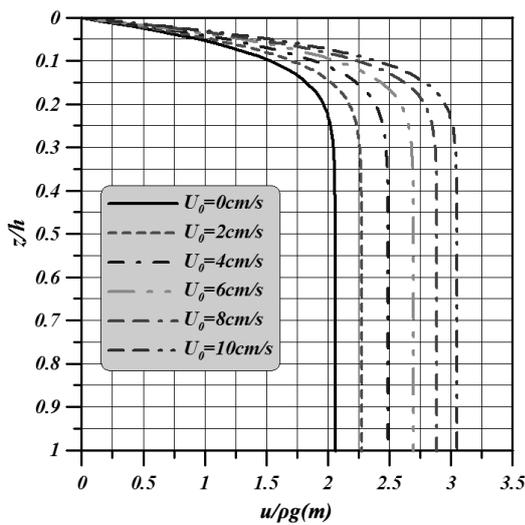
Fig. 9는 8과 동일한 조건 하에 무한 두께의 본 해석 해 식 (38)로부터 얻어진 잔류간극수두의 변화를 나타낸 것이다. Fig. 9는 지반두께의 영향을 받지 않는 무한



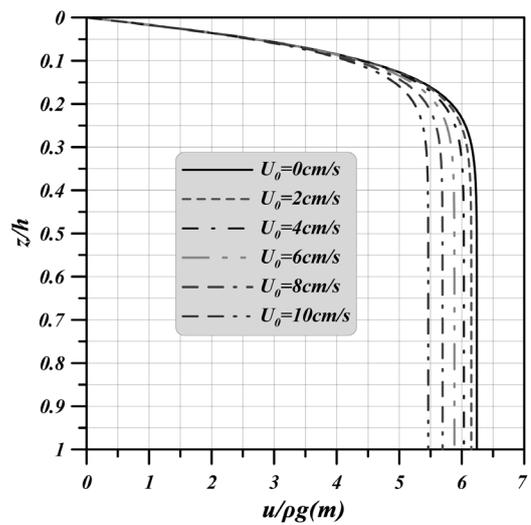
(a)  $U_0 \leq 0$



(a)  $U_0 \leq 0$



(b)  $U_0 \geq 0$

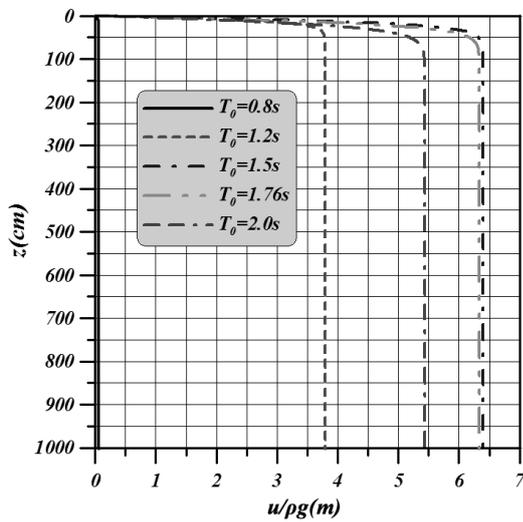


(b)  $U_0 \geq 0$

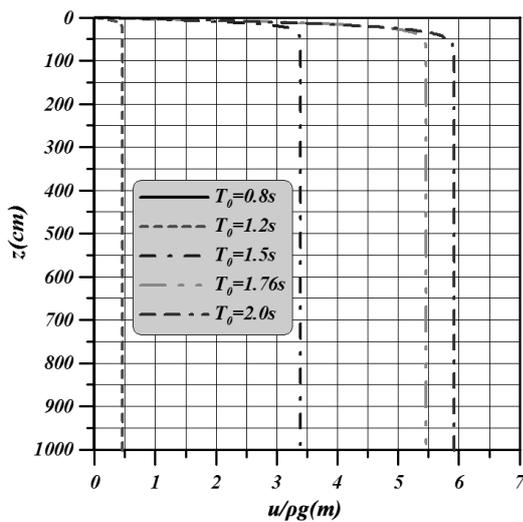
Fig. 8. Residual pore water pressure head by finite seabed thickness Eq.28 according to flow velocities for  $h = 173\text{ cm}$

Fig. 9. Residual pore water pressure head by infinite seabed thickness Eq.38 according to flow velocities for  $h = 173\text{ cm}$

두께에 관한 결과이므로 그림에서 적용된 무차원 연직 축의  $h$ 는 Fig. 8의 결과와 비교하기 위하여 편의적으로 도입한 양이며, 물리적인 의미를 갖지 않는다. 여기서는 Fig. 8과 동일하게  $h = 173\text{cm}$ 를 적용하였다. 두 결과를 비교하면 Fig. 8과는 달리 9는 속도의 크기가 증가할수록 순방향의 경우는 약간 증가하고, 역방향의 경우는 감소하며, 당연하지만 Fig. 3의 결과와 유사한 경향을 나타낸다. 여기서, 유한 두께의 상한치와 무한 두께의 하한치를 거의 나타내는 지반두께  $h = 173\text{cm}$ 를 적용하였지만, 유한 두께와 무한 두께의 해석해로부터 추정된 각각의 결과는 상이하며, 전체적으로 무한 두께의 해석해에 의한 결과가 상대적으로 큰 잔류간극수두를 나타내는 것을 알 수 있다.



(a)  $U_0 = -10 \text{ cm/s}$

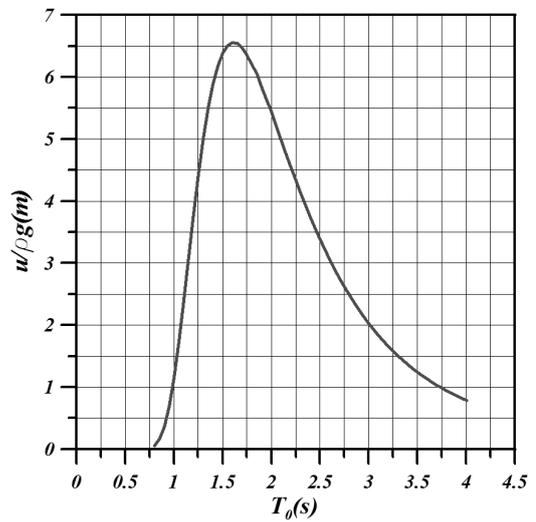


(b)  $U_0 = +10 \text{ cm/s}$

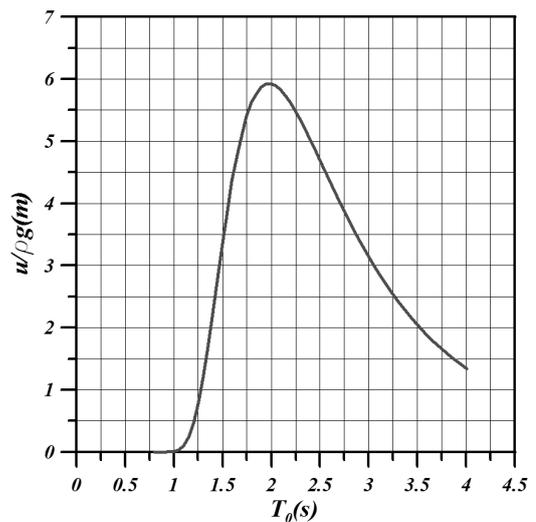
Fig. 10. Residual pore water pressure head according to incident wave periods for infinite seabed thickness

한편,  $h = 173\text{cm}$  이상의 지반두께 경우 유한 두께 해석이론에서 식 (14)의 결과가 발산되기 때문에 유한 두께의 해석해로는 추정이 불가능하다. 따라서,  $h = 173\text{cm}$  이상의 지반두께에 대해서는 무한 두께에 대한 해석해가 적용되어야 하고, 무한 두께에 의한 결과는 Fig. 8과 9의 결과로부터 알 수 있는 바와 같이 유한 두께의 경우와는 차이가 있으므로 진행파와 흐름이 공존하는 경우에 유한 두께와 무한 두께의 해석해로부터 각각 추정되는 결과에서 서로의 결과가 일치하지 않는 경우가 있다는 것을 확인할 수 있다.

한편, 무한 두께의 경우 Table 1에 제시된 조건 및  $U_0 = \pm 10\text{cm/s}$ 의 흐름 조건 하에 흐름이 없을 경우 입사파 주기  $T_0$ 를 매개변수로 잔류간극수압의 수두 변화를 나



(a)  $U_0 = -10 \text{ cm/s}$



(b)  $U_0 = +10 \text{ cm/s}$

Fig. 11. Residual pore water pressure head at  $z = 900 \text{ cm}$  for infinite seabed thickness

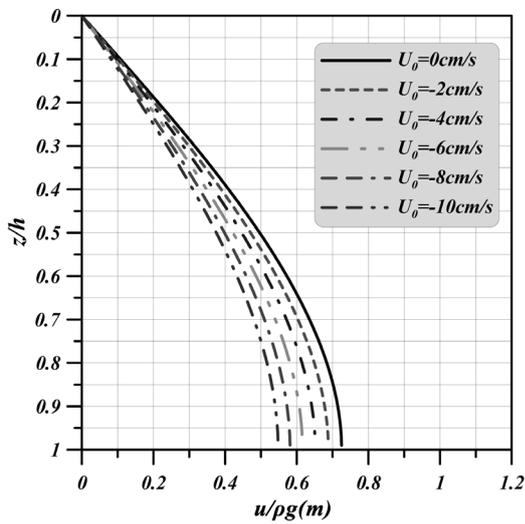
타낸 것이 Fig. 10이다. 순방향의 경우  $T_0 = 1.5s$ 까지는 입사파 주기의 증가에 따라 잔류간극수두는 증가하지만, 이후에는 감소하는 경향을 나타낸다. 역방향의 경우 본 계산의 입사주기 범위내에서 입사주기의 증가에 따라 잔류간극수두가 증가하지만, 증가 폭은 점차로 줄어드는 것을 볼 수 있다. 전체적으로 순방향의 경우가 역방향보다는 큰 값을 나타내며, 연직깊이에 따른 잔류간극수두의 변화 양상은 Figs. 3, 8 및 9와 유사하다.

Fig. 11은 10과 동일한 조건 하에 연직깊이  $z = 900cm$  위치에서 입사주기의 변화에 따른 잔류간극수두의 변화 추이를 제시한 것이다. 순방향보다 역방향의 경우가 상대적으로 장주기에서 잔류간극수두의 최대치가 발생되지만, 최대치의 크기는 순방향의 경우가 더 크다 것을

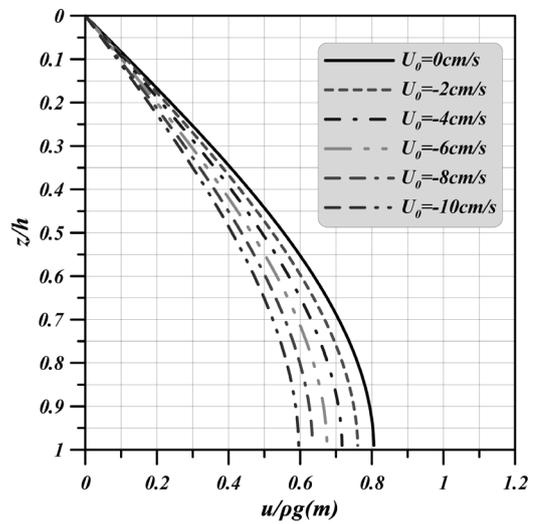
확인할 수 있다.

### 3.4 얇은 두께

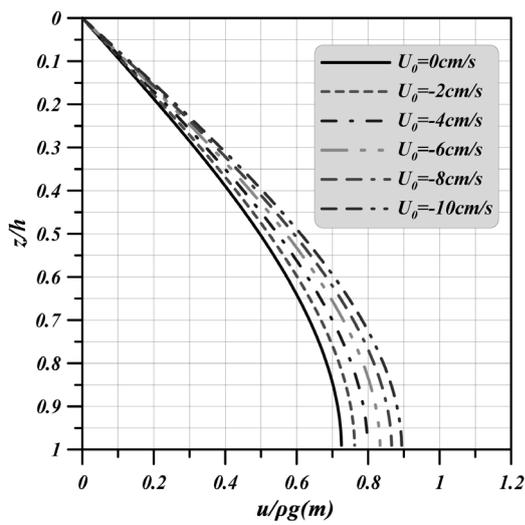
Fig. 12는 Table 1의 파동 조건 및 지반 물성치를 적용하여 무한 시간에서 유한 두께에 관한 해석해 식 (28)에 얇은 두께  $h = 8.8cm (h/L = 0.025 < 1/20)$ 를 적용하여 흐름속도를 매개변수로 잔류간극수압의 수두 변화를 산정한 것으로, Fig. 12(a)는 파와 흐름이 순방향이고, 12(b)는 역방향이다. 흐름 크기의 증가는 순방향의 경우 잔류간극수압의 감소를, 반면에 역방향의 경우 잔류간극수압의 증가를 각각 나타내며, 이러한 경향은 Fig. 8과 유사하다는 것을 알 수 있다.



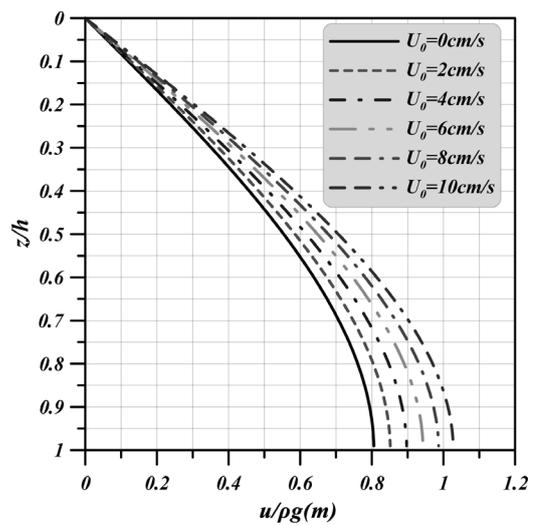
(a)  $U_0 \leq 0$



(a)  $U_0 \leq 0$



(b)  $U_0 \geq 0$



(b)  $U_0 \geq 0$

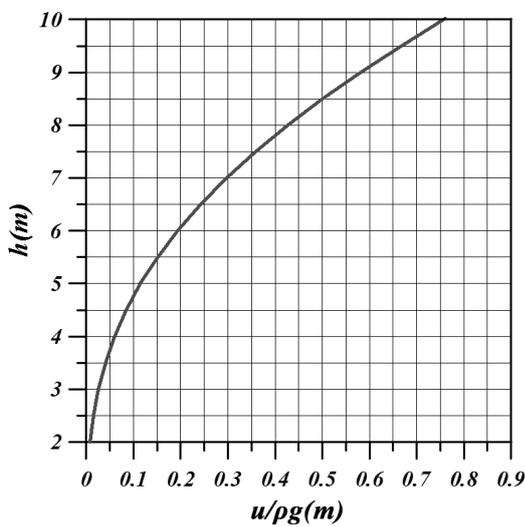
Fig. 12. Residual pore water pressure head by finite seabed thickness Eq.28 according to flow velocities for  $h = 8.8 cm$

Fig. 13. Residual pore water pressure head by shallow seabed thickness Eq.33 according to flow velocities for  $h = 8.8 cm$

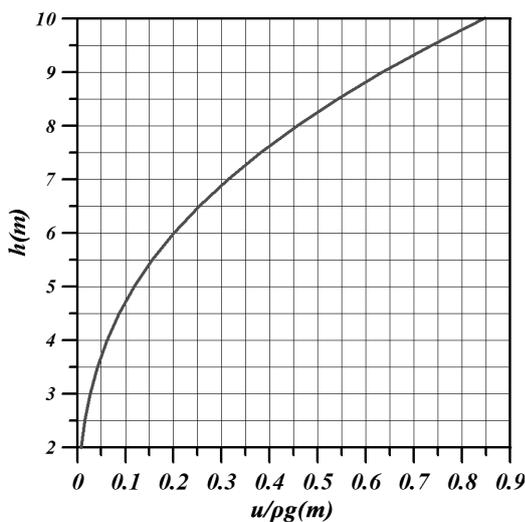
Fig. 13은 12와 동일한 조건 하에 무한 시간에서 얇은 두께에 관한 해석해 식 (33)에 얇은 두께  $h = 8.8\text{cm}$ 를 적용하여 흐름속도를 매개변수로 잔류간극수압의 수두 변화를 산정한 것으로, Fig. 13(a)는 파와 흐름이 순방향이고, 13(b)는 역방향이다. Fig. 12와 비교하면 파와 흐름이 순방향인 경우나 역방향인 경우 모두 흐름속도의 변화에 따른 잔류간극수압의 변화 양상은 유사하지만, 값의 크기가 약간 상이하다. 얇은 두께  $h = 8.8\text{cm}$ 를 유한 두께의 해석해에 적용한 Fig. 12의 결과가 전체적으로 약간 작고, 역방향의 경우가 상대적으로 더 작다는 것을 알 수 있다. 지반두께가  $h = 8.8\text{cm}$ 보다 더 작아지는 경우 후술하는 Fig. 14에서와 같이 유한 두께에 관한 식 (28)과 얇은 두께에 관한 식 (33)의 두 결과가  $h = 8.8\text{cm}$

의 경우보다 근접할 것이며, 특정한 값 이하에서는 두 결과가 동일하게 될 것이다.

다음의 Fig. 14는  $U_0 = -10\text{cm/s}$  및 Table 1의 조건을 적용하여 유한 두께에 관한 식 (28)과 얇은 두께에 관한 식 (33)으로부터 잔류간극수두를 도출한 것으로, 지반 두께를  $h = 2 \sim 10\text{cm}$ 로 변화시킨 결과이다. 그림으로부터 지반두께  $h = 10\text{cm}$  근방에서는 유한 두께의 식 (28)가 상대적으로 약간 작은 값을 나타내지만, 지반두께가  $h = 2\text{cm}$ 에 근접할수록, 즉 지반두께가 얇아질수록 Fig. 13에서 언급한 바와 같이 두 결과는 동일한 결과를 나타내는 것을 확인할 수 있다. 따라서, 유한 두께에 관한 해석해 식 (28)과 얇은 두께에 관한 해석해 식 (33)에

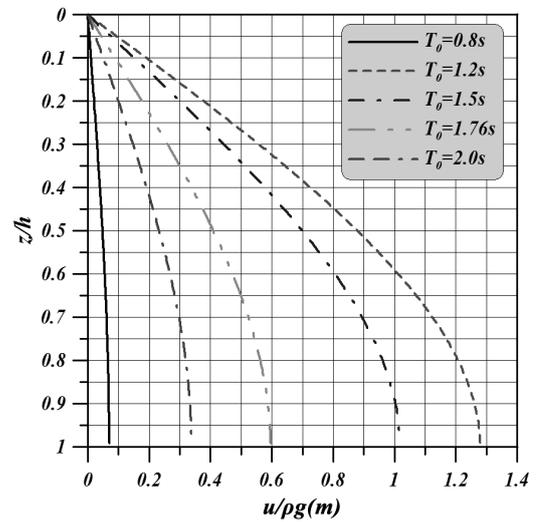


(a) Resulted from Eq. 28 for finite seabed thickness

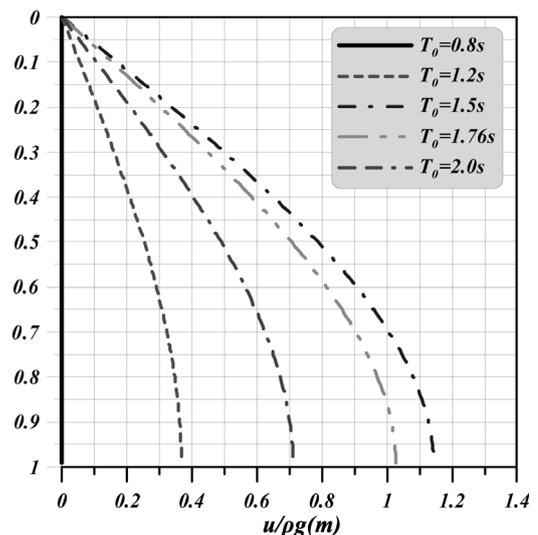


(b) Resulted from Eq. 33 for shallow seabed thickness

Fig. 14. Comparison of residual pore water pressure heads for  $U_0 = -10\text{ cm/s}$



(a)  $U_0 = -10\text{ cm/s}$



(b)  $U_0 = +10\text{ cm/s}$

Fig. 15. Residual pore water pressure head according to incident wave periods for  $h = 8.8\text{ cm}$

의한 두 결과는 어떤 크기 이하의 지반두께에서 동일한 결과를 나타내므로 얇은 두께의 경우는 유한 두께의 식 (28)로부터 얇은 두께의 식 (33)의 결과를 추정할 수 있다는 것을 알 수 있다.

Fig. 15에  $U_0 = \pm 10 \text{ cm/s}$  및 Table 1의 조건 하에 얇은 두께의 해저지반에서 입사주기를 변화시킨 경우에 잔류간극수압의 변동 양상을 제시한다. 무한 두께의 해저지반에 대한 Fig. 10에서와 같이 잔류간극수두는 흐름과 파의 순방향 및 역방향 모두 입사주기 변화에 민감하다는 것을 알 수 있고, 입사주기의 증가에 따라 값의 증가를 나타내지만, 어떤 입사주기대에서 최대를 나타낸 이후에는 감소하는 경향을 나타낸다.

Fig. 15와 동일한 조건 하에  $U_0 = \pm 10 \text{ cm/s}$ 의 경우  $z = h$

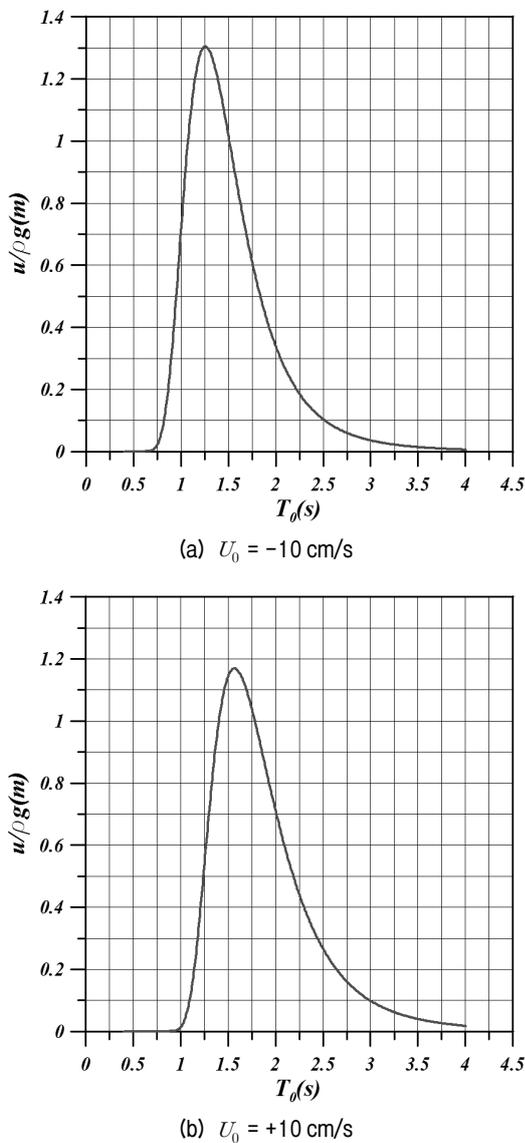


Fig. 16. Residual pore water pressure head at  $z = h = 8.8 \text{ cm}$

에서 입사주기의 변화에 따른 잔류간극수두의 변화 추이를 제시한 결과가 Fig. 16이다. 파와 흐름이 순방향인 경우와 역방향의 경우 각각  $T_0 = 1.25 \text{ s}$ 와  $1.57 \text{ s}$ 에서 잔류간극수두의 최대치가 나타나며, 최대치는 역방향의 경우가 더 긴 입사주기에서 발생하지만, 최대치의 크기는 순방향의 경우보다 작은 값을 나타낸다. 이러한 결과는 전술한 무한 두께의 해저지반에 대한 Fig. 11에서와 동일한 변화 양상을 나타내는 것을 알 수 있다.

#### 4. 결론

본 연구에서는 진행파에 대한 잔류간극수압의 해석해를 새롭게 제시한 Lee et al.(2015a)의 연구 결과를 흐름과의 공존장으로 확장하며, 유한, 무한 및 얇은 두께의 해저지반에 대한 잔류간극수압의 해석해에서 흐름 속도, 입사파의 주기 및 지반두께의 변화에 따른 잔류간극수두의 변동 특성을 면밀히 검토하였다. 검증에서는 Laplace 변환법으로부터 무한 두께의 경우에 대서만 해를 제시한 Jeng and Seymour(2007)의 해석해와 Fourier 급수전개법에 의한 본 해석해의 결과를 비교하여 두 결과가 완전히 동일하다는 것을 확인할 수 있다. 이하에서는 본문에서 논의된 유한, 무한 및 얇은 두께의 해저지반에 대한 중요한 특성을 각각 기술한다.

##### - 유한 두께의 해저지반

- (1) 흐름속도의 크기가 증가할수록 파와 흐름의 순방향에서 잔류간극수두는 커지고, 역방향에서 작아진다.
- (2) 지반두께가 증가할수록 파와 흐름의 순방향이나 역방향 모두 잔류간극수압은 감소한다.
- (3) 입사파의 주기가 감소할수록 파와 흐름의 순방향이나 역방향 모두 잔류간극수압은 연직방향으로 일정치에 가까워진다.

##### - 무한 두께의 해저지반

- (1) 흐름속도의 크기가 증가할수록 파와 흐름의 순방향에서 잔류간극수두는 약간 커지고, 역방향에서 작아진다.
- (2) 파와 흐름의 순방향이나 역방향 모두 특정 입사주기에서 잔류간극수압은 최대치를 나타내며, 상대적으로 역방향에서 최대치가 더 작고, 특정 입사주기는 더 길다.

## - 얇은 두께의 해저지반

- (1) 흐름속도의 크기가 증가할수록 파와 흐름의 순방향에서 잔류간극수두는 작아지고, 역방향에서 커진다.
- (2) 파와 흐름의 순방향이나 역방향 모두 특정 입사주기에서 잔류간극수압은 최대치를 나타내며, 상대적으로 역방향에서 최대치가 더 작고, 특정 입사주기는 더 길다.

또한, 유한 두께에 관한 해석해로부터 무한 두께로 접근시켜 산정한 결과와 무한 두께에 관한 해석해로부터 산정된 결과 사이에는 근본적인 차이가 발생하며, 무한 두께의 해석해에 의한 결과가 상대적으로 큰 잔류간극수두를 나타내는 것을 확인할 수 있었다. 따라서, 유한 두께와 무한 두께의 해석해로부터 각각 추정되는 결과에서 서로의 결과가 일치하지 않는 경우가 있다는 것을 확인할 수 있었다. 유한 두께에 관한 해석해로부터 얇은 두께로 접근시켜 산정한 결과와 얇은 두께에 관한 해석해로부터 산정된 결과 사이에는 약간의 차이가 발생하지만, 지반두께가 얇아질수록 두 결과가 일치하는 경향을 나타내었다.

## 감사의 글

이 연구는 해양수산부/한국해양과학기술진흥원의 연구과제(PJT200538)로 수행된 연구임.

## 참고문헌 (References)

1. Biot, M. A. (1941), "General Theory of Three-dimensional Consolidation", *J. Applied Physics*, Vol.12, pp.155-164.
2. Burcharth, H.F. (1987), The lesson from recent breakwater failures. Development in breakwater design, *Invited Speech Presented at World Federation of Engineering Organization Technical Congress*, Vancouver.
3. Castro, G. (1975), "Liquefaction and Cyclic Mobility of Saturated Sands", *J. Geotechnical Engineering Division*, Vol.101, No.GT6, pp.551-569.
4. Cheng, L., Sumer, B. M., and Fredsoe, J. (2001), "Solution of Pore Pressure Build up due to Progressive Waves", *Int. J. Numerical and Analytical Methods in Geomechanics*, Vol.25, pp.885-907.
5. Clukey, E. C., Kulhawy, F. H., and Liu, P. L.-F. (1983), "Laboratory and Field Investigation of Wave-sediment Interaction", Joseph H. Defrees Hydraulic Laboratory, School of Civil and Environmental Engineering, Cornell University, Ithaca, NY.
6. Clukey, E. C., Kulhawy, F. H., Liu, P. L.-F., and Tate, G. B. (1985), "The Impact of Wave Loads and Pore-water Pressure Generation on Initiation of Sediment Transport", *Geo-Marine Letters*, Vol.5, pp.177-183.
7. de Alba, P., Seed, H. B., and Chan, C. K. (1976), "Sand Liquefaction in Large-scale Simple Shear Tests", *J. Geotechnical Engineering Division*, Vol.102, pp.909-928.
8. Hamada, M., O'Rourke, T. D., and Yoshida, N. (1994), "Liquefaction-induced Large Ground Displacement", *13th ICSMFE, Performance of Ground Soil during Earthquake*, pp.93-108.
9. Ishihara, K. (1993), "Liquefaction and Flow Failure during Earthquakes", *Geotechnique*, Vol.43, No.3, pp.351-415.
10. Ishihara, K., Acacio, A., and Towhata, I. (1993), "Liquefaction Induced Ground Damage in Dagupan in the July 16, 1990 Luzon Earthquake", *Soils and Foundations*, JSSMFE, Vol.33, No.1, pp.133-154.
11. Jeng, D. S. (1997), "Wave-induced Seabed Response in Front of a Breakwater", PhD Thesis, The University of Western Australia.
12. Jeng, D.S. (2008), "Effects of Wave Non-linearity on Residual Pore Pressure in Marine Sediments", *The Open Civil Eng. J.*, Vol.2, pp.63-74.
13. Jeng, D. S. and Seymour, B. R. (2007), "Simplified Analytical Approximation for Pore-water Pressure Buildup in Marine Sediments", *J. Waterway, Port, Coastal, and Ocean Eng.*, ASCE, Vol.133, No.4, pp.309-312.
14. Jeng, D. S., Seymour, B. R., and Li J. (2006), "A New Approximation for Pore Pressure Accumulation in Marine Sediment due to Water Waves", Research Report No. R868, School of Civil Engineering, University of Sydney, Sydney, Australia.
15. Kirca, V. S. O., Sumer, B. M., and Fredsoe, J. (2013), "Residual Liquefaction of Seabed under Standing Waves", *J. Waterway, Port, Coastal, and Ocean Eng.*, ASCE, Vol.139, pp.489-501.
16. Lee, K. H., Kim, D. S., Kim, K. H., Kim, D. W., and Shin, B. S. (2014), "Analysis Method of Partial Standing Wave-induced Seabed Responses in Finite Soil Thickness under Arbitrary Reflection", *J. Korean Society of Coastal and Ocean Engineers*, Vol.26, No.5, pp.300-313.
17. Lee, K. H., Kim, D. W., Kim, D. S., Kim, T. H., and Kim, K. H. (2015a), "An Analytical Solution of Progressive Wave-induced Residual Pore Water Pressure in Seabed", *J. Korean Society of Coastal and Ocean Engineers* (in press).
18. Lee, K. H., Kim, D. W., Kim, D. S., Kim, T. H., Shin, B. S., and Na, S. M. (2015b), "An Analytical Solution of Dynamic Responses for Seabed under Coexisting Fields of Flow and Partial Standing Wave with Arbitrary Reflection Ratio", *J. Korean Geotechnical Society* (under review).
19. McDougal, W. G., Tsai, Y. T., Liu, P. L.-F., and Clukey, E. C. (1989), "Wave-induced Pore Water Pressure Accumulation in Marine Soils", *J. Offshore Mechanics and Arctic Eng.*, Vol.111, pp.1-11.
20. Sassa, S. and Sekiguchi, H. (1999), "Wave-induced Liquefaction of Beds of Sand in a Centrifuge", *Geotechnique*, Vol.49, No.5, pp.621-638.
21. Sassa, S. and Sekiguchi, H. (2001), "Analysis of Wave-induced Liquefaction of Sand Beds", *Geotechnique*, Vol.51, No.2, pp.115-126.
22. Sassa, S., Sekiguchi, H., and Miyamoto, J. (2001), "Analysis of Progressive Liquefaction as a Moving Boundary Problem", *Geotechnique*, Vol.51, No.10, pp.847-857.
23. Sawicki, A. and Mierczynski, J. (2005), "Wave-induced Stresses and Liquefaction in Seabed According to the Biot-type Approach", *Archives of Hydro-Eng. And Environmental Mechanics*, Vol.52,

- No.2, pp.131-145.
24. Seed, H. B. and Idriss, I. M. (1971), "Simplified Procedure for Evaluating Soil Liquefaction Potential", *J. Soil Mechanics and Foundations Division*, ASCE, Vol.97, No.SM9, pp.1249-1273.
  25. Seed, H. B. and Idriss, I. M. (1982), Ground motion and soil liquefaction during earthquakes, EERI Monograph, Earthquake Engineering Research Institute.
  26. Seed, H. B. and Lee, K. L. (1966), Liquefaction of saturated sands during cyclic loading, *J. Soil Mechanics and Foundations Division*, ASCE, 92, 105-134.
  27. Seed, H. B., Pyke, R. M., and Martin, G. R. (1978), Effects of multidirectional shaking on pore pressure development in sands, *J. Geotechnical Division*, ASCE, 104, 27-44.
  28. Seed, H. B. and Rahman, M. S. (1978), Wave-induced pore pressure in relation to ocean floor stability of cohesionless soils, *Marine Geotechnology*, 3(2), 123-150.
  29. Sumer, B. M. and Cheng, N. S. (1999), A random-walk model for pore pressure accumulation in marine soils, 9th Intl. Offshore and Polar Eng. Conference, ISOPE, 521-528.
  30. Yamamoto, T., Koning, H. L., Sellmeijer, H., and Hijum, E. V. (1978), On the response of a poro-elastic bed to water waves, *J. Fluid Mech.*, 87, 193-206.
  31. Zen, K. and Yamazaki, H. (1991), Field observation and analysis of wave-induced liquefaction in seabed, *Soil and Foundation*, 31(4), 161-179.

Received : April 17<sup>th</sup>, 2015

Revised : June 19<sup>th</sup>, 2015

Accepted : July 14<sup>th</sup>, 2015