

조석이크큰 해역에서의 해안과정과 항만퇴적의 변화

신 승 호* · 이 중 우**

Variation of Beach Processes and Harbor Sedimentation in an Area of Large Tide

S. H. Shin · J. W. Lee

Key Words : 해안과정(Beach processes), 항만퇴적(Harbor sedimentation), 쇄파(Breaking), 저면마찰(Bottom friction), 한계마찰응력(Critical shear stress), 현장관측(Field observation), 해저지형변화(Topographical change), 이안 구조물(Offshore structure)

Abstract

In the past, the predictions of beach processes and harbor sedimentation were mainly relied on the hydraulic model tests and empirical methods. In recent years, however, as computers have come into wide use, more accurate models have gradually been developed and thus replaced those conventional methods. For prediction of topographical change near the coastal area, we need informations of wave and current conditions in the numerical model which should be calculated in advance. Numerical model introduced in this study combines wave refraction-diffraction, breaking, bottom friction, lateral mixing, and critical shear stress and three sub-models for simulating waves, currents, and bottom change were briefly discussed. Simulations of beach processes and harbor sedimentation were also described at the coast neighboring Bangpo Harbor, Anmyundo, Chungnam, where the area has suffered accumulation of drifting sand in a small fishing harbor with a wide tidal range. We also made model test for the new layout of the harbor and planned south breakwater for preventing intrusion of sand. Although the model study gave reasonable description of beach processes and harbor sedimentation mechanism, it is necessary to collect lots of field observation data, including waves, tides and bottom materials, etc. for better prediction.

* 정회원, 큐슈대학대학원 공학연구원 연안역환경학강좌 연구원

** 정회원, 한국해양대학교 토목환경공학부 교수

1. 서론

근래에 들어와서 해안 주변역, 즉, 연안역은 교통과 생활의 요충지로서 활용도가 높아지고 있고, 항만 건설이나 연안역의 구조물 축조, 매립 및 간척 등에 의한 개발에 따른 해변의 침식과 매몰, 퇴적현상 등이 나타나고 있으며, 이는 해안의 사빈의 손실과 더불어 친수공간으로서의 기능저하와 환경오염 문제를 유발할 수 있다.

연안역개발이 이루어지는 해역에서의 해변의 변형 즉, 해저토사이동과 해저지형의 변화를 일으키는 요인은 파랑과, 파랑에 의해 발생하는 해빈류 및 조류, 바람 및 하구에서의 유출류를 들 수 있으나, 가장 큰 요인은 파랑과 해빈류라고 할 수 있다.

파랑은 각종 항만구조물과 해안 구조물을 설계함에 있어서 구조물에 직접적인 영향을 미치며, 역으로 이러한 구조물에 의해 해당 해역의 파랑조건 자체도 변화하게 되고 이러한 변화에 의해 해빈류장도 변화하고, 이로부터 표사의 양과 방향이 변화되어, 최종적으로 해저 지형에 변화를 가져오게 된다.

사빈해역에 있어서 쇄파대에서는 표사의 활동이 활발히 행해지므로, 건설된 구조물 주변에서 쇄굴이 생기거나 혹은 항 입구로부터의 모래 침입에 의한 항내 매몰과 항로 폐색을 야기시킬 수 있고 특히 항로 매몰과 항로 폐색은 준설 등과 같은 대책을 강구하지 않으면 항 자체의 기능이 상실되게 된다. 또한, 구조물 건설전후에 있어서 표사의 이동방향과 이동량이 서로 다를 경우에는 연안표사의 연속성이 유지되지 못하여 인접하는 해역에까지 영향이 미치게 된다. 따라서, 사빈해역에서의 항 특히 어항의 정비에 있어서는 현지 관측에 의해 현황을 파악함과 동시에 수치 시뮬레이션 등으로 장래의 표사 이동예측을 행하고 난 후 비로소 정비계획을 입안할 필요가 있다.

본 연구에서는 특히 항만의 매몰이나 해안선, 해저지형변화의 가장 큰 요인이 되는 표사이동을 연안역의 구조물 설치와 결부하여 수치 시뮬레이션 기법으로 분석하고자 한다.

수치 모형실험에 의한 평면 해역상의 퇴적 환경

예측모델은 예측의 대상을 무엇으로 할 것인가 혹은 해저 지형의 변형 현상을 어떻게 모델화할 것인가에 의해 해안선 모델과 3차원 해빈변형 모델의 2가지로 대별된다.

해안선 모델은 이름 그대로 해빈변형을 해안선의 위치에 대표시켜, 해안선을 따라 연안 표사량의 분포를 계산하는 기법이다. 따라서, 표사량 산정의 전제가 되는 파랑장의 계산에 있어서도 해안선에 연한 쇄파파고와 파향의 평가가 주된 대상이 된다. 이에 반하여, 3차원 해빈변형 모델은 대상 해빈 전역에 걸쳐 파랑과 해빈류장을 계산하고 그 결과에 의해 각 점에서의 표사량을 구하여 3차원적인 해빈변형의 시간 변화를 예측하는 모델이다. 이 모델은 평면 2차원 모델 혹은 수심변화 모델이라고도 불린다. 3차원 해빈변형 모델은 크게 파랑장 계산 모델, 해빈류장 계산 모델, 지형변화 계산 모델의 3개의 서브 모델로 구성된다.

본 연구에서는 광역 해역 즉, 외해에서 천해로 전파되는 파에 대한 연안 해역에서의 정도 높은 파랑 변형모델, 파랑변형에 따른 해빈류 계산모델 및 해저 지형변형 계산모델을 모두 결합한 3차원 해빈변형 모델을 구성하여 현장에 적용하고자 하며, 대상영역은 최근 개발이 추진되고 있는 서해안의 방포항과 그 주변해역으로 한정하기로 한다.

2. 파랑장 변형모델

연안 해역의 제어를 위해 수립되는 파랑의 변형 모델은 파의 반사, 굴절, 회절 및 천수효과 그리고 쇄파에 의한 변형을 포함하여야 하며 경우에 따라서는 불규칙파를 대상으로 해석하여야 할 경우도 있다. 이는 해석 대상이 되는 해역의 크기, 요구되는 계산의 정밀도 및 계산의 효율성 면에서도 종합적으로 판단·선택되어야 한다.

파랑 모델 방정식은 크게 굴절계, 회절계, 굴절·회절계 및 비선형 파동계로 분류할 수 있으며 대상 해역의 크기 및 필요정도에 따라 취사 선택하게 된

다. 본 연구에서 해석하고자 하는 대상해역은 외해로부터의 입사파가 연안으로 진행할 경우, 수심의 변화와 구조물로 인해 변형되는 파랑을 정도 높게 계산하여야 하므로 천수변형, 굴절 및 회절 그리고 쇄파가 동시에 고려되어야 한다. 현재까지 제시된 선형 파랑모델 중에서 쇄파를 제외한 파랑 변형을 모두 고려할 수 있는 지배방정식으로는 환경사 방정식(Berkhoff, 1972)을 들 수 있다. 그러나, Berkhoff의 환경사 방정식은 타원형 방정식이기 때문에 해석에 있어서 전 영역의 경계조건이 필요하므로 쇄파대내의 경계조건 설정에 어려움이 있으며, 또한 해석대상 영역이 협역이 아닐 경우(파랑의 계산 범위가 10파장 이상일 경우는) 계산량의 과다로 인해 수치계산상의 효율성이 감퇴된다는 단점을 가지고 있다. 특히, 파랑 계산 자체만으로 계산을 종료하는 것이 아니라 변형된 파랑으로 인한 확장 계산 예를 들어, 파로 인한 해빈류의 발생 및 지형 변화까지를 결부시키게 되면 더한층 계산의 효율성에 대한 부담이 가중되게 된다.

따라서, 본 연구에서의 파랑 계산을 위해서는 환경사 방정식으로부터 변형시킨 포물선형 환경사 방정식(Radder, 1979)을 채택하였으며, 이는 파의 굴절, 회절 및 천수효과를 동시에 계산할 수 있으며 외해의 입사 경계로부터 해안에 이르기까지 순차적으로 계산할 수 있는 장점을 가지므로 계산의 효율성이 대단히 높다. 그러나, 이 방정식은 그의 변형 과정에서 반사 성분을 제외시켰다는 점으로 인해 파의 반사가 현저한 경우(항내의 부진동 해석 등)에는 적용하기 어렵다.

2.1 지배방정식

식 (1)과 같이 표현되는 환경사 방정식은 다양한 선형 파랑 방정식 가운데에서도 파의 굴절, 회절, 반사 및 천수변형을 동시에 다룰 수 있으므로 고정도의 방정식으로서 알려져 있다(일본토목학회, 1994). 그러나, 편미분 방정식의 형은 타원형 방정식이 되어 있으므로 이를 수치적으로 다루기는 그리 용이하지 않다.

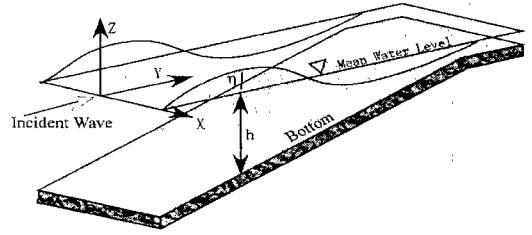


Fig. 1 Definition of coordinate system

$$\nabla \cdot \{CC_g \nabla \phi\} + \omega^2 \frac{C_g}{C} \phi = 0 \quad (1)$$

여기서, $\nabla = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y} \right)$, C : 파속, C_g : 군속도, ϕ 는 수평방향 속도포텐셜, ω 는 각주파수이며, $\phi(x, y)$ 에 scaling factor $\psi = \sqrt{CC_g} \phi$ 를 도입하고 y 방향의 진행파에 대해 환경사 방정식을 정리하면 다음과 같은 Helmholtz 방정식이 얻어진다.

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} = -k^2 \psi \quad (2)$$

식 (2)의 ψ 를 입사파 성분 ψ^+ 와 반사파 성분 ψ^- 로 나누고, Radder(1979)의 splitting matrix법을 도입함에 따라, 식 (3)이 유도되고, 반사의 성분 ψ^- 를 무시함에 따라 식 (4)와 같은 포물선형 환경사 방정식을 얻을 수 있으며 좌표계 및 각 물리량의 정의는 Fig. 1과 같다.

$$\frac{\partial \psi^+}{\partial y} = \left\{ ik - \frac{1}{2k} \frac{\partial k}{\partial y} + \frac{i}{2k} \frac{\partial^2}{\partial x^2} \right\} \psi^+ + \left\{ \frac{1}{2k} \frac{\partial k}{\partial y} + \frac{i}{2k} \frac{\partial^2}{\partial x^2} \right\} \psi^- \quad (3)$$

$$\frac{\partial \psi^-}{\partial y} = \left\{ \frac{1}{2k} \frac{\partial k}{\partial y} - \frac{i}{2k} \frac{\partial^2}{\partial x^2} \right\} \psi^+ + \left\{ -ik - \frac{1}{2k} \frac{\partial k}{\partial y} - \frac{i}{2k} \frac{\partial^2}{\partial x^2} \right\} \psi^-$$

$$\frac{\partial \psi}{\partial y} - ik\psi + \frac{1}{2k} \frac{\partial k}{\partial y} \psi + \frac{i}{2k} \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} = 0 \quad (4)$$

여기서, k : 쇄파로 인한 감쇠효과를 고려한 복소 파수이며, $i = \sqrt{-1}$ 이다.

2.2 수치계산법

식 (4)의 차분화에 있어서 계산 격자 및 변수의 배치를 Fig. 2와 같이 정의하고, 음해법인 Crank-Nicolson법을 이용하여 각 편미분항에 대한 차분식을 만들고 이를 정리하면 다음과 같은 연립방정식이 얻어진다.

$$P_i \psi_{j+1}^{i-1} + Q_i \psi_{j+1}^i + R_i \psi_{j+1}^{i+1} = B_i \quad (5)$$

여기서,

$$P_i = -\frac{i}{2\Delta x^2} \frac{1}{k_{j+1}^i + k_j^i}$$

$$Q_i = \frac{i}{\Delta x^2} \frac{1}{k_{j+1}^i + k_j^i} + \frac{1}{2} \left\{ \frac{k_{j+1}^i - k_j^i}{\Delta y (k_{j+1}^i + k_j^i)} - i \frac{k_{j+1}^i + k_j^i}{2} \right\}$$

$$R_i = -\frac{i}{2\Delta x^2} \frac{1}{k_{j+1}^i + k_j^i}$$

$$B_i = \left[\frac{\psi_j^i}{\Delta y} - \frac{\psi_j^i}{2} \left\{ \frac{k_{j+1}^i - k_j^i}{\Delta y (k_{j+1}^i + k_j^i)} - \frac{i(k_{j+1}^i + k_j^i)}{2} \right\} \right] + \frac{i\{\psi_j^{i-1} - 2\psi_j^i + \psi_j^{i+1}\}}{2\Delta x^2 (k_{j+1}^i + k_j^i)}$$

식 (5)는 삼중대각행렬이 되므로, 외해의 경계측에 입사파 조건을 부여하고 양측 경계에 적당한 경계조건을 설정함에 따라 외해에서 해안으로 향해 순차적으로 물리량을 계산할 수 있게 된다.

본 계산에서의 양측 경계조건은 식 (6)의 방사조건을 부여하였으며, 이의 차분식은 식 (7)과 같다.

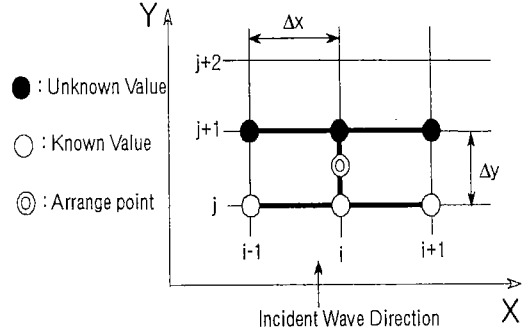


Fig. 2 Calculation grid in a wave model

$$\frac{\partial \psi}{\partial x} = ik \cos \theta \cdot \psi \quad (6)$$

$$\frac{1}{2} \left\{ \frac{\psi_{j+1}^{i+1} - \psi_{j+1}^{i-1}}{2\Delta x} + \frac{\psi_j^{i+1} - \psi_j^{i-1}}{2\Delta x} \right\} = ik \cos \theta \left\{ \frac{\psi_{j+1}^i - \psi_j^i}{2} \right\} \quad (7)$$

여기서, θ 는 입사파향을 나타낸다.

한편, 외해에서의 해안으로 진행되는 파는 수심이 얇아짐에 따라 천수변형으로 인해 파고가 증대되며 마침내 쇄파하여 에너지가 소산되고, 이러한 현상은 파고의 감쇠, 평균해면의 상승 및 이로 인한 해빈류 발생 등으로 작용하게 된다.

본 모델에서는 습田(1975)의 쇄파 판정식을 이용하여 쇄파 파고(H_b)를 산정하고 매 계산 격자에서 산정되어진 파고(H_c)가 $H_b \leq H_c$ 일 경우 쇄파, $H_b > H_c$ 일 경우 비쇄파로 판정하였으며, 이는 수심에 의해 규제되는 쇄파 현상을 위하여 파고 분포에 있어서 쇄파한계를 넘는 부분의 에너지가 소산되어 파고가 작은 파로 재생된다고 생각한 것으로 쇄파를 파고의 특정 폭에 대해 고려한 것이 특징이다.

쇄파후의 에너지 감쇠율은 渡辺·丸山(1984)가 제안한 식 (8)을 이용하고 식 (9)로 파고 감쇠 효과를 계산하였다.

$$C_f = \alpha_D \frac{\tan \beta}{\omega} \sqrt{\frac{g}{h}} \quad (8)$$

$$k = k' \sqrt{1 - \left(\frac{C_f}{2\omega}\right)^2 + i \left(\frac{C_f}{\omega}\right)} \quad (9)$$

여기서, C_f 는 에너지 감쇠계수, α_D 는 계수($\alpha_D = 2.5$), $\tan \beta$ 는 평균해저경사, k' 는 분산관계식 $\omega^2 = gk' \tanh k'h$ 를 만족하는 각 지점에서의 파수를 나타내며 쇄파대를 벗어난 구역에서는 $k = k'$ 이 되어 통상의 파수와 동일하지만, 쇄파대내에서는 복소수가 되어 파의 진행과 쇄파를 수반되는 에너지 감쇠를 고려한 상기 제시한 식 (9)와 같이 표현된다.

계산되어진 각 격자점에 있어서의 ϕ 로부터, 입사파의 진폭이 a_0 인 경우 파고(H) 및 파향(θ)은 각각 식 (10) 및 (11)과 같이 산정된다.

$$H = 2a_0 |(\sqrt{CC_g})^{-1} \phi| \quad (10)$$

$$\theta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \frac{2\hat{u}\hat{v}\cos x}{\hat{u}^2 - \hat{v}^2} \quad (11)$$

여기서, \hat{u} 는 x 방향의 파동 유속변동 진폭이고,

\hat{v} 는 y 방향의 파동 유속변동 진폭, x 는 (x, y) 방향 파동 유속 (u, v)변동의 위상차이다.

3. 해빈류장 변형모델

해빈류의 계산은 이의 계산 자체가 독립된 것이 아니라, 전 단계에 있어서의 파랑 계산 및 지형 변화의 계산 등과 관련을 두고 고려해야 하므로 이와 같은 해빈류 계산은 상당히 복잡한 파의 지형 조건에 대해서도 안정한 계산이 이루어질 수 있어야 함은 물론 계산 소요시간도 과대하지 않을 것이라고 하는 2가지 요건을 만족하여야 한다.

3.1. 지배 방정식

수평면에 직교 좌표계 (x, y) 를 취하고 해빈류의 각 방향 성분 유속을 U, V , 평균 수위의 상승량 (wave setup)을 η 로 하면, 평균류에 관한 연속식은 식 (12)로, (x, y) 각 성분에 대한 운동방정식은 각각 식 (13)과 (14)로 표현할 수 있다.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial U(h+\eta)}{\partial x} + \frac{\partial V(h+\eta)}{\partial y} = 0 \quad (12)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + F_x - M_x + R_x = 0 \quad (13)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial y} + F_y - M_y + R_y = 0 \quad (14)$$

여기서, h 는 정수심, F_x, F_y 는 (x, y) 방향의 마찰항, M_x, M_y 는 (x, y) 방향의 수평 운동량 확산항, R_x, R_y 는 (x, y) 방향의 radiation stress항을 나타낸다.

(1) 마찰항(F_x, F_y)

해빈류 계산에 있어서 저면 마찰항은 西村(1982)가 제안한 정상류에 대한 평가식으로, 단일 진행파와 평균류가 공존하는 장에서 평균 마찰력의 시간 평균치로서 다음 식이 일반적으로 이용된다.

$$F_x = \frac{f}{h+\eta} \left\{ \left(W + \frac{w_b}{W} \cos^2 \alpha \right) U + \frac{w_b}{W} \cos \alpha \sin \alpha \cdot V \right\} \quad (15)$$

$$F_y = \frac{f}{h+\eta} \left\{ \frac{w_b}{W} \cos \alpha \sin \alpha \cdot U + \left(W + \frac{w_b}{W} \sin^2 \alpha \right) V \right\} \quad (16)$$

$$W = \left\{ \sqrt{U^2 + V^2 + w_b^2 + 2(U \cos \alpha + V \sin \alpha)w_b} + \sqrt{U^2 + V^2 + w_b^2 - 2(U \cos \alpha + V \sin \alpha)w_b} \right\} / 2 \quad (17)$$

이 때, f 는 마찰계수(0.01), α 는 파의 진행방향이 x 축과 이루는 각, w_b 는 미소진폭파의 절대유속 평균치($w_b = \omega H / \{\pi \sinh k(h + \eta)\}$)이다.

또한, 마찰계수(f)는 비정상 계산의 초기에 있어서의 안정적인 계산을 위해 초기 단계에서는 큰 값 f_{\max} 로 취하고 계산이 진행해 감에 따라 cosine 함수를 이용하여 본래의 마찰계수(f')로 접근시켰다.

$$f = (f_{\max} - f') \cdot \cos^4 \left\{ \frac{\pi}{2} \frac{t}{(t_{\max}/3)} \right\} + f' \quad (18)$$

여기서, f_{\max} 는 마찰계수의 초기치(f' 의 10배 정도), t 는 계산 루프의 시각, t_{\max} 는 계산 루프의 최종시각이다.

(2) 수평운동량 확산항(M_x, M_y)

수평운동량 확산항은 ε 을 확산계수로 하여 다음 식으로 표현된다.

$$M_x = \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\varepsilon \frac{\partial U}{\partial y} \right) \quad (19)$$

$$M_y = \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon \frac{\partial V}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\varepsilon \frac{\partial V}{\partial y} \right) \quad (20)$$

확산계수 ε 은 식 (21)의 Longuet-Higgins(1970) 평가법이 일반적이지만, 이는 회절역 등의 파고가 작은 영역에서 확산계수가 과대하게 평가되므로, 파고에 따라 변화하도록 James(1974)에 의해 개량된 식 (22)를 이용하였다.

$$\varepsilon' = NN \sqrt{g(h + \eta)} \quad (21)$$

$$\varepsilon = NN \sqrt{gh} \frac{H}{0.4h} \quad (22)$$

여기서, N 는 정수(0.016), H 는 파고, l 는 이안거리(근사적으로 $h/\tan \beta$)이며, 쇄파점에 있어서 확산

계수가 최대 ε_{\max} 가 되도록 쇄파점으로부터 외해측은 다음과 같은 식을 이용한다.

$$\varepsilon = \varepsilon_{\max} [1 - \tanh\{(\varepsilon' - \varepsilon_{\max})/\varepsilon_{\max}\}], \quad \varepsilon' > \varepsilon_{\max} \quad (23)$$

(3) Radiation Stress 항

공간적인 분포가 다른 파랑장에 있어서의 Radiation stress의 공간적인 구배에 비례하는 평균적인 외력이 해수에 작용하여 평균수위의 변동 및 해빈류를 일으킨다. 결국 식 (13), (14)는 이의 균형을 계산하는 식이 된다.

$$R_x = \frac{1}{\rho(h + \eta)} \left(\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \right) \quad (24)$$

$$R_y = \frac{1}{\rho(h + \eta)} \left(\frac{\partial S_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} \right) \quad (25)$$

여기서, ρ 는 해수밀도이며, $S_{xx}, S_{xy}, S_{yx}, S_{yy}$ 는 파로 인한 Radiation stress로서 전질의 파랑계산에서 얻어진 속도 포텐셜 ϕ 를 이용하여 다음과 같이 산출된다. 이 때, $i = x, y; j = x, y$, ϕ^* 는 ϕ 의 공액복소수, δ_{ij} 는 크로벡크델타 함수($\delta_{xx} = \delta_{yy} = 1, \delta_{xy} = 0$)이다.

$$S_{ij} = \frac{\rho g}{4} \left\{ Re \left[\frac{\partial \phi}{\partial x_i} \frac{\partial \phi^*}{\partial x_j} \right] \frac{1}{k^2} \left(1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right) + \delta_{ij} \left[|\phi|^2 \frac{2kh}{\sinh 2kh} + \frac{2kh \coth 2kh - 1}{2k^2} \right] \right\} \quad (26)$$

3.2 수치해석 방법 및 제조건

기초 방정식(12, 13, 14)의 이산화는 Fig. 3에 나타낸 바와 같이 수위 η , 수심 h , 확산계수 ε , Radiation stress S_{xx} 등을 격자의 중앙에, 유속 성

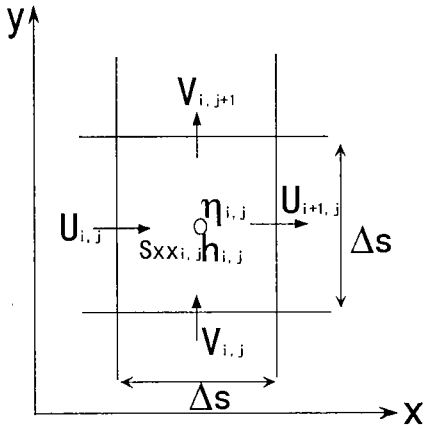


Fig. 3 Computational grid system in a wave induced current model

분 U , V 를 반 격자 사이에 배치하여 정의하는 staggered mesh를 사용하여 중앙차분을 적용하였다. 수렴 계산에는 양해형식의 비정상 계산법을 채용하고, 시간 방향으로는 유속 성분 U , V 에 대해 $\Delta t/2$ 진행한 시각에 정의하는 leap-flog법으로 처리하였다.

계산에 있어서의 좌우 경계는 인접 격자의 유속치를 이용한 개방 경계로 하고, 방파제 등의 구조물 및 육지측의 경계는 고정 경계로 처리하였다.

본 모델은 양해법으로 수치계산을 행하므로 이와 관련한 안정조건을 필요로 하며 식 (27) 및 (28)을 만족하는 Δt 로 수치계산을 행하였다.

$$C_r = \frac{\Delta t \{ \bar{U} + \sqrt{2g(h+\eta)} \}}{\Delta s} < 1 \quad (27)$$

$$\Delta t \left(\frac{\epsilon}{\Delta s^2} + \frac{\bar{U}}{\Delta s} \right) < 1 \quad (28)$$

여기서, $\bar{U} = \sqrt{U^2 + V^2}$, C_r 는 Courant 계수이다.

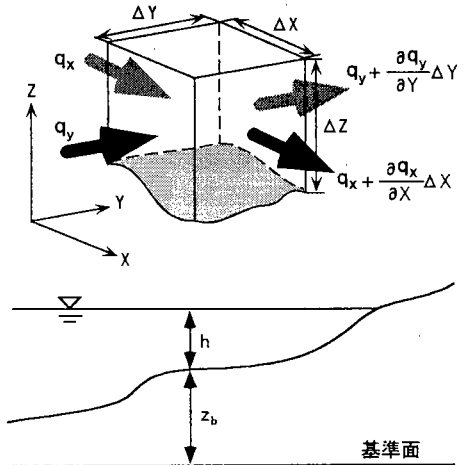


Fig. 4 Coordinate system for a bottom change model

4. 해저지형 변형모델

지형 변화의 계산에 있어서는 Fig. 4와 같은 임의의 위치에서의 미소한 연직 체적을 고려한다. 그림의 q_x 는 x 방향의 표사량, q_y 는 y 방향의 표사량을 나타내고 있으며 x 방향 및 y 방향 표사의 유입량, 유출량을 고려하고 해저 경사의 효과를 부가한 표사의 연속식은 식 (29)와 같이 표현된다.

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} = -\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} \left(q_x - \epsilon_s |q_x| \frac{\partial h}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(q_y - \epsilon_s |q_y| \frac{\partial h}{\partial y} \right) \quad (29)$$

여기서, z_b 는 기준면으로부터의 지반고이다.

본 지형 변화의 계산에 있어서 표사량의 산정은 현지 스케일의 실험과 풍부한 현지 적용에 의해 타당성이 검증(清水 등, 1990, 1996)된 渡辺 등(1984)의 국소 표사량 산정식에 근거하여 계산하기로 한다.

연안에서는 파와 흐름이 공존하고 있으며 저질의 입자는 이에 의해 힘을 동시에 받으면서 이동하고

있다. 그러나, 과거 대부분의 연구에서는 파에 의한 표사 혹은 연안류에 의해 수송되는 연안표사의 어느 한면만을 고려하여 다루어져 왔다. 이에 渡辺 등 (1984)은 현상을 단순화하고 종래의 연구성과의 도입을 원활히 하기 위해 국소적인 표사 Flux (q_x, q_y)를 평균류의 기여분과 파의 작용에 직접 기인하는 표사로 분리하여 취급하는 것으로 하였다. 즉,

$$(q_x, q_y) = (q_{cx}, q_{cy}) + (q_{wx}, q_{wy}) \quad (30)$$

여기서, $(q_{cx}, q_{cy}), (q_{wx}, q_{wy})$ 는 각각 흐름 및 파에 의한 표사 Flux를 나타낸다.

(1) 흐름에 의한 표사량

식 (31)에 의해 표현되는 흐름에 의한 표사량은 파와 흐름에 의한 합성 저면 마찰응력이 한계치를 넘으면 초과분에 비례한 양의 저질이 이동 상태가 되며, 그 저질이 평균류에 의해 수송된다고 하는 소위 말하는 파워 모델에 상당한다. 이와 같은 파워 모델에 기초한 표사량 산정식의 타당성은 상당한 신뢰성을 가진다고 보고되고 있다(堀川, 1985).

$$q_c = A_c u (u_*^2 - u_{*c}^2) / g \quad (31)$$

여기서, A_c 는 흐름에 의한 표사량 계수, u 는 평균유속, u_* 는 파와 흐름이 공존하는 장에서의 저면 마찰 속도, u_{*c} 는 저면 이동한계 마찰속도를 나타낸다.

(2) 파에 의한 표사량

쇄파대 외측의 단일 진행파 조건에 있어서 파의 왕복운동에 기인한 실질적인 표사량의 절대치는 渡辺 (1982)에 의해 제안된 다음 식으로 평가할 수 있다.

$$\Phi = B_w (\Psi_m - \Psi_c) \Psi_m^{1/2} \quad (32)$$

여기서, $\Phi = (1 - \lambda_v) q_w / w_o d$ 로 무차원 표사량을

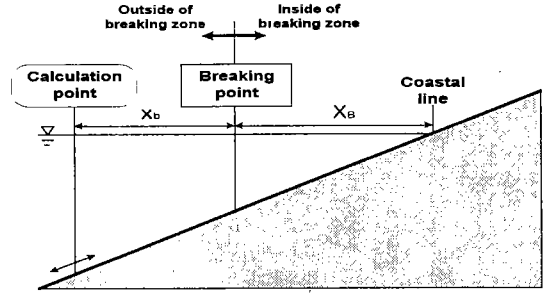


Fig. 5 Zoning in terms of critical shear stress

나타내며, $\Psi_m = u_*^2 / sgd$ 는 Shield 수, Ψ_c 는 한계 Shield 수 (활면: 0.11, 조면: 0.06), q_w 는 파에 의한 실질적인 표사량의 절대치, λ_v 는 저질의 공극률, w_o 는 침강속도, d 는 저질의 입경, u_* 는 저면마찰 속도의 진폭, s 는 저질의 수중비중 ($= \rho_s / \rho - 1$, ρ_s, ρ 저질 및 해수의 밀도), B_w 는 무차원 계수이다.

파가 존재하는 영역에서의 저질의 이동은 흐름에 의한 유사와 동일하게 소류사, 부유사 혹은 먼 이동 등의 다양한 형태를 취하고 이들의 이동 형태는 사련의 유무 등에 관계된다. 따라서, 표사량에 있어서도 사련의 유무 및 크기가 영향을 미친다. 또한, 실질적인 표사량을 문제로 다루는 한, 식 (32)와 같이 단순히 Shield 수 뿐만 아니라, 마찰 응력과 유속 시간 파형의 비대칭성을 나타내는 양 등도 포함되지 않으면 불완전한 식이라고 인식되기 쉽다. 그러나, 鹿島 등(1982)은 대형 조파수로를 이용한 현지 스케일의 실험 분석을 통해 쇄파대 외측의 표사량 평가에 적용할 수 있음을 확인하였다.

쇄파대내에서도 같은 정합성이 확인되고 있어 식 (32)의 식을 쇄파대·외에 모두 적용 가능하도록 변형한 식 (33)을 사용한다(渡辺 등, 1984).

$$q_w = \frac{B_w w_o}{(1 - \lambda_v) s \sqrt{sgd}} \sqrt{\frac{f_w}{2}} \cdot \frac{(u_*^2 - u_{*c}^2)}{g} F_d u_{wbb} \quad (33)$$

여기서, f_w 는 마찰계수, u_* 는 파와 흐름이 공존하는 장에서의 저면 마찰 속도, u_{*c} 는 저면 이동한계 마찰속도, u_{wb} 는 경계층 외연에서의 파의 궤도 속도(x, y 방향 각각 독립)이며, F_d 는 표사의 방향 함수로서 표사 이동의 외해방향 혹은 해안 방향을 결정하는 지표이며 다음 식으로 나타낸다.

$$F_d = \tanh\left(x_d \frac{\Pi_c - \Pi}{\Pi}\right) \quad (34)$$

$$\begin{aligned} \Pi &= \Psi' \frac{h}{L_0} \\ &= \frac{\widehat{u}_b^2}{sgd} \cdot \frac{h}{L_0} < \Pi_c \text{ (0.16): 해안방향 표사} \\ &> \Pi_c \text{ (0.16): 외해방향 표사} \end{aligned} \quad (35)$$

여기서, x_d 는 계수, Ψ' 는 파동류 강도 파라미터, \widehat{u}_b 는 저면 궤도유속 진폭이다.

(3) 저면 이동한계 마찰속도의 산정

이동한계 마찰속도 u_{*c} 는 쇄파대내에 위치하는가 쇄파대 외측에 위치하는가에 따라 구분을 달리 한다. 畠田의 쇄파 지표식을 이용하여 쇄파 판정을 행하고, 쇄파하고 있으면(혹은 쇄파대내에 위치) $u_{*c} = 0$, 쇄파대 외측이면 다음과 같은 식으로 평가한다.

$$u_{*c} = \sqrt{sgd \Psi_c} \tanh\left(\frac{x_c x_b}{X_B}\right) \quad (36)$$

여기서, Ψ_c 는 한계 Shield 수, x_c 는 무차원 계수, x_b 는 쇄파점 보다 외해측으로 잰 거리, X_B 는 쇄파대 폭(Fig. 5 참고)을 나타낸다.

(4) 저면 마찰속도의 산정

파와 흐름에 의한 각 표사량을 산정할 경우, 필요한 저면 마찰속도 u_* 의 산정에는 田中·首藤(1980,

1984)의 마찰법칙을 이용한다. 이 마찰법칙은 정상류와 단일 진행파가 공존하는 영역을 전제로 한 것이지만, 지형 변화 계산에서는 구조물에 의한 회절과 반사의 영향에 의해 파랑장에 복수의 성분파가 존재하게 된다. 따라서, 직접 적용하지 않고 마찰법칙중의 수치를 미소 조정하는 것에 의해 대처한다. 마찰력은 식 (37)로 나타낸다.

$$\tau = \rho u_*^2 = \frac{1}{2} f_{cw} \widehat{u}_w^2 \quad (37)$$

여기서, f_{cw} 는 파와 흐름이 공존하는 영역에서의 마찰계수, \widehat{u}_w 는 경계층 외연 파동 유속진폭이다.

(5) 경계층 외연 유속진폭의 산정

저면 마찰력을 고려하기 위해서는 식 (37)에서 경계층 외연에서의 유속진폭을 계산할 필요가 있다. 이때, 파랑장에서 평균류의 유향과 파향을 고려하여 이들이 이루는 각도로부터 값을 구한다. 경계층 외연 유속 u_w 는 식(38)과 같다.

$$u_w = \frac{\pi H}{L} \frac{\left(\frac{L}{T} - \overline{u}_c \cos \alpha\right)}{\sinh kh} \sin(kx - \omega t) \cdot (\cos \alpha, \sin \alpha) \quad (38)$$

여기서, α 는 평균류와 파향이 이루는 각도, \overline{u}_c 는 단면 평균속도이며, 식 (38)에서의 L 은 파장으로 이하의 식을 근사 계산하여 구한다.

$$\left(\frac{L}{T} - \overline{u}_c \cos \alpha\right)^2 = \frac{gL}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right) \quad (39)$$

5. 수치 시뮬레이션

5.1 현장조사 및 수치모델 영역 구축

본 연구의 퇴적환경 수치모형 실험은 방포항 개발

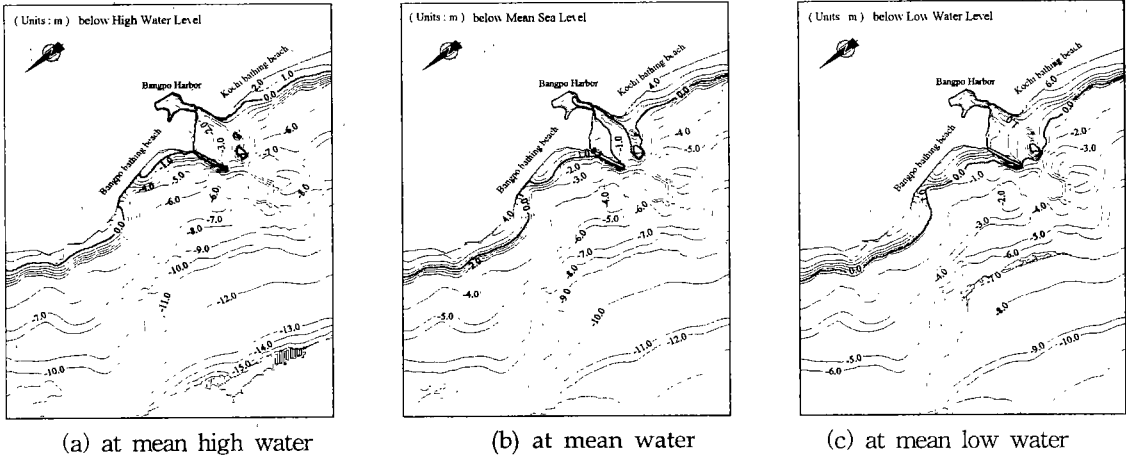


Fig. 6 Water depth distribution in the vicinity of Bangpo harbor at different tidal period

및 항내 준설과 관련한 항내 퇴적환경을 분석하기 위한 것으로서 입사파의 선정은 해빈 변형에 주된 역할을 하는 고파랑을 중심으로 예측하는 것으로 하였다.

방포항 기본계획 및 시설계획(1997)에서는 비교적 고파랑인 대상 해역 부근의 심해 설계파로부터 방포항에 영향을 미치는 파랑으로 동계에 중국대륙으로 발생하는 계절풍에 기인한 파랑중에서 WNW 파향이, 하계에는 태풍에 의해 발생하는 파랑중에서 SSW계의 파랑이 지배적인 것으로 분석하였다. 본 퇴적환경 수치모형 계산은 각각의 계절에 따른 파랑 특성에 의한 해빈변형을 해석하기 위해 입사파 제원을 Table 1에 제시한 바와 같이 선정하고 각 입사파 방향 퇴적환경 특성을 수치실험으로 분석하였다.

- (1) 방포항 주변해역의 조위에 따른 수심분포 특성
Table 2는 방포항 기본계획 변경 및 환경영향평가

Table 1 Characteristics of incident wave

요인별	파고(m)	주기(sec)	파향
동계계절풍	3.1	9.0	WNW
하계태풍	3.7	10.0	SSW

관련의 해양조사(2001.2.)에서 방포항 해역의 조석특성을 파악하기 위하여 방포항 임시검조소를 설치하여 약 31일간 조석관측을 실시하고 조위자료를 토대로 조석조화상수 및 비조화상수를 산출한 것이다.

방포항 주변은 리아스식 해안으로서 간단한 차가 심하고 Table 2에서 알 수 있는 바와 같이 방포항의 평균해면은 (+)3.509m, 조석은 조석형태수가 0.19인 반일주조가 우세한 조석으로서 매일 2회의 고조와 2회의 저조가 나타나며, 평균조차의 크기는 4.208 m이다. 이러한 조건하에 방포항 인근은 D.L.(+) 2.0 ~ D.L.(-)2.0m의 수심분포를 가지고 해저경사도 비교적 완만한 천해역으로서, 조위차에 따라 수심 분포가 달리 나타나 쇄파 위치가 변하게 되며 이에 따라 표사 이동에 있어서 중요한 외력인 파랑 및 연안류의 양상이 크게 달라지게 된다.

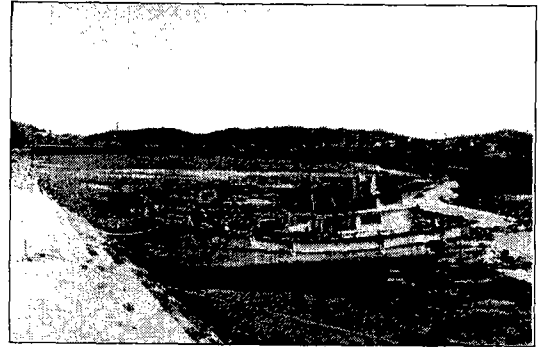
Fig. 6에 제시한 각각의 그림은 평균고조위(D.L.(+) 5.613m), 평균해면(D.L.(+) 3.509m) 그리고 평균저조위D.L.(+) 1.405m)시의 변화된 수심분포를 나타내며, 수심 표기의 기준을 정수면으로 하여 수심을 (-)로 표기한 것으로서, 깊은 실선(0.0)은 해당 조위에 있어서의 해안선을 의미한다. Fig.7은 방포항과 인근 해안역을 현장 촬영한 것이며, 평균해면을 기준으로 한 수심 분포(Fig. 6(b))를 살펴보면, 방포항 내

Table 2 Analyzed tidal components from the field measurement

분조	위 치	방포항 전면해상	
		진폭(cm)	지각(deg.)
	조화상수		
	M ₂	210.4	86.1
	S ₂	83.9	131.0
	K ₁	33.5	276.2
	O ₁	23.1	253.6
평균해면의 높이		350.9 cm	
평균고조간격		02h 58m	
평균저조간격		09h 10m	
약최고고조위(2×S ₀)		701.8	
대조평균고조위(S ₀ +H _m +H _s)		645.2	
평균고조위(S ₀ +H _m)		561.3	
소조평균고조위(S ₀ +H _m -H _s)		477.4	
평균해면(S ₀)		350.9	
소조평균저조위(S ₀ -(H _m -H _s))		224.4	
평균저조위(S ₀ -H _m)		140.5	
대조평균저조위(S ₀ -(H _m +H _s))		56.6	
약최저저조위(0)		0.0	
대조차 2(H _m +H _s)		588.7	
평균조차 2×H _m		420.8	
소조차 2(H _m -H _s)		252.9	
조석형태수		0.19	

부에는 수심 약 1m정도가 유지되어 있음을 알 수 있으며, 방포항 남측의 할매, 할배바위 주변이 모두 드러나 표사현상에 있어서 돌제(groin) 역할을 할 것으로 기대되며, 더욱이 저조시에는 항 전체가 육지로 들어남에 따라 항 외측부분만이 파랑 및 흐름이 작용하게 되고, 또한, 고조시는 항내측 깊은 곳까지 수역이 존재하게 되며, 남측에는 할매, 할배바위만이 수면위로 노출되어 각각의 저조, 평균해면, 고조시에 따라 파랑 및 흐름의 양상이 달라지고, 이에 따라 표사 이동 현상에도 현저한 차이가 생길 것을 예상할 수 있다.

본 수치모형 실험에서는 표사이동 현상이 두드러지는 고파랑시를 대상으로 하면서, 해당 조위의 상황



(a) Innerside of Bangpo Harbor



(b) Halmi(right) Island and Halbi(left) Island at the harbor entrance

Fig. 7 Field view of Bangpo Harbor at low water

에 따른 계산을 하는 것으로 하여, 조위는 평균고조위시, 평면해면시, 평균저조시로 나누어 다루었다.

(2) 파향별 계산영역의 설정과 계산 조건

본 연구대상 지역에는 방포항 내로 유입되는 하천이 존재하지 않으며, 저질의 거동을 파악한 바에 의하면, 항 주변에서는 중앙입경 0.2mm에 대한 저질한계 전단유속(0.2718 m/s)보다 적은 유속장을 나타내어 조류에 의한 저면의 이동은 없는 것으로 검토되었으므로, 여기서는 본 해역의 퇴적환경 변화에 주된 역할을 하는 외력인 파랑 및 해빈류를 중심으로한 3차원 해빈변형 모델을 통하여 검토하기로 한다. 전질의 입사와 제원의 검토에서 제시한 바와 같이 본 수치실험에서의 입사와 조건은 입사파향에 있어서

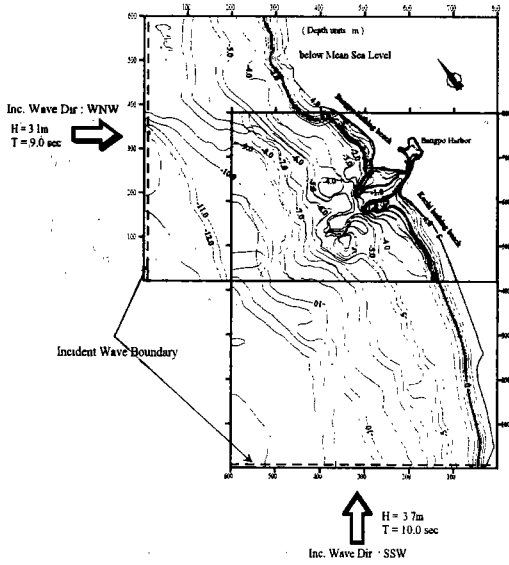


Fig. 8 Computation domains depending on the direction of the incident wave

90° 차가 있는 동계의 WNW계 파랑(파고:3.1m, 주기:9.0sec)과 하계의 SSW계 파랑(파고:3.7m, 주기:10.0sec)으로 나누어 검토함에 따라 파향에 따라 대상해역의 수치모형을 2개로 나누어, 각각의 파향에 대해 평균해면, 고조위, 저조위의 수심분포에 따른 퇴적환경 수치실험을 행하였다. Fig. 8은 입사 파향 별로 선정된 방포향 계산 모형의 예이다. 계산 영역의 격자 간격은 전 영역을 $\Delta x = \Delta y = 5.0m$ 로 하였으며, 이는 입사경계로부터 입사하는 파의 파장이 천수변형 등으로 인해 해안선 부근해역에서 파장이 짧아질 경우에도 해당 격자내에서의 파랑 계산에 있어서 충분한 해상도를 가지는 정도이다. Fig. 8의 각 영역별 좌표계에서 표기된 눈금은 격자 수를 나타낸다.

5.2 수치실험 및 분석

5.2.1 파랑장변화 수치실험

가) WNW계 입사파에 의한 파랑

Fig. 9는 평균해면, 고조시, 저조시에 있어서 외해로부터 입사된 파고 3.1m, 주기 9.0sec의 파가 입사

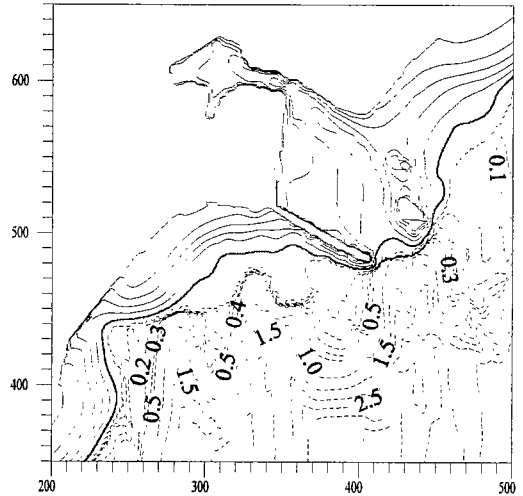
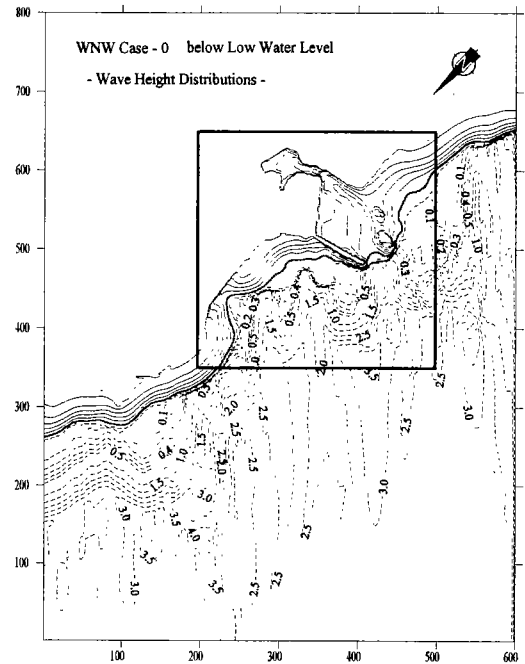


Fig. 9 Wave height distribution due to the incident wave from WNW direction at mean low water

되었을 경우 계산된 방포향 주변 해역의 파고 분포 계산 결과중, 평균저조시의 결과를 예로 나타낸 것이며, Fig. 10은 이의 파향 분포를 나타내고 있다. 각

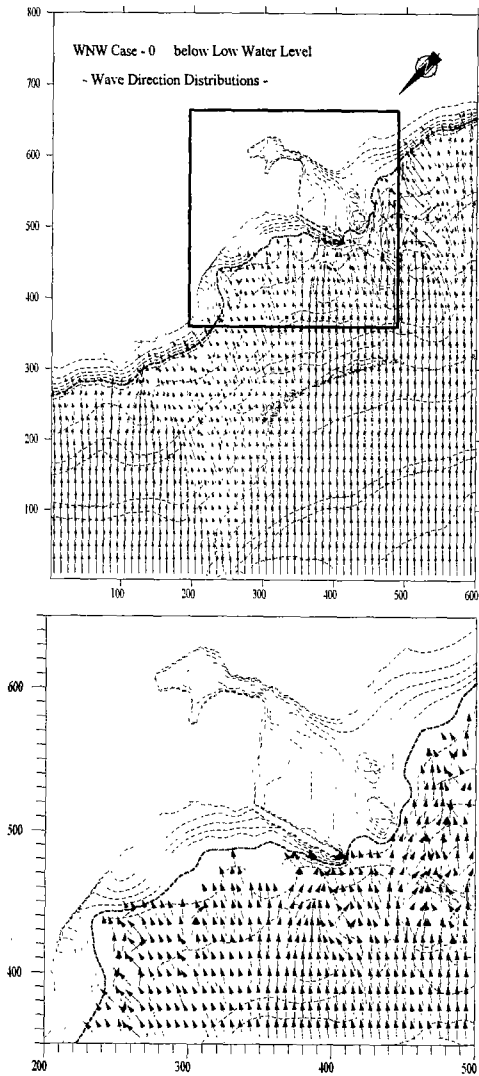


Fig. 10 Wave direction distribution due to the incident wave from WNW direction at mean low water

각의 그림에서 위 부분의 그림은 계산된 전체 영역을 나타내며, 아래 그림은 방포향을 중심으로한 협의의 상세한 결과를 확대하여 나타낸 것이다.

방포향으로부터 다소 떨어진 해역의 수심은 약간의 평행 등심선 경향을 띄고 있으므로 그에 따른 파

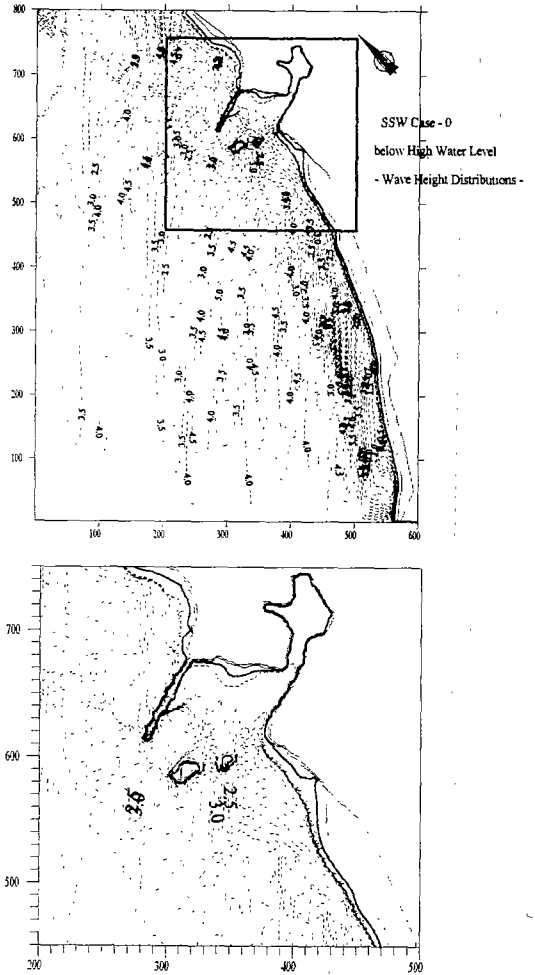


Fig. 11 Wave height distribution due to the incident wave from SSW direction at mean high water

향의 굴절 양상은 그다지 급격하지 않지만, 방포향 근접 해역에는 노출암(자운여) 등의 각종의 shoal이 존재하여 해안에 접근할수록 급격한 굴절을 보이고 있으며, 또한 수심 변화에 의한 파고의 증가율도 크다. 그러나, 증가된 파는 수심의 영향으로 다시 쇠퇴하여 급격히 파고가 감쇄되고 있다. 이러한 현상은 각각의 조위 상황에 따라 차이를 보이고 있으나, 방포향으로부터 다소 떨어진 해역에서의 파고, 파향분포는 그다지 차가 두드러지지 않고, 항 근접의 수심

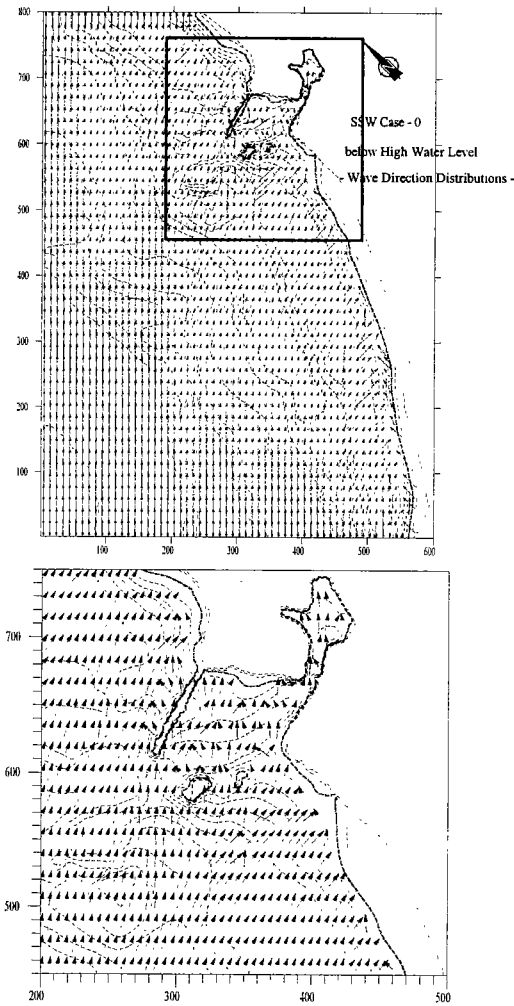


Fig. 12 Wave direction distribution due to the incident wave from SSW direction at mean high water

이 얕은 지역, 쇄파 한계 수심 등에 해당하는 해역에서는 shoal등도 존재하고 있어서 더 한층 복잡한 파고 및 파향 분포를 이루고 있다.

나) SSW계 입사파에 의한 파랑

하계 태풍 등에 의해 주로 발생하는 고파랑을 대표하고 있는 SSW계의 파랑은 대상 해역인 방포항으로 접근함에 있어 등수심선에 대해 지속적인 경사를

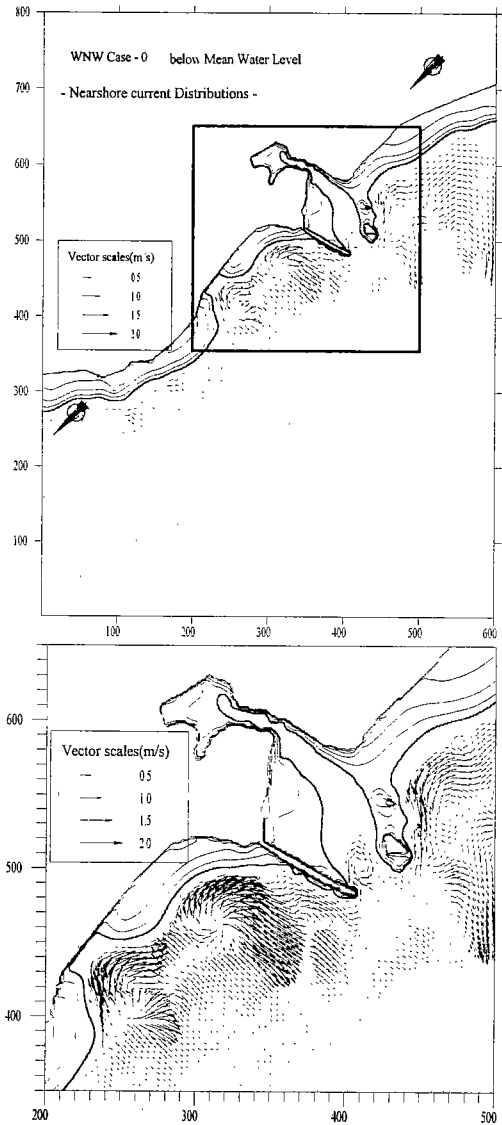


Fig. 13 Distribution of wave induced current due to the incident wave from WNW direction at mean sea water

가지고 진행하게 된다. 이에 따라 파향은 오른쪽으로 굴절을 하면서 쇄파한계수심에 달하여 쇄파하고 있다. 전반적인 파고의 증감은 WNW계 파랑과 거의 유사하지만, 등수심선 분포가 WNW계 파랑과는 달

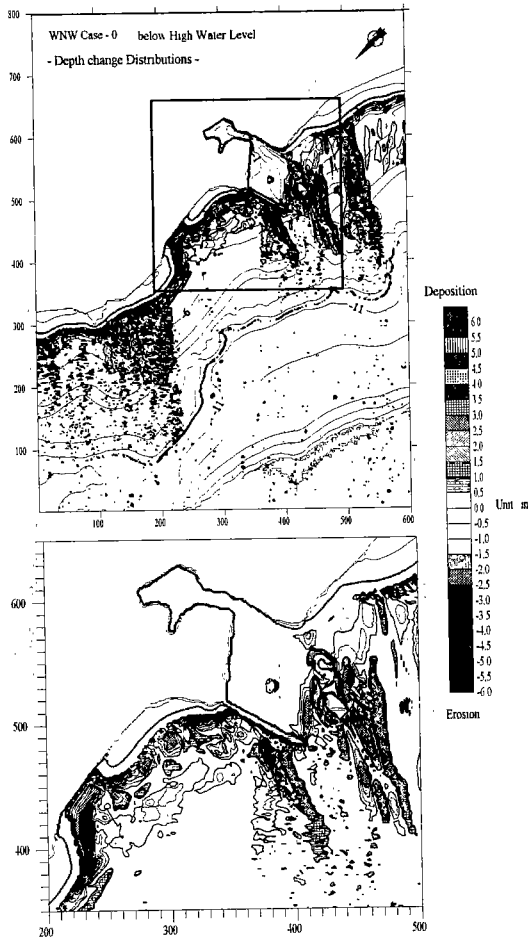


Fig. 14 Bottom changes due to the incident wave from WNW direction at mean high water

리 SSW계는 대부분이 각을 유지한 채로 진행하고 입사파의 파장이 다른 관계로 굴절 및 쇄파의 양상이 다소 차가 있어서 공간적인 파고 분포는 다르다.

또한, 입사파의 파고가 WNW계의 파랑보다 높아 쇄파대의 폭이 넓게 나타나고 있음이 계산결과에서 확인할 수 있었다. Fig. 11 및 Fig. 12는 평균고조 수위에 있어서 SSW계 파랑의 계산 결과를 나타낸다.

5.2.2 해빈류와 해저지형변화 수치실험

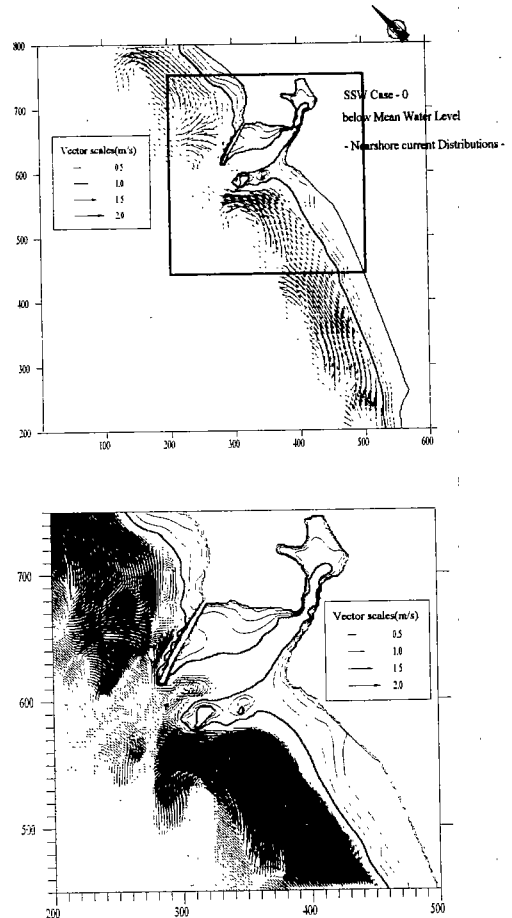


Fig. 15 Wave induced currents due to the incident wave from SSW direction at mean water

가) WNW계열 입사파에 의한 해빈류와 퇴적환경 각각의 케이스별 수치실험모델에서 알 수 있듯이 동계 WNW평균해면시 Fig. 13의 해빈류 패턴에서 방포 해수욕장의 부근에 강한 해빈류 발생이 특징적이다. 이는 평균해면 수위에 있어서 파랑이 쇄파한 직후의 쇄파대에 해당하며 급격한 파고 감소와 함께 강한 해빈류가 발생되어진 것으로 사료된다. 이러한 동계 고파랑 평면해면 수위에서 발생하는 해빈류는 방포 해수욕장을 모래를 방포항 측으로 이동시킬 우

려가 있으나, 방포항 북쪽 방파제에 의해 저지되며 대부분 북쪽 방파제의 북측에 근접하여 퇴적되는 것으로 여겨진다.

평균고조 수위에 있어서는, 방포 해수욕장의 전면 해상의 해빈류는 급격히 감소하지만, 할매, 할매바위의 남측을 기점으로 한 2개의 해빈 순환류가 발생하여 할매, 할매바위의 남측 인접 저질이 침식되어 꽃지 해수욕장측으로 이동하면서 그 일부가 할매, 할매바위를 돌아 방포항내로 유입되어 항내에 다소간의 항로 매몰 현상이 나타났다(Fig.14).

한편 저조시의 양상으로는 방포항 입구 외측에 강한 연안류가 발생되어 항 입구 외측을 모래를 남측으로 이동시키고 있음을 알 수 있었다.

나) SSW계열 입사파에 의한 해빈류와 퇴적환경

본 연구 대상 해역의 하계에 발생하는 고파랑(태풍 등)으로 인한 해빈류의 특징은 북측의 강한 연안류를 들 수 있다. 이는 모든 조위 상황에서 있어서 꽃지 해수욕장의 모래를 북측으로 이동시키고 있다고 사료된다. 평균해면 수위에 있어서 꽃지 해수욕장을 복상하는 연안류(Fig.15)는 해당 수위에 노출되어 돌체의 역할을 하는 할매 할매 바위 주변역으로 인해 꽃지 해수욕장의 북쪽 끝단에서 반시계 방향으로 순환한다. 이로 인해 항 입구 외측에 있어서 대상(帶狀)의 퇴적역을 만들고 있으며, 일부의 모래가 항 입구 외측에서 굴절된 파랑에 의해 항 입구까지 퇴적되어 있는 양상을 관찰할 수 있다(Fig.16). 한편, 평균 고조 수위에서는 할매, 할매바위를 우회하여 순환하는 항내 침입의 강한 연안류로 인하여 꽃지 해수욕장 북단의 모래를 항내로 유입시키고 있음을 알 수 있다. 그러나 이러한 항내 순환류는 항 입구에 이르러 급격한 유속 감소 및 항 입구로 향한 파향 등으로 인해 주로 항 입구에서 퇴적하고 있음이 나타났다.

평균 저조위는 방포항 전체가 수면위로 드러남에 따라 항과는 무관한 전형적인 고파랑시의 연안류와 그의 침식, 퇴적의 경향을 보인다.

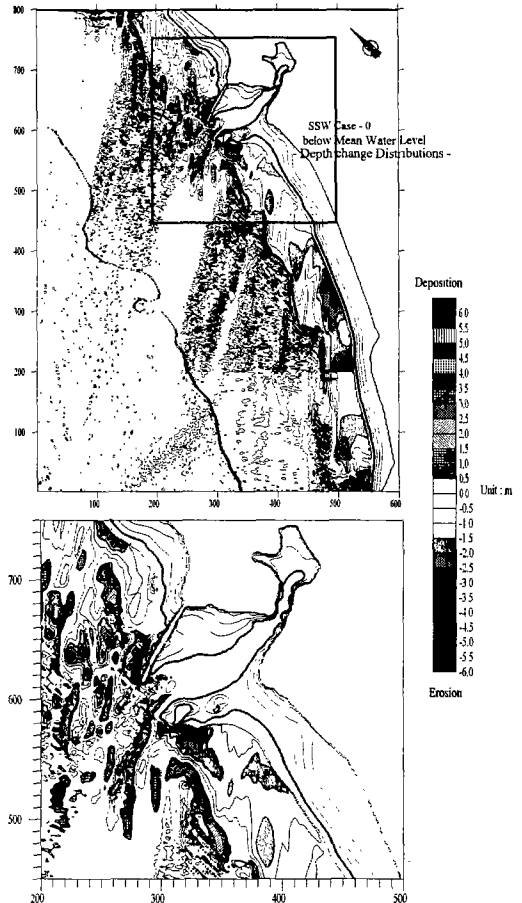


Fig. 16 Bottom changes due to the incident wave from SSW direction at mean water

6. 결론 및 고찰

현황의 조건에 대한 방포항 주변의 퇴적환경을 종합해 보면, 동계 계절풍에 의해 발생하는 고파랑(WNW 파향, 파고 3.1m, 주기 9.0sec) 발생시, 고조 수위에 있어서는 할매, 할매 바위만이 노출됨에 따라 해빈류에 의해 이의 남측 인접 저질이 침식되어 꽃지 해수욕장측으로 이동하면서 그 일부가 할매, 할매바위를 돌아 방포항내로 유입되어 항내에 다소간의 항로 매몰 현상이 나타난다. 하계 태풍등의 영향으로

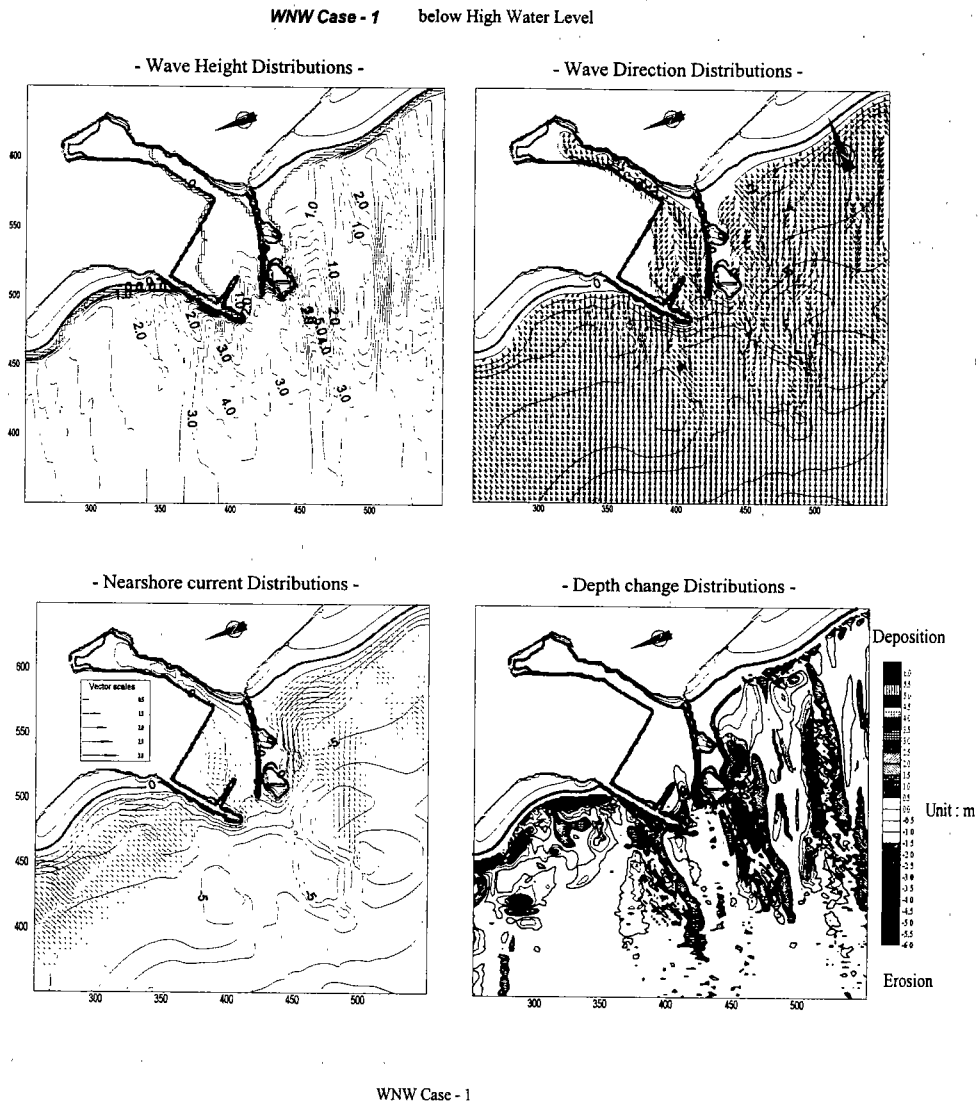


Fig. 17 Calculation result of waves, wave induced currents, bottom changes after the construction of south breakwater at MHW(WNW)

발생하는 고파랑(SSW 파향, 파고 3.7m, 주기 10.0sec)시에 있어서도 항 입구 및 항로 매물에 관계하는 조건은 할매, 할매 바위주변 저면이 수면하에 있는 고조시에 주로 발생되어, 계획 남측 방파제를 건설시 고조때 꽃지 해수욕장으로부터 할매, 할매 바위를 통과 또는 우회하여 항내에 침입하는 표사이동

을 저지하므로 항내의 매물 가능성이 줄어든다.

Fig.17은 남측방파제 설치시의 고조시 WNW계열 입사파에 의한 파고, 파향, 해빈류 및 해빈변형 예측 상황을 도시한 것이다. 현황에 있어서 동일 조건과 비교를 통하여 해빈류 패턴에 변화가 뚜렷함을 알 수 있다. 즉, 현황의 조건에 있어서 평균고조 수위에

있어서는, 방포 해수욕장의 전면해상의 해빈류는 급격히 감소하지만, 할매, 할매바위의 남측을 기점으로 한 2개의 해빈 순환류가 발생하고, 고조 수위에 있어서는 할매, 할매 바위만이 노출됨에 따라 이같은 해빈류에 의해 할매, 할매바위의 남측 인접 저질이 침식되어 꽃지 해수욕장으로 이동하면서 그 일부가 할매, 할매바위를 돌아 방포항내로 유입되어 항내에 다소간의 항로 매몰 현상이 나타났으나(Fig.14), 개발이후의 결과는 꽃지 해수욕장 북측을 기점으로 하여 할매, 할매 바위를 우회하는 해빈 순환류가 발생하지 않으며, 이로 인하여 Fig.14에 나타난 항로 매몰 현상이 사라져 남측 방파제가 항로 매몰 방지책으로 큰 효과가 있음을 알 수 있다.

본 연구는 해빈류에 의한 항내 매몰의 방지책으로, 개발전후에 대한 설계파를 입력한 표사이동 및 해저 지형 변화를 2차원 모델로 나타내었으며 모델의 적용은 서해안의 방포항을 대상으로 파랑과 해빈류장의 변형특성, 토사의 이동 및 침식, 퇴적에 따른 해저지형변화 등의 종합적인 시뮬레이션을 실행한 결과, 대상해역의 침식 및 퇴적은 남측의 방파제 설치로 현저히 감소시킬수 있음을 알 수 있으며, 이와 유사한 항만 및 연안역의 개발에 필요한 해안의 변화과정 예측에 유용하게 활용할 수 있을 것으로 사료된다.

또한 이같은 해저지형의 변형모델을 적용하기 위해서는 장기간의 파고, 주기, 파향의 자료가 필요하고, 신뢰성 있는 파랑과 조석자료가 뒷받침되어야한다.

참고문헌

- 1) 충청남도(1975):방포항 기본계획 및 시설계획 보고서.
- 2) 충청남도(2001):방포항 기본계획변경 및 환경영향평가 용역관련 해양조사결과 보고서.
- 3) 合田良實(1975):淺海域における波浪の碎波變形, 港灣技術研究所報告, 第14卷 第3號.
- 4) 清水琢三(1996):海浜變形シミュレーション, 水工学に関する夏期研修會講義集, 土木學會, pp.B-5-1~B-5-26.
- 5) 清水琢三, 近藤浩右, 渡辺 晃(1990):局所漂砂量算定式の現地適用性に關する研究, 海岸工学論文集, 第37卷, pp.274-278.
- 6) 田中 仁, 首藤伸夫(1980):波・流れ共存時の底面摩擦に關する研究, 第27回海岸工学講演會論文集, 土木學會, pp.163-167.
- 7) 田中 仁, 首藤伸夫(1984):河口部の砂移動現象に關する實驗および現地觀測, 第28回水理講演會論文集, 土木學會, pp.137-142.
- 8) 鹿島遼一, 丸山康樹, 清水隆夫, 齊藤昭三(1985):海岸線變化モデルの精度向上-水理模型實の應用, 電力中央研究所研究報告.
- 9) 土木學會(1994) : “海岸波動-波・構造物・地盤の相互作用の解釋法” p.520.
- 10) 西村仁嗣(1982) : 海浜循環流の數値シミュレーション, 第29回海岸工学講演會論文集, 土木學會, pp.396-400.
- 11) 堀川清司(1985):海岸環境工学, 東京大學出版會, pp.211-304.
- 12) 渡辺 晃, 塩崎正孝(1982) : 構造物周辺の波浪・海浜流場について, 第29回海岸工学講演會論文集, 土木學會, pp. 110-114.
- 13) 渡辺 晃, 丸山康樹(1984) : 構造物設置に伴う三次元海浜變形の數値モデル, 海岸工学論文集, 第31卷, pp.406-410.
- 14) Berkhoff, J. C. W. (1972) : Computation of combined refraction-diffraction, Proc. 13th Coastal Eng. Conf., pp. 471-490.
- 15) James, I.D.(1974) : A Nonlinear theory of longshore current, Estuaries & coastal Marine Science, Vol. 2, pp. 207-234.
- 16) Longuet-Higgins, M. S.(1970) : Longshore currents generated by obliquely incident wave, J. Geophys. Res., Vol. 75, No. 33, pp.6778-6789.
- 17) Radder, A. C.(1979) : On the parabolic equation method for water-wave propagation, J. Fluid Mech., Vol. 95, pp.159-176.