

득량만의 해수유동에 관한 수치실험

I. M₂ 조에 의한 해수유동

정은진 · 홍철훈* · 이병길* · 조규대

부산수산대학교 해양학과 · *부산수산대학교 해양산업개발연구소

A Numerical Study on the Circulation in Deukryang Bay

I. Tidal Circulation forced by M₂-tide

Eun-Jin JUNG, Chol-Hoon HONG*, Byung-Gul LEE* and Kyu-Dae CHO

Department of Oceanography, National Fisheries University of Pusan,

Pusan 608-737, Korea

**Research Center for Ocean Industrial Development, National Fisheries University of Pusan,*

Pusan 608-737, Korea

Circulations in Deukryang Bay are investigated using a numerical shallow water model. In the flow fields observed at four stations, north-south velocity components are dominant. In the model, the circulation forced by M₂-tide basically corresponded well to the observations. The model shows the strong currents in the mouth and the eastern part in the bay with about 60 cm/s and 50 cm/s, respectively. The model also shows the eddies in the tidal residual currents. To investigate the mechanism of eddy formation some numerical experiments are carried out. The results show that inertial and topographic effects play an important role in the eddy formation.

서 론

한국 남해안의 고흥반도 서쪽에 위치하는 득량만(Deukryang Bay)은 그 면적이 374.4km²로 남해에서는 비교적 큰 내만으로서, 평균 수심은 7.5m, 길이는 남서-북동 방향으로 약 50km이며, 폭은 남쪽 입구에서 최대(약 35km)이고, 만 안쪽으로 갈수록 좁아지는 반폐쇄적 만이다(Fig. 1). 또 만 입구는 금당도(Kumdangdo), 거금도(Kogumdo)로 인해 세 개의 수로로 나누어지고, 만 안쪽 중앙부는 득량도(Deukryang Is.)가 위치하고 있어 만내 유동은 이들 섬의 영향을 크게 받을 것으로 예상된다. 한편, 만의 수심분포는 전반적으로 서측이 얇고(약 5m), 동측은 깊은 양상을 보이며(최고수심 약 40m), 특히 동심선이 만의 해안선과 평행하게 분포하고 있는 점이 주목된다.

득량만의 해수유동에 관하여는 일찌기 국립수산진흥원(1982)에서 작성한 해류도가 있으나, 자료제

공처가 다양하고, 동시기에 실시된 관측자료를 근거로 작성한 것이 아니므로 구체적으로 참고하기는 다소 어려울 것 같다. 최근들어 만내의 영동(Yongdong) 부근 또는 수문리(Soomoonri)에서 연속 계류관측이 실시되어(여수수산대학, 1992; 김, 1993; Lee, 1993 등) 부분적으로나마 유동구조를 파악할 수 있게 되었다.

한편 해수유동에 관한 수치실험은 여수수산대학(1992)에서 고흥지부의 방조제 건설공사와 관련하여 행한 바가 있으나 만내의 일부 해역(만 안쪽)에 한정되었을 뿐, 만 전체에 대한 구체적 연구는 거의 없었다. 본 연구에서는 천해파 모델을 이용한 수치실험을 행하여 득량만의 전반적인 해류도를 제공하고 만내의 유동구조를 파악하는 것이 목적이다. 실험결과는 장기계류 관측결과와 비교된다. 또 조석잔차류 변동기구에 관련된 실험결과가 제시된다.

모 델

본 실험에서 해수운동을 지배하는 운동방정식 및 연속방정식은 아래와 같다(Heaps, 1978; Robinson, 1983).

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial uU}{\partial x} + \frac{\partial vU}{\partial y} - fV = -gH \frac{\partial \zeta}{\partial x} + A_h \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right) - \gamma \sqrt{u^2 + v^2} \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial vV}{\partial x} + \frac{\partial uV}{\partial y} + fU = -gH \frac{\partial \zeta}{\partial y} + A_h \left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right) - \gamma \sqrt{u^2 + v^2} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = 0$$

여기서 U, V 는

$$U = \int_{-h}^{\zeta} u \, dz, \quad V = \int_{-h}^{\zeta} v \, dz,$$

이며, 각 변수 및 계수의 정의는 다음과 같다.

t : 시간

x, y : 직교 좌표계 상에서 각각 동쪽 및 북쪽방향의 좌표

u, v : 연직적으로 평균된 x 및 y 방향의 유속

h : 평균해면으로부터의 수심

ζ : 평균해면으로부터 연직상방의 해면 변위

H : 수심 ($=h+\zeta$)

ϕ : 모델 적용해역의 기준 위도 (34°N)

f : 기준위도에 대한 코리올리 인수

$$(f = 2\Omega \sin \phi = 8.13 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1})$$

Ω : 지구 자전 각속도 ($\Omega = 7.27 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

g : 중력가속도 ($= 980 \text{ cm s}^{-2}$)

γ : 해저 마찰계수 ($= 0.003$)

A_h : 와동점성계수 ($= 10^6 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$).

모델해양은 Fig. 1에 나타내었으며, 해저수심은 해도(No. 257)를 참고하였다.

연안경계 조건으로는 해안선의 법선방향 및 접선방향의 속도성분은 없도록 하였다. 개방경계에서의 조위값은 수로국(1985)의 관측자료인 녹동항(Nokdong)의 조위값과 Choi(1980)의 계산결과를 참고하여 지죽도(Chijukdo)에서는 조차 106cm, 지각 272°를, 노력도(Noryokdo)에서는 조차 112cm, 지각 283°를 사용하였다. 또 개방경계조건은 방사조건(Hearn and Holloway, 1990)을 사용했다. 즉 개방경계에서 만의 방향으로 직각인 유속 u 는

$$u = \frac{\sqrt{gH}}{H} \zeta$$

으로 나타낸다.

이 조건하에서는 만의 방향으로 전파하는 중력파는 능률적으로 전파할 수 있지만(Chapman, 1985), 다른 종류의 파, 예를들면 지형성 로스비파 등은 투과하기 어렵다. 구동력은 득량만에서는 반일주조가 전체의 70~82%로 탁월하다(Lee, 1993)

는 점을 고려하여 본 연구에서는 M_2 조만 제공한다.

수치계산은 (1), (2), (3) 식을 차분화하여 시간적분을 행하였다. 격자는 Arakawa-C grid, 시간적분은 leap-frog 및 Masuno방법을 이용하였다. 격자간격은 해저지형자료와 같이 x, y 방향으로 각각 500m이다. 수치계산은 준정상해를 얻기 위해 4주기에 걸쳐 행하였으며 최종 주기에서 얻어진 결과가 제시된다.

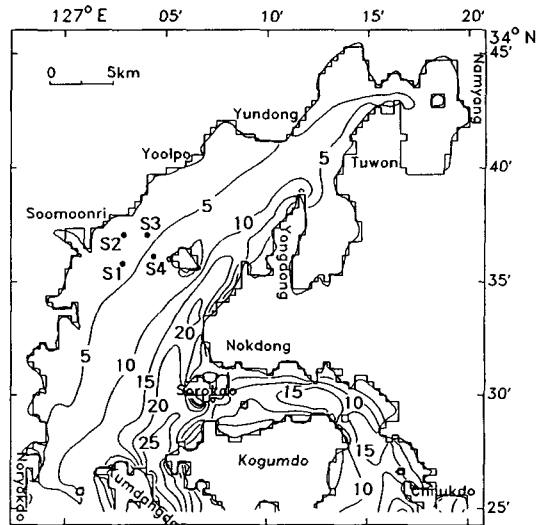


Fig. 1. Bathymetric chart of Deukryang Bay. Depths are in meters. The tidal stations are shown.

결 과

Fig. 2는 1992~1993년에 걸쳐 관측된 4개의 정점 S1, S2, S3 및 S4에서 수행된 조석조류타원을 나타낸다. 점선은 관측, 실선은 실험결과를 나타낸다.

장기계측관측은 표층 5m층에서 실시되었으며, 관측정점은 장기간의 유속계 관리상 득량도 서측해역에 한정되었다. 또 관측은 1992년의 경우(S1)는 하계(7월)에, 1993년의 경우(S2, S3, S4)는 춘계(4월) 및 하계(7, 9월)에 각각 실시되었다. 유속의 크기는 해에 따라 또는 계절에 따라 다소 변동(20~30cm/s)하는 경향을 보이나, 각 지점에서의 관측결과로 볼 때 남서-북동류가 공통적으로 탁월함을 보여주었다. 한편 수치실험결과는 관측결과와 비교해 볼 때 정점에 따라 유속크기가 다소 일치하지 않았으나 전반적으로 좋은 대응을 보여

1. M₂ 조에 의한 해수유동

주었다. 즉 S3, S4는 다소 계산결과가 관측에 비해 큰 경향을 보였으나 S1, S2는 좋은 대응을 보이고 특히 각 정점에서 유향은 매우 잘 일치하였다.

Fig. 3은 고흥부근의 유속관측결과(여수수산대학; 1992)와 계산결과를 비교한 것이다. 창 낙조류의 전이시간, 유속의 크기등은 다소 차이가 있으나, 전반적으로 유향 등은 매우 잘 일치하였다. 본 계산결과가 M₂ 조에 의한 결과임을 고려해 볼 때 유속도 좋은 대응을 보여주는 것으로 생각된다.

Fig. 4는 실험에서 얻어진 최강창조시(Fig. 4-1) 및 최강낙조시(Fig. 4-2) 유속의 수평분포를 나타낸다. 최강낙조시(Fig. 4-1)는 만내의 평균유속이 약 40cm/s 인데 비해 득량도 동쪽(약 50cm/s)이나 수로폭이 좁은 만의 입구부(약 60cm/s)에서는 유속이 빠르며 최강유속은 금당도와 거금도 사이의 수로에서 나타났다(약 92cm/s). 전반적으로 만의 입구부에서 득량도 주변해역까지는 유속이 강하나(60~70cm/s), 만 안쪽으로 갈수록 약해지는 경향(50~60cm/s)을 보였다. 최강낙조시(Fig. 4-2)는 유향이 반대일 뿐 전반적으로 최강창조시와 유사한 분포를 보였다. 즉 만의 입구부와 득량도 부근이 타해역에 비해 약 10~20cm/s 정도 큰 것으로 나

타났다. 조류의 방향은 전반적으로 만내의 해안선에 평행하였으며 등심선의 방향과 대체로 일치하였다.

계산에서 얻어진 M₂조 등조위고를 Fig. 5에 나타내었다. 만의 입구부에서 안쪽으로 갈수록 조차는 점점 증가하는 경향을 보인다. 즉 만의 입구부인 지죽도에서 약 105cm, 만의 가장 안쪽인 남양리(Namyang) 부근에서 약 135cm의 범위를 보여, 약 30cm의 차를 보였다.

Fig. 6은 등조시조(위상)를 나타낸다. 여기서는 지죽도 우단을 기준으로 하여 표시하였다. 지죽도(0°)에서 남양리까지 약 32°의 범위를 보이며 이를 근거로 계산해 볼 때, 만의 남쪽입구에서 남양리까지의 조석파의 진행시간은 약 1시간이 된다.

Fig. 7는 조석잔차류의 분포를 나타낸다. 조석잔차류는 다음과 같은 식에 의해 계산되었다.

$$V_R = \frac{1}{T} \int_0^T V dt$$

여기서 T는 M₂ 조의 주기이다. 잔차류의 크기는 각 해역의 최대유속의 약 10%에 불과하나 그 유동양상은 매우 특이하다. 즉 만 곳곳에 와류가 형성되고 있고, 특히 득량도를 중심으로 4개의 와류가 존재하는 것이 주목된다. 득량도 주변해역은 각종 양식장이 산적해 있으므로 이들 와류의 거동을 보다 구체적으로 살펴보는 것은 수산어장학적으로도 매우 중요한 것으로 생각된다.

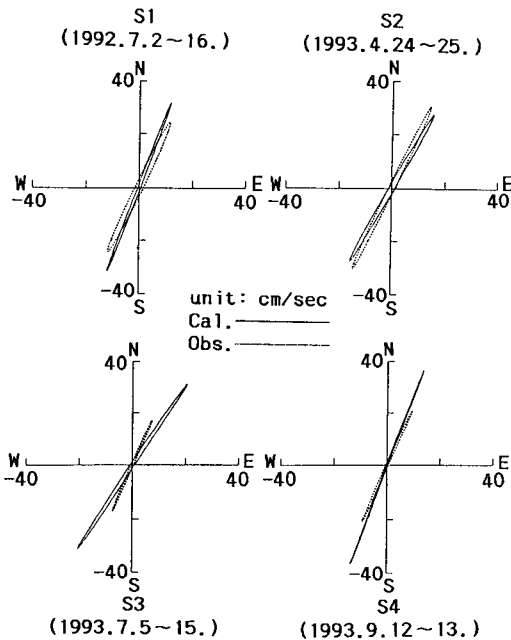


Fig. 2. Tidal current ellipses in the model (solid line) and the observation (dotted line) at four stations, S1, S2, S3 and S4.

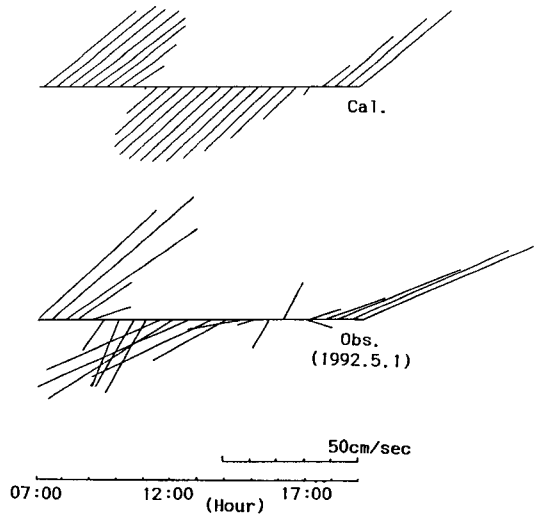


Fig. 3. The time series of velocities in the model (upper) and the observation by National Fisheries University of YosU in 1992 (lower).

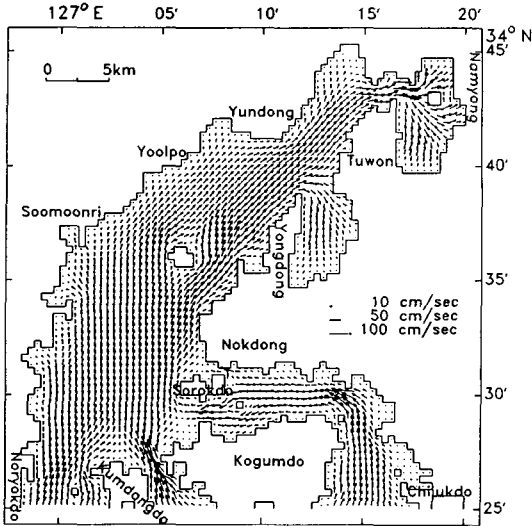


Fig. 4-1. Tidal current at flood tide in Deukryang Bay.

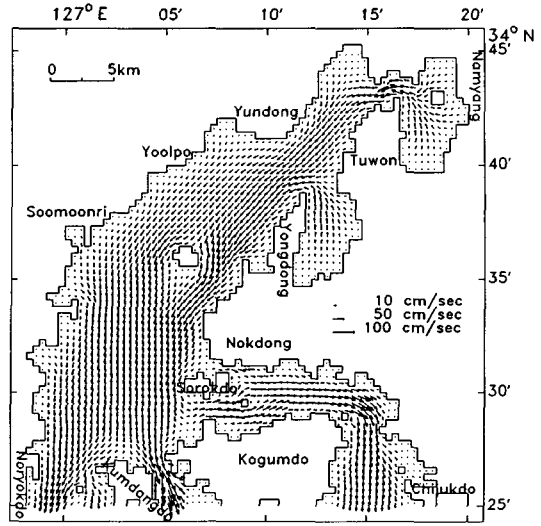


Fig. 4-2. Tidal current at ebb tide in Deukryang Bay.

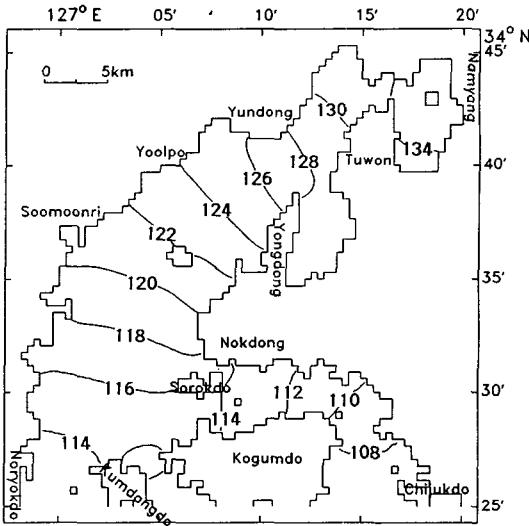


Fig. 5. Calculated M_2 tide co-amplitude lines (cm) in Deukryang Bay.

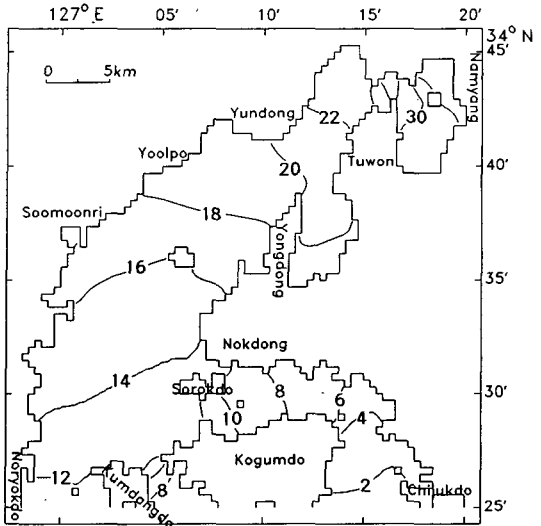


Fig. 6. Calculated M_2 tide co-phase lines (degree) in Deukryang Bay. The phases are based on right hand side of Chijukdo.

본 연구에서는 조석간차류의 변동기구, 특히 득량만 주변해역에 형성되는 와류의 생성기구를 보다 구체적으로 조사하기 위하여 Table. 1에서 보인 조건하에서 수치실험을 행하였다.

Fig. 8는 Coriolis 항을 무시했을 때(EX 1)의 실험결과를 보여준다. Coriolis 항을 고려하였을 때 (Fig. 7)보다 유속이 다소 감소(약 0.5cm/s)했을 뿐

거의 변화가 없음을 알 수 있다. 이것은 코리올리 효과가 상대적으로 득량만의 조석간차류의 발생에 거의 영향을 미치고 있지 않음을 보여준다.

Fig. 9은 이류항을 무시했을 때(EX 2)의 결과를 보여준다. 이류항을 고려했을 때와 비교할 때 유동 구조에 큰 변화가 있음을 알 수 있다. 즉 득량도 주변은 물론 만 전역에서 와류가 사라지고, 흐름은

1. M_2 조에 의한 해수유동

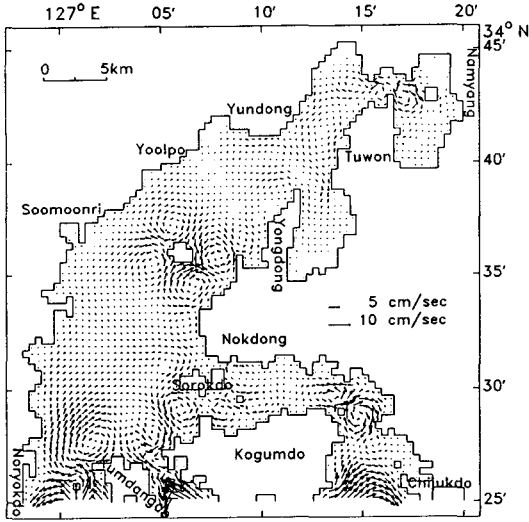


Fig. 7. Residual current (cm/s) in Deukryang Bay.

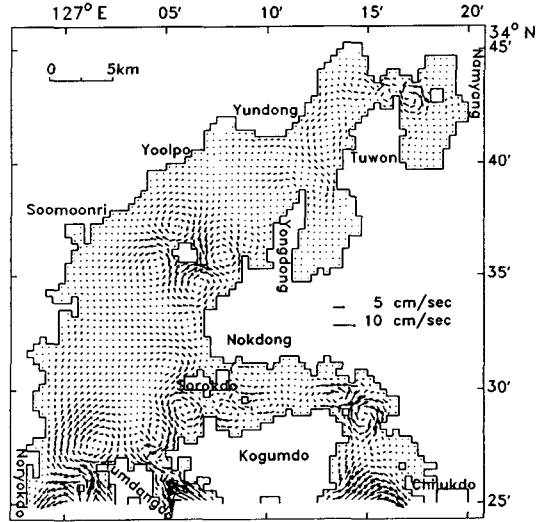


Fig. 8. As in Fig. 7 except for the Coriolis terms.

Table 1. The conditions of numerical experiments to investigate the mechanism of eddy formation in the residual currents

EX.	Coriolis	advection	Deukryang Is.	topography
1	×	○	○	○
2	○	×	○	○
3	○	○	×	○
4	○	○	×	×

충분히 약해졌다. 이러한 결과로 볼 때 만내 와류들의 형성은 주로 관성효과에 기인하고 있음을 알 수 있다.

Fig. 10은 잔차류에 미치는 득량도의 효과를 알아보기 위해 득량도를 제거한 경우(EX 3)의 결과를 보여준다. 득량도가 존재할 때(Fig. 7)와 비교할 때 유속은 감소하고 득량도 좌측에 발생했던 2개의 와류가 사라진다. 그러나 득량도 우측의 와류는 여전히 존재한다. 실험 결과는 득량도 좌, 우측

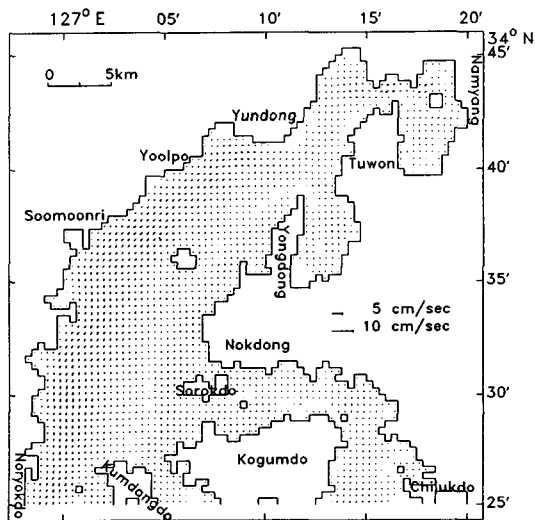


Fig. 9. As in Fig. 7 except for the advective terms.

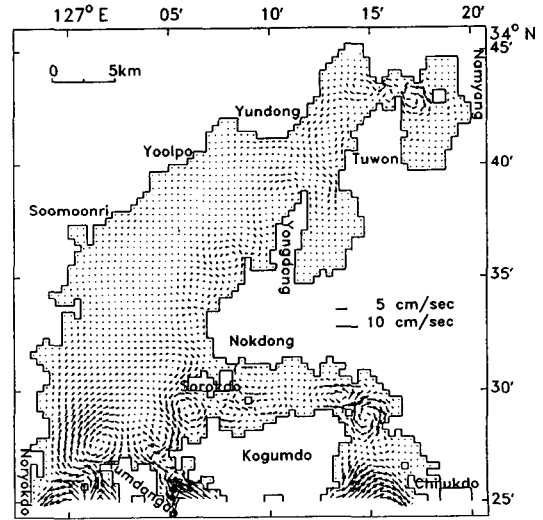


Fig. 10. As in Fig. 7 except for the Deukryang Island.

에 형성되는 와류가 각기 그 성인을 달리하고 있음을 보여준다. 즉 좌측 2개 와류는 득량도와 관계가 있으나 우측 2개 와류는 해안선의 지형효과로 형성되는 것 같다. 이것은 해저지형이 와류형성에 미치는 영향을 알아보기 위해 행한 실험(실험 4, Fig. 11) 결과에서 보다 잘 알 수 있다. 즉 유속은 다소 약해졌지만 일정한 수심(15m)하에서도 여전히 만내 와류, 특히 득량도 우측 2개의 와류는 존재하였다. 이러한 결과는 해저지형효과보다 득량도 주변해안선의 역할이 와류형성에 보다 크게 작용하고 있음을 보여준다.

요약 및 고찰

본 연구에서는 득량만에서의 해수유동을 조사하기 위하여 전해파모형을 이용 수치실험을 행하였다. 구동력은 M_2 조만을 고려하였다. 실험결과는 득량도 주변역 및 고흥부근에서 실시된 조류관측 결과와 전반적으로 좋은 대응을 보여 주었다. 실험 결과에 의하면,

- 1) 만내의 해안선에 평행한 흐름(남서-북동류)이 탁월하였으며,
- 2) 득량도를 중심으로 우측이 좌측보다 다소(약 10cm/s) 빠른 경향을 보여주었고
- 3) 만의 입구에서는 강하나(60~70cm/s), 만 안쪽으로 갈수록 약한 경향(50~60cm/s)을 보여주었다.
- 4) 만내 잔차류는 각 해역의 최강유속의 약 10% 정도였고, 만 곳곳에 와류가 형성되었다.

조석잔차류의 변동기구, 특히 만 입구 또는 득량도 주변역에 형성되는 와류의 생성기구를 조사하기 위해 추가적인 실험이 행하여졌다. 그 결과는 이들 와류의 생성이 기본적으로 관성효과에 기인되고 있음을 보여 준다. 특히 득량도 주변에 형성되는 와류는 관성효과와 득량도의 지형적 효과와의 상호작용에 의해 형성되나 해안선의 효과 또한 무시할 수 없는 것으로 생각된다. 이것은 잔차류에서의 와류발생에 관해 비선형효과의 중요성(Yanagi, 1980) 및 섬의 역할을 강조하였던 Pingree *et al.*(1977), Maddock *et al.*(1978) 등의 결과와 좋은 대응을 보인다.

Fig. 12는 국립수산진흥원(1982)에서 작성한 득량만의 해수유동을 보여준다. 비록 자료제공처가 다양하고, 동시관측자료를 근거로 하지않아 유향, 유속의 세기등에 추정된 부분도 인정되나, 본 실험결과(Fig. 4)와 전반적인 유동형태는 매우 유사하다. 즉 만 입구쪽이 강하고 만 안쪽으로 갈수록 약해지는 경향

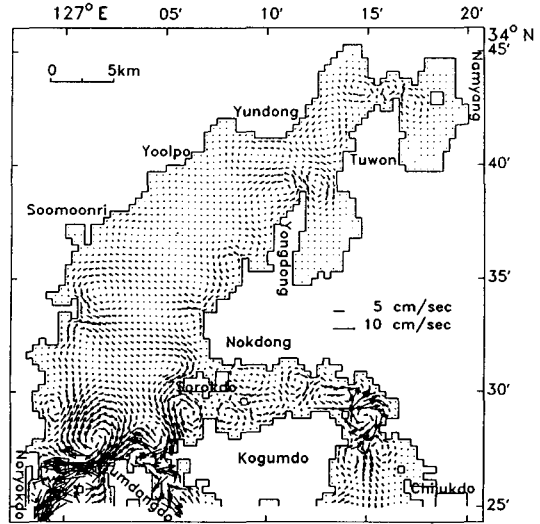


Fig. 11. As in Fig. 7 except for the flat bottom and Deukryang Island.

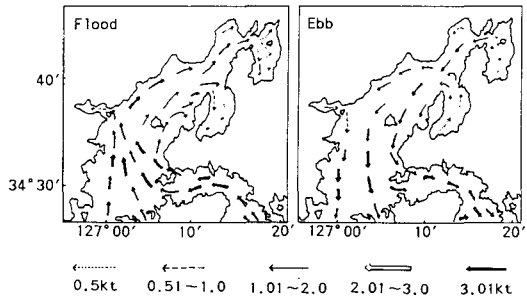


Fig. 12. Tidal current charts in Deukryang Bay (after National Fisheries Development Agency, 1982).

이나, 낙조시 만의 좌측에 비해 우측 유속이 강한 경향등은 본 실험결과와 좋은 대응을 보여준다.

실험은 득량만에서 반일주조가 탁월하다는 Lee (1993)의 결과를 고려하여 편의상 M_2 조만을 구동력으로 사용했고, 계산결과도 관측결과와 비교적 좋은 대응을 보여주었다. 그러나 보다 상세한 유동구조를 얻기 위해서는 다른 분조를 적절히 포함해야 함은 물론이다. 특히 여기서는 개방경계에서의 조위값으로서 낙동항의 조위 및 Choi(1980)의 수치실험결과를 일부 참고하였으나, 보다 충실한 실험결과를 얻기 위해서는 만구에서의 지속적인 조위관측이 필요하다. 또 모델검증도 득량도 주변역 및 고흥부근해역에 한정되어 행해진 수개정점에서의 조류관측결

1. M_2 조에 의한 해수유동

과와 비교되었으나 보다 광역에 걸친 조류관측이 요망된다.

본 연구에서는 득량만의 해수유동에 대한 기초적 단계로서 천해파 모델을 이용하여 해수유동을 조사하였다. 그러나 득량만과 같은 천해만(평균 수심 7.5 m)의 경우는 태풍통과등에 따른 유동변화도 매우 클 것으로 예상된다. 이것은 차기의 연구과제가 될 것이다.

사 사

이 연구는 한국과학재단 지정 부산수산대학교 해양산업개발연구소의 92년도 연구비의 지원에 의한 것입니다.

참 고 문 헌

- 국립수산진흥원. 1982. 전남 동부 연안 양식어장 기초 환경 및 저서 패류에 관한 조사. 국립수산진흥원 여수지부, 7~79.
- 김상우. 1993. 1992~1993년의 득량만의 해양학적 특성에 관한 연구, pp.47
- 수로국. 1985. 득량만 부근 수로측량 결과.
- 여수수산대학. 1992. 고흥지구 간척 개발 사업에 따른 어업권 피해조사서. 여수수산대학 수산과학 연구소, 191~267.
- Chapman, D.C. 1985. Numerical treatment of cross-shelf open boundaries in a barotropic coastal ocean model, *J. Phys. Oceanogr.*, 16, 1060~1075.
- Choi, B.H. 1980. A tidal model of the Yellow Sea and the Eastern China Sea. Korea Ocean Research and Development Institute, Report 80~02, BSPI 00019(3)-36-2, pp. 72
- Heaps, N.S. 1978. Linearized vertically-integrated equations for residual circulation in coastal seas. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, Jahrgang 31, Heft 5, 147~169.
- Hearn, C.J., and P.E.Holloway., 1990. A three-dimensional barotropic model of the response of the Australian North West Shelf to tropical cyclones, *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 60~80.
- Lee, J.C. 1993. Multidisciplinary oceanographic studies in Deukryang Bay, Korea. Abstracts of FOID '93., 5~6.
- Maddock, L. and Pingree, R.D. 1978. Numerical simulation of the Portland tidal eddies, *Estuarine Coast. Mar. Sci.*, 6, 353~363.
- Pingree, R.D. and Maddock, L. 1977. Tidal residual in the English Channel, *J. Mar. Biol. Assoc., U.K.*, 57, 339~354.
- Tee, K.T. 1976. Tide-induced residual current, a 2-D nonlinear numerical tidal model. *J. Mar. Res.*, 34, 603~628.
- Yanagi, T. 1980. Variability of the Constant Flow in Osaka Bay. *J. Oceanogr. Soc. Japan.* 36, 246~252.

1994년 5월 17일 접수

1994년 6월 29일 수리