

균질의 회전유체에 고밀도유체 주입실험

나정열 · 황병준

한양대학교 지구해양과학과

Injection of a Denser Fluid into a Rotating Cylindrical Container Filled with Homogeneous Lighter Fluid

JUNGYUL NA AND BOUNGJUN HWANG

Dept. of Earth & Marine Sciences, Hanyang University

f-plane 혹은 β -plane을 갖고 강체 회전중인 균질수에 외부로부터 고밀도의 유체를 계속 주입시 주입된 고밀도류의 확장형태와 이와 대응하는 기존의 균질수(상층수)의 흐름을 관찰하였다. 고밀도류는 주입후 편향력에 의해 서안을 따라 흐르면서 내부로 침투 확장하여 회전축에 비대칭인 모양을 보인다. 특히 β -plane에서는 바닥 경사도의 증가에 따른 압력 경도력의 증가에 의해 서안을 따라 흐르는 속도가 증가되고 결국 편향력의 증가로 서안에서의 폭이 f-plane보다 좁게 나타난다. 그러나 남쪽에 이르러서는 유입수의 국지적인 두께증가로 인해 확장 속도가 둔화되나 이로인한 상층수의 지형류작용에 의해 상층에서는 하층수의 방향과 서로 반대 방향의 흐름이 나타남과 동시에 경계면상에서의 혼합을 유발시키기도 한다. 유입된 고밀도류의 상층의 와도발생과 관련한 역할은 확장경로상의 국지적인 지형효과와 유발과 유입으로 인한 상층수의 수직운동, 즉 vortex-tube stretching효과를 발생시키는 것으로 볼 수 있으나 f-plane의 경우는 후자에 해당하는 반시계 방향의 축대칭류를 생성시킴으로써 지형효과는 서안 경계층에만 존재하는 것으로 관찰되었으며 이때의 지형효과는 북향의 매우 약한 서안 경계류로 나타나고 있다. 한편 β -plane에서의 유입수의 역할은 실험면적의 동쪽반인 내부흐름에서는 h 보다는 dh/dt 의 크기가 우세하여 결국 상대와도의 감소경향인 시계방향의 음의 와도(negative vorticity)의 발생과 서쪽반에서는 경계면의 경사(tilting)에 의한 지형 효과가 극대화되어 유입수의 방향과 정반대인 강한 흐름이 나타나고 있다.

A heavy fluid is injected to a rotating cylindrical container of flat or inclined bottom filled with homogeneous lighter fluid. Continuous flow-in and spreading patterns over the bottom of the container are observed and at the same time upper-layer motions induced by the movement of the heavy fluid are traced by thymol blue solution. Regardless of the bottom geometry, the injected denser fluid is deflected toward "western wall" and continuous its path along the boundary with radial spreading which occurs in the bottom boundary layer to make a quite asymmetric flow. When the bottom contains a slope(β -plane), increased pressure gradient causes the fluid move faster to produce a stronger Coriolis force. This makes the width of the flow narrower than that of f-plane. But, when the denser flow reaches the southern part of the container, a local-depth of denser fluid increases (much greater than the Ekman-layer depth) such that the spreading velocity along the wall is reduced and the interfacial slope increases to make the upper-layer adjust geostrophically to have oppositely directed upper-layer motion along the interfacial boundary. The role of the denser fluid in terms of vorticity generation in the upper-layer is such that it produces local topographic effect over the western half of the container and also induces vortex-tube stretching which is especially dominant in the f-plane.

*본 연구는 1994년도 교육부 기초과학육성 연구비의 지원에 의한 것임.

서 론

회전유체를 이용한 해양순환 모델중 외력의 하나인 해상풍에 의한 효과는 경계면 마찰(Beardsley, 1969; Krishnamurti and Na, 1978), 밀도가 같은 외부 유체의 유입 혹은 유출(Kuo and Veronis, 1971; 나와 최, 1993)로 모의되었고 부력효과는 경계면 냉각(Takematsu, 1992), 이층유체 제작(Krishnamurti and Na, 1978)으로 대체하였다. 특히 해상풍 및 상층효과를 동시에 포함할 수 있는 이층유체에 같은 밀도의 외부유체 유·출입실험(나와 최, 1994; 나 등, 1995)은 한국 동해와 같은 해역의 해수 순환특성을 이해하기 위한 시도로 수행되었다.

일반적으로 균질한 유체가 강제회전을 하고 있을 시 외부에서 밀도가 다른(주로 밀도가 큰) 유체를 주입하면(두 유체간 혼합을 거의 무시한다고 가정하면) 유입된 고밀도류에 의한 기존유체의 운동은 와도보존에 의해 설명되어질 수 있다. 즉, 외부유입수는 우선 기존유체의 기둥(column)높이를 변화시키므로써 상대와도의 증가를 야기시켜 반시계 방향의 흐름을 유도하게 되며, 외부 유입수와 기존 유체간의 경계면의 변화는 기존유체의 지형류적응(Geostrophic adjustment)을 유도하여 그 기울기에 따른 운동을 발생시킬수도 있다. 이러한 현상들은 이미 기존의 예비 실험(나와 최, 1994)을 통하여 관찰된 바가 있다. 따라서 외부 유입수의 시간적인 변화(즉 확장형태) 및 이로 인한 기존유체의 운동특성은 이층유체 실험과는 와도생성의 관점에서 매우 다르고 할 수 있다. 이층유체의 경우(나 등, 1993, 1994, 1995) 하층수와 동일한 밀도의 외부유체를 주입시 외부 유체의 확장 경로는 주로 측면경계층(sidewall layer)내에서 확산되어 내부로 유입되고 결국 하층 두께를 증가시키는 상승속도만이 존재하여 상대와도 증가에 따른 하층수의 운동과 이로 인한 경계면의 기울기 변화를 야기시킨다. 준지형류에 의한 하층의 와도변화가 경계면 기울기의 변화를 통해 상층에 전달되므로써 상층유체의 운동을 발생시키게 되는 것이다. 따라서 동일한 밀도의 외부유체 주입시는 바다경계층내에서의 수렴 효과와 같은 역할만을 하게 된다.

한편 이층유체의 하층에 하층수보다 밀도가 큰 외부유체 주입시 기대되는 흐름은 균질유체에 고밀도 유체 주입시의 흐름과 매우 유사할 것인바 본 실험

에서는 균질유체의 운동 특성에 관점을 두었다. 특히 주입된 유체가 확장시 확장 경로에 영향을 줄 수 있는 밀도차에 의한 용기 중심 방향의 압력경도력과 편향력 그리고 상층 지형류에 의한 상호작용을 예측할 수 있고 확장 형태에 의한 국지적인 지형효과는 상층 지형류에 역으로 영향을 줄 수도 있기 때문에 상·하층의 운동형태를 연계시켜 관찰해야 할 필요가 있다.

본 실험의 목적은 원통바닥이 평탄한 경우(f -plane)와 일정한 경사면을 갖는 경우(β -plane) 한점에서 유입된 고밀도류의 확장하는 형태를 관찰하고 동시에 유입수의 확장시 이와 상응하는 상층유체 운동의 변화를 관찰하고자 함이다. 균질의 유체가 강제회전시 고밀도류의 주입 효과에 관한 실험연구는 거의 유례가 없는바 이와 역학적으로 근사한 실험으로는 eddy 형성 및 전파특성실험(Whitehead *et al.*, 1990; Takematsu, 1992) 정도이며 비회전시 소위 경사류(gravity current와 유사)에 의한 난류혼합 과정을 이해하기 위한 실험(Turner, 1979)이 그 대표적인 예다. 본 실험연구의 배경은 한국 동해북부연안해역에서의 겨울철 침강이 북부해역(Japan Basin)에 미치는 영향을 파악코자 시도된바 침강된 "고립수"에 의한 기존 유체의 적응을 와도방정식을 이용해 설명하고자 한다. 본 논문은 실험장치의 물리적인 배경 및 실험방법, 그리고 외부유입수의 확장을 와도방정식과 연계하여 실험 파라메타를 선정한 과정 및 실험결과로 구성하였다.

특히 본 실험에서는 해상풍에 의한 마찰효과를 모의하기 위해서 외부유체 주입(windstress curl의 양의 부호와 같은 의미)의 당위성을 강조하며 이는 동해 북부해역의 windstress curl의 부호(나 등, 1992)가 양(positive)임에 근거를 두고 있음도 밝혀둔다.

실험장치 및 방법

본 실험에서 사용된 장치는 이층유체실험(나 등, 1993, 1994, 1995)과 거의 같은 것이다. 다만 직경 20 cm의 플라스틱 용기의 바닥을 평탄한 것(f -plane)과 일정한 기울기를 갖는 것(β -plane)으로 구성한 점이 다르다. 비회전시 높이가 10 cm인 균질의 유체가 강제회전시는 자유표면을 갖고 있으며 고밀도의 외부유체 주입은 바닥에서 4~5 cm 떨어진 용기 벽면을 통하여 이루어지도록 하였다. 그 이유는 바닥과 같은

위치 혹은 벽면경계층보다 훨씬 안쪽에서 주입되는 밀도차에 의한 압력경도력 및 주입 관성력에 의해 내부로 직접 침투하게되나, 벽면을 따라 침강하는 측면의 경계층에 의해 일단 확산(diffuse)된 후 내부로 흐르게 되기 때문이다. 특히 외부유체 주입시 두 용기내의 유체 높이를 같도록 유지하여 부가적인 중력 효과를 줄일 수 있으며 본 실험에서는 외부유체의 주입량을 연동(peristaltic) 펌프(나와 최, 1994)를 이용한 초당 0.12 ml/s로 고정시켰으며 관성에 의한 내부로의 진입을 막기 위해서 확산제(diffuser)를 통과하도록 하였다. 주입위치를 β -plane에서는 가장 북쪽에 해당토록 수심이 제일 낮은곳을 택하였다. 외부유체와 기존유체간의 밀도차는 $\Delta\rho/\rho$ 의 크기가 $O(10^{-3})$ 이 되도록하여 해양에서의 관측치와 거의 같은 크기를 택하였으며 이때 두 유체간의 경계면 마찰을 최소화 할 수 있도록 유입수로 전분회석유체(starch solution)를 사용하였다.

한편 주입유체의 확장경로를 시간적으로 파악하기 위해서는 thymol blue 용액에 NaOH를 섞어서 시각적(청색으로 변함)으로 관찰이 용이토록 하였으며 동시에 기존유체는 증류수만 사용하여 투명도를 유지하였다. 외부유체의 주입에 따른 상층, 즉 기존유체운동을 관찰하기 위해서는 상층유체는 thymol blue 용액을 사용하였으며 직경 0.009 cm의 스테인레스 선을 격자형태로 설치하여 흐름을 가시화 하였다. 최초의 유체주입은 기존유체의 완벽한 강제회전상태를 점점한 직후이며 주입된 고밀도 유체가 주입 위치에 도달하기까지 약 12분간 주입이 지속되었다.

실험결과

1. f-plane 실험

고밀도의 외부유입수와 용기내 강제회전중인 유체간의 경계면 마찰이 거의 없는 상태에서 유입직후 고밀도류의 두께는 바다 경계층높이(Ekman layer depth)와 거의 같게되며 유입이 지속되는 동안 그 높이가 경계층의 높이보다 커지면 유입수의 역할은 바닥의 지형효과를 주게된다. 이러한 지형효과는 상층의 유체 운동과 관련지어 보면 지형에 의해 영향을 받음과 동시에 이로인한 수직운동은 국지적으로 와도의 증가를 유발시키게 된다. 즉, 외부유입수의 범위가 확장되는한 이로인한 영향은 상층수의 와도 증가에 따른 반시계방향의 흐름을 유도하게 한다. 외부

유입수가 바닥 전체를 채운후 그 두께가 증가시에는 하층에 같은 밀도의 외부유입수가 흘러 들어옴과 같다. 일반적으로 강제회전중인 유체에 등밀도의 외부유체가 주입되면(위치에 관계없이) 이로인한 첫째 반응은 소위 radial flow의 발생이며 기존유체의 흐름은 유체의 수직운동에 따른 각운동량 보존을 위해 결국 회전속도를 증가시키는 방향으로 흐름이 발생됨은 쉽게 이해할 수 있다(나와 최, 1994).

우선 f-plane실험과 관련된 와도방정식(Appendix 참고)은

$$\frac{d\zeta}{dt} = \frac{-E^{1/2}}{2R} \zeta + Fr_u + \dot{h} - \frac{dh_b}{dt}$$

로 주어지며 여기서 a는 원통의 반경, u는 비차원화된 속도, U는 속도의 대표값, ζ 는 상대와도, \dot{h} 는 외부유체 주입에 따른 자유표면의 시간변위, F는 Froude number($=\Omega^2 a/g$)이며, E는 Ekman number($=\nu/\Omega a^2$), h_b 는 외부유체의 확장에 따른 지형, R은 Rossby number($=U/\Omega a$)로 본 실험에서는 $O(10^{-3})$ 이다. Rossby 반경($=\sqrt{ga}\Omega$)은 약 35 cm로 원통의 반경(10 cm)보다 훨씬 크기 때문에 자유표면은 고체면(rigid lid)와 다를 바 없다.

윗식의 오른쪽 네번째항인 dh_b/dt 는 고밀도류가 평탄한바닥(f-plane) 혹은 경사진바닥(β -plane)을 흐를 때 수직속도에 대한 kinematic boundary condition이기도 하며, 세번째항인 \dot{h} 와는 반대경향을 나타낸다. 즉 고밀도류의 주입은 $dh_b/dt > 0$ 을 나타내나 이때 $\dot{h} > 0$ 은 와도의 변화와 관련지어 볼때 서로 견제하는 역할을 하고 있음을 알 수 있다.

본 실험에 고정적으로 사용한 주입량(0.12 ml/s)에 해당하는 \dot{h} 의 크기는 $O(10^{-3})$ 이며 이 크기는 $O(E^{1/2})$ 와 같기 때문에 ($E=4 \times 10^{-3}$) 외부유체의 주입에 의한 바닥 경계의 지형적인 효과는 상층수의 운동을 관찰하여 소위 비점성천하이론(Pedlosky, 1986)에 의한 제한사항인 지형류는 등심선을 따라 흘러야함을 만족하는가를 판단할 수 있으며 이를 근거로 dh_b/dt 항의 크기를 추측할 수 있을 것이다.

Fig. 1은 f-plane에서의 주입된 고밀도류의 시간별 확장 형태를 약 4분 간격으로 보여주고 있다. 주입위치를 편의상 정북이라 할 때 유입수의 경로는 대부분이 서안을 따라 남하하면서 내부로 서서히 침투하여 북동쪽에서 유입수와 서로 만나는 것을 나타내고 있다. 정북에서 유입된 일부가 동안을 따라 서서

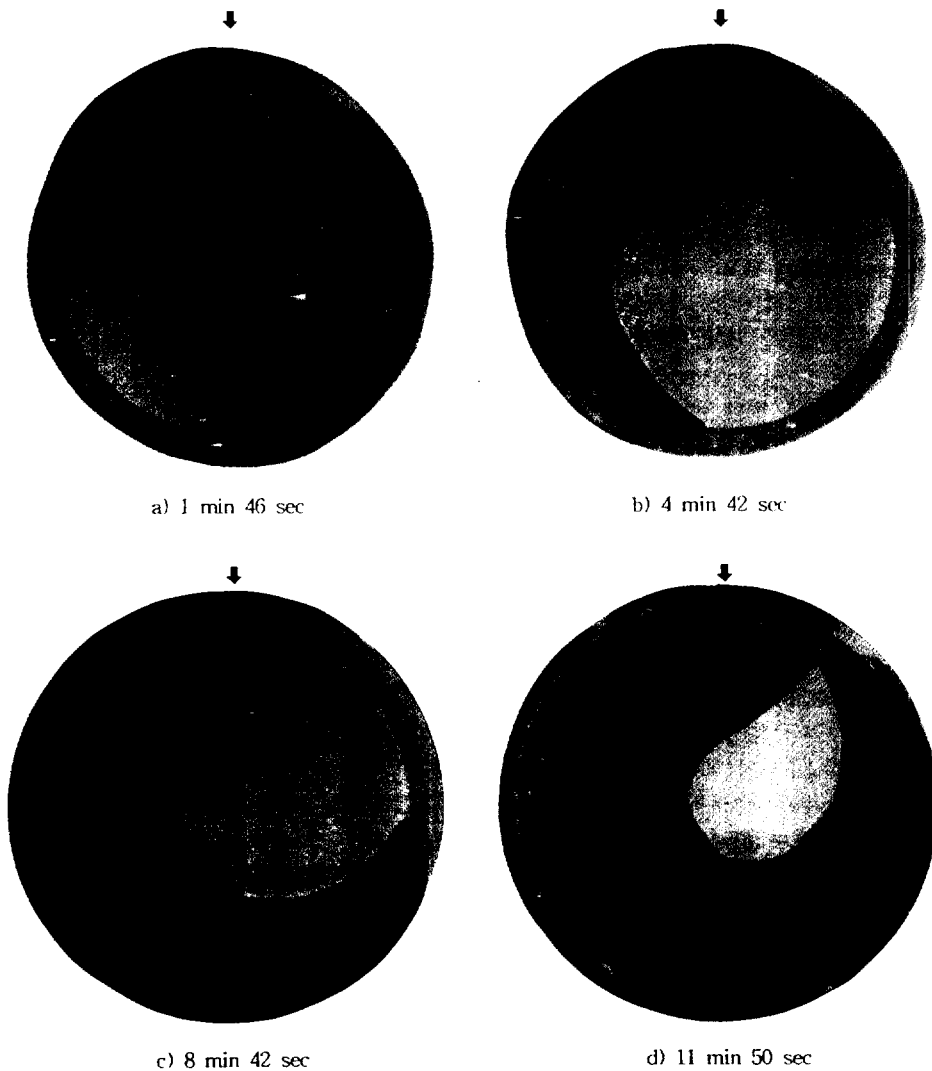


Fig. 1. Time-elapsing spreading patterns of a heavier source fluid in the f-plane.

a) 1 min 46 sec, b) 4 min 42 sec, c) 8 min 42 sec, d) 11 min 50 sec after the injection of heavy fluid.

히 움직이고 있으나 그 속도는 서안을 따라 움직이는 유입수의 속도에 비해 약 10분 1정도가 됨을 알 수 있다. 여기서 매우 특이한 것은 유입수의 흐름이 회전축에 비대칭으로 서안에서의 속도가 동안보다는 매우 큼을 보여주고 있다. 이러한 비대칭 형태의 확장은 고밀도류와 기존유체간의 압력경도력의 작용이 바닥의 중심으로 향하기 때문이며 따라서 시간에 따른 내부로의 침투가 서안쪽에서 빨리 진행되었기 때문이다. Fig. 1(d)는 유입수가 서안을 따라 움직이다가 유입 위치의 동쪽으로 흐르던 흐름과 만나는

형태로 소요 시간은 11분 50초임을 나타낸다. 회전 속도가 20 rpm(즉 3초/1회전)이므로 약 237일 걸렸음을 의미하기도 한다.

한편 고밀도류의 확장시 이와 대응하는 상층의 기존유체 운동을 thymol blue용액을 이용하여 관찰하였다(Fig. 2). 상층의 흐름형태는 Fig. 1의 관측시간 중 두 경우만을 택하였다. 그 이유는 상층유체의 속도가 하층유입수의 확장속도보다 매우 느리기 때문에(약 0.25 mm/sec) 기존 dye-line과 새로운 dye-line과의 중복으로 인한 복잡성을 피하기 위함이다. 상층

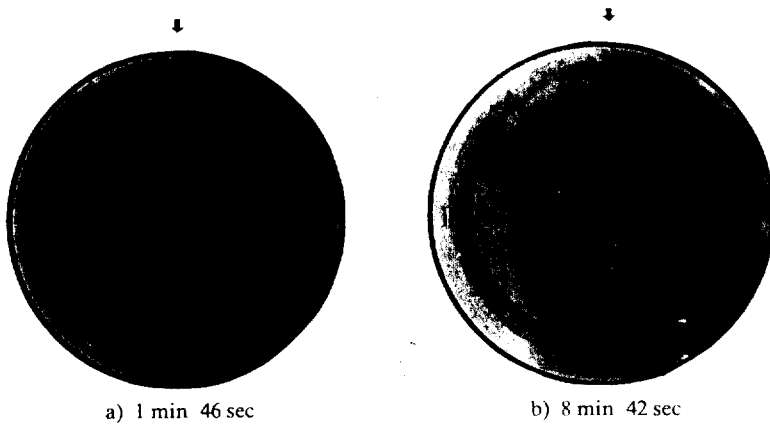


Fig. 2. Upper layer motions induced by a heavy source fluid.

a) 1 min 46 sec, b) 8 min 42 sec after the injection of heavy fluid. Axisymmetric flow patterns are clearly seen except a weak counter flow near the western boundary in b).

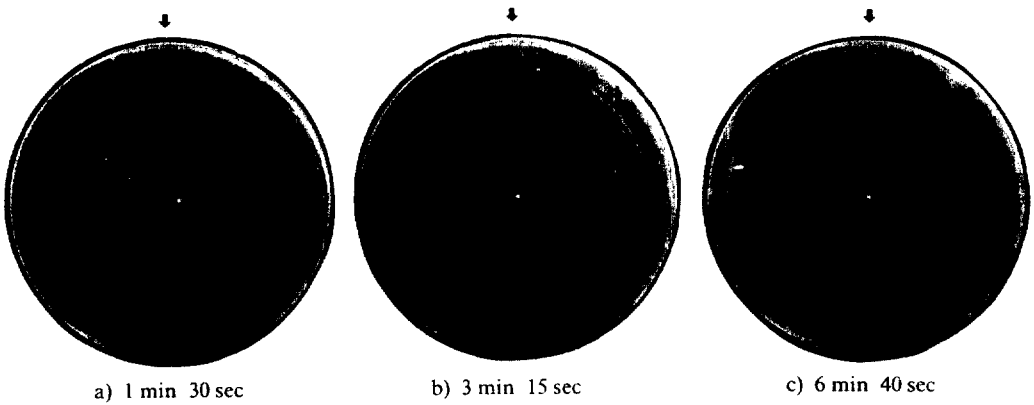


Fig. 4. Upper-layer motions induced by the source flow in the β -plane.

a) 1 min 30 sec, b) 3 min 15 sec, c) 6 min 40 sec after the injection of the heavy fluid. Asymmetric flow with strong movement along the western boundary and relatively fast northward flow patterns toward the western wall are seen.

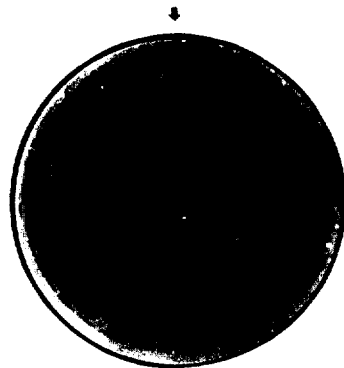


Fig. 5. Axisymmetric upper-layer motion which shows continuous spin-up even after the discontinuity of the injection.

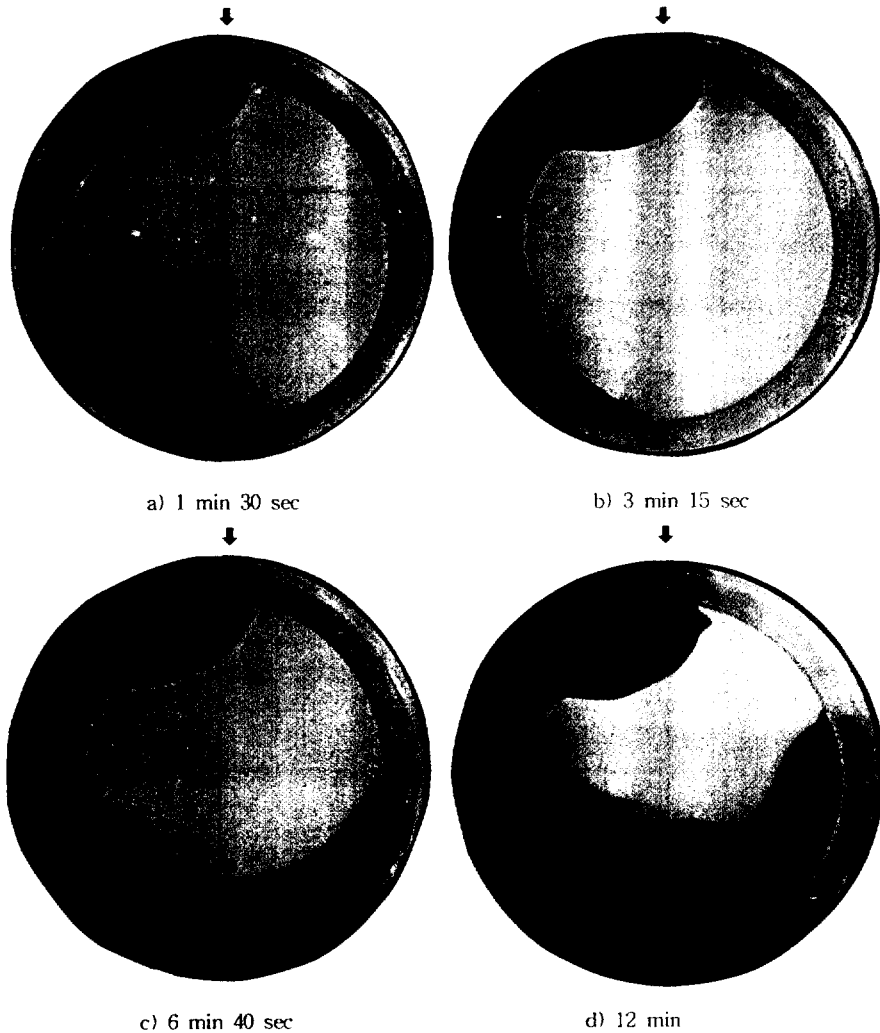


Fig. 3. Time-elapsing spreading patterns of the source flow in the β -plane.

a) 1 min 30 sec, b) 3 min 15 sec, c) 6 min 40 sec, d) 12 min after the injection of heavy fluid.

흐름은 거의 축에 대칭인 형태이나 유입수가 서안을 중심으로 상당량 내부까지 침투했을 때는 서안경계를 따라 시계방향의 역류가 존재하고 있음을 보여주고 있으며(Fig. 2(b)) 유입수가 유입 위치에 거의 접근시에도 서안경계에서 역류의 존재는 관찰되었다. 따라서 고밀도류 주입에 따른 와도의 변화는 자유표면 상승효과에 의한 상층수내의 소위 vortex-tube stretching 효과가 우세하여 결국 상대와도의 증가현상인 반시계방향의 축대칭류가 발생함을 알 수 있고 더 나아가 고밀도류의 확장에 따른 바닥의 지형효과는 서안경계를 제외하고는 거의 무시되고 있음을 보

여주고 있다. 결국 고밀도류의 주입은 측면경계층(sidewall layer)의 폭이 $O(aE^{1/4})$ 인 곳으로 흘러들어간 후 다시 바닥경계층(bottom Ekman layer)으로 스며들어 내부로 상승되는 효과를 주고(Kuo and Veronis, 1972) 있기 때문일 것이다. 그러나 측면경계층의 폭($aE^{1/4} \sim 1$ cm)내에서의 zonal flow가 지형류관계를 포함하고 있음(Greenspan, 1968)에 근거하면 유입수의 서안 경계에서의 흐름은 결국 유입수의 국지적인 두께의 기울기가 서안에서 내부로 향하고 이로 인한 상층수의 적응은 하층 즉 유입수의 방향과 반대되는 흐름을 갖게 할 수도 있다. 이와같이 경계면의 변형

에 의한 상·하층간 흐름 방향의 반대는 이층 유체의 유·출입실험에서도 관측된다(Na and Choi, 1994).

2. β -plane 실험

Fig. 3은 바다의 경사가 일정한($\tan\alpha=0.1$, α 는 수평과의 각) 소위 β -plane에서 정복에 위치한 곳에서 고밀도류 유입시 그 확장 형태를 보여주고 있다.

우선 f-plane 실험과 비교하여 보면 서안을 따라 남하하는 zonal flow의 폭이 훨씬 좁아졌으며 특히 서안에서 북쪽에 위치한(북서쪽) 곳에서의 흐름의 폭은 최종 실험시까지 거의 변하지 않고 있다(Fig. 3(b), (c), (d)).

한편 내부로의 확장은 북쪽 유입위치 부근과 서안을 따라 남쪽까지 도달한 고밀도류가 바다의 경사에 의해 남안부근에서 그 두께가 계속 증가하면서 내부로 흐르는 두가지의 확장형태를 보이고 있다. β -plane은 f-plane과 비교하여 바닥 기울기에 의한 압력경도력이 더 크며 이로인해 흐름의 속도 역시 증가하여 편향력(Coriolis force)을 증가시킨 결과 서안에서 좁은폭을 갖고 남향하는 것으로 이해될 수 있고 남향의 흐름이 계속 남쪽 끝 부근에 이르러서 유입수의 두께증가를 발생시킴으로써 국지적인 압력경도력에 따른 radial flow의 발생이 일어나고 있음을 보여주고 있다.

용기의 남쪽반에 이르는 지역에서는 유입수가 축적되어 소위 하층수의 두께 증가에 따른 바다의 지형효과($dh_b/dt > 0$)를 야기시킴과 동시에 상층수와 혼합이 내부 경계를 따라 발생하고 있음도 관찰되고 있다(Fig. 3(d)).

한편 남에서 북으로 동안을 따라 흐르는 흐름의 속도는 f-plane과 비교하여 매우 느리게 진행되고 있으며 동시에 주입 위치에서 동안쪽으로 확산 정도 역시 매우 약함이 뚜렷하게 비교되고 있다(Fig. 1(d)와 Fig. 3(d) 비교).

유입수의 확장에 따른 상층수의 흐름은 f-plane에서의 방법과 동일하게 관찰하였다(Fig. 4). 유입후의 상층운동(Fig. 4(a))은 전형적인 Sverdrup balance에 의해 내부에서는 북향의 흐름이, 그리고 강한 남향의 서안경계류를 보여준다. 이는 유입수의 확장 범위가 매우 작으나 이로인한 상층수 내부의 수직상승이 유발되어 표층에서의 Ekman layer 발산과 같은 효과($h > 0$ 와 동일)에 의한 북향의 수송이 일어나고 있음이

며 따라서 유입수에 의한 바다의 지형효과는 이와 비교 무시되고 있음이다. 이때의 특이한 흐름은 동안을 따라 약한 남향의 반류가 존재하고 있으며 이러한 반류는 유입수의 확장이 진행되는 중에도 계속 존재하고 있다(Fig. 4(c)). 그러나 유입수가 남쪽에 도달 후 부터는 내부의 흐름인 북향의 Sverdrup flow는 감소되고 서안가까이에서 강한 북향류가 남서쪽에 발달하고 있다.

전체적인 흐름을 볼 때 용기 서쪽반은 반시계방향의 강한 흐름을 보이고 동쪽반에서는 약하나마 시계방향의 흐름이 존재하는바 그 분기점은 거의 주입위치와 동일하다. 따라서 내부(동쪽반)에서는 h 보다는 dh_b/dt 의 크기가 우세하여 결국 상대와도의 감소경향인 시계방향의 흐름이 나타난다고 볼 수 있으며 이는 와도방정식에서 $d\zeta/dt \sim -dh_b/dt$ 의 관계로부터 입증될 수 있다. 한편 서안경계 부근(서쪽반)에서는 h 와 dh_b/dt 의 효과가 서로 상쇄되나 유입수의 느린 확장으로 국지적 두께증가 현상을 보여 상·하층 경계면의 경사증가가 상층수의 지형류 적응을 야기시켜 경계면을 따라 강한 북향류가 존재하는 것으로 생각된다. 이때 강한 북향류와 남향의 하층류 사이에 약간의 혼합이 발생되고(Fig. 3(c)와 Fig. 4(c)비교) 이러한 혼합현상은 경계면이 내부로 이동시 더욱 활발해지고 있는바 상층의 강한 북향류의 위치와 잘 부합되고 있다(Fig. 3(d)).

토론 및 결론

f-plane 혹은 β -plane을 갖고 강제 회전중인 균질수에 외부로부터 고밀도의 유체를 계속 주입시 주입된 고밀도류의 확장형태와 이와 대응하는 기존의 균질수(상층수)의 흐름을 관찰하였다.

주입된 고밀도류의 확장 형태는 주입 후 편향력에 의해 서안을 따라 흐르면서 내부로 침투 확장하여 회전축에 비대칭인 모양을 보인다. 특히 β -plane에서는 바다 경사도의 증가에 따른 압력 경도력의 증가에 의해 서안을 따라 흐르는 속도가 증가되고 결국 편향력의 증가로 서안에서의 폭이 f-plane보다 좁게 나타난다. 그러나 남쪽에 이르러서는 유입수의 국지적인 두께 증가로 인해 확장 속도가 둔화되나 이로인한 상층수의 지형류적응에 의해 상층에서는 하층수의 방향과 서로 반대 방향의 흐름이 나타남과 동시에 경계면상에서의 혼합을 유발시키기도 한다. 유

입된 고밀도류의 상층의 와도발생과 관련한 역할은 확장경로상의 국지적인 지형효과와 유발과 유입으로 인한 상층수의 수직운동, 즉 vortex-tube stretching 효과를 발생시키는 것으로 볼 수 있으나 f-plane의 경우는 후자에 해당하는 반시계 방향의 축대칭류를 생성시키므로써 지형효과는 서안 경계층에만 존재하는 것으로 관찰되었으며 이때의 지형효과는 북향의 매우 약한 서안 경계류로 나타나고 있다. 한편 β -plane에서의 유입수의 역할은 실험면적의 동쪽반인 내부흐름에서는 \bar{h} 보다는 dh_B/dt 의 크기가 우세하여 결국 상대와도의 감소경향인 시계방향의 음의 와도(negative vorticity)의 발생과 서쪽반에서는 경계면의 경사(tilting)에 의한 지형 효과가 극대화되어 유입수의 방향과 정반대인 강한 흐름이 나타나고 있다. 특히 f-plane 경우의 축대칭 흐름이 내부에 우세하게 존재하고 있음은 와도방정식(식 A-7)으로부터 쉽게 설명되어진다. 즉 유입수에 의한 효과 중 $\bar{h} \gg dh_B/dt$, 그리고 축대칭 흐름을 가정한($\partial/\partial\theta=0$) 정상흐름(steady state)인 경우 식 (A-7)은

$$-\frac{E^{1/2}}{4R} \left[\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial P_1}{\partial r} \right) \right] + \bar{h} = 0 \text{ 로}$$

표시되며 $r=0$ 에서 유한값, 그리고 $r=1$ 에서 영이 되는 P_1 의 값을 가정할 시

$$P_1 = \frac{R}{E^{1/2}} (r^2 - 1) \bar{h}$$

혹은

$$v_r = \frac{R}{E^{1/2}} r \bar{h}$$

의 해를 갖게 되어 v_r 의 최대속도는 $O(R\bar{h}E^{1/2})$ 가 되며 이것은 실험에서 관측된 속도와 거의 일치하고 있음을 알 수 있다.

[Fig. 2로부터 계산된 값 역시 $v_r=0.02 \text{ cm/sec} \sim O(R\bar{h}E^{1/2})$]

한편 β -plane인 경우 내부에서의 흐름은

$$-\frac{F}{2} \frac{\partial P_1}{\partial \theta} + \bar{h} - \frac{dh_B}{dt} = 0 \text{ 로}$$

상기 관계는 일종의 Sverdrup 흐름을 나타내고있고 이때 $\bar{h} \cdot dh_B/dt$ 의 부호에 의해 소위 Sverdrup 흐름의

방향이 남(음의부호) 혹은 북(양의부호)으로 정해지 는바 본 실험에서는 \bar{h} 의 효과, 즉 vortex-tube stretching 효과가 우세함을 보이고 있다.

따라서 외부 주입수의 역할중 상층수 내부에 미치는 효과는 주로 상대와도의 증가가 우세하며 특히 radial 방향의 내부확장 효과가 매우 중요하다고 판단 된다. 이러한 설명은 연속 주입이 아닌 불연속 주입 실험에서 확실하게 입증되고 있다. Fig. 5는 f-plane에서 1분간 주입을 하다가 중지한 상태에서 다시 1분이 지난후 관측한 흐름이다. 거의 완벽한 축대칭류가 존재하고 있음을 보여주고 있다. 본 실험의 spin-up time이 약 35초인점을 고려할때 주입후 1분에는 완벽한 spin-up 상태이며 2분 경과 후는 spin-down이 되어야 함에도 계속 축대칭류가 존재하고 있음은 앞서 언급한대로 유입수의 radial flow에 의한 와도생성 효과가 계속되고 있음을 보여주고 있다.

이러한 고밀도류의 주입실험을 해양순환과 연계 하기 위해서 우선 한국 동해북부연안에서 매우 강하게 나타나고 있는 겨울철의 순 열속(net heat flux)의 고립된 분포(Hirose *et al.*, 1994)와 같은 해역에서의 겨울철 강한 바람응력(나 등, 1992)는 그 해역에서의 겨울철 침강이 일어날수 있음을 보여주고 있으며, 수온의 연직단면(김, 1994)에서도 나타나고 있다. 만일 침강된 해수가 소위 일본 분지내에 유입되어 상층수의 흐름에 영향을 줄 수 있다면 근래 관측된 반시계 방향의 순환(Takematsu *et al.*, 1994) 이해하는데 도움이 되며 특히 연안을 따라 흐르는 고밀도류에 의해 상층의 반류 발생은 동한 난류의 북상과도 무관 하지 않으리라 사료된다.

실험적으로 시도된(Takematsu, 1992) 국지적 침강에 의한 순환특성중 대마난류의 유입은 본 실험 결과와 비교될수 있을것이다. 원산만 부근의 해저 지형 등과 같은 돌출부에 의한 영향을 고려한 실험의 필요성도 대두된다.

참고문헌

- 김 구, 1994. 東海의海水循環とCREAMS. 月刊 海洋, 26: 773-778.
 나정열, 서장원, 한상규, 1992. 한국근해의 월평균 해상풍. 한국해양학회지, 27: 1-10.
 나정열, 최진영, 1993. 원통형 이층유체의 회전반 실험. 한국해양학회지, 28: 17-23.
 나정열, 최진영, 1994. 원통형 이층유체의 회전반 실험(국전선 모의). 한국해양학회지, 29: 296-303.

나정열, 최진영, 황병준, 1995. 동해해수순환 모의를 위한 회전반 실험, 한국해양학회지, **30**: 57-63.

Beardsley, R. C., 1969. A Laboratory model of wind-driven ocean circulation. *J. Fluid Mech.*, **38**: 255-272.

Greenspan, H. P., 1968. The theory of rotating fluids. Cambridge University Press. 327pp.

Hirose, N., C. H. Kim and Jong-Hwan Yoon, 1994. Heat Budget in the Japan Sea. Third Workshop CREAMS, November 7-8, 1994, Research Institute of Oceanography, Seoul National University, B-6, 49-54.

Krishnamurti, R. and J. Y. Na, 1978. Experiment in ocean circulation modeling. *Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics*, **11**: 13-21.

Kuo, H. H. and G. Veronis, 1971. The source-sink flow in a rotating system and its oceanic analogy. *J. Fluid Mech.*, **45**: part 3. 441-464.

Na, J. Y. and J. Y. Choi, 1994. Laboratory experiment in the East Seas(Japan Sea) circulation modelling. Proceedings of the CREAMS '94 international symposium, January 24-26, 1994, Fukuoka, Japan, **L3**, 122-127.

Takematsu, M., 1992. A laboratory model of thermally-driven marginal seas. *La mer*, **30**: 119-125.

Takematsu, M., A. G. Ostrovskii and T. Kitamura, 1994. Current Features in the Japan Sea Proper Water. Third Workshop CREAMS, November 7-8, 1994, Research Institute of Oceanography, Seoul National University, A-1, 1-4.

Pedlosky, J., 1986. Geophysical Fluid Dynamics. Springer Verlag., NY., 86-93 pp.

Turner, J. S., 1979. Buoyancy effects in fluids. Cambridge University Press. Cambridge, 178 pp.

Whitehead, J. A, Melvin E. Stern, G. R. Flierl, B. A. Klingler, 1990. Experimental Observations of Baroclinic Eddies on a sloping Bottom *J. Geophys. Res.*, **95**(C6): 9285-9610.

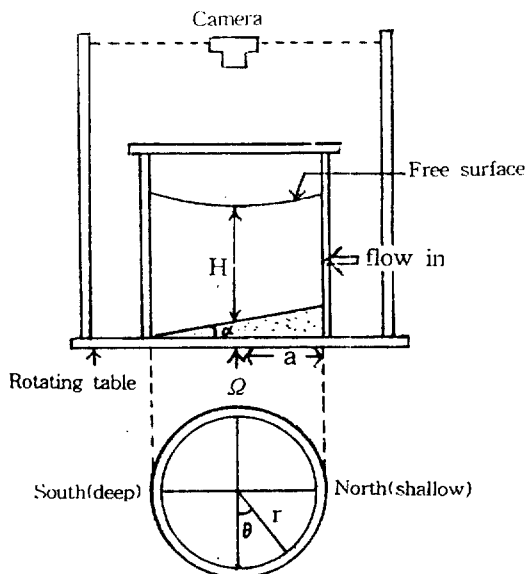


Fig. 6. Geometry of the cylindrical tank with inclined bottom and free surface.

$$W = \frac{dh_B}{dt} = \frac{d\eta_B}{dt} + (u_r \sin\theta + v_r \cos\theta) \tan\alpha \quad (A-2)$$

이며 $\eta_B(r, \theta, t)$ 는 고밀도유체의 두께, $\tan \alpha$ 는 바닥의 기울기, h_B 는 고밀도유체 주입시 바닥의 높이이다.

한편 f-plane인 경우($\tan \alpha=0$), (A-2)는

$$W = \frac{dh_B}{dt} = \frac{d\eta_B}{dt} \quad (A-4)$$

이다. 동시에 자유표면에서의 선형화된 kinematic boundary condition, 즉 상승속도는

$$W = Fr u_r + \dot{h} \quad (A-4)$$

F는 Froude number ($\Omega^2 a/g$), \dot{h} 는 유입에 따른 상승속도로 크기는 $O(R)$ 이어야 한다.

측면마찰을 무시할 때, 내부에서의 지형류 와도 (ζ)는

$$\frac{d\zeta}{dt} = \frac{\partial W_1}{\partial z} \quad (A-5)$$

이며 $W = RW_1 + R^2 W_2 + \dots$ (Pedlosky, 1986), R은 Rossby number ($h/\Omega a E^{1/2}$)이다. Ekman layer compatibility 조건, 즉 (A-5)의 적분인

$$\frac{d\zeta}{dt} = W_{1s} - W_{1B} \text{ 을}$$

Accepted September 4, 1995

Appendix. 와도방정식의 유도

반경 a는 원통에서 강제회전시 비차원화된 자유표면의 수심(h) 방정식은

$$h = H \left(1 + \Omega^2 \frac{a}{2gh_0} r^2 \right) \quad (A-1)$$

로 주어지며 H는 축에서의 수심, ζ 는 회전 각속도, g는 중력 가속도, r은 반경 좌표이다(Fig. 6 참조).

한편 용기바닥이 경사진(B-plane) 경우($\theta=0$ 을 동쪽이라 가정) 외부에서 고밀도유체가 유입시 바닥에서의 kinematic boundary condition은

이용하기 위하여 (A-2) 또는 (A-3)를 이용하여

$$W_{1B} = \frac{dh_B}{dt} + \frac{E^{1/2}}{2R} \nabla^2 P_I \quad (A-6)$$

여기서 바다의 변화 h_B 의 비차원시 $h_B/\alpha = R\eta_B(r, \theta, t)$ 로 가정하였다.

결국 와도 방정식은

$$\frac{d\zeta}{dt} = \frac{-E^{1/2}}{2R} \zeta + Fr u_I + \dot{h} - \frac{dh_B}{dt} \quad (A-7)$$

여기서 지형류를 가정한 내부의 흐름은

$$v_I = \frac{1}{2} \frac{\partial P_I}{\partial r}, \quad u_I = -\frac{1}{2r} \frac{\partial P_I}{\partial \theta} \quad \text{으로}$$

v_I 는 azimuthal, u_I 는 radial 성분의 내부 흐름이고 와도 ζ 는

$$\zeta = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r}(r v_I) - \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial \theta} u_I \quad \text{으로 정의되며}$$

P_I 는 내부의 압력이다.