

SAR를 이용한 제주도 북부해역에서의 내부파 관측에

김태림 · 원중선¹

한국해양연구소 연안·항만 공학 연구 센터
¹연세대학교 지질학과

An Example of Internal Wave Detection in North Coastal Waters of Cheju Island Using a SAR Image

TAERIM KIM AND JOONG-SUN WON¹

Coastal & Port Engineering Research Center, Korea Ocean Research and Development
Institute, Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

¹Department of Geology, Yonsei University, Seoul 120-749, Korea

인공위성의 SAR 센서를 이용하여 1996년 8월 15일 획득한 영상 자료로부터 제주도 북쪽 연안에서 내부파가 관측되었다. 영상 자료와 내부파가 발생한 주변 수심 그리고 조석자료를 고려해 볼 때 이 내부파는 여름철의 성층화된 해수에서 조류 전류시 조류가 해저 지형과의 상호 작용에 의하여 발생한 것으로 추측되며 솔리톤의 형태를 띠고 있다. 영상자료에서 분석한 솔리톤의 파장과 K-dV 방정식을 이용하여 가능한 솔리톤의 진폭을 계산하였다. 이러한 내부파는 물리적으로, 군사적으로, 그리고 해양생물학적으로 매우 중요한 현상으로 앞으로 내부파의 시간 및 공간적인 변화를 알기 위하여 SAR 영상 관측과 동시 현장관측을 병행하는 더 많은 연구가 필요하다.

The satellite image acquired by RADARSAT SAR on August 15, 1996 reveals internal waves in north coastal waters of Cheju Island. It is indicated from the image data, the tidal elevation data, and the bottom topography data, the internal waves seem to be generated by interaction between shallow bottom and tidal currents travelling in the stratified water in the summer time during the tidal changeovers from ebb to flood. The internal waves generated in such condition show patterns of trains of solitons. Probable amplitude of observed solitons is calculated using estimation of the soliton wave length from SAR image data and K-dV equation. Detection of the internal waves is very significant not only to military strategist for underwater maneuvers such as operation of submarines, but also to physical and biological oceanographers. Temporal and spatial variation of the internal waves are needed to be measured by simultaneous in-situ field study together with SAR to examine the nature of these internal waves.

서 론

인공위성의 이용은 오랜 동안 일부 해역의 단편적인 현상들에만 제한된 연구에서 벗어나 광범위한 해역에서의 해양 현상의 공간 구조와 양상을 즉각적이고도 동시관측 형태의 자료로써 보여줄 수 있게 하였다. 따라서 그 동안 선상 관측(in-situ measurements)으로 밝혀진 여러 현상에 대한 확인과 함께 새로운 이해를 돕고, 동시에 그 동안 현장 관측에서 나타나지 않았던 현상을 보여줌으로써 새로운 연구와 조사를 위한 기반을 제공하였다. 특히 최근 인공위성을 이용한 원격탐사는 단순히 정성적인 영상사진이 아닌 정량적인 자료를 제공함으로써 환경학 및 해양 관련 학문에 큰 기여를 하고 있다. 그동안 국내에서 행해진 인공위성 연구는 NOAA의 AVHRR이나 CZCS 등 지구 표면으로부터 나오는 적외선 및 가시 광선을 감지하는 수동적 센서(passive sensor)에 치중되어 왔다. 그러나 이러한 수동적 센서는 구름의 형태에 관심이 있는 기상학이나, 구름이 없는 상태를

기다려서 영상을 촬영할 수 있는 부동(不動)의 육상인 경우에는 큰 문제가 없지만, 계속적으로 유동적인 해양 현상의 경우 이 구름의 존재는 위성의 해양 응용에 있어서 큰 제약 조건이 되어 왔다. 이러한 한계를 극복하기 위하여 수동적 센서와는 달리 구름 통과가 가능한 마이크로파를 이용하여 모든 기상환경에서 해양의 상태 촬영이 가능한 능동적 센서(active sensor)로의 발달이 이루어졌다. 이러한 능동적 센서의 대표적인 것으로 SAR(Synthetic Aperture Radar)를 들 수 있는데 이 SAR는 레이더를 이용하여 해수 표면의 거칠기를 촬영하는 것으로 기울어진 각도에서 촬영된 레이더 영상은 레이더 파장에 상응하는 파장을 갖는 해수 표면의 동요로 인한 브래그 공명형태의 후방 산란에 의한 것이다.

해양에서의 SAR의 응용 예로는 크게 파향 스펙트럼을 통한 파랑 분석과 표면의 거칠기 차이로 나타나는 내부파 및 유류오염 탐지등을 들 수 있으며 최근에는 산란계보다 공간 분해능이 좋은 SAR 영상으로부터 바람 자료를 추출하기 위한 연구가 진

행되고 있다(Korsbakken *et al.*, 1998). 이 중에서 특히 SAR에 의한 내부파 발견은 SAR의 월등한 성능을 보여주는 좋은 예로써 그동안 국지 관측을 통하여서만 이루어진 내부파의 연구에 그 공간적인 분포에 대한 개념을 줌으로써 많은 도움을 주고 있다.

내부파는 해양의 곳곳에 산재하면서 매우 뚜렷하게 나타나는 현상으로 혼합층이나 수층량 그리고 수층 음향학이라는 관점에서 중요한 의미를 갖는다. 또한 이러한 내부파는 해양 생물학적으로 중요한 의미를 갖고 있다. 즉 슬릭(slicks)이 나타나는 수렴대에 영양염류가 집중됨으로써 플랑크톤의 군집을 유도하고 또한 플랑크톤 자체도 물리적 흐름에 의하여 이곳에 모이게 된다. 이 때 어군들이 이 수렴대를 따라서 나타나는 경우도 있고 적조가 내부파와 함께 발생하는 경우 적조 현상이 수렴대를 따라서 긴 띠를 형성하기도 한다. 이러한 내부파 기작은 여름철과 같이 성층화가 이루어져 저층의 영양물질이 상층으로의 이동이 차단되는 경우 그 이동을 만드는 중요한 역할을 하며 이러한 내부파가 얇은 연안에서 깨어지는 경우 전 수층으로의 영양염류의 이동을 가능하게 한다(Mann and Lazier, 1992). 정확한 지점에서의 내부파의 효율적인 현장 관측을 위해서는 해양에서 흐름이나 수온구조와 같은 현장 관측이 이루어지기 전에 그 위치를 알고 있어야만 하는데 이때 SAR 영상 자료를 효과적으로 활용할 수 있다.

우리나라 주변해역에서도 국지 관측에서 나타난 내부 수온 변동을 통하여 동해 및 서해에서 여러 개의 내부파가 관측된 바가 있다(이 등, 1992; 김 등, 1998). 본 연구에서는 SAR 및 그의 기작에 대한 간단한 설명과 함께 제주도 북쪽 연안에서 촬영된 SAR 영상에서 발견된 내부파에 대해 살펴보았다. 또한 자료 획득 시 근접하여 채집된 자료 등을 바탕으로 내부파의 발생 원인에 대해 살펴보고 간단한 해석해를 이용하여 그 성질을 추론하여 보았다.

SAR와 내부파

해양에서는 육지와는 달리 해수의 움직임이 추가적 요소로 작용하여 해양의 여러 현상들이 해수 표면의 거칠기나 움직임에 영향을 주어서 SAR 영상에 포착되게 된다. Fig. 1은 SAR의 기하학적 배치를 보여주고 있다. 위성으로부터 표면까지의 주사방향의 거리를 경사거리(slant range)라고 하고 그것의 해수 표면에서의 투영 거리를 표면거리(ground range)라고 한다. 위성의 진행 궤도와 평행한 방향은 azimuth 방향이라고 한다. 안테나에서 마이크로파 펄스를 발사하면 거리 방향(range direction)으로 빔(beam)의 형태로 퍼지면서 해수 표면을 주사하게 된다. SAR의 주사각은 빔각형태이므로 보통 거울반사와 같은 직접 반사는 없으며 일반적으로 해상 상태가 아주 심할 때를 제외하고는 브래그 공명 형태의 후방산란에 의한 반사가 주요 기작으로 작용한다.

해양에서 SAR 영상을 통해서 얻을 수 있는 현상은 파랑 이외에 일반적으로 자주 발견되는 현상으로 내부파를 들 수 있다(Apel *et al.*, 1976, Elachi and Apol, 1976). Shuckman and Kasichke(1979)과 Apol(1981)은 SEASAT 위성에 탑재한 SAR가 해수 표면상에 나타나는 내부파도 잘 보여줄 수 있음을 제안하

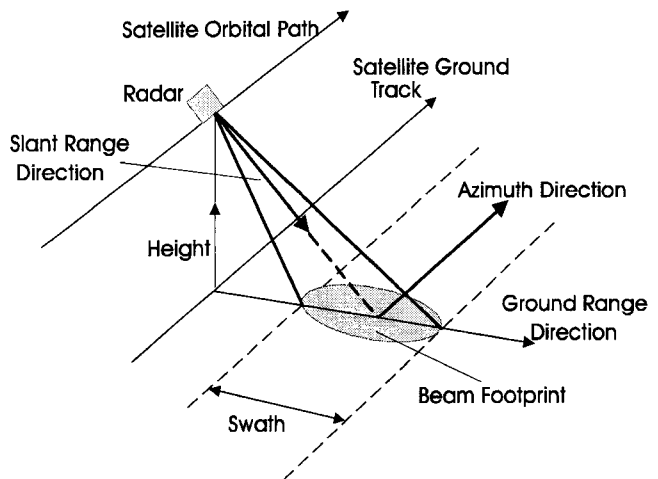


Fig. 1. SAR geometry.

였으며 또한 세계의 여러 해양에서 많은 내부파들이 SAR 영상을 통하여 관측되었다. 특히 최근에 Liu *et al.*(1998)은 동지나해에서 SAR 영상을 통하여 다수의 내부파를 관측하였으며 대륙붕에서 내부파들의 발달 상태를 수치적으로 설명하였다. 이러한 내부파는 대륙붕의 성층화된 해수에서 자주 나타나며 일반적으로 뚜렷하고 다양한 파장을 갖고 해안으로 전파되어 가는 일련의 파그룹들로 나타내어진다. SAR 영상 자료로부터 얻어지는 내부파의 존재에 대한 확실성은 매우 많다. 즉 영상에서 묶음(packets) 형태로 나타나는 명암의 밴드는 파랑의 형태를 갖고 있으며 그 간격은 표면파로 보기에 커서 내부파에 가깝다. 또한 이러한 SAR 영상으로 포착되는 내부파는 통상적으로 내부파가 발생하는 해역에서 발견된다(Hughes and Gower, 1983; Trask and Briscoe, 1983).

표층에 나타나는 내부파는 해수 표면에서 진행하는 밴드 모양의 거친 표면과 상대적으로 미끄러운 슬릭의 연속적인 양상으로 비행기 혹은 선상 관측을 통해 많이 알려져 있다. 이러한 양상은 내부파 파봉 뒤의 하강하는 수온약층 위의 해수 표면이 수렴하기 때문에 나타난다. 즉, 내부파의 입자 속도장에 의한 표층 파랑의 수력학적 변조 혹은 내부파로 인한 표층에서의 수렴 및 발산이 해수 표면 필름을 생성하여 파랑의 감소를 일으키기 때문이다. 즉 지역적 수렴에 의하여 표류 물질이나 해수 표면 필름들이 모이게 됨으로써 표층필름을 형성하고 잔물결을 감쇄시킴으로 주변의 거친 해수 표면보다 미끄러운 표면을 갖게 되며 이러한 차이가 레이다에 의하여 이미지로 포착되는 것이다(Da Silva *et al.*, 1998). 내부파와 관련되어 발생하는 표층 흐름이 표면파와의 상호 작용으로 표면 거칠기를 변화시키는 경우 바람이 강하지 않을 때는 육안으로도 인식이 가능하다. 일반적으로 해수 표면의 변화로 나타나는 내부파는 수백 미터의 폭을 갖고 수십 킬로미터의 길이를 갖는다. 이 내부파는 SAR 분해도 범위 안에 들어감으로 해수면 거칠기에 민감한 SAR 센서에 포착되게 된다. 이렇게 나타나는 내부파의 띠들은 묶음의 형태로 나타나며 여러 개의 묶음 형태들이 대륙붕 위를 전파해 가기도 한다. 또한 일련의 비선형 내부파 묶음들은 방사형태로 해안으로 전파되어 혼합층 깊이에 이르면 쇄파로 소멸되거나 수

파내의 난류에 흡수된다(Robinson, 1994). 내부파는 그 크기, 형태, 주기 등에 있어서 매우 다양하며 SAR 영상에 보여지는 것은 그 중의 일부이다. SAR 영상이미지에 포착되는 내부파는 기본적으로 다음과 같은 양상들을 포함하고 있다(Robinson, 1994).

가) 파들이 4 개 내지는 10 개의 파봉으로 그룹 혹은 묶음의 형태로 발견된다. 나) 파봉/파곡은 해저지형의 등심선과 평행 상태이거나 혹은 점이나 근원해역으로부터 방사형태로 전파되어 가는 형태이다. 다) 영상에 나타나는 각각의 명암 밴드 사이의 파장은 대표적으로 수백 미터에서 수 킬로미터에 이르며 보통 그룹 속의 첫 번째로부터 꼬리 부분까지 감소하는 경향이 있다. 라) 파봉들의 길이는 보통 수십에서 수백 킬로미터에 이르며 많은 경우에 그 길이는 파그룹의 뒤로 갈수록 줄어든다. 마) 이러한 파들은 해상상태에 따라 바다가 험할 때는 밝은 배경에 어둡게 나타나며, 바다가 잔잔할 때는 어두운 배경에 밝게 나타나며 또한 그 중간적인 경우에는 명암의 밴드로서 나타나 바람의 형태에 따라 다양한 형태로 SAR 영상에 나타날 수 있다.

Fig. 2는 캐나다 위성인 레이다(Radarsat)이 1996년 8월 15일 18시 37분 ascending 모드(azimuth 방향이 북쪽)로 제주 상공을 지나면서 SAR fine 3 beam 모드(입사각 41.5° — 44.0°)로 촬영한 영상이다. 가로축과 세로축의 길이는 각각 약 39 km, 50 km (12372×16056 픽셀)이고 가로, 세로 각각 3.125 m의 픽셀(pixel) 크기를 갖고 있다. 회색 보이는 부분은 제주도의 동쪽 절반을 보여주고 있으며 북쪽 연안의 상자 안에서 두 개의 내부파 묶음들이 보여지고 있다. Fig. 3는 Fig. 2의 상자 안에 나타난 내

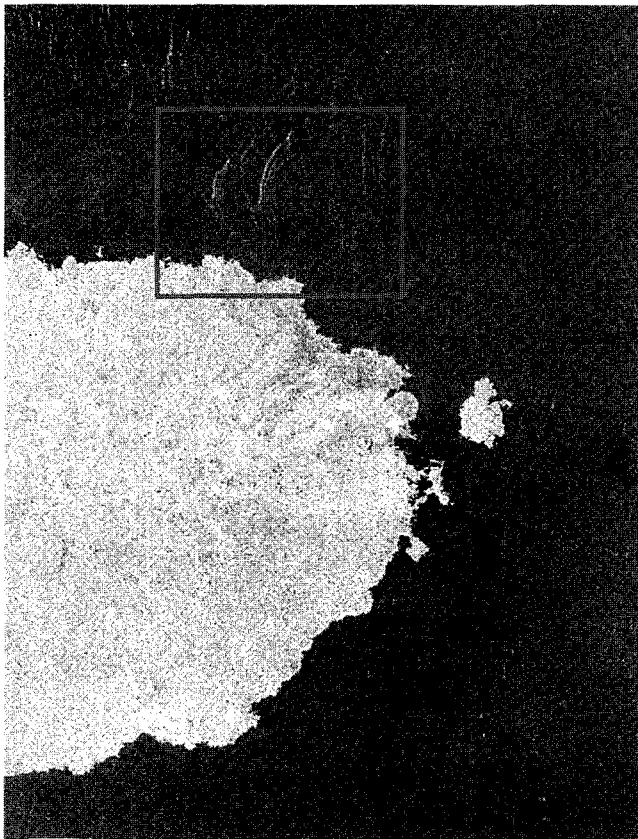


Fig. 2. SAR image acquired by RADARSAT on August 15, 1996 northeast of Cheju Island.

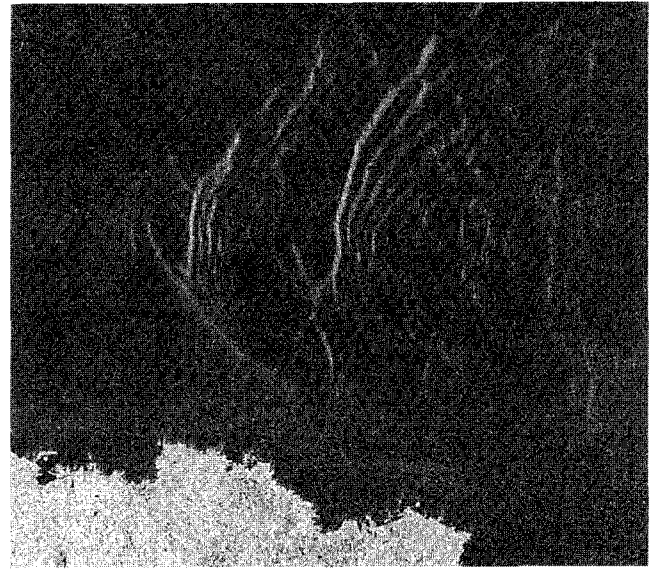


Fig. 3. The enlarged SAR image extracted from rectangular area in Fig. 2.

부파를 확대하여 보여주고 있다. 흑백의 명암으로 나타난 파들이 뚜렷하며 일련의 4 개의 파들이 각각 두 개의 묶음 형태를 이루면서 서쪽으로 이동되는 모습을 볼 수 있다. 두 개의 묶음 형태는 각각 위에서 설명한 가), 다), 라), 마) 에서와 같이 SAR 영상에 나타난 내부파의 일반적인 형태를 잘 보여 주고 있으며 묶음 내에서는 맨 앞의 파봉이 가장 길며 맨 뒤의 파봉이 가장 짧게 나타나서 부채꼴의 모양을 보여주고 있다. 또한 각 파봉들 간의 간격은 선두부분에서 가장 짧게 나타나고 주위로 갈수록 넓어지는 경향을 보여 주고 있다.

제주도 북부 해역에서의 내부파 발생 기작에 대한 추론

SAR 영상에서 발견되는 이러한 내부파 묶음들은 조류의 변화와 해수의 성층화 그리고 해저 지형과의 상호 작용에 의하여 발생하는 것으로 연구되어 왔다. Lee and Beardsley(1974)와 Maxworthy(1979)는 조류의 전류시에 수은 약층 아래로 에너지가 파의 형태로 전파되며 그때 만약 충분한 높이의 파고를 갖는다면 비선형 솔리톤 이론에 의하여 일련의 솔리톤들로 분리됨을 설명하였다. Haury *et al.*(1979)는 썰물일 때에는 Stellwagen Bank의 외해방향으로 내부파의 lee wave가 진행하지만 밀물로 바뀌면서 lee wave는 비선형적으로 경사가 급해지면서 메사추세츠 만으로 진행되어 들어오며 군(group)을 형성하면서 발달하게 되는 것을 보였다. 또다른 이론으로써 Osborne and Burch(1980)은 외해에서 조석의 상호 작용에 의하여 발생한 내부 단독파가 수심이 얇은 해역으로 전파될 때 해저 지형의 영향으로 일련의 솔리톤들로 나누어지고 이때 묶음들의 발생 간격은 조석 주기 즉 보통 12.5 혹은 24~25 시간에 근접함을 보였다.

내부파 현상이 해수 표면에 나타날 정도의 높은 파고를 갖기 위해서는 강한 비선형 효과가 일어나야 한다. 즉 내부파가 진행하는 접촉면은 밀도차가 매우 적으므로 큰 파고를 발생시키기

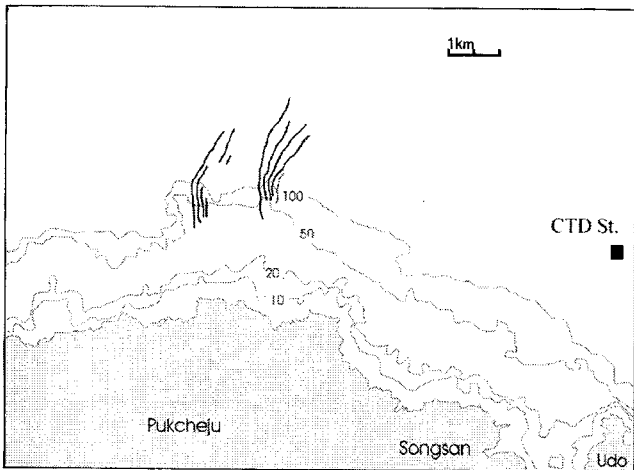


Fig. 4. Depth contours in meters and line-drawing interpretation of packets of internal waves in north coastal waters of Cheju Island.

위해서 많은 에너지를 필요로 하지 않으며 이때 발생하는 단독 파(solitary wave)는 일련의 내부 솔리톤이라는 비선형 해의 형태를 띤다(Osborne and Burch, 1980). 이때 솔리톤 그룹의 전반부는 높은 파고를 갖으며 뒤에 따르는 솔리톤은 낮고 밀집한 형태를 보인다. 이러한 형태는 SAR 영상에 보이는 양상들 즉 묶음에서 후반부로 감에 따른 파장의 감소나 전반부의 파가 그 길이나 파봉이 후반부보다 길다는 면에서 유사점을 보이며 묶음 내에서의 파들은 그 주기가 수분에서 1 시간 정도에 이른다. 또한 내부파 그룹은 조석에 의하여 발생된 것이기 때문에 그들의 발생 주기는 그 지역에서의 지배적인 조석 주기와 일치한다(Haury et al., 1979).

이렇게 인공위성 영상에 나타나는 해양 현상을 증명하기 위하여 같은 시간에 측정된 현장관측 자료를 채취하기는 매우 어렵다. Hughes and Gower(1983)은 비록 같은 시간에 관측한 것은 아니지만 현장 자료에 나타난 내부파와 SAR 영상 자료에 나타난 내부파를 비교, 검토하였다. Fig. 4는 제주도 북동쪽 연안의 해안선 및 수심과 위성사진에서 뚜렷하게 나타난 내부파의 파봉들을 함께 보여주고 있다. 제주 북동쪽 외해에서 100 m 이상의 수심을 유지하던 해저 지형은 제주도 근처에서 급격히 수심이 줄어드는 것을 볼 수 있으며 이는 대부분의 내부파가 대륙붕의 끝과 같이 수심이 급격히 줄어드는 곳에서 발생한다는 것을 감안할 때 내부파 발생의 좋은 조건을 제공한다고 볼 수 있다. 또한 활 모양의 파봉 형태들이 100 m 수심 이상에서는 그 형태를 유지하지만 얇은 수심에서는 이미 부숴져서 그 형태를 볼 수 없다. Fig. 5은 1990년부터 1996년까지 매년 8월에 Fig. 4에 표시된 위치(CTD St)에서 국립수산진흥원의 정기관측에 의하여 측정된 수온과 염분 그리고 σ_t 의 수직 분포이다. 해마다 여름철 특성상 20 m에서 40 m에 이르기까지 강한 수온 약층이 생성되는 것을 볼 수 있다. 앞서 언급하였듯이 현장관측과 인공위성 관측을 동시에 하는 것은 내부파라는 현상이 항상 발생하는 것이 아니고 또한 인공 위성 자체도 그 궤도의 특수성 때문에 원하는 시간에 항상 활용할 수 없다는 것을 감안할 때 매우 어려운 일이다. 본 연구에서 SAR 위성사진이 촬영된 1996년 8월 15일에 가장 가까운 시간에 이루어진 관측은 8월

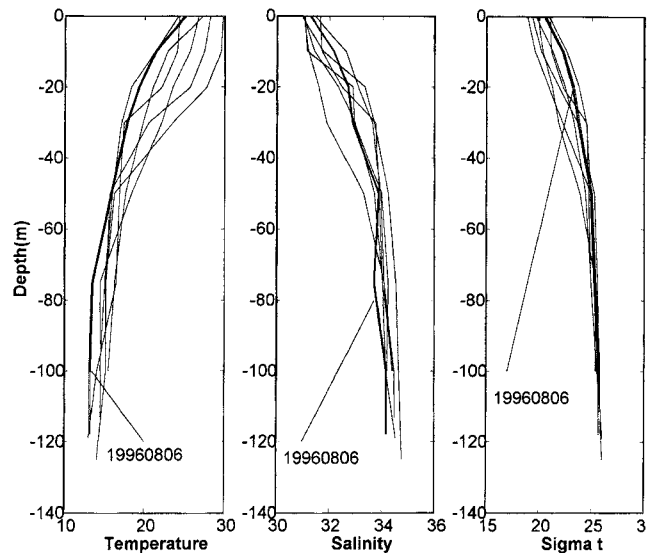


Fig. 5. Vertical profiles of temperature, salinity, and σ_t in August between 1990 and 1996 at the CTD station in Fig. 4. (Observed by National Fisheries and Development Institute).

6일 국립수산진흥원에서 한 정기 CTD 관측으로 Fig. 5에서 표시한 바와 같이 30 m 정도의 수온약층을 보여 주고 있다. 또한 SAR 영상이 촬영된 후 1 시간 후에 관측된 NOAA 위성의 AVHRR 위성 사진(Fig. 6)을 보면 비록 표층 수온만을 나타내지만 30°C 정도의 높은 수온을 보이는 것으로 보아 해수의 상층부에서 성층화가 되었으리라는 것을 예측할 수 있다. 이러한 수온의 성층화는 앞에서 설명한 바와 같이 내부파 발생의 중요 요인으로서 30 m~40 m의 수온 약층의 발달과 제주도 북동 연안에서 100 m 이상의 수심에서 20 m~40 m 정도 수심으로의 급격한 변화는 어떠한 외력이 주어졌을 때 내부파가 발생할 수 있는 좋은 환경임을 보여주고 있다.

Fig. 7은 제주도 근처의 검조소에서 관측한 검조 기록을 보여 주고 있다. 비록 영상에 나타난 내부파의 발생 지점과 검조소와는 공간적인 차이가 있지만 SAR 영상이 촬영된 시간이 저조에서 해수면이 상승하기 시작한 직후임을 알 수 있다. 일반적으로 연안에서 발생하는 내부파가 조류의 방향이 바뀌는 시점의 흐름의 변화에 의하여 발생한다는 것(Haury et al., 1979)을 감안할 때 이 또한 내부파 발생에 중요한 역할을 하였을 것으로 보인다.

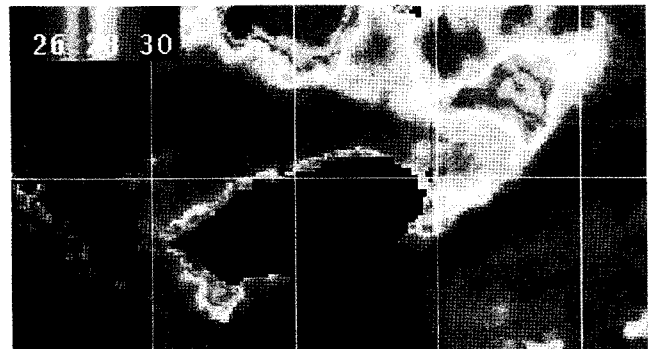


Fig. 6. AVHRR sea surface temperature image around Cheju island on August 15, 1996.

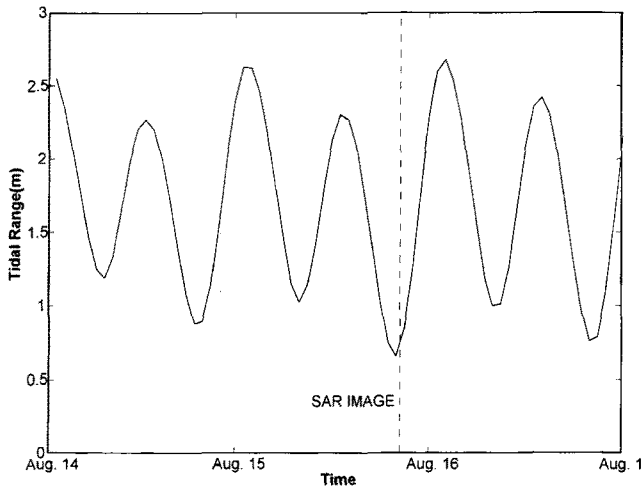


Fig. 7. Tidal elevation observed at Cheju tidal station, August 14–17, 1996.

솔리톤 이론 적용

내부파와 관련하여 많은 역학적인 설명들이 이루어졌으며 (Neuman and Pierson, 1966; Leblond and Mysak, 1978), Osborne and Burch(1980)는 솔리톤 이론과 그들의 관측 결과를 비교하였다. 이처럼 내부파들이 해수 표층에 영향을 줄 정도의 큰 진폭을 갖는 현상은 비선형 이론으로 설명된다(Kubota *et al.*, 1978; Apel and Holbrook, 1980; Holbrook *et al.*, 1980). 즉 파가 진행되어 가는 경계면의 밀도구배가 매우 적기 때문에 큰 진폭을 갖는 파를 발생시키고 또한 그 파를 유지하는데 있어서 많은 에너지를 필요로 하지 않는다. 이러한 경우에 K-dV(Korteweg and de Vries) 식을 통하여 그 현상에 근접한 해를 구할 수 있으며 그 해는 단독파 혹은 일련의 내부 솔리톤(a train of internal solitons)으로 나타난다(Osborne and Burch, 1980). 내부 솔리톤에 대한 K-dV 식은 다음과 같다.

$$\zeta + c_0 \zeta_x + \alpha \zeta \zeta_x + \gamma \zeta_{xxx} = 0 \quad (1)$$

ζ 는 파의 진폭을 나타내며, 두 층으로 이루어진 매체를 가정하고 상층부와 하층부의 깊이와 밀도를 각각 h_1, ρ_1 그리고 h_2, ρ_2 라고 할 때(Fig. 8), 위 방정식의 각 상수항은

$$c_0 = \left[\frac{g(\rho_2 - \rho_1)}{\rho_2} \frac{h_1 h_2}{h_1 + h_2} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

$$\alpha = -\frac{3c_0}{2} \left[\frac{h_2 - h_1}{h_1 h_2} \right] \quad (3)$$

$$\gamma = \frac{c_0 h_1 h_2}{6} \quad (4)$$

와 같이 표현되고 그 해는

$$\zeta(x, t) = -\zeta_0 \operatorname{sech}^2 \left[\frac{(x - ct)}{L} \right] \quad (5)$$

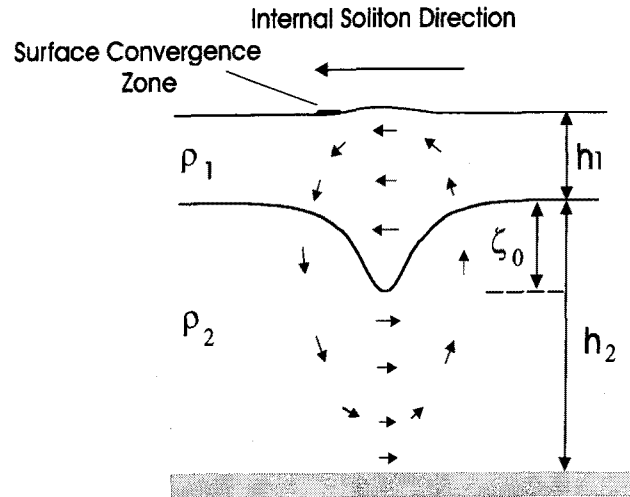


Fig. 8. An internal solitary wave with fluid particle velocities shown by the arrows.

이 때 솔리톤의 위상 속도와 수평 길이 규모는 각각

$$c = c_0 \left[1 + \frac{\zeta_0 (h_2 - h_1)}{2h_1 h_2} \right] \quad (6)$$

$$L = \left[\frac{4h_1^2 h_2^2}{3\zeta_0 (h_2 - h_1)} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (7)$$

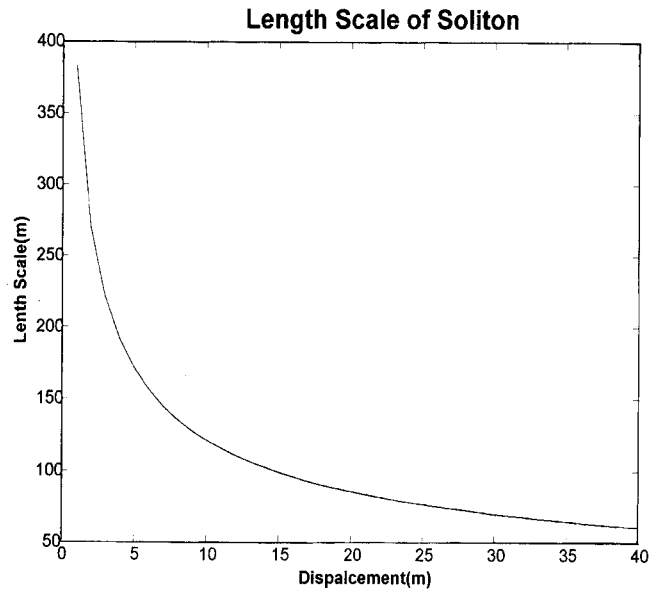
영상에서 흑백의 반복으로 나타나는 파장을 이 식에 적용하기



Fig. 9. The enlarged and inverted image containing internal waves, and cross section A, B, C, D to estimate wave length of internal waves.

Table 1. Wave length (in meters) of internal waves at cross section A, B, C, and D in Fig. 9.

Sections	Wave Crests			
	1	2	3	4
A	203	171	203	
B	194	150	169	144
C	250	238	188	175
D	406	363	359	263

**Fig. 10.** Length scale of soliton with vertical displacement.

위해서는 새로이 수평 길이 규모를 계산하여야 한다. 일반적으로 $\text{sec } h^2$ 형태의 단독파를 고려해 볼 때 위의 식에서 정의된 수평 길이 규모 L 은 진폭의 $\text{sec } h^2$ ($1 \sim 0.42$, 약 파의 너비의 반에 해당한다. 이러한 계산해를 관측치와 비교하기 위한 파장은 최고 진폭의 10%에 해당하는 지점 사이의 너비를 이용하는데 이때 솔리톤의 파장은 $\lambda = 3.6 L$ 로서 주어진다(Holloway, 1987). Fig. 9는 Fig. 3에 나타난 내부파들의 파장을 계산하기 위하여 본래의 영상을 흑백 전환한 것으로, 각각의 A, B, C, D 직선 방향의 파봉에 대한 파장으로 계산된 값은 Table 1과 같다.

Fig. 10은 총 수심을 100 m로, 수온 약층의 깊이를 30 m로 가정하였을 때 솔리톤의 진폭 ζ_0 과 수평 길이 L 과의 관계를 보여주고 있다. 진폭이 작을수록 수평 길이 규모가 지수 함수적으로 증가하는 것을 볼 수 있고 특히 SAR 영상 이미지에서 관측한 솔리톤의 파장을 Table 1에서의 값들과 근사하게 각각 200 m, 300 m, 400 m 라고 할 때 수평길이 L 은 56 m, 83 m, 111 m 이고, 그에 상응하는 진폭은 각각 40 m, 21 m, 12 m 해당한다. 파장이 200 m 일 때 진폭은 수온 약층의 깊이보다 크게 나오는데 이는 솔리톤의 비선형 효과가 너무 크게 나타나서 식 (7)을 그대로 사용하거나 혹은 일정하게 수평길이 규모와 파장의 규모를 정의함에 따라 발생된 것으로 보인다. 실제적으로 내부파 그룹의 진행방향에 대해서 좌측의 파봉들은 얕은 수심과 이러한 비선형 효과의 증가에 의하여 깨어져서 소멸된 것으로 보인다.

결론 및 제언

본 논문에서는 1996년 여름철 제주도 북동쪽 연안에서 SAR 영상에 포착된 내부파에 대하여 여러 자료를 이용, 그 발생 가능한 조건들을 살펴보았으며 또한 간단한 모델을 적용하여 내부파의 진폭을 추정하여 보았다. 그 결과 SAR 영상에 포착된 내부파는 여름철의 성층화된 해수에서 조석주기 변환시 조류와 해저 지형과의 상호작용으로 발생한 것으로 보이며 솔리톤의 형태를 띠고 있다. 영상에서 관측된 여러 파장에 대하여 일정한 수온약층의 깊이와 총수심을 가정한 후 K-dV 방정식을 이용하여 가능한 솔리톤의 진폭을 계산하여 보았다. 파장이 200 m 정도로 작을 때는 비선형적인 값이 나왔는데 이는 비선형 효과가 매우 커진 상태에서도 같은 식을 사용한 것에 의한 것으로 보인다. 현재 이 두개의 내부파 그룹이 어느 지점에서 발생되었는지는 자료의 부족으로 정확히 알 수가 없으나 제주도 북동쪽에서 발생되어 서쪽으로 이동하고 있는 것으로 보인다. 대부분의 내부파는 대륙붕해역에서 등수심선에 대하여 수직으로 전파되어 가는 것으로 알려져 있으나 제주도와 같이 작은 섬의 경우 조석 자체가 복잡하게 나타나고, 작은 규모의 내부파가 발생하여 굴절 등을 통하여 해저지형에 적용할 시간이 충분하지 않을 경우 등수심선에 수직으로 전파하지 않을 수도 있다. 내부파의 발생해역이 제주도 북동쪽이라고 보고 섬 주위가 타원형의 등수심선 형태를 갖고 있다고 볼 때 섬의 규모가 작아 내부파가 그 해저 지형에 대해서 충분히 적용할 시간을 갖지 못하여 소규모의 내부파가 등수심선에 대하여 평행으로 전파된 것으로 추정된다.

SAR와 같은 해수 표면 관측 센서가 해수면 내부 특히 깊이 10 m에서 200 m 사이의 수온 약층에서 발생하는 역학적 현상을 감지할 수 있다는 것은 놀라운 일이며 또한 SAR 영상 자료가 내부파의 존재를 뚜렷하게 보여주는 것은 매우 흥미로운 일이다. 몇 개 정점에서의 관측치나, 일시적인 주기 측정, 그리고 내부파의 수직 파고의 측정을 통한 기존의 현장 관측 방법으로는 내부파의 존재 확인이 매우 힘들었으며, 더욱이 내부파의 파장이나 근원, 진행 방향, 그리고 파의 형태나 파의 규모 등을 알아내는 것은 거의 불가능했다.

앞으로는 좀 더 많은 연구를 통하여 인공위성에 의하여 감지된 내부파 묶음들의 발생과 전파 특성 등 내부파에 대한 좀더 확실하고 상세한 이해가 필요하다. 여러 개의 연속적인 SAR 자료를 활용할 경우 SAR 영상에 포착된 묶음들의 파그룹 속도를 계산할 수 있으며 이를 이용하여 표층의 정보만으로 수온약층의 깊이나 밀도차 등을 알아낼 수 있다. 내부파에 대한 구체적인 연구를 위해서는 여러 수리 역학적 이론을 통한 자세한 해석과 함께 현장 관측과 SAR에 의한 영상 촬영을 동시에 할 필요가 있다. 만약 현장 관측에만 의존할 경우 2차원 구조로 이루어진 내부파를 파악하기가 어려우며 특히 가장 큰 진폭을 유지하는 선두 파그룹을 효과적으로 정확히 관측하기란 매우 어려운 것으로 보인다.

사 사

본 연구에서 사용된 Radarsat SAR 자료는 ADRO #338 연구

의 일환으로 Canadian Space Agency에서 제공되었으며 이에 감사드립니다. 논문에 사용된 자료들을 제공해 주신 여러 기관 및 관계자 여러분께도 감사드립니다. 또한 논문의 원고를 세밀하게 심사하여 주시고 날카로운 지적과 많은 조언을 해주신 심사위원 두 분께 진심으로 감사드립니다.

참고문헌

- 김형록, 김 구, 김영규, 1998. 1997년 10월 동해시 연안에서의 단주기 내부파 관측. 한국 해양학회 1998년도 춘계학술 발표회 요약집, 9-13 pp.
- 이홍재, 신창웅, 승영호, 1992. 동해 죽변 연안 해역에서의 조석 주기 내부 수온 변동. 한국해양학회지, 27: 228-236.
- Antony K.L., Y.S. Chang, M.K. Hsu and N.K. Liang, 1998. Evolution of nonlinear internal waves in the East and South China Seas. *J. Geophys. Res.*, 103: 7995-8008.
- Apel, J.R. and J.R. Holbrook, 1980. The Sulu Sea internal soliton experiment, Part A: Background and overview. *EOS*, 61: 1009.
- Apel, J.R., J.R. Proni, H.M. Byrne and R.L. Sellers, 1976. A study of oceanic internal waves using satellite imagery and ship data. *Remote Sens. Environ.*, 5: 125.
- Apel, J.R., 1981. Nonlinear features of internal waves as derived from the Seasat imaging radar. In: Oceanography from Space, edited by Gower, J.F.R., Plenum Press, New York and London, 525-533 pp.
- Da Silva J.C.B., S.A. Ermakov, I.S. Robinson, D.R.G. Jeans and S.V. Kijashko, 1998. Role of surface films in ERS SAR signatures of internal waves on the shelf. *J. Geophys. Res.*, 103: 8009-8031.
- Elachi, C. and J.R. Apel, 1976. Internal wave observations made with an airborne synthetic aperture imaging radar. *Geophys. Res. Lett.*, 3: 647-650.
- Holloway, P.E., 1987. Internal Hydraulic jumps and solitons at a shelf break region on the Australian North West Shelf, *J. Geophys. Res.*, 92: 5405-5416.
- Haury, L.R., M.G. Briscoe and M.H. Orr, 1979. Tidally generated internal wave packets in Massachusetts Bay, *Nature*, 278: 312-317.
- Holbrook, J.R., J.R. Apel and J.J. Tsai, 1980. The Sulu Sea internal soliton experiment, Part B: Observations of large amplitude nonlinear waves. *EOS*, 61: 1009.
- Hughes, B.A. and J.F.R. Gower, 1983. SAR imagery and surface truth measurements of internal waves in Georgia Strait, British Columbia, Canada, *J. Geophys. Res.*, 88: 1809-1824.
- Korsbakken, E., J.A. Johannessen and O.M. Johannessen, 1998. Coastal wind field retrievals from ERS synthetic aperture radar images, *J. Geophys. Res.*, 103: 7857-7874.
- Kubota, T.K., D.R.S. and L. Dobbs, 1978. Propagation of weakly nonlinear internal waves in a stratified fluid of finite depth. *J. Hydronaut.*, 12: 157-168.
- Le Blond, P.A. and L.A. Mysak, 1978. Waves in the ocean. Elsevier, Amsterdam, 602 pp.
- Lee, C. and R.C. Beardsley, 1974. The generation of long nonlinear internal waves in a weakly stratified shear flow, *J. Geophys. Res.*, 79: 453-462.
- Liu, A.K., M.K. Hsu and N.K. Liang, 1998. Evolution of nonlinear internal waves in the East and South China Seas, *J. Geophys. Res.*, 103: 7995-8008.
- Mann, K.H. and J.R.N. Lazier, 1992. Dynamics of marine ecosystems (Biological-physical interactions in the ocean), Blackwell scientific publication, Cambridge, 275-287 pp.
- Maxworthy, T., 1979. A note on the internal solitary waves produced by tidal flow over three dimensional ridge. *J. Geophys. Res.*, 84: 338-346.
- Neuman, G. and W.I. Pierson, 1966. Principles of Physical Oceanography. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 545 pp.
- Osborne, A.R. and T.L. Burch, 1980. Internal solitons in the Andaman Sea. *Science*, 208: 451-460.
- Robinson, I.S., 1994. Satellite Oceanography. John Wiley & Sons, New York, 384-391 pp.
- Shuckman, R.A. and E. Kasischke, 1979. The detection of oceanic bottom topographic features using SEASAT synthetic aperture radar imagery. In SEASAT SAR Coastal Ocean Wave Analysis, Rep. 136800-2-F, ERIM., Ann Arbor, Michigan. 1-16 pp.
- Trask, R.P. and M.G. Briscoe, 1983. Detection of Massachusetts Bay internal waves by the Synthetic Aperture Radar on Seasat. *J. Geophys. Res.*, 88: 1789-1799.

1998년 8월 14일 원고 접수

1999년 1월 12일 수정본 채택