

해안 비디오로부터 관측된 쇄파지역에서 입사각의 변화 Variation of Incident Wave Angle in the Surf Zone Observed from Digital Videos

유제선* · 신동민** · 조용식***

Jeseon Yoo*, Dong Min Shin** and Yong-Sik Cho***

요 지 : 해안에서 입사파향은 일반적으로 실측 파랑자료로부터 생성한 파향 스펙트럼 분석을 통하여 구하지만, 파향의 실측기법은 현장 계기설치시 많은 인력과 비용이 소요되기 때문에 전 쇄파지역에 걸쳐 입사파향을 관측하기에는 어려움이 따른다. 이러한 이유로, 본 연구는 해안 디지털 비디오 자료에 나타나는 입사파의 파봉선을 이용하여 쇄파지역에서 입사파의 변화를 관측하는 기술을 제안한다. 파봉선은 이미지 상에서 선인식 기법을 이용하여 이미지 강도가 큰 픽셀들을 추적해 나감으로써 추출한다. 입사파향은 추출된 파봉선의 일차미분값, 즉, 실제 평면좌표 공간에서 파봉선의 기울기를 계산하여 구한다. 비디오 자료로부터 입사파향의 측정결과는 실측 파랑자료의 파향 스펙트럼으로부터 구한 파향 계산결과와 비교적 잘 일치한다.

핵심용어 : 디지털 비디오 이미지, 입사각, 쇄파지역, 이미지처리, 파봉, 원격측정

Abstract : Incident wave angles are conventionally estimated by the directional spectrum analysis of wave data collected from in-situ sensors. The in-situ measurements are limited in monitoring incident wave angles in the wide surf zone, since the techniques are typically expensive, labor-intensive, and point-measuring. In this study, estimation of incident wave angles using wave crest features captured in digital video imagery is proposed to observe incident wave directions over the surf zone. Line signatures of wave crests having high image pixel intensities are extracted by moving an interrogation window to identify high intensity pixels in sequential video images. Wave angles are computed by taking the first derivative of the extracted crest signatures, i.e. local slope of the crest signatures in the two-dimensional physical plane. Compared to the wave angle estimates obtained by the directional spectrum analysis, video-based wave angle estimates show good agreements in general.

Keywords : digital video imagery, incident wave angle, surf zone, image processing, wave crest, remote sensing

1. 서 론

천해지역에서 일어나고 있는 연안류의 발생 및 토사이송 등 해수동력학적 메커니즘을 명확하게 이해하기 위해서는 파랑속성들 중에서 특히, 파랑 입사각을 정확하게 측정할 필요가 있다. 이는 해안에서 연안류(Longuet-Higgins, 1970) 및 토사이송(Inman and Bagnold, 1963) 등의 쇄파

대의 해수물리학적 현상들은 파랑 입사각의 영향을 지배적으로 받고 있는 것으로 알려져 있기 때문이다. 또한, 천해지역에서 파랑 입사각의 변화는 해저지형의 수심변화에 의한 파랑굴절 현상과 관련지어 해저지형을 파악하는 데 사용되기도 한다(Splinter and Holman, 2006).

해안에서 파랑의 입사각은 일반적으로 현장에 파랑계측기를 설치하여 측정할 수압 및 유속 등 파랑자료로부터 파

*한국해양연구원 기후연안재해연구부(Ph.D, Climate Change & Coastal Disaster Research Department, KORDI, 1270 Sa-2-dong, Ansan 426-744, Korea, jyoo@kordi.re.kr)

**한양대학교 건설환경공학과(Graduate student, Department of Civil and Environmental Engineering, Hanyang University, 17 Haengdang-dong, Seongdong-gu, Seoul 133-791, Korea)

***한양대학교 건설환경공학과 교수(Corresponding author, Department of Civil and Environmental Engineering, Hanyang University, 17 Haengdang-dong, Seongdong-gu, Seoul 133-791, Korea, ysc59@hanyang.ac.kr)

향 스펙트럼(directional spectrum)을 분석함으로써 구할 수 있다. 하지만, 파향 스펙트럼 분석으로부터 얻어지는 입사각은 직접 측정된 값이라기보다는 선형 파동이론에 근거하여 시계열 파랑자료를 푸리에 변환시켜 간접적으로 계산된 값이다(Longuet-Higgins et al., 1963). 이렇게 파향 스펙트럼 분석을 통하여 파랑의 입사각을 계산하는 방법은 파고의 비선형성이 증가하는 천해지역에 대해서는 이론적 가정의 모순을 내포하게 된다.

한편으로, 해안에서 파랑계측기를 현장에 설치하여 파랑의 입사각을 측정하는 기법은 현장접근 및 계기설치에 어려움이 따르며, 주기적인 전지의 교체 등 유지관리에 많은 인력과 비용이 소요된다. 이 때문에 파랑계측기를 현장에 설치하여 파랑의 입사각을 측정하는 방법은 전 천해지역에 걸쳐 지속적으로 모니터링하기에는 큰 제약을 받는다. 특히, 관측이 더욱 요구되는 폭풍우 기간에는 높은 파고와 거친 해수유동으로 인하여 파랑계측기의 유실위험이 뒤따른다.

이와는 대조적으로 지상촬영 해안 비디오 기술은 100 m 이상 거리단위를 갖는 쇄파지역으로부터 파랑의 입사각 등 파랑속성 자료를 많은 인력 및 비용의 소요 없이 간편하게 지속적으로 관측할 수 있다. 또한, Holland et al.(1991)은 비디오 카메라를 허리케인 내습기간 중 섬 주변 해수의 범람속도를 측정하는 데 사용하였듯이, 해안 비디오 기술은 폭풍우 기간 중에도 파랑현상을 큰 제약 없이 관측할 수 있다. Lippmann and Holman(1991)은 현장에서 측정된 파랑신호와 비디오로부터 얻어진 이미지 강도신호와와의 높은 상관관계를 보인바 있어, 이 상관관계를 이용하면 해안에서의 파랑속성을 시계열 비디오 이미지 강도신호로부터 측정할 수 있다.

원격 촬영한 이미지자료로부터 입사파의 방향을 측정하는 여러 가지 기술들 또한 시도되어 왔다. Dugan et al.(2001)은 외해역에서 항공탑재 비디오를 통하여 촬영한 이미지 강도신호의 3차원(공간-공간-시간) 자료를 3차원(파장-파장-주기) 주파수 도메인 상으로 푸리에 변환시켜 첨두 파장(wavelength of the peak frequency), 첨두파향(wave direction of the peak frequency) 및 첨두 주파수(peak frequency)를 추출하였다. Leu et al.(2005)은 한 장의 2차원(공간-공간) SPOT 위성 이미지로부터 2차원 푸리에 변환을 통하여 발생된 2차원 평면 파수(wavenumber) 공간상에서 첨두 파장의 진행방향을 추출하였다. 2차원 혹은 3차원 푸리에 변환을 통하여 첨두 파장의 파향을 구하는 방법은 푸리에 변환이 적용된 이미지내의 모든 지점이 동일 수심을 갖는다

는 가정에 기초하고 있어, 수심이 상대적으로 급격하게 변하는 쇄파지역에 적용하는 데는 제약이 따른다.

본 연구에서는, 불규칙파가 입사하는 쇄파지역의 비디오 이미지로부터 입사파를 직접 측정하는 기술을 제안한다. 그리고, 쇄파지역에서 입사파가 진행함에 따라 해안선 수직 방향으로 수심변화에 따른 입사각의 변화를 조사한다. 해안 비디오로부터 직접 측정된 입사파향의 결과를 파랑계측기의 파랑자료로부터 구한 입사파향의 계산결과와 비교 분석한다. 본 연구를 통하여 제안된 해안선에 대한 입사파향의 변화 측정은 향후 쇄파지역에서 파랑의 입사각과 연안류 발생 및 연안토사 이동량과의 관계 등 해수동력학적 메카니즘을 보다 명확하게 밝히는 데에 사용될 수 있다.

2. 해안 비디오 및 파랑측정 자료

본 연구를 위한 해안 비디오 및 파랑 실측자료는 2003년 12월 10일부터 15일까지 6일동안 미국 대서양 연안 South Carolina주 소재 Myrtle Beach에서(Fig. 1) 수집된 자료들이다(Haas et al., 2004; Obley et al., 2004). 자료측정 기간 동안, 디지털 비디오 카메라를 사용하여 해안 비디오의 이미지자료를 수집하였으며, 이 비디오 카메라는 평균해수면으로부터 44 m 높이에 위치한 콘도미니엄 베란다에 설치되어 천해지역 및 쇄파지역에서의 파랑활동을 촬영하는데 사용되었다. 비디오 카메라에 의하여 촬영된 거리범위는 해안선 방향 및 외해 방향으로 약 200 m 정도이다.

이와 동시에, 현장에서의 파랑자료를 측정하기 위해서 두 대의 3차원 유속측정기(Sontek ADV - Acoustic Doppler Velocimeter)와 두 대의 해류측정기(Nortek Aquadopp)가 사용되었다. 총 4대의 파랑측정 장비들은 해안선으로부터 수직방향으로 쇄파지역에 차례로 설치되었으며, 쇄파지역의 거리 및 수심범위는 해안선으로부터 외해쪽으로 약 80 m 범위에 최대 평균수심이 약 2~3 m 정도이다. ADV는 수압 및 3차원 유속 등 파랑자료를 2 Hz의 샘플링 주파수로 수집하였으며, Aquadopp 해류측정기는 3차원 유속, 수압, 수온 등 해수자료를 1 Hz의 주파수로 수집하였다.

해변 및 쇄파지역의 지형자료와 비디오 이미지의 기하 보정을 위한 지상기준점(GCPs: Ground Control Points) 자료를 수집하기 위해서 Sokkia Total Station 지형계측장비를 사용하였다. 해안자료 수집 및 측정실험 방법에 관한 자세한 설명은 Haas et al.(2004)과 Obley et al.(2004)으로부터 참조할 수 있다.

본 연구에서는 2003년 12월중 6일간에 걸쳐 Myrtle

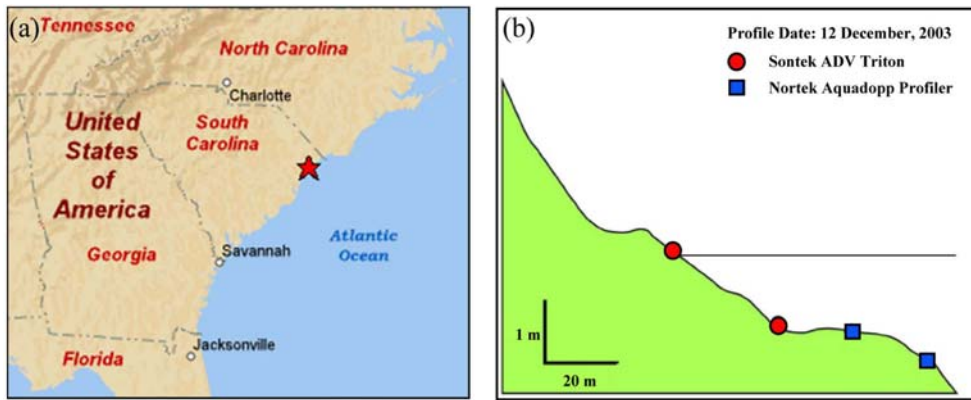


Fig. 1. Approximate locations of field experiments and instruments: (a) Myrtle beach location(star symbol), (b) brief beach profile and locations of the deployed instruments.

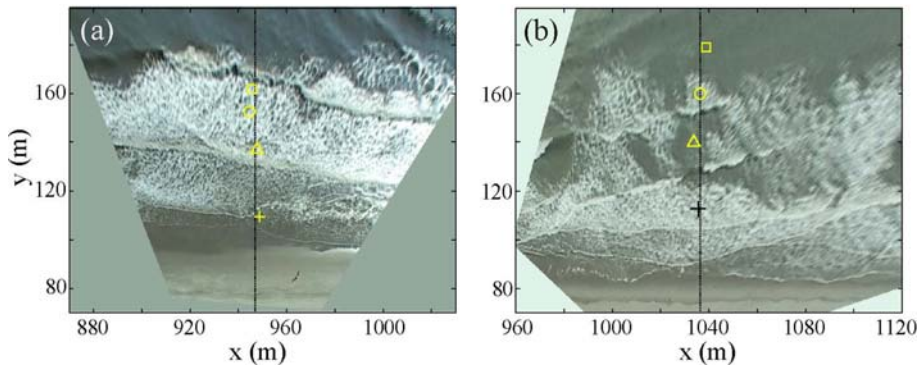


Fig. 2. Overview of instantaneous original image snapshots with (dotted lines) cross-transects to generate image time-stacks, and locations of deployed instruments of (plus) ADV 1, (triangle) ADV 2, (circle) Aquadopp A, and (square) Aquadopp B: (a) Case I, (b) Case II (유 등, 2008).

Beach에서 수집된 해안자료 중 입사각의 변이(즉, 해안선 수직방향선으로부터 입사각의 이격정도)가 컸던 두 쌍의 비디오 이미지자료와 파랑 실측자료를 선정하였다. 이 2개의 비디오 자료는 해안 디지털 비디오 자료로부터 쇄파지역에서의 입사각의 이동궤적을 측정하는 연구(유 등, 2008)에서 일부 자료로도 사용된 바 있다. Fig. 2은 본 연구를 위하여 선정된 이 2개의 비디오 자료로부터 순간 포착한 이미지를 기하보정된 실제 거리좌표 체계상에서 보여주고 있다(유 등, 2008). 이미지 픽셀좌표 체계를 실제 거리좌표 체계로 기하보정하는 방법으로 Holland et al.(1997)이 해안 비디오 자료에 적용한 DLT(Direct Linear Transformation) 방법을 사용하였으며, 기하보정후 결정된 픽셀(pixel) 당 해

상도는 0.1 m이다.

Table 1은 이 2개의 비디오 자료의 특성을 요약한 것이다. 이 비디오 자료들은 동일한 Myrtle Beach에서(Fig. 1) 해안선을 따라 약 100 m 정도 떨어진 쇄파지역을 촬영한 것으로 서로 다른 카메라의 촬영 각도를 사용하여 녹화되었다.

Fig. 3은 2003년 12월 Myrtle Beach에서 측정한 해수 자료 중 Fig. 2상에 표시된 Aquadopp A의 해류측정기를 통하여 수집된 6일간의 평균해수면 변화 및 평면 2차원 평면유속 변화를 보여주고 있다. 쇄파지역에서 연안류의 발생과 그 크기는 바람에 의한 영향보다도 파랑속성 중에서 특히, 파랑의 입사각 크기에 의하여 지배적인 영향을 받는

Table 1. Characteristics of two video datasets used for this study (유 등, 2008)

Cases	Date	Start time	Weather	Duration	Sampling rate	Image size (H×W)
I	12/11/2003	17:27 UTC	sunny	34.2 min.	3 Hz	480×720 pixels
II	12/13/2003	17:30 UTC	stormy			

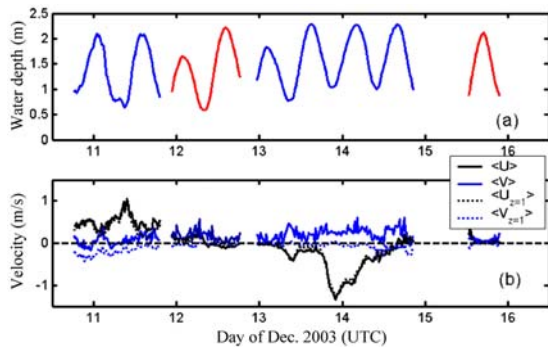


Fig. 3. Wave data measured at overview location of Aquadopp A: (a) Mean water depth; (b) Mean cross-shore (V) and longshore (U) currents. Solid lines represent depth-averaged currents while dotted lines represent current at 0.4 m above the sensor's head (Obley et al., 2004).

Table 2. Wave parameters for each dataset obtained from the offshore sensor(유 등, 2008)

Cases	H_s (m)	H_{rms} (m)	T_p (s)	T_m (s)	h (m)*
I	0.4	0.3	8.2	6.4	1.1
II	0.4	0.4	5.6	5.2	2.3

Deployed depth of the instrument Aquadopp B with regard to the mean water level. Abbreviations are: H_s , significant wave height; H_{rms} , root-mean-square wave height; T_p , peak wave period; T_m , mean wave period.

다(Longuet-Higgins, 1970). 이를 근거로, Table 1과 Fig. 3으로부터 본 연구를 위하여 선정된 두 개의 비디오자료는 해안선방향 해류의 변이가 상대적으로 크게 나타났던, 결과적으로, 파랑 입사각의 변이가 컸던 UTC(Universal Time Coordinated) 기준 12월 11일과 13일 오후시간대에 측정되었음을 확인할 수 있다.

Table 2는 선정된 실측 파랑자료들이 가지는 쇄파지역 외곽에서의 입사파 파랑특성을 보여주고 있다. 파고 및 주기의 통계값들은 쇄파지역 최 외곽의 Aquadopp B 해류측정기를 통하여 측정된 수압(m) 시계열자료로부터 계산되었다. 선정된 해안 비디오 및 파랑 실측자료는 동시간대에 약 34.2분 동안에 걸쳐 수집된 자료들이다.

3. 비디오 이미지로부터 파랑 입사각 측정

쇄파지역에서 입사중인 파랑의 파봉선이 해안선 수직방향선(cross-shore transect)과 이루는 각을 해안 비디오 이미지로부터 직접 추출함으로써 입사파향을 측정할 수 있다. 비디오 이미지 상에서 나타나는 파봉은 다른 지역보다

Table 3. Results of extracting wave crest tracks from coastal videos (유 등, 2008)

Case No.	N_w	N_v	N_v / N_w
I	302	203	0.67
II	415	266	0.64

Abbreviations are: N_w , number of waves in record; N_v , number of the valid crest tracks obtained from video imagery.

일반적으로 높은 이미지 강도값을 갖는다. 이 이미지 특성을 이용하면 해수면에서 진행되는 입사파의 형태 및 위치를 쉽게 식별할 수 있다. 하지만, 쇄파지역에서는 쇄파작용에 의하여 발생하는 흰 거품 노이즈에 의하여 실제 파봉을 구별해 내기가 어렵다. 이는 비디오 이미지 상에서 파봉신호와 거품 노이즈가 서로 비슷한 정도로 높은 이미지 강도값을 갖기 때문이다.

해안 비디오 자료로부터 쇄파지역에서 거품 노이즈를 효과적으로 제거시키기 위해서, 유 등(2008)은 해안 비디오의 원래 이미지에 이미지 프레임 차분, 방향성 이미지 로패스(low-pass) 필터 등 고급 이미지 처리기법을 적용하였으며, 이를 통하여 영상처리된 이미지 상의 쇄파지역에서 입사파 파봉선의 이동모습을 보다 뚜렷하게 제시하였다. 또한, 영상처리된 시계열 이미지자료(processed image sequence)로부터 개별 입사파의 이동궤적을 해안선의 수직방향으로 외해에서 해안선쪽으로 레이돈 변환 등의 선인식 기법을 이용하여 추출해 냈다. Table 3은 본 연구를 위해 선정된 두 개의 이미지자료로부터 추출된 파랑궤적의 개수를 보여주고 있다. 비디오 자료당 추출된 유효 파랑궤적의 개수(N_v)가 실측자료로부터의 파랑수(N_w)에 비해 약 2/3정도가 측정된 것은 파고가 낮은 입사파들의 경우 비디오 카메라에 잘 포착되지 않는 경향이 있기 때문이다(유 등, 2008).

3.1 이미지 상에서 파봉선의 추출

각 이미지 상의 쇄파지역에서 개별 파랑의 파봉선을 추출하기 위하여, 본 연구에서는 유 등(2008)에 의하여 거품 노이즈가 이미 제거된 비디오 이미지 자료를 사용한다. 또한, 개별 입사파의 파향 변화를 해안선 수직방향으로 추적하기 위하여 유 등(2008)에 의해서 추출된 파랑궤적을 사용한다. 이는 입사파의 파랑궤적을 토대로 개별 파랑이 쇄파지역을 통과하여 해안선 쪽으로 진행함에 따라 입사각이 어떻게 변하는 지를 조사하기 위함이다. 개별 파랑궤적을 따라 해안선 수직방향선상의 어떤 한 지점에서의 개별 파랑의 입사각은 영상처리된 이미지로부터 인식된 파봉선이 해안선 수직방향선(cross-shore transect)과 이루는 각을

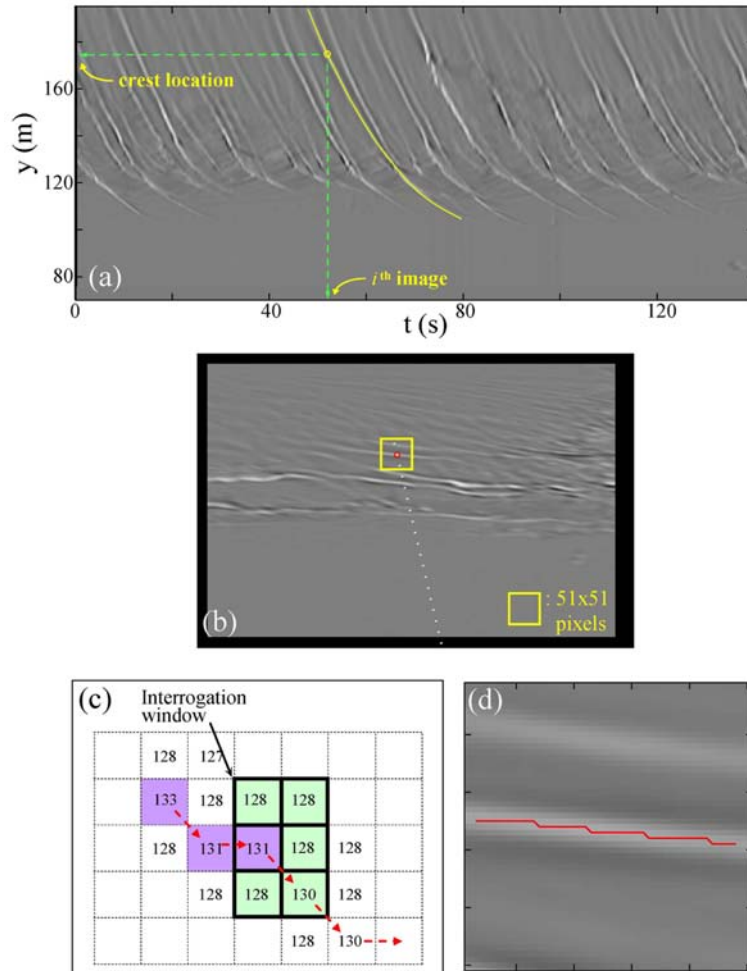


Fig. 4. Extraction of wave crest feature in the image domain for wave angle estimation: (a) a crest trajectory in the timestack domain; (b) processed *i*th image with sub-window (square), the crest location (circle), and cross-shore transect (dotted line), (c) tracing high intensity pixels using an interrogation window of 3×2 pixel size (number represents intensity), (d) the crest feature extracted in the sub-window (line).

계산함으로써 구한다.

Fig. 4는 해안선 수직방향 이미지 timestack으로부터 추출된 개별 입사파의 파랑궤적과 거품 노이즈가 제거된 이미지를 사용하여 입사파의 파봉선을 인식하는 과정을 설명하고 있다. 시간(수평축)-공간(수직축)의 2차원 도메인을 갖는 이미지 Timestack으로부터 추출한 파랑의 이동궤적을 이용하면 시간의 흐름에 따라 해안선 수직방향선상에서 개별 파랑의 이동위치를 파악할 수 있다(Fig. 4(a)(b)). 즉, 해안선 수직방향으로 개별 파랑의 시간과 공간의 위치 정보를 제공하는 이동궤적을 이용하면, 이미지 공간상에서 cross-shore transect을 따라 입사중인 파봉선의 위치와 형태를 각 시점(time)별로 Fig. 4(b)와 같이 쉽게 추출해낼

수 있다.

이미지 공간상에서 파봉선의 추출은 51×51 pixel(세로×가로, 이후 생략) 크기의 정사각형 창내에서만 이루어진다. 이는 본 연구에서 단지 해안선 수직방향선만을 따라 각 지점에서의 입사파향을 측정하고자 하며, 각 지점에서의 입사각 측정은 이 크기의 정사각형 창내에서 추출된 파봉선의 길이정도면 충분하다고 판단되었기 때문이다. 이 정사각형 창 중심은 Fig. 4(b)(d)에서 보여지는 것처럼 파봉선이 해안선 수직방향선과 만나는 점에 위치한다. 이 정사각형 창내에서 파봉선의 추출은 3×2 pixel 크기의 조사창을 사용하여 이 창 중심으로부터 시작하여 높은 이미지 강도값을 갖는 픽셀들을 선별해 나감으로써 이루어진다.

Fig. 4(c)는 3×2 pixel 크기의 조사창을 사용하여 파봉선을 추출하는 과정을 보여주고 있다. 이 조사창은 51×51 pixel 크기의 정사각형 창 중심에서 시작하여 처음에는 우측방향으로 이동하며 파봉선을 추출한다. 정사각형 창의 우측면에서 파봉선 추출이 끝나면 이 조사창을 정사각형 창 중심에 다시 위치시킨 후, 이번에는 좌측방향으로 이동시키며 파봉선의 나머지 부분을 추출한다. 처음 우측면의 파봉선 추출을 위하여, 3×2 pixel 크기의 조사창을 정사각형 창의 중심에 위치시킬 때, 이 조사창의 왼쪽 3개의 셀들 중 가운데 셀(이후, 조사창의 원점이라 명명함)을 이 중심에 위치시킨다. 이후, 이 조사창의 나머지 5개 셀들 중에서 이미지 강도값이 가장 큰 픽셀이 다음 번 조사창의 원점이 된다. 이 과정을 통하여 정사각형 창내 우측면에서 파봉선이 추출된다. 다음 좌측면의 파봉선 추출 또한 정사각형 창의 중심에 3×2 pixel 크기의 조사창을 위치시킨 후 좌측면 쪽으로 이동시키며 위와 같은 과정을 반복함으로써 이루어진다. 이 때의 조사창 원점은 조사창의 오른쪽 3개 셀들중 가운데 셀이 원점이다. Fig. 4(d)는 위의 파봉선 추출과정을 통하여 Fig. 4(b) 상의 정사각형 창내에서 얻어진 파봉의 선분을 보여주고 있다.

추출된 파봉선은 이미지 좌표체계 상에 존재하기 때문에, 실제 거리좌표 체계로 기하보정할 필요가 있다. 이 연구에서는 Holland et al.(1997)의 DLT 기법을 사용하여 이미지상에서 추출된 파봉선을 실제 좌표체계상으로 기하보정한다. 비디오 이미지 프레임상의 좌표체계(혹은 픽셀 좌표)가 정수단위로 구성되어 있기 때문에 이로부터 추출된 파봉선은 실제 좌표체계로 변환이후에 불연속점들을 포함하게 된다. 실제 좌표체계에서 파봉선의 불연속점들을 제거하고 연속성을 증가시키기 위해서, 실제 좌표체계로 기하보정된 파봉선을 cubic smoothing spline 기법을 사용하여 필터링한다.

3.2 추출된 파봉선으로부터 입사각의 계산

Fig. 5는 이미지 공간으로부터 추출하여 실제 좌표체계 상으로 기하보정된 파봉선을 이용하여 파랑의 입사각을 계산하는 과정을 보여주고 있다. Fig. 5(a)는 Fig. 4(a)에서 제시된 하나의 파랑 이동궤적을 이용하여 시간의 증가에 따라 이미지 좌표체계 상에서 파봉선을 추출하고 실제 좌표체계로 좌표변환한 후, 쇄파지역에서 이 파봉선의 진행 모습을 누적시켜 표현한 것이다. 그리고, Fig. 5(a)(b)에서

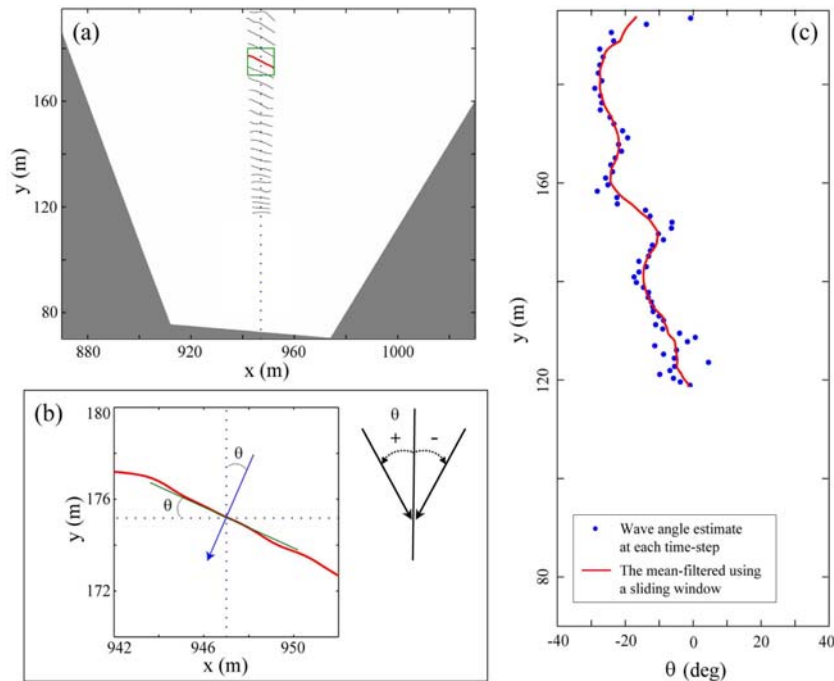


Fig. 5. Wave angle estimation using the extracted crest feature: (a) extracted crest feature sequence with 1s time-step increment obtained using the crest trajectory in Fig. 4(a), (b) wave angle measurement, (c) wave angle profile obtained using the wave crest feature sequence in (a).

10×10 m 크기의 창내에서 보여지는 굵은 곡선은 Fig. 4(d)의 파봉선을 기하보정 및 cubic smoothing spline 기법을 통한 필터링 이후의 결과이다.

파봉선의 입사각을 구하기 위해서, 파봉선의 기울기는 Fig. 5(b)에서 보여지는 것과 같이 해안선 수직방향선과 만나는 지점에서 파봉선의 일차미분을 통하여 계산할 수 있다.

$$s(y(t)) = \frac{\partial y(x, t)}{\partial t} \Big|_{x=transect} \quad (1)$$

여기서, x 는 해안선 방향으로의 거리, y 는 해안선으로부터 거리, t 는 시간, s 는 파봉선의 기울기, 그리고 $transect$ 은 해안선 방향에 대한 x 좌표값이다. 그리고, 이 파랑의 입사각은 파봉선의 기울기선과 해안선 수직방향선과 이루는 각을 계산하여 구할 수 있다. 한편으로는, 이 파랑의 입사각은 파봉선의 기울기선과 해안선이 이루는 각과 같다. 본 연구에서 파랑의 입사각은 해안선 수직방향선에 대하여 반시계방향으로 0~180°까지의 양의 값을 가지며, 시계방향으로 0~180°까지의 음의 값을 가진다. Fig. 5(c)는 Fig. 5(a)에서 제시된 파봉선의 해안선 수직방향으로의 진행궤적을 이용하여 측정된 입사각의 변화를 보여준다.

4. 실험결과 및 분석

이 장에서는, 해안 비디오 자료로부터 직접 측정된 파랑의 입사각과 파랑측정기의 실측자료로부터 2차원 스펙트럼 분석을 통하여 계산한 입사각과의 결과를 비교분석하였다. 또한, 비디오 자료로부터 측정된 천해지역 수심의 변화에 따른 입사각의 변화를 분석하였다.

4.1 실측 파랑자료로부터 입사파향 측정결과

해안 비디오 자료로부터 구한 입사파향의 측정결과를 실측자료로부터의 파향 측정결과와 비교하기 위하여, 4대의 파랑계측기 중 Aquadopp A 해류측정기(Fig. 2참조)에 의해 수집된 해수압 및 평면 이차원(해안선 방향 및 해안선 수직방향) 유속자료로부터 파향 에너지 스펙트럼 $E(f, \theta)$ (여기서, f : 주파수, θ : 입사각)을 구하였다. 실측 파랑자료로부터 생성된 파향 스펙트럼은 Iterated Maximum Likelihood 기법(Pawka, 1983)을 사용하여 계산되었다. Aquadopp B 해류측정기의 경우, 유속계측 센서의 고장으로 3차원 유속자료가 수집되지 않았으며, 두 대의 ADV 경우는 활발한 쇄파활동에 의해 난류발생이 심한 지역에 설치되어 이 기기에 의해 수집된 유속자료가 파향 스펙트럼을 계산하는데 부적절하였다.

실측 파랑자료로부터 생성된 파향 스펙트럼을 이용하여 첨두 주파수(peak frequency f_p)가 갖는 파향(θ_p)과 지배 파향(dominant direction: θ_m)을 계산하였다. 첨두 파향은 2차원 파향 스펙트럼에서 파랑에너지 값이 가장 크게 나타나는 주파수가 갖는 파향이며, 지배 파향은 파향 스펙트럼 $E(f, \theta)$ 의 2차원 격자 상에서 f (수평)축을 따라 각 θ 격자열(row)의 에너지값을 모두 합산한 후 얻은 1차원 파향 스펙트럼 $E(\theta)$ 으로부터 구한다. 지배 파향은 1차원 파향 스펙트럼 $E(\theta)$ 에서 파랑에너지 값을 가장 크게 갖는 파향값이다. Fig. 6는 2개의 실측 파랑자료로부터 생성된 파향 에너지 스펙트럼을 보여주고 있다.

Case I의 경우 입사각의 범위는 대략적으로 -60~+30°에서 파랑 에너지가 크게 나타나고 있으며, Case II의 경우는 0~+45°에서 지배적인 입사각의 범위를 보이고 있다. Table 4는 Fig. 6에서 제시된 파향 스펙트럼을 이용하여 계

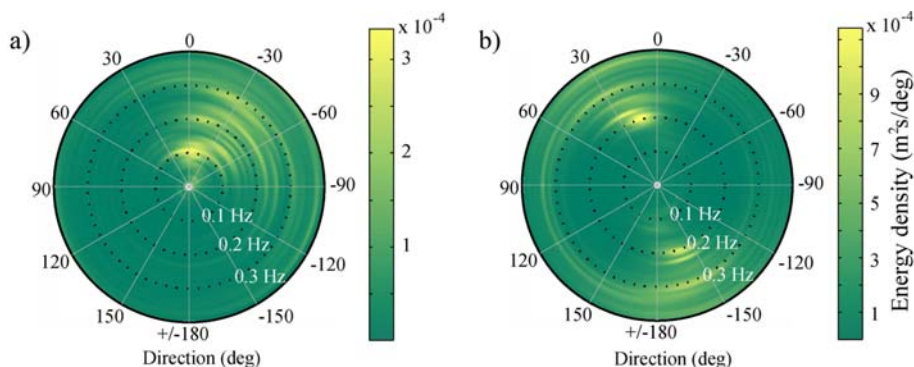


Fig. 6. Directional wave spectra obtained from the pressure and the horizontal velocity component data measured by Aquadopp A: (a) Case I, (b) Case II.

Table 4. Wave parameters for each dataset obtained from the offshore sensor

Cases	θ_p (deg)	θ_m (deg)	H_s (m)	T_s (s)	y (m)*
I	0	-32	0.48	8.9	152.5
II	24	12	0.55	4.9	159.9

*location of the instrument Aquadopp A with regard to the offshore direction.

산한 침두 주파수의 파향과 지배 파향값들이다.

Fig. 6에서, 두 개의 파향 스펙트럼은 공통적으로 입사파가 장주기파일수록 파향이 해안선 수직방향(0°)에 가깝게 나타나며, 단기주기파를 가질수록 해안선 수직방향에서 많이 벗어나고 있음을 보여주고 있다. 그리고, Case II의 경우의 입사파가 Case I의 경우보다 좁은 주파수대역에서 분포하고 있음을 보여주고 있다. 이러한 경향은 Table 4에서 Case I의 경우 침두 파향과 지배 파향값들 간의 차이가 Case II의 경우보다 크게 나타나는 결과를 잘 설명해 준다. 즉, 불규칙 입사파들의 주파수대역이 좁을수록 침두 파향과 지배 파향간의 차이가 작게 나타남을 알 수 있다.

4.2 비디오로부터 측정된 파향 및 쇄파대에서의 파향 변화

쇄파지역에서 개별 파랑의 입사각을 측정하기 위하여 선정된 2개의 비디오 자료로부터 비디오 원영상 대신 거품 노이즈가 제거된 이미지 자료를 사용하였다. 또한, Table 3에서 제시되어 있는 바와 같이 각 비디오 자료당 약 34.2 분 분량의 이미지로부터 추출된 개별 파랑의 이동궤적을 입사파랑이 쇄파지역을 통과함에 따른 입사각의 변화를 관측하는데 활용하였다. Fig. 7과 Fig. 8은 각 해안 비디오 자료로부터 입사파향을 측정된 결과이다. 개별 파랑의 이동궤적을 사용하여 개별 입사파의 해안선 수직방향 파향변화 프로파일을 추출해낸 이후 모든 프로파일들에 대해서 지역 평균($\theta_v(y)$)을 구한 결과이다.

파향 스펙트럼을 생성하기 위해 사용된 파랑자료의 실측지점에서 파향 스펙트럼에 의한 파향결과와 비교해보면, 비디오자료로부터 구한 파향값이 파향 스펙트럼으로부터 구한 지배 파향(θ_m) 값과 비교적 잘 일치하고 있음을 알 수 있다. 이는 θ_v 가 θ_m 과 유사하게 비디오로부터 추출된 입사파들의 파향값들을 모두 포함하여 계산된 대표값이기 때

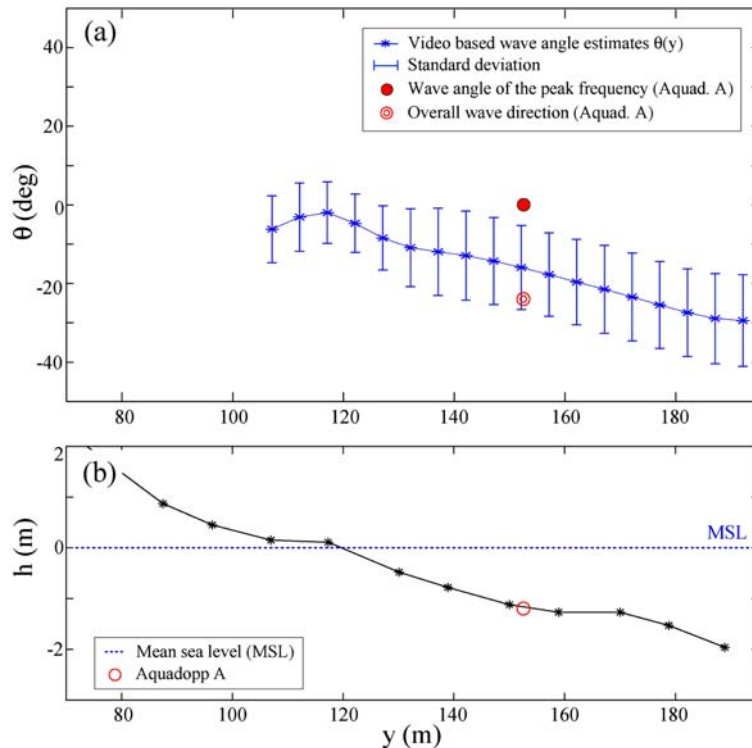


Fig. 7. Comparisons of the video-based wave angle estimates and in-situ measurement in Case I: (a) wave angle profile obtained from video imagery with in-situ measured wave angles, (b) beach profile and deployed instrument location.

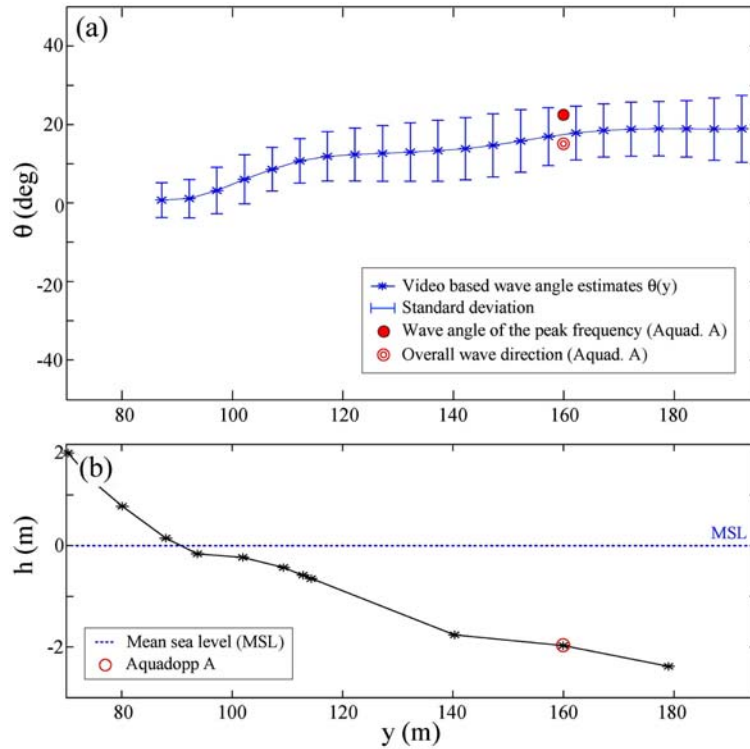


Fig. 8. Comparisons of the video-based wave angle estimates and in-situ measurement in Case II: (a) wave angle profile obtained from video imagery with in-situ measured wave angles, (b) beach profile and deployed instrument location.

문이다. 실측자료로부터 구한 θ_p 와의 비교에서는, Case II의 경우 입사파들이 비교적 좁은 주파수대역을 갖기 때문에 Fig. 8에서 보듯 θ_p 가 θ_m 와의 차이가 크지 않고, θ_v 가 θ_p 와의 차이 또한 크지 않다. 반면, Case I의 경우 입사파들이 넓은 주파수대역에 걸쳐서 천해지역으로 들어오고 있기 때문에 Fig. 7에서 보여지는 것처럼 θ_p 가 θ_m 와의 차이가 크게 나타났으며, 이는 결국 θ_v 가 θ_p 와의 차이가 크게 나타나는 결과가 되었다.

Fig. 7과 Fig. 8에서 제시된 $\theta_v(y)$ 은 천해지역에서 해안선 수직방향으로 수심이 점점 얕아짐에 따라 입사파향이 변하는 양상을 또한 보여주고 있다. 입사파가 점점 해안선에 근접함에 따라 입사각 $\theta_v(y)$ 도 점점 0° 에 근접하고 있는 것으로 나타났다. 이것은 입사파의 파봉선이 해안선쪽으로 가까이 접근함에 따라 해안선과 점점 평행을 이루는 방향으로 굴절되고 있음을 의미한다. 특히, 수심이 상대적으로 급격히 줄어드는 지역에서(즉, Case I의 경우 $y=120$ m 지점 그리고 Case II의 경우 $y \approx 110$ m 지점) 입사각의 크기 또한 급격하게 줄어들고 있다. 이는 Snell의 법칙에 근거하여 설명할 수 있다.

$$\frac{\sin \theta_1}{c_1} = \frac{\sin \theta_2}{c_2} \quad (2)$$

여기서, c 는 파속, 아래첨자 1과 2는 서로 다른 수심을 갖는 두 지점을 의미한다. 천해지역에서 파속(c)은 수심에 의하여 제한을 받음으로(예, 선형파동이론에 의한 천수해 파속 $c = \sqrt{gh}$, 여기서, g 는 중력가속도, h 는 수심) 수심이 작아질수록 결과적으로 입사파 파향의 크기 또한 작아지게 된다.

Fig. 7과 Fig. 8에서 수심이 0 m 이상인 swash 지역에서도 입사파향이 측정되었는데, Case I의 경우 입사각의 크기가 해안선부근 이후 다시 증가하는 경향을 보였다. 이는 바다쪽을 향하여 경사진(sloped down) Case I의 해변 경사면이 해안선 방향으로 또한, 일부 기울어져(sloped along-shore) 있기 때문이다.

5. 결 론

실제 해안에서 파랑자료의 실측을 통한 입사파향의 측정기법은 현장 계기설치 및 유지관리시에 많은 인력과 비

용이 소요되기 때문에 전 쇄파지역에 걸쳐 입사파향을 관측하기에는 큰 제약이 따른다. 반면, 해안 비디오는 쇄파 지역에서 시공간적인 파랑의 입사각 관측을 위한 고해상도의 모니터링 기능을 제공한다. 따라서, 본 연구에서는 디지털 비디오 자료를 이용하여 전 쇄파지역에 걸쳐 입사파향을 측정하는 기술을 제안하였다.

해안 비디오 자료로부터 입사파향의 측정은 파랑의 파봉선이 해안선 수직방향선과 이루는 각을 계산함으로써 이루어졌다. 즉, 입사파향은 기하보정한 실제 평면좌표 공간 상에서 추출한 파봉선의 기울기를 계산하여 구한 것이다. 비디오 이미지 상에서 파봉선은 높은 이미지 강도를 인식해 내는 하나의 조사창을 이용하여 이미지 강도가 큰 픽셀들을 추적해 나감으로써 추출하였다. 또한, 쇄파지역에서 해안선 수직방향으로 입사파가 진행함에 따라 변하는 파향 값들을 개별 파랑의 이동궤적을 활용하여 구하였다. 비디오 자료로부터 구한 입사파향은 실측 파랑자료로부터 분석한 파향 스펙트럼의 파향결과와 비교하여, 지배 파향과 비교적 잘 일치하였다. 비디오 자료로부터 측정된 쇄파지역에서 해안선 수직방향으로의 파향 변화는, 입사파가 점점 해안선에 접근함에 따라 입사각도 점점 해안선과 직교를 이루었다. 본 연구를 통하여 해안선 수직방향으로 측정된 입사파향의 변화는 향후 쇄파지역에서 입사각과 해안선방향으로 발생하는 연안류의 크기와의 역학관계 등 연안류의 물리적 메커니즘에 관한 이해를 발전시키는데 사용될 수 있다.

감사의 글

본 연구는 국토해양부가 출연하고 한국건설교통기술평가원에서 위탁시행한 건설기술혁신사업(08기술혁신 F01)에 의한 차세대홍수방어기술개발연구단의 연구비 지원에 의해 수행되었습니다.

참고문헌

유제선, 신동민, 조용식 (2008). 해안 디지털 비디오를 이용한 쇄파지역에서의 파랑궤적 측정. 한국해양공학회지, 20(4), 333-341.
 Dugan, J.P., Piotrowski, C.C. and Williams, J.Z. (2001). Water

depth and surface current retrievals from airborne optical measurements of surface gravity wave dispersion. *Journal of Geophysical Research*, 106(C8), 16903-16915.
 Haas, K., Demir, H., Work, P., Voulgaris, G. and Obley, S. (2004). Myrtle Beach Nearshore Experiment, Dec 10 to Dec 15th, 2003, PartII: Morphodynamic & Remote Imagery Measurements, Technical Report. School of Civil and Envi. Eng., Georgia Tech-Savannah.
 Holland, K.T., Holman, R.A. and Lippmann, T.C. (1997). Practical use of video imagery in nearshore oceanographic field studies. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 22(1), 81-92.
 Holland, K.T., Holman, R.A. and Sallenger, A.H. (1991). Estimation of overwash bore velocities using video techniques. *Coastal Sediments' 91*, 489-497.
 Inman, D.L. and Bagnold, R.A. (1963). 'Littoral Processes' in *The Sea*. M.N. Hill, ed., 3, 529-553.
 Leu, L.G., Kuo, Y.Y. and Lui, C.T. (1999). Coastal bathymetry from the wave spectrum of SPOT images. *Coastal Engineering Journal*, 41, 21-41.
 Lippmann, T.C. and Holman, R.A. (1991). Phase speed and angle of breaking waves measured with video techniques. *Coastal Sediments' 91*, 542-556.
 Longuet-Higgins, M.S. (1970). Longshore current generated by obliquely incident sea waves 1 and 2, *Journal of Geophysical Research*, 75(33), 6779-6801.
 Longuet-Higgins, M.S., Cartwright, D.E. and Smith, N.D. (1963). Observations of the directional spectrum of sea waves using the motions of a floating buoy. In: *Ocean Wave Spectra*, Prentice-Hall, 111-136.
 Obley, S., Voulgaris, G., Haas, K.A., Demir, H. and Work, P.A. (2004). Myrtle beach nearshore experiment, Dec. 10 to Dec. 15, 2003, part1: Hydrodynamic measurements, Technical report, University of South Carolina CPSD Technical report.
 Pawka, S.S. (1983). Island shadows in wave directional spectra. *Journal of Geophysical Research*, 88(C4), 2579-2591.
 Splinter, K.D. and Holman, R.A. (2006). Bathymetric estimation based on wave refraction patterns. *Proc. 30th Coast. Engrg. Conf., ASCE*, 451-463.

Received January 15, 2009

Accepted April 13, 2009