

변산반도 적벽강 해안의 후빙기 고해면기의 고파식와

최성길*

The Old Notch of the Period of Postglacial High Sea Level in the Byeonsan Peninsula, Korea

Seong Gil Choi*

요약 : 변산반도 격포리의 적벽강 해안 일대에 발달되어 있는 고파식와 지형의 형성시기와 형성 당시의 해면고도를 밝히고, 고파식와 형성 당시의 파식대와 현생 파식대간의 관계를 고찰하였다. 고파식와의 풍화도와 인근 해안 층적평야 퇴적층의 연구 결과 도출된 해면변화 과정과 대비하여 볼 때, 적벽강 파식대의 고파식와는 후빙기 기후호전기의 고해면기 이래 수 차 지속되었던 고해면의 시기에 형성된 것으로 보인다. 고파식와의 바닥면과 현생 파식사면 최상단부와의 고도차로부터 고파식와 형성 당시의 해면은 현재보다 1.5m 정도 높았을 것으로 추정된다. 적벽강 해안의 현생 파식대는 후빙기 기후호전기의 고해면기 이래 형성되었던 고파식대가 침식되어 형성된 파식대로 보인다.

주요어 : 변산반도, 파식대, 고파식대, 파식사면, 고파식와, 후빙기 기후호전기

Abstract : The formation period of the old notches developed in Jeokbyeokgang coast of the Byeonsan peninsula of Korean western coast and the height of sea level of that period were investigated. The relation of old shore platform and present shore platform was also investigated. The old notches of Jeokbyeokgang coast has been formed in the periods of Postglacial high sea levels which occurred at several times since the ‘climatic optimum’ period. Judging from the height between the base slope of old notch and the ramp of present shore platform, the height of sea level of the formation period of old notches was 1.5 meters higher than that of present sea level. The old notches of Jeokbyeokgang coast are regarded as the remnant features of the old shore platform formed in the periods of Postglacial high sea levels.

Key Words : Byeonsan peninsula, Old notch, Shore platform, Ramp, Postglacial, High sea level, Climatic optimum

I.

1. 연구의 목적

변산반도 격포리의 적벽강 해안 일대에는 한국의 서해안에서는 최대급의 규모에 속하는 파식대(波蝕臺)가 발달되어 있으며(최성길, 1983),¹⁾ 이 파식대는 안면도의 둔두리 파식대나 보령의 신희리 파식대 등 서해안의 다

른 파식대와(최성길, 1982) 마찬가지로 현재의 지형형성 환경(morphogenic environment)에 잘 적응된 파식대로 해석되고 있다(최성길, 2015).

그런데 변산반도의 적벽강 해안의 현생 파식대 배후에는 현재 형성되고 있는 것으로 해석하기 어려운 파식와(波蝕窪; notch)²⁾ 지형이 잔편적으로 남아 있다. 본 고에서는 이들 고파식와(古波蝕窪) 지형의 형성시기와 형성 당시의 해면고도를 밝히고, 고파식와 형성 당시의 파

*공주대학교 지리교육과 교수(Professor, Department of Geography Education, Kongju National University, sgchoi@kongju.ac.kr)

식대(고파식대)와 현생 파식대간의 관계에 대하여 고찰해 보고자 한다.

2. 연구지역의 지질 및 지형형성 환경

연구지역은 변산반도 남서단의 '적벽강' 해안 일대이다(그림 1). 변산반도 일대의 지질은 중생대 경상계에 속하는 응회암, 유문암질 석영 안산암과 역암, 이암, 사암 등의 퇴적암으로 구성되어 있다(한국동력자원연구소, 1981). 적벽강 해안의 해식에는 대부분 유문암과 유문암질 응회암 층의 주상절리를 따라 발달되어 있다. 유문암의 하부 쪽에는 유문암질 용암이 점토~실트질의 호성 퇴적물과 접촉하는 과정에서 형성된 페퍼라이트(peperite; 화산암의 암편과 퇴적암 물질의 혼합 암석)가 분포하여, 주상절리대의 유문암은 하부의 페퍼라이트대로 접이한다(그림 2).

조사지역에서 가까운 군산(대조차 6.2m, 소조차 4.8m), 위도(6.0m, 4.6m), 고군산군도의 대장리(6.1m, 4.7m) 등지의 조차로 보아, 적벽강 해안 일대의 대조시의 조차는 6.0m 이상, 소조시는 4.8m 정도일 것으로 추정된다(수로국, 1983). Davies(1980)의 분류에 따르면 본 지역의 지형형성 환경은 평상시는 '대조차·저파랑 에너지 환경'에 속하며, 하계 태풍과 동계 폭풍의 내습 시에는 '대조차·폭풍파랑 환경'으로 바뀌게 된다(최성길, 1983).

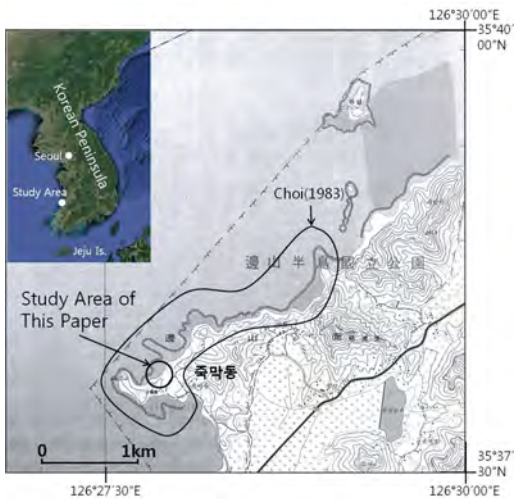


그림 1. 연구지역

* 등고선의 간격은 10m이며, 이 지역 파식대에 관한 기존 연구의 연구지역 범위를 함께 표시하였다.



그림 2. 적벽강 해안의 현생 파식대와 해식애

* 그림의 파식대는 전체 파식대의 상단부에 해당되며, 조간대형 파식대의 단면을 나타내고 있다. 해식애로부터 파식대쪽으로 해식애를 구성하는 유문암, 해식애의 하부와 상단부 파식대의 표층을 이루는 페퍼라이트, 페퍼라이트층에 덮힌 이암층의 지질 분포를 볼 수 있다.

II.

1. 현생 파식대의 파식사면과 파식와

적벽강 해안 일대의 파식대는 고조위면으로부터 저조위면의 구간에 걸쳐 2.2° 정도로 경사하는 파식대로서, Bird(1984)의 '조간대형 파식대(intertidal platform)의 유형에 속하는 파식대이다(그림 2). 육지 쪽으로 경사하는 퇴적암층, 퇴적암의 종류에 따른 암석의 경연 차이, 절리 밀도의 차이 등에 따른 차별침식의 결과 파식대의 표면이 거칠다. 대조시 노출되는 파식대의 폭은 200m 정도이고, 국부적으로는 400m에 달하는 곳도 있다(최성길, 1983).

이 현생 파식대의 최상단부 구간에는 파식사면(波蝕斜面; ramp)이 형성되어 있다(그림 3). 파식사면은 해식애의 후퇴에 따라 형성되는 파식대 최상단부의 경사 파식면을 일컫는 용어로서, 이 구간 이하의 파식대면 보다 급한 경사를 나타내는 사면의 구간을 지칭하는 말이다. 적벽강 해안의 ramp는 페퍼라이트층에 형성되어 있으며, 마식작용을 받아 매끈한 직선상의 단면을 나타낸다(그림 3).

이 파식사면은 해식애의 기저부에 형성된 현생 파식



그림 3. 적벽강 파식대의 파식사면(ramp)



그림 4. 해식애의 기저부에 형성되고 있는 현생 파식와
* 파식와의 바닥면과 파식사면이 협화적으로 잘 이어진다.

와의 바닥면(武永(1968)의 base slope)과³⁾ 협화적으로 잘 연결된다(그림 4). 파식사면의 표면에는 마식원력이 널려있으며, 이 원력은 파식사면의 후면, 즉 해식애의 기저부 쪽으로 갈수록 많아진다(그림 3, 그림 4). 그림 4에서 파식와의 중단부 아래쪽 벽면과 바닥면이 매끈한 것은 이 구간의 현생 파식와의 형성에 있어서 마식작용의 역할을 말해준다. 중단부보다 상부쪽의 파식와 표면은 마식작용의 영향이 미치지 못하여 표면이 거칠다. 이 구간의 파식와의 형성에 있어서는 주상절리를 따른 폭풍파랑의 굴취작용(quarrying)이 주된 역할을 하는 것으로 보인다. 파식와와 파식사면의 접점(notch-ramp junction)은 대략 대조 평균 고조위면의 고도에 위치한다. 이 조위(潮位)는 적벽강 해안에 있어서 폭풍파랑의 내습시에 파랑 에너지가 집중되는 빈도가 높은 곳이다.

2. 고파식와

적벽강 해안의 일부 지점에는 해식애-파식대의 지형 단면상에서(그림 5) 현생 파식사면과 협화적으로 이어지지 않고 단절되는 형태를 나타내는 고파식와 지형이 잔편적으로 남아 있다(그림 6). 고파식와의 깊이(depth)는 1.0m 내외이며, 고파식와의 기저사면 상단부와 현생 파식대의 파식사면 최상단부 사이의 고도차는 1.5m 정도이다.

고파식와의 바닥면(기저사면)과 현생 파식사면의 사이에는 1.2m~1.5m내외의 소규모의 해식애가 발달되어

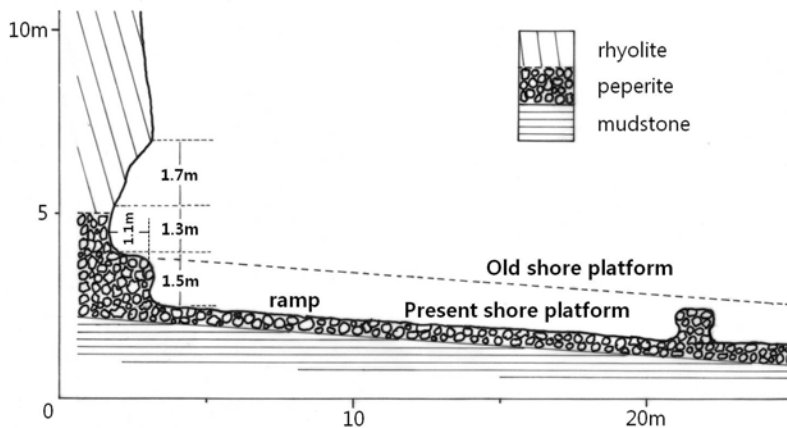


그림 5. 적벽강 해안의 해식애-현생 파식사면간의 지형단면도



그림 6. 적벽강 해안의 고파식와

* 현생 파식사면과 고파식와 사이에 낮은 해식애가 형성되어 있다.



그림 7. 현생 파식사면의 성장에 따라 foot slope이 없어진 고파식와

* 스케일 오른쪽 가장 가까운 곳에 있는 고파식와이다.

있다(그림 6). 이 해식애에는 고파식와의 foot slope가 현생 파식사면을 형성시킨 해성 침식작용에 의해 파괴되는 과정 중에 형성된 해식애이다. 따라서 이 해식애의 상부에 남아있는 고파식와는 foot slope이 없고 base slope만으로 이루어져 있는 경우가 대부분이다(그림 7). Base slope과 연속되는 foot slope이 남아있는 경우에도 그 폭은 0.5m에도 미치지 못할 정도로 극히 좁게 나타난다(그림 8).

현생 파식와와 마찬가지로 고파식와의 경우에도 파식와 벽면의 중단부 이하와 바닥면(base slope과 foot slope)의 구간은 표면이 매끈한데 비하여, 중단부보다 위쪽에 있는 천정사면(roof slope)의 구간은 주상절리가 뜯겨져 나간 형태 그대로일 정도로 표면이 거칠다(그림



그림 8. Foot slope이 좁게 남아있는 고파식와

* 고파식의 길이는 35cm이다. 고파식의 머리 부분에서 아래쪽으로 0.3m 지점까지가 base slope이고, 이 지점으로부터 오른쪽의 낮은 해식에 쪽으로 연속되는 사면이 foot slope이다. 그림 중앙의 오른쪽 후면에는 고파식와 지형이 파괴되고, 그 자리에 현생 파식사면이 발달되어 있는 모습이 보인다.



그림 9. 고파식와 형성 당시의 마식 상한선의 위치(점선)

* 고파식와의 중단부(점선) 아래의 벽면과 잣대가 놓여져 있는 바닥면의 구간은 마식작용을 받아 표면이 매끈하다. 고파식와의 바닥면과 마식 상한선의 고도차는 1.3m 정도이다.

9). 이는 고파식와의 높이와 깊이가 현생 파식와의 그것들과 거의 같은 점과 함께(그림 3, 그림 4, 그림 5 및 그림 9 비교) 고파식와가 형성될 당시에도 마식작용은 현재와 마찬가지로 파식사면 및 파식와의 중하단부 벽면의 구간에 집중되었음을 말해주며, 당시의 조석 조건과 파랑 환경 등의 지형형성환경이 현재와 비슷하였음을 추정할 수 있게 해준다.

III.

적벽강 일대의 해식애로부터 현생 파식대의 파식사면에 이르는 구간의 지형단면도를 보면(그림 5), 고파식와의 바닥면은 낮은 해식애를 사이에 두고 현생 파식대의 파식사면과 명확히 분리된다. 고파식와의 바닥면과 현생 파식사면의 사이에 있는 해식애는 마식을 받아 표면이 매끄럽다(그림 6~9). 이 해식애의 기저부는 현생 파식사면의 최상단부에 해당되며, 해식애의 기저부에는 마식원력이 풍부하고 파식사면의 표면에도 마식원력이 널려있다(그림 3, 그림 6). 이상의 점들은 이 해식애가 폭풍파랑 내습시 마식작용을 주로 하는 해성 침식작용에 의해 고파식와의 base slope 및 foot slope이 파괴되는 과정을 거쳐 형성된 해식애임을 나타낸다. 따라서 적벽강 파식대의 고파식와 지형은 현 해면보다 상대적으로 높았던 해면의 시기에 형성된 고파식대(古波蝕臺) 지형의 잔편으로 해석하는 것이 옳을 것 같다.

전술한 바와 같이 고파식와 단면상의 중단부 이하 구간의 벽면과 바닥면은 중단부 이상의 구간에 비해 훨씬 매끄러운 표면을 나타낸다(그림 6, 그림 8). 그러나 이들 고파식와의 마식면을 자세히 관찰하면 일정한 방향성을 보이는 주상절리의 절리와는 확연히 구분되는 방향성 없는 미세한 절리와 틈들이 형성되어 있고, 특히 이들이 밀집되어 있는 곳에서는 암편이 떨어져 나가거나 마식면의 표면이 부스러져 있는 모습도 발견된다(그림 10). 또한 야외조사용 망치로 두드렸을 때 망치가 튀어오르는 정도가 현생 파식와에 비하여 덜하다. 이러한 현상들은 고파식와의 표면이 현생 파식와에 비하면 다소 풍화되어 있음을 의미한다. 고파식와의 풍화는 열에 의한 팽창과 수축, 건습교대 과정, 염류결정화 작용과 염류비말의 작용 등에 의한 물리적 풍화 및 화학적 풍화에 의해 진행되는 것으로 보인다. 현생 파식와와 파식사면의 표면은 풍화되어 있지 않는데 비하여, 고파식와의 표면이 풍화되어 있음은 적벽강 해안 고파식와의 형성시기가 현재가 아님을 말해주는 근거의 하나가 된다. 또한 고파식와의 표면을 덮고 있는 지의류도(그림 10) 고파식와가 현재 형성되고 있는 지형이 아님을 말해준다.

적벽강 해안 일대의 고파식와의 형성시기를 절대년대에 근거하여 논할 단계에 있지는 않으므로, 그림 5의 적벽강 파식대의 해식애-현생 파식사면의 지형단면도 고



그림 10. 고파식와의 바닥면을 덮고 있는 지의류

* 외견상 매끈한 마식면으로 보이는 고파식와의 바닥면은 미세하게 부스러져 보일 정도로 풍화되어 있고(왼쪽 아래 부분), 지의류에 덮혀 있다. 이는 고파식와의 바닥면이 현재 생성되고 있는 지형이 아님을 말해준다.

찰과 절대년대가 확정된 다른 지역 해성단구의 퇴적물과 고파식대면의 풍화도와의 비교를 통하여, 본 지역 고파식와의 형성시기를 추정해 보고자 한다.

전술한 바와 같이 그림 5의 지형단면도로부터 본 지역의 고파식와는 현재의 직전에 있었던 상대적 고해면기에 형성되었음이 확실하다. 제4기 동안의 해면변동에 관한 여러 연구들로부터 볼 때(Shackleton and Opdyke, 1973; Chappell and Shackleton, 1986; Martinson *et al.*, 1987; Gvirtsman, 1994 등), 현재에 바로 앞선 고해면의 시기는 최종간빙기(해양동위체 스테이지 5)이거나 이른바 '후빙기의 기후 호전기(기후 최적기)' 일 것으로 판단된다.

한국의 동해안에는 최종간빙기의 최온난기(5e)와 후기 온난기(5a)의 해성단구가 각각 구성선 고도 18m와 10m의 고도에 발달하여 있다(최성길, 1995; 1996a; 2006; 2007). 두 단구 중 보다 현재에 가까운 시기인 최종간빙기 후기 온난기의 해성단구에서 보면 단구력의 표면에는 0.3~0.5cm 두께의 적갈색 풍화피막이 형성되어 있고, 단구 구성층에 덮여 있는 고파식대면도 화학적 풍화를 받아 십 수 cm 이상의 깊이까지 풍화되어 있는 것이 많다(Chang, 1987; 최성길, 1995; 1996a). 그러나 적벽강 고파식와의 마식면에는 적갈색 계열의 풍화피막이 형성되어 있지 않고, 깊이 풍화된 바닥면도 발견되지 않는다. 이는 고파식와 형성 후에 강력한 화학적 풍화작용이 진행된 시기가 없었음을 의미한다. 적벽강 해안 고파식와

의 표면은 현생 파식대와 비교하였을 때 다소 풍화가 진전되었음을 알 수 있는 정도이고, 최종간빙기 해성단구의 고파식대면과는 비교할 수 없을 정도로 풍화되어 있지 않다. 따라서 마식면의 풍화 정도로 볼 때 적벽강 해안의 고파식대는 후빙기 중의 현재보다 높았던 해면의 시기에 형성된 지형으로 추정되며, 그 시기는 후빙기의 기후호전기일 가능성이 높다. 후빙기의 기후 호전기에 형성된 것으로 추정되는 고파식대는 제주도의 표선해안에서도 보고된 바 있다(최성길·박원권, 1995).



그림 11. 고파식사면의 잔편으로 보이는 파식사면상의 바위 * 표면이 매끈한 소규모의 파식대가 측면에 형성되어 있다.

IV.

적벽강 해안의 고파식대의 바닥면은 현재 1m 정도의 폭 밖에 남아 있지 않다. 따라서 200m에 달하는 현생 파식대의 단면상에서 볼 때, 고파식대의 바닥면과 현생 파식사면의 최상단부는 거의 동일한 지점에 있는 것으로 간주하여도 무방할 것으로 판단된다.

고파식대의 바닥면과 현생 파식사면 최상단부 사이의 고도차는 1.5m(장소에 따라 1.3m~1.5m의 범위)로 나타난다(그림 5). 이들 고파식대와 현생 파식사면은 둘 다 같은 암석(페퍼라이트)층에 발달되어 있기 때문에(그림 5), 이 두 지형간의 고도차 1.5m는 고파식과 형성 당시의 해면이 현재의 해면보다 1.5m 높았음을 의미한다.⁴⁾

한편, 연구지역의 북방 40km 지점에 있는 만경강의 충적층 연구로부터 6,000년 B.P. 경의 해면이 현재보다 1.3m 높았음이 밝혀졌으며(조화룡, 1987), 한강 하류 등지의 충적층 연구로부터도 대략 5,000년 B.P. 경과 1,800년 B.P. 경에 현재보다 각각 0.8m와 1.2m 정도 높았던 해면의 시기가 있었음이 보고되었다(황상일, 1998; 황상일·윤순옥, 2011).

이들 연구 결과와 대비하여 볼 때 적벽강 해안의 고파식대는 후빙기 기후호전기의 고해면기 이래 수차에 걸쳐 지속된(황상일·윤순옥, 2011) 고해면의 시기에 형성된 것으로 판단된다. 적벽강 해안의 고파식대로부터 도출된 해면고도(+1.5m)가 충적평야 연구로부터 밝혀진 해면고도보다 다소 높게 나타나는 것은, 연구지역이 파식대가 형성될 수 있을 정도로 파랑을 직접 받는 외양에 개방된 해안이기 때문으로 판단된다.

V.

이상에서 고찰한 바와 같이 적벽강 해안의 현생 파식대는 고파식대와 연속되어 있었던 후빙기 고해면기의 고파식대가 해면이 현재의 위치로 저하하는 과정에서 침식되기 시작하여 발달된 것으로 보인다. 현생 파식사면에 남아 있는, 0.8m~1.0m 높이의 버섯 모양의 바위들은 고파식대와 연속되어 있었던 고파식사면이 현 해면하의 침식에 의해 파괴되어 가는 과정에서 아직도 잔존하여 있는 지형으로 보인다. 이들 바위의 측면에 형성되어 있는 소규모의 파식대는 이를 말해 준다(그림 11).

태안반도와 안면도 등지에 발달되어 있는 서해안의 일부 넓은 파식대는 후빙기 기간의 침식만으로 형성된 것이 아니라, 최종간빙기때 형성된 파식대가 후빙기 해면 상승 이후 변형된 것으로 해석되기도 한다(권혁재, 1981, 1993). 그러나 서해안 지역에서도 최종간빙기의 해면고도는 후기 온난기(5a)의 경우에도 현재보다 10m 정도 높았을 것으로 보고 되고 있는 바(최성길, 1998), 최종간빙기의 고파식대(해성단구)가 후빙기의 기간동안 침식되어 넓은 파식대로 발달되기에는 그 고도가 너무 높은 것으로 보인다. 따라서 적어도 적벽강 일대의 현생 파식대는 후빙기 기후호전기의 고해면기로부터 형성되기 시작하였던 고파식대가 침식되어 형성되었을 가능성이 더 높을 것으로 판단된다.

변산반도와 서산·보령 등지의 해안에서 큰 규모의 파식대가 형성되어 있는 해안의 암석은 풍화되어 있는 것

이 특징이다(최성길, 1982; 1983). 이러한 해안에서는 현생 파식대와외의 고도 차이가 크지 않았던 후빙기 고해면기의 고파식대가 침식되어 현생 파식대로 발달될 수 있었을 것으로 판단된다. 고파식와 바닥면의 바로 밑까지 현생 파식대가 발달되어 있는 적벽강 해안은 이와 같은 과정을 거쳐 발달된 현생 파식대 발달지의 좋은 예가 된다고 본다. 서해안의 파식대들은 현재의 지형형성환경에 잘 적응된 단면 형태를 나타내는 파식대로 해석되고 있다(최성길, 2015).

VI.

본 연구에서는 변산반도 격포리의 적벽강 해안 일대에 발달되어 있는 고파식와 지형의 형성시기와 형성 당시의 해면고도를 밝히고, 고파식와 형성 당시의 파식대와 현생 파식대간의 관계를 고찰하였다.

적벽강 해안의 현생 파식대의 파식사면 배후에는 해식대로부터 현생 파식사면에 이르는 지형 단면도상에서 현생 파식사면의 최상단부와 명확히 단절되는 단면 형태를 보이는 고파식와 지형이 형성되어 있다. 이 고파식와는 현생 파식사면을 형성시킨 현재의 해성 침식작용에 의해 거의 파괴되어, 바닥면이 대부분 foot slope 없이 base slope만으로 이루어져 있는 것들이 많다. 고파식와와 현생 파식와의 파식와 규모(높이)와 마식작용의 상한선은 거의 비슷하게 나타나는데, 이는 고파식와 형성 당시의 조석조건과 파랑환경 등의 지형형성환경이 현재의 지형형성환경과 비슷하였음을 말해준다.

고파식와의 풍화도와 인근 해안 층적평야 퇴적층의 연구결과로부터 도출된 해면변화 과정과 대비하여 보면, 적벽강 파식대의 고파식와는 후빙기 기후호전기의 고해면기 이래 수 차 지속되었던 고해면의 시기에 형성되었던 것으로 보인다. 고파식와의 바닥면과 현생 파식사면 최상단부와의 고도차로부터 고파식와 형성 당시의 해면은 현재보다 1.5m 정도 높았을 것으로 추정된다.

적벽강 해안의 현생 파식대는 후빙기 기후호전기의 고해면기 이래 형성되었던 고파식대가 침식되어 형성된 파식대이며, 고파식와는 고파식대의 잔존지형으로 해석된다.

註

- 1) 본 고에서의 파식대는 ‘wave-cut platform’보다는 ‘shore platform’적인 의미에서 사용된 용어이다(최성길, 1982 참조).
- 2) Notch는 해식애의 기저부에 파인 오목지형을 일컫는 용어로서, 파식와로 번역된다. 파식와는 번역용어만으로 보면 파랑의 물리적 침식에 의해서만 형성되는 것으로 잘못 이해하기 쉬우나, 파식와는 파랑의 물리적 침식은 물론 바닷물의 화학적 풍화작용 등이 복합적으로 작용하여 형성되는 지형이다.
- 3) 파식와 단면의 구간별 명칭은 武永(1968)의 방식을 따랐다. 파식와의 단면상에서 파식와의 위쪽 끝을 ‘천정 끝점’(roof point), roof point로부터 수직선이 파식와의 바닥면에 닿는 곳을 ‘바닥 끝점’(base point)이라고 할 때, roof point와 base point 사이의 수직거리를 파식와의 ‘높이’(height), roof point와 base point를 연결하는 선으로부터 파식와의 ‘최심부’(retreat point)까지의 거리를 파식와의 ‘깊이’(depth), retreat point로부터 roof point 구간의 사면을 ‘천정사면’(roof slope), retreat point로부터 base point 구간의 사면을 ‘기저사면’(base slope), 그리고 base slope으로부터 바다쪽으로 연속적으로 이어지는 사면을 foot slope으로 지칭하였다. Foot slope은 파식사면의 최상단부에 해당된다. 본 고에서는 구분하여 사용하지 않아도 무방할 때에는 base slope을 ‘기저사면’보다는 ‘바닥면’으로 기술했고, 경우에 따라서는 base slope과 foot slope을 합하여 ‘바닥면’으로 기재하기도 하였다.
- 4) 이 고도는 적벽강 일대의 지반이 후빙기 동안 안정상태에 있었음을 전제로 하였을 때의 해면 고도이다. 그런데 연구지역과 가까운 충남 보령 해안으로 유입하는 웅천천의 하구부에 발달된 해면변동단구로부터 추산된 최종간빙기 이후 서해안의 지반 융기율은 대략 1m/10,000년으로 나온다(최성길, 1998). 절대년대에 근거한 고파식와의 형성기기가 확정되어 있지 않은 현재의 단계에서는 어려운 과제이나, 추후 융기율을 고려한 고파식와 형성 당시의 해면고도 고찰이 이루어져야 할 것으로 생각된다.

謝辭: 본 논문의 작성에 있어서 야외답사 및 원고 정리를 도와준 공주대학교 지리교육과 김성일, 신흥준 선생께 감사한다.

참고문헌

권혁재, 1981, “태안반도와 안면도의 해안지형,” 고려대 사대논집, 6, 261-287.

권혁재, 1993, “서해안의 해안침식,” 고려대 사대논집, 18, 137-155.

수로국, 1983, 조석표.

조화룡, 1987, 「한국의 층적평야」, 교학연구사.

최성길, 1982, “우리나라 서해안의 Shore Platform 연구: 서산·보령 해안간을 중심으로,” 지리학과 지리교육, 12, 23-42.

최성길, 1983, “우리나라 서해안의 Shore Platform 연구: 변산반도의 격포리일대를 중심으로,” 공주사대논문집, 21, 431-444.

최성길, 1995, “강릉~목호해안 최종간빙기 해성면의 동정과 발달과정,” 한국지형학회지, 2(1), 9-20.

최성길, 1996a, “한국 동남부해안 포항 주변지역 후기갱신세 해성단구의 대비와 편년,” 한국지형학회지, 3(1), 29-44.

최성길, 1996b, “웅천천유역의 하성단구로부터 추정되는 구정선고도와 그 의의,” 대한지리학회지, 31(3), 613-629.

최성길, 1998, “충남 서해안에 있어서 제4기 지형발달과정의 연구를 위한 기준시간면 설정에 관한 시론적연구,” 한국지형학회지, 5(1), 21-40.

최성길, 2006, 「한국 동해안의 단구지형」, 공주대학교 출판부.

최성길, 2007, “한국 동해안 후기 갱신세 단구지형의 발달과정,” 한국지형학회지, 14(4), 17-28.

최성길, 2015, 「한국 해안의 파식대」, 대전: 영일출판사.

최성길·박원권, 1995, “한국 제주도 남동부 해안의 후빙기 추정 해성단구,” 지리학논집, 20(1), 35-43.

한국동력자원연구소, 1981, 대한지질도(1:1,000,000).

황상일, 1998, “일산층적평야의 홀로세 퇴적환경변화와 해면변동,” 대한지리학회지, 33(2), 143-163.

황상일·윤순옥, 2011, “해수면 변동으로 본 한반도 홀로세(Holocene) 기후변화,” 한국지형학회지, 18(4), 235-246.

武永健一郎, 1968, Notch의形態と成因について, 地學雜誌, 77, 17-28.

Bird, E.C.F., 1984, *Coast*, Oxford: Basil Blackwell.

Chang, H., 1987, *Geomorphic Development of Intermontane Basins in Korea*, Dissertation to the University of Tsukuba.

Chappell, J. and Shackleton, N.J., 1986, Oxygen Isotopes and Sea Level, *Nature*, 324, 137-140.

Davies, J.L., 1980, *Geographical Variation in Coastal Development*, London: Longman.

Gvirtzman, G., 1994, Fluctuations of sea level during the past 400,000 years: the record of Sinai, Egypt (Northern Red Sea), *Coral Reefs*, 13, 203-214.

Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moor Jr, T.C., and Shackleton, N.J., 1987, Age Dating and the Orbital theory of the Ice Ages: development of a high-resolution Oto 300,000 year chronostratigraphy, *Quaternary Research*, 27, 1-29.

Shackleton, N.J., 1987, Oxygen isotopes, ice volume and sea level, *Quaternary Science Review*, 6, 183-190.

Shackleton, N.J. and Opdyke, N.D., 1973, Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10⁵ year and 10⁶ year scale, *Quaternary Research*, 3(1), 39-55.

교신 : 최성길, 314-701, 충남 공주시 공주대학로 56, 공주대학교 사범대학 지리교육과 (이메일: sgchoi@kongju.ac.kr)

Correspondence : Seong Gil Choi, 314-701, 56 Gongju-deahak-ro, Gongju-si, Chungnam, Korea, Department of Geography Education, Kongju National University (Email: sgchoi@kongju.ac.kr)

투 고 일: 2015년 5월 17일
 심사완료일: 2015년 5월 29일
 투고확정일: 2015년 6월 7일