

지진해일의 과학과 재해

이 호 준 (국립방재연구소 연구관)

어원으로부터 본 津波(쓰나미)의 의미는 항만, 포구(津)에서 피해를 일으키는 파로, 국제 공용어로 Tsunami라 불리고 있고, 한국에서는 지진해일이라고 알려져 있다. 지진에 의해 해저가 융기나 침강을 일으키면 그 형태대로 해면이 변화하여 파형이 형성되고 사방으로 전파하게 된다. 이렇게 형성된 장파를 지진해일이라 부른다. 흔히 해양현상 중 생소한 개념으로 대두되는 지진해일에 대한 전반을 살펴보고자 지진해일의 여러 가지 특징을 간단히 소개한다.

1. 지진해일의 발생구조

먼저 지진해일의 발생구조에 대한 소개를 위해, 왜 해저에서 지진이 발생하는가에 대해 생각해 보자. 이는 플레이트 텍토닉스(瀨野,1998)로 설명된다. 지구의 표면은 플레이트(암반)이라 불리는 두께 100km 정도의 판으로 덮여져 있다. 이 판의 아래 부분에는 맨틀이라 불리는 유동적인 물질이 차여져 있다. 맨틀에서 대류를 통해 더워진 부분은 윗쪽으로, 차가워진 부분은 다시 아래쪽으로 이동하는데, 이 위에 놓여진 플레이트는 맨틀대류와 함께 아주 느린 속도로 이동한다. 태평양을 예로 들면 중앙 해령을 중심으로 동서로 나뉘어진 움직임을 보이고 있는데 서쪽으로 발달되어진 태평양 플레이트는 아래쪽으로 함몰되고 있다. 이는 다시 대륙의 플레이트인 유라시아 플레이트와 충돌하게 된다. 두 판 사이에서 압축을 받는 쪽은 태평양 플레이트로 아래 쪽으로 미끄러지며 침강하게 되는데 그 속도는 연간 5~10cm 정도라 한다

(浜野,1997).

태평양 플레이트가 미끄러져 들어감에 따라 위쪽의 유라시아 플레이트는 힘을 받게 되고, 스프링을 압축할 때처럼 암반 내부에는 응력이 발생하게 된다. 암반이 가해지는 힘을 견디지 못하고 이내 파괴가 일어나면 이를 일컬어 단층운동이라 하고, 이에 동반되는 지반의 흔들림을 지진이라 한다. 힘을 일으키는 힘으로부터 자유로워진 대륙 플레이트는 길게 100초 정도의 단시간 이내에 역단층을 이루게 된다. 이로 인해 주변의 지반에는 변위가 발생하는데, 이 변위는 단층의 근처에서 크고, 멀어질수록 작아진다. 단층이 해저면 아래 깊은 곳에서 이루어지면 그 영향은 해저면에는 나타나지 않는다. 그러나 단층이 해저면 부근에서 이루어졌을 경우에는 상대적으로 변위는 커지게 된다. 해저 지반이 연직방향으로 변위를 일으키면 그 위에 놓여진 해수는 수평방향으로는 이동할 시간도 없이 같은 방향인 연직방향으로 변위를 갖게 되고 주위의 수위와 차를 갖게 된다. 이것이 지진해일의 발생을 의미한다. 여기서 지진의 규모가 크다고, 지진해일이 큰 것만은 아니다. 해저 지반의 연직변위가 클 때 그 크기는 커지게 된다(首藤등,1996).

2. 지진해일의 에너지

지진해일 전파시 해수는 해저로부터 해면까지의 전체가 움직이는데, 실제 지진해일의 연구 내지는 조사에 있어 알고자 하는 문제의 대부분은 전파 속도에 있다. 이를 확인하기에 앞서 우선 지진해일의 운동을

기술하기 위한 기본적인 물리량을 살펴보기로 한다. 일반적으로 다루어지는 물의 파동은 수표면이 시간적, 공간적으로 승강운동을 반복하는 현상을 일컫는다. 임의의 위치에서 바라본다면 파동의 파봉에서부터 다음의 파봉이 나타났는데 소요되는 시간을 주기, 임의 시각의 공간파형에 있어서 연속하는 두 파봉사이의 거리를 파장이라 한다. 주기에 파속을 곱하면 파장을 얻을 수 있고, 이 때 파속은 수표면의 상하운동이 전달되는 속도를 말한다. 이는 수립자의 운동속도와는 엄연히 다르다. 여기서 파동의 전달에 있어서 또 하나의 속도를 생각해야 하는데, 에너지의 전달속도가 그것이다. 지금 정지된 수역에 파동이 전달해 온다고 하자. 움직이지 않던 물이 움직이기 위해서는 에너지가 사용된다. 그 결과, 정지된 수역에서의 파동은 입사된 파동보다는 작아지는 것이 보통이다. 그러나, 물이 움직인 현상은 전달되어 왔고 이때 움직이는 현상의 전달속도가 파속에 상당한다. 또, 실제 물이 움직인 양이 작다 하더라도 실제 물은 운동하였고, 이 움직임의 속도가 유속에 해당한다. 또다시 파동이 입사되어 오면 점점 유속과 수면의 상하운동이 커지게 되어 어느 순간 입사된 파동과 같은 크기의 움직임이 일어난다.

이 시점에서 파동의 에너지가 완전히 전달되어 왔다고 한다.

이렇게 완전한 에너지가 전달되는 속도(에너지 전달속도)는 진동현상의 전달속도(파속)와는 다르다고도 할 수 있다. 만일 풍파라면 에너지는 파속의 반의 속도로 전달된다. 태풍에 동반되는 해일의 경우 해안에 첫 번째의 파동이 도달한 잠시 후 커다란 파동이 뒤를 이어서 거대한 파동에 대응할 만한 시간적 여유가 있다. 그러나, 지진해일의 경우는 파속과 에너지의 전달속도가 일치한다. 이는 장파가 가지는 특징으로서 지진해일은 최초 발생 시부터 전 에너지를 몰고 연안으로 내습하게 된다. 따라서, 해일의 내습을 인식한 후 대피 등의 준비를 수행할 여유가 전혀 없다.

3. 지진해일의 전파특성

쓰나미의 파속은 수심에 따라 결정된다. 중력파속도를 약 $10\text{m}^2/\text{sec}$ 라하면 수심에 10배한 후 평방근을 취한 값이 파속이 된다. 수심이 10m 정도라면 파속은 약 10m/sec가 된다. 태평양의 평균 수심을 약 4000m 라 하고, 이를 10배하여 평방근을 취하면 200m/sec가 된다. 이것이 1시간 동안 전파된다고 하면 약 720km/hr 가 되고, 이는 제트 여객기와 같은 속도이다. 실제로, 1960년에 칠레 해안에서 발생한 쓰나미가 태평양을 횡단하여 일본 연안에 도달하는데 소요된 시간은 약 24시간이었고, 횡단 거리가 19,000km라 하면 평균전파속도는 약 800km/hr가 된다(東京大學海洋研究所, 1997).

연안에 도달한 지진해일은 강력한 힘을 지닌 채 육상을 기어오른다. 이 때의 속도는 육상선수가 달리는 속도보다도 빠르다. 실제로 1983년의 동해 중부지진해일이 내습하였을 당시, 일본의 아오모리현에서 낚시를 하던 사람이 이로부터 도피하고자 하였으나 70cm에도 미치지 않는 해일에 휘말린 예가 있다(岩崎 등, 1984). 전파되어온 지진해일이 가지는 에너지 또한 거대하여 1946년 알류산의 우니막이라는 섬에 내습한 높이 30m의 지진해일의 경우, 당시 정수면 상 10m되는 곳에 서있던 18m 높이의 철근 콘크리트 등대를 일격에 무너뜨린 기록이 있다(首藤, 1993).

지진해일의 파장은 수 십 킬로미터나 된다. 이 때문에 파동의 선단부가 연안에 도달하여도 후단은 아직 심해역에 위치한다. 선단의 속도는 수심에 따라 느려지게 되고, 후단은 급격히 다가오게 된다. 그 사이에 응축되어진 지진해일의 에너지는 높은 수위로 전환되고, 이 크기는 수심의 1/4승에 반비례하여 증폭된다. 이를 천수효과라 한다. 또, 수심이 얇은 곳에서 파속이 작은 효과는 파동을 수심이 낮은 곳으로 유도하는 결과를 야기한다. 즉, 각각 다른 수심에 존재하는 동위상의 파동은 수심이 얇은 곳으로 휘게 된다. 이를 굴절현상이라 한다. 이렇게 지진해일은 수심이 얇은 곳으로 전파되고 그곳에서 파고는 급격히 증가하게 된다. 지진해일이 전파되는 경로 중에 천수 혹은 섬이 존재할 경우 굴절현상에 의해 섬의 배면에 높은 에너지가 집중되는 현상이 실제 현상에서 관측

되고 있고(首藤 등,1994), 이는 이론과 실험을 통해서도 입증되었다(藤間,1994). 이와 같은 현상이 V자 형태의 만에서도 발생한다. 넓은 입구로부터 입사한 지진해일은 내부로 진행될수록 좁아지기 때문에 파고가 증가되고, 이 때 파고는 만폭의 1/2승에 비례한다(酒井,1977).

얕은 용기에 물을 담고, 옆지르지 않고 이를 운반하기는 어렵다. 약간의 충격에도 물은 움직이게 되고 옆질러져 버린다. 만내의 해수도 이와 같이 움직이기 쉽고 이는 용기의 크기, 담긴 물의 깊이, 충격전달의 용이성에 따라 변화한다. 가장 옆지르기 쉬운 조건을 보면 다음과 같다. 우선, 물이 든 용기의 한쪽 단을 들어올리면, 용기의 저면은 경사를 이루지만 수면은 수평이 된다. 다음으로 손을 떼면 저면이 바닥에 닿는 순간 수면은 경사를 이루게 된다. 그 후 물은 높은 곳에서 낮은 곳으로 흘러가기 시작한다. 힘이 생기므로 수면이 수평을 이루어도 멈추지 않고 다른 쪽이 다시 높아지게 되어 흐름의 방향이 바뀐다. 이렇게 용기 내의 진동이 계속되고, 벽면은 산이 되거나 곡이 되거나 하는 일을 반복한다. 파동의 경우 산에서 산까지의 거리가 파장이므로 용기 내에는 산에서 곡까지의 반 파장만큼이 들어 있는 셈이다. 이러한 원리로 발생하기 쉬운 진동을 고유진동이라 한다. 만의 경우 입구는 열려 있고, 만내 연안부분에만 벽면이 존재한다. 따라서 물이 담긴 용기의 경우와 비교하면 만내에는 1/4 파장만큼이 존재하게 된다. 이 파장의 1/4만큼이 존재하는 진동을 자유진동이라 한다. 이때에는 작은 충격만을 부여하여도 고유진동이 발생하기 쉽다. 이러한 진동은 잠시 후 멈추게 되는데 충격이 지속되고 또, 충격을 가해주는 시간간격이 고유진동주기와 일치한다면 충격을 줄 때마다 진동은 점점 커지게 된다. 이것이 공명이다. 지진해일의 경우에는 외부로부터 3파만 들어오면 공명이 일어날 수 있다. 길이가 짧은 만에서의 공명주기는 긴 만의 경우보다 짧고, 따라서 짧은 주기의 지진해일에 공명을 일으킨다. 발생한 지진해일은 짧은 주기의 파동과 긴 주기의 파동을 함께 가지고 있는데 연안 부근이라면 이 중 짧은 것이 우세하다. 이 때문에 근해에서 발생

하여 연안에 내습하는 경우 피해를 받기 쉬운 것은 길이가 짧은 만의 경우이다. 이에 반하여 태평양을 건너 멀리서 오는 지진해일의 경우는 도중에 짧은 주기의 파동성분이 소멸되어 장주기 성분이 우세하게 되는데, 이 때에는 길이가 긴 만이 피해를 입기 쉽다(首藤,1997).

지진해일의 주기는 짧아도 5분 정도는 된다. 지진해일이 긴 거리의 천해와 하천을 역상하고 있을 때 쓰나미의 전면은 점차 가파른 경사를 이루게 된다. 쓰나미의 파속은 수심으로 정해진다. 천해역에서는 파선단에서의 수심은 파동이 없는 상태에서의 정수심과 같지만 파봉에서는 정수심에 파동에 의한 수위 상승치 만큼 더한 값이 실제 수심이 된다. 따라서 파봉 부분은 빨리 전달되어 선단은 급한 경사를 이루게 된다. 여기서 지진해일이 보통의 풍파와 다른 점이 있다.

풍파는 주기가 길어도 30초 정도 밖에 되지 않으므로 전경화가 일어나 파봉이 형성되어도 그 배면은 곧 수위가 낮아지게 된다. 지진해일은 이에 비해 주기가 충분히 길다. 전경화부분의 배면은 거의 수위가 하강하지 않고 선단을 경계로 수위에 계단이 형성된다. 이러한 파동을 단파라 한다. 이러한 단파에는 두 가지 종류가 있다. 배면이 점점 전진하여 선단에서 전방으로 무너져 버리는 쇄파형 단파와 단파 선단에서 단주기의 파군이 발생하는 파상단파가 그것이다. 쇄파형 단파에서의 수립자의 운동은 수평 방향 만으로의 운동이 일어난다고 볼 수 있고, 선단에서의 수립자의 속도가 파속보다 커지게 되면 전방으로 무너져 버린다. 달리는 자동차에서 급 브레이크를 밟았을 때 사람이 프론트 글래스 밖으로 튀어 나가는 현상과 같다. 선단이 심하게 부서져도 지진해일의 높이에는 큰 변화는 발생하지 않는다. 파상단파의 경우는, 배면이 전진하는 속도가 약간 작고 전경화 현상은 비교적 심하지 않다. 수립자도 수평운동 뿐 만 아니라 연직방향으로도 같은 정도로 움직인다. 단파의 배면이 선단쪽으로 가까워 오며 따라 그곳의 수립자는 위로 볼록한 원운동을 하게 되고 이 때 발생한 원심력은 파면을 위로 상승시킨다. 단파의 배면은 이러한 과정

을 거치면서 점점 산의 형상을 한다. 이 산이 뒤에 따라오는 단파로 되돌아갈 때에는 아래 방향으로 볼록한 원운동을 하므로 파면을 아래로 누르게 된다. 이러한 원운동이 반복되면 짧은 파동이 선단으로부터 발생하여 하나 둘 배후로 전달되어 간다. 또, 파의 수가 증가하는 것 뿐 만 아니라 원심력에 의해 산은 점차 높아지고 곡은 점차 아래로 성장하게 된다. 파형의 곡률이 클수록, 즉 파장이 길수록 이러한 효과는 커지게 되므로 이를 파형의 곡률효과라 한다. 또, 계속해서 단주기의 파동이 분리되어 가기 때문에 이를 분산효과라고도 한다. 이 것이 파상단파, 솔리톤 분열이다. 파상단파의 주기는 10초 정도이다.

4. 태평양을 횡단하는 지진해일의 위력

조석이 태평양을 횡단하는 것은 익히 알고 있는 일이다. 이는 원인이 되는 달이 그 위를 같이 이동하기 때문이다. 지진해일은 임의 장소에서 발생하여 그 후에는 아무런 외력도 작용하지 않고 전파해 간다. 유사한 예로 연못에 돌을 던지는 경우 원형의 파동이 넓어져 가는 현상과 같다. 실험에 의하면 먼 거리를 전파해감에 따라 시시각각 파고는 작아지게 된다. 여기서 먼 거리라 함은 어느 정도의 거리를 말하는지 살펴보자.

최초의 시점에서 반경 R의 원내에서 파고 H의 일정한 수면상승이 발생하였다고 가정하자. 수면상승부의 선단이 중심으로부터 멀어짐에 따라 r의 거리까지 이동한 때에도 반경 r의 원내에서는 일정한 수심을 유지하였다고 하자. 위치 에너지는 높이의 제곱에 비례하기 때문에 $h^2 = H^2(R/r)^2$ 가 성립한다. 멀리 넓어진 상태에서의 높이를 말하기 위해서는 그 때의 넓이의 특성장과 발생시의 특성장의 비가 중요하게 된다. 먼 거리, 가까운 거리를 구분하기 위해서는 파원의 특성장으로, 예를 들어 발생 당시의 지진해일의 파장을 추정하고 이에 대한 전파거리의 비로 나타내 본다. 지구상에서 동아시아의 반대편에서 지진해일이 발생하였다고 가정하자. 이 때의 길이 비는(태평양 직경)/(파장)=14000/50=280이다. 이는 연

못에 직경 10cm의 돌을 던져 그곳으로부터 28m 떨어져 관측하는 것과 같다. 1960년의 칠레 지진해일은 올해까지 태평양에서 발생한 지진해일 중에 가장 큰 규모였다. 이는 길이 800km, 폭 200km의 단층이 24m나 이동했던 지진이었다. 지진발생 당시의 지진해일의 초기 파형을 추산해 보면, 파장 약 700km, 파고 약 10m의 해일로 추정된다. 이것은 보통의 지진해일과 비교하여 극단적으로 큰 지진해일이라 할 수 있다. 이 지진해일이 태평양을 횡단할 수 있는 이유의 하나로 거대한 규모를 꼽을 수 있다. 태평양의 평균수심을 약 4,000m로 볼 때, 그 전파속도는 시속 720km나 된다. 이 전달 속도로 볼 때 단 20회의 상하운동을 반복하면 태평양을 횡단하여 동아시아에 도달할 수 있다. 일본에서 관측한 도달시간을 보면 22시간 정도였다.

5. 과거의 지진해일

이러한 지진해일의 특성들은 실험실에서 혹은 이론적 전개를 통해 탐구되어 왔고, 최근에는 수치해법을 통해 규명되어 오고 있다. 또, 실제 지진해일이 발생했을 당시 주민들의 증언이나 촬영된 사진과 비디오를 통해 확인되어 오고 있다. 근래에 들어오면서 세계적으로 지진 발생의 빈도가 급증하여, 세계 각국에서 지진에 의한 피해가 다량 보도되고 있다. 이는 그만큼 플레이트의 운동이 활발히 이루어지고 있음을 의미하고, 이에 따라 지진해일의 발생 빈도 역시 증가하고 있어 지진해일 연구에 대한 필요성과 그 위험성에 대한 관심도가 세계적으로 높아지고 있다. 최근의 대표적인 이벤트들을 보면 1983년 일본의 아키타현 외해에서 발생한 지진 지진해일 이래, 1992년 니카라과아와 인도네시아의 플로레스 섬에서 쓰나미가 발생하였고, 1993년에는 일본 북해도 남서외해에서 거대 지진해일이 오키시리섬에 내습하였으며, 괌에서도 지진해일이 발생하였다. 또 1994년 인도네시아의 자바 지진해일, 필리핀 민도로 섬 지진해일, 러시아의 시코탄 지진해일, 멕시코 지진해일, 1996년 인도네시아 이리안 자야 페루에서의 지진해일이 기

록된 데 이어, 1998년에도 파푸아뉴기니아에서 거대한 지진해일이 내습하여, 근래 20년 사이에 세계에서는 10회 이상의 거대 지진 해일이 발생하였다. 이러한 사상들은 인명, 재산등의 막대한 피해를 동반하는 경우가 대부분이다. 가장 최근에 발생한 파푸아뉴기니아 지진해일의 경우에도 수 천 명의 사상자를 동반한 거대 재해로 기록되고 있다.

6. 지진해일과 방재대책

최근 각국에서 연안역의 개발이 진행되어 연안공업지대, 어업기지, 관광지 리조트 등이 늘고 있다. 이에 지진해일에 의한 재해로부터 피해를 최소화하기 위해 어떠한 정책을 마련해야 좋을지에 대한 심도있는 검토가 진행되면서 지진해일은 거대자연재해의 일종으로 확연한 위치를 차지하였다.

삼면이 바다로 둘러 쌓인 한국의 경우 해양으로부터의 재해는 그 종류가 다양하다. 그 대표적인 예가 태풍에 의한 해일피해이고 1997년의 경우처럼 백중사리에 의한 해수범람에 의해 발생한 피해 역시 컸다. 태풍 등에 의한 해일피해보다는 발생빈도는 적지만 큰 재해로 대두되는 것으로 역시 지진해일을 무시할 수 없다. 과거 조선왕조실록에 기술된 많은 지진해일 기록과 이에 의한 피해는 과거로부터 한국에 지진해일이 내습한 사실을 증명해주는 근거자료임에 틀림없고, 최근 1983년과 1993년에 발생한 지진해일은 한국 동해안에서 지진해일 내습을 확인시켜주는 좋은 예가 되었다.

최근의 활발한 플레이트 운동은 동해에 새로운 지진해일의 발생 가능성을 제시하고 있다. 또, 발생빈도는 작지만 그 파력과 유속이 다른 어떤 해일보다 강한 점을 고려할 때 지진해일 연구에 대한 중요성이 대두된다. 실제로 1983년에 내습한 동해 중부지진해일에 의한 피해는 한국에서의 지진해일 연구 및 방재대책의 필요성을 가중시킨 예라 할 수 있다. 그로부터 10년 후인 1993년 일본 북해도 남서외해를 진원으로 발생한 쓰나미는 근래 동해에서 발생한 지진해일 중 그 규모가 가장 큰 것으로, 이를 계기로 일본과

미국을 중심으로 하는 지진해일 연구 그룹의 공식적이고 활발한 연구가 이루어져 오고 있다. 각국의 지진해일 관련 전문가들은 지진해일의 발생기구와 전파, 증폭, 굴절, Run-up을 비롯한 다양한 연구를 수행하였고, 상세한 고찰이 이루어져 공동 연구그룹 등의 활발한 교류를 통한 연구의 진전을 이룩하기도 하였다(H.Yeh etc, 1995). 그러나, 현 단계에서 지진해일의 이론적, 수치적 재현에 관한 정확도를 미루어 볼 때 연구는 아직도 시작단계에 있고, 실제 연구 결과와 상이한 수많은 지진해일이 기록된 바 있다(N.Shuto,1998). 이러한 가운데 최근에는 현재까지의 지진해일 방재기술을 동원하여 세계 각국은 지진해일로부터 주민과 재산을 보호하고자 많은 지진해일 방재정책들을 제시해 왔다(E.N.Bernard,1997). 또, 이를 뒷받침해주는 것으로 지진해일의 감시 및 예보체계에 대한 재검토 역시 이루어지고 있다(H.Tatehata,1997). 이러한 정책적인 연구에 있어서 대상으로 하는 지진해일의 규모로는 각국, 각 지역에 있어서의 최대규모의 역사적 지진해일을 중심으로 행하고 있고, 특히 지역적으로 다양한 거동에 대한 특징이 많이 반영된 형태를 보이고 있다. 지역적 특징 중 가장 큰 비중을 차지하는 것으로 해저 지형의 특징을 들 수 있는데 전파속도가 수십만의 함수임을 생각할 때, 수심의 심천과 굴곡은 연안에서의 최종 영향에 직접 작용하는 변수가 될 수 있다. 1993년의 지진해일 역시 일본과 러시아 등에서의 주된 지진해일 자료로 연구되어오고 있는데, 이 지진해일의 거동에 있어서 특징을 든다면 奥尻島(오쿠시리 섬) 남단에서의 굴절현상과 동해 중심부의 대화퇴에서 나타나는 렌즈효과 등이 있다(都岡 등,1985). 이에 대해서는 한국에서도 지진해일 발생 후 현지 조사를 통해 연안에서의 지진해일의 거동 특성과 피해조사에 착수하여 지진해일 연구에 필요한 자료를 제시한 바 있다(지진해일 조사단,1994). 또, 최근 지진해일을 연구하는 그룹이 조직되어 활발한 연구가 진행 중에 있다. 이들의 지진해일 방재 연구가 우리나라 근해역에서 앞으로 발생할 지진해일에 대한 좋은 대책을 제시해 주길 바란다. ●

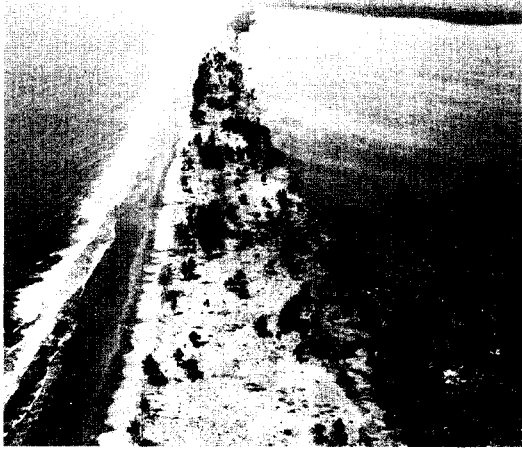


그림 1. 지진해일 내습 4일 후의 시사노, 파푸아뉴기니아(Palani Mohahn Sipa Press)

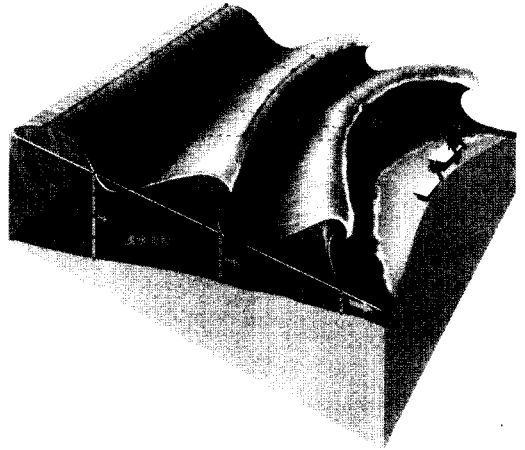


그림 3. 지진해일의 천수, 굴절효과(Jennifer C. Christiansen)

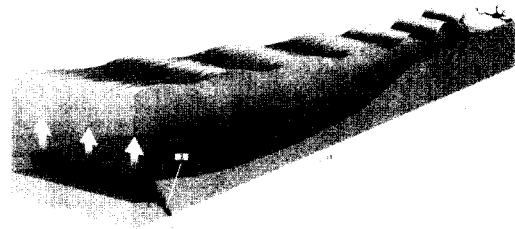


그림 2. 지진해일의 생성, 전파, Run-up (Jennifer C. Christiansen)

〈참고문헌〉

쓰나미조사단(1994), "일본북해도남서부지진에 의한 한국동해안 지진조사", 한국해양해양공학회지, 제6권, 제1호, 117-125.

E.N.Bernard(1997), "Reducing tsunami hazards along U.S. coastlines", Perspectives on tsunami hazard reduction, Kluwer Academic Publishers, 189-204.

H.Tatehata(1997), "The new tsunami warning system of the Japan meteorological agency", Perspectives on tsunami hazard reduction, Kluwer Academic Publishers, 175-188.

H.Yeh, P.F.Liu, C.Synolakis(1995), "Long-wave runup models", World scientific.

Lee Dong Young, Kim Ju Yong, Yang Dong Yoon(1998), "Earthquake Activity and Crustal Deformation in the Southeastern Korean Peninsula", Proceeding of the Yangsan fault int'l symposium, 3-7.

N.Shuto(1998), "Present status of the tsunami numerical simulation", Proceedings of international workshop on tsunami disaster mitigation, JMA, 5-6.

W.Hiroshi, P.William, R.Hagemeyer, K.Hamada, A.Hasegawa, K.Kinugasa, K.Komaki, S.Matsumura, T.Mori, S.Patricia, N.Shuto and K.Takahashi(1991), "Natural disaster reduction earthquake and tsunamis", The second workshop on natural disaster reduction, 39-44.

- 瀬野徹三(1998), "プレートテクトニクスの基礎", 朝倉書店.
- 都司嘉宣, 白, 秋, 安(1984), "韓國東海岸を襲った地震海益", 海洋科學, Vol.16, No.9, 527-537.
- 都司嘉宣, 小西達男(1985), "日本海に發生した地震津波と數値計算結果", 國立防災科學技術センター研究報告 第35號, 277-297.
- 東京大學海洋研究所(1997), "海洋のしくみ", 日本實業出版社.
- 藤間功司, 後藤智明(1994), "円錐形の島に捕捉された長波の特性", 日本土木學會論文集, No.497/II-28, 101-110.
- 浜野洋三(1997), "地球のしくみ", 日本實業出版社
- 首藤伸夫(1997), "なぜ津波は太平洋を渡れるのか", 日本機械學會, Vol.100, No.946.
- 首藤伸夫(1990), "海の波の水理學", 技報堂出版.
- 首藤伸夫(1993), "稀に發生する巨大災害・津波をどう防ぐか", 國際防災の10年講演會記錄集, 6-30.
- 首藤伸夫, 松富英夫(1994), "北海道南西沖地震津波の特徵と今後の課題", 津波工學研究報, 告第11號第1編, 東北大學工學部災害制御研究センター, 1-10.
- 首藤伸夫, 片山恒雄(1996), "大地が震え海が怒る", オーム社.
- 岩崎敏夫, 中村武弘, 伊藤驍(1984), "日本海中部地震における津波災害の特性", 東北大學工學部若波防災實驗所研究報告第1號, 1-11.
- 羽鳥徳太郎(1984), "日本の歴史地震", 月刊海洋, No.9, 538-545.
- 酒井哲郎(1977), "灣内津波の舉動", 三陸大津波來襲時の被害豫測, 77-87.