

1883년 크라카토아 화산폭발에 의한 쓰나미의 대양전파 Transoceanic Propagation of a Tsunami due to 1883 Krakatau Eruption

최병호¹·김경옥¹·에핌 페리놉스키²
Byung Ho Choi¹, Kyeong Ok Kim¹, and Efim Pelinovsky²

1. 서 론

1883년 인도네시아 순다해협의 크라카토아 화산폭발에 의한 쓰나미는 30m가 넘는 파도와 36,000명이 넘는 사상자가 보고되었다. 이 쓰나미는 호주서측을 통해 남극주위를 전파하여 남대서양의 남 조지아 제도, 태평양의 하와이 및 San Francisco항의 해안과 파나마의 Colon까지 파급되었다. 1888년 영국왕립학회의 보고서(G. J. Symons 편집)의 관측수위를 Smithsonian 연구소가 100주년기념으로 발간한 보고서(Krakatau 1883-The volcanic eruption and its effects)가 재편집한 San Francisco, 하와이, Colon 및 남 조지아 제도의 Moltke 항의 검조기록은 Figure 1과 같다. 크라카토아 화산폭발에 의한 대양에서의 쓰나미 tracking은 경도대의 Nakamura 박사의 논문에 의해 보고되었는데, 남아프리카 및 남미연안에 도달하였을 가능성을 스케치한 전파도로서 제시한 바 있다. 본 연구에서는 파선방정식에 의거한 장파의 굴절계산에 의한 쓰나미 파급경로도와 전구 5분 경위도 격자 쓰나미 수치모형에 의한 쓰나미의 대양 전파를 산정하여 1883년의 전지구해양의 물리적인 교란현상을 유발시킨 1883년 쓰나미를 시물레이션에 의해 재조명하였는데 초기의 Wharton의 보고와 Maurice Ewing

의 Air wave에 의한 해수면 진동 부분에 대해서 초점을 두었다.

2. 쓰나미의 전파

크라카토아 화산의 폭발에 의해 해상의 섬 전체가 최종적으로 없어진 것은 1883년 8월 27일 오전 10시 2분(third and greatest explosion)이었다. 여러 문헌들이 관련된 폭발, 지진에 대해서는 상술하였지만 연안의 쓰나미 기록은 많지 않은데 인근 Java 섬에서는 큰 파도(Anjer 15~30m, 4th. Point 7~10m, Tjaringen 20~30m)가 전파되어 많은 사상자를 내었으며 Sumatra 남측해안의 Telok Betong에는 15~37m, Kalianda에는 20~25m의 파고가 발생하였고, 크라카토아 북쪽의 Sebesi Isl.에는 30~35m, Sebuku Isl.에는 25~30m이상의 파고가 발생하였다. Symons (1888)에 의하면 8월 27일 오후 4시 호주의 서측 해안인 Cossack(20°41' S, 117°11' E)에서 1.5m의 파고가 관측되었으며 Geraldton에서는 27일 오후 8시에 1.8m의 초기 수면하강이 관측되었다. Soloviev와 Go(1994)는 남미의 태평양 연안의 파고가 0.5~1m인 것으로 역사 쓰나미의 캐탈로그에서 보고한 바 있다.

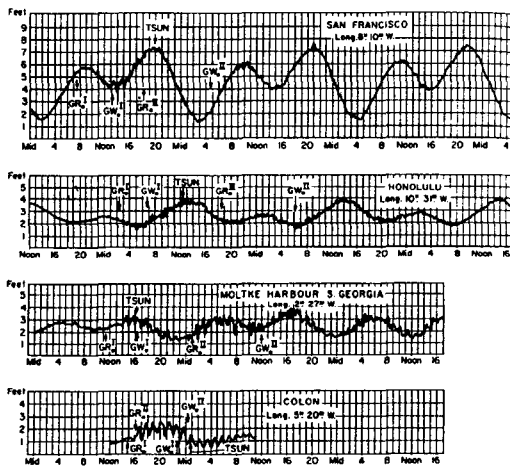
¹ 성균관대학교 토목환경공학과 (Department of Civil and Environment Engineering, Sungkyunkwan University, Suwon 440-746, Korea)

² 러시아 과학원 응용물리연구소(Institute of Applied Physics, Russian Academy of Sciences, 46 Ulianov street, Nizhny Novgorod, 603600, Russia)

Rodriguez 섬의 경찰서장인 Wallis는 27일 오후 1시 30분에 쓰나미를 관측(Meldrum, 1885)하였고, Mautitus 섬의 Meldrum 박사는 항의 조석교란효과를 관측하였다. 오후 1시 30분 쯤에 소용돌이와 함께 수분내에 같은 속도로 돌아오는 것이 관측되었다.

Ceylon의 남해안에 위치하는 Galle의 한 신문은 27일 1시 30분경 항구에서 이상한 현상이 목격되었다는 기록을 남겼고, Ceylon의 서해안의 Negembo의 방재관리는 27일 3시의 쓰나미의 영향을 기술하였다.

11시간 후인 오후 9시에 Bombay에서는 수면하강이 발생하였고, 프랑스의 Le Havre에는 12mm의 파가 28일 오후 9시 35분에 관측되었다. 또한 Port Blair와 Port Elizabeth의 검조소의 기록에 의하면 각각 오후 1시 55분, 오후 5시 52분에 쓰나미가 기록되었음을 알 수 있다.



쓰나미의 주기는 Negapatam(India의 동남해안)의 75분에서 Aden의 24분까지로 다양하고, 진폭 또한 Nagapatam의 0.56m에서 Aden의 0.23m에 분포한다.(Verbeck, 1884) 그러나, Negapatam의 1/3거리인 Singapole에는 조석교란이 나타나지 않는데, 이는 쓰나미의 에너지 전파방향은 Singapore의 방향이 아닌 인도해 방향이고, Krakatau와 Singapore 사이의 많은 섬과 천해지역에 의해 쓰나미의 에너지가 소산되었기 때문이다. Pekeris(1939)는 이 화산폭발의 에너지는 8.6×10^{23} erg 정도로 추산하였다.

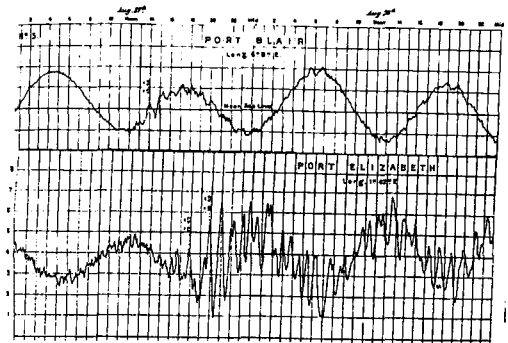


Figure 2. Tide gauge records from Port Blair and Port Elizabeth.

Figure 1(left). Marigrams for San Francisco, Honolulu, South Georgia, and Colon. Arrows indicate theoretical arrival times of several modes and the tsunami. Roman superscripts indicate short(I) and long(II) great-circle paths. Abscissa is local civil time beginning 27 August 1883. (The exception is Honolulu which begins 26.)

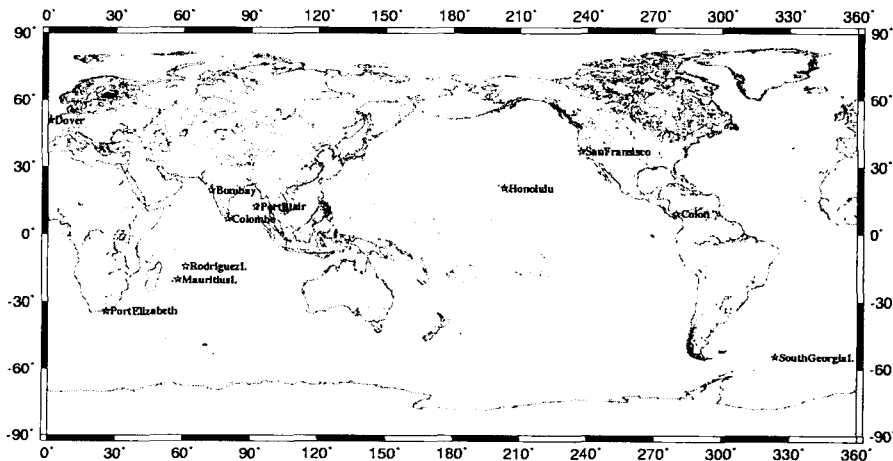


Figure 3. The location of places where oscillations in tidal records due to 1883 Krakatau eruption were recorded.

3. 수치 모형 실험

3.1 쓰나미 Ray-Tracing 모형

본 연구에서 구면격자체계에서 산정된 파선방정식에 의한 Ray-Tracing 모형은 지진표면파의 계산에 사용된다. 여기에 사용된 지배방정식은 다음과 같다.

$$\frac{d\theta}{dT} = \frac{1}{nR} \cos \zeta,$$

$$\frac{d\varphi}{dT} = \frac{1}{nR \sin \theta} \sin \zeta,$$

$$\frac{d\zeta}{dT} = -\frac{\sin \zeta}{n^2 R} \frac{\partial n}{\partial \theta} + \frac{\cos \zeta}{n^2 R \sin \theta} \frac{\partial n}{\partial \theta} - \frac{1}{nR} \sin \zeta \cot \theta,$$

여기서 θ 와 φ 는 Ray 시간 T 의 위, 경도이고, n 은 slowness ($=1/\sqrt{gh}$), R 은 지구반경, ζ 는 남쪽으로 부터 반시계방향으로의 Ray 의 방향이다. (Aki and Richards, 1980)

Figure 4 와 5 에 의하면 순다해협의 크라카토아 섬에서 발생한 쓰나미는 아프리카 방향 및 남미 쪽으로 큰 에너지가 파급되며, 남극대륙의 남극해 쪽으로는 상대적으로 적은 에너지가 남미의 남단으로 파급되고 있다. 반면에 순다해협의 동측으로 파급된 쓰나미는 보르네오, 필리핀 제도 와 슬라웨시 섬에 의해 차단되어 태평양으로의 전파는 거의 이루어지지 않은 것으로 보인다.

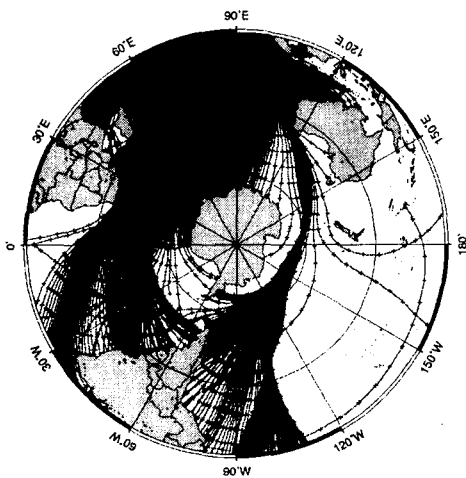


Figure 4. Krakatau tsunami travel time chart computed from ray-tracing tsunami model.

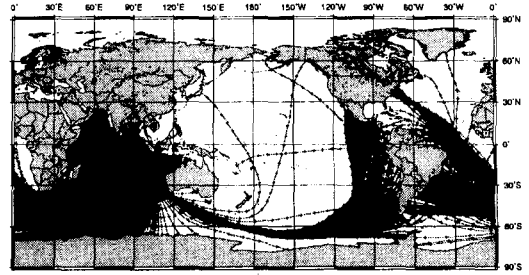


Figure 5. Krakatau tsunami travel time chart computed from ray-tracing tsunami model.

대서양으로의 전파는 아프리카의 남단을 통해 남미 대륙의 동쪽 해안에 도달하였고, 또한 대서양을 따라 강한 에너지 플럭스대를 형성하여 서북향으로 북상하였는데, 카리브해에 위치한 파나마의 Colon 및 프랑스의 Le Havre 에 까지 영향을 준 기록은 이 전파도에서도 설명될 수 있다. 또한 태평양으로의 전파는 대서양보다는 상대적으로 적은 에너지가 호주의 남단을 거쳐 태평양을 가로질러 남북미대륙의 서측 해안까지도 영향을 미쳤으며, 하와이 제도에까지 전파되는 것이 제시되고 있다.

3.2 쓰나미 시뮬레이션 모형

장파이론을 이용한 전구 쓰나미 모형을 수립하여 시뮬레이션을 수행한 결과가 Figure 6에 있는데, 이 모형은 경위도 5분 격자 체계를 사용함으로써 9281508(4321×2148)개의 유한격자 요소와 5초의 시간간격으로 적분 시뮬레이션하였다. 이 모형의 지배방정식은 다음과 같다.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial y} = 0$$

결과를 보면 크라카토아 화산폭발에 의해 발생한 쓰나미가 남인도양을 지나 아프리카의 동측해안 그리고 남극대륙과 아프리카 남단사이를 통과하여 남미 해안에 파급되는 과정과 호주의 남단을 따라서 태평양에 전체적으로 파급되는 과정이 잘 시뮬레이션되는 것을 제시하고 있어 앞의 파선방정식에 근거한 쓰나미 전파도의 결과를 재 입증시켜주고 있다.

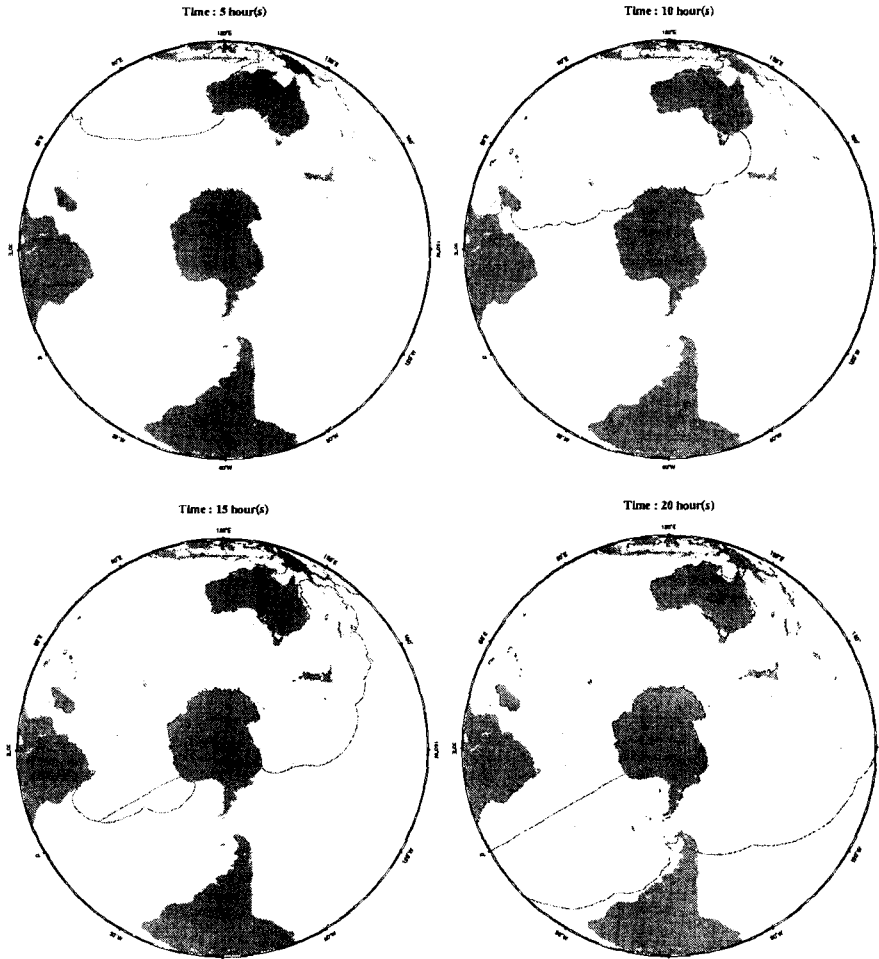


Figure 6. Snapshots of Krakatau tsunami propagation at 5, 10, 15 and 20 hours after eruption

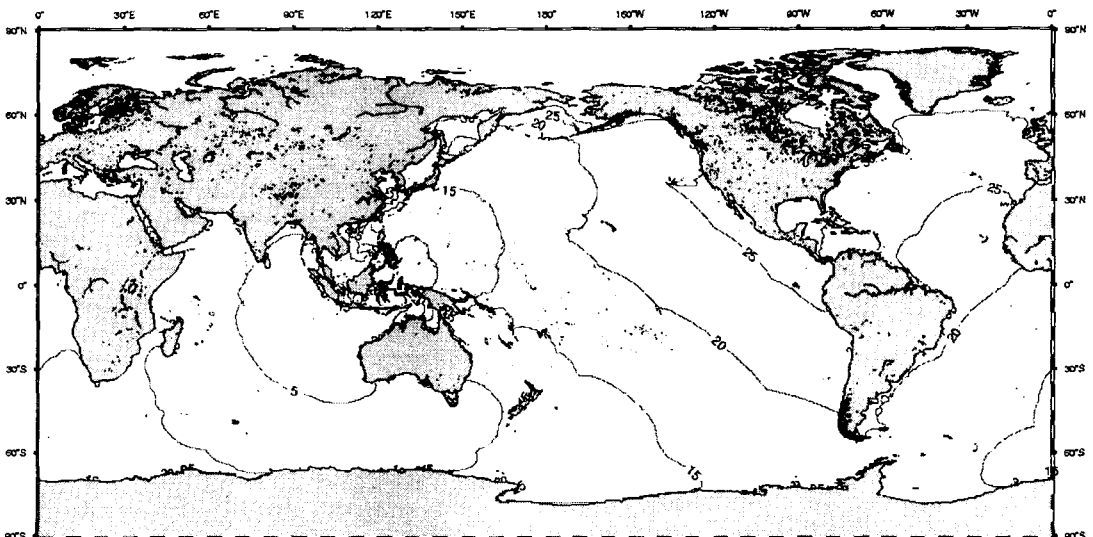


Figure 7. Krakatau tsunami propagation at every 5 hours after eruption

쓰나미는 Alaska 의 Kodiak 에도 기록되었는데, 특이한 사항은 Kodiak 이 San Francisco 보다 2370km 가 Krakatau 보다 가까운데, 쓰나미는 San Francisco 에 보다 먼저 도착했다는 것이다.

이에 대한 Krakatau 쓰나미의 지구 전파에 대한 과거의 연구에서는 장파에 의한 쓰나미의 전파와 함께 대기-해양의 결합현상에 의한 Air Wave 에 의한 전파라고 설명되었었다.(Ewing and Press, 1955) 이들은 북동쪽의 쓰나미 전파는 작은 진폭으로 감쇄되고, 남동쪽의 전파도 제한적으로 Australia 의 서측해안에서 더 이상 진행되지 않았다고 설명했다. 또한 서쪽의 전파는 대서양을 따라 긴 거리를 이동하여 English Channel 에 까지 전달하였으나, 직접적인 연결이 없는 태평양과 Caribbean 의 교란은 지진의 영향이라고 설명하였다.

이에 대해 Garrette(1976)는 이견을 보였는데, Krakatau 에 의한 기압의 변화는 수 mb 이고, 이는 측정이 불가능한 작은 교란 만을 가져오는바 검조기에 관측된 교란은 육붕단에서 수심 불연속 조건에서 Air Wave 에 의해 발생한 것으로 해석하고 있다.

이는 지구 전파시뮬레이션의 결과를 보면 구체화되는데 Krakatau 에서 발생한 쓰나미는 호주 남부와 태평양을 통해 남미와 북미를 거쳐 Alaska 에 도달한다. 또한 보르네오 섬의 남쪽을 거쳐 필리핀으로 전파되는 쓰나미가 Alaska 로 파급됨을 볼 수 있는데, 이는 Ray-tracing 모델에는 나타나지 않는 패턴이고, 과거의 연구에서 다루어 지지 않은 부분이다.

또한 아프리카 남쪽을 지나 대서양으로 전파된 쓰나미는 English Channel 뿐만 아니라 Caribbean 으로까지 전파되어 Colon 에까지 영향을 주었다.

Table 1. Comparison of recorded travel time and computed time

위 치	경도	Timezone	기록 시간 (27 일)	이동시간	Ray-tracing	시뮬레이션
Krakatau	108E	GMT+7	10:02(Local)*	-	-	-
Rodriguez I., 인도양	62E	GMT+4	13:30(Local)	6h 28m	7h	6h 26m
Mauritius I., 인도양	59E	GMT+4	13:30(Local)	6h 28m	7h 30m	7h 6m
Galle, Ceylon	78E	GMT+5.5	13:30(Local)	4h 58m	4h 30m	4h 23m
Nagembo, Ceylon	78E	GMT+5.5	15:00(Local)	6h 28m	5h	4h 38m
Bombay	73E	GMT+5.5	21:00(Kraka)	10h 58m	7h	10h 30m
Port Elizabeth	25E	GMT+2	17:52(Local)	12h 50m	12h	12h 8m
Le Havre, France	2E	GMT+1	21:35(28 th ,Kraka)	35h 33m	35h	35h 42m
Port Blair	93E	GMT+7	13:55(Local)	3h 53m	4h	4h 12m
San Francisco	122W	GMT-8	13:10(Local)	18h 08m	31h	26h 39m
Honolulu	158W	GMT-10	6:50(Local)	13h 48m	23h	21h 53m
S. Georgia I., 남대서양	36.8W	GMT-3	16:20(Local)	16h 18m	19h	16h 43m
Colon, Panama	80W	GMT-5	22:40(Local)	24h 38m	30h	29h 51m
Kodiak, Alaska						27h 42m

* 주) 27일 10시의 폭발이 쓰나미 대양전파를 야기한 것으로 설정한 전파시간임

4. 결과 비교

기록에 남아있는 관측치와 Ray-tracing 모형과 FDM 전구 쓰나미 모형의 결과치의 비교가 Table 1 에 제시되어 있다.

Ray-tracing 모형의 결과는 Plotting Chart 를 보고 어렵관측하였고, 전구 쓰나미 시뮬레이션의 결과는 각 지역에 해당하는 지점에 5 초 간격의 계산결과를 출력하여 초기 쓰나미 파급시간을 검출하였다.

인도양 및 남대서양의 지역에서는 여러 기록과 비교하여 30 분 이내의 오차를 가진 결과를 얻었으나, 대양전파의 비교에서는 약 8 시간(San Francisco)에서 1 시간(Le Havre)의 차이가 있었다.

그러나, 상대적인 시간비교를 보면 위치상으로 더 가까운 Kodiak 이 San Francisco 보다 더 늦게 쓰나미가 도달하는 등 쓰나미의 대양전파에 대한 패턴을 잘 보여주고 있다. 또한 Ray-tracing 모형의 결과보다는 FDM 전구 쓰나미 모형의 결과가 비교적 잘 일치하였다.(Figure 8)

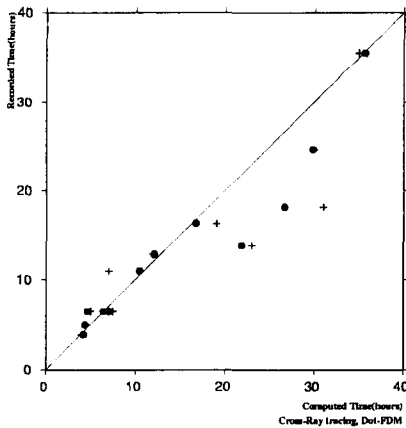


Figure 8. Compare chart of recoded travel time and computed time(cross: Ray-tracing, dot: FDM)

5. 결 론

과거 Krakatau 쓰나미의 전구 전파과정은 Air Wave 에 의한 천해에서의 대기-해양 결합 현상에 의한 전파라고 설명되었으나, 전구 쓰나미 시뮬레이션을 통한 쓰나미의 남반구 및 북반구의 대서양 및 태평양 전파에 대한 과정이 제시되었다. 이는 쓰나미와 직접 연결되지 않았다고 생각되었던 태평양 및 Caribbean 에도 해양을 따라 쓰나미가 전파됐음을 본 연구 결과는 제시하고 있으며 Wharton 이 초기보고한 호주 서측 이하

로의 쓰나미 파급이 안되었을 것이라는 가정 역시 잘못되었음을 지적하고 있다. 또한 과거 문헌에 나와있는 지역의 쓰나미 기록과 파선 방정식에 의한 모형과 전구 전파 시뮬레이션의 결과와의 비교 평가가 이루어졌다. 계속적으로 관측검조자료의 디지털이징에 의해 Air Wave 에 의한 기여부분과 쓰나미를 분리 검토하는 과업이 수행될 예정이다.

사 사

본 연구는 과학재단 지정 한국지진공학센터의 지원으로 수행된 바 이에 사의를 표합니다.

참고문헌

- Aki, K. and Richards, P. G., 1980, Quantitative Seismology, W. H. Freeman, San Francisco.
- Ewing M, and Press, F., 1955, Tide-Gage Disturbances from the Great Eruption of Krakatoa, *Transactions of the American Geophysical Union*, 35:53-60
- Francis, P. W., 1985, The origin of the 1883 Krakatau tsunamis, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 25, 349-369.
- Garrett, C.J.R., 1976, A Theory of the Krakatoa Tide Gauge Disturbances, *Tellus*, 22(1):43-52
- Nakamura, S., 1984, A numerical tracking of the 1883 Krakatau tsunami. *Science of Tsunami Hazard*, Vol. 2, No. 1, 41-54.
- Meldrum, C., 1885, A tabular Statement of the Dates at Which, and the Localities Where, Pumice or Volcanic Dust Was Seen in the Indian Ocean in 1883-4. Report of the British Association for the Advancement of Science, 55th meeting, 773-779.
- Press, F. and Harkrider, D., 1962, Propagation of Accoustic-Gravity Waves in the Atmosphere, *Journal of Geophysical Research*.
- Satake, K., 1988, Effects of Bathymetry on Tsunami Propagation: Application of Ray Tracing to Tsunamis, *PAGEOPH*, Vol. 126, No. 1.
- Simskin, T. and Fiske, R. S., 1983, Krakatau 1883, reuption and its effects, Smithsonian Institution Press, 464.
- Symons, G.J., 1888, The Eruption of Krakatoa, and Subsequent Phenomena, Report of the Krakatoa Committee of the Royal Society.
- Verbeek, R.D.M., 1884, The Krakatoa Eruption. *Nature*, 30:10-15.