ステレオ地圖による津浪波面の作圖

廣野卓藏・久本壯一

(昭和26年7月10日受理)

On a Method of Drawing the Front Lines of Tsunami Wave on a Streographic Map

Takuzo HIRONO and Soichi HISAMOTO

Central Meteorological Observatory

Received July 10, 1951

Usually, the method of drawing front lines of traveling tsunami waves on a map uses the so-called Huygens' principle, that is, assuming the velocity of tsunami to be $\sqrt{gh}$, where g , the gravity acceleration, h , the sea depth, and drawing sufficiently many circles of radius $\sqrt{gh} \cdot t$ (t : a suitable short time interval) with their centers at as much points distributed adequately on a front line, we have the envelope of these circles as the next front line to be taken by the wave after t from the preceding.

But due to the inevitable discrepancy of an employed map from a spherical surface, the position of any front line thus drawn must diverge much from that drawn on a sphere, especially when the transoceanic wave is considered (See Table 1).

Nevertheless, the effect of this distortion of map can be eliminated comparatively easily if we adopt a stereographic map and draw individual circle with radius $r = \sin \sqrt{gh} \cdot t / (\sin \varphi + \cos \sqrt{gh} \cdot t)$ whose center deviates to the marginal direction of map from the original position on a front line by $d = \{ \cos \varphi / (\cos \sqrt{gh} \cdot t + \sin \varphi) \} - \{ \cos \varphi / (1 + \sin \varphi) \}$, where φ is the latitude and $\sqrt{gh} \cdot t$ is measured by radian, while the map is assumed to represent a sphere of radius 1. By this method the wave front of tsunami due to the Sanriku Earthquake of 1933 is drawn successfully (See Table 1). Differences between the observed and the calculated travel times remain within 2%.

Moreover, since a stereographic projection is a conformal representation of a spherical surface, an energy contained between two adjacent orthogonal trajectories is conserved and this enable us to calculate the energy distribution of tsunami wave throughout the coasts around the ocean.

従来行われている津浪傳播の作圖法は、地圖の上に海深を記入し、速度を $\sqrt{gh}$ (g : 重力加速度, h : 海深) とし、ハイゲンスの原理に依り、次々に波面を作圖して行く方法である。しかし球は平面への展開面をもたないから、三陸沖から米國海岸と云うように長距離になると、地圖そのものの作圖が問題で、それによるいくらかの誤差はまぬかれない。例えば、第1圖は經線 $160^\circ W$ を中心とするサンソン氏投影地圖を用い、昭和8年3月3日の三陸津浪について作圖した波面であるが、⁽¹⁾ その一例である。この圖より發震時を0とした各地の到着時間を計りその値を實測値⁽²⁾と共に下に示す(尙、同表には宮部博士が太平洋の平均深さ5000米とし大圈コースを波が進むとして計算した結果もを参考の爲に合せて掲げてある⁽³⁾)。

Fig. 1 Tsunami fronts drawn on a map of Sanson's projection.

Table 1. Travel Time of Tsunami of Sanriku Earthquake (1933)

Location	Honolulu	San Francisco	Santa Monica
	h m	h m	h m
Observed	7 32	10 22	10 56
Calculated on a map			
Sanson's projection	7 00	8 30	9 12
Stereographic projection (Present method)	7 32	10 12	11 06
Calculated along the great circle assuming $h=5,000$ m (After Dr. Miyabe)	7 08	9 30	10 11

かくの如く大體計算値と實測値とは米國海岸で1時間以上の喰違いを示している。この中には地圖による誤差ばかりでなく、實際の違ひも含まれているが、大部分は地圖によるものと思われる。この地圖による誤差を除くためには、球面上で波面の作圖を行うのが理想的であるが、球面は不便であるので、その代り地圖上で地圖のゆがみを補正し乍ら波面を作圖する方法を考えた。それには圓を圓に投影するステレオ地圖が便利であることに気が付いた。これによれば次の如き方法により球面上と同程度に正確な波面を書くことが出来る。

今、球面上で、一つの波面から次の波面を作圖するには、初めの波面の各點か、半径 r_0 を以て各々の圓を畫き、その圓群の包絡線を畫けば之が求めるものである。但し r_0 は球の弦で、それに對應する弧 l が $\sqrt{gh} \cdot t$ (t : 短い適當な時間) にならばよいのである。勿論 r_0 は h と共にかわる。斯様な圓群のステレオ地圖上への投影はやはり圓群となり、その1つの圓の半径 r は、球の半径を1とすると、

$$r = \frac{\sin \Delta}{\sin \varphi + \cos \Delta} \quad (1)$$

で表わせる。但し φ は中心の緯度である。又その中心は、もとの圓の中心の投影より南へ d だけずれる。但し d は

$$d = \frac{\cos \varphi}{\cos \Delta + \sin \varphi} - \frac{\cos \varphi}{1 + \sin \varphi} \quad (2)$$

で與えられる。

そこで、ステレオ地図（北極中心）上で一つの波面から次の波面を畫くには、始めの波面上の一點から南へ d 丈下つた點を中心とし、 r を半徑として圓を畫く。同様にして他の多くの點に關するそれぞれの圓が畫かれたら、それらの圓の包絡線が即ち求める次の波面である。

今、前記三陸津浪について再び作圖するために球の半徑を實際の 10^7 分の 2、即 127.4 浬として北太平洋のステレオ地図を作つた。等深線は水路發行の第 838 號海圖によつた。

Table 2. r (10^{-1} mm)

(t=5 min)

φ h(m)	-5°	0°	5°	10°	15°	20°	30°	40°	50°	60°
500	56	42	39	36	33	31	28	26	24	22
1,000	66	60	55	51	48	45	40	36	34	32
2,000	92	84	77	71	67	62	56	51	48	45
3,000	112	102	94	87	81	76	68	62	58	55
4,000	130	119	109	101	94	89	79	72	67	64
5,000	142	130	120	111	103	97	87	79	74	69
6,000	161	147	135	125	117	109	98	89	83	78
7,000	172	157	144	134	124	117	105	96	89	84
8,000	184	168	155	143	134	126	112	103	95	90
9,000	196	178	164	152	141	133	119	108	101	96
10,000	206	189	173	161	150	141	126	115	107	101

Table 3. r (10^{-1} mm)

(t=10 min)

φ h(m)	-5°	0°	5°	10°	15°	20°	30°	40°	50°	60°
500	92	84	77	72	67	63	56	51	48	45
1,000	129	118	108	100	94	88	79	72	67	63
2,000	184	168	155	143	134	125	112	102	95	90
3,000	226	206	190	176	164	154	138	126	117	111
4,000	261	238	219	203	189	177	158	145	135	127
5,000	285	260	239	222	206	194	173	158	147	139
6,000	319	291	268	248	231	217	194	177	165	156
7,000	344	314	289	268	249	234	209	191	178	168
8,000	368	336	309	286	267	250	224	204	190	180
9,000	391	356	328	304	283	265	237	217	200	190
10,000	410	374	344	319	297	279	249	228	212	200

Table 4. d (10^{-1} mm)

$h(m)$	φ	$t=5 \text{ min}$					$t=10 \text{ min}$							
		-5°	0°	10°	20°	30°	-5°	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°
2,000		0	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0
3,000		1	0	0	0	0	2	2	1	1	1	0	0	0
4,000		1	1	0	0	0	3	2	2	1	1	1	0	0
5,000		1	1	0	0	0	3	3	2	1	1	1	1	0
6,000		1	1	1	0	0	4	3	2	2	1	1	1	0
7,000		1	1	1	0	0	5	4	3	2	2	1	1	1
8,000		1	1	1	1	0	5	4	3	2	2	1	1	1
9,000		2	1	1	1	0	6	5	4	3	2	1	1	1
10,000		2	1	1	1	1	7	5	4	3	2	1	1	1

Remark: r and d are defined by formula (1) and (2).

: the radius of the represented sphere is 127.4 cm (2×10^{-7} that of the globe)

又波面は主として $t=10$ 分として畫いたが、深さの變化の激しい所は特に $t=5$ 分とした。これらの場合 r と d の値は第2~4表の通りである。ここで d の値が極めて小さいので、赤道附近を除いては殆んど無視できる。特に波面が經線に平行になつた時はそうである。之がため作圖は思つたより容易となつた。

かくの如くにして作圖されたものが第2圖である。その結果、津浪の到着時間は、Honolulu, San Francisco, Santa Monica で、それぞれ 7 h 32 m, 10 h 12 m, 11 h 06 m となり、それぞれ 0 m, -10 m, +10 m だけ實際と異なる

と云う結果になつた。この程度に Fig. 2 Tsunami fronts drawn on a stereographic map 極めてよく實測と一致した。後の二カ所は比較的接近した所であるから ± 10 m が此の距離での誤差と見られる。これは津浪走時の 2% 強となる。松澤博士によると、太平洋を傳わる津浪の速度は理論上 $\sqrt{gh}$ よりも 1.5% 遅いと云うことであるが (地震學 346 頁)、そこまでは確められなかつた。尙この誤差は主として海圖の粗なるためから來ていると思う。

次に波のエネルギーであるが、理論上、長波については、任意の二本の波線 (波面に直角な線) 内のエネルギーは保存されるが、都合のよいことには、ステレオ地圖は球面の等角寫像であるから、ステレオ地圖上に於てもこのことがなりたつ。第2圖には波源に於て方位を 32 等分した波線を畫いてある。尙、詳しく波線を畫けば各沿岸に於ける津波の勢力も計算出来る (但し波源に於て各方向に一樣の波高で出發するものとする)。又波線群のありさまから

津浪の勢力の集まる所も分る。大體、マリアナ群島附近、ハワイ諸島、サンフランシスコ附近が顯著である。これは海底の地形によつて丁度レンズによつて光が收斂する如くなる爲である。特にハワイ島は北側よりも南側にエネルギーが集まることが明かになつた。兩側のエネルギーはそれぞれ $7.2 \times 10^{-6}/111 \text{ km}$, $3.5 \times 10^{-2}/111 \text{ km}$ となる。又、サンフランシスコは $1.3 \times 10^{-5}/111 \text{ km}$ である。比較の爲に三陸沿岸を挙げれば $1.4 \times 10^{-1}/111 \text{ km}$ となる。但し全勢力は1とし、波源は方向性がないものとしている。

尙、南半球まで波面を延長したい場合には、北極を中心とした今までのステレオ地圖を広げるよりも南極を中心としたものを別に作り、赤道附近で波面を一方から他方に寫し代え、そこから改めて波面を上記の方法にて書き始め、又波線についても同様にやると云う方が d が大きくならないからやりやすい。

(1951. May. 29)

文 献

- (1) 昭和22年, 中央氣象臺地震課作圖
- (2) 震研彙報 別刷第1號(昭和9年3月)宮部博士論文: 驗潮儀の記録による三陸津浪の研究
- (3) (2)と同じ