

1998 年パプア・ニューギニア津波の波源域における反射法探査と 数値計算によるパラメータスタディ

松山昌史*・佐竹健治**・松本 剛***

1. はじめに

1998 年パプア・ニューギニア津波は同国の西セピック州シッサノ沿岸に 2,000 名以上の犠牲者を出す今世紀最大級の大災害となった(河田ら, 1999)。津波による最大津波高は 10 m をこえ(図-1), 沿岸 30 km にわたる地域に被害を及ぼした。この津波の原因については, 当初, 地震の規模と比較して, 津波による最高水位が大きく, 地震を契機とした他の現象によって巨大津波が引き起こされたのではないかと説が提案された。その後, 海洋科学技術センター (JAMSTEC) と南太平洋 応用地学委員会 (SOPAC) の共同調査研究が 3 回 (SOS-1, 2, 3) 実施され (Tappin ら, 1999), シッサノ沖に大陸棚が突き出した特徴的な地形が発見された。その地形効果 (レンズ効果) により, 津波がシッサノに集中することが明らかになった(松山ら, 1999; 松山ら, 2000)。また, 海底地すべりモデルによる津波の発生・伝播の計算も行われている(橋ら, 2000)。しかし, いずれの計算結果も津波の実測結果を完全に説明するには至らず, まだ結論は見いだせていない。

今回, 2001 年 2 月に海底の地質構造の調査とそのデータを生かした数値計算を行うために SOS-4 が実施され

た。本研究では SOS-4 の航海中に実施された浅部海底地質調査と数値解析の概要を述べ, 本津波の原因について検討したものである。

2. 浅部海底地質調査

シングルチャンネル音波探査は反射法地震探査の 1 つであり, 主に浅部の海底地質調査に適用される。今回は音源として, エアガンを用い, 発振間隔は約 16 秒, 船の速度は 6~8 ノット (1 ノット=約 0.51 m/s) である。

調査は 2/9~19 にかけて, 24 時間体制で計 49 側線のデータを取得した。図-2 に航跡図を示す。このように

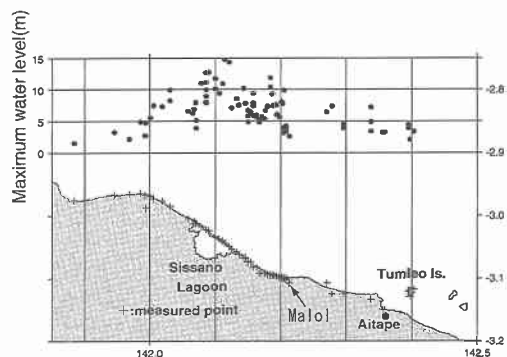
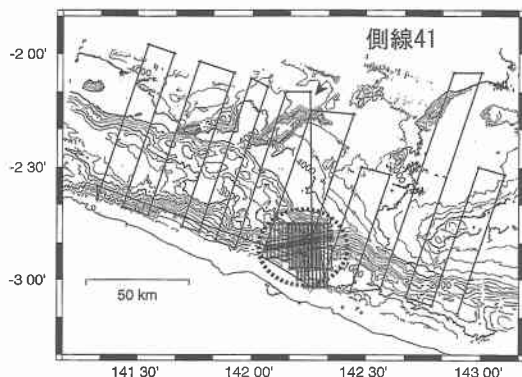
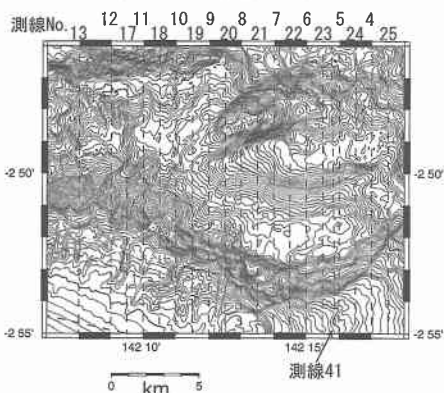


図-1 シッサノ沿岸での津波高 (実測結果)



(a) 全体(海底地形のコンターラインは250m間隔、点線の楕円は波源域を示す)



(b) 波源域付近の拡大図

図-2 調査範囲の海底地形と反射方探査の航跡

* 正会員 工修 (財)電力中央研究所 流体科学部
** 理博 (独)産業技術総合研究所 活断層研究センター
*** 理博 海洋科学技術センター 深海研究部

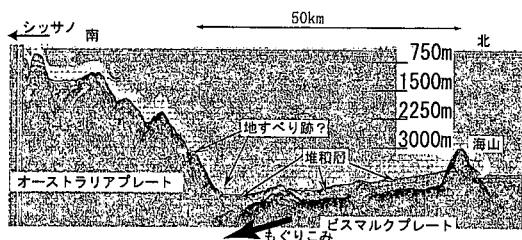
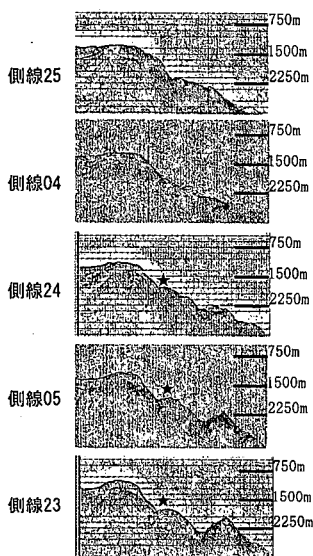
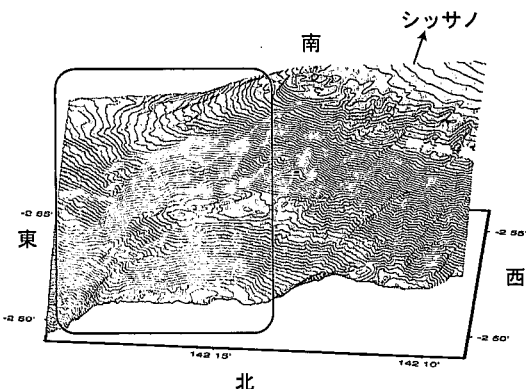


図-3 側線 41 の反射法地震探査の結果

シッサノ沖の波源域周辺を重点的に行った。まず全体的な構造をみるために、図-3 に測線 41 の反射法探査の結果を示す。沖合のビスマルクプレートがニューギニア島の下にもぐりこんでいる。ビスマルクプレート上には沈殿物の明確な堆積層が確認され、それを突き破るような海山等が確認される。また図中の点線で囲まれた部分で



(a) 反射法探査の結果



(b) 鳥瞰図(図中の四角で囲んだ範囲が(a)に示した範囲)

図-4 波源域付近の反射探査の結果と鳥瞰図

は堆積層の上に堆積物が確認されるが、これは斜面上を滑ったものと考えられる。次に、図-2(b) に波源域の 1 つと推測される地域の拡大図と航跡線の例を、その各航跡線の結果の一部とその斜面地形の鳥瞰図を図-4 に示す。側線間隔は約 0.5 分である。斜面より供給された土砂が堆積している証拠としては、側線 24, 05, 23 の星印付近に見られ、いつ発生したかは不明であるが、これらは地すべりの痕跡であると考えうることもできる。しかし、図-2(b) や図-4(b) の詳細な海底地形を見たところ、これらの滑った土砂が一塊になっているような表面形状と見難い。これらの解釈については、航海中も研究者の議論の分かれる点であり、いつ、どれくらいの量が滑ったかについて、今後の詳細な研究が期待される。

3. 数値解析

数値計算は線形長波理論に基づく平面 2 次元計算モデルを用い、差分法については後藤ら (1982) の方法に準じた。計算領域は図-5 に示すように、東西 109.8 km, 南北 82.8 km の領域に拡張し、格子幅 600 m を全体で 1 領域 (a 領域), 次に 200 m を 4 領域 (b~e 領域), 66.67 m を 6 領域 (f~k 領域), 22.22 m (l~n 領域) を 3 領域と合計で 14 領域を接続し、沿岸域は高解像度で計算を行った。海岸線では鉛直無限壁の完全反射境界条件を設定している。線形モデルを用いた理由は、浅海域での打ち切り誤差による波高減衰の影響を小さくするためである。本研究で仮定される波源モデル (後述) の平面規模は比較的小さいため、津波の周期が短く、断層モデルの場合は第一波の浅海域でのピークからトラフまでの時間が 20 秒以下となる (松山ら, 2000)。こういった場合に移流項を風上一次差分でモデル化した計算では打ち切り誤差による影響で波形がなまり、波高が小さくなる (松山ら, 2000)。この影響を小さくするために線形モデルを用いた。波源については、断層と地すべりについてそれぞれモデル化して実施した。

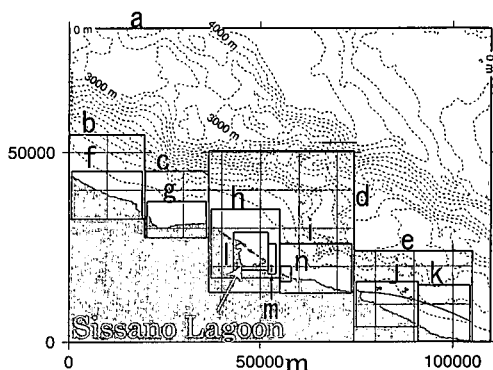


図-5 数値計算領域とその領域の分割方法

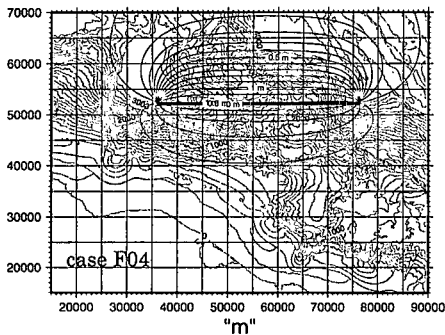
表一 本研究で用いる断層パラメーター

ケース	L(km)	W(km)	D(m)	TH(°)	DL(°)	RD(°)	
F04	40	15	2	270	75	80	高角逆断層
F13	40	15	2	90	20	70	低角逆断層

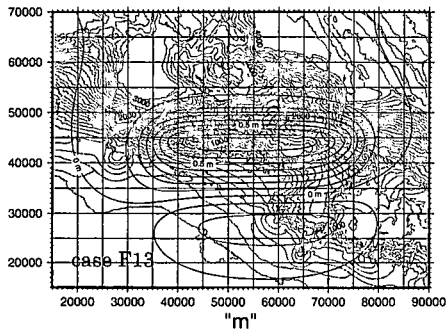
L, W:断層の長さと同幅, D:滑り量, TH:走向, DL:傾斜角, RD:すべり角

3.1 断層モデル

菊地ら (1998) の解析によると, この地震は高角逆断層もしくは低角逆断層の解が示されている。これに基づき, 表一に示す2つの断層モデルを仮定した。なお, 詳細な余震記録が存在しないため, 断層面の深さや傾き等の知見がなく, 従って高角逆断層もしくは低角逆断層であるかは未確定である。断層の場所については津波シ



(a) 高角逆断層モデルF04



(b) 低角逆断層モデルF13

図一六 断層モデルによる津波初期水位分布

ミュレーションを何ケースが行い, もっとも最大水位分布形状が一致する断層の場所を採用した。表一の断層パラメーターによる津波の初期条件を図一六に示す。

3.2 地すべりモデル

地滑りの規模とそれによって発生する水面変動の定量的な関係については, まだ定説はなく, 数値モデル (木井ら 1995; 松本ら, 1998) による試みや実験 (Grill ら, 1999) が行われている程度であり, 今後も検討課題の一つである。ここでは, Grill ら (1999) の実験式を利用して地すべりによる津波の初期水位変動を仮定し, それを津波の初期条件として伝播計算を行う。

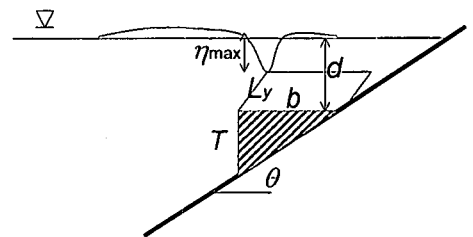
Grill ら (1999) は, ある斜面においてある大きさの剛体を滑らした場合の, その水面直上で発生する水面低下の最大値(m)について, 実験式を提案した。(図一七)

$$|\eta_{\max}| = 0.218 T (\sin \theta)^{1.38} \left(\frac{b}{d} \right)^{1.25} \dots\dots\dots (1)$$

T(m)は地すべり媒体の平均的な厚さ, θ (rad)は斜面勾配, b(m)は地すべり媒体の長さ, d(m)は地すべり媒体上の初期水深である。この式によって得た $\eta_{\max}$ を次に示す形状関数に当てはめ, 津波の初期水位分布 η (m)を仮定する。

$$\eta(x, y) = \eta_{\max} \left[\exp \left\{ -12 \left(\frac{x - b/2}{2} \right)^2 \right\} - \exp \left\{ -108 \left(\frac{x}{b} \right)^2 \right\} \right] \times \exp \left\{ - \left(\frac{y}{L_y} \right)^2 \right\} \dots\dots\dots (2)$$

ここで, xはすべり方向の長さ, yはそれに垂直な方向



図一七 地すべりのモデル化とパラメーター

表二 提案された波源モデルの諸元と波源の特性量

	ケース	T(m)	b(m)	d(m)	θ (deg)	$\eta_{\max}$ (m)	L_y (width)	Q(km ³)	V(km ³)	E(J)
地すべり	L04	1000	1000	2000	26.6	39.0	2000	2	0.033	2.15 E+12
	Ts03	2000	700	1700	16.7	25.7	3000	4.2	0.012	1.96 E+12
	Ta02	250	2000	1500	26.6	25.7	4000	2	0.131	5.61 E+12
	Ta03	250	2000	1500	26.6	25.7	2000	1	0.066	2.81 E+12
	Ta04	100	2000	1500	26.6	10.3	4000	0.8	0.051	8.49 E+11
	MH01	350	2000	1200	12.0	16.5	2000	1.4	0.054	1.42 E+12
	Sa02	100	3000	1200	14.0	9.7	3000	0.9	0.050	7.98 E+11
断層	M_w		L(km)	W(km)	angle					
	F04	7.1	40	15	high	1.2			0.602	1.56 E+12
	F13	7.1	40	15	low	0.8			0.529	8.49 E+11

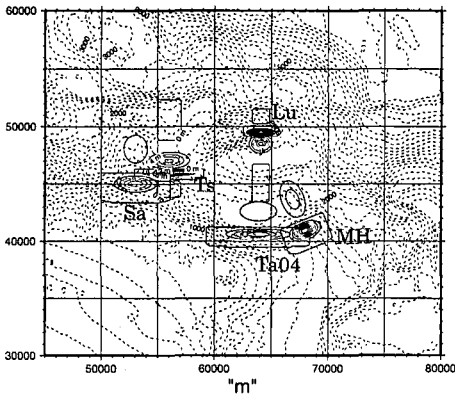


図-8 各地すべりモデルにおける津波初期水位分布(各モデルの初期分布は実線、海底地形コンターは点線)

の長さ、 L_y は地すべりの幅である。図-7 にこの形状関数を示す。この関数の特徴は以下のとおりである。地すべり媒体の直上中央が最大水位低下でその値は $-|\eta_{\max}|$ であり、その水位低下範囲の長さは地すべり媒体の長さに一致する。水位上昇範囲は地すべりが滑っていく水面上にあり、最大水位上昇高は $\eta_{\max}$ の $1/3$ であり、その長さは水位低下範囲の約 3 倍となる。また、この関数を平面領域で積分すると 0 であり、この初期条件による津波伝播の媒体である海水の量は変化していない。

表-2 中に SOS-4 の航海中に提案された 7 ケースの地すべりの諸元を示す。 Q はすべった媒体の堆積である。これらは主に地形を基にして提案されたものである。これらについて上記の方法で津波の初期条件を求め、海底地形上にプロットしたものが図-8 である。なお、ケース Ta02, 03, 04 については Ta04 のみをプロットした。

3.3 各波源モデルの特徴と特性量

断層モデルと地滑りモデルの初期水位分布を比較すると、その平面規模は断層モデルが $40 \text{ km} \times 15 \text{ km}$ 、地滑りモデルは最大で $4 \text{ km} \times 2 \text{ km}$ 、また最大水位変動量は高角断層モデルが $+1.2 \text{ m}$ に対して、地滑りモデルが $-9.7 \text{ m} \sim -39 \text{ m}$ である。つまり、地滑りモデルの初期条件は、断層モデルと比較して、平面規模が小さいが、そこに詰め込まれたエネルギー密度が高いソースとみることができ。これらの各初期水位分布の特性量として、静水面からの変動量 $V(\text{km}^3)$ (以下、“初期変動ポリウム”とする) とポテンシャルエネルギー $E(\text{J})$ (Kajiura, 1970, 以下“初期ポテンシャル”とする) を算出した。初期変動ポリウムは津波数値計算に用いる初期水位分布と静水面から変動分の水のポリウムであり、以下の式で表現される。

$$V = \int \eta dS \dots\dots\dots (3)$$

dS は面積分を意味する。また、初期水位分布のポテン

シャルエネルギーは以下の式で表される。

$$E = \frac{1}{2} \rho g \int \eta^2 dS \dots\dots\dots (4)$$

これは初期水位分布の各点の位置エネルギーを積分したものである。

これらを表-2 に示した。これによると、初期変動ポリウムについては、断層モデルが $0.529 - 0.602 \text{ km}^3$ に対して波源モデルでは $0.033 - 0.131 \text{ km}^3$ と、前者が 1 オーダー程度大きい値であるが、初期ポテンシャルについては、それぞれ $0.849 - 1.56 \times 10^{12}$, $0.798 - 5.62 \times 10^{12}$ と両者の差はそれほど見られない。

3.4 数値解析結果

沿岸での津波高について数値解析の結果と実測結果を図-9 に示す。低角逆断層のケース F13 を除いては、ラグーン沖の海底地形のレンズ効果により、シッサノやマロルで津波が集中することが明らかになった。これは今

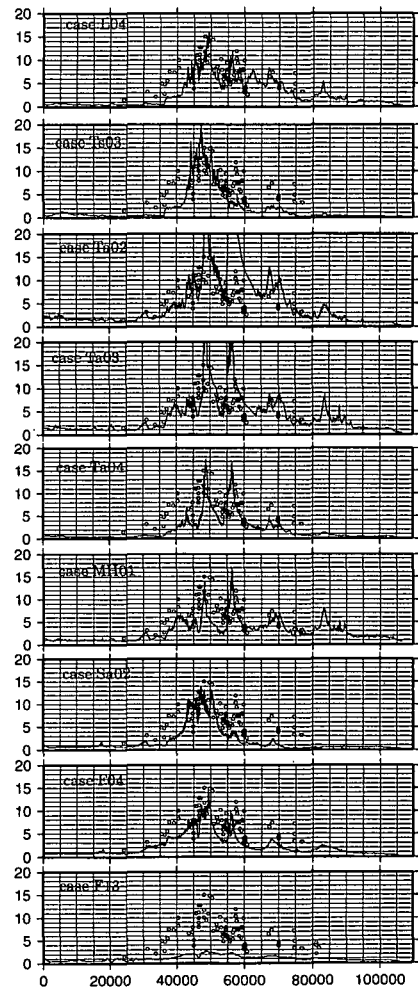


図-9 数値解析の結果例(点が実測、実線が計算結果を示す)

表-3 提案された波源モデルの評価

	ケース	Max. height (m)	position (m)	判定	number of peaks	判定	1/3 wethd (km)	判定	判定
地すべり	L04	16.0	49477.8	○	3	○	30	○	○
	Ts03	19.4	47211.2	○	1	×	10	×	×
	Ta02	47.5	56366.7	×					
	Ta03	29.8	48700.0	×					
	Ts04	17.3	48700.0	○	2.5	△	17	△	△
	MH01	16.7	56322.3	△	3.5	○	45	×	×
	Sa02	13.6	47144.5	○	1	×	11	×	×
	F04	14.3	49300.0	○	3	○	16	△	○
断層	F13	2.7	48700.0	×		×		×	×

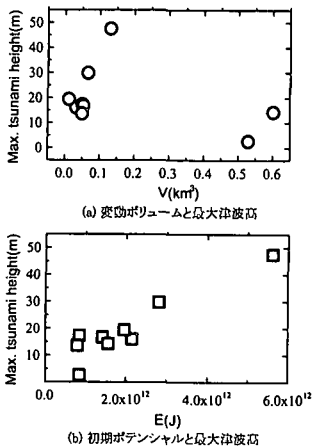


図-10 最大津波高に対する初期変動量と初期ポテンシャルの各関係

回の波源域周辺で何らかの原因により津波が発生した場合には、周辺に比べてこれらの地点で津波高が大きくなり、津波危険地帯である

1. シッサノ及びマロルは海底地形の効果により、津波エネルギーが集中する津波危険地帯である。
2. パプア・ニューギニア沿岸での津波の最大水位について、初期ポテンシャルエネルギーが初期変動ボリュームより支配的である。

今回の反射法探査結果の解析、及び浅海域の津波挙動を正確に取り扱うことにより、津波の原因についてより真相に近づくことが期待される。

参 考 文 献

河田恵昭・高橋智幸・今村文彦・松富英夫・藤間功司・都司嘉立・松山昌史 (1999): 1998 年パプア・ニューギニア地震津波の現地調査, 海岸工学論文集, 第 46 巻, pp. 391-395.

木井敦夫・間瀬 肇・細田 尚 (1995): 浅海域における海底移動に伴う波浪の発生と変形に関する研究, 海岸工学論文集, vol. 42, pp. 221-225.

菊池正幸・山中佳子・阿部勝征・森田裕一 (1998): 1998 年 7 月 17 日パプアニューギニア地震 (Ms 7.1) の遠地実体波による震源過程, 1998 年秋の地震学会予稿集, p. 61.

後藤智明・小川由信 (1982): Leap-frog 法を用いた津波の数値計算法, 東北大学土木工学科資料, 52 p.

橋 和正・今村文彦 (2000): 複合型津波発生メカニズムの解明—1998 年パプアニューギニア津波を例として—, 海岸工学論文集, vol. 47, pp. 346-350.

松本智裕・橋 和正・今村文彦・首藤伸夫 (1998): 土石流による津波発生・伝播モデルの開発, 海岸工学論文集, vol. 45, pp. 346-350.

松山昌史・Harry Yeh (2000): 1998 年パプアニューギニア地震津波における海底調査と数値解析, 電中研報告, U 00007, 18 p.

松山昌史・今村文彦・橋 和正・松本 剛・都司嘉立 (1999): 1998 年パプアニューギニア・シッサノ津波の数値的解析, 海岸論文集, 第 46 巻, pp. 386-390.

Tappin, D. R., T. Matsumoto, P. Watts, K. Satake, G. M. McMurty, M. Matsuyama, Y. Lafoy, Y. Tsuji, T. Kanamatsu, W. Lus, Y. Iwabuchi, H. Yeh, Y. Matsumoto, M. Nakamura, M. Mahoi, P. Hill, K. Crook, L. Anton, and J.P. Walsh (1999): Offshore surveys identify sediment slump as likely cause of devastating Papua New Guinea Tsunami 1998, EOS, AGU, pp. 329, 334, 340.

Grilli, S. T. and Watts (1999): P. Modeling of waves generated by a moving submerged body. Applications to underwater landslides. Eng. Anal Boundary Elements, 23, pp. 645-656.

ることを示している。

次に、各波源モデルによる沿岸での津波による水位分布を比較する上で、3つの評価基準について比較した。

- 1) 最大津波高とその場所
- 2) 津波の来襲した範囲
- 3) 津波高のピークの数と場所

1) は実測においてシッサノで確認された最大津波高約 15 m の再現性、2) は津波の集中度で、ここでは各計算の最大津波高の 1/3 の値を算出し、これより大きな津波高を示した沿岸距離 (“最大 1/3 沿岸距離” とする) を算出する。実測値では 30~40 km 程度である。3) は実測結果に見られる 4 箇所 (x=40000, 48000, 58000, 68000 m) での津波高のピークに関する再現性である。

1) の最大津波高について、初期変動量と初期ポテンシャルの関係を、それぞれ、図-10 に示す。これによると、最大津波高は初期変動量よりも初期ポテンシャルの相関がよいことがわかる。初期ポテンシャルが $0.798-2.15 \times 10^{12}$ の範囲では 1) 最大津波高は 13.6 m から 19.4 m と実測値に比較的近い。ただし、低角逆断層モデル F13 については例外となる。

これら 1) から 3) の結果から総合評価した結果、地すべりモデルのケース L04 及び断層モデルのケース F04 の 2 つのケースが今回の範囲では実測結果と整合する結果となった (表-3)。なお、今回の津波の原因が断層活動による海底地形変動であった場合に、その断層は高角逆断層である可能性が高い。

4. さ い ご に

数値計算のパラメータスタディにより、本津波の波源モデルとして地すべりモデルと断層モデルを 1 つずつ抽出した。さらに、以下のことが明らかになった。