

博 士 論 文

海底地すべりの形状及び運動が
津波の発生に与える影響に関する研究

金沢大学大学院自然科学研究科

環境科学専攻

学籍番号 1123142405

氏 名 木場 正信

主任指導教員 由比 政年

提出年月 2019 年 1 月

目 次

1. 序論	1
1.1. 背景	1
1.1.1. 海底地すべりによる津波の事例	1
(1) 地すべりの分類及び形態	1
(2) 世界で発生した海底地すべりによる津波	1
(3) 日本周辺の海底地すべり分布及び海底地すべりによる津波	1
(4) 退行性地すべりの例	4
1.1.2. 津波水位と地すべり諸元の関係	6
(1) 津波水位に影響を与える要素	6
(2) パラメータ間関係	8
1.1.3. 海底地すべりによる津波の既往水理実験	9
1.1.4. 退行性地すべりによる津波の解析	11
1.2. 目的	17
1.3. 本研究の内容	17
2. 解析手法	18
2.1. 津波シミュレーションモデル	18
2.1.1. 線形モデル	18
2.1.2. 非線形モデル	18
2.1.3. 線形モデルと非線形モデルの比較	19
2.2. 解析領域及び地すべり運動の設定	21
2.2.1. 解析領域	21
2.2.2. 地すべり形状及び地すべり運動の定義	22
3. 海底地盤変位と海面変位に関する基礎検討	24
3.1. Kajiura(1963)による空間フィルター	24
3.1.1. Kajiura フィルターの定義及び離散表現	24
3.1.2. 理論解と数値解の比較	28
3.1.3. 級数の項数による影響の確認	28
3.2. 海底変動と水面応答の関係の分析	31
3.2.1. 海底地形変化が瞬時に生じる場合における波形と振幅の基礎的比較	31

3.2.2. 地すべり形状別のフィルター効果の分析及びフィルター効果の推定式の検討	32
(1) フィルター効果の分析	32
(2) フィルター効果の推定式の検討	45
3.3. フィルターを適用するタイミングに関する検討	47
3.3.1. 理論的考察	47
3.3.2. 線形モデルによるフィルター適用タイミングの比較	48
3.4. 海底地盤変位と海面変位の関係に関する基礎検討のまとめ	55
4. 線形モデルを用いた海底地すべりによる造波特性の解析	56
4.1. 解析の設定	56
4.1.1. 解析ケース	56
4.1.2. 解析モデル	57
4.2. 波形の特性	59
4.2.1. 基本とするケースによる波形	59
4.2.2. 地すべりモデルによる比較	60
4.2.3. 水深による比較	60
4.2.4. 地すべり長さによる比較	62
4.2.5. 地すべり形状による比較	63
4.2.6. 地すべり最大速度による比較	66
(1) 移動距離を固定し最大速度を変化させる場合	66
(2) 移動時間を固定し最大速度を変化させる場合	66
4.2.7. 地すべり加減速パターンによる影響	66
4.3. 造波効率と支配パラメータの分析	66
4.3.1. 津波水位のパラメータ感度	66
(1) 地すべり長さ	66
(2) 地すべり断面積	67
(3) ピーク速度	67
(4) 水深	67
(5) 加減速パラメータ	67
(6) 地すべりフルード数	67
4.3.2. 津波水位推定式の検討	85

(1) 概念モデルの検討	85
(2) 津波水位推定式の検討	91
(3) 水理実験との比較	100
4.4. 海底地すべりによる造波特性の解析に関するまとめ	101
5. 退行性地すべりによる津波高さへの影響の分析	103
5.1. 解析方法	103
5.2. 解析条件	104
5.3. 解析結果	105
5.3.1. 単体の小ブロックによる津波	105
5.3.2. 退行性地すべりによる津波	109
5.4. 非線形モデルを用いた確認	117
5.4.1. 検討対象	117
5.4.2. 解析結果	117
5.5. 退行性地すべりによる津波高さへの影響のまとめ	118
6. 結論	123
参考文献	126
謝辞	130

表目次

表 1-1	橋本・壇 (2008)による水理実験ケース (殿最・他 (2015))	10
表 1-2	Watts(1998)による水理実験の設定と結果	12
表 1-3	Hill et al. (2014)が用いた Stregga Slide のブロックモデル諸元	16
表 3-1	Kajiura フィルター級数表現の積分回数による最高・最低水位の比 (積分回数 400 のときを 1 とした比率)	30
表 3-2	海底地形変化が瞬時に生じる場合の津波計算ケース	31
表 3-3	Kajiura フィルターによる水位の減衰率の解析ケース	32
表 3-4	線形モデルを用いた Kajiura フィルターの有無による最大水位変動量の例 (海底の瞬時変位を仮定)	43
表 4-1	解析ケース (地すべり形状: 台形)	57
表 4-2	解析ケース (地すべり形状: 三角形)	57
表 4-3	解析の設定と地すべりフルード数の関係	58
表 5-1	地すべり一体時に対する津波水位の発達比まとめ	118

図目次

図 1-1	地すべりのタイプ (USDA/USGS, 2004).....	2
図 1-2	世界の主な海底地すべり (Tappin, 2010)	3
図 1-3	日本海溝沿い海域における地すべり地形の判読結果 (森木・他, 2017)	3
図 1-4	退行性地すべりの移動様式.....	5
図 1-5	進行性地すべり (上) と退行性地すべり (下) の模式図 (Masson et al.,2010)	5
図 1-6	Storegga Slide の位置と推定される津波高さ (Bondevik et al., 2005)	6
図 1-7	Grilli and Watts (2005)及び Watts et al. (2005)における変数の定義.....	7
図 1-8	橋本・壇 (2008)による水理実験の模式図	10
図 1-9	橋本・壇 (2008)による水理実験の結果.....	11
図 1-10	Najafi-Jilani and Ataie-Ashtiani (2008) 及び Watts(1998)による水理実験 の模式図.....	12
図 1-11	道上・他 (1996)による水理実験の模式図及び最大波高と流入速度の関係 .13	
図 1-12	Storegga Slide 前後の断面内地形変化 (Bondevik et al., 2005).....	14
図 1-13	津波解析に用いた Storegga Slide の形状 (Bondevik et al., 2005).....	14
図 1-14	Storegga Slide 開始後 2 時間目の水位分布 (Bondevik et al., 2005).....	15
図 1-15	ノルウェー西岸における Storegga Slide 津波の痕跡高 (矩形) とスライド最大 速度ごとの計算結果の比較 (Bondevik et al., 2005).....	15
図 1-16	退行性地すべり発生のイメージ (Haugen et al., 2005)	16
図 1-17	退行性地すべりのタイムラグと最大津波水位の関係 (Bondevik et al., 2005)	16
図 2-1	線形モデル (上) と非線形モデル (下) による空間波形の比較	20
図 2-2	水位の包絡線 (非線形モデル)	21
図 2-3	解析領域及び地すべり設定のイメージ	21
図 2-4	地すべりモデルの形状と形状パラメータの定義.....	22
図 2-5	地すべり移動速度の時間変化の設定.....	23
図 3-1	海底の点変位に対する Kajiura フィルター (日下部・他, 2018)	26
図 3-2	kh に対する $1/\cosh(kh)$ の変動	26
図 3-3	水深/波長に対する $1/\cosh(kh)$ の変動	27

図 3-4	Pedersen (2001)によるステップ状の海底変動に対する水面応答の理論解	28
図 3-5	Pedersen (2001)による水面応答の理論解と級数展開による理論解の比較(1)	29
図 3-6	Pedersen (2001)による水面応答の理論解と級数展開による理論解の比較(2)	30
図 3-7	地すべりの移動と海底地形変化量分布のイメージ	31
図 3-8	線形モデルによる空間波形(水深 50m, 台形モデル, $L_{mean}=500m$, $T=20m$, 海底の瞬時変位を仮定) 上: Kajiura フィルター無し, 下: Kajiura フィルター有り	33
図 3-9	線形モデルによる空間波形(水深 100m, 台形モデル, $L_{mean}=500m$, $T=20m$, 海底の瞬時変位を仮定) 上: Kajiura フィルター無し, 下: Kajiura フィルター有り	34
図 3-10	線形モデルによる空間波形(水深 200m, 台形モデル, $L_{mean}=500m$, $T=20m$, 海底の瞬時変位を仮定) 上: Kajiura フィルター無し, 下: Kajiura フィルター有り	35
図 3-11	線形モデルによる空間波形(水深 300m, 台形モデル, $L_{mean}=500m$, $T=20m$, 海底の瞬時変位を仮定) 上: Kajiura フィルター無し, 下: Kajiura フィルター有り	36
図 3-12	線形モデルによる空間波形(水深 400m, 台形モデル, $L_{mean}=500m$, $T=20m$, 海底の瞬時変位を仮定) 上: Kajiura フィルター無し, 下: Kajiura フィルター有り	37
図 3-13	線形モデルによる空間波形(水深 50m, 三角形モデル, $L_{mean}=250m$, $T=20m$, 海底の瞬時変位を仮定) 上: Kajiura フィルター無し, 下: Kajiura フィルター有り	38
図 3-14	線形モデルによる空間波形(水深 100m, 三角形モデル, $L_{mean}=250m$, $T=20m$, 海底の瞬時変位を仮定) 上: Kajiura フィルター無し, 下: Kajiura フィルター有り	39
図 3-15	線形モデルによる空間波形(水深 200m, 三角形モデル, $L_{mean}=250m$, $T=20m$, 海底の瞬時変位を仮定) 上: Kajiura フィルター無し, 下: Kajiura フィルター有り	40
図 3-16	線形モデルによる空間波形(水深 300m, 三角形モデル, $L_{mean}=250m$, $T=20m$,	

海底の瞬時変位を仮定) 上 : Kajiura フィルター無し, 下 : Kajiura フィルター有り	41
図 3-17 線形モデルによる空間波形(水深 400m, 三角形モデル, $L_{mean}=250m$, $T=20m$, 海底の瞬時変位を仮定) 上 : Kajiura フィルター無し, 下 : Kajiura フィルター有り	42
図 3-18 地すべり長さ/水深と Kajiura フィルターによる水位低減効果の関係 ($x<0$ 方向の下降波)	44
図 3-19 フィルター後/フィルター前の厚さ (最大変位量) の比率 (台形モデル)	44
図 3-20 フィルター後/フィルター前の厚さ (最大変位量) の比率 (三角形モデル)	45
図 3-21 地すべり平均長/水深とフィルター後/フィルター前の最大変位量の関係	46
図 3-22 地すべり平均長/水深とフィルター後/フィルター前の最大変位量の関係の両対数グラフ上における回帰	46
図 3-23 フィルターをかけるタイミングによる水面変動の比較 (台形, 水深 100m)	49
図 3-24 フィルターをかけるタイミングによる水面変動の比較 (台形, 水深 200m)	50
図 3-25 フィルターをかけるタイミングによる水面変動の比較 (台形, 水深 500m)	51
図 3-26 フィルターをかけるタイミングによる水面変動の比較 (三角形, 水深 100m)	52
図 3-27 フィルターをかけるタイミングによる水面変動の比較 (三角形, 水深 200m)	53
図 3-28 フィルターをかけるタイミングによる水面変動の比較 (三角形, 水深 500m)	54
図 4-1 地すべり速度の時間変化 (加減速パラメータ $\alpha=0.5$ のとき)	59
図 4-2 台形モデルによる波形の例($L_{mean}=500m$, $h=200m$, $u_p=20m/s$, $\alpha=0.5$)	60
図 4-3 地すべりモデルによる波形の比較例($L_{mean}=500m$, $T=20m$, $h=200m$, $u_p=20m/s$, $\alpha=0.5$, $\tan\theta=0.2$, $\beta=0.5$)	61

図 4-4	水深による波形の比較例(台形モデル, $L_{mean}=1000\text{m}$, $T = 20\text{m}$, $t_e = 100\text{sec}$, $u_p=20\text{m/s}$, $\alpha=0.5$, $\tan\theta=0.2$)	62
図 4-5	地すべり長さによる波形の比較例(台形モデル, $T=20\text{m}$, $t_e=100\text{sec}$, $u_p=20\text{m/s}$, $\alpha=0.5$, $\tan\theta=0.2$, $h=200\text{m}$)	63
図 4-6	地すべり形状による波形の比較例(台形モデル, $L_{mean}= 1000\text{m}$, $T=20\text{m}$, $t_e=100\text{sec}$, $u_p=20\text{m/s}$, $\alpha=0.5$, $h=200\text{m}$)	64
図 4-7	地すべり形状による波形の比較例(三角形モデル, $L_{mean}= 500\text{m}$, $T=20\text{m}$, $t_e=100\text{sec}$, $u_p=20\text{m/s}$, $\alpha=0.5$, $h = 200\text{m}$)	65
図 4-8	移動距離を同一とし地すべりピーク速度を変化させた場合の波形の比較例(台形モデル, $L_{mean}= 1000\text{m}$, $T=20\text{m}$, $\alpha=0.5$, $h=200\text{m}$, 移動距離 1000m).....	68
図 4-9	加減速時間を同一とし地すべりピーク速度を変化させた場合の波形の比較例(台形モデル, $L_{mean}= 1000\text{m}$, $T=20\text{m}$, $\alpha=0.5$, $h=200\text{m}$, $t_p = 50\text{sec}$).....	69
図 4-10	速度ピーク時間による波形の比較例(台形モデル, $L_{mean}= 1000\text{m}$, $T=20\text{m}$, $t_e=100\text{sec}$, $u_p=20\text{m/s}$, $h=200\text{m}$)	70
図 4-11	速度ピーク時間による波形の比較例(三角形モデル, $L_{mean}= 500\text{m}$, $T=20\text{m}$, $t_e=100\text{sec}$, $u_p=20\text{m/s}$, $h=200\text{m}$)	71
図 4-12	地すべり平均長さと津波最高・最低水位の関係 (台形モデル)	72
図 4-13	地すべり平均長さと津波最高・最低水位の関係 (三角形モデル)	73
図 4-14	地すべり断面積と津波最高・最低水位の関係 (台形モデル)	74
図 4-15	地すべり断面積と津波最高・最低水位の関係 (三角形モデル)	75
図 4-16	水深と津波最高・最低水位の関係 (台形モデル)	76
図 4-17	水深と津波最高・最低水位の関係 (三角形モデル)	77
図 4-18	地すべりピーク速度と津波最高・最低水位の関係 (台形モデル)	78
図 4-19	地すべりピーク速度と津波最高・最低水位の関係 (三角形モデル)	79
図 4-20	加減速パラメータ α と津波最高・最低水位の関係 (台形モデル)	80
図 4-21	加減速パラメータ α と津波最高・最低水位の関係 (三角形モデル)	80
図 4-22	ピーク速度に関するフルード数と津波最高・最低水位の関係 (台形モデル)	81
図 4-23	平均速度に関するフルード数と津波最高・最低水位の関係 (台形モデル)	82
図 4-24	ピーク速度に関するフルード数と津波最高・最低水位の関係 (三角形モデル)	

.....	83
図 4-25 平均速度に関するフルード数と津波最高・最低水位の関係 (三角形モデル)	84
図 4-26 海底地すべりと津波の発生の模式図.....	85
図 4-27 無限長地すべりによる津波波形 ($T=20\text{m}$, $h=200\text{m}$, $u_p=20\text{m/s}$, $\alpha=0.5$, $\tan\theta=0.2$).....	86
図 4-28 無限長地すべりによる津波波形の線形和 (上) と有限長地すべりによる波形 の比較 ($L_{mean}=1000\text{m}$, $T=20\text{m}$, $h=200\text{m}$, $u_p=20\text{m/s}$, $\alpha=0.5$, $\tan\theta=0.2$).....	87
図 4-29 海底地すべりにより発生する波の位相関係と重畳の概念.....	89
図 4-30 加減速パラメータと両方向に進行する波の合計波長の関係 (台形モデルの 解析結果).....	90
図 4-31 関数 F_2 による最高最低水位/地すべり厚さの推定値と線形モデルの解析結 果の対応 (台形モデル).....	94
図 4-32 関数 F_2 による最高最低水位/地すべり厚さの推定値と線形モデルの解析結 果の対応 (三角形モデル).....	95
図 4-33 関数 $F_1 \cdot F_2$ による最高最低水位/地すべり厚さの推定値と線形モデルの解析 結果の対応 (台形モデル).....	96
図 4-34 関数 $F_1 \cdot F_2$ による最高最低水位/地すべり厚さの推定値と線形モデルの解析 結果の対応 (三角形モデル).....	97
図 4-35 関数 $F_3(F_1 \cdot F_2)$ による最高最低水位/地すべり厚さの推定値と線形モデルの 解析結果の対応 (台形モデル).....	98
図 4-36 関数 $F_3(F_1 \cdot F_2)$ による最高最低水位/地すべり厚さの推定値と線形モデルの 解析結果の対応 (三角形モデル).....	99
図 4-37 津波水位推定式による推定水位と水理実験結果の比較.....	101
図 5-1 退行性地すべりの移動様式.....	103
図 5-2 退行性地すべりの検討における地すべり体の基本形状.....	103
図 5-3 退行性地すべりの分割移動の模式図.....	104
図 5-4 $N=1$ のときの最高・最低水位に対する地すべり分割時の最高・最低水位の比 率.....	105
図 5-5 地すべり分割数と波長の関係.....	105
図 5-6 分割した単体の小ブロックによる波形 (台形モデル, $T=20\text{m}$, $t_e=100\text{sec}$,	

	$u_p=20\text{m/s}$, $\alpha=0.5$, $\tan\theta=0.2$, $h=200\text{m}$ (1).....	106
図 5-7	分割した単体の小ブロックによる波形（台形モデル, $T=20\text{m}$, $t_e=100\text{sec}$, $u_p=20\text{m/s}$, $\alpha=0.5$, $\tan\theta=0.2$, $h=200\text{m}$) (2).....	107
図 5-8	分割した単体の小ブロックによる波形（台形モデル, $T=20\text{m}$, $t_e=100\text{sec}$, $u_p=20\text{m/s}$, $\alpha=0.5$, $\tan\theta=0.2$, $h=200\text{m}$) (3).....	108
図 5-9	退行性地すべりによる波形の空間分布（台形モデル, $N=4$) (1).....	110
図 5-10	退行性地すべりによる波形の空間分布（台形モデル, $N=4$) (2).....	111
図 5-11	退行性地すべりによる波形の空間分布（台形モデル, $N=4$) (3).....	112
図 5-12	退行性地すべりによる波形の空間分布（台形モデル, $N=4$) (4).....	113
図 5-13	退行性地すべりによる波形の空間分布（台形モデル, $N=4$) (5).....	114
図 5-14	退行性地すべりのブロック分割数と時間差と水位の関係 ($x < 0$)	115
図 5-15	退行性地すべりのブロック分割数と時間差と水位の関係 ($x > 0$)	116
図 5-16	小ブロック単体による最低水位×退行性地すべりのブロック分割数と退行 性地すべりによる最低水位の関係 ($x < 0$)	117
図 5-17	非線形モデルによる空間波形の推移 ($N=4$, $u_p = 20\text{m/s}$, $h=200\text{m}$)	119
図 5-18	時刻歴波形の例($N=4$, $x=-2500\text{m}$)	120
図 5-19	地すべり一体時に対する津波水位の発達比と移動開始時間差の関係（非線形 モデルを用いた解析）	121
図 5-20	$N=4$ のときの津波水位と分割した単独ブロックによる水位の比較（非線形モ デルを用いた解析）	122

1. 序論

1.1. 背景

1.1.1. 海底地すべりによる津波の事例

(1) 地すべりの分類及び形態

地すべりには多様な形態があり, 組成, 運動形態等に基づき多種の分類がなされている(図 1-1). 海底で発生し津波の発生効率が高いとされるものは, 地層中の弱層がすべり面となり密度が高く移動体がほぼ一体となって比較的高速に移動するタイプである狭義の「すべり(スライド, スランプ)」(大八木, 2004a, 2004b)であり, 滑落(フォール)や流動(フロー)と区別される. 本論文ではこの「すべり」を取り扱う. 「すべり」は運動形態により, 並進すべり(translational slide; スライド)と回転すべり(rotational slide; スランプ)の 2 タイプを含む. このうち, slide は一般に変形が小さく移動距離が大きく, slump は移動距離が小さいが面積に対し厚さが比較的大きく変形を伴うとされる.

(2) 世界で発生した海底地すべりによる津波

世界で海底地すべり地形が確認されている主な地点を図 1-2 に示す. このうち, 津波との対応付けがなされているのは赤丸の箇所のみである. さらに, 比較的詳細な研究がなされている事例の基準として, ①海底地形及び海底地質調査がなされている, ②海底調査に基づき津波のモデル化がなされている, ③観測または津波堆積物に基づく津波記録を用いた再現性検証がなされている, という 3 点を設けた場合, これに合致するのは, 以下の 3 例のみである(Tappin, 2017).

- 1964 年アラスカ大地震: 大地震を起因とした沿岸斜面の崩壊が発生し, Valdez と Seward の 2 箇所で局所的な浸水が発生した.
- 1998 年パプアニューギニア地震津波: M7.1 の地震による断層運動では局所的な異常水位の説明がつかず, 海底地すべり(slump)による津波が重畳したとされる.
- 8200 年前 Storegga Slide: ノルウェー沖で発生した巨大地すべり. 津波堆積物に基づき, 北東大西洋沿岸で 20m を超える遡上高が推定されている.

(3) 日本周辺の海底地すべり分布及び海底地すべりによる津波

日本周辺の海底地すべりは, 大西洋等の例と比較して小規模と考えられる. 森木・他(2017)は海底地形アナグリフを用いた日本周辺海域の地すべり地形の判読を行っている(図 1-3). その結果, 日本海溝の海溝陸側斜面を除き, 100km²以上の面積を有する地すべり地形はみ

られないとしている。したがって、日本周辺の地すべりの水平サイズは km オーダー以下が主とみられる。

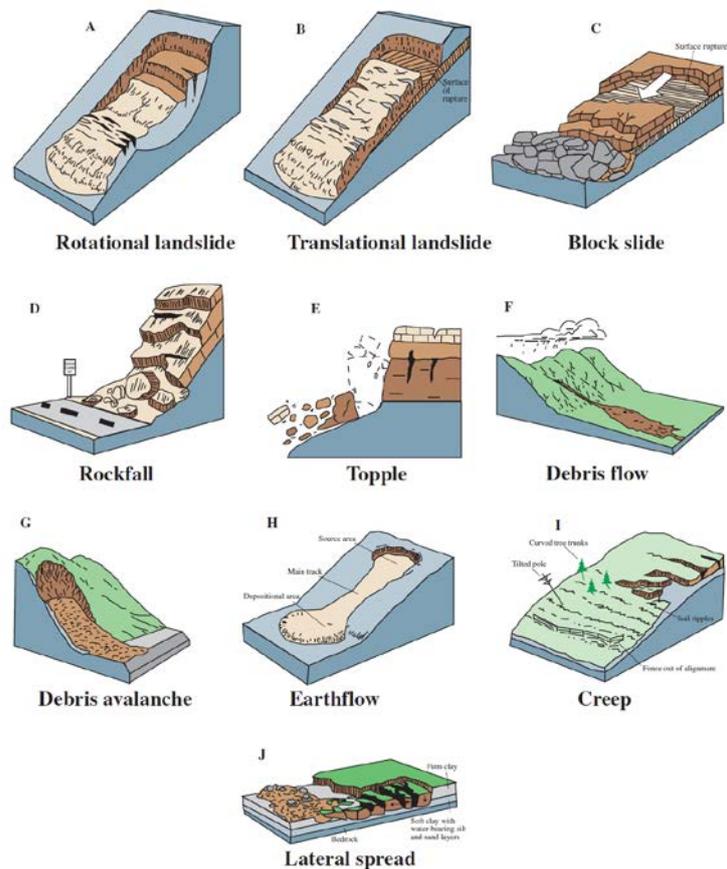


Figure 3. These schematics illustrate the major types of landslide movement that are described in the previous pages. For additional information on these processes and where to find photos, please see "Where to Go For More Information" at the end of this fact sheet.

TYPE OF MOVEMENT		TYPE OF MATERIAL		
		BEDROCK	ENGINEERING SOILS	
			Predominantly coarse	Predominantly fine
FALLS		Rock fall	Debris fall	Earth fall
TOPPLES		Rock topple	Debris topple	Earth topple
SLIDES	ROTATIONAL	Rock slide	Debris slide	Earth slide
	TRANSLATIONAL			
LATERAL SPREADS		Rock spread	Debris spread	Earth spread
FLOWS		Rock flow (deep creep)	Debris flow	Earth flow (soil creep)
COMPLEX		Combination of two or more principal types of movement		

Figure 2. Types of landslides. Abbreviated version of Varnes' classification of slope movements (Varnes, 1978).

図 1-1 地すべりのタイプ (USDA/USGS, 2004)

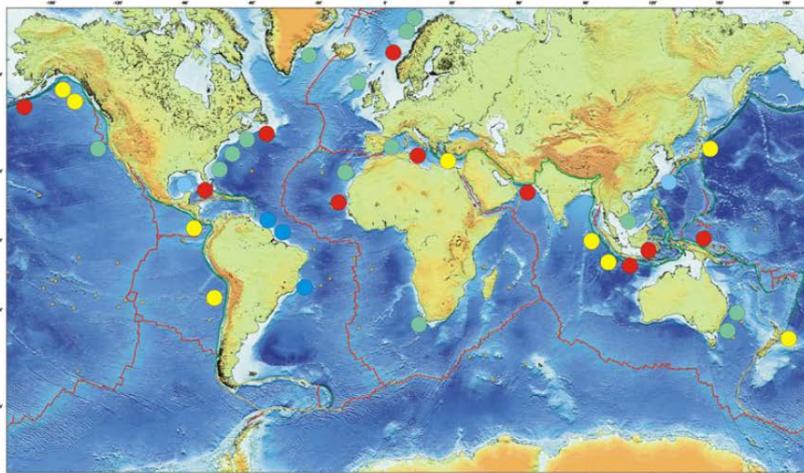


Figure 1. Global distribution of mapped SMFs. Green dots, SMFs on continental shelves and fan systems, no identified tsunamis. Yellow dots, SMFs located along convergent margins, no identified tsunamis. Red dots, locations of SMF-sourced tsunamis, or where there may be an SMF contribution. Grey-blue dots, active river systems, no tsunami identified.

図 1-2 世界の主な海底地すべり (Tappin, 2010)

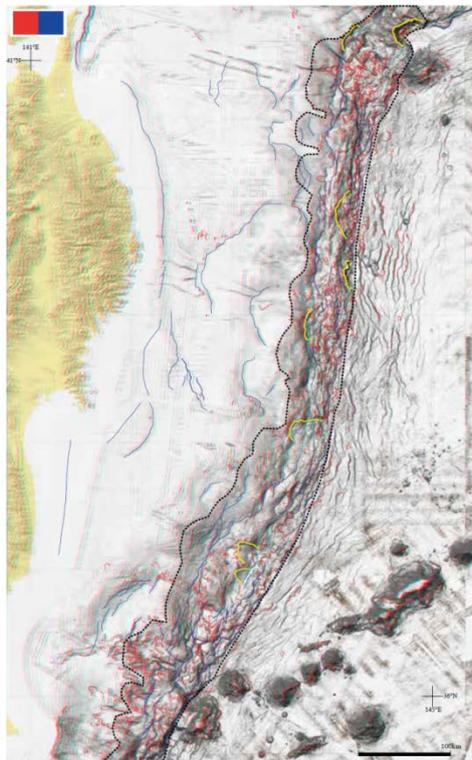


Fig. 2. Anaglyph image of the Japan Trench with distribution of landslides (red line: area <math>< 100 \text{ km}^2</math>, yellow line: area $\geq 100 \text{ km}^2</math>) and active faults (blue and light blue lines: active fault with light blue line intersects large landslide with an area $\geq 100 \text{ km}^2</math>). Zones of the landward slope of trench for statistical analysis are shown by dashed line.$$

図2. 日本海溝のアナグリフ画像と地すべり (赤線, その中で面積 100 km^2 以上は黄線), 活断層 (青線, その中で面積 100 km^2 以上の地すべりと交差するものは水色線), および, 統計的考察に用いた海溝陸側傾斜面の範囲 (破線).

図 1-3 日本海溝沿い海域における地すべり地形の判読結果 (森木・他, 2017)

(4) 退行性地すべりの例

退行性地すべり (retrogressive landslide) とは、斜面下部から始まる地すべりで支持を失った上部斜面が順次滑ることで滑落崖が後退する形態 (Azizan and Popescu (2003), Løvholt et al. (2015a)等) であり、陸上でも海底でも発生し得る (図 1-4, 図 1-5). 約 8,000 年前に北大西洋で発生した Storegga Slide はその一例で、海底地形等の痕跡に基づき退行性と推定されている。一般に、地すべりが分割して移動すればエネルギーが分散し、津波の発生効率は低下する。しかし、Haugen et al. (2005)は、分割された地すべりに対する水面の応答を一次元の線形長波理論式に基づき推定した結果、分割のタイムラグによっては、地すべりの背後側 (陸側) で一括すべりより 20~30%水位が増大する可能性があることを明らかにした。

北大西洋で発生した巨大海底地すべりである Storegga Slide は、地形地質調査に基づき退行性であることが明らかとなっている。Storegga Slide は、北大西洋において約 10 万年間隔で発生してきた巨大海底地すべりのうち最後に発生した約 8,200 前のものである。斜面勾配は約 0.5 度であり、地すべりに伴い移動した土砂量は 2400–3200 km³ と見積もられる。地すべり跡の地形等に関する土質工学的及び形態学的分析により、地すべりは下端付近で発生し、浅部に退行しながら成長したことが有力視されている (Kvalstad et al, 2005, Hafliðason et al., 2005, Masson et al., 2010)。メタンの噴出が原因とする説もあったが、Bryn et al. (2005)は地震によりトリガーされたとしている。沿岸の湖沼に堆積した津波堆積物に基づき、津波の高さが推定されている (図 1-6)。津波はノルウェー西岸 (遡上高 10-12m)、北東スコットランド (3-6m)、シェトランド諸島 (グレートブリテン島の北東, >20m)、フェロー諸島 (グレートブリテン島の北, >10m) でそれぞれ痕跡が確認されている。

そのほか、Masson et al. (2010)は米国東岸や北西アフリカ沖の海底地すべりも同様に退行的に進行した可能性を示唆している。これらは非活動的大陸縁と呼ばれ、広大で厚い堆積物をもつ海域である (大八木, 2004b)。

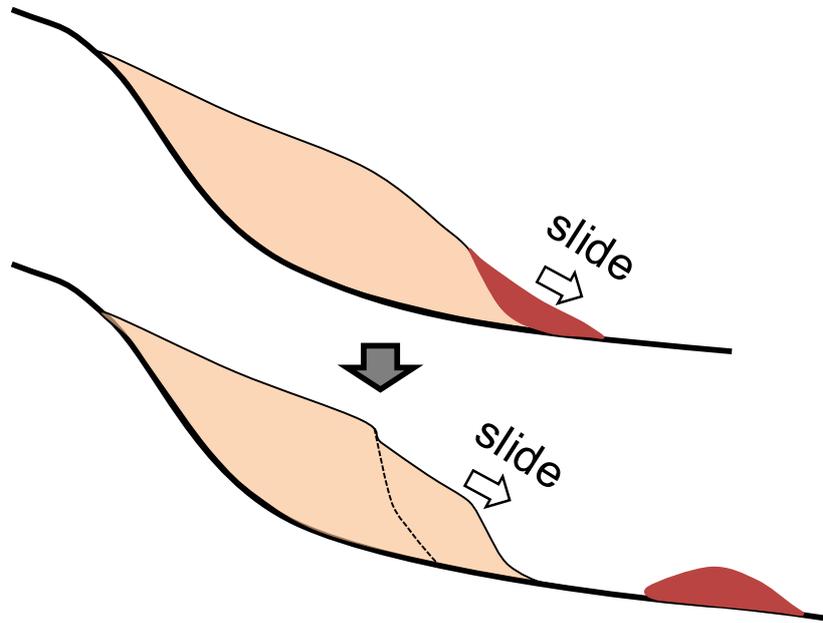


図 1-4 退行性地すべりの移動様式

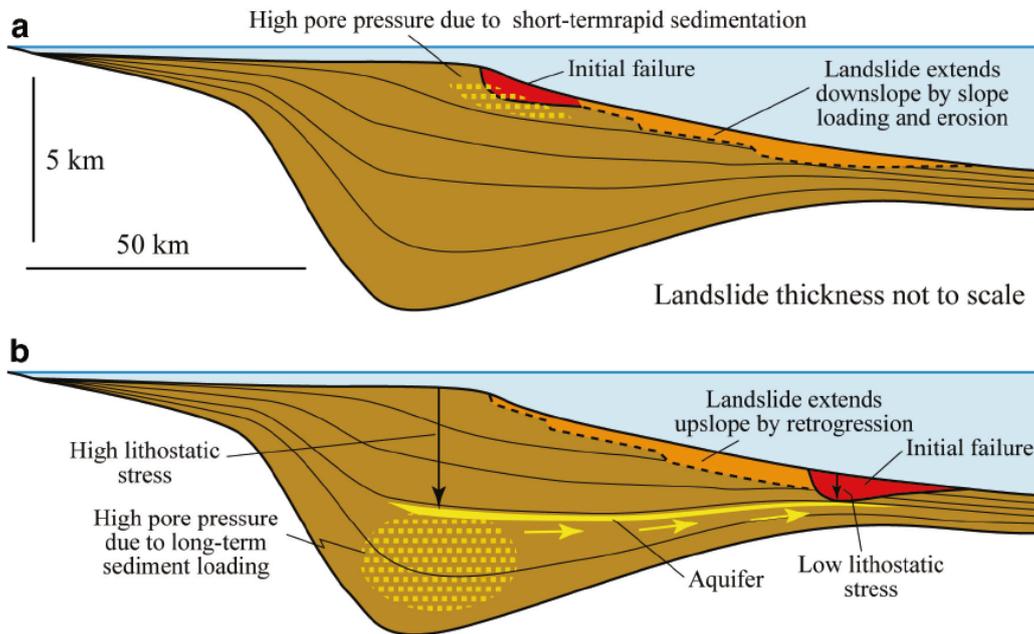


Fig. 4 Schematic illustration of a continental margin illustrating contrasting ‘end member’ initiation mechanisms for giant landslides. Landslide thickness is exaggerated to improve presentation. **(a)** Landslide initiated on the upper slope due to rapid sedimentation. **(b)** Landslide initiated on the lower slope due to lateral advection of high pore pressure from thicker sediment accumulation beneath the upper slope. In both **(a)** and **(b)**, development of the landslide beyond the initial failure is controlled by weak layers within the parallel bedded slope sediment sequence

図 1-5 進行性地すべり（上）と退行性地すべり（下）の模式図（Masson et al.,2010）

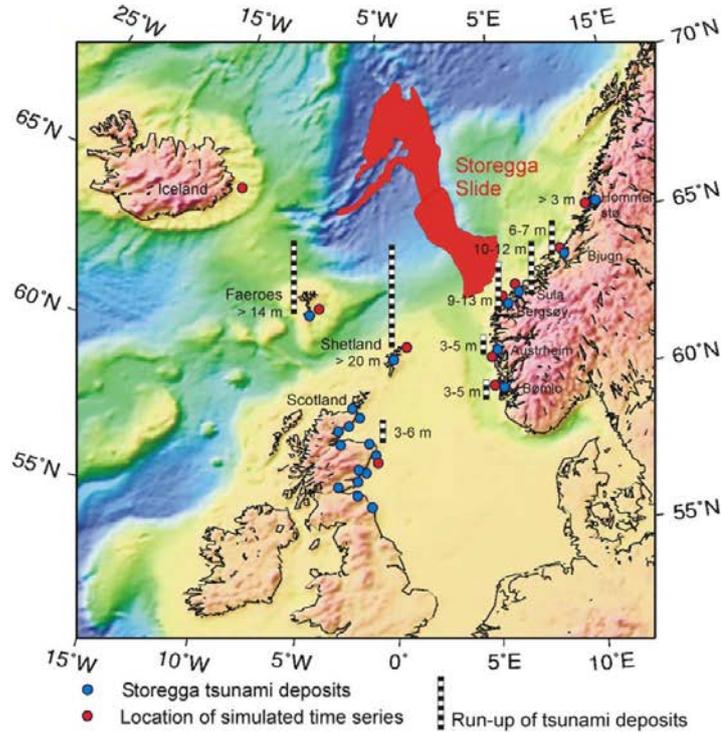


Fig. 1. Map of the Storegga Slide. Blue dots show where tsunami deposits have been studied and numbers show elevation of the deposits above the contemporary sea level. Red dots show approximate position of the time series plotted in Fig. 2, or discussed in Table 1.

図 1-6 Storegga Slide の位置と推定される津波高さ (Bondevik et al., 2005)

1. 1. 2. 津波水位と地すべり諸元の関係

(1) 津波水位に影響を与える要素

Grilli and Watts (2005)及び Watts et al. (2005)は、水理実験及び完全非線形ポテンシャル流(fully nonlinear potential flow; FNPF)モデルを用いた数値実験に基づき、地すべりによる津波の初期水位振幅のモデルを提案している。

現象が図 1-7 のような 2次元断面内で生じるとしたときの $X = X_g$ における最大水位低下量は、以下のように表される。

- Slide のとき

$$\eta_{0,2D} = S_0 (0.0574 - 0.0431 \sin \theta) \left(\frac{T}{b} \right) \left(\frac{b \sin \theta}{d} \right)^{1.25} (1 - e^{-2.2(\gamma-1)}) \quad \dots\dots\dots \text{式(1-1)}$$

- Slump のとき

$$\eta_{0,2D} = S_0 \left(\frac{0.131}{\sin \theta} \right) \left(\frac{T}{b} \right) \left(\frac{b \sin \theta}{d} \right)^{1.25} \left(\frac{b}{R} \right)^{0.63} (\Delta\Phi)^{0.39} (1.47 - 0.35(\gamma-1))(\gamma-1) \quad \dots\dots\dots \text{式(1-2)}$$

いた数値実験により、最大水位上昇量が（初期加速度）×（地すべり体積）あるいは（最大速度）×（地すべり体積）とよい相関関係にあることを示している。Ma et al. (2013)は非線形k-εモデルを組み込んだ非静水圧三次元モデル(NHWAVE)を用い、海底地すべりを水と土砂の混合物とした解析を行った。海底地すべりの高密度プリュームは、密度差による傾圧により駆動される。Ma et al. (2013)は、①土砂移動速度、②初期水深、③地すべり密度のパラメータが地すべり塊の挙動と波の生成の両方に対する感度が高いとしている。さらに、地すべり体の変形による影響を評価し、剛体の地すべりでは津波エネルギーが狭い幅に集中するのに対し、変形可能な地すべりでは地すべりが拡がる方位による影響が強いことを示した。

通常、地すべりは初期に加速したのち最大速度に達し、その後の減速を経て停止する。佐竹・加藤(2002)による Kinematic landslide model (KLS モデル)では、地すべり前面の移動速度と立ち上がり時間をパラメータとしているが、いずれも等速度を前提としており、加速度や最大速度との関係づけはなされていない。

(2) パラメータ間の関係

海底地すべりは陸上の地すべりに比べ長さに対する厚さが小さいことが指摘されている。Watts(2004)は過去の事例に基づき、海底地すべりの厚さを長さの 0.01~0.04 倍程度としており、さらに小さな比を示すとの見解もある（大八木, 2004b）。

Grilli and Watts (2005) は、地すべり体の運動方程式に基づき、摩擦のない斜面上を並進運動するスライドの最大速度を以下の式で与えた。

$$u_t = \sqrt{gB \sin \theta \cdot \frac{\pi(\gamma-1)}{2C_d}} \quad \dots\dots\dots \text{式(1-3)}$$

ここで、 g は重力加速度、 B は地すべり長さ、 θ は斜面勾配、 γ は地すべり体水中比重(=1.85)、 C_d は抗力係数(=1)である。 B が 1,000m、 θ が 1~2 度のとき、 u_t は 15~20m/s となる。

Watts et al.(2005)では、地すべりの幅方向に一様な二次元現象として推定した津波初期振幅 $\eta_{0,2D}$ と、幅方向への伝播の影響を考慮した津波振幅 $\eta_{0,3D}$ とを、以下の式で対応づけている。

$$\eta_{0,3D} = \eta_{0,2D} \left(\frac{w}{w + \lambda_0} \right) \quad \dots\dots\dots \text{式(1-4)}$$

ここで、 w は地すべりの幅、 λ_0 は津波の near field 特性波長である。 λ_0 はさらに、

$$\lambda_0 = t_0 \sqrt{gd} \quad \dots\dots\dots \text{式(1-5)}$$

で地すべりの運動と関係づけられる。ただし、 t_0 は特性時間で地すべりが最大速度に到達するまでの時間、 d は地すべり開始位置の水深である。

さらに、三次元的な初期波形分布を与えるための式として、以下の二重ガウス分布を提示している。

$$\eta(x, y) = -\frac{\eta_{0.3D}}{\eta_{\min}} \operatorname{sech}^2 \left(\kappa \frac{y - y_0}{w + \lambda_0} \right) \left(\exp \left\{ -\left(\frac{x - x_0}{\lambda_0} \right)^2 \right\} - \kappa' \exp \left\{ -\left(\frac{x - \Delta x - x_0}{\lambda_0} \right)^2 \right\} \right) \dots\dots\dots \text{式(1-6)}$$

ここで、 η_{\min} ：振幅を除く右辺の最小値、 κ ：3、 x_0, y_0 ：波形ピークの初期位置、 $x_0 - \Delta x = X_g$ (X_g は地すべり初期位置の斜面方向座標)である。この式では、 κ 'と Δx を調整することにより波形と振幅を変化させることができるが、地すべりの発生位置や移動形態に対する適切な設定方法は明らかでない。

Kajiura(1970)及び Hammack (1973)は海底変動の立ち上がり時間をライズタイム τ^* として、これによる津波エネルギーの散逸効果を水理実験により評価した。

$$\tau^* = c \cdot \frac{T}{\ell r} \dots\dots\dots \text{式(1-7)}$$

ここで、 ℓr は代表長さ (移動距離) である。

Levin and Nosov (2009)によれば、津波高さの減衰率は、このライズタイムを用いて、

$$\begin{cases} 1 & (\tau^* < 1) \\ 1/\tau^* & (\tau^* \geq 1) \end{cases} \dots\dots\dots \text{式(1-8)}$$

と表される。

1.1.3. 海底地すべりによる津波の既往水理実験

橋本・壇 (2008)は、海底地すべりに伴う津波振幅の特性を把握するため、図 1-8 に示すような断面水槽内の一様斜面におけるアクリル板性地すべりモデルによる津波発生実験を行っている。斜面角度は 4, 6, 8, 10° の 4 とおりとし、モデル形状は複数設定した。実験結果は、殿最・他 (2015)に詳細に取りまとめられている。実験の設定及び結果を表 1-1 及び図 1-9 に示す。

Watts (1998)は、図 1-10 に示すような高傾斜の一様斜面を用いた水理実験を行っている。Watts (1998)による実験ケース及び結果を Najafi-Jilani and Ataie-Ashtiani (2008)は表 1-2 のようにとりまとめている。

そのほか、陸上及び海底地すべりに起因する津波に関する既往の水理実験に基づく代表的

なベンチマーク問題が、欧米の研究者により集約、検証されている(Kirby et al., 2017).

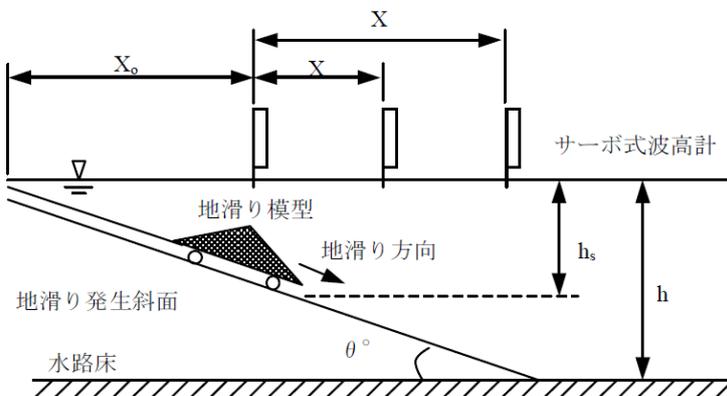


図1 実験装置概略図

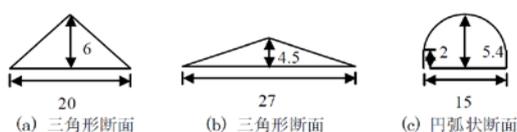


図2 地滑り模型断面図 (単位: cm)

図 1-8 橋本・壇 (2008)による水理実験の模式図

表 1-1 橋本・壇 (2008)による水理実験ケース (殿最・他 (2015))

表-1 再現計算を実施した実験ケース

ケース	地滑り模型	斜面角度 θ ($^{\circ}$)
Case1	三角形断面No.1 (20cm × 6cm)	4
Case2		6
Case3		8
Case4		10
Case5	三角形断面No.2 (27cm × 4.5cm)	4
Case6		6
Case7		8
Case8		10

表-2 地すべり速度・継続時間・地すべり終了時間の設定

ケース	U (m/s)	U_z (m/s)	D_z (m)	T_z (s)	T_{end} (s)
Case1	0.388	0.027	0.0601	2.222	11.823
Case2	0.475	0.050	0.0603	1.215	6.445
Case3	0.548	0.076	0.0606	0.794	4.196
Case4	0.612	0.106	0.0609	0.573	3.011
Case5	0.451	0.031	0.0451	1.434	9.218
Case6	0.551	0.058	0.0452	0.786	5.035
Case7	0.636	0.089	0.0454	0.513	3.276
Case8	0.711	0.123	0.0457	0.370	2.349

道上・他 (1996) は、貯水池などの閉鎖領域において大規模な土砂崩壊が発生した際に発生する水面波に着目し、閉鎖した水平水路内に厚さや流入角度を変えた土塊を進入させることによる造波の水理実験を行っている。このうち、土塊を水平流入させたパターンについて、水理実験の模式図及び計測された最大波高と流入速度の関係を図 1-11 に示す。図中、 h は水深、 D は土厚、 v は土塊流入速度、 L は土塊流入距離(cm)である。水理実験の結果、発生する波は土塊の流入速度が長波の波速に近くなるほど土塊の厚さに対する最大波高が大き

くなる傾向にあること、最大波高は流入距離にも比例して大きくなる傾向があることを指摘している。

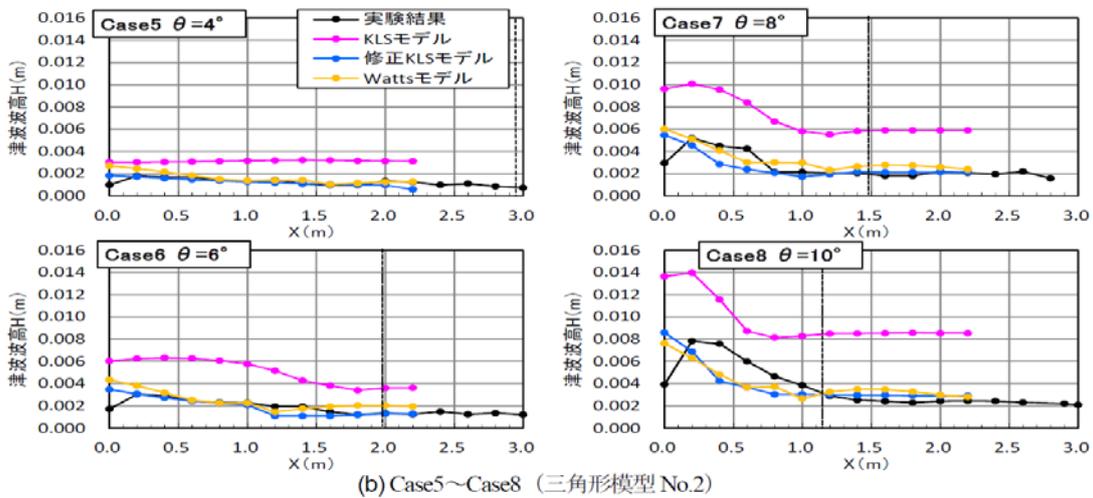
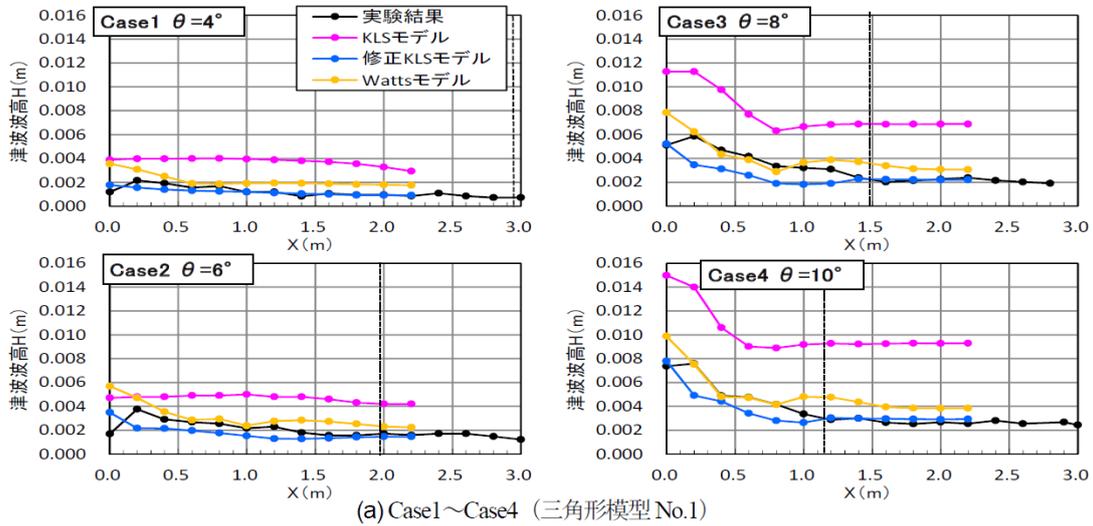


図-8 津波波高の空間分布 (図中の破線は斜面部と水平部の境界を示している)

殿最・他 (2015)による。黒線が実験結果である。

図 1-9 橋本・壇 (2008)による水理実験の結果

1.1.4. 退行性地すべりによる津波の解析

Bondevik et al. (2005)は、Storegga Slide による津波を対象に2種類の解析を行っている。ひとつは地すべり塊が一体かつ非変形で運動する平面二次元の解析で、もうひとつは退行性の影響を評価するために実施した一次元の解析である。まず、前者について述べる。

地すべり体は、図 1-12 に示すような地形変化に関する検討に基づき図 1-13 のような上

部で分厚い形状とした。幅は 100km で全長は 150km，最大厚さは 400m をわずかに上回る。この地すべり体に 150km の移動距離を与える。初期加速度を 0.016m/s^2 とし，加速と減速の区間長を等しくすれば，加速区間を 75km としたとき最大速度 U_m は 35m/s ，加速区間を 24.5km としたとき U_m は 20m/s となる。

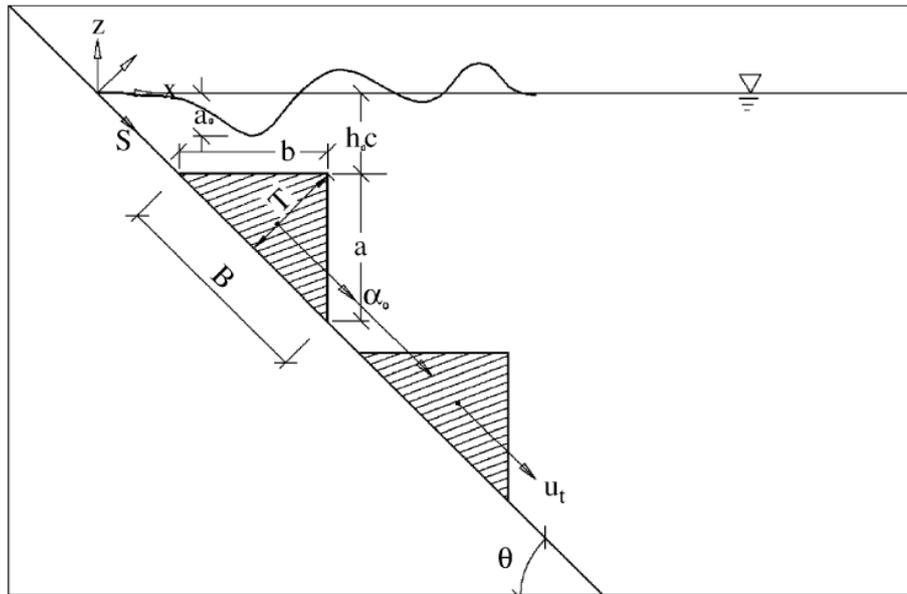


図 1-10 Najafi-Jilani and Ataie-Ashtiani (2008) 及び Watts(1998)による水理実験の模式図

表 1-2 Watts(1998)による水理実験の設定と結果

No.	形状	地すべり長(m)	地すべり厚さ(m)	斜面勾配(°)	初期没水深(m)	最大速度(m/s)	特性移動距離(m)	発生水位(m)
1	三角形	0.121	0.0608	45	0.0745	0.65	0.210	0.0045
2		0.121	0.0608	45	0.0590	0.56	0.190	0.0055
3		0.121	0.0608	45	0.0745	0.37	0.165	0.0025
4		0.121	0.0608	45	0.0745	0.44	0.161	0.003
5		0.121	0.0608	45	0.0745	0.54	0.201	0.0037
6		0.121	0.0608	45	0.0745	0.71	0.227	0.006
7		0.121	0.0608	45	0.0745	0.80	0.265	0.007

数値は Najafi-Jilani and Ataie-Ashtiani (2008)による。

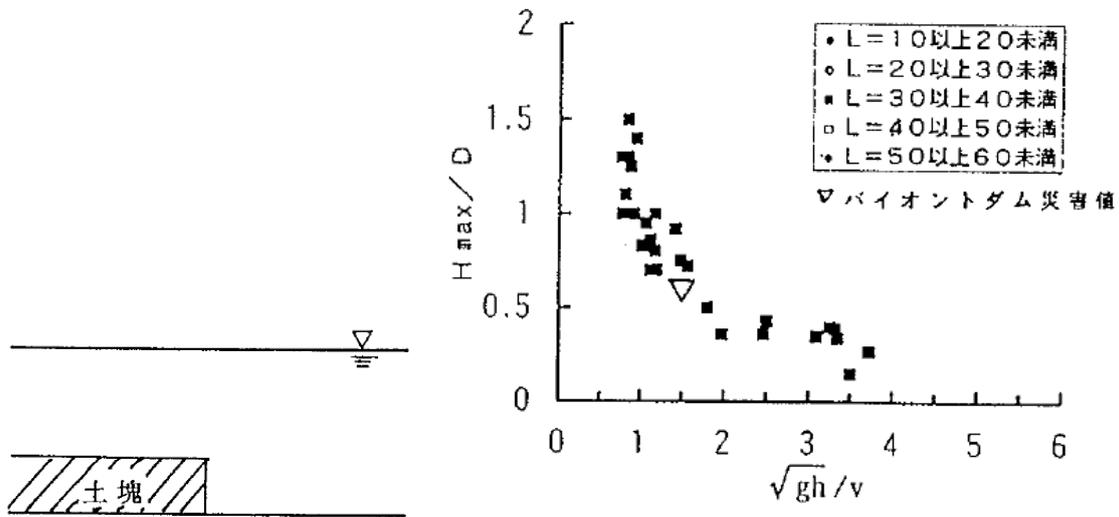


図 1-11 道上・他 (1996)による水理実験の模式図及び最大波高と流入速度の関係

津波伝播は線形長波モデルで解き、東西 765km×南北 645km の海域を最小 500m または 250m の格子に分割した。フィヨルド内の増幅は、グリーンの法則を用いて補正した。

スライド速度に対するノルウェー沿岸の計算津波水位と痕跡高の比較を図 1-15 に示す。この結果からみれば、地すべり速度は 20m/s 以下が妥当であるとした。

そのほか、Hill et al. (2014)は、150km 四方の矩形剛体地すべりと FEM の津波伝播モデルを用い、Storegga Slide による津波をある程度再現できるとした。海底地すべりは Bondevik et al.(2005)と同様のブロックモデル (表 1-3) とし、スライドの移動に伴い slide smoothing distance で定義する距離スケールで形状を平滑化した。海底地形データには GEBCO の 1 分格子データを用い、これに Bradley et al. (2011)による氷河の影響による地殻変動を考慮した。

Bondevik et al.(2005)はさらに、Haugen et al.(2005)が評価した退行性地すべりによる津波水位への影響を考慮したときの地すべりの設定を検討した。モデルは、Kajiura フィルターの展開と同様の、一様水深を仮定した線形方程式を解析的に解くものである。地すべりブロックが 167 個の同一サイズの小ブロックから構成されるとし、図 1-16 に模式的に示すように一定の時間間隔で個々の小ブロックが一定速度で放出されるとした。この結果、図 1-17 に示すように地すべり体の進行方向では一括すべりより水位が低下する効果があるとし、その効果を考慮した結果、25-30m/s の最大速度をもち、小ブロックが 15-20 秒のタイムラグですべる退行性地すべりが最もよく Storegga Slide の津波水位分布を再現できると

した。

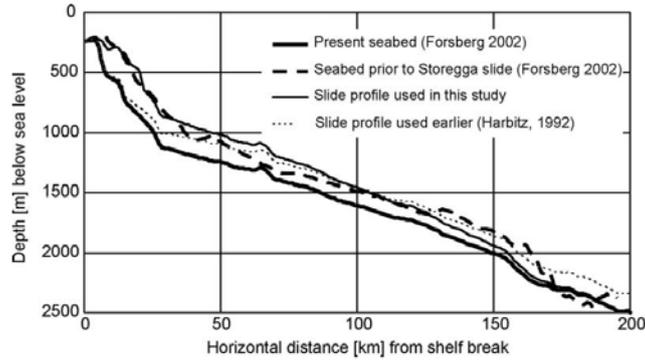


Fig. 5. Cross-section showing the present sea floor in the Storegga Slide scar area, the reconstructed pre-Storegga slide sea floor (Forsberg, 2002) and the modelled sea floor, as described by the new slide block used in the simulations. The new slide block is a close approximation to the reconstructed pre-Storegga slide sea-floor.

図 1-12 Storegga Slide 前後の断面内地形変化 (Bondevik et al., 2005)

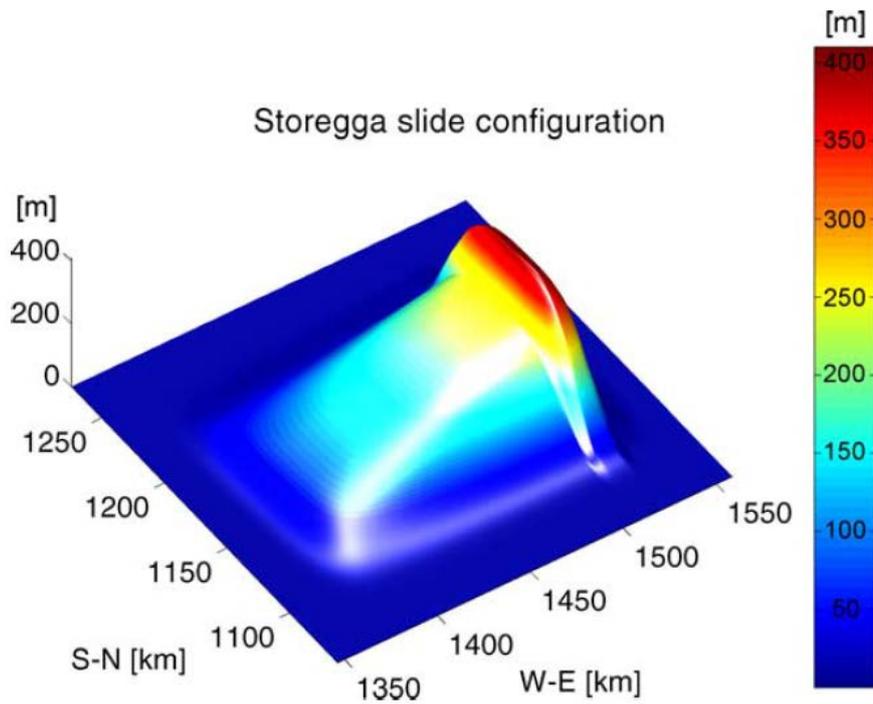


Fig. 6. A 3-D view of the slide block used in the simulations. Compared to older simulations (Harbitz, 1992) this slide is thicker near the headwall and has a shorter total length. The maximum thickness is slightly above 400 m.

図 1-13 津波解析に用いた Storegga Slide の形状 (Bondevik et al., 2005)

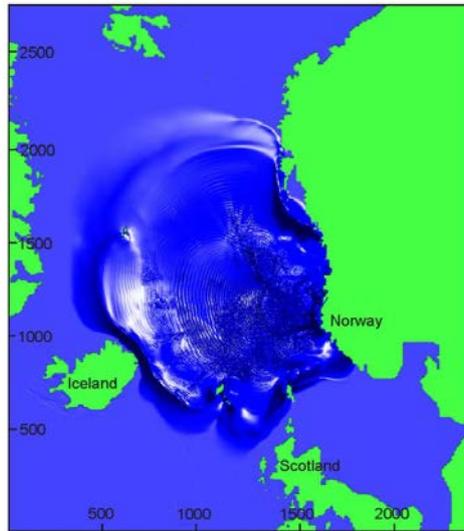


Fig. 8. Perspective view of sea-surface elevation 2 h after the release of the slide. The wave front, ca 3 m high has reached the Faeroe Islands and the Shetland Islands and approaches Greenland, Iceland and Scotland. The small ripples behind the wave front are caused by numerical noise. This noise does not affect the maximum surface elevations.

図 1-14 Storegga Slide 開始後 2 時間目の水位分布 (Bondevik et al., 2005)

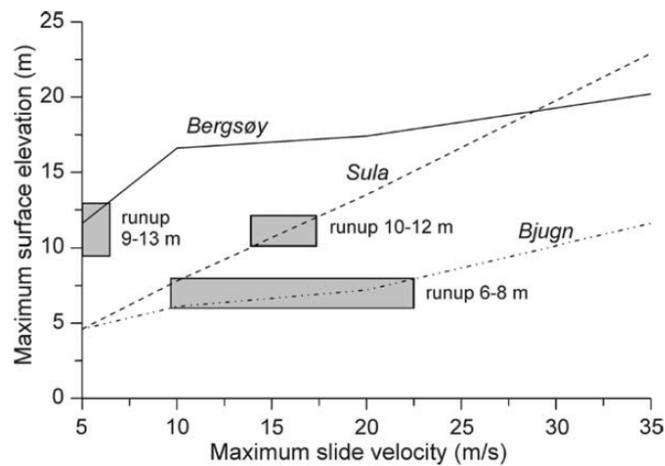


Fig. 9. Maximum surface elevation for sites in western Norway as a function of maximum slide velocity, calculated using the fine grid bathymetry. The field observations (horizontal bars) indicate a slide velocity less than 20 m/s. Note that all field observations are measured relative to high tide. If the tsunami occurred at low tide, the wave elevation would increase with about 2–3 m.

図 1-15 ノルウェー西岸における Storegga Slide 津波の痕跡高 (矩形) とスライド最大速度ごとの計算結果の比較 (Bondevik et al., 2005)

表 1-3 Hill et al. (2014)が用いた Stregga Slide のブロックモデル諸元

Table 2

Slide parameters used for the slide all Storegga slide simulations.

Parameter	Value
R – run out distance	150 km
L – slide length	150 km
B – slide width	175 km
S – slide smoothing distance	75 km
h_{\max} – slide maximum height	144 m
U_{\max} – slide maximum velocity	35 m/s
T_a – acceleration time (distance)	3366 s (75 km)
T_c – time at U_{\max}	0 s
T_d – deceleration time (distance)	3366 s (75 km)

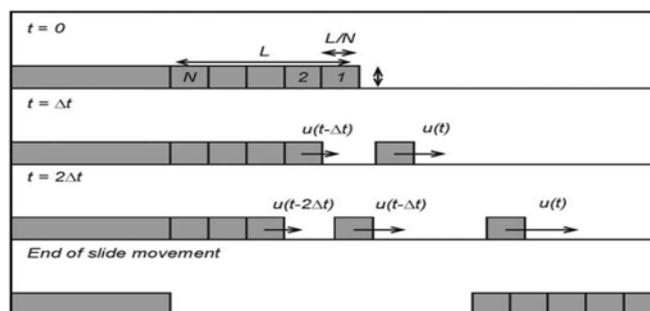


Fig. 3. A sketch illustrating a simple retrogressive slide movement. The total slide is divided into N equal slide blocks of lengths L/N , which are released with a time lag Δt . All the slide blocks follow the same velocity profile $u(t)$.

図 1-16 退行性地すべり発生イメージ (Haugen et al., 2005)

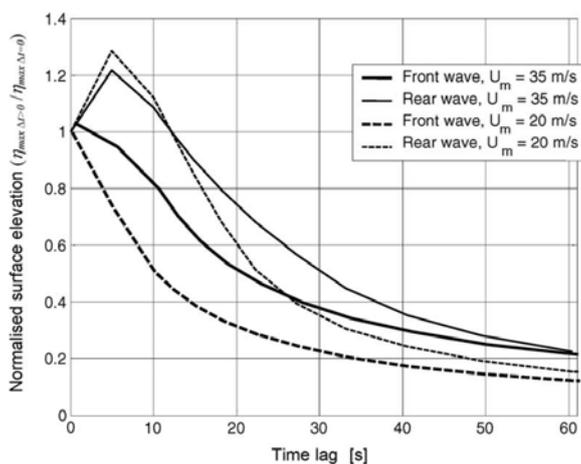


Fig. 10. Maximum surface elevation (η_{\max}) as a function of time lag (Δt) between rectangular sliding blocks in a 2-D slide model. The 2-D model is comparable in size to the Storegga slide. It consists of 167 blocks, each being 240 m thick and 600 m wide, that are released with an equal time lag (Δt) between the individual blocks in a basin with a uniform water depth of 1000 m (see Haugen et al. (2005) for more details on the model). The values on the y-axis are the maximum surface elevation η_{\max} for $\Delta t \geq 0$ divided by the maximum surface elevation η_{\max} for a fixed shaped slide ($\Delta t = 0$). This illustrates the change in maximum surface elevation due to the retrogressive nature of the slide. A time lag of 15–20 s between the individual blocks would reduce the surface elevation with a factor of 0.75.

図 1-17 退行性地すべりのタイムラグと最大津波水位の関係 (Bondevik et al., 2005)

1.2. 目的

海底地すべりに起因する津波は、断層運動による地震津波より局所的に大規模となる場合があり津波防災上の課題となっている。海底地すべりに伴う津波規模の推定に関しては、水理模型実験や数値解析に基づく検討例があるが、海底地すべりは形状や運動形態が様々で多くのパラメータを含むため、体系的に分析されたとは言えない。そのため、海底地形判読等に基づき地すべり規模から津波規模を想定する場合や、多数の地すべり地形から発生津波が大規模となる地すべりを選定する場合において、解析コストをかけずに精度のよい推定ができる手法が望まれる。

これらを踏まえ、本研究は、1)地すべり諸元と津波高さの関係についてのパラメータスタディを効率的に実施するための数値解析手法の構築、2)多数の解析結果に基づく地すべりと津波高さの関係の分析を主な目的として実施した。

なお、主な検討対象は、移動体が流動化せずほぼ一体となって移動する津波発生効率の高い地すべりとし、津波規模については発生直後の波源域周辺での水位に着目した。

1.3. 本研究の内容

研究目的と海底地すべりに起因する津波に関する研究動向を踏まえ、本研究は以下の構成で実施する。

- ① パラメータスタディを効率的に実施するための数値解析手法の構築
 - 津波水位を効率的に解析するための線形モデルの構築（2章）
 - 海底地盤変位と海面変位の関係の分析と推定方法の検討（3章）
- ② 地すべり諸元と津波高さの関係の分析及び津波高さ推定式の検討
 - 地すべりパラメータと発生津波規模の関係の分析（4章）
 - 「退行性地すべり」が津波水位に与える影響の検討（5章）

2. 解析手法

2.1. 津波シミュレーションモデル

2.1.1. 線形モデル

本研究で用いる線形モデルは、Haugen et al. (2005)等で示される非分散線形長波の理論解から、Kajiura フィルターに相当する初期水面応答を取り除き、伝播に関する部分を残した一次元方程式である。

このモデルでは、水面に生じた波は、半分に分裂し、正負の方向に長波の波速で進行する。すなわち、

$$\eta(x,t) = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\eta_0\left(t - \left|\frac{x-x_0}{c}\right|\right) \cdot H\left(t - \left|\frac{x-x_0}{c}\right|\right)}{2} dx_0 \quad \dots\dots\dots\text{式(2-1)}$$

ただし、 η は位置 x , 時刻 t における水位, H はヘビサイド関数, $\eta_0(t)$ は位置 x_0 , 時刻 t において水面に生じた水位である。また、 c は長波の波速で、

$$c = \sqrt{gh} \quad \dots\dots\dots\text{式(2-2)}$$

である。

2.1.2. 非線形モデル

非線形モデルには上野・他 (2016)及び由比・他 (2017)と同様の、海底地すべりによる地形変動を考慮した非線形長波方程式に基づく断面2次元(1次元)数値モデルを用いた。このモデルは、剛体運動の海底地すべりを模擬した水理実験による水位の再現性が確認されている。

地すべり津波の解析方法は、波浪-海底間の干渉の取扱いにより大別される (Jiang and LeBlond, 1992)。本研究では、海底面の変動が水表面に一方向的に影響を与える One-way coupling を用いた。

定式化は Liang (2010)による水面変位表記の非線形長波方程式に、海底地すべりに伴う底面変動項を付加したものである。木井・他 (1995)では地すべりによる底面時間変動の影響を考慮した Boussinesq 方程式が導出されており、これらに基づき底面変動を考慮した非線形長波方程式を以下のように表している。

$$\frac{\partial \mathbf{q}}{\partial t} + \frac{\partial \mathbf{f}}{\partial x} = \mathbf{s} \quad \dots\dots\dots\text{式(2-3)}$$

ここで x は位置, t は時間であり、他のベクトルは以下のとおりである。ベクトル表示の1

1列目が連続の式，2列目が運動方程式である． \mathbf{q} は保存量， \mathbf{f} は流束（フラックス）， \mathbf{s} は海底変動に伴うソース項にあたる．

$$\mathbf{q} = \begin{bmatrix} \eta \\ q_x \end{bmatrix} \quad \dots\dots\dots \text{式(2-4)}$$

$$\mathbf{f} = \begin{bmatrix} q_x \\ uq_x + \frac{1}{2}g(\eta^2 - 2\eta z_b) \end{bmatrix} \quad \dots\dots\dots \text{式(2-5)}$$

$$\mathbf{s} = \begin{bmatrix} \frac{\partial z_b}{\partial t} \\ -\frac{\tau_{bx}}{\rho} - g\eta \frac{\partial z_b}{\partial x} \end{bmatrix} \quad \dots\dots\dots \text{式(2-6)}$$

ここで，

η : 水位; $q_x (=uh)$: x 方向の線流量;

u : 水深方向に平均した x 方向流速;

$h(=\zeta-z_b)$: 水深; z_b : 海底変位量;

ρ : 流体密度; g : 重力加速度, τ_{bx} : 底面摩擦係数

である．

数値スキームには，急勾配波面周辺の数値的安定性・解析精度に優れるゴドゥノフ型有限体積法をベースとした高解像度スキームを適用した．このモデルは，剛体運動の海底地すべりを模擬した水理実験による水位の再現性が確認されている（由比・他，2017）．

2.1.3. 線形モデルと非線形モデルの比較

2.2.2 に述べる地すべり形状のうち，台形モデル（平均長 1000m，厚さ 20m，ピーク速度 $u_p = 20\text{m/s}$ ，ピーク時間 $T_p = 50\text{s}$ ，移動距離 1000m，水深 $h = 200\text{m}$ ）を用いたときの解析モデルによる空間波形の比較を図 2-1 に示す．

波形は概ね同じであり，波源付近の振幅を分析するうえで違いは生じないと考えられる．また，いずれのモデルでも正方向では押し波が，負方向では引き波が先行する形となる．各位置の上昇水位と下降水位は概ね同程度であるが，地すべり進行側の $x > 0$ の領域では短波長かつ振幅が大きく， $x < 0$ の領域で逆の傾向となっている．この差は， $x > 0$ の領域では既に発生した津波と新たに生じる津波波源がより近い位置にあり，地すべりの進行に伴って次々と発達する津波が重畳しやすいためと考えられる．

各位置での最大水位上昇量 η_{max} 及び下降量 η_{min} を示した例が図 2-2 である． η_{max} は地すべり体の初期右端位置(500m)から最終右端位置(1,500m)付近で大きく上昇しており，その両側では安定的に推移している．一方， η_{min} は，地すべり体の初期左端位置(-500 m)から

最終右端位置(1,500 m)の間で大きく変化し，その両側で安定的となる．

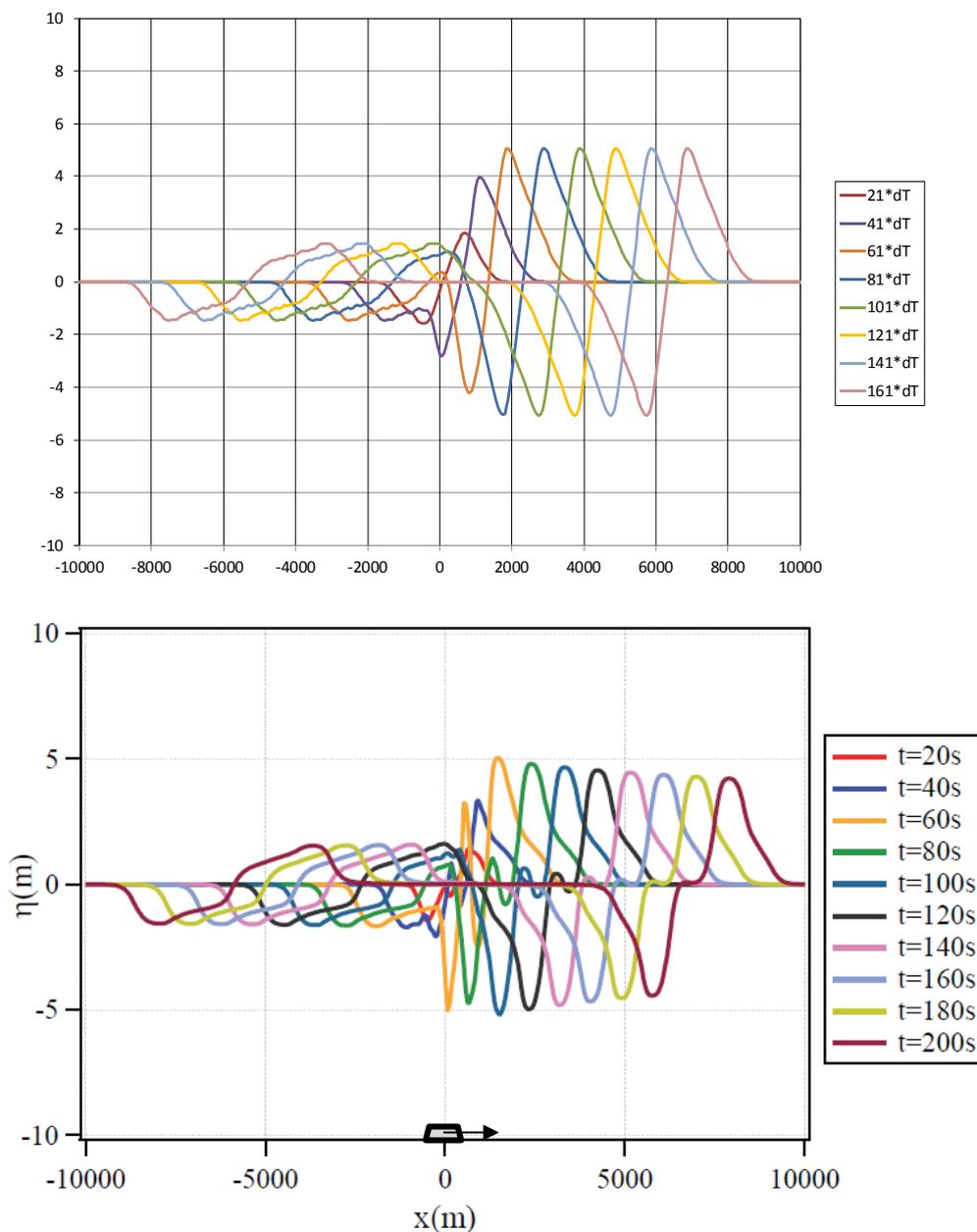


図 2-1 線形モデル（上）と非線形モデル（下）による空間波形の比較

水深を h ，水面変位を η ，流速を u ，底面変位を z_b で表すと，水位に関する連続の式は，以下のように表される．

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} = \frac{\partial z_b}{\partial t} \quad \dots\dots\text{式(2-7)}$$

$$h = \eta - z_b \quad \dots\dots\text{式(2-8)}$$

ここで，底面変位 $z_b(x,t)$ については，地すべり体が速度 $u_b(t)$ で剛体移動していることか

ら、次式が満たされる。

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} + u_b \frac{\partial z_b}{\partial x} = 0 \quad \dots\dots\text{式(2-9)}$$

これより、連続の式右辺のソース項は、底面移動速度 $u_b(t)$ に比例する形となるので、 η_{max} 、 η_{min} が u_p とおよそ線形な関係となることが予想される。

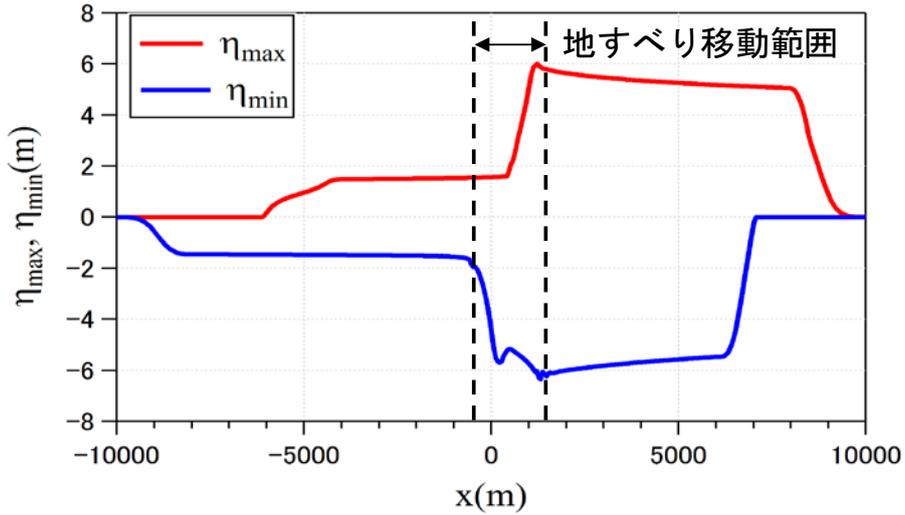


図 2-2 水位の包絡線（非線形モデル）

2. 2. 解析領域及び地すべり運動の設定

2. 2. 1. 解析領域

海底地すべりは 1° 程度の緩勾配でも多く発生している (Masson et al., 2010) ため、計算領域は一様水深 h をもつ地形とした。座標系は、地すべり体の初期中心を $x=0$ とし、地すべりの進行方向を正にとる (図 2-3)。

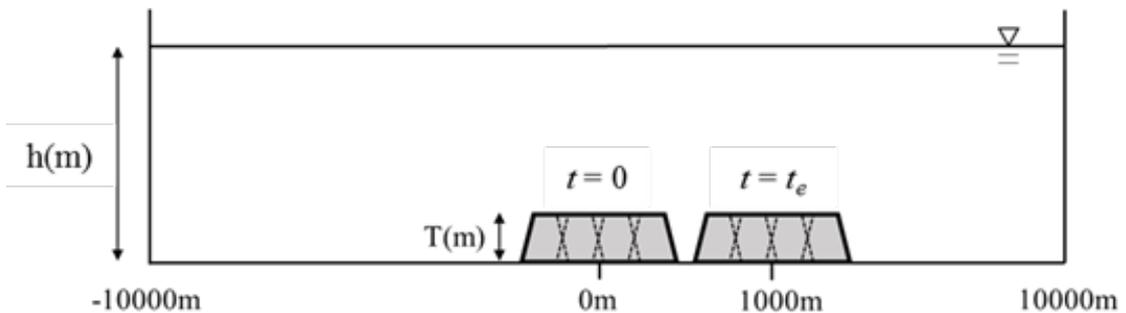


図 2-3 解析領域及び地すべり設定のイメージ

2.2.2. 地すべり形状及び地すべり運動の定義

現実の地すべりは地形に応じ様々な形状を示すが、津波研究のために数値実験や水理実験でモデル化される形状としては、矩形、三角形、楕円体等が用いられる(例えばSatake (2012), Najafi-Jilani and B. Ataie-Ashtiani (2008)).

本研究では、上昇波と下降波の生成領域が明確であり分析に適していることや、海底地形変化速度が有限となることを考慮し、台形モデルと三角形モデルを採用する。それぞれについて、図 2-4 に示すように形状パラメータを定義する。すなわち、

L : 地すべり底面長さ

L_{mean} : 地すべり平均長

T : 地すべり (最大) 高さ

θ : 台形モデルの底辺と側辺のなす角度 (側面勾配は $\tan\theta$)

である。

設定した台形は前面と後面の勾配が大きく矩形に近く、勾配を大きくしていくと最終的に三角形となるため、検討対象は前後面の勾配の変化範囲の両端のケースに位置づけられる。

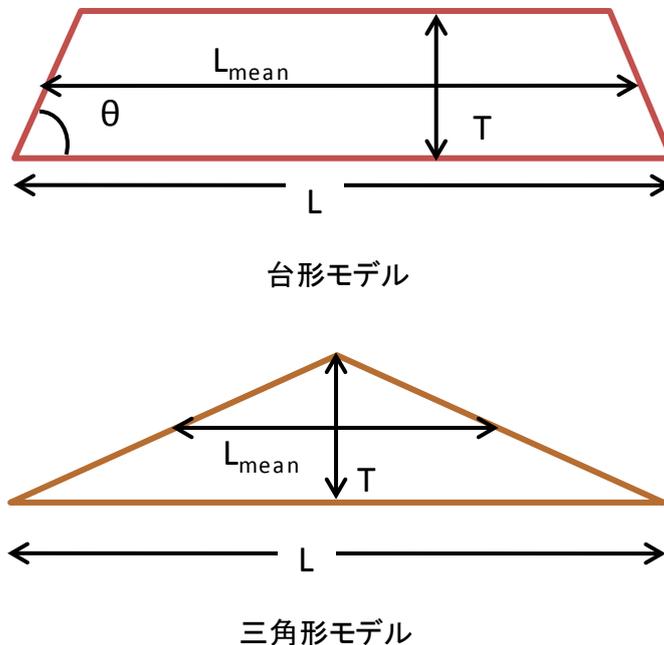


図 2-4 地すべりモデルの形状と形状パラメータの定義

通常、地すべりは初期に加速したのち最大速度に達し、その後の減速を経て停止する。実

際には海底地形、底面摩擦等により加速度が制御されるが、本研究では加減速中における加速度の時間変化は生じないとした。すなわち、移動速度を時間 $t = t_p$ でピーク速度 u_p 、時間 $t = t_e = 2 t_p$ でゼロとなる三角形分布とした（図 2-5）。このとき、地すべり体の移動距離は $u_p \cdot t_p$ となる。

なお、加速及び減速に要する時間を変化させるとき、以下の加減速パラメータ α を用いて t_p の偏りを表すこととする。

$$\alpha = t_p / t_e \quad \dots\dots\dots \text{式(2-10)}$$

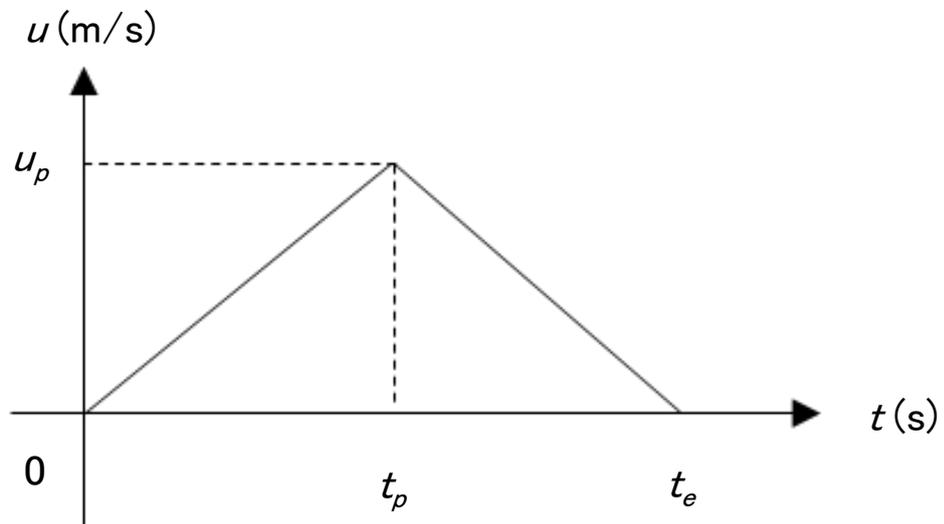


図 2-5 地すべり移動速度の時間変化の設定

3. 海底地盤変位と海面変位の関係に関する基礎検討

3.1. Kajiura(1963)による空間フィルター

3.1.1. Kajiura フィルターの定義及び離散表現

津波発生の数理モデルでは、海水を非圧縮の流体とみなし、海面を重力下で変形する自由表面とし、津波発生の駆動源として海底変位を与える（齊藤，2016）。断層運動に起因する津波の数値シミュレーションにおいては、海底変位が生き写しに海面に反映されると仮定し、それを水面の初期条件とする場合が多い。これは、「大きな地震（マグニチュード7クラス以上）の場合には、海底地殻変動の波長は数十 km 以上になり、これは海の深さ（数 km）と比べて十分大きいので、海面変動は海底の上下変動とほとんど等しくなる」（佐竹，1991）とみなされているためである。実際には、海底から海面に至る間に流動場が水平成分をもつことにより、海面変位は海底変位の範囲より広域に及び、海底変位と同一とはならない。

Kajiura (1963)は、一様水深 h のもとで非圧縮非粘性流体を仮定した場合の海底変動に対する海面変位の理論解を導出している。直交座標系 (x_1, x_2, x_3) を考え、 x_3 を鉛直上向きとする。海底面 $x_3=0$ において上下変動 $D(x'_1, x'_2)$ が発生したとき、 $x_3=h$ における海面の瞬時応答 $\eta(x_1, x_2)$ は、以下のように表される。

$$\eta(x_1, x_2) = \frac{1}{h^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} D(x'_1, x'_2) G \left(\frac{\sqrt{(x_1 - x'_1)^2 + (x_2 - x'_2)^2}}{h} \right) dx'_1 dx'_2 \quad \dots \text{式(3-1)}$$

このうち G は、海底面変位の時空間に関するデルタ関数入力に対する海面変動を表すグリーン関数であり、Kajiura フィルターとして広く津波研究において利用されている（日下部・他，2018）。海底の点変位に対する G の空間分布を図 3-1 に示す。ただし、

$$r = \sqrt{(x_1 - x'_1)^2 + (x_2 - x'_2)^2} \quad \dots \dots \dots \text{式(3-2)}$$

である。

津波の数値シミュレーションに Kajiura フィルターを適用する際には級数表現が用いられる。Glimsdal et al.(2013)及び日下部・他 (2018)によれば、2次元では、

$$G(r) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{\infty} dk \frac{k J_0(kr)}{\cosh kh} = \frac{1}{\pi} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(-1)^n (2n+1)}{\{(2n+1)^2 + r^2\}^{\frac{3}{2}}} \quad \dots \dots \dots \text{式(3-3)}$$

$$\eta_{kl} = \sum_i \sum_j \frac{\Delta x \Delta y}{h_{ij}^2} \sigma_{ij} D_{ij} G \left(\frac{|r_{kl} - r_{ij}|}{h_{ij}} \right) \dots\dots\dots \text{式(3-4)}$$

となる。ただし、

k, l : 水位を求めたい位置の座標

i, j : 海底変位の生じる位置の座標

D : 海底の鉛直変位量

h : 水深

r : 位置を表すベクトル

σ : 補正係数 (格子間隔が十分小さければ 1)

J_0 : 0 次の第 1 種 Bessel 関数

である。

1次元問題では、 G が2次元の式に対し2倍となる (Kajiura, 1963) ため、以下のようになる。本研究では、補正係数 σ は 1 とした。

$$G(r) = \frac{2}{\pi} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(-1)^n (2n+1)}{\{(2n+1)^2 + r^2\}^{\frac{3}{2}}} \dots\dots\dots \text{式(3-5)}$$

$$\eta_k = \sum_i \frac{\Delta x}{h_i} \sigma_i D_i G \left(\frac{|r_k - r_i|}{h_i} \right) \dots\dots\dots \text{式(3-6)}$$

$$r = |r_k - r_i| = \sqrt{(x_k - x_i)^2} \dots\dots\dots \text{式(3-7)}$$

海底の点変位に対するグリーン関数 G は、日下部・他(2018)によれば距離 r と水深 h に対し図 3-1 のように変化する。また、 kh に対する $1/\cosh(kh)$ の変動は図 3-2 のようであり、波数 $k = 2\pi/\lambda r^2$ (λ は波長) であるので、水深/波長比に対しては図 3-3 のようになる。いずれも、Kajiura フィルターが空間的なローパスフィルターとして作用し、水深が大きく波長が短いとき減衰効果が強く生じることを示している。

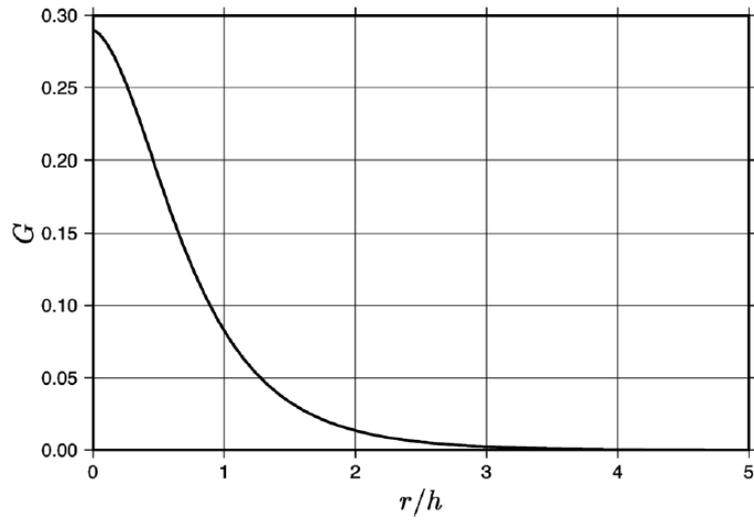


Fig. 1. Plot of Kajiura filter $G(r/h)$, the initial surface displacement due to a spatiotemporal impulsive point displacement at the bottom.

図 3-1 海底の点変位に対する Kajiura フィルター (日下部・他, 2018)

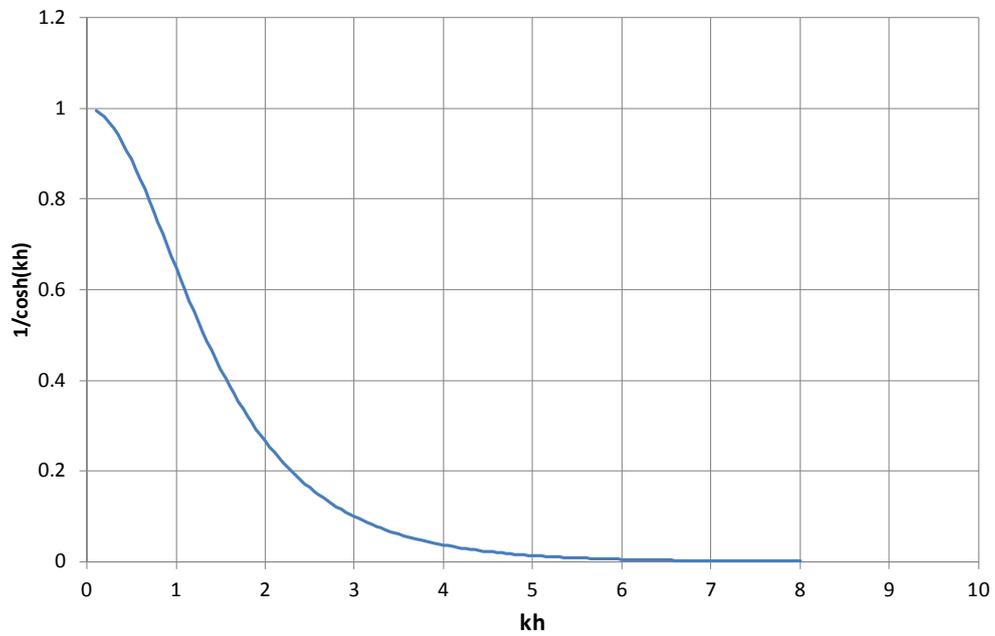


図 3-2 kh に対する $1/\cosh(kh)$ の変動

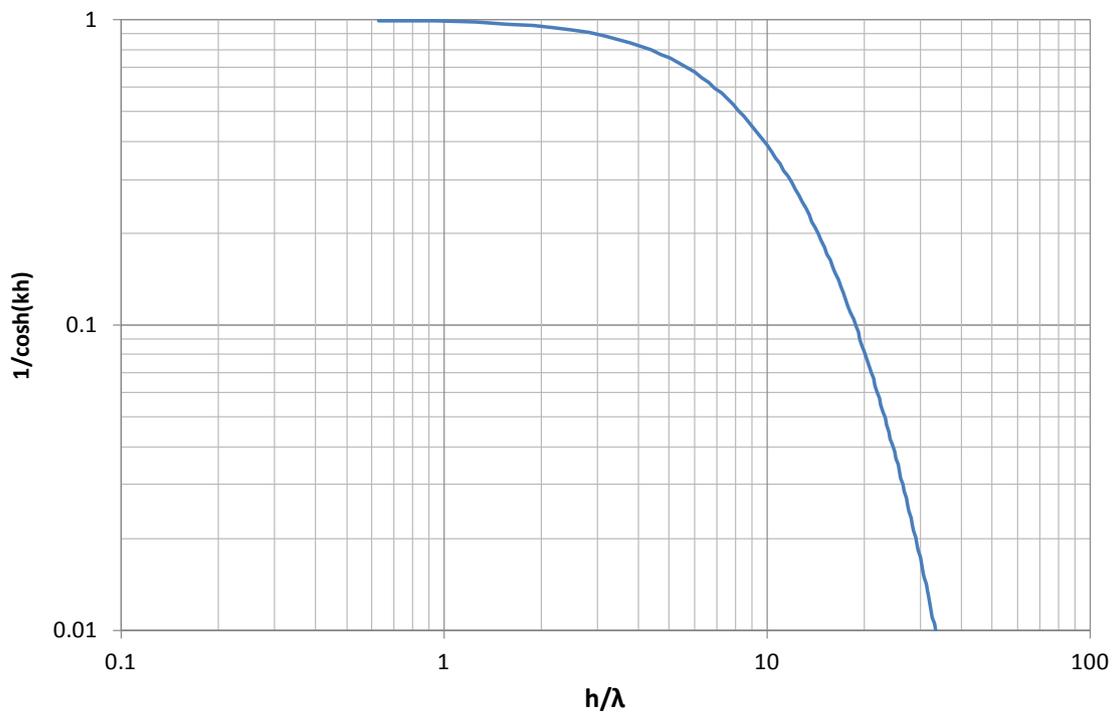
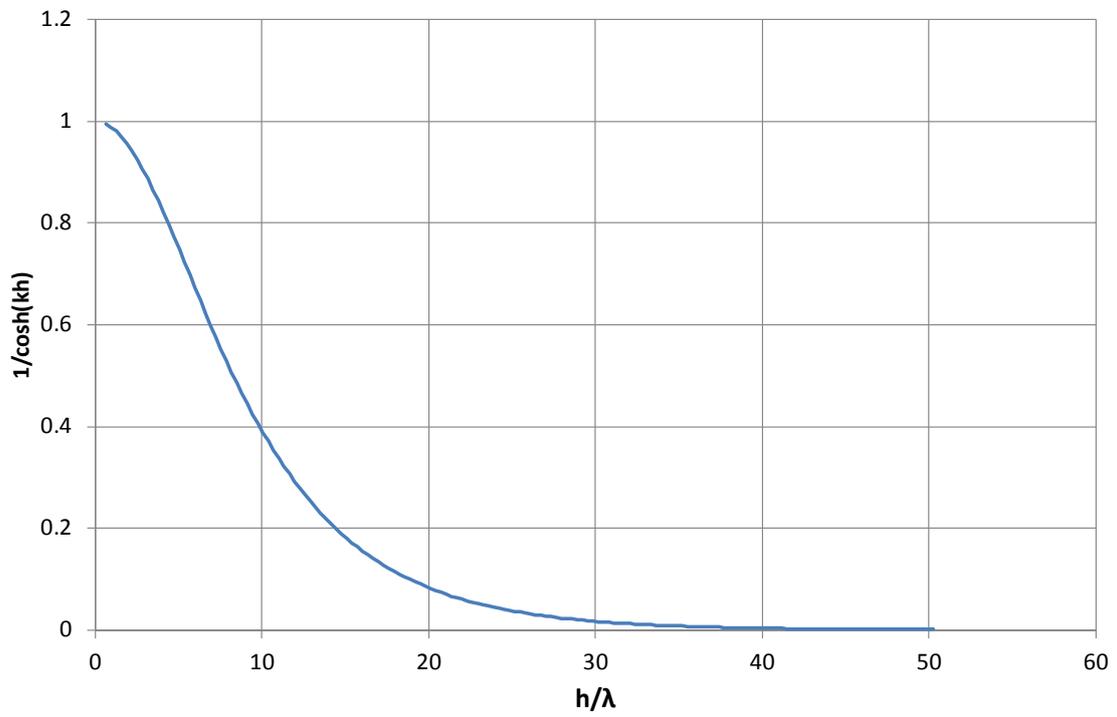


図 3-3 水深／波長に対する $1/\cosh(kh)$ の変動

3.1.2. 理論解と数値解の比較

Pedersen (2001)では, Kajiura らと同様の式典解に基づき, 幅をもったステップ状の海底変動に対する水面応答の理論解を以下のように示している.

$$\eta_0 = \frac{2R_0}{\pi} \left\{ \tan^{-1} \left(e^{\frac{\pi x}{2h}} \right) - \tan^{-1} \left(e^{\frac{\pi(x-L)}{2h}} \right) \right\} \quad \dots\dots\dots \text{式(3-8)}$$

ここで,

h : 水深, R_0 : 海底の鉛直変位量, L : 海底変位領域の幅

である. $L=8h$ のときの解を図 3-4 に示す.

同じ問題に対し, 級数展開した Kajiura (1963)のフィルターを適用したところ, 図 3-5 及び図 3-6 の結果が得られた. 波長(変位領域の幅)を短くしていくとやや数値解の方が理論解より大きくなる傾向がみられたものの, ほぼ整合する結果が得られた. ただし, 計算上の設定は以下のとおりとしている.

水深 h : 1000m, 海底の鉛直変位量 R_0 : 1m, 海底変位領域の幅 $L = h \sim 8h$,
 空間格子サイズ: 100m, 関数 G を求める際の級数の項数 n の上限: 10000,

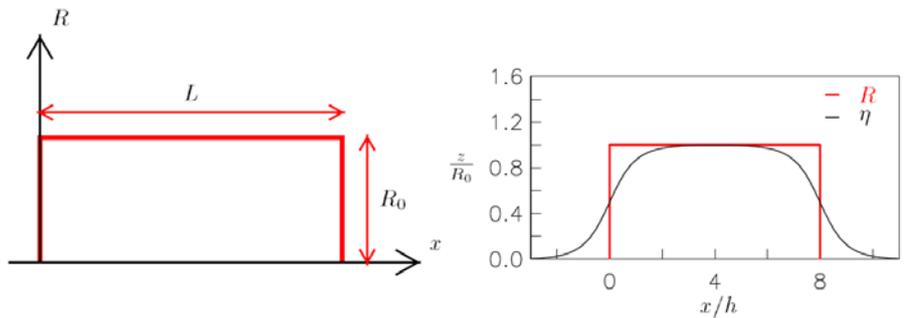


Figure 4: Left panel: definition sketch of step source. Right panel: Solution of for stepsource of length $L = 8h$.

図 3-4 Pedersen (2001)によるステップ状の海底変動に対する水面応答の理論解

赤線: 海底変動, 黒線: 水面応答

3.1.3. 級数の項数による影響の確認

Kajiura フィルターの離散式は無限級数の形式となっているため, 実際の計算では有限の項数の部分和である

$$G(r) = \frac{2}{\pi} \sum_{n=0}^N \frac{(-1)^n (2n+1)}{\{(2n+1)^2 + r^2\}^{\frac{3}{2}}} \quad \dots\dots\dots \text{式(3-9)}$$

を用いることになる。この際、 N をいくつにとれば積分表現の十分よい近似が得られるかが問題となる。日下部・他 (2018)は、 $N=10, 20, 40$ の場合について Mathematica を利用した積分表現の解との誤差を評価した。その結果、 N が大きくなるにつれ誤差は小さくなり、 $N=40$ のとき差が 2×10^{-5} まで減少するとしている。

基本ケース（台形モデル、水深 200m、長さ 1000m）における最高・最低水位の比率の線形モデルによる計算結果は以下のようになった。積分回数 400 回に対する誤差が 10^{-5} 未満となるよう、以下の計算では 50 回を基本とした。

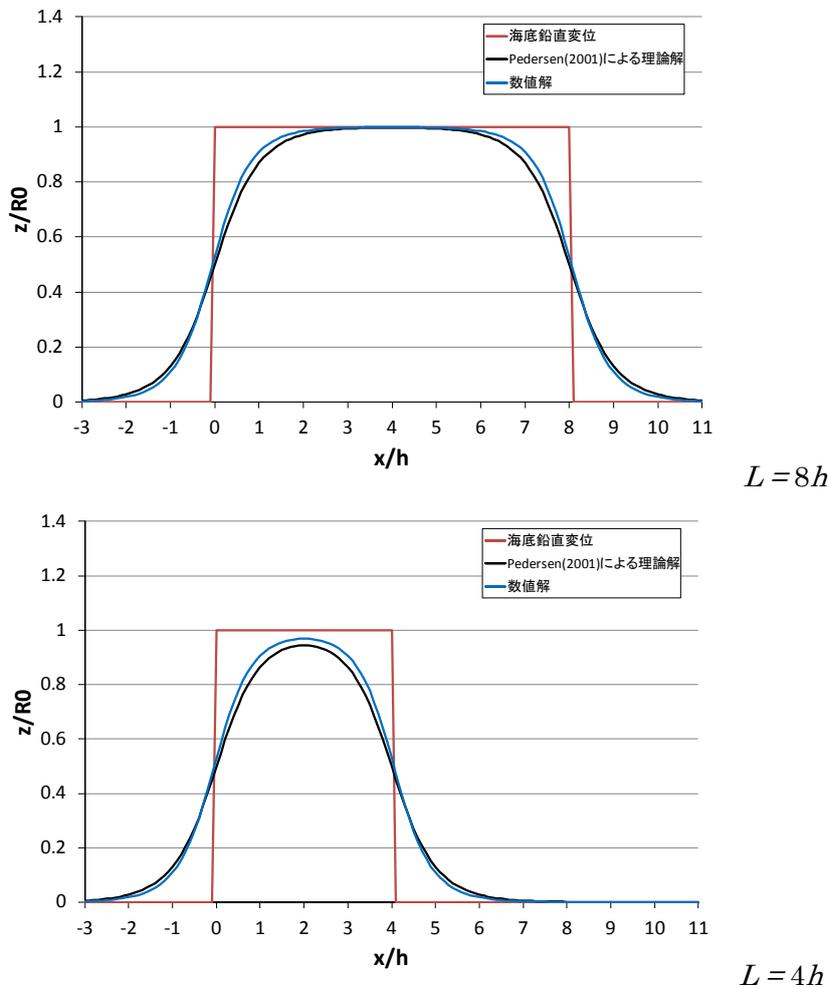


図 3-5 Pedersen (2001)による水面応答の理論解と級数展開による理論解の比較 (1)

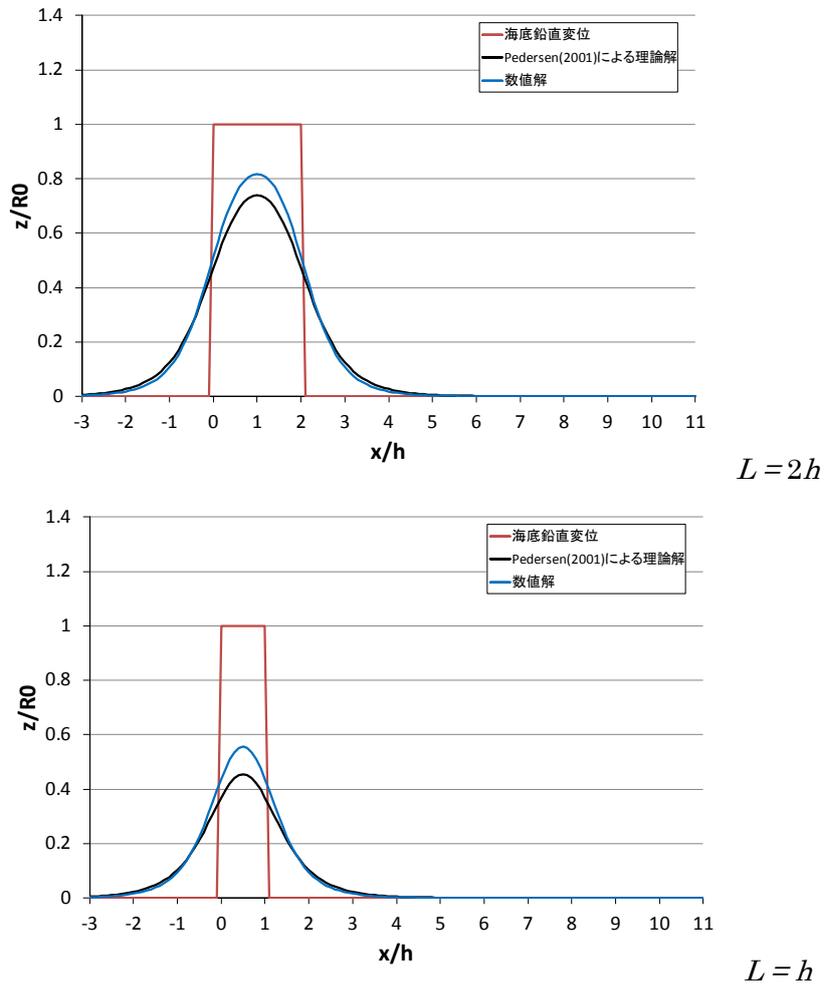


図 3-6 Pedersen (2001)による水面応答の理論解と級数展開による理論解の比較 (2)

表 3-1 Kajiura フィルター級数表現の積分回数による最高・最低水位の比 (積分回数 400 のときを 1 とした比率)

積分回数	X<0		X>0	
	max	min	max	min
400	1	1	1	1
100	0.999998	1.000003	1.000001	0.999999
50	0.999976	1.000043	1.000009	0.999993
20	1.000111	1.000945	1.000206	0.999879
10	1.002913	1.005312	1.001286	0.999916

3.2. 海底変動と水面応答の関係の分析

3.2.1. 海底地形変化が瞬時に生じる場合における波形と振幅の基礎的比較

地すべり体形状と同一の変位が瞬時に生じる場合について、Kajiura フィルターの有無による波形の違いを、線形モデルを用いて比較した。

地すべりの移動開始と完了後の海底地形変化量は、図 3-7 のような関係となる。ここでは、海底地形変化が瞬時に発生するとしたとき、これが生き写しに水面形に反映される場合と Kajiura フィルターを考慮した波形が水面に現れる場合との違いを確認した。

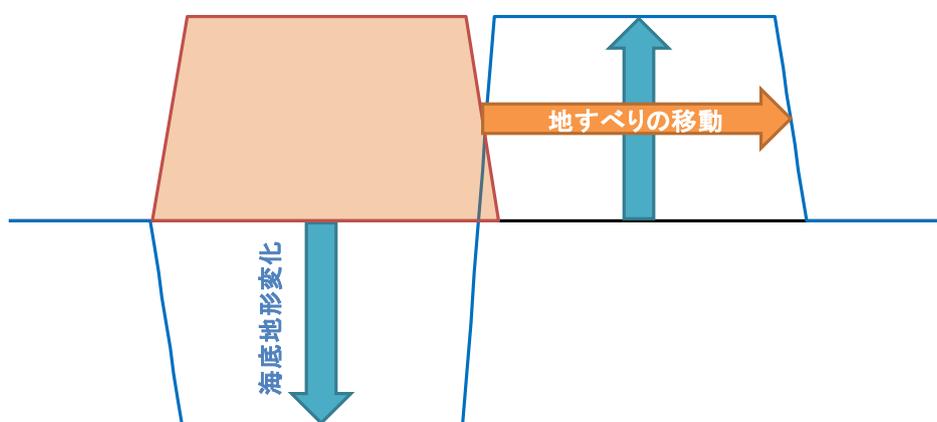


図 3-7 地すべりの移動と海底地形変化量分布のイメージ

計算ケースを表 3-2 に示す。これらについて、線形モデルを用いた解析を実施した。

表 3-2 海底地形変化が瞬時に生じる場合の津波計算ケース

形状	長さ Lmean(m)	厚さT(m)	水深(m)
台形	500, 1000, 2000, 3000	20	50, 100, 200, 300, 400
三角形	250, 500, 1000, 1500		

(注) 台形モデルの側面勾配は勾配 $\tan\theta=0.2$ とした。

Kajiura フィルターの有無による空間波形の比較例を図 3-8～図 3-17 に示す。解析結果より、Kajiura フィルターの有無による津波振幅をまとめると、表 3-4 及び図 3-18 のようになる。水深に対し地すべり長が短い場合に、津波振幅の減衰がみられる。図 3-18 によれば、減衰がほぼ無くなるには、台形モデルでは地すべり長が水深の約 10 倍以上、三角形モデルでは地すべり長が水深の約 30 倍以上である必要がある。

3.2.2. 地すべり形状別のフィルター効果の分析及びフィルター効果の推定式の検討

(1) フィルター効果の分析

前項の基礎的検討において、地すべり形状により Kajiura フィルターによる水位減衰率が異なること、及び減衰率に水深と地すべり長の比率が関係していることが示された。これは地すべり形状を構成する波長成分の差異によるものと考えられる。

表 3-3 Kajiura フィルターによる水位の減衰率の解析ケース

形状	長さ Lmean(m)	厚さT(m)	水深(m)
台形	100～5000 (100おき)	20	100～2000 (100おき)
三角形	50～2500 (50おき)		

(注) 台形モデルの側面勾配は勾配 $\tan\theta=0.2$ とした。

ここでは、さらに水深と地すべり長を網羅的に追加し、地すべり形状ごとに Kajiura フィルターによる水位の減衰率を分析する。

表 3-3 に示す 2000 ケースを設定し、地すべりを含む海底地形に Kajiura フィルターを適用する。適用前後の空間波形の最大振幅を比較することにより、地すべり形状別の Kajiura フィルターによる水位の減衰率を求める。

全ケースの結果を、振幅比率のコンター図として、図 3-19～図 3-20 に示す。

台形モデルでは以下の傾向がある。

- ・地すべり平均長 1000m のとき、水深約 100m で 5%減衰
- ・地すべり平均長 5000m のとき、水深約 500m で 5%減衰

- ・地すべり平均長=水深のとき，約 50%減衰

三角形モデルの場合も同様であるが，減衰効果はやや強くなる。

- ・地すべり平均長 1300m のとき，水深約 100m で 5%減衰
- ・地すべり平均長=水深のとき，50%強の減衰

いずれの形状でも，地すべり平均長 \ll 水深のとき，津波は海面にほとんど現れなくなる。

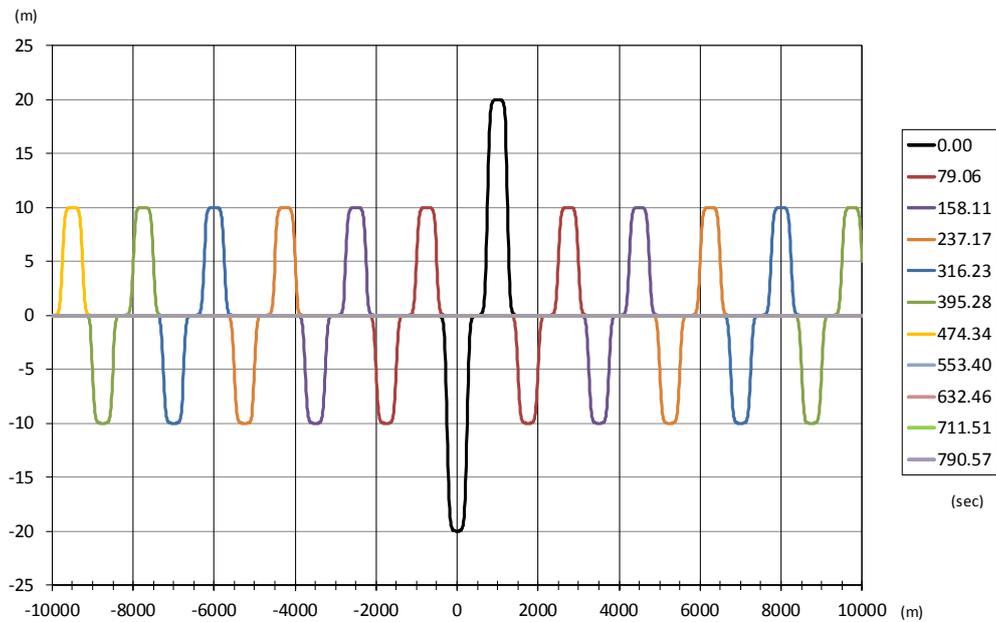
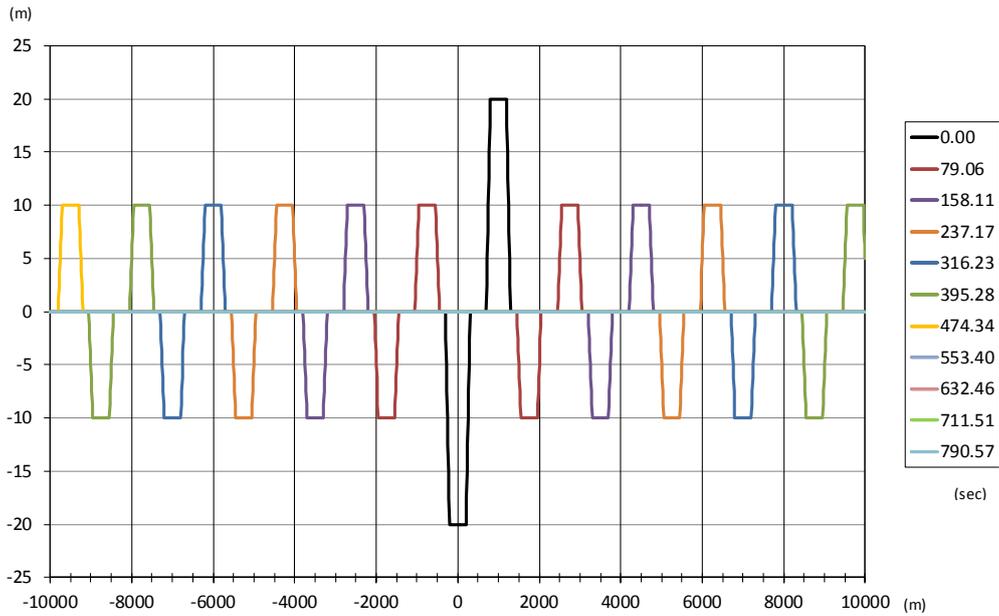


図 3-8 線形モデルによる空間波形（水深 50m，台形モデル， $L_{mean}=500m$ ， $T=20m$ ，海底の瞬時変位を仮定）上：Kajiura フィルター無し，下：Kajiura フィルター有り

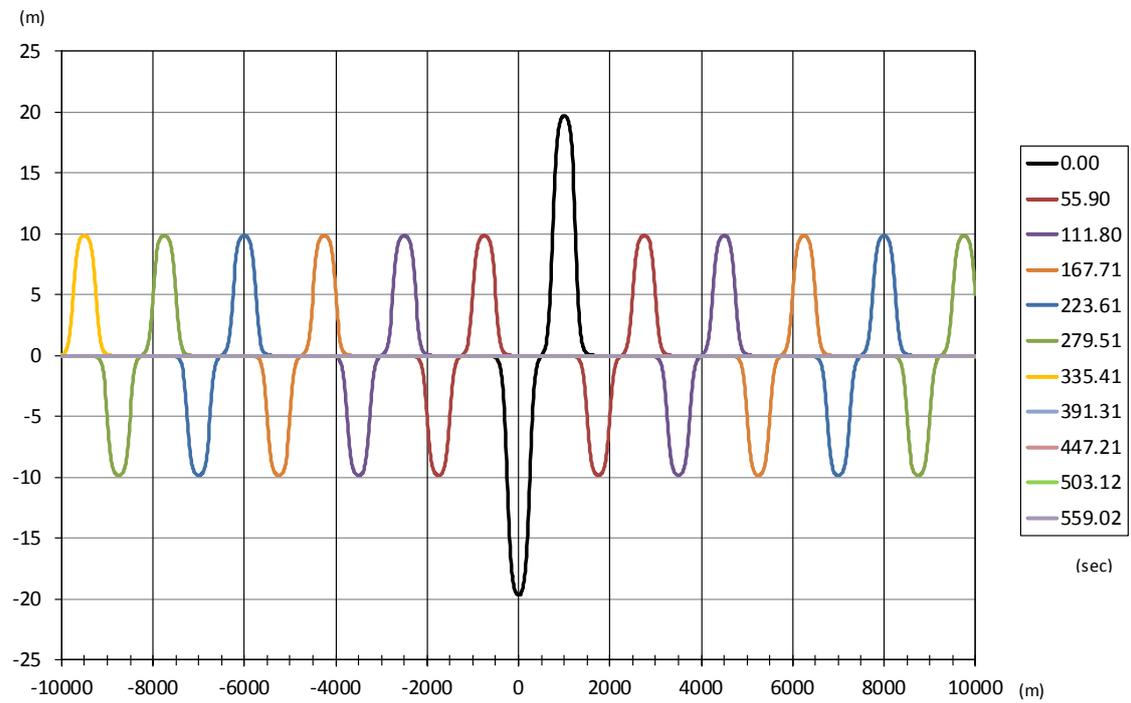
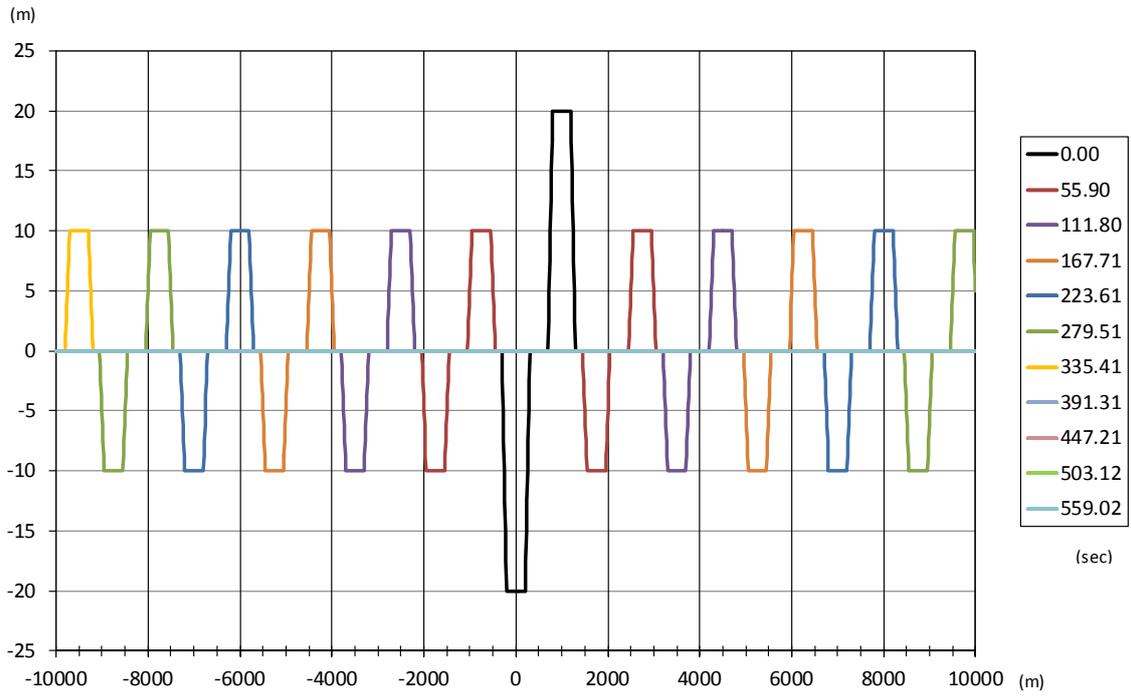


図 3-9 線形モデルによる空間波形（水深 100m, 台形モデル, $L_{mean}=500m$, $T=20m$, 海底の瞬時変位を仮定）上：Kajiura フィルター無し，下：Kajiura フィルター有り

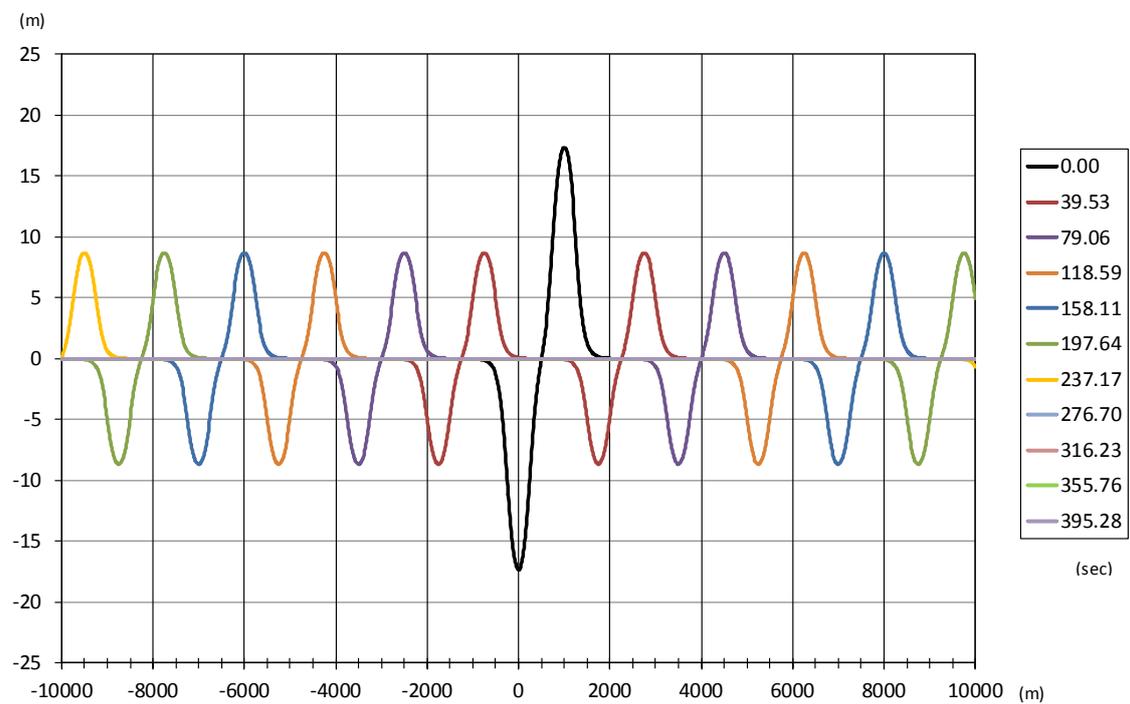
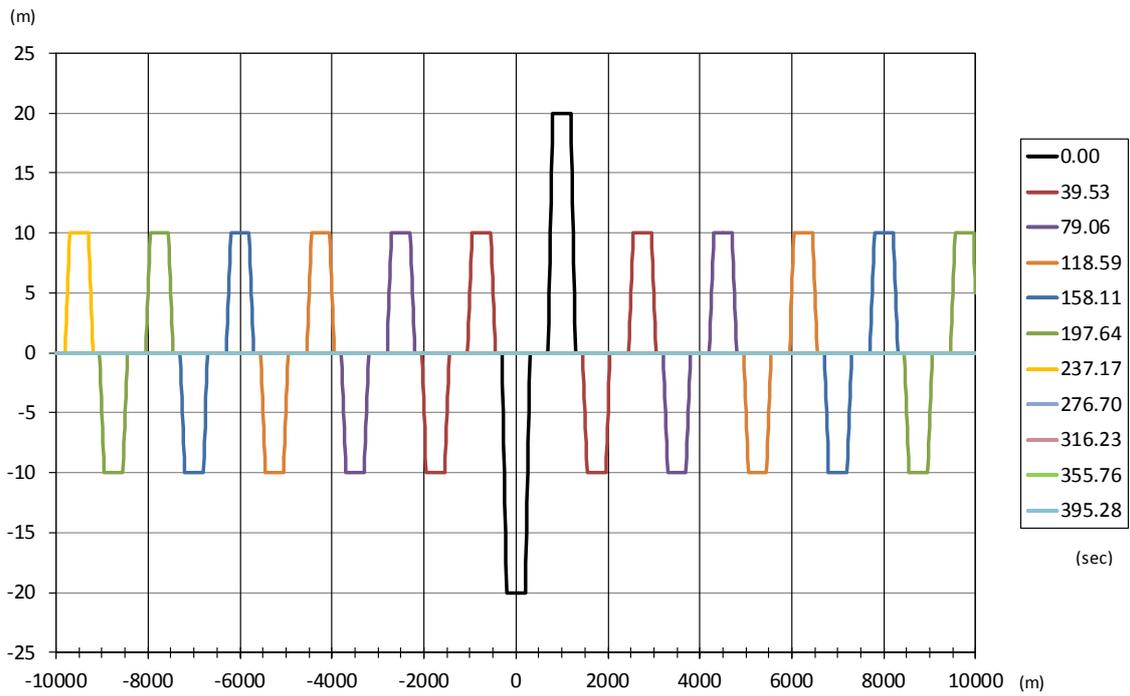


図 3-10 線形モデルによる空間波形（水深 200m, 台形モデル, $L_{mean}=500m$, $T=20m$, 海底の瞬時変位を仮定）上：Kajiura フィルター無し，下：Kajiura フィルター有り

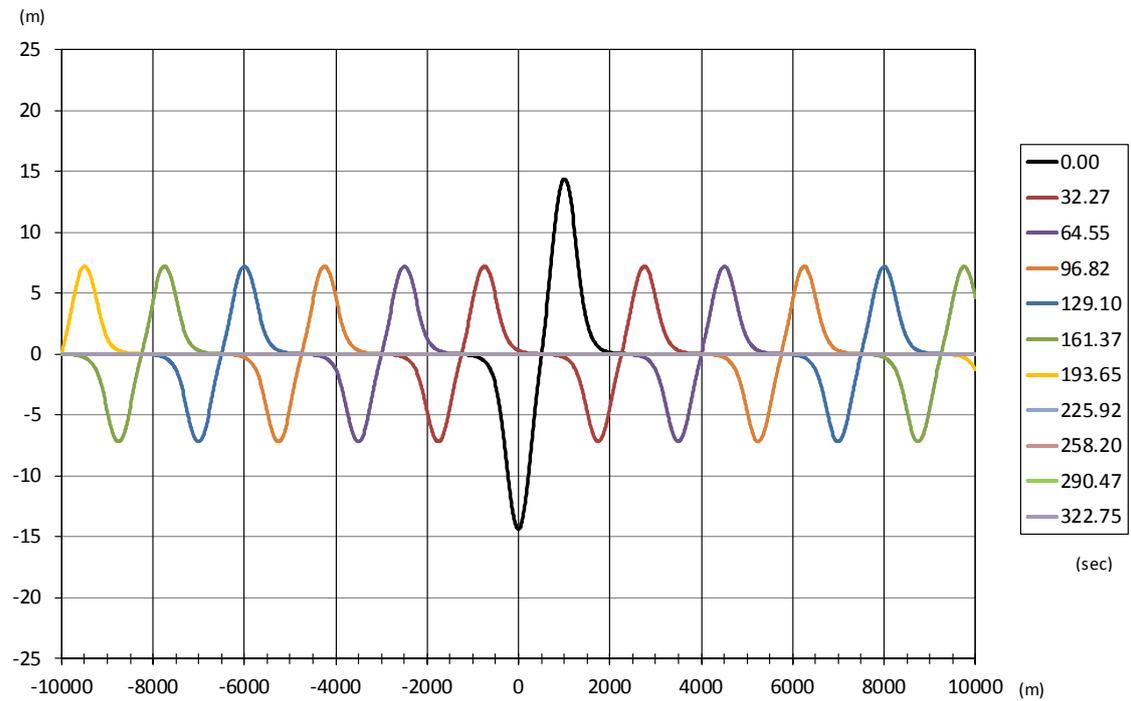
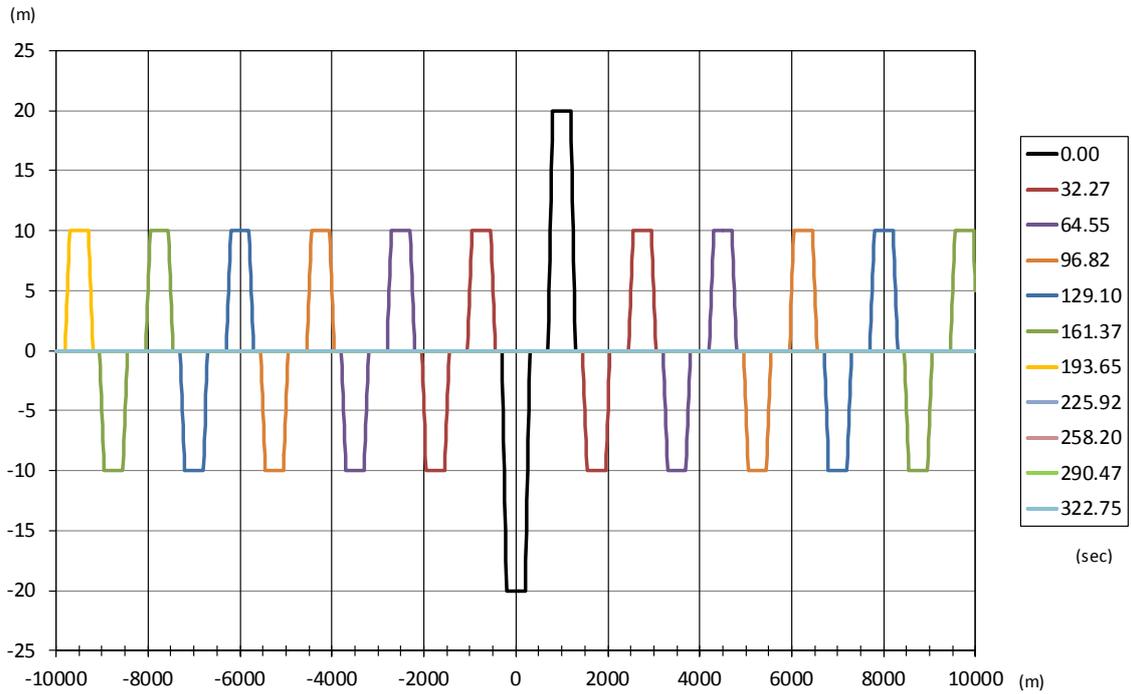


図 3-11 線形モデルによる空間波形 (水深 300m, 台形モデル, $L_{mean}=500m$, $T=20m$, 海底の瞬時変位を仮定) 上: Kajiura フィルター無し, 下: Kajiura フィルター有り

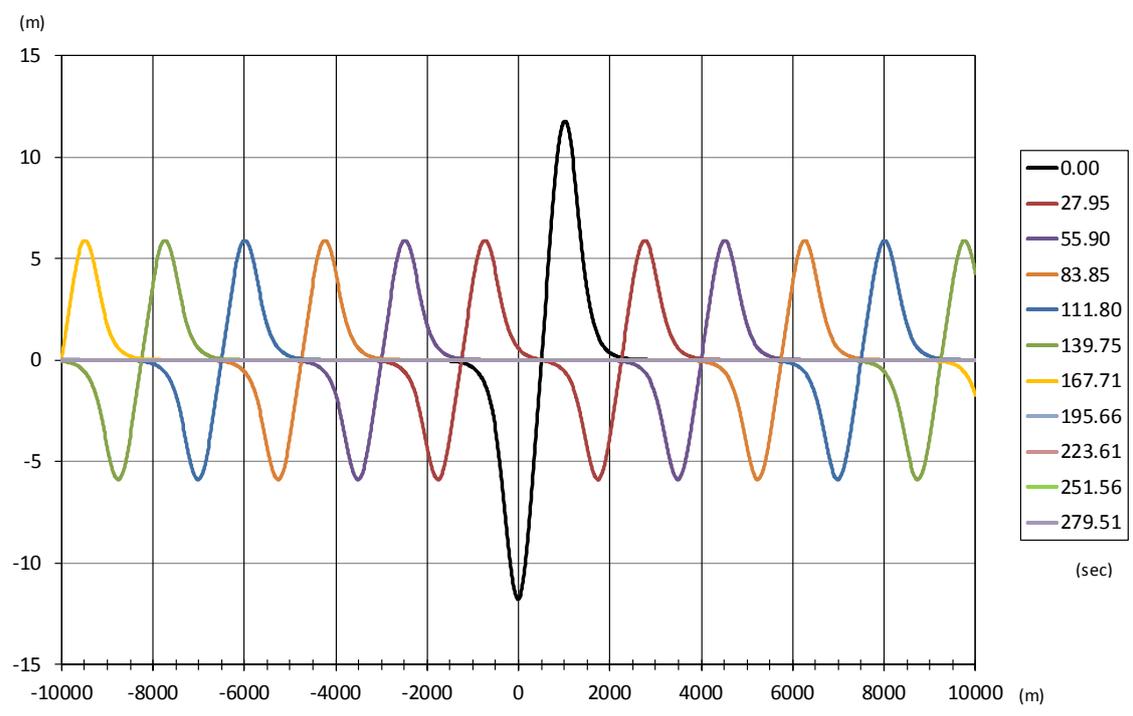
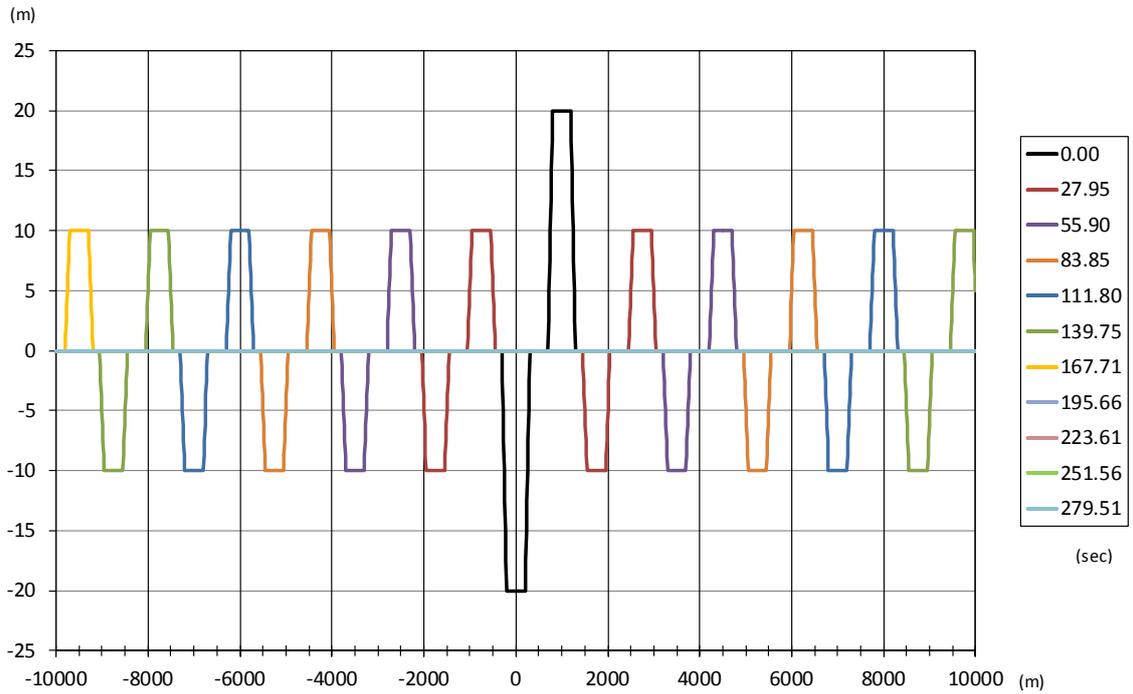


図 3-12 線形モデルによる空間波形（水深 400m, 台形モデル, $L_{mean}=500m$, $T=20m$, 海底の瞬時変位を仮定）上：Kajiura フィルター無し，下：Kajiura フィルター有り

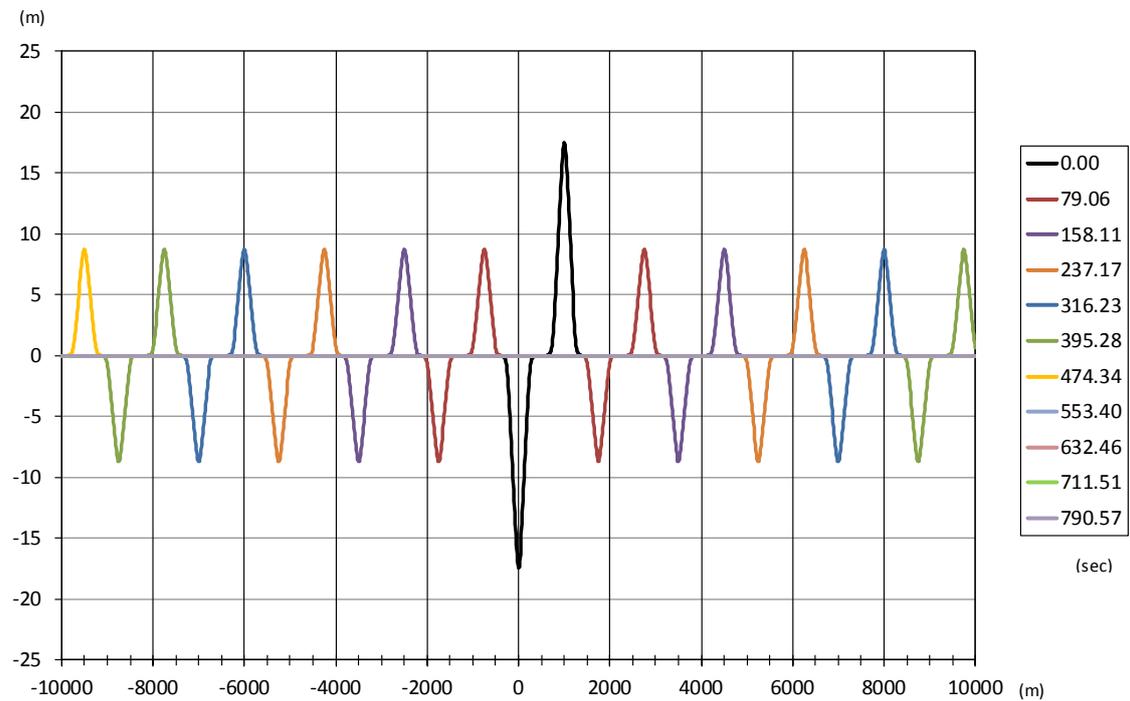
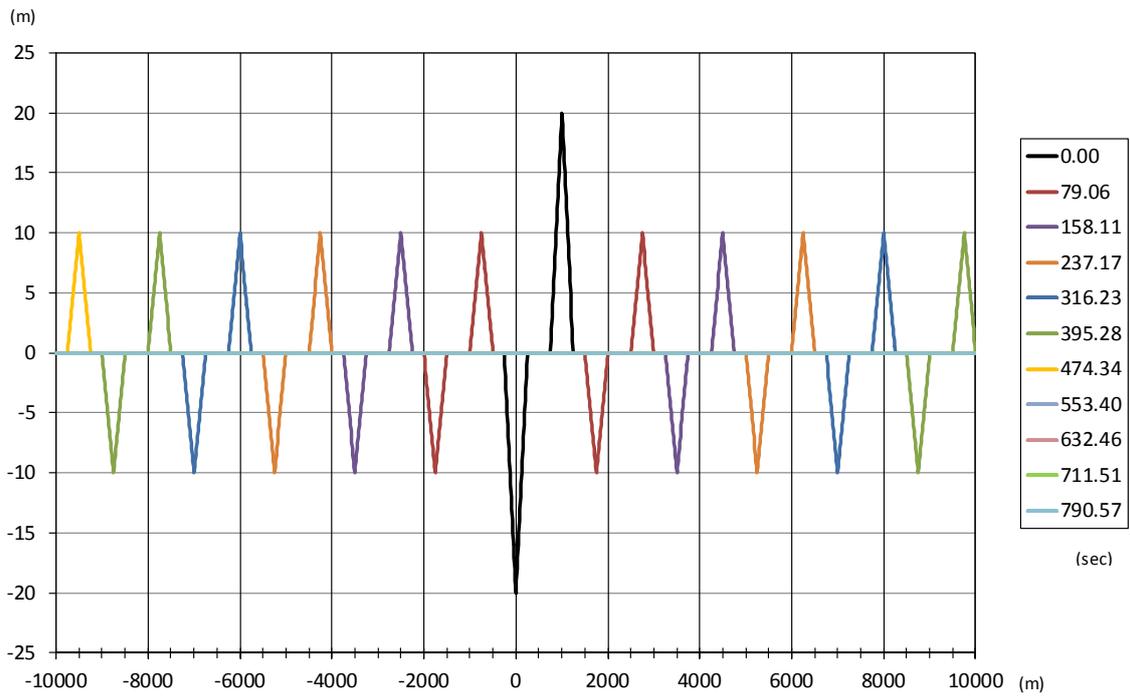


図 3-13 線形モデルによる空間波形（水深 50m, 三角形モデル, $L_{mean}=250m$, $T=20m$, 海底の瞬時変位を仮定）上：Kajiura フィルター無し, 下：Kajiura フィルター有り

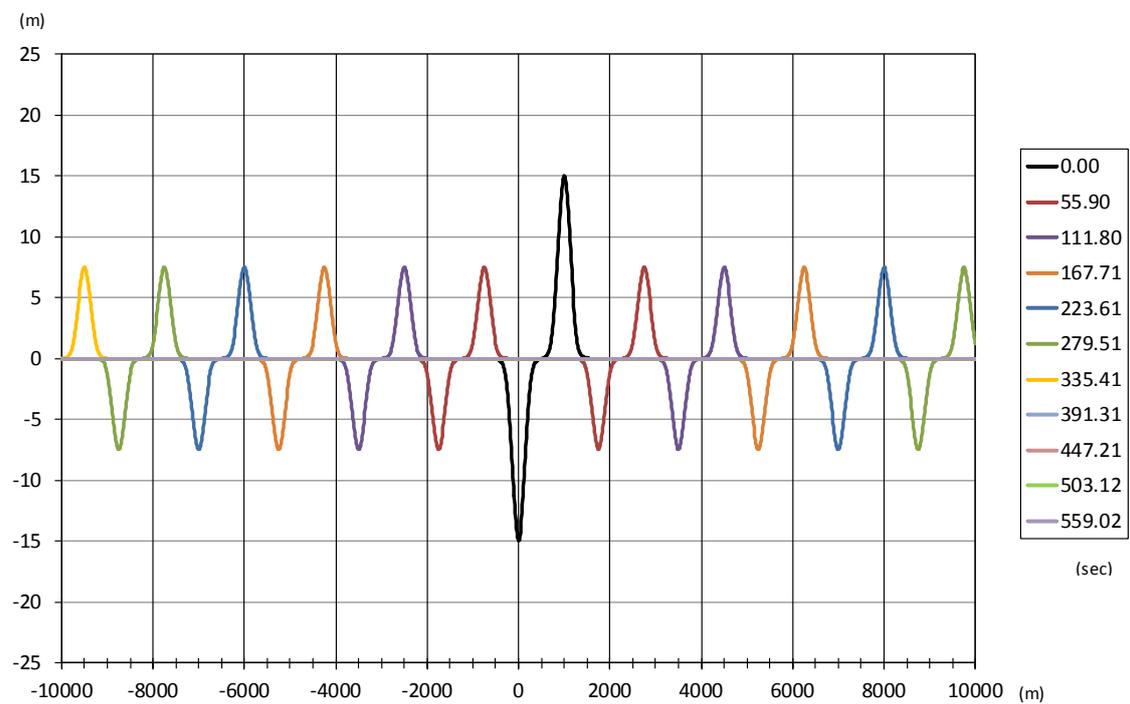
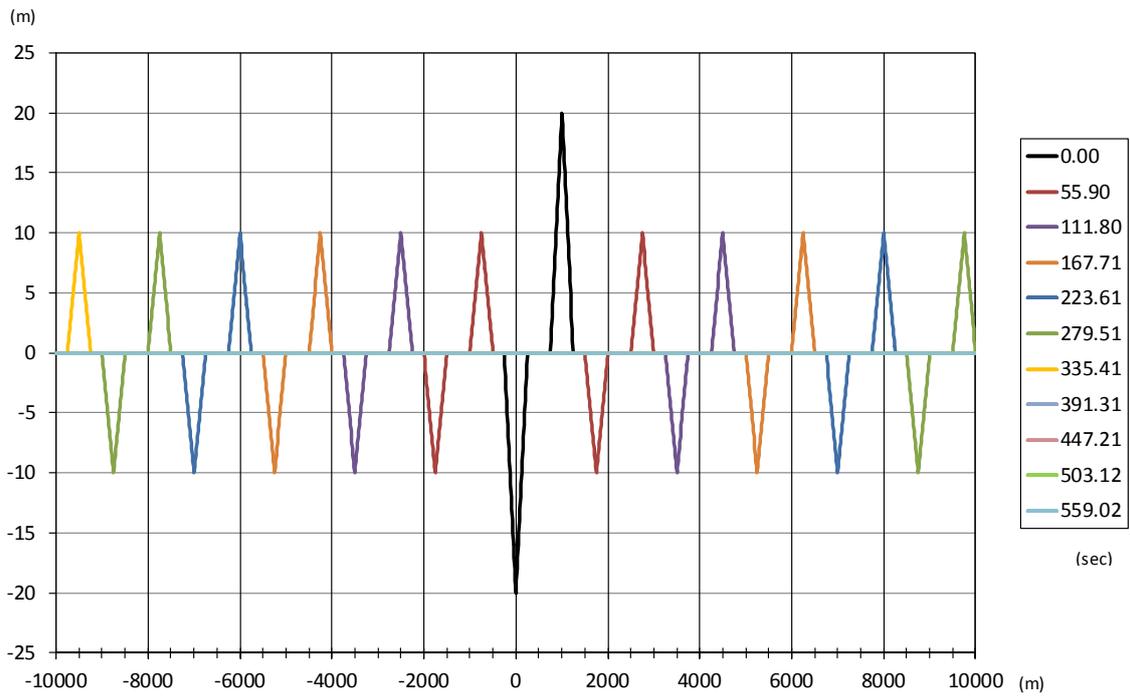


図 3-14 線形モデルによる空間波形（水深 100m, 三角形モデル, $L_{mean}=250m$, $T=20m$, 海底の瞬時変位を仮定）上：Kajiura フィルター無し, 下：Kajiura フィルター有り

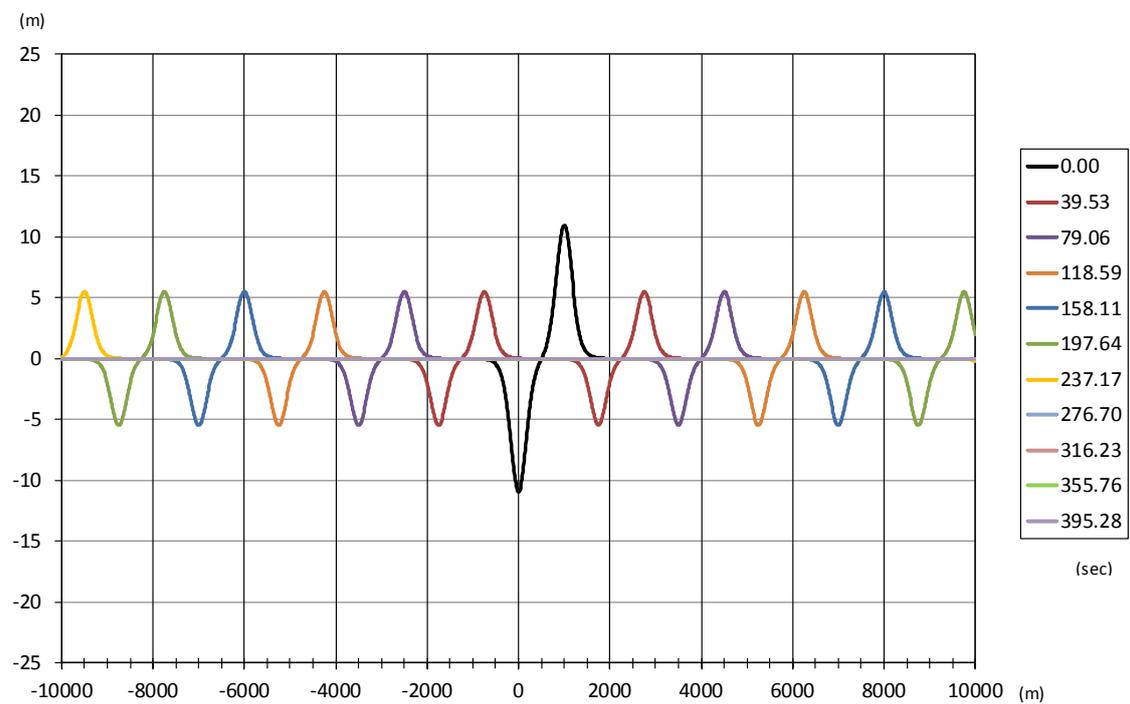
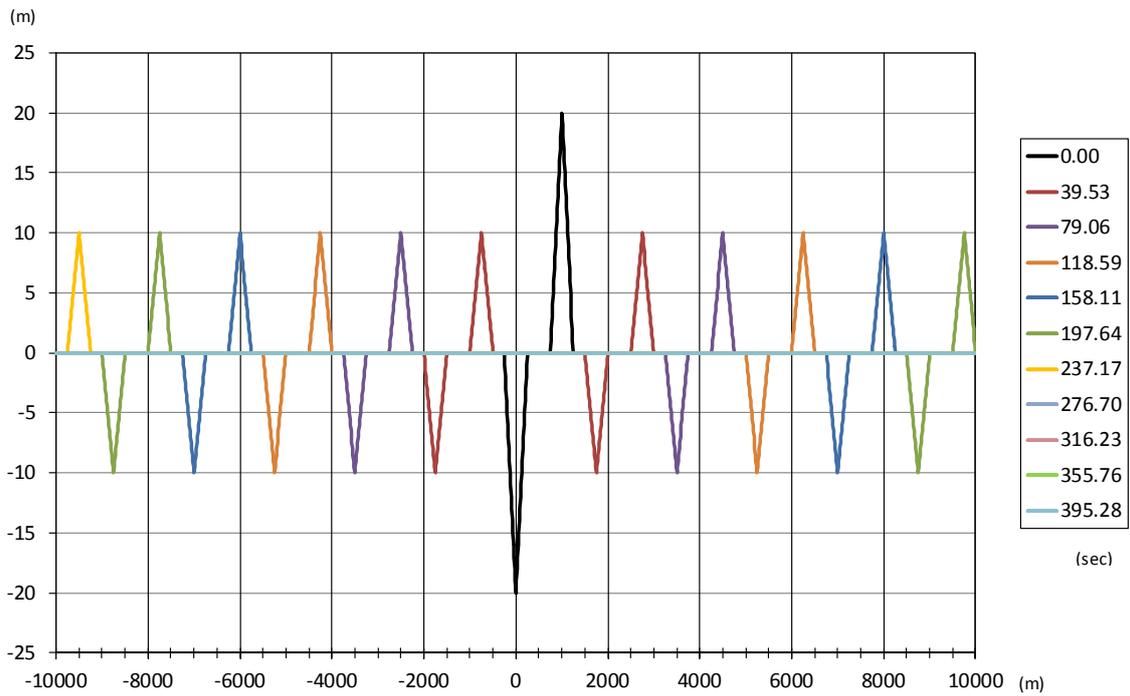


図 3-15 線形モデルによる空間波形（水深 200m, 三角形モデル, $L_{mean}=250m$, $T=20m$, 海底の瞬時変位を仮定）上：Kajiura フィルター無し, 下：Kajiura フィルター有り

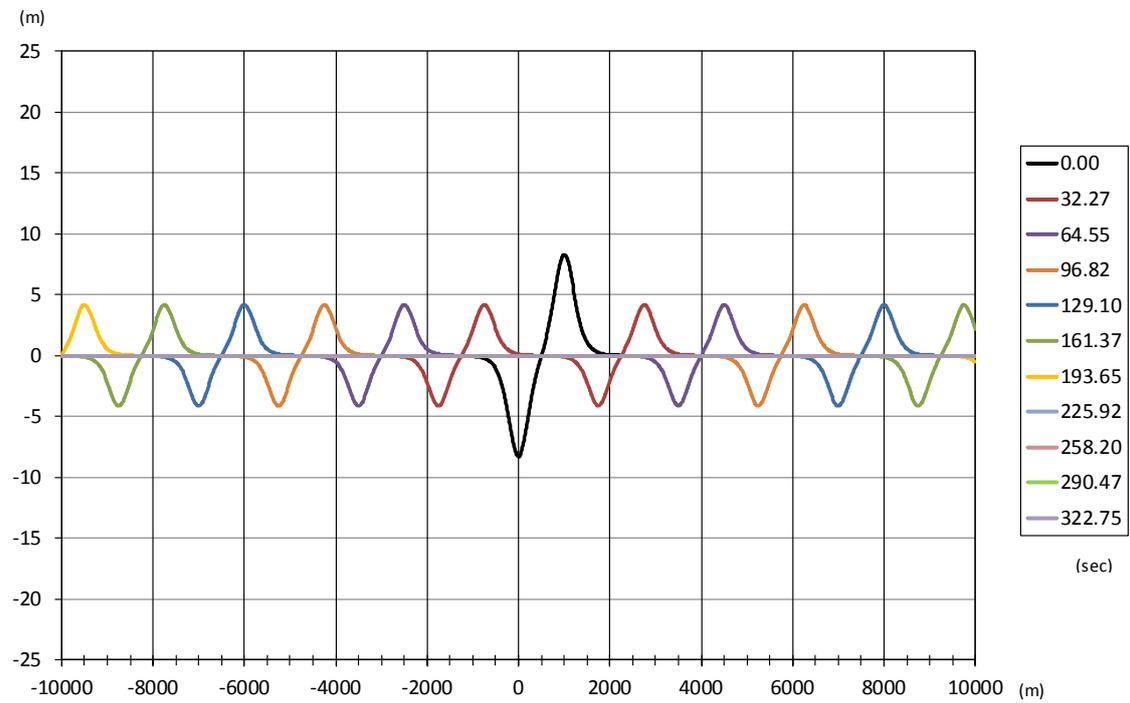
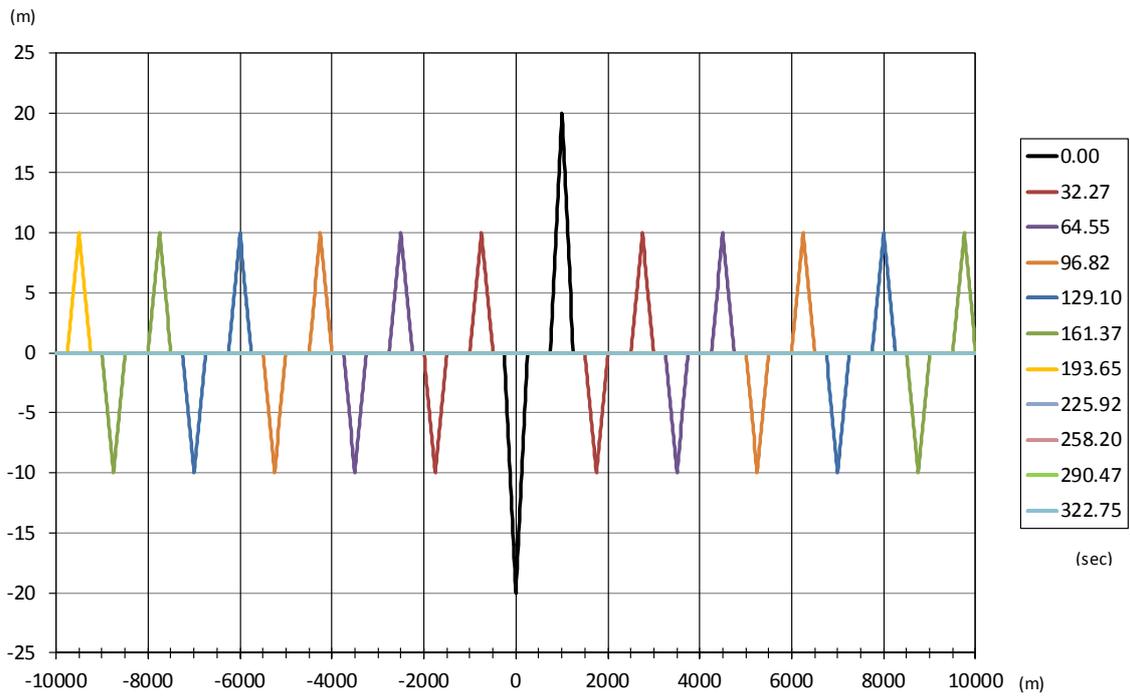


図 3-16 線形モデルによる空間波形（水深 300m, 三角形モデル, $L_{mean}=250m$, $T=20m$, 海底の瞬時変位を仮定）上：Kajiura フィルター無し, 下：Kajiura フィルター有り

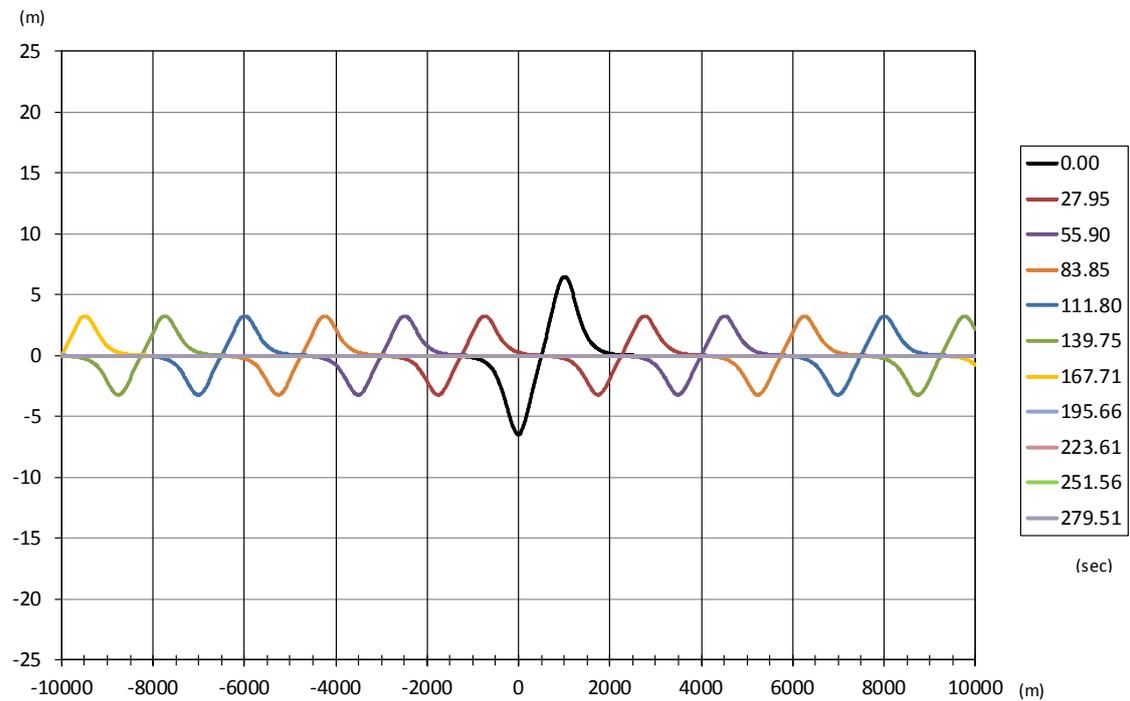
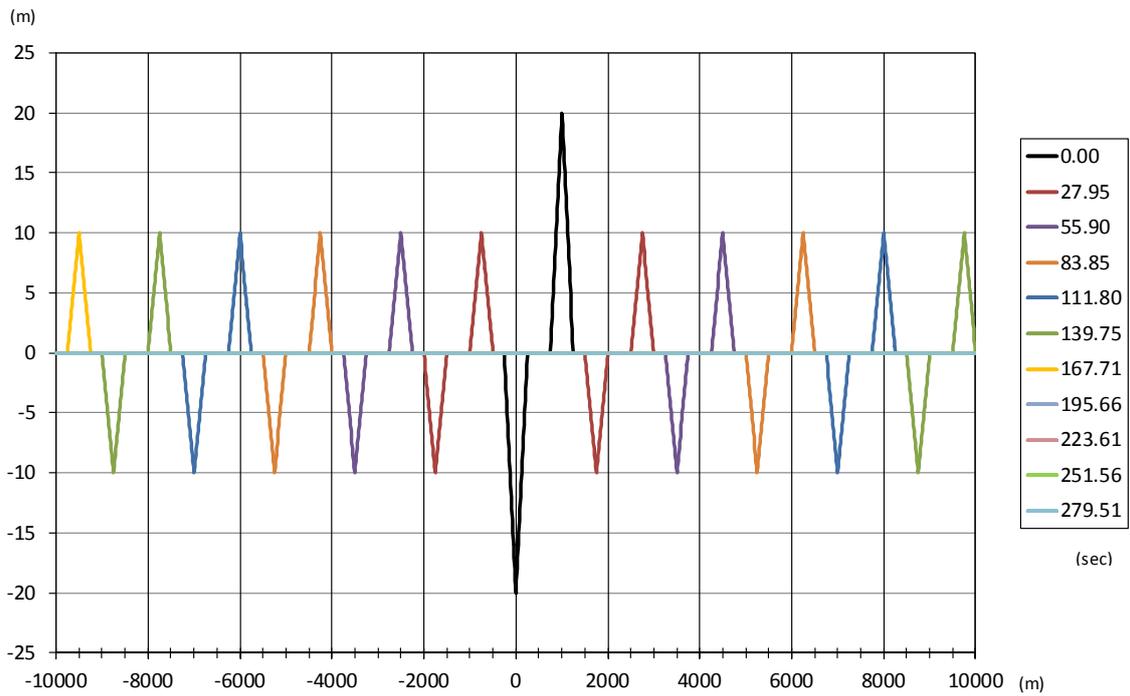


図 3-17 線形モデルによる空間波形（水深 400m, 三角形モデル, $L_{mean}=250m$, $T=20m$, 海底の瞬時変位を仮定）上：Kajiura フィルター無し, 下：Kajiura フィルター有り

表 3-4 線形モデルを用いた Kajiura フィルターの有無による最大水位変動量の例（海底の瞬時変位を仮定）

形状	L(m)	Lmean(m)	厚さT(m)	水深(m)	Lmean/h	フィルター無し				フィルター有り				フィルター無し/有りの比	
						η min (x<0)	η max (x<0)	η min (x>0)	η max (x>0)	η min (x<0)	η max (x<0)	η min (x>0)	η max (x>0)		
台形	500	500	20	50	10.00	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-9.998	9.997	-9.997	9.998	1.000	
				100	5.00	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-9.842	9.842	-9.842	9.842	0.984	
				200	2.50	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-8.675	8.675	-8.675	8.675	0.868	
				300	1.67	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-7.197	7.194	-7.194	7.197	0.720	
				400	1.25	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-5.904	5.889	-5.889	5.904	0.590	
	1000	1000		1000	50	20.00	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-10.001	10.000	-10.000	10.001	1.000
				100	10.00	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-9.997	9.997	-9.997	9.997	1.000	
				200	5.00	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-9.796	9.796	-9.796	9.796	0.980	
				300	3.33	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-9.134	9.133	-9.133	9.134	0.913	
				400	2.50	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-8.196	8.188	-8.188	8.196	0.820	
	2000	2000		2000	50	40.00	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-10.003	10.001	-10.001	10.003	1.000
				100	20.00	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-9.998	9.998	-9.998	9.998	1.000	
				200	10.00	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-9.856	9.856	-9.856	9.856	0.986	
				300	6.67	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-9.387	9.387	-9.387	9.387	0.939	
				400	5.00	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-8.712	8.707	-8.707	8.712	0.871	
	3000	3000		3000	50	60.00	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-10.005	10.002	-10.002	10.005	1.001
				100	30.00	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-9.999	9.998	-9.998	9.999	1.000	
				200	15.00	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-9.856	9.856	-9.856	9.856	0.986	
				300	10.00	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-9.388	9.388	-9.388	9.388	0.939	
				400	7.50	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-8.720	8.715	-8.715	8.720	0.872	
三角形	500	500	250	50	5.00	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-8.740	8.739	-8.739	8.740	0.874	
			100	2.50	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-7.492	7.492	-7.492	7.492	0.749		
			250	200	1.25	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-5.482	5.482	-5.482	5.482	0.548	
			250	300	0.83	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-4.148	4.147	-4.147	4.148	0.415	
			250	400	0.63	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-3.246	3.239	-3.239	3.246	0.325	
	1000	1000	500	50	10.00	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-9.370	9.370	-9.370	9.370	0.937	
			100	5.00	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-8.730	8.730	-8.730	8.730	0.873		
			200	2.50	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-7.472	7.472	-7.472	7.472	0.747		
			300	1.67	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-6.298	6.297	-6.297	6.298	0.630		
			400	1.25	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-5.268	5.266	-5.266	5.268	0.527		
	2000	1000	1000	50	20.00	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-9.564	9.563	-9.563	9.564	0.956	
			100	10.00	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-9.119	9.118	-9.118	9.119	0.912		
			200	5.00	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-8.238	8.238	-8.238	8.238	0.824		
			300	3.33	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-7.366	7.365	-7.365	7.366	0.737		
			400	2.50	-10.000	10.000	-10.000	10.000	-6.530	6.529	-6.529	6.530	0.653		
	3000	1500	1500	50	30.00	-6.667	6.667	-6.667	6.667	-6.668	6.667	-6.667	6.668	1.000	
			100	15.00	-6.667	6.667	-6.667	6.667	-6.659	6.659	-6.659	6.659	0.999		
			200	7.50	-6.667	6.667	-6.667	6.667	-6.531	6.531	-6.531	6.531	0.980		
			300	5.00	-6.667	6.667	-6.667	6.667	-6.241	6.241	-6.241	6.241	0.936		
			400	3.75	-6.667	6.667	-6.667	6.667	-5.852	5.852	-5.852	5.852	0.878		

(注)「フィルター無し/有りの比」は、 $x<0$ 方向の下降波 (η min) について計算したもの。

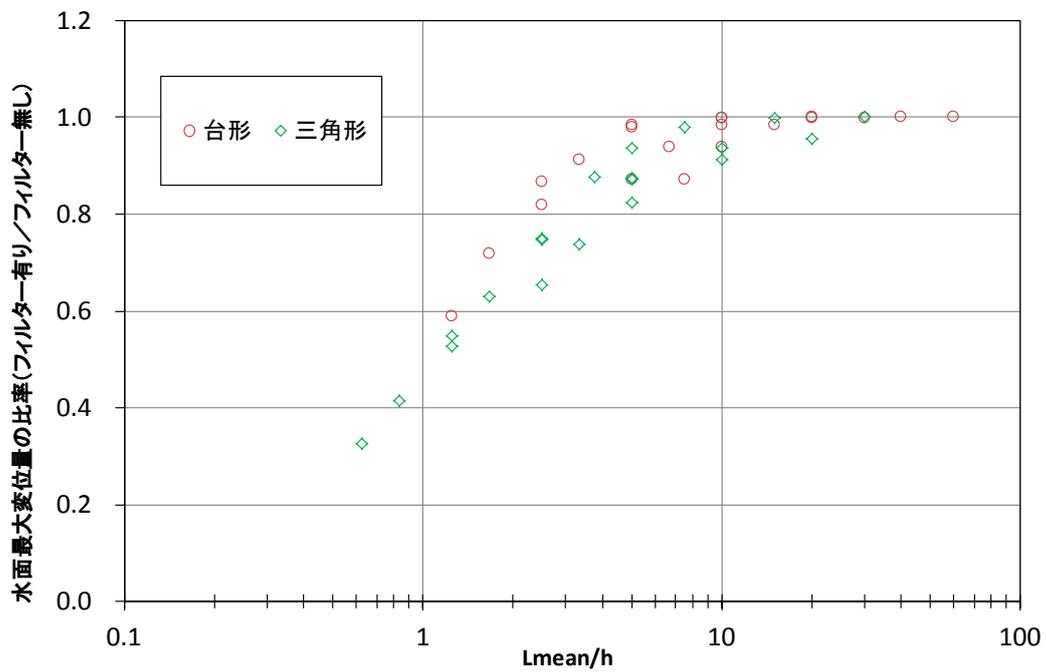


図 3-18 地すべり長さ/水深と Kajiura フィルターによる水位低減効果の関係 (x<0 方向の下降波)

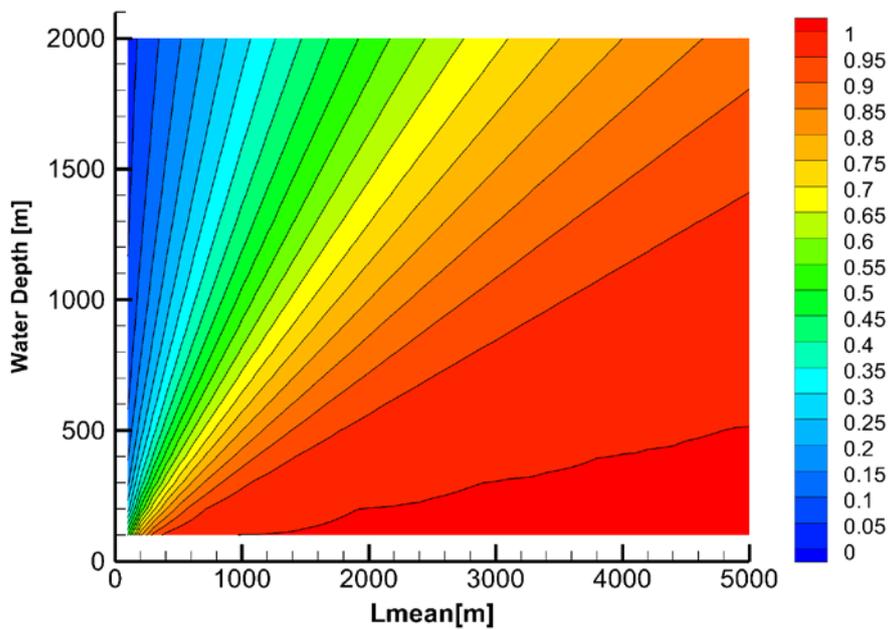


図 3-19 フィルター後/フィルター前の厚さ (最大変位量) の比率 (台形モデル)

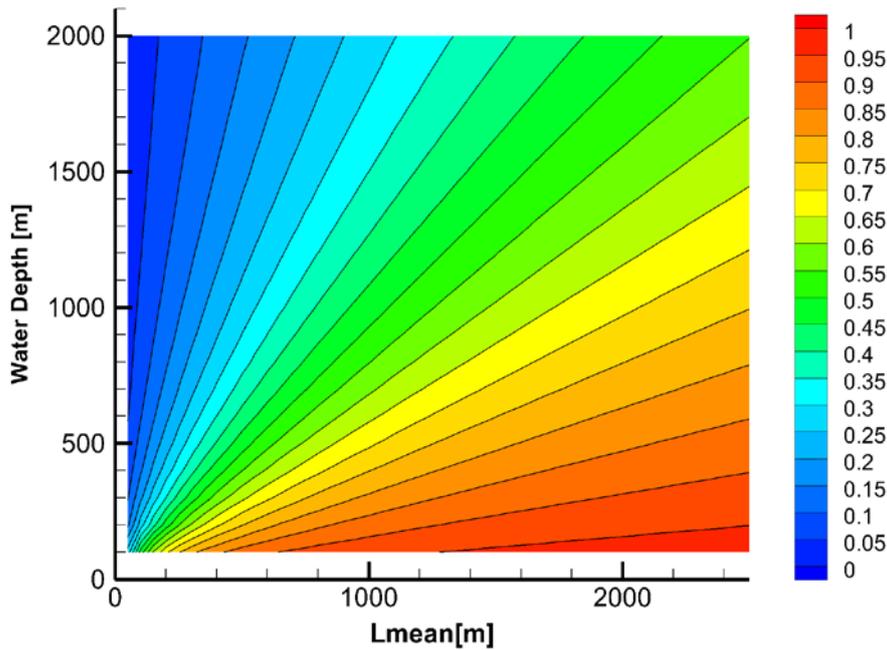


図 3-20 フィルター後/フィルター前の厚さ（最大変位量）の比率（三角形モデル）

(2) フィルター効果の推定式の検討

前述した 2000 ケースの解析結果を、 L_{mean}/h に対してプロットすると図 3-21 のようになる。地すべり形状による差異は L_{mean}/h が 1~10 の範囲で比較的明瞭であり、三角形モデルの方で減衰が強い。

横軸が 1 以下で漸増し、10 以上の範囲で縦軸 1 に漸近する関係であることを考慮し、両軸の自然対数を取り 4 次関数で回帰したところ、図 3-22 のように良好な近似が得られた。そこで、後述する津波水位推定式の検討においては、以下の関係を用いることとする。

台形モデル

$$\ln\left(\frac{\eta_{max}}{T}\right) = \min[0, 0.0081\gamma^4 - 0.0182\gamma^3 - 0.1924\gamma^2 + 0.7279\gamma - 0.6488] \quad \dots\dots\dots \text{式(3-10)}$$

三角形モデル

$$\ln\left(\frac{\eta_{max}}{T}\right) = \min[0, 0.0049\gamma^4 - 0.0070\gamma^3 - 0.1620\gamma^2 + 0.6508\gamma - 0.7503] \quad \dots\dots\dots \text{式(3-11)}$$

ただし、

$$\gamma = \ln\left(\frac{L_{mean}}{h}\right) \quad \dots\dots\dots \text{式(3-12)}$$

である。

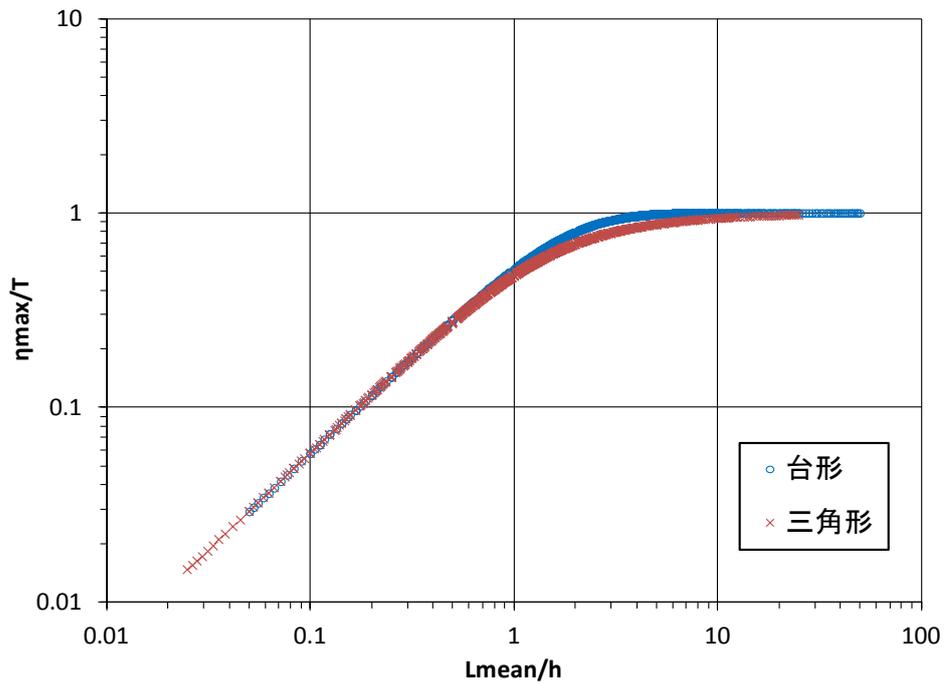


図 3-21 地すべり平均長／水深とフィルター後／フィルター前の最大変位量の関係

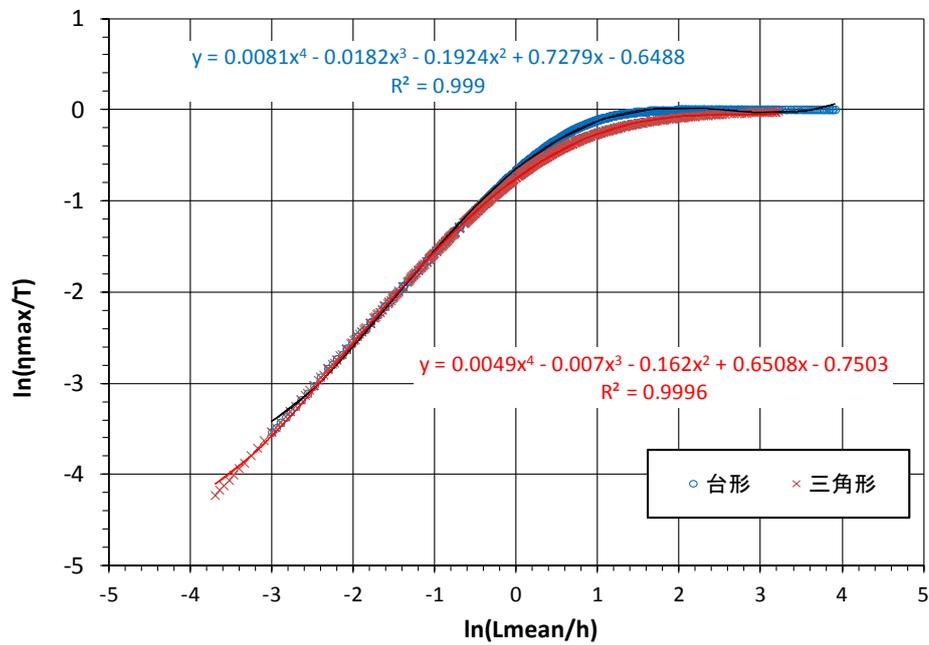


図 3-22 地すべり平均長／水深とフィルター後／フィルター前の最大変位量の関係の両対数グラフ上における回帰

3.3. フィルターを適用するタイミングに関する検討

ここでは、線形モデルを用いた津波計算の高速化を図ることを目的に、地すべり地形にフィルターをかける場合と水面形状にフィルターをかける場合の津波波形の比較を行った

3.3.1. 理論的考察

1次元の水位及び海底地形の連続の式を考える.

a.海底変動を直接水面に反映する場合

水位の連続の式は,

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} = \frac{\partial z_b}{\partial t} \quad \dots\dots\dots \text{式(3-13)}$$

である. ただし, u は x 方向の鉛直平均流速, z_b は海底面の高さであり, 水位 η に対し,

$$h = \eta - z_b \quad \dots\dots\dots \text{式(3-14)}$$

の関係がある. 地すべりの移動速度を u_b とすると, 海底地形の連続の式は,

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} + u_b \frac{\partial z_b}{\partial x} = 0 \quad \dots\dots\dots \text{式(3-15)}$$

となる.

b.水面変動に Kajura フィルターをかける場合

Kajura フィルターによる海底面から水面形の変化を関数 F で表すとすると,

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} = F \left(\frac{\partial z_b}{\partial t} \right) \quad \dots\dots\dots \text{式(3-16)}$$

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} + u_b \frac{\partial z_b}{\partial x} = 0 \quad \dots\dots\dots \text{式(3-17)}$$

となる. 通常の津波シミュレーションに Kajura フィルターを適用する場合, この方法が採られ, 毎時間ステップにおいて $F \left(\frac{\partial z_b}{\partial t} \right)$ を計算する.

c.Kajura フィルターをかけた海底地形が移動する場合(Bed filter)

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} = \frac{\partial F(z_b)}{\partial t} \dots\dots\dots \text{式(3-18)}$$

$$\frac{\partial F(z_b)}{\partial t} + u_b \frac{\partial F(z_b)}{\partial x} = 0 \quad \dots\dots\dots \text{式(3-19)}$$

b.と c.が等価となるためには,

$$F \left(\frac{\partial z_b}{\partial t} \right) = \frac{\partial F(z_b)}{\partial t} \quad \dots\dots\dots \text{式(3-20)}$$

つまり,

$$F\left(\frac{\partial z_b}{\partial x}\right) = \frac{\partial F(z_b)}{\partial x} \dots\dots\dots\text{式(3-21)}$$

となる。F は水深 h の関数であるため、地すべりの移動範囲内で水深及び地すべり形状の変化が小さければ、b.と c.は近似的に等しくなる。

したがって、海底地すべりに起因する津波シミュレーションにおいては、c.に示した方法のように、地すべりの初期形状に対して Kajiura フィルターを適用し、フィルター後の形状をもつ地すべりが移動するとして取り扱えば、解析中に一度だけフィルターの計算を行えばよく、計算の飛躍的な高速化が可能となる。

3.3.2. 線形モデルによるフィルター適用タイミングの比較

以下の2タイプの地すべりを考える。

- ①平均長さ 1000m, 高さ 20m の地すべり体
- ②平均長さ 500m, 高さ 20m の二等辺三角形の地すべり体

本項では地すべり移動速度の時間変化は考慮せず、一様水深上を一定速度 20m/s で進行するものとする。なお、格子サイズは 50m とした。

計算ステップごとに海底変動量にフィルターを掛ける場合(b.の方法)と、最初に地すべり形状にフィルターを掛け (Bed フィルター) 移動時には海底変動量=海面変動量とする場合(c.の方法)について、地すべり開始 1 秒後と 50 秒間の変位量の累積を比較した。

結果を図 3-23～図 3-28 に示す。いずれのケースにおいても、b.の方法と c.の方法による結果は一致している。

これらの結果より、最初に地すべり形状にフィルターを掛け移動時には海底変動量=海面変動量とすることにより、解析結果を歪めることなく計算の効率化がなされることが確かめられた。4章及び5章の計算では、この方法を適用した。

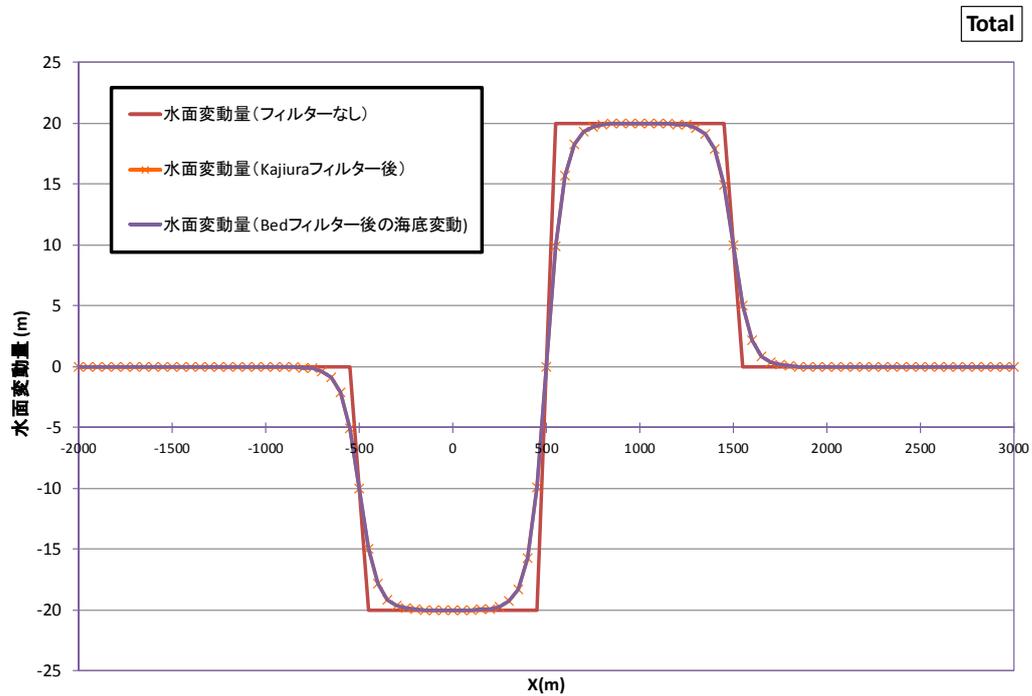
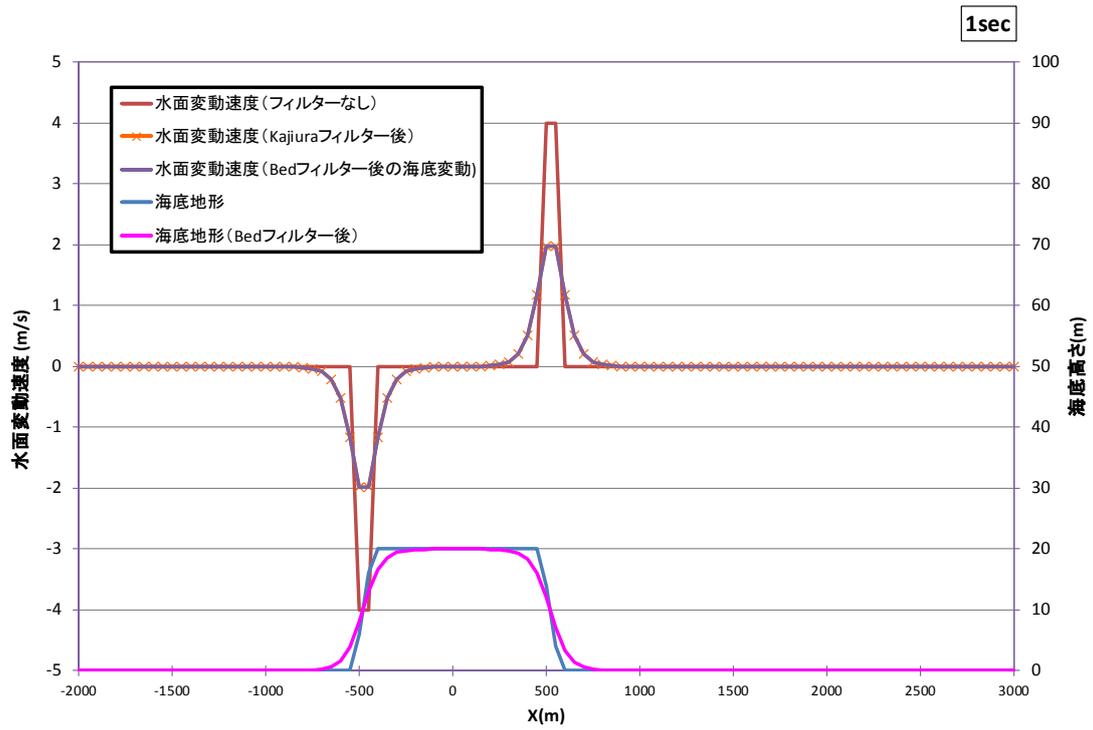


図 3-23 フィルターをかけるタイミングによる水面変動の比較 (台形, 水深 100m)

上 : 地すべり開始 1 秒後, 下 : 50 秒間の累積

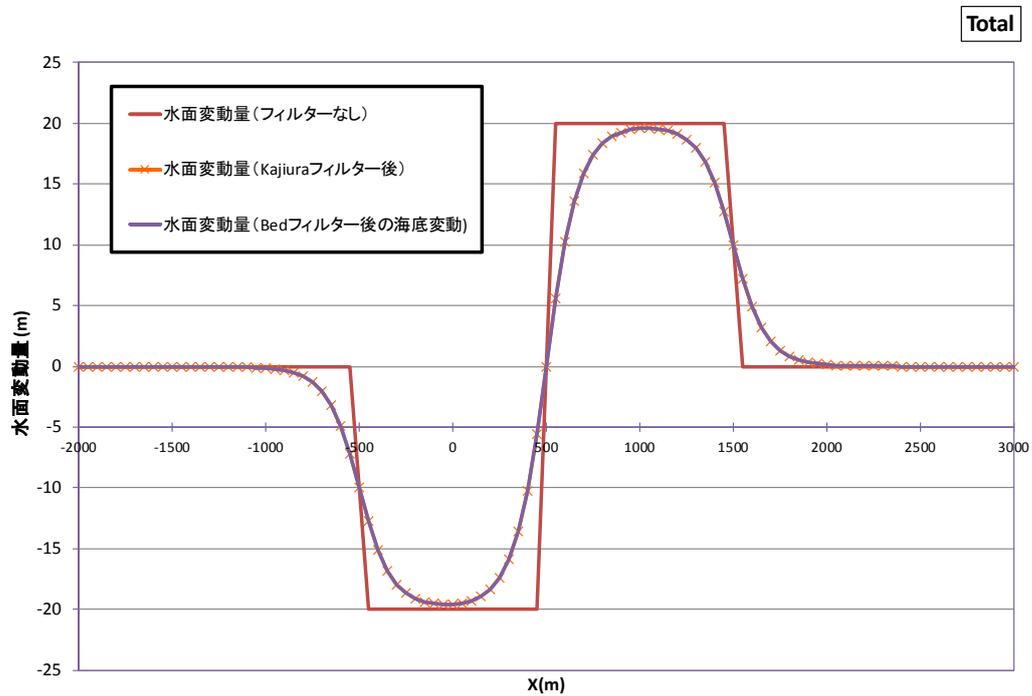
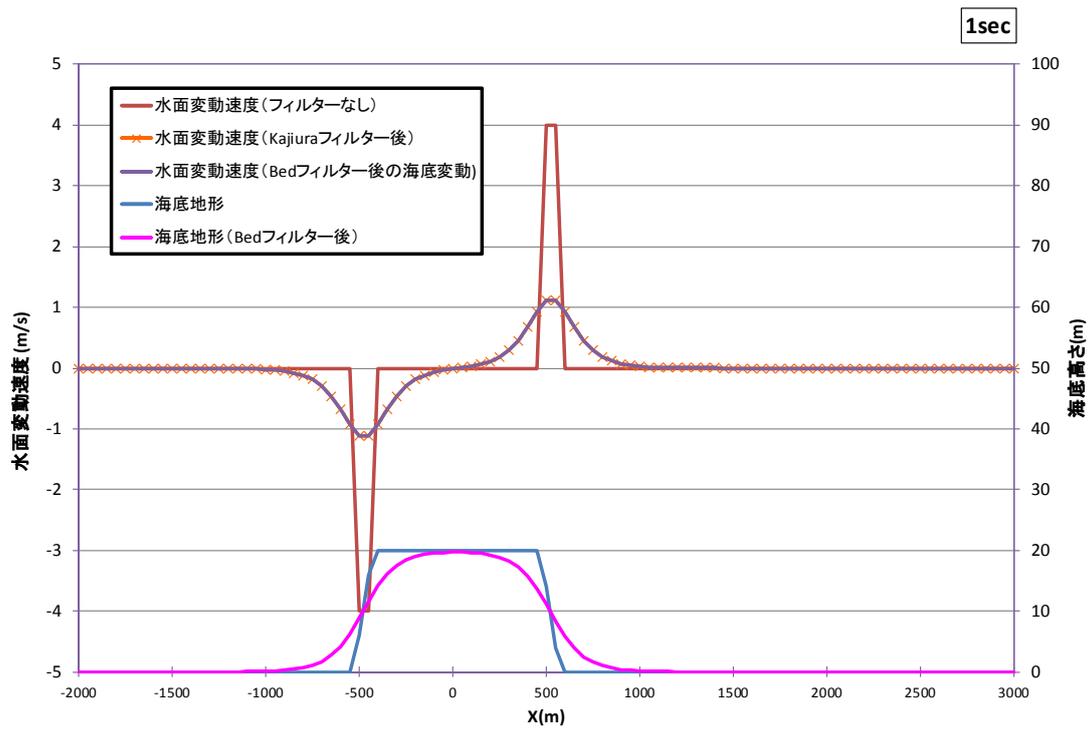


図 3-24 フィルターをかけるタイミングによる水面変動の比較 (台形, 水深 200m)

上 : 地すべり開始 1 秒後, 下 : 50 秒間の累積

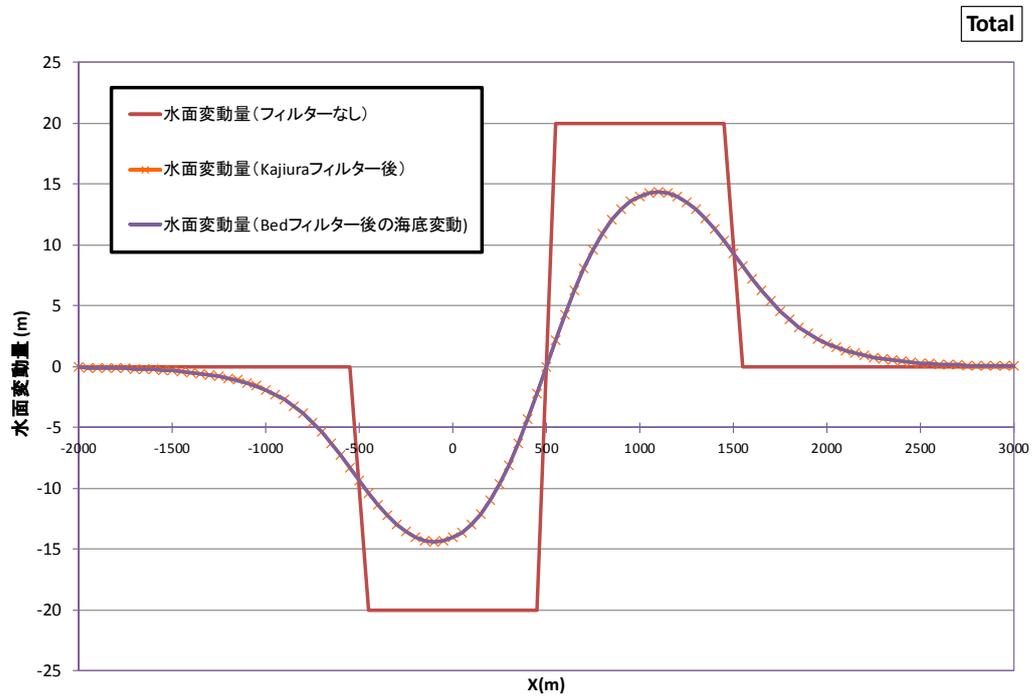
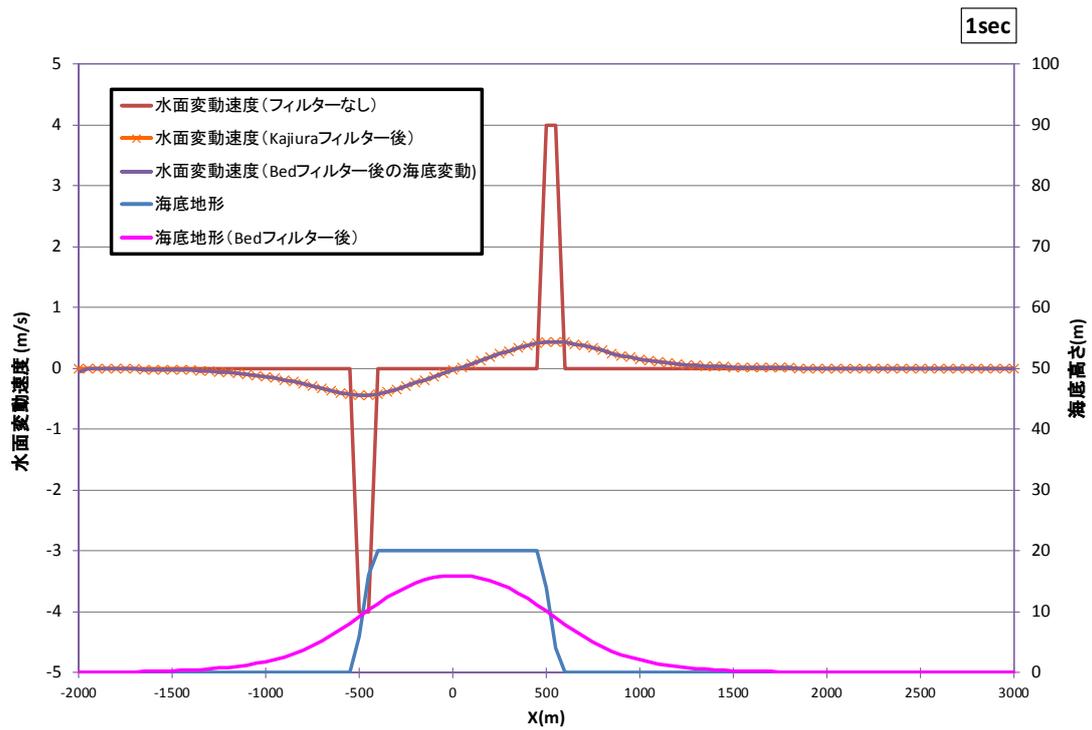


図 3-25 フィルターをかけるタイミングによる水面変動の比較 (台形, 水深 500m)

上 : 地すべり開始 1 秒後, 下 : 50 秒間の累積

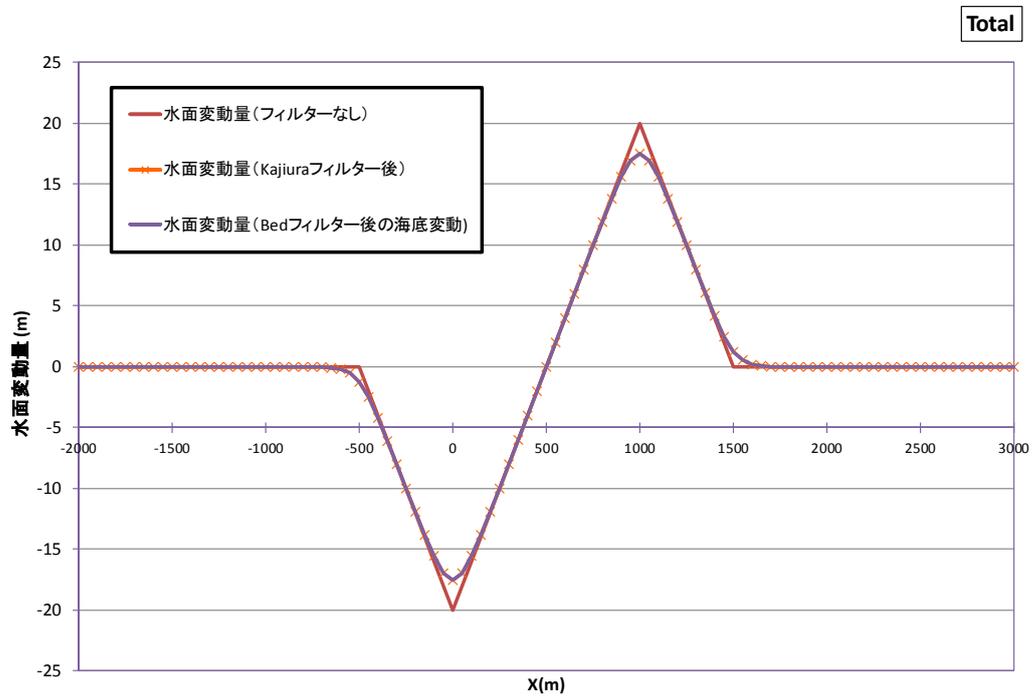
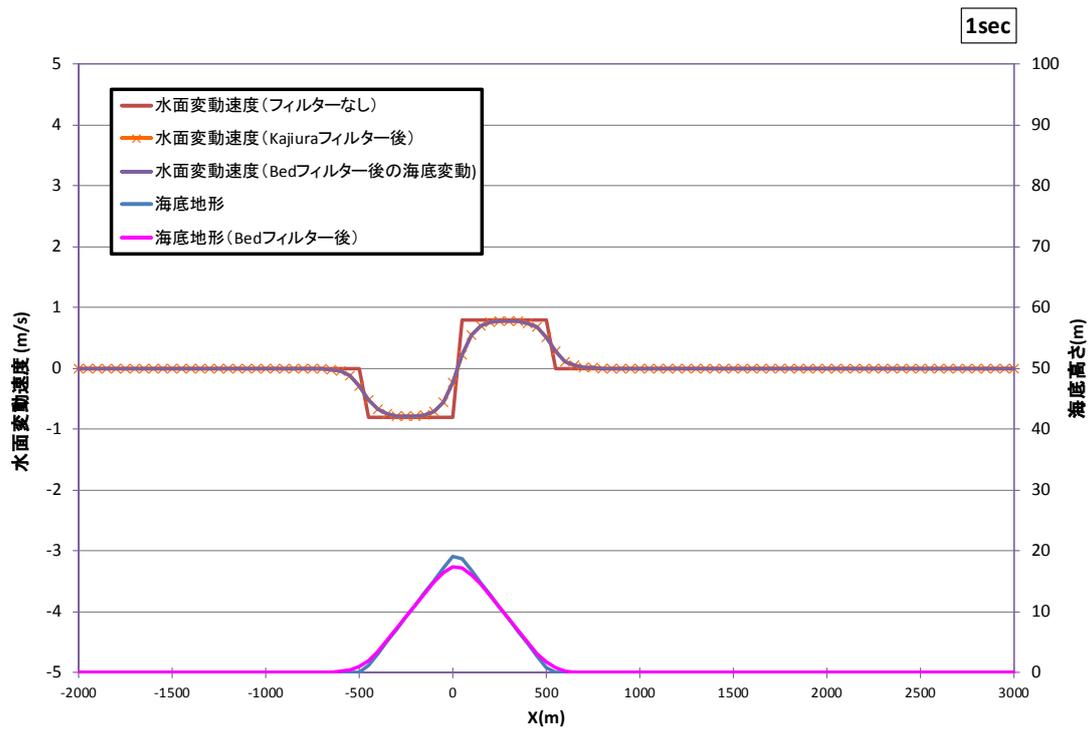


図 3-26 フィルターをかけるタイミングによる水面変動の比較 (三角形, 水深 100m)
 上: 地すべり開始 1 秒後, 下: 50 秒間の累積

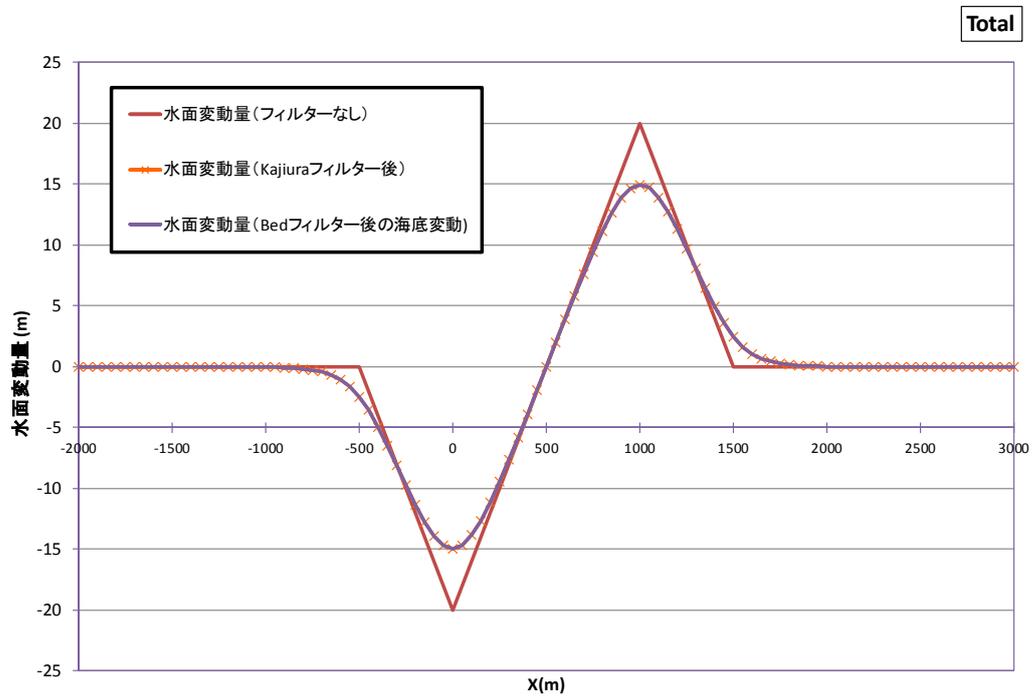
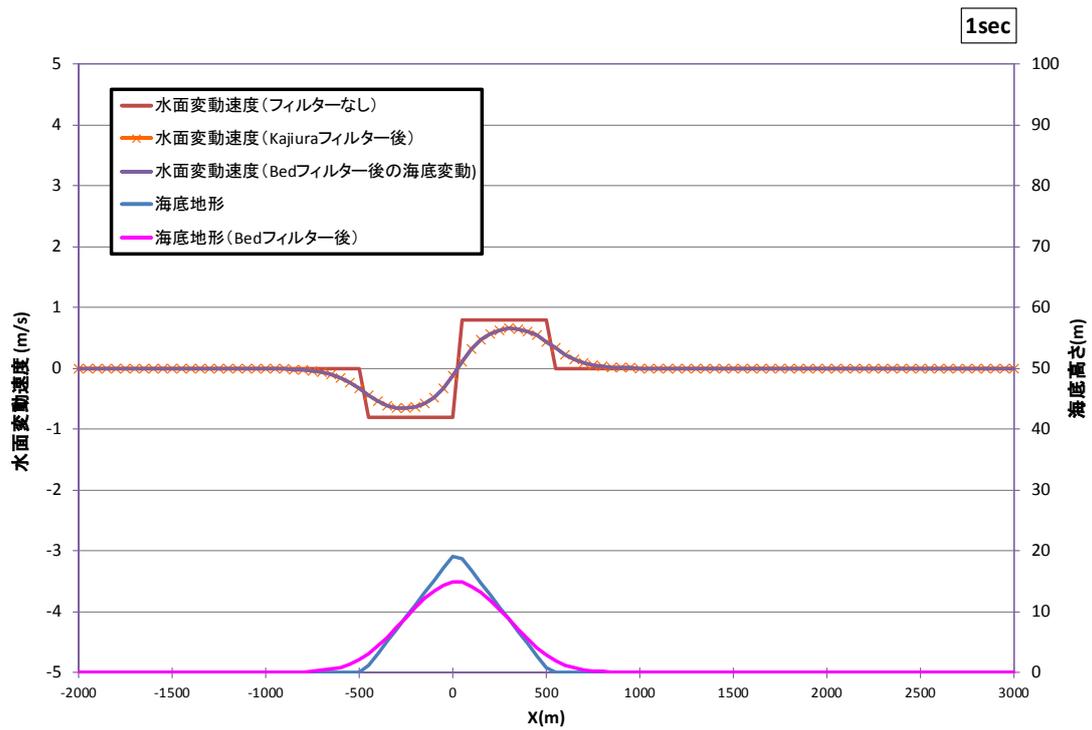


図 3-27 フィルターをかけるタイミングによる水面変動の比較 (三角形, 水深 200m)
 上 : 地すべり開始 1 秒後, 下 : 50 秒間の累積

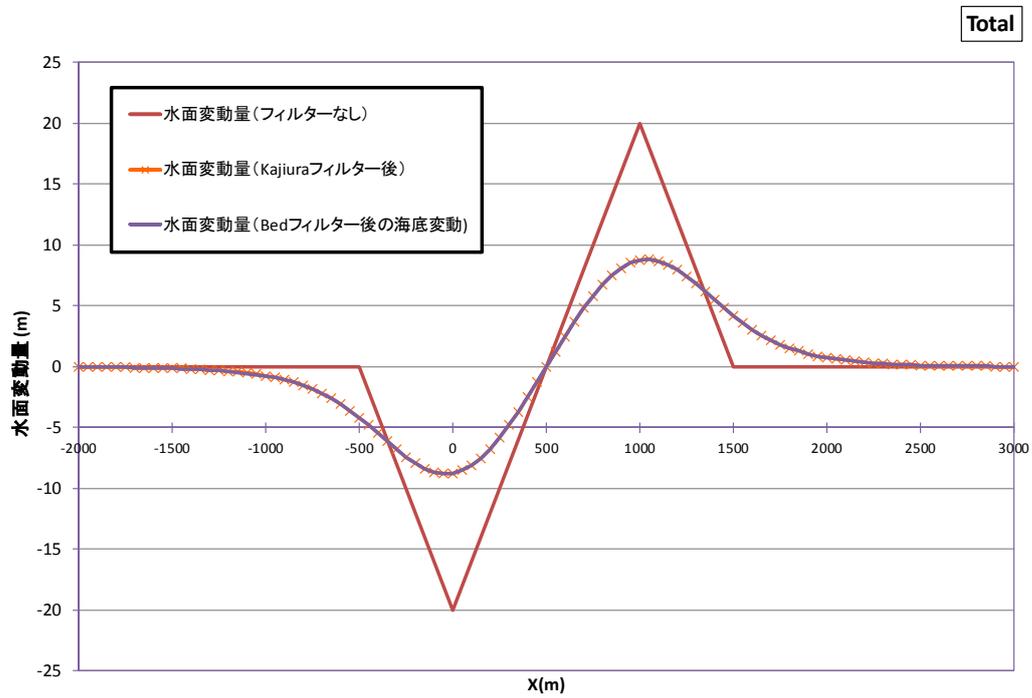
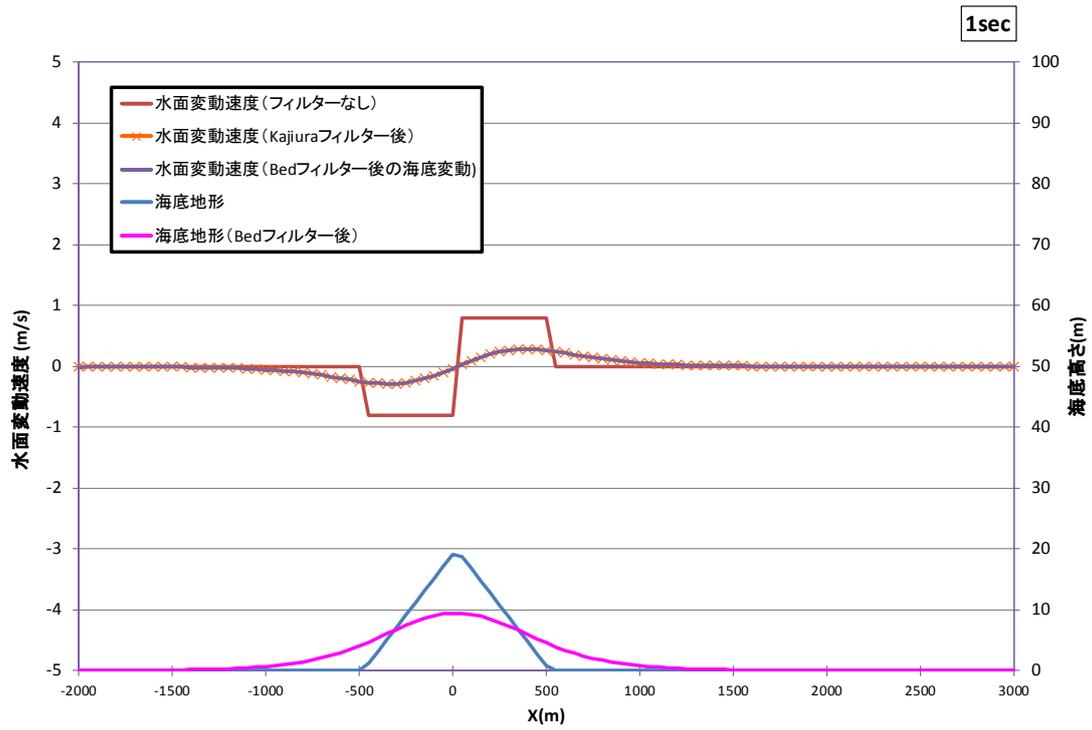


図 3-28 フィルターをかけるタイミングによる水面変動の比較 (三角形, 水深 500m)

上 : 地すべり開始 1 秒後, 下 : 50 秒間の累積

3.4. 海底地盤変位と海面変位の関係に関する基礎検討のまとめ

海底地盤変位と海面変位の関係について、Kajiura (1963)らの理論に基づくフィルターを海底地すべりに起因する津波の発生に適用し、以下の点を明らかにした。

- フィルター効果は空間的ローパスフィルターとして作用するため、波長の短い地すべり津波では水面応答におけるフィルター効果が有意となりやすいことを確認した。
- フィルターの離散式は無限級数の形式となっているが、積分回数を 50 以上とすれば無視できる誤差に収まることがわかった。
- フィルター効果が地すべり長さ／水深の関数としてよく表現できることを明らかにし、計算結果をもとに台形及び三角形の海底地すべりに対する推定式を導出した。
- Kajiura(1963)によるフィルターを地すべり体の初期形状に対して予め適用し、それを移動させることにより、高速に津波の発生を解析できることを明らかにした。地すべりの移動範囲の水深変化が小さければ、この方法により精度を損ねることなく高速に解析を実施できる。

4. 線形モデルを用いた海底地すべりによる造波特性の解析

4.1. 解析の設定

4.1.1. 解析ケース

線形モデルによる解析ケースを以下に示す。海底地すべりは陸上の地すべりに比べ長さに対する厚さが小さいことが指摘されている。1.1.2 に示したとおり、Watts(2004)は海底地すべりの厚さを長さの0.01~0.04倍程度としており、さらに小さな比を示すとの見解もある。本研究ではkmスケールの小規模な地すべりを対象とすることから、地すべり全長1,000mを基本とし、海底地すべりの相似関係に基づき厚さ20mを基本とした。

また、1.1.2 に示したとおり、Grilli and Watts (2005) は、地すべり体の運動方程式に基づき、摩擦のない斜面上を並進運動するスライドの最大速度を以下の式で与えた。

$$u_t = \sqrt{gB \sin \theta \cdot \frac{\pi(\gamma-1)}{2C_d}} \quad \dots\dots\dots \text{式(4-1)}$$

ここで、 g は重力加速度、 B は地すべり長さ、 θ は斜面勾配、 γ は地すべり体水中比重(=1.85)、 C_d は抗力係数(=1)である。 B が1,000m、 θ が1~2度するとき、 u_t は15~20m/sとなる。

これらを考慮した各パラメータを組合せ、解析ケースを表4-1及び表4-2のように設定した。このうち、移動距離750m、500mのケースは、移動距離の影響を分析に反映するために設定し、加速・減速パラメータ α は0.5に固定した。

加減速パラメータ $\alpha=0.5$ のときの地すべり速度の時間変化は図4-1のようになる。

長波の波速 c すなわち $(gh)^{0.5}$ と地すべり速度の関係から、以下の2種類の地すべりフルード数が定義できる。

$Fr = u_p/c$: ピーク速度 u_p に対するフルード数

$\bar{Fr} = \bar{u}/c$: 平均速度 \bar{u} に対するフルード数

解析の設定とフルード数の関係を表4-3に示す。フルード数が1を上回る場合、地すべりが波速より大きな速度で移動することになる。現実の海底地すべりにおいて1を上回るフルード数が生じることは稀であると考えられるため、4.3に示す造波効率の分析においては、表4-3のハッチで示したピーク速度 u_p に対するフルード数が1を上回るケースは集計から除外した。

表 4-1 解析ケース（地すべり形状：台形）

項目	設定値		
水深 h (m)	50, 100, 200, 300, 400		
地すべり平均長 L_{mean} (m)	500, 1000, 2000, 3000		
地すべり厚さ T (m)	10, 20, 40		
移動距離 l (m)	1000	750	500
ピーク速度 U_p (m/s)	10, 20, 40	7.5, 15, 30, 60	5, 10, 20, 30
加速・減速パラメータ α	0.25, 0.5, 0.75	0.5	
前面・後面勾配 $\tan \theta$	0.1, 0.2, 0.4		

組合せ数= 3060

表 4-2 解析ケース（地すべり形状：三角形）

項目	設定値		
水深 h (m)	50, 100, 200, 300, 400		
地すべり平均長 L_{mean} (m)	250, 500, 1000, 1500		
地すべり厚さ T (m)	10, 20, 40		
移動距離 l (m)	1000	750	500
ピーク速度 U_p (m/s)	10, 20, 40	7.5, 15, 30, 60	5, 10, 20, 30
加速・減速パラメータ α	0.25, 0.5, 0.75	0.5	
形状パラメータ β	0.2, 0.5, 0.8		

組合せ数= 3060

4.1.2. 解析モデル

数値モデルには前述した線形モデルを適用する。予め Kajiura フィルターを適用した地すべり地形が移動するものとする。

1 次元波動伝播を離散系で解く際における解の安定条件は CFL 条件 (Courant-Friedrichs-Lewy Condition) と呼ばれ、以下で与えられる。

$$\Delta x \geq c \cdot \Delta t \quad \dots\dots\dots \text{式(4-2)}$$

ここで、 Δt : 時間刻み, Δx : 空間格子間隔, c : 波速である.

本検討においては、 $\Delta x = 12.5\text{m}$ とした. また、 c を $c = \sqrt{gh}$ (g は重力加速度, h は水深)で表される長波の波速とし、これに対し CFL 条件で与えられる Δt の上限の 1/20 を解析上の時間刻みとした.

表 4-3 解析の設定と地すべりフルード数の関係

u_p (m/s)	\bar{u} (m/s)	h (m)	波速 c (m/s)	Fr	\bar{Fr}
5	2.5	50	22.14	0.226	0.113
		100	31.30	0.160	0.080
		200	44.27	0.113	0.056
		300	54.22	0.092	0.046
		400	62.61	0.080	0.040
7.5	3.75	50	22.14	0.339	0.169
		100	31.30	0.240	0.120
		200	44.27	0.169	0.085
		300	54.22	0.138	0.069
		400	62.61	0.120	0.060
10	5	50	22.14	0.452	0.226
		100	31.30	0.319	0.160
		200	44.27	0.226	0.113
		300	54.22	0.184	0.092
		400	62.61	0.160	0.080
15	7.5	50	22.14	0.678	0.339
		100	31.30	0.479	0.240
		200	44.27	0.339	0.169
		300	54.22	0.277	0.138
		400	62.61	0.240	0.120
20	10	50	22.14	0.904	0.452
		100	31.30	0.639	0.319
		200	44.27	0.452	0.226
		300	54.22	0.369	0.184
		400	62.61	0.319	0.160
30	15	50	22.14	1.355	0.678
		100	31.30	0.958	0.479
		200	44.27	0.678	0.339
		300	54.22	0.553	0.277
		400	62.61	0.479	0.240
40	20	50	22.14	1.807	0.904
		100	31.30	1.278	0.639
		200	44.27	0.904	0.452
		300	54.22	0.738	0.369
		400	62.61	0.639	0.319
60	30	50	22.14	2.711	1.355
		100	31.30	1.917	0.958
		200	44.27	1.355	0.678
		300	54.22	1.107	0.553
		400	62.61	0.958	0.479

Fr : ピーク速度 u_p に対するフルード数

\bar{Fr} :平均速度 \bar{u} に対するフルード数

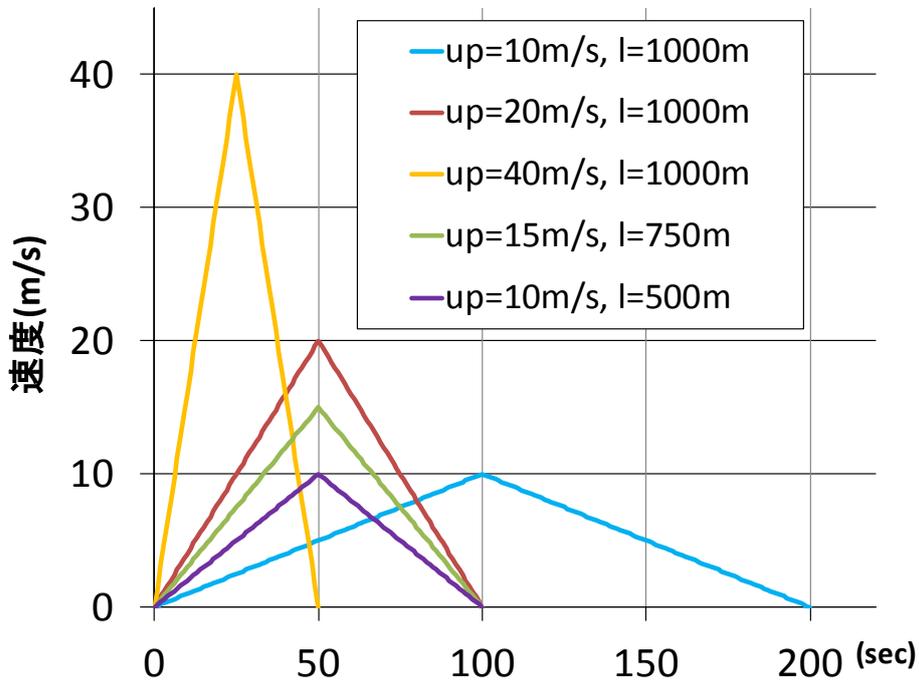


図 4-1 地すべり速度の時間変化 (加減速パラメータ $\alpha=0.5$ のとき)

最高・最低水位の探索範囲は、波形が安定する領域を含むよう、以下のとおりとした。

$$-4500 - \frac{L}{2} \leq x \leq -1500 - \frac{L}{2} \quad \dots\dots\dots \text{式(4-3)}$$

及び、

$$1500 + \frac{L}{2} \leq x \leq 5500 + \frac{L}{2} \quad \dots\dots\dots \text{式(4-4)}$$

なお、単位はメートルである。

4.2. 波形の特性

波形に対する地すべり速度ピーク時間の影響を以下に示す。

4.2.1. 基本とするケースによる波形

$L_{mean}=1000\text{m}$, $T=20\text{m}$, $u_p=20\text{m/s}$, $t_p=50\text{sec}$, $h=200\text{m}$ のときの空間波形の推移を図 4-2 に示す。

正方向では押し波が、負方向では引き波が先行する形となる。各位置の上昇水位と下降水

位は概ね同程度であるが、地すべり進行側の $x > 0$ の領域では短波長かつ振幅が大きく、 $x < 0$ の領域で逆の傾向となっている。この差違は、 $x > 0$ の領域では既に発生した津波と新たに生じる津波波源がより近い位置にあり、地すべりの進行に伴って次々と発達する津波が重畳しやすいためと考えられる。

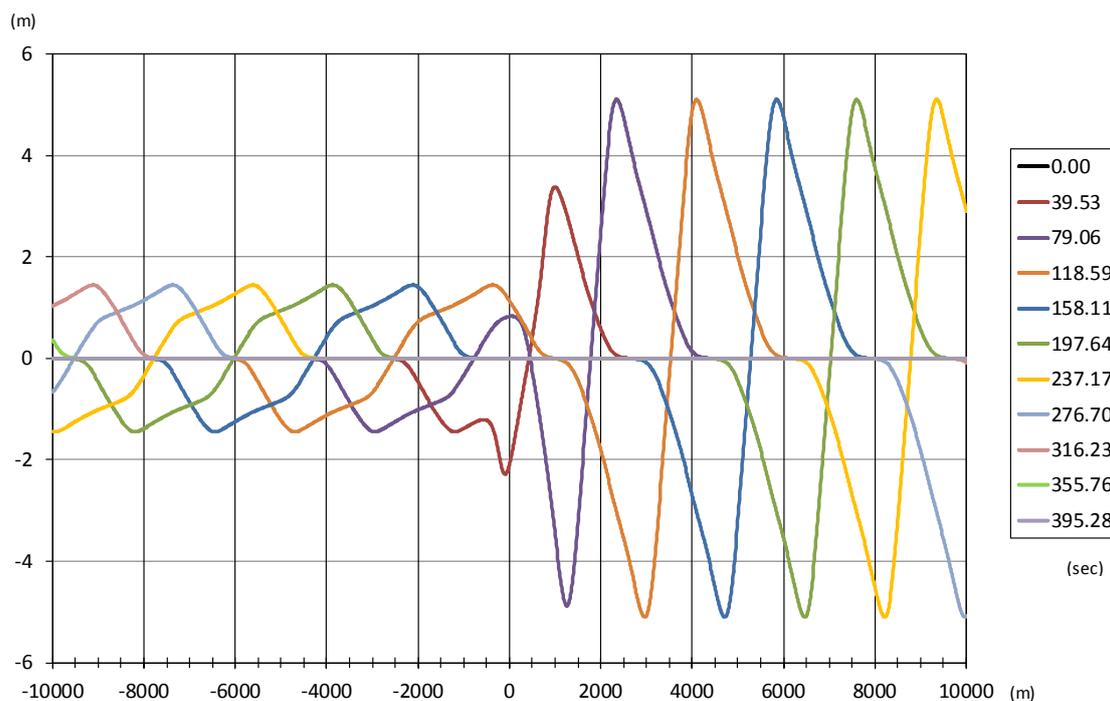


図 4-2 台形モデルによる波形の例($L_{mean}=500\text{m}$, $h=200\text{m}$, $u_p=20\text{m/s}$, $\alpha=0.5$)

4.2.2. 地すべりモデルによる比較

平均長さが同じ台形モデルと三角形モデルによる波形の比較例を図 4-3 に示す。三角形モデルの方がやや振幅が小さいが、波長や波形に明確な差異は生じていない。

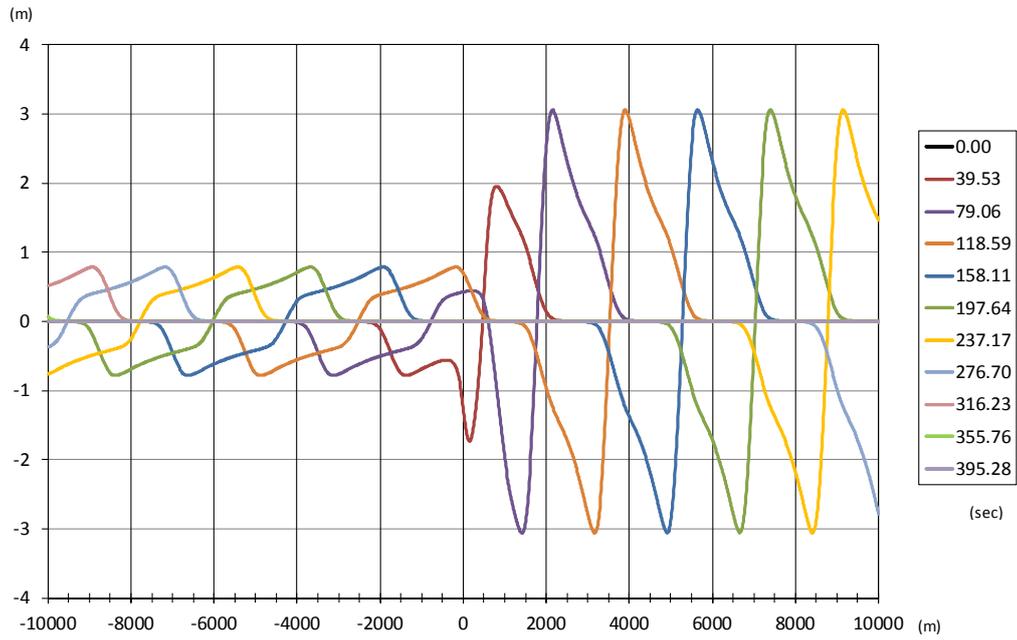
4.2.3. 水深による比較

同一の台形モデルを用い、水深のみが異なるケースの波形の比較例を図 4-4 に示す。

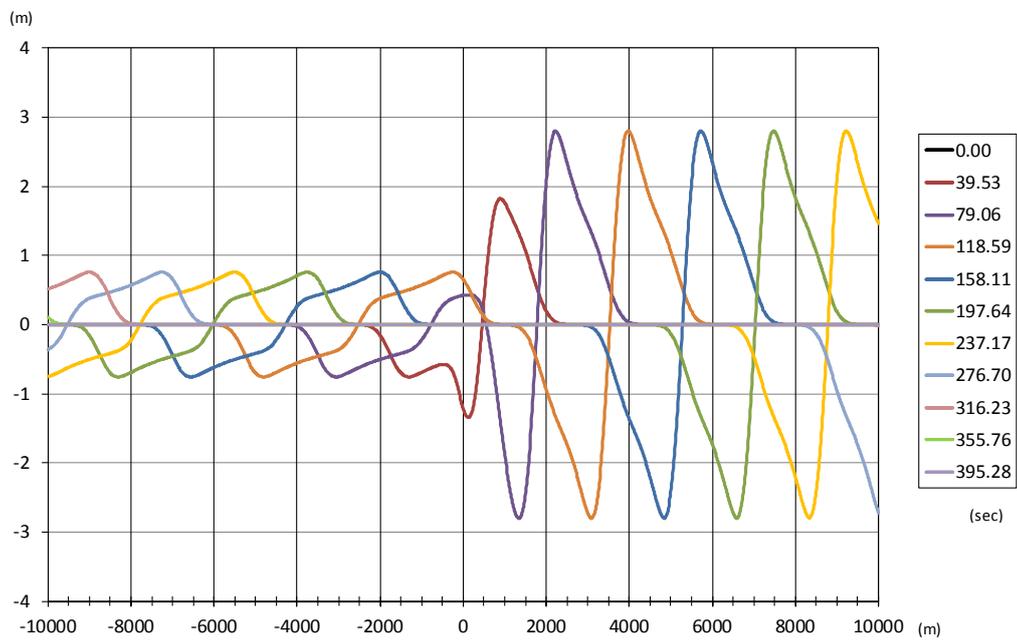
水深が大きくなるにつれ、波の振幅は小さくなり、波長が大きくなる傾向がみられる。水深 50m の場合、長波の波速は、

$$\sqrt{9.8 \times 50} = 22.1\text{m/s} \quad \dots\dots\dots\text{式(4-5)}$$

となり、地すべりの最大速度 $u_p=20\text{m/s}$ に近くなる。このとき、 x が正の側では進行する波と新たに生成する波の重畳が効率よく生じているとみられる。

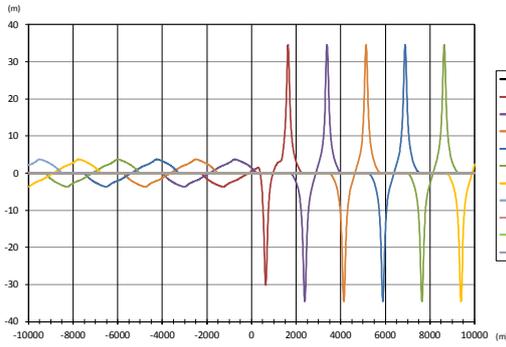


(a) 台形モデル

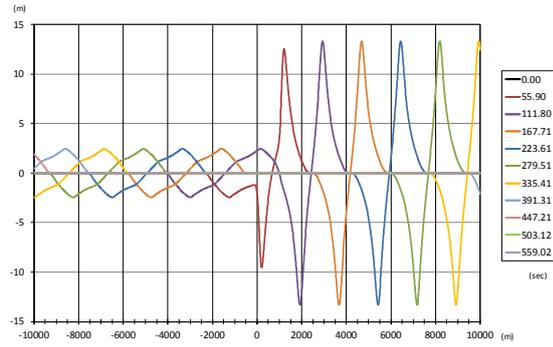


(b) 三角形モデル

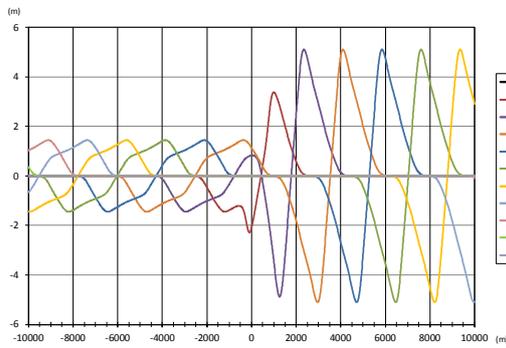
図 4-3 地すべりモデルによる波形の比較例($L_{mean}=500\text{m}$, $T=20\text{m}$, $h=200\text{m}$, $u_p=20\text{m/s}$, $\alpha=0.5$, $\tan \theta=0.2$, $\beta=0.5$)



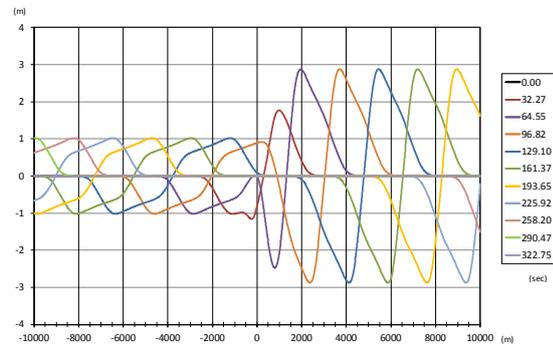
(a)水深 50m



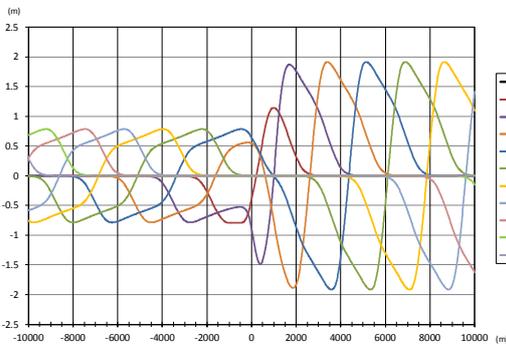
(b)水深 100m



(c)水深 200m



(d)水深 300m



(e)水深 400m

図 4-4 水深による波形の比較例(台形モデル, $L_{mean}=1000m$, $T=20m$, $t_e=100sec$, $u_p=20m/s$, $\alpha=0.5$, $\tan \theta=0.2$)

4.2.4. 地すべり長さによる比較

台形モデルを用い, 同一水深と運動条件で地すべり長さのみが異なるケースの波形の比較例を図 4-5 に示す.

地すべり長さが大きくなるにつれ、波の振幅及び波長が大きくなる傾向がみられる。

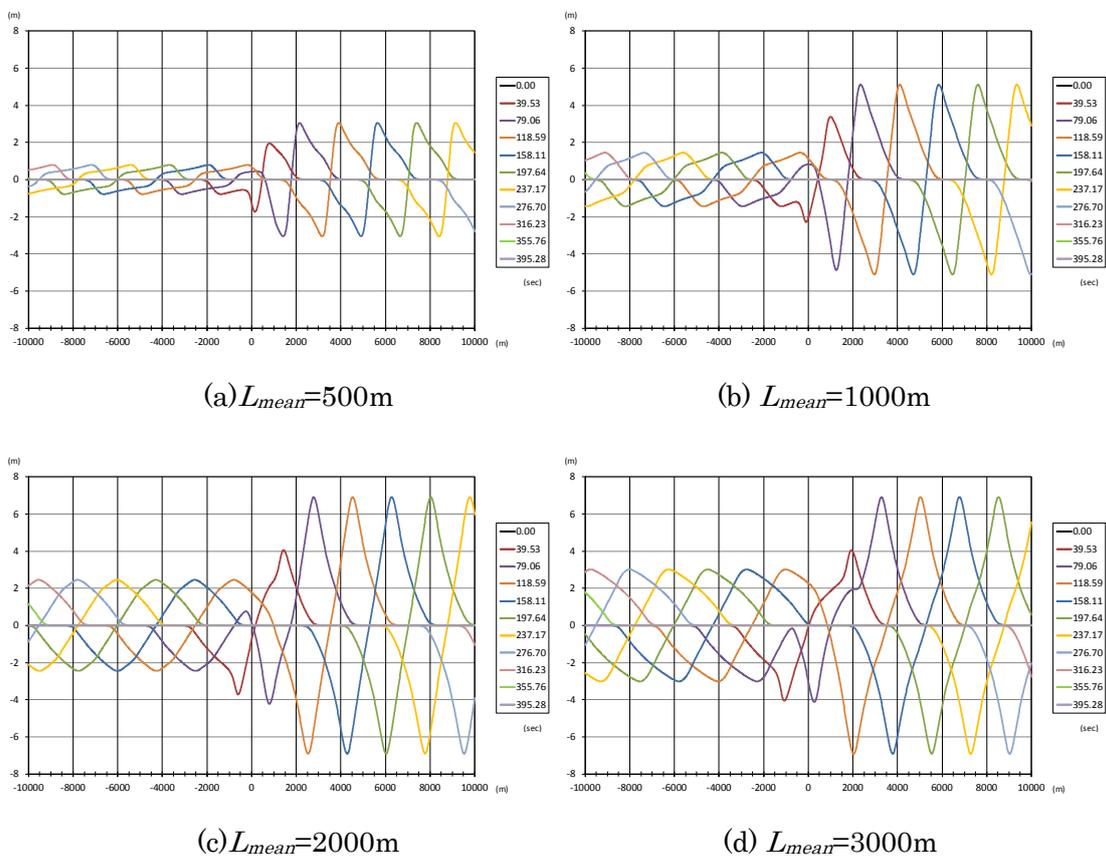


図 4-5 地すべり長さによる波形の比較例(台形モデル, $T=20\text{m}$, $t_e=100\text{sec}$, $u_p=20\text{m/s}$, $\alpha=0.5$, $\tan \theta=0.2$, $h=200\text{m}$)

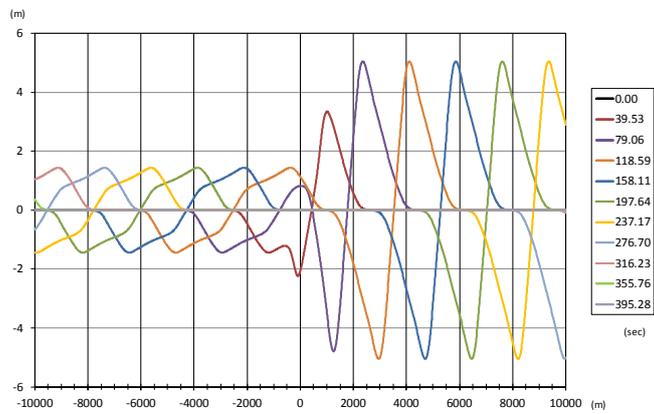
4.2.5. 地すべり形状による比較

台形モデルの側面勾配 θ 及び三角形モデルの形状パラメータ β を変化させた場合の波形の比較例を、図 4-6 及び図 4-7 にそれぞれ示す。

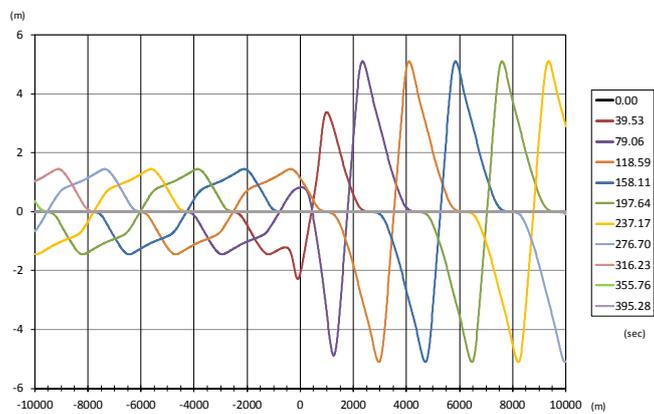
台形モデルの側面勾配 θ については、 $\tan \theta=0.1\sim 0.4$ ($\theta=5.7^\circ \sim 21.8^\circ$) の範囲では、波形及び振幅に明らかな違いは生じていない。

三角形モデルでは、 $\beta=0.5$ (対称形) のとき上昇水位と下降水位が同程度であるのに対し、 $\beta=0.2$ (前傾) のとき上昇水位の方が、 $\beta=0.8$ (後傾) のとき下降水位の方がやや大きめの振幅を示す。これは、地すべり体の勾配が大きい場合に、水位の時間あたりの変化量が大きくなることを反映しているとみられる。

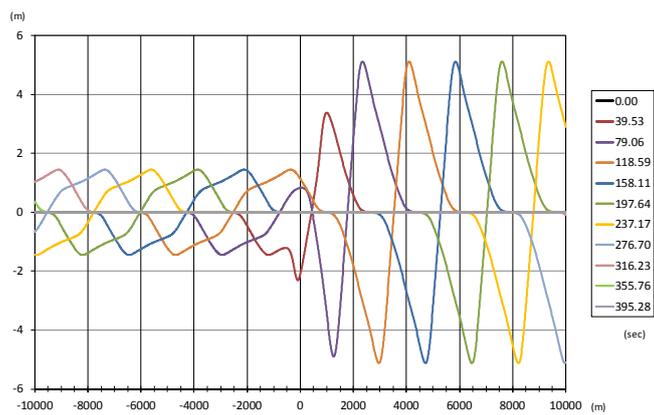
波長に関しては、いずれのモデルでも差違はみられない。



(a) $\tan \theta = 0.1$

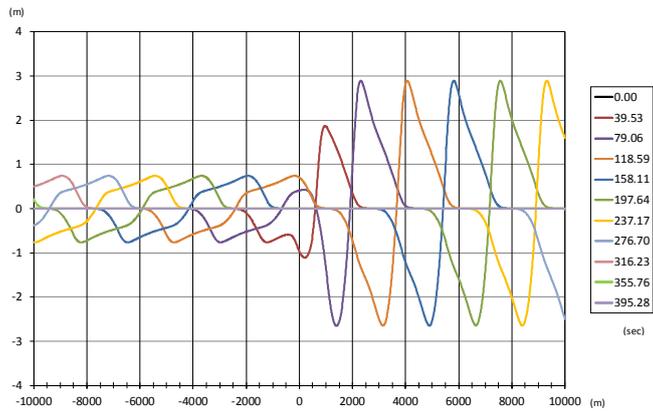


(b) $\tan \theta = 0.2$

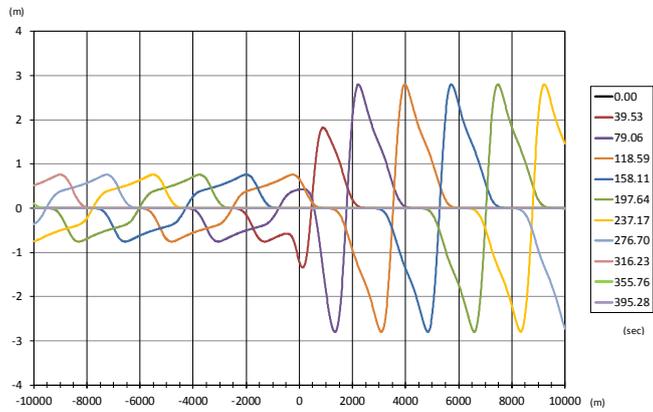


(c) $\tan \theta = 0.4$

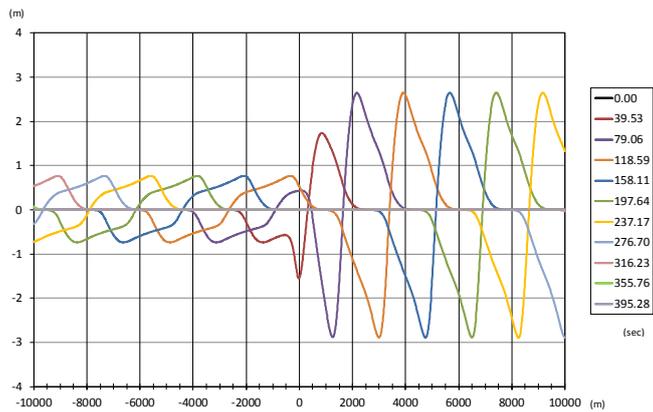
図 4-6 地すべり形状による波形の比較例(台形モデル, $L_{mean}=1000\text{m}$, $T=20\text{m}$, $t_e=100\text{sec}$, $u_p=20\text{m/s}$, $\alpha=0.5$, $h=200\text{m}$)



(a) $\beta = 0.2$



(b) $\beta = 0.5$



(c) $\beta = 0.8$

図 4-7 地すべり形状による波形の比較例(三角形モデル, $L_{mean} = 500\text{m}$, $T = 20\text{m}$, $t_e = 100\text{sec}$, $u_p = 20\text{m/s}$, $\alpha = 0.5$, $h = 200\text{m}$)

4.2.6. 地すべり最大速度による比較

ここでは、地すべり最大速度 t_p の違いによる波形の比較を行うが、最大速度は移動距離や移動時間と関係するパラメータであることから、以下の 2 とおりの比較を行った。

(1) 移動距離を固定し最大速度を変化させる場合

移動距離を固定し最大速度を変化させる場合、移動時間と加速度が変化する。波形の比較例を図 4-8 に示す。最大速度が小さくなるにつれ、波の振幅は顕著に小さくなり波長は明瞭に伸張する。

(2) 移動時間を固定し最大速度を変化させる場合

移動時間を固定し最大速度を変化させる場合、移動距離と加速度が変化する。波形の比較例を図 4-9 に示す。最大速度が小さくなるにつれ波の振幅は小さくなるが、波長の変化は明瞭でない。図 4-8 との比較から、波長に関しては移動時間の影響が強いことがわかる。これは、造波中の波の進行が波長に影響していることを示唆している。

4.2.7. 地すべり加減速パターンによる影響

加速・減速のパターンに関するパラメータ α を変化させた場合の波形の比較例を、図 4-10 及び図 4-11 に示す。

$\alpha=0.5$ のとき上昇波と下降波の振幅に差がないのに対し、加速時間が短い ($\alpha=0.25$) 場合に $x>0$ 側の上昇波と $x<0$ の下降波の振幅が大きくなる。いずれの向きにおいても先行する波の水位変動速度が大きくなったことを反映していると考えられる。減速時間が短い ($\alpha=0.75$) 場合、逆の傾向となる。

4.3. 造波効率と支配パラメータの分析

4.3.1. 津波水位のパラメータ感度

主なパラメータに対する水位の感度を以下に示す。各図の縦軸は、最高または最低水位を、地すべり厚さで割ったものである。

(1) 地すべり長さ

地すべり平均長と最高・最低水位の関係を図 4-12 及び図 4-13 に示す。地すべり平均長が大きくなると津波水位がやや大きくなる傾向がみられる。

(2) 地すべり断面積

地すべり鉛直断面積（と最高・最低水位の関係を図 4-14 及び図 4-15 に示す.

地すべり断面積と津波水位には明瞭な関係はみられない.

(3) ピーク速度

初期水深の逆数と最高・最低水位の関係を図 4-18 及び図 4-19 に示す.

$x < 0$ ではピーク速度の増大に対し津波水位が単調に大きくなるが, $x > 0$ では一定以上の速度では負の相関をもつように見える.

(4) 水深

初期水深の逆数と最高・最低水位の関係を図 4-16 及び図 4-17 に示す.

水深の小さいとき, 津波水位がやや大きくなる傾向がみられる.

(5) 加減速パラメータ

加減速パラメータ $\alpha = t_p/t_e$ と最高・最低水位の関係を図 4-20 及び図 4-21 に示す.

$\alpha < 0.5$ のとき $x < 0$ における下降水位と $x > 0$ における上昇水位が卓越し, $\alpha > 0.5$ のとき $x < 0$ における上昇水位と $x > 0$ における下降水位が卓越する傾向がみられる.

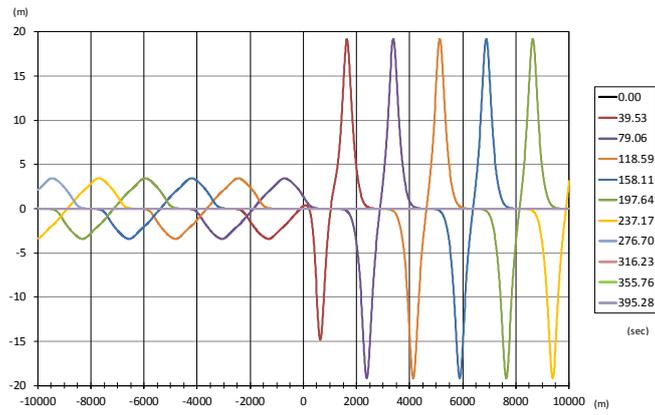
(6) 地すべりフルード数

以下の2種類のフルード数と最高・最低水位の関係を図 4-22～図 4-25 に示す.

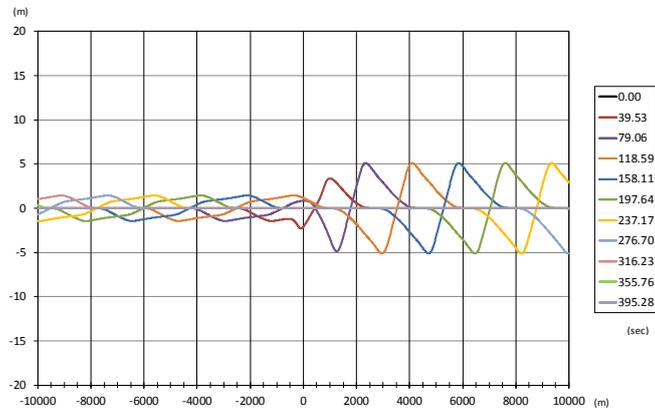
$Fr = u_p/c$: ピーク速度 u_p に対するフルード数

$\bar{Fr} = \bar{u}/c$: 平均速度 \bar{u} に対するフルード数

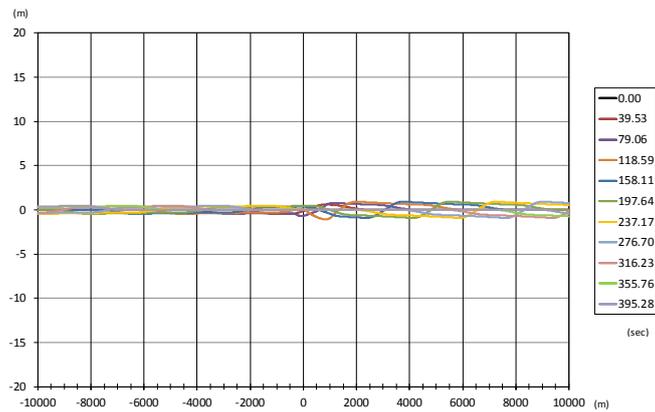
平均速度 \bar{u} に対するフルード数は, ピーク速度 u_p に対するフルード数の 1/2 となることから, 傾向は両無次元数で同様となる. フルード数が 1 に近づくと伴い, 上昇水位, 下降水位とも明瞭に増大する傾向がみられ, ケース間のばらつきは比較的小さい.



(a) $u_p = 40\text{m/s}$, $t_p = 25\text{sec}$

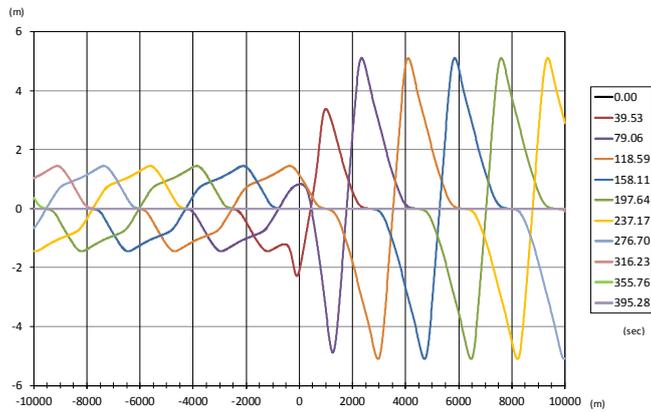


(b) $u_p = 20\text{m/s}$, $t_p = 50\text{sec}$

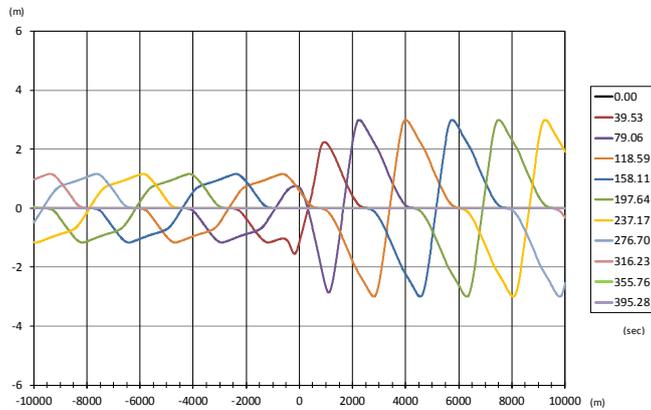


(c) $u_p = 10\text{m/s}$, $t_p = 100\text{sec}$

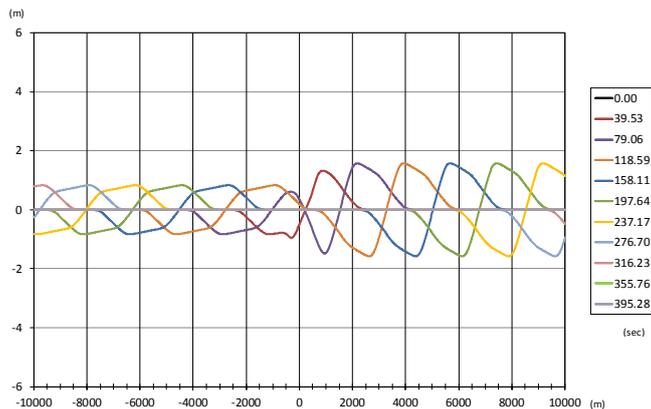
図 4-8 移動距離を同一とし地すべりピーク速度を変化させた場合の波形の比較例(台形モデル, $L_{mean} = 1000\text{m}$, $T = 20\text{m}$, $\alpha = 0.5$, $h = 200\text{m}$, 移動距離 1000m)



(a) $u_p = 20\text{m/s}$, $t_p = 50\text{sec}$

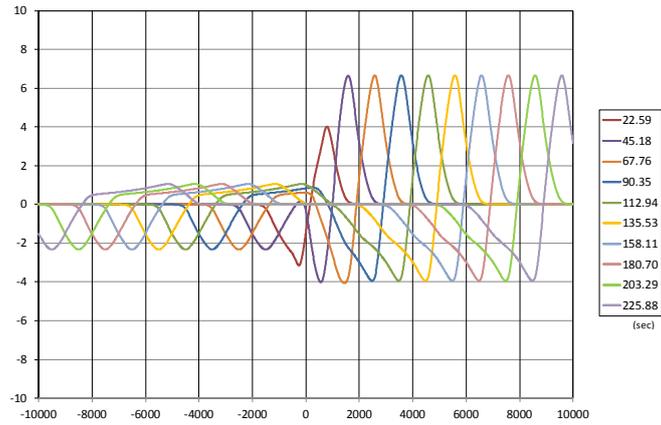


(b) $u_p = 15\text{m/s}$, $t_p = 50\text{sec}$

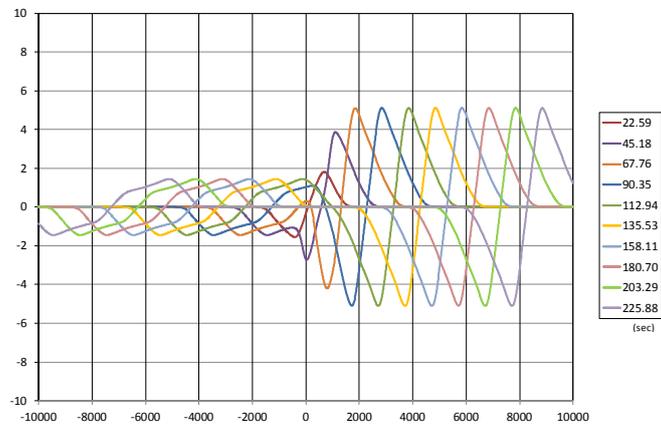


(c) $u_p = 10\text{m/s}$, $t_p = 50\text{sec}$

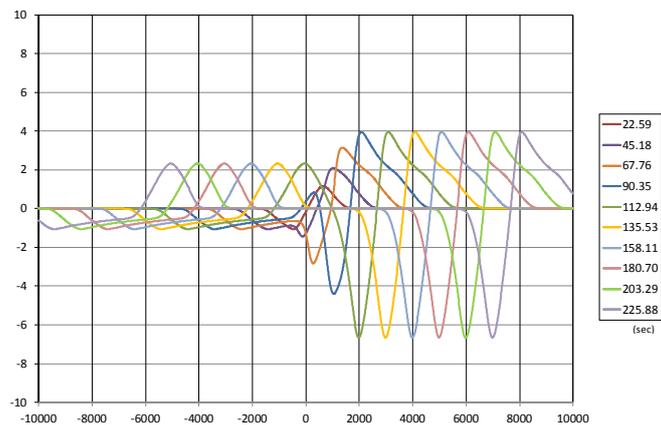
図 4-9 加減速時間を同一とし地すべりピーク速度を変化させた場合の波形の比較例(台形モデル, $L_{mean} = 1000\text{m}$, $T = 20\text{m}$, $\alpha = 0.5$, $h = 200\text{m}$, $t_p = 50\text{sec}$)



(a) $\alpha=0.25$, $t_p = 25$ sec

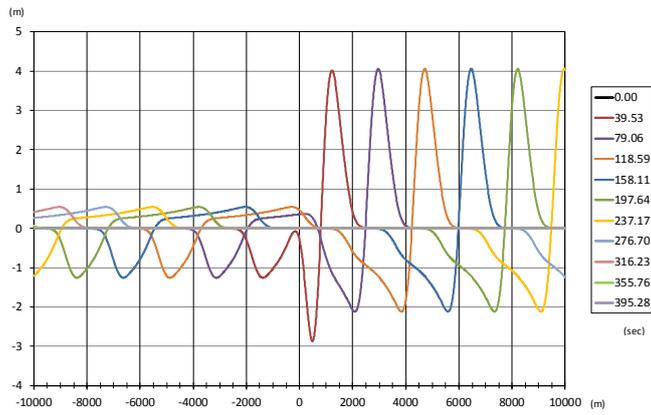


(b) $\alpha=0.5$, $t_p = 50$ sec

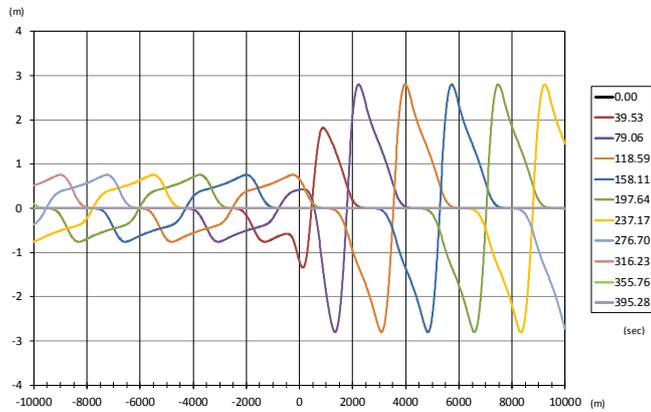


(c) $\alpha=0.75$, $t_p = 75$ sec

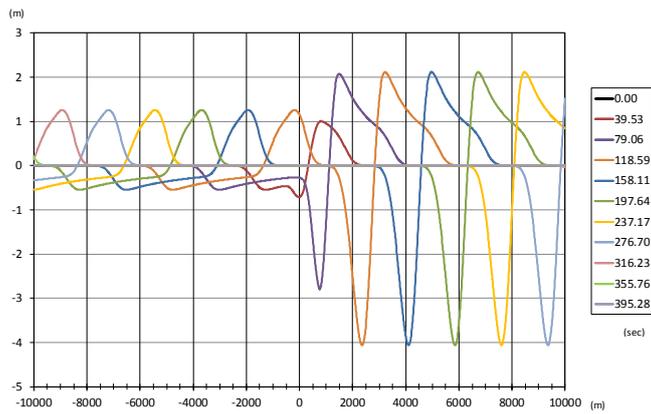
図 4-10 速度ピーク時間による波形の比較例(台形モデル, $L_{mean}=1000\text{m}$, $T=20\text{m}$, $t_e=100\text{sec}$, $u_p=20\text{m/s}$, $h=200\text{m}$)



(a) $\alpha=0.25, t_p = 25 \text{ sec}$

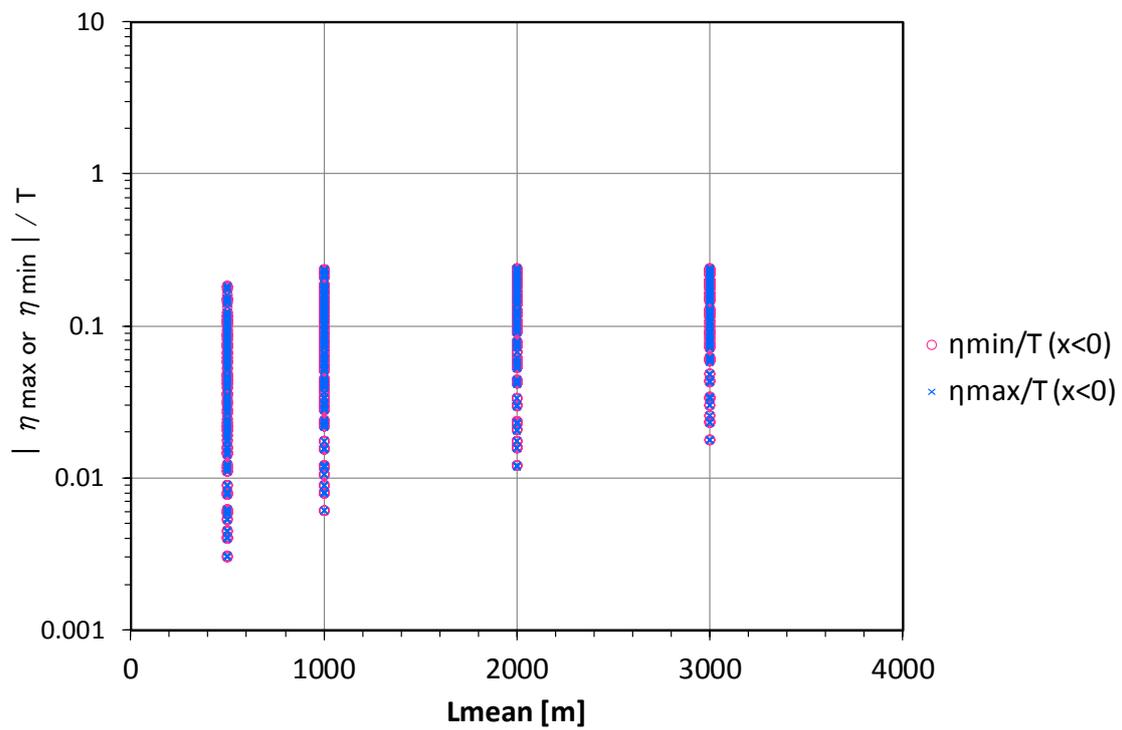


(b) $\alpha=0.5, t_p = 50 \text{ sec}$

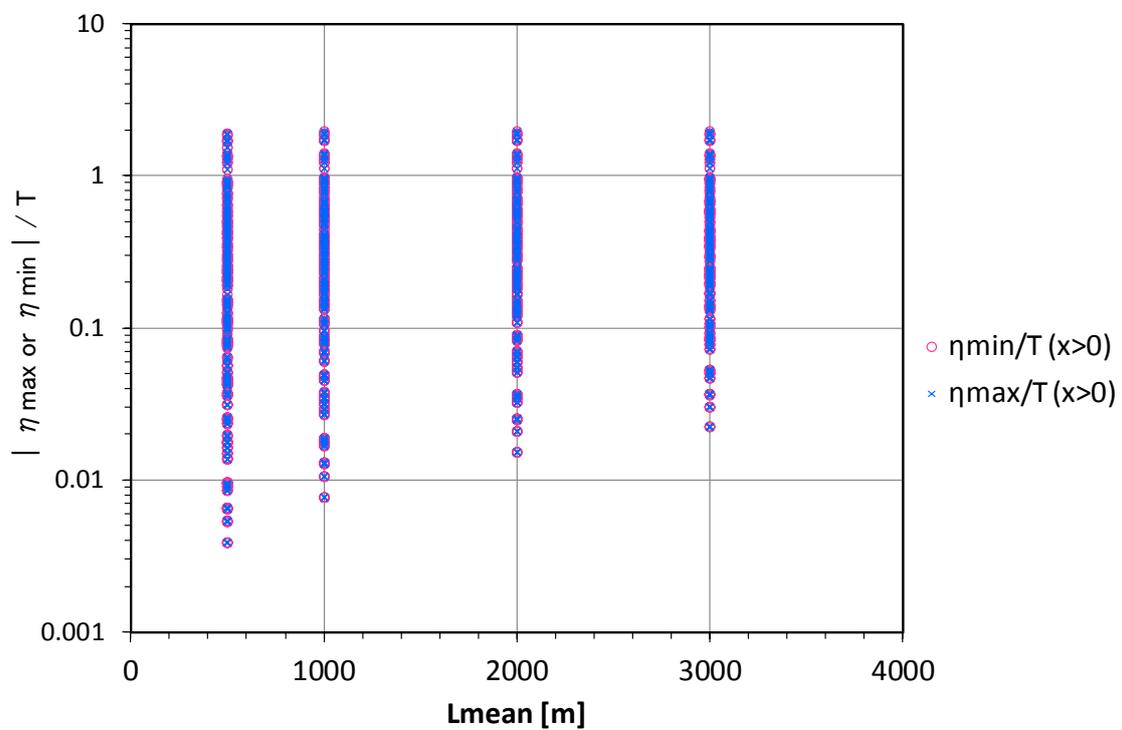


(c) $\alpha=0.75, t_p = 75 \text{ sec}$

図 4-11 速度ピーク時間による波形の比較例(三角形モデル, $L_{mean}=500\text{m}$, $T=20\text{m}$, $t_e=100\text{sec}$, $u_p=20\text{m/s}$, $h=200\text{m}$)

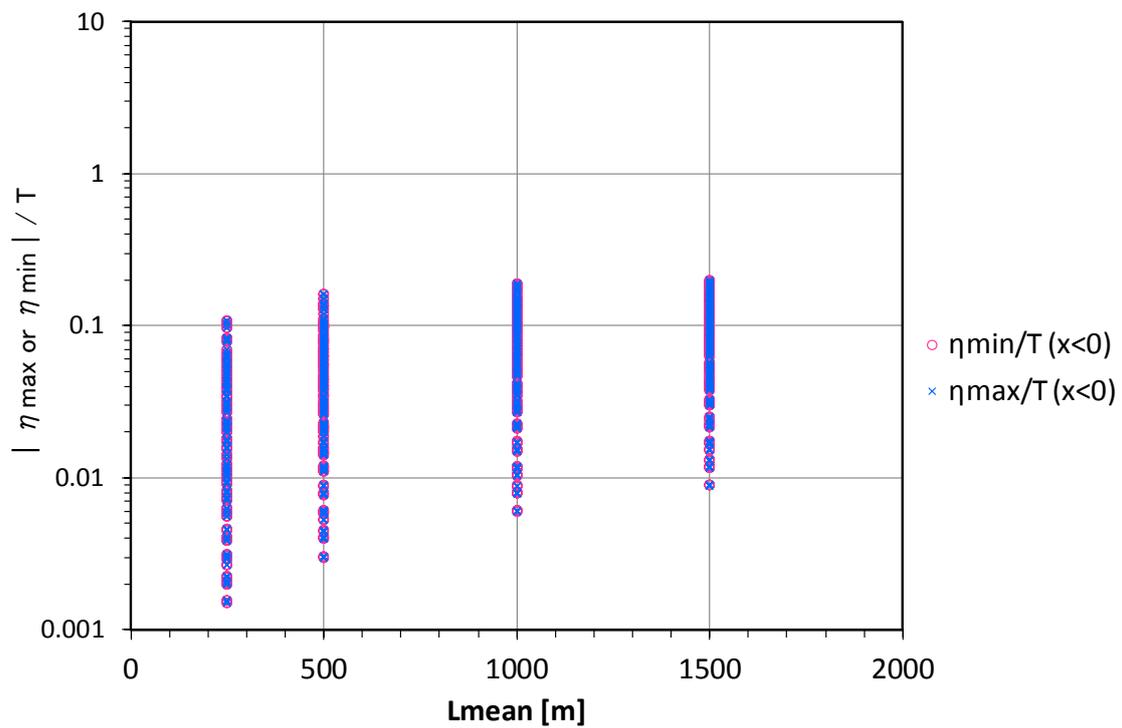


(a) $x < 0$ (地すべり背後側)

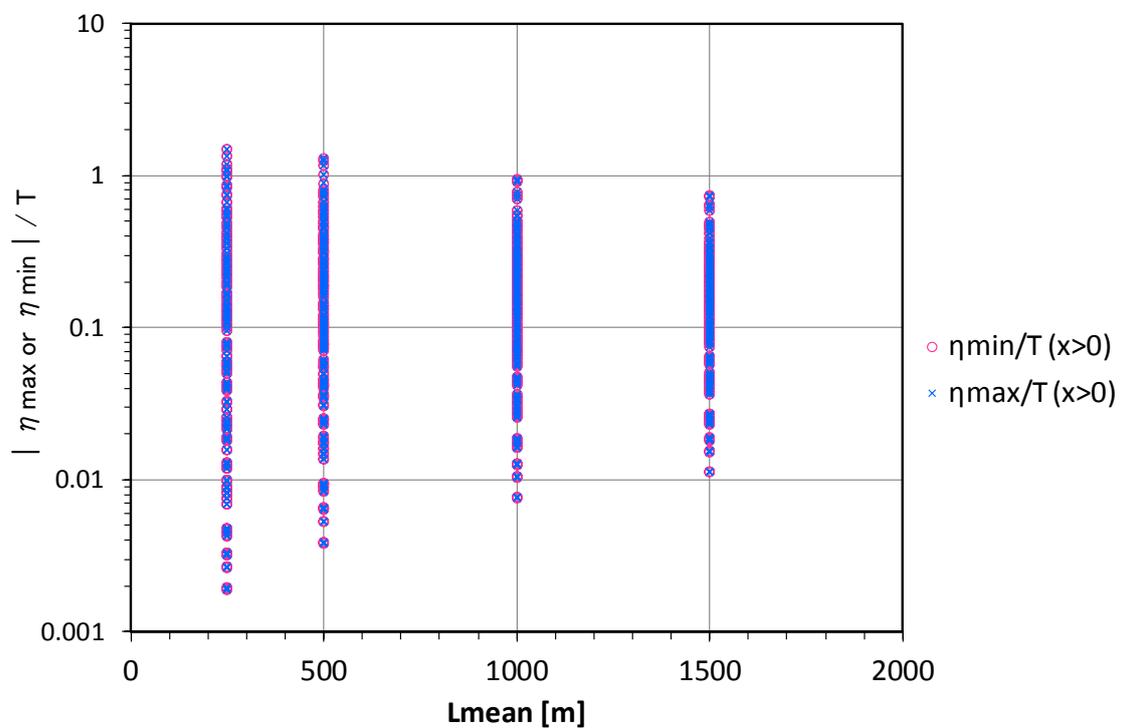


(b) $x > 0$ (地すべり前面側)

図 4-12 地すべり平均長さと津波最高・最低水位の関係 (台形モデル)

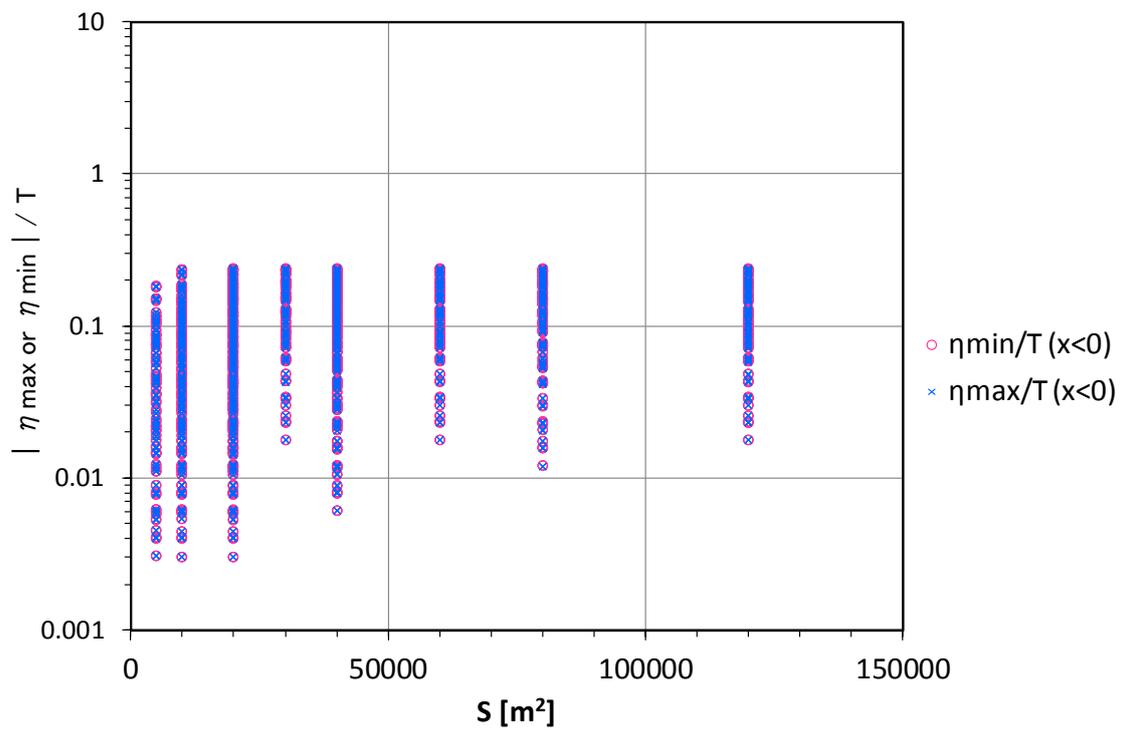


(a) $x < 0$ (地すべり背後側)

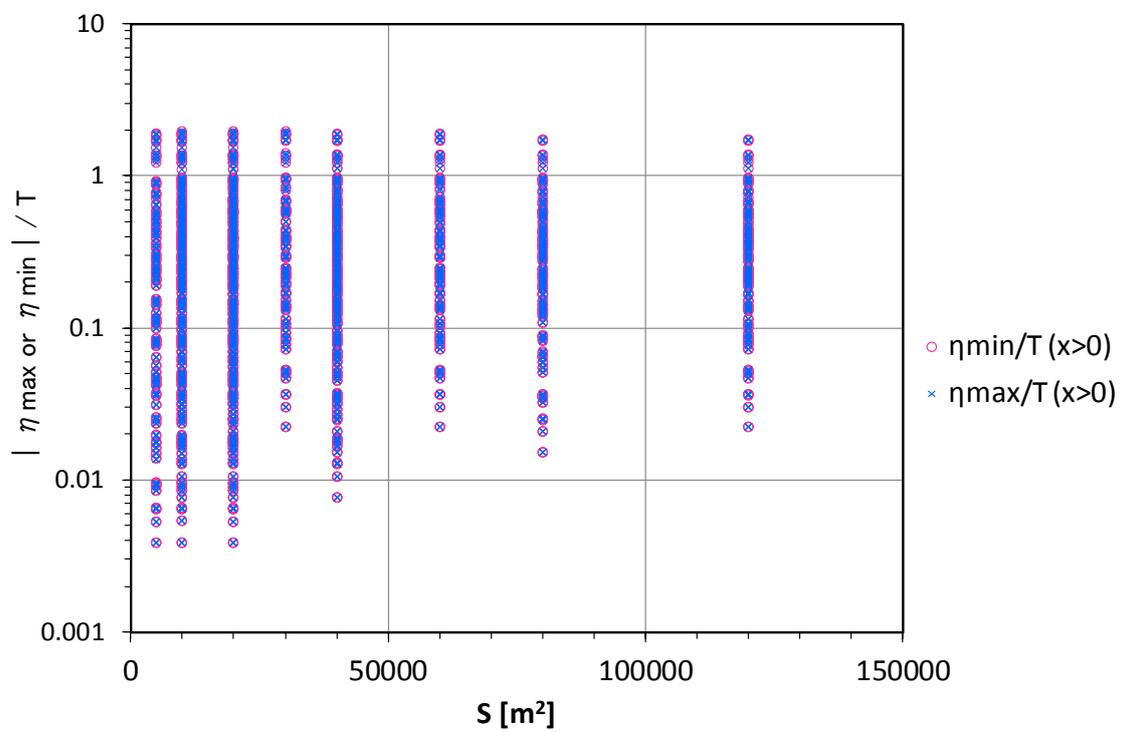


(b) $x > 0$ (地すべり前面側)

図 4-13 地すべり平均長さ と津波最高・最低水位の関係 (三角形モデル)

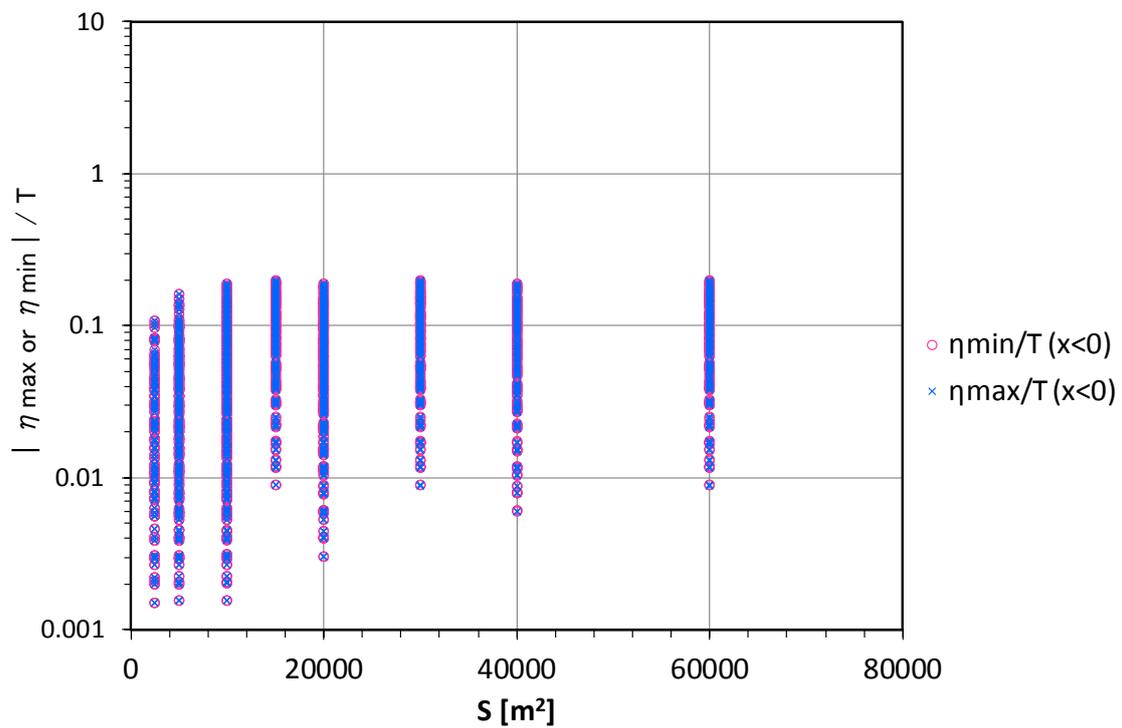


(a) $x < 0$ (地すべり背後側)

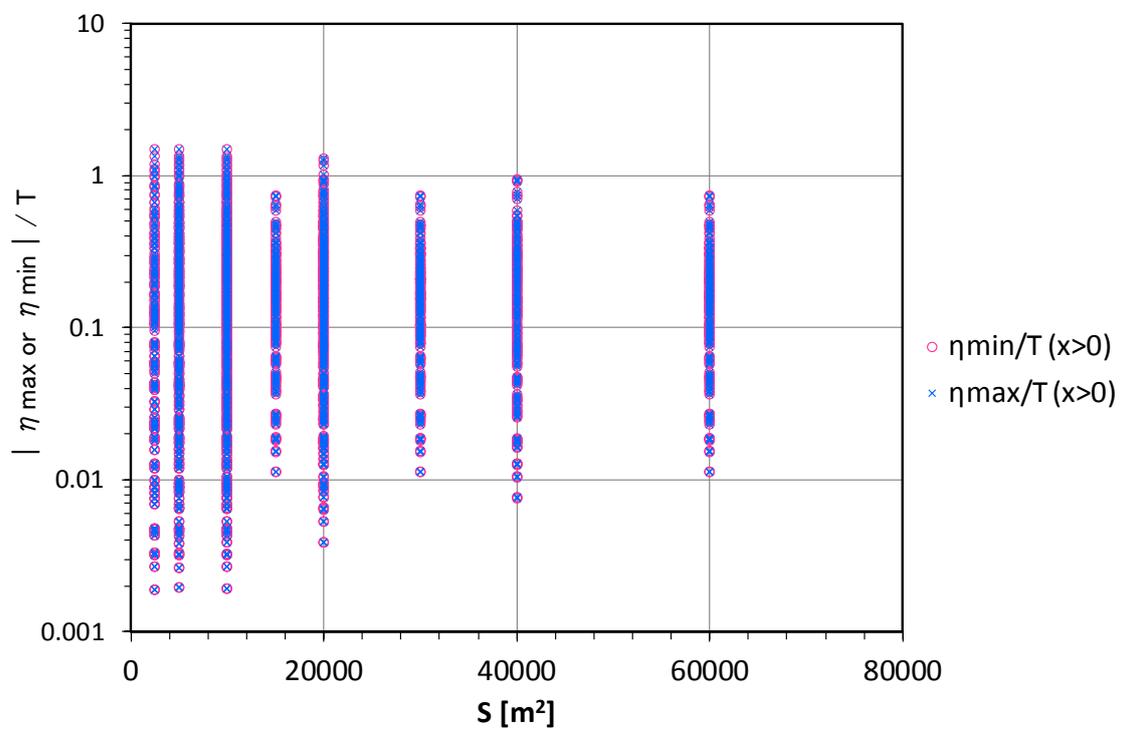


(b) $x > 0$ (地すべり前面側)

図 4-14 地すべり断面積と津波最高・最低水位の関係 (台形モデル)

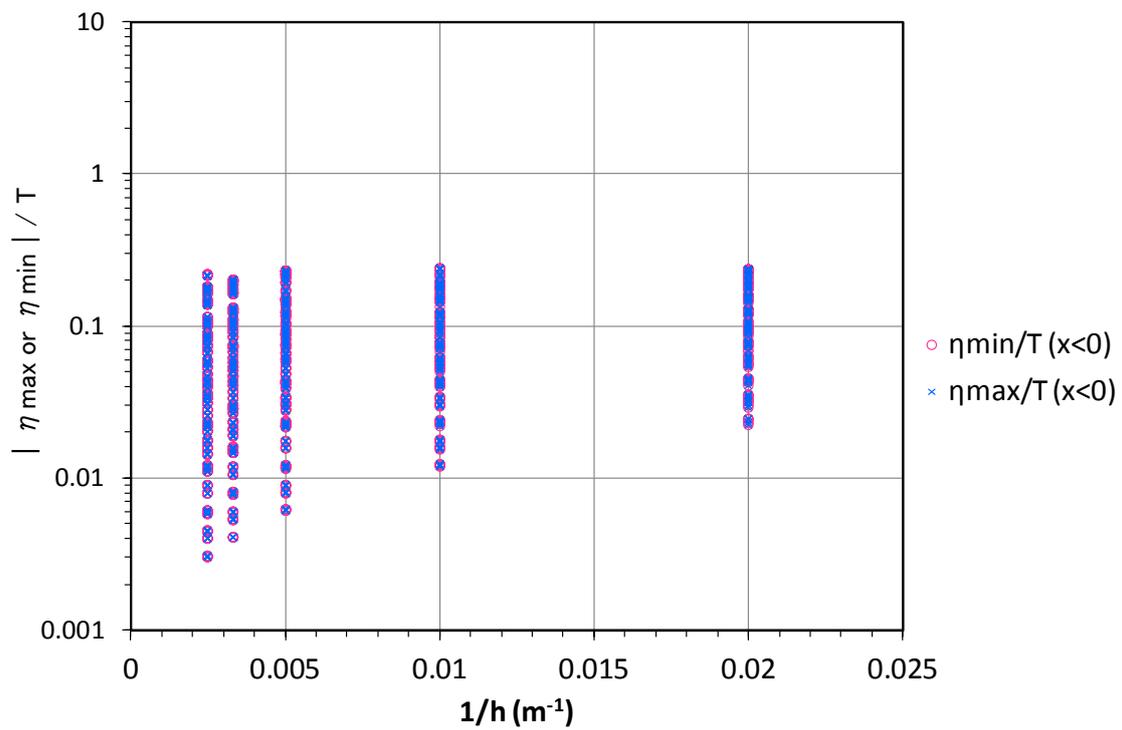


(a) $x < 0$ (地すべり背後側)

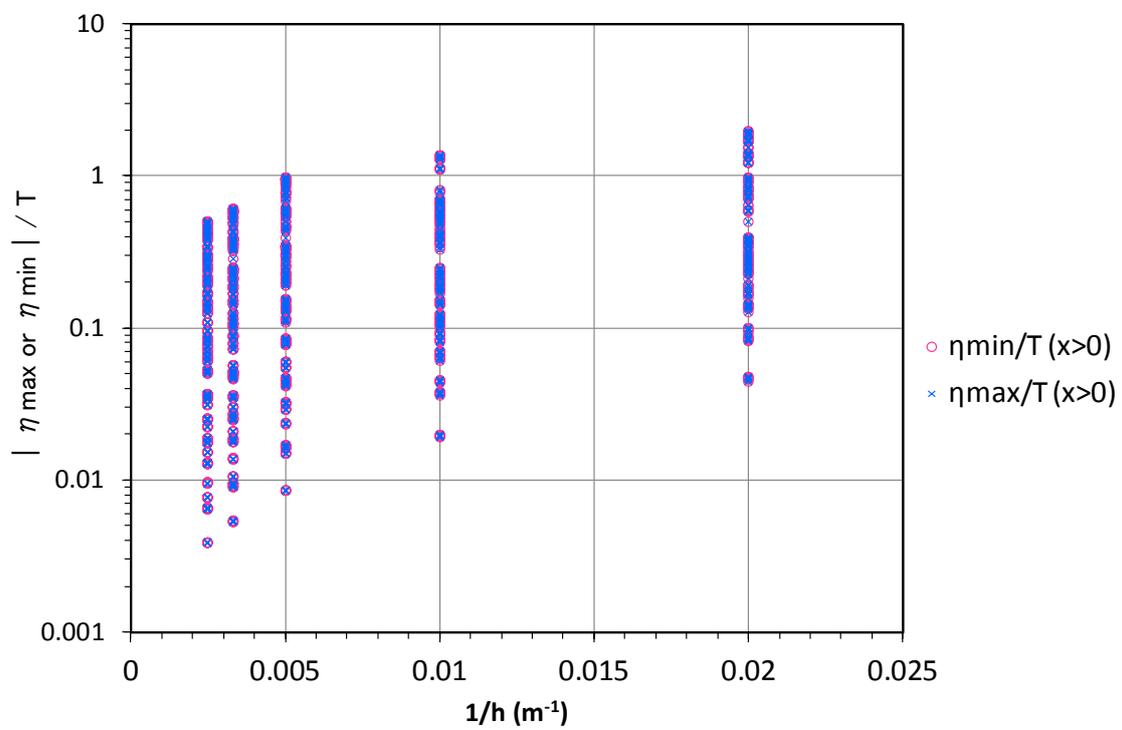


(b) $x > 0$ (地すべり前面側)

図 4-15 地すべり断面積と津波最高・最低水位の関係 (三角形モデル)

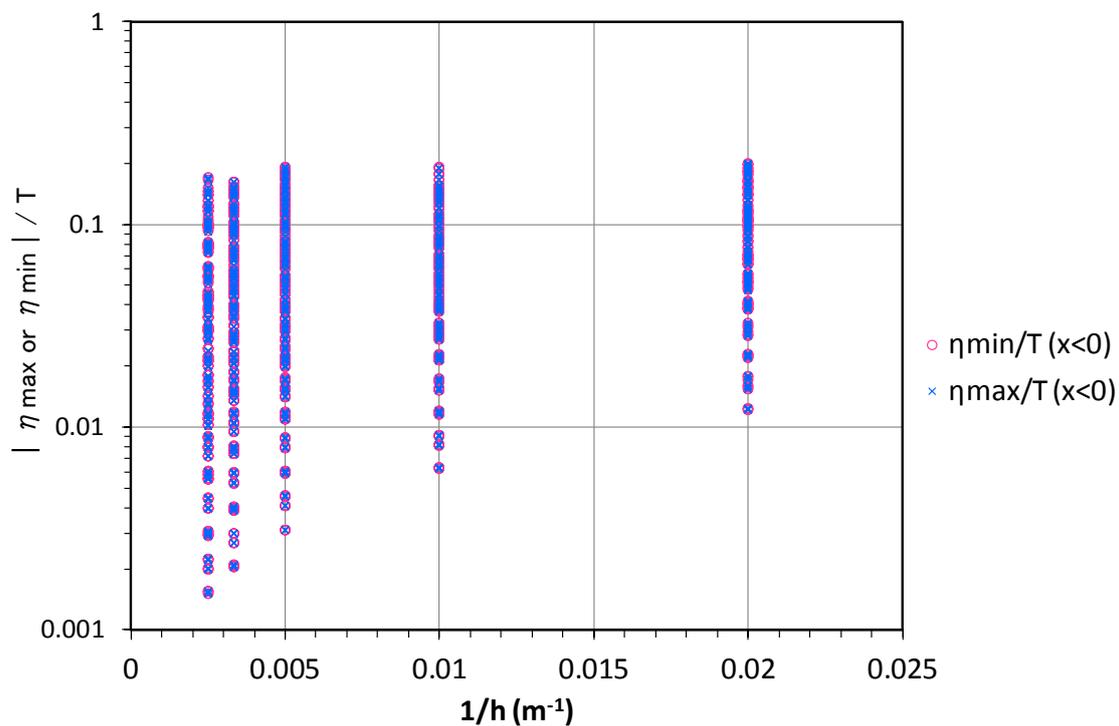


(a) $x < 0$ (地すべり背後側)

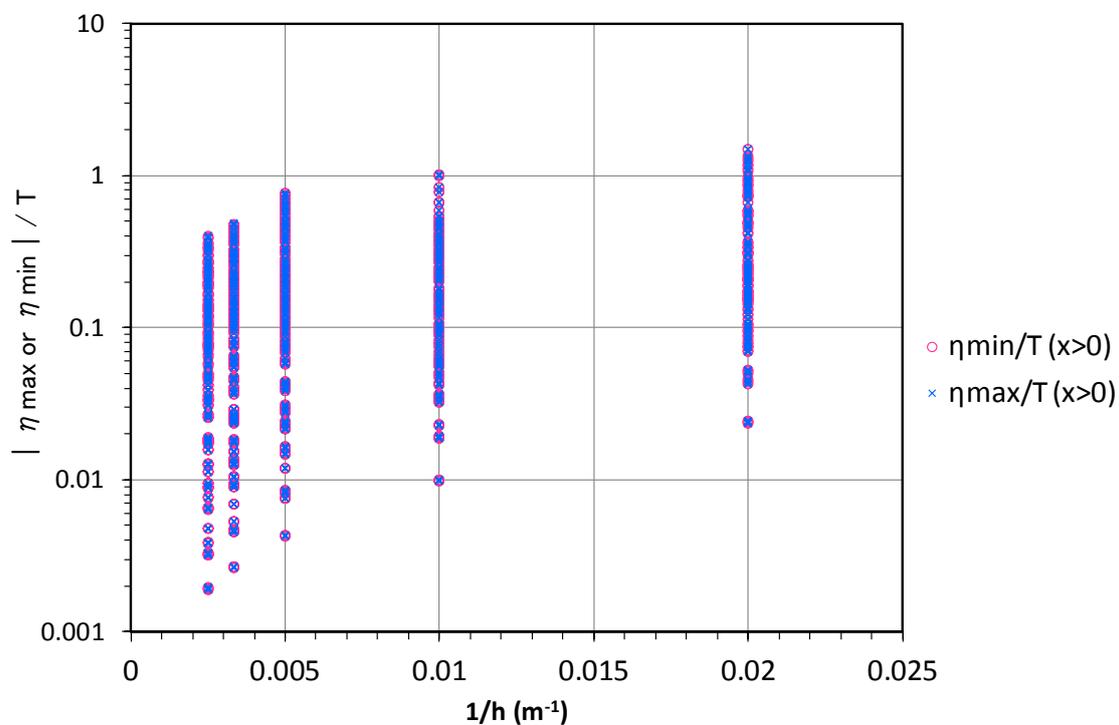


(b) $x > 0$ (地すべり前面側)

図 4-16 水深と津波最高・最低水位の関係 (台形モデル)

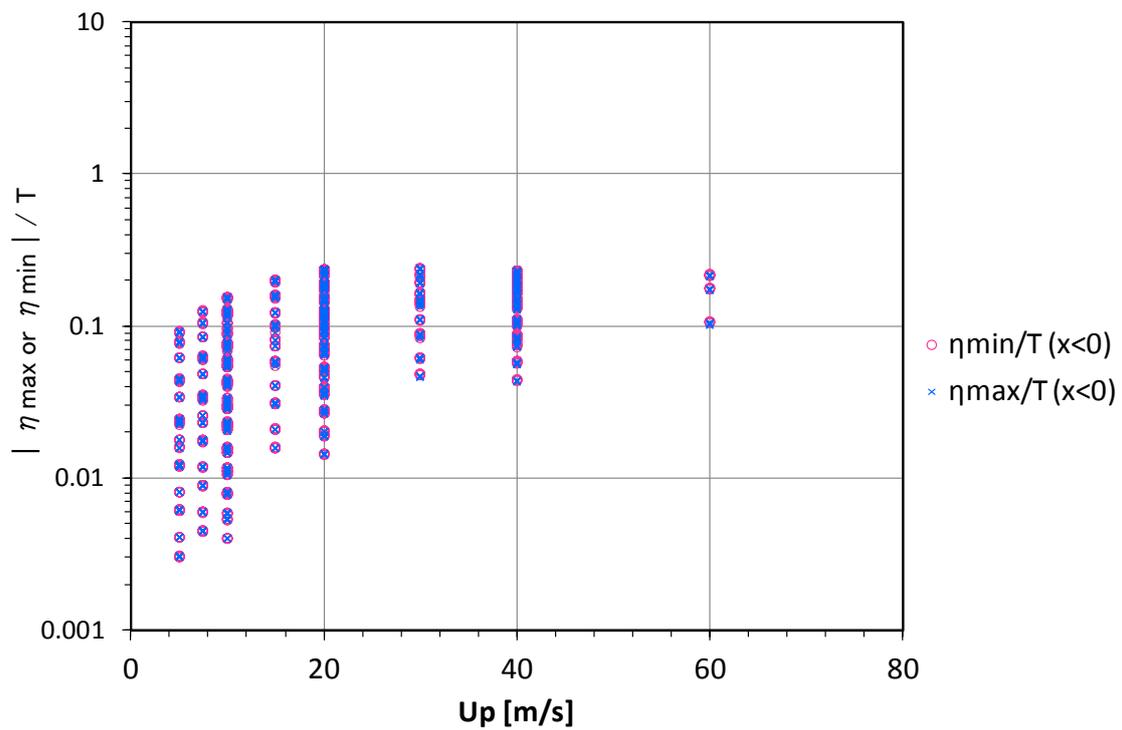


(a) $x < 0$ (地すべり背後側)

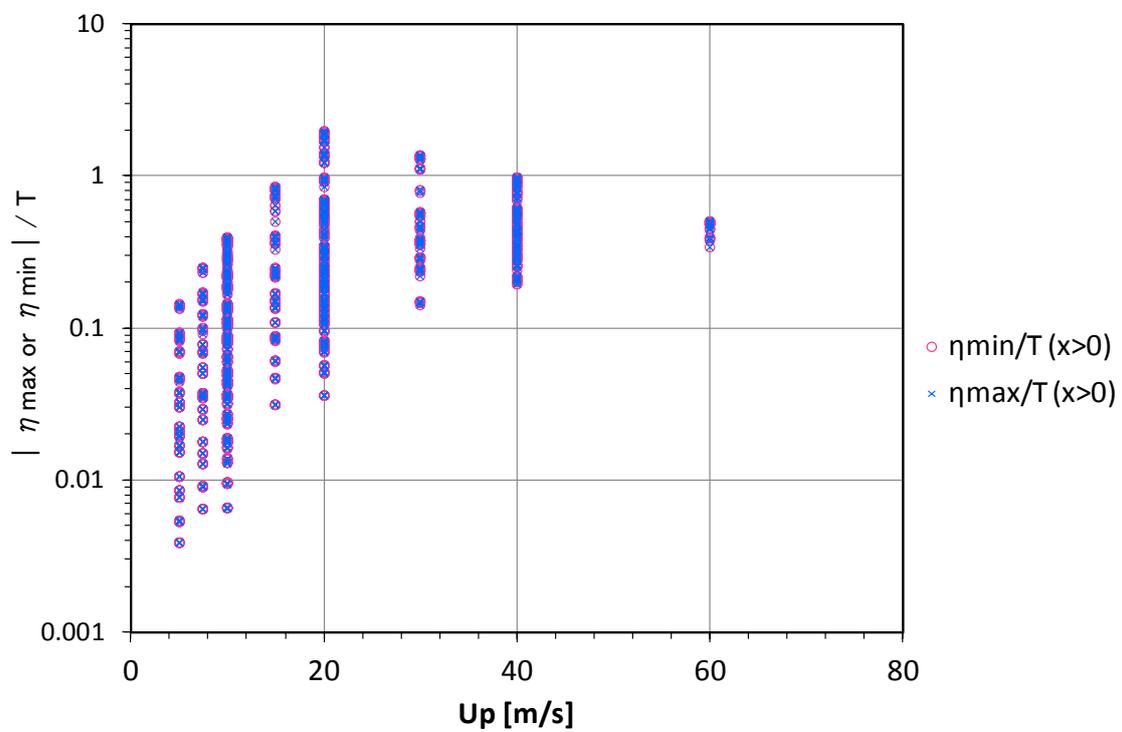


(b) $x > 0$ (地すべり前面側)

図 4-17 水深と津波最高・最低水位の関係 (三角形モデル)

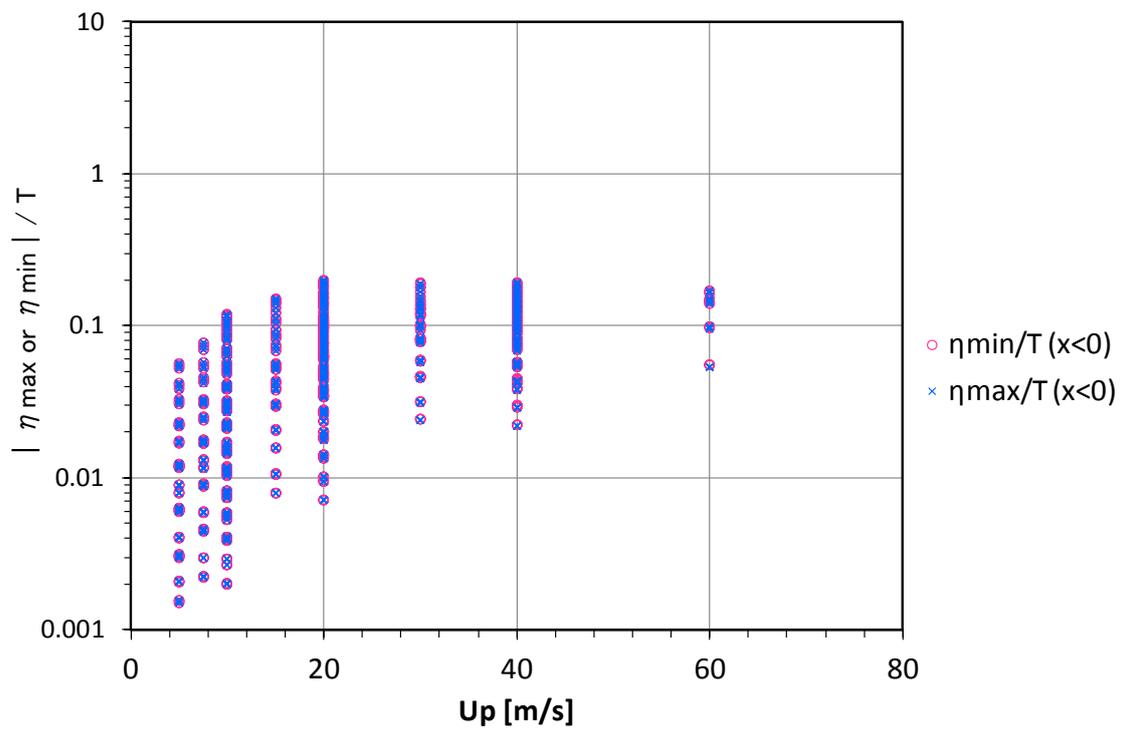


(a) $x < 0$ (地すべり背後側)

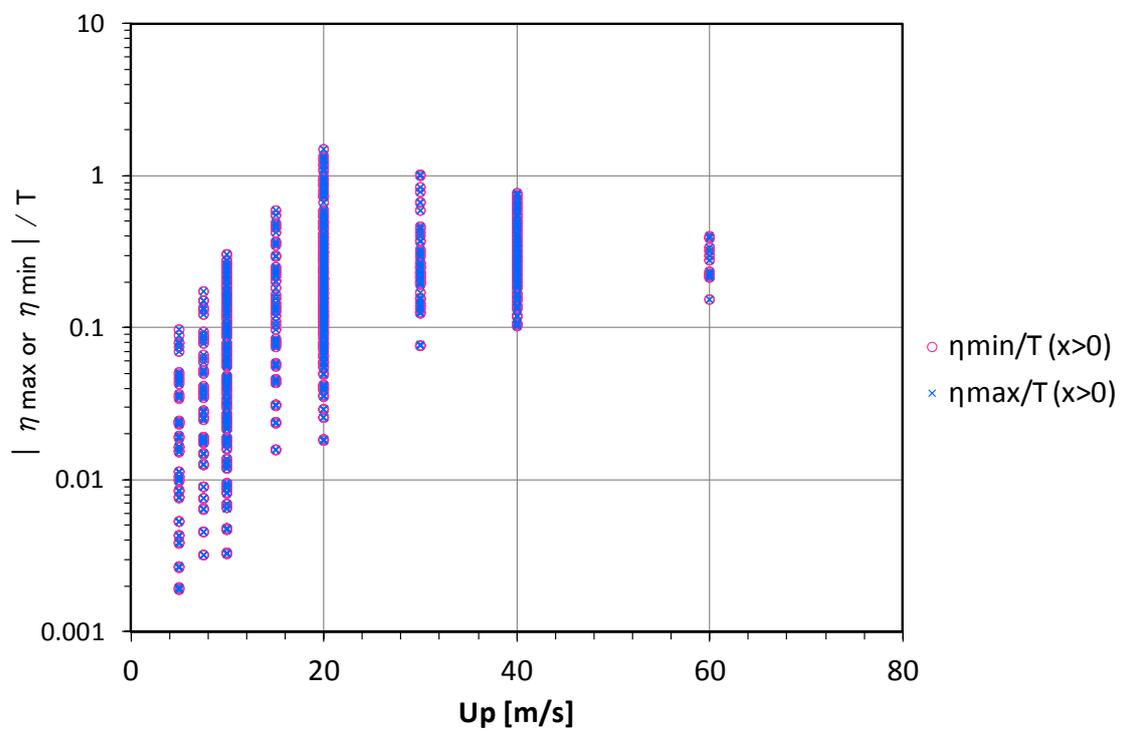


(b) $x > 0$ (地すべり前面側)

図 4-18 地すべりピーク速度と津波最高・最低水位の関係 (台形モデル)

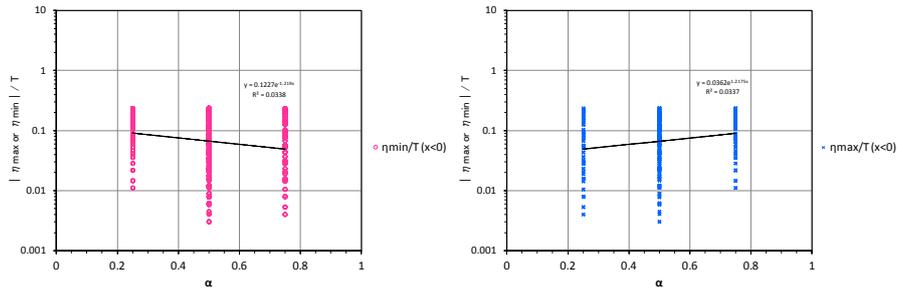


(a) $x < 0$ (地すべり背後側)

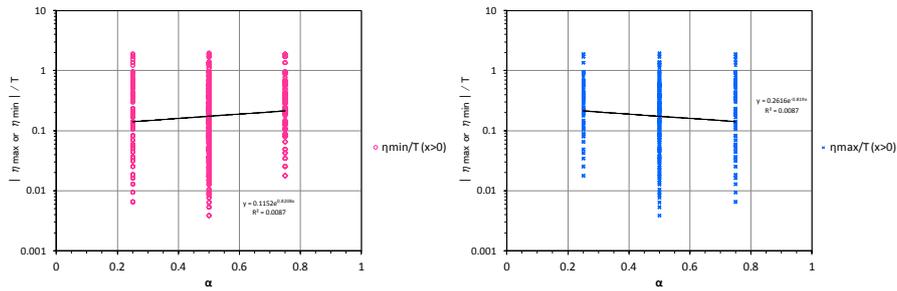


(b) $x > 0$ (地すべり前面側)

図 4-19 地すべりピーク速度と津波最高・最低水位の関係 (三角形モデル)

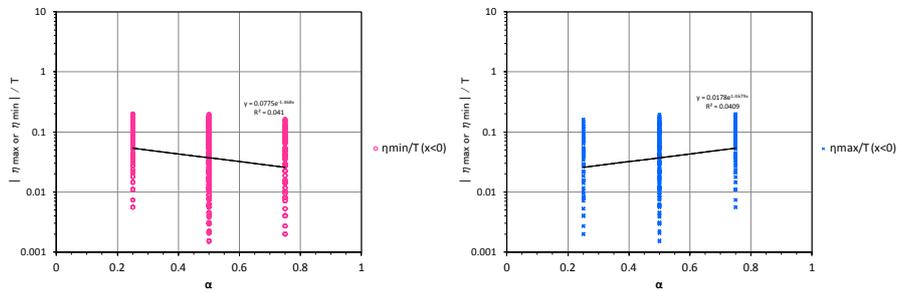


(a) $x < 0$ (地すべり背後側)

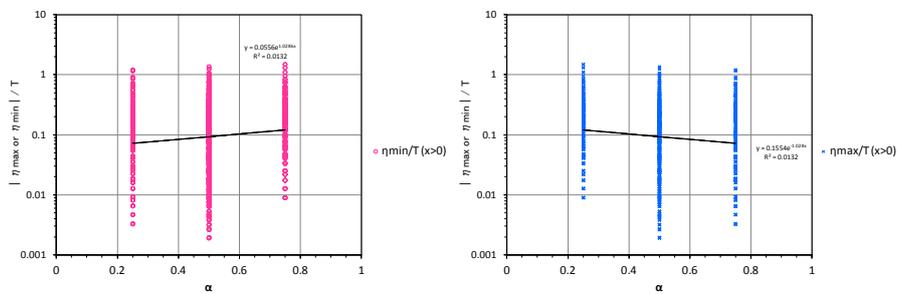


(b) $x > 0$ (地すべり前面側)

図 4-20 加減速パラメータ α と津波最高・最低水位の関係 (台形モデル)

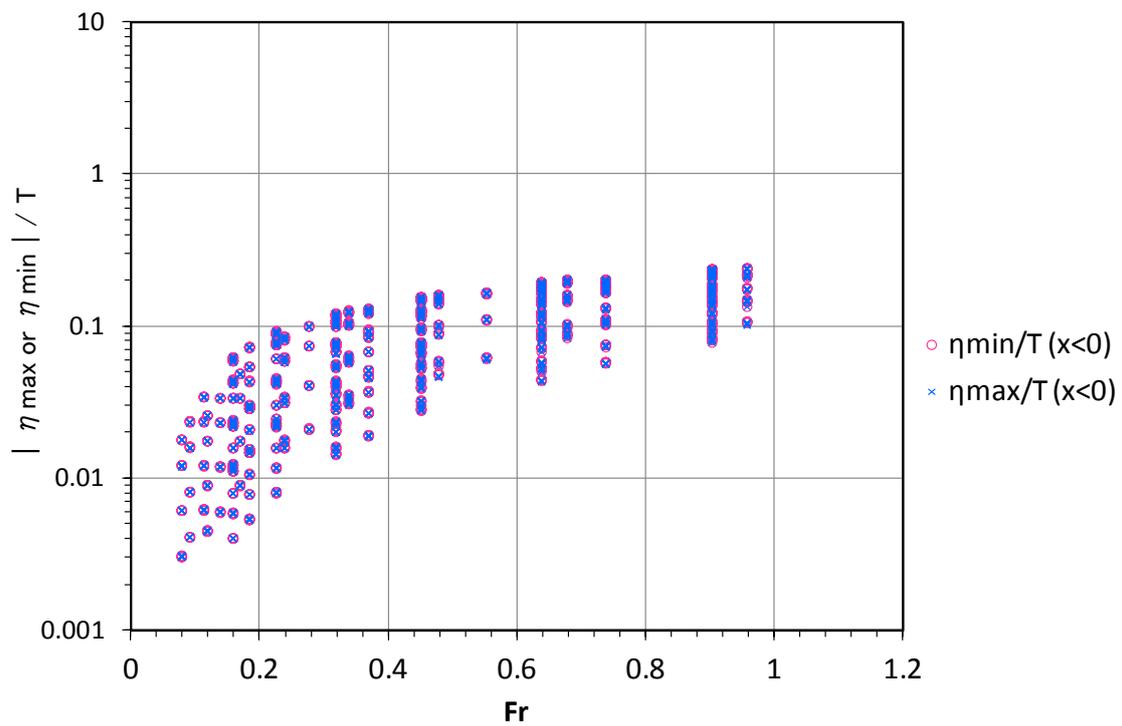


(a) $x < 0$ (地すべり背後側)

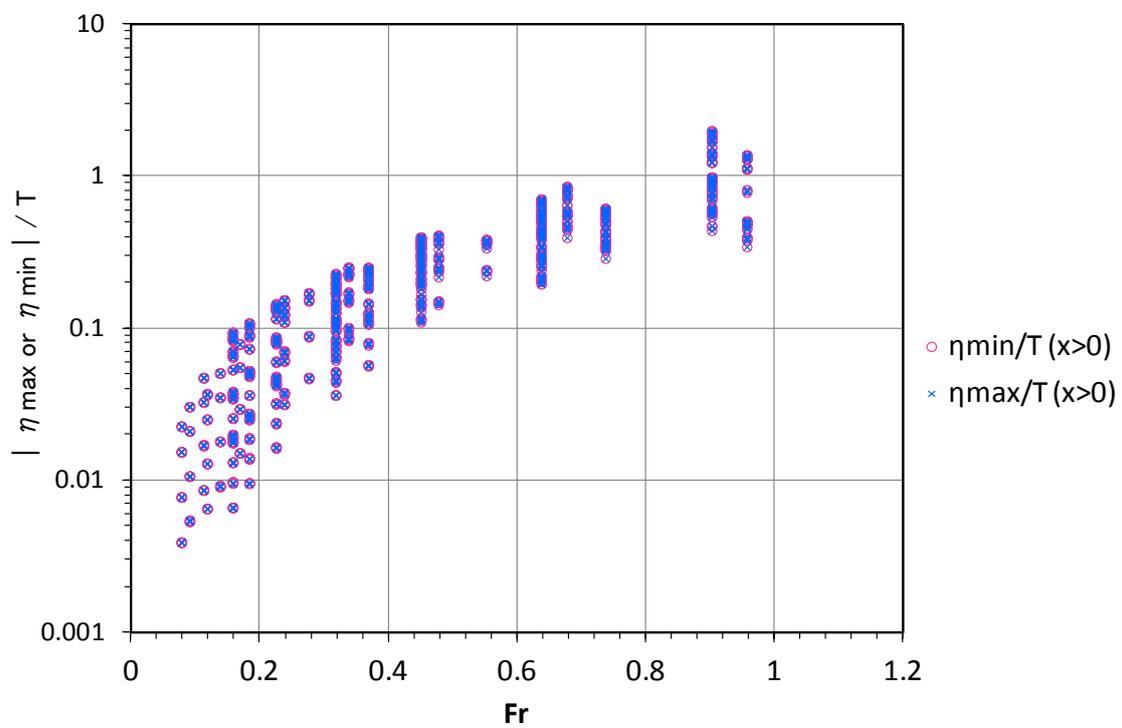


(b) $x > 0$ (地すべり前面側)

図 4-21 加減速パラメータ α と津波最高・最低水位の関係 (三角形モデル)

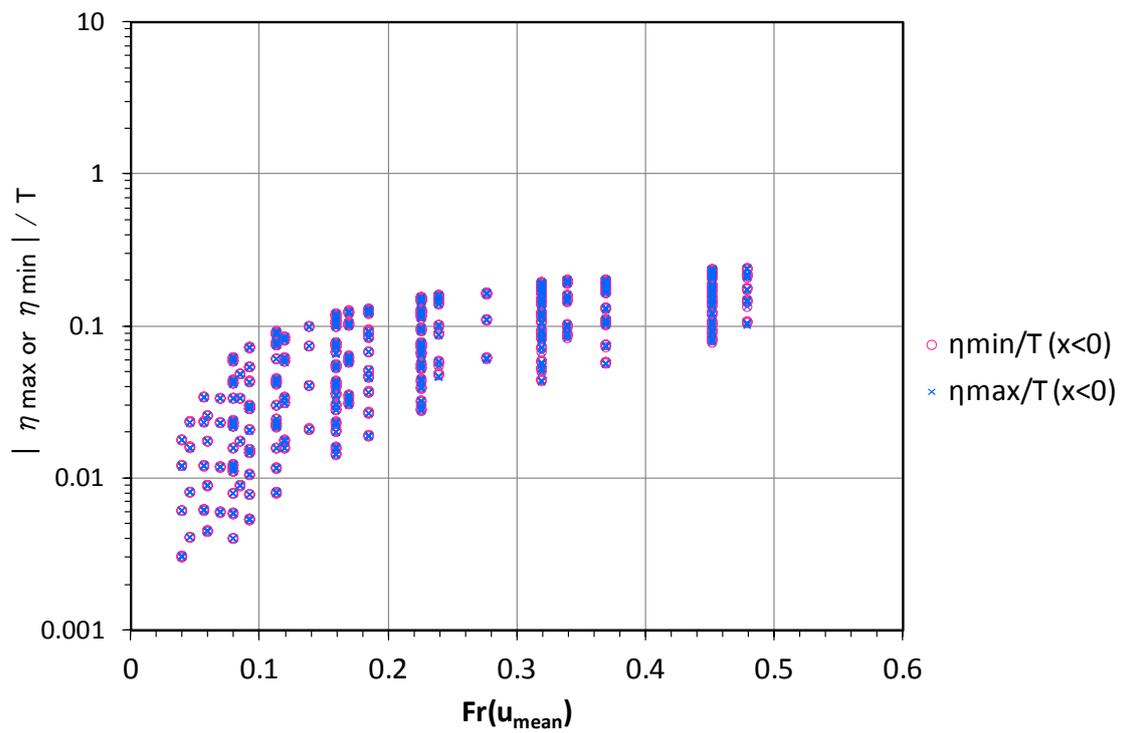


(a) $x < 0$ (地すべり背後側)

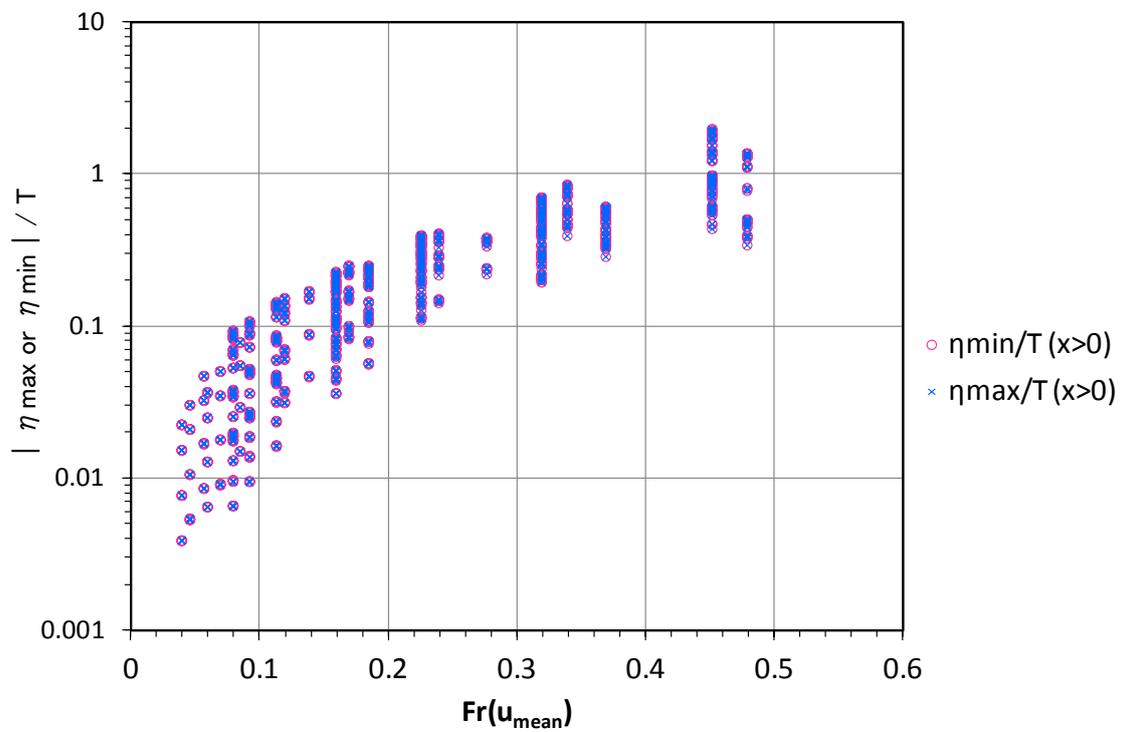


(b) $x > 0$ (地すべり前面側)

図 4-22 ピーク速度に関するフルード数と津波最高・最低水位の関係 (台形モデル)

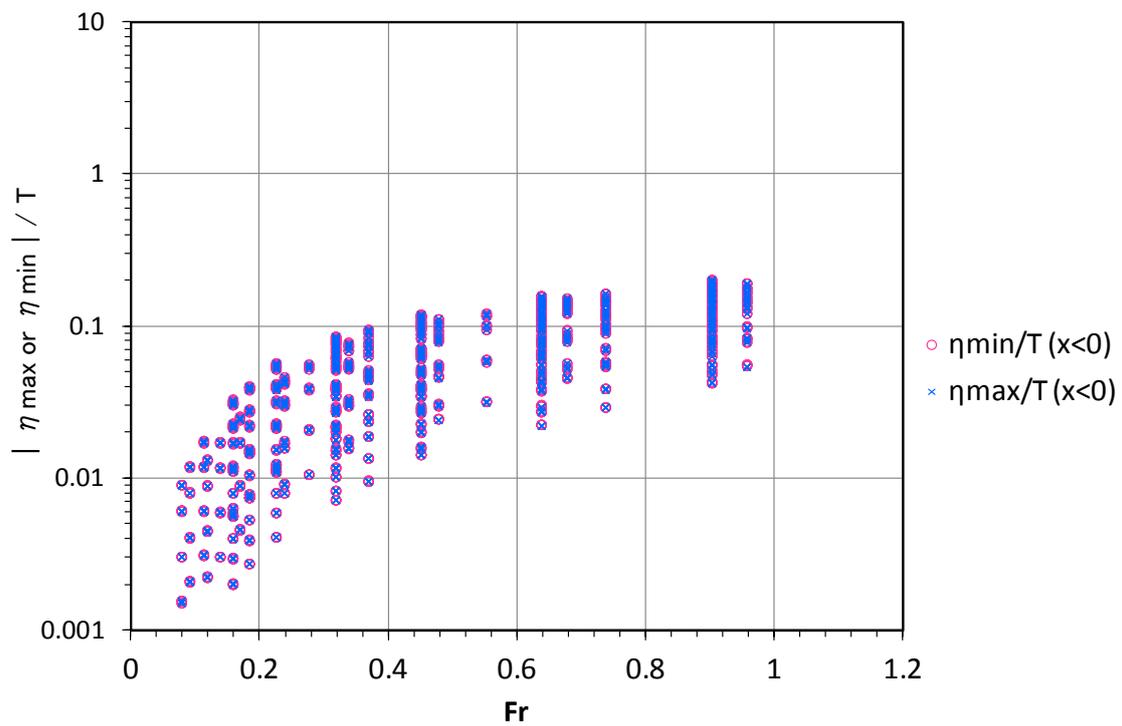


(a) $x < 0$ (地すべり背後側)

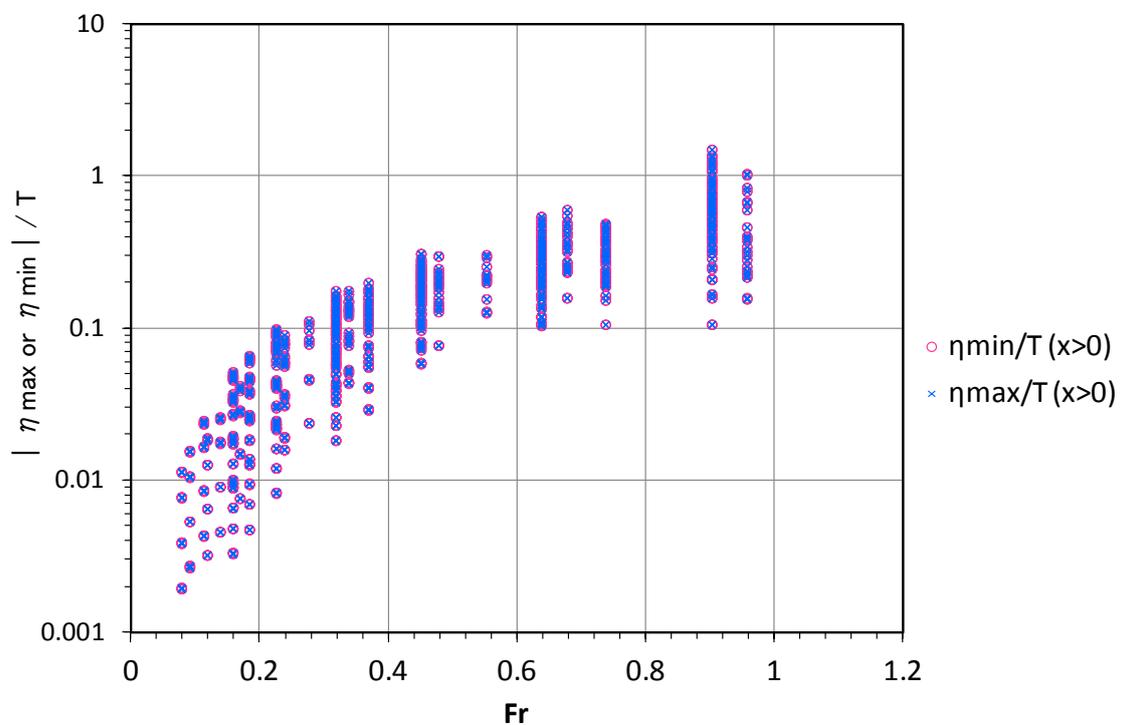


(b) $x > 0$ (地すべり前面側)

図 4-23 平均速度に関するフルード数と津波最高・最低水位の関係 (台形モデル)

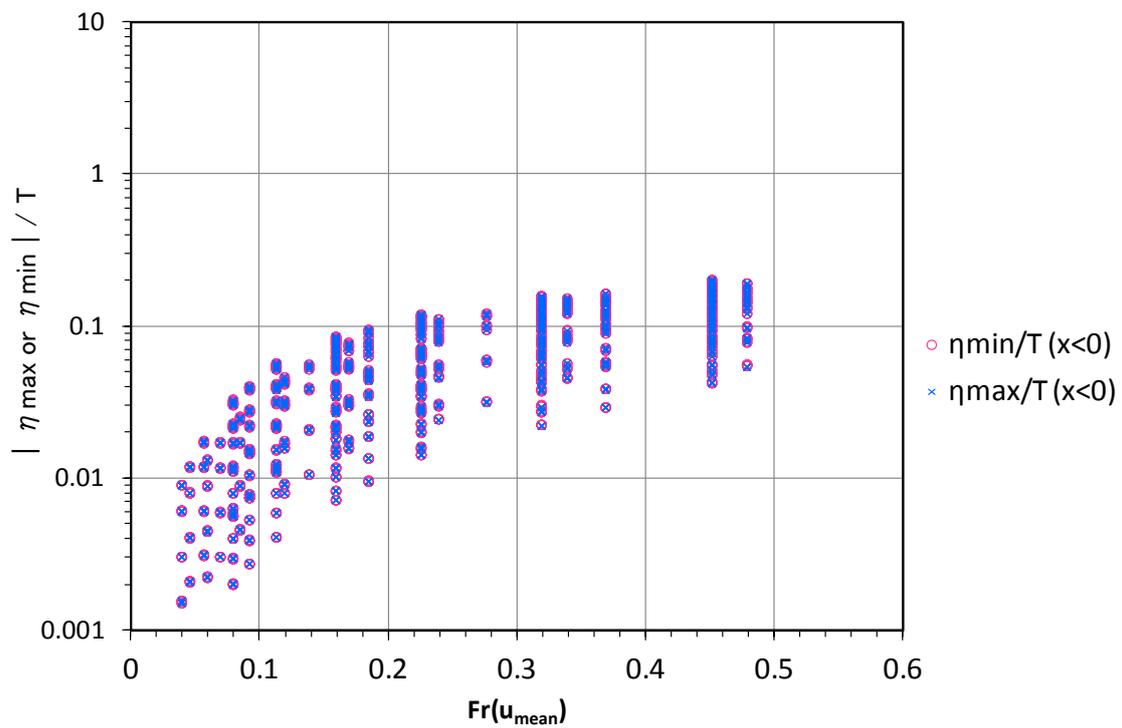


(a) $x < 0$ (地すべり背後側)

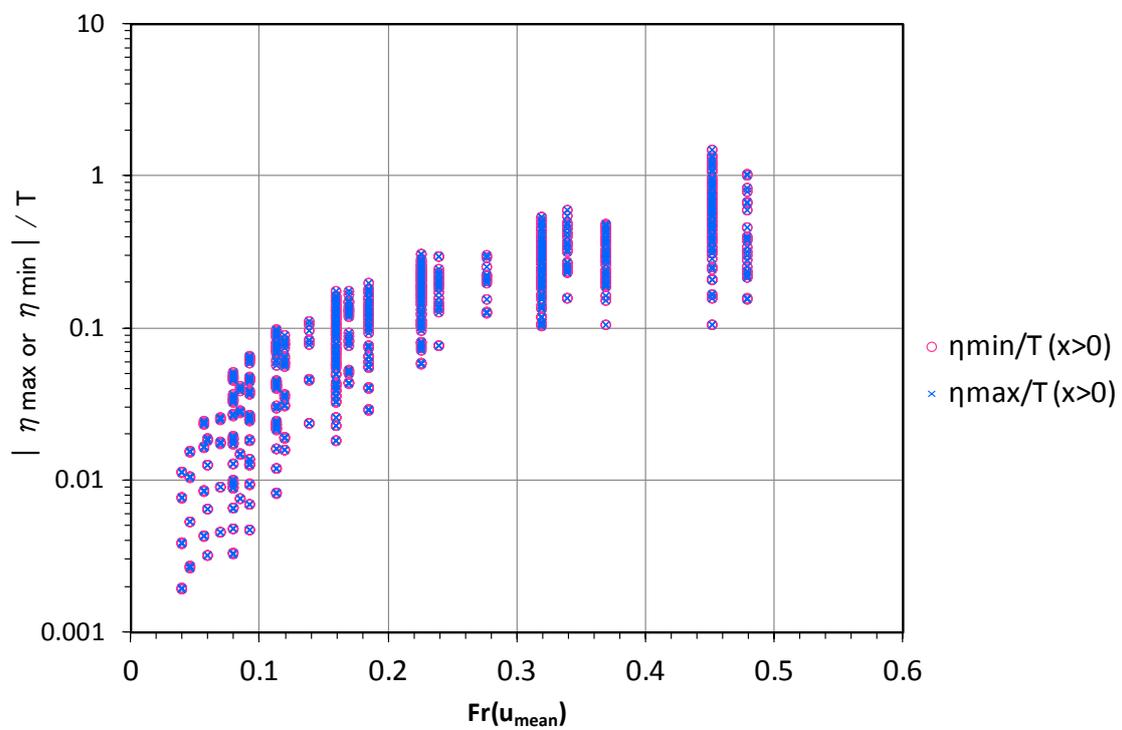


(b) $x > 0$ (地すべり前面側)

図 4-24 ピーク速度に関するフルード数と津波最高・最低水位の関係 (三角形モデル)



(a) $x < 0$ (地すべり背後側)



(b) $x > 0$ (地すべり前面側)

図 4-25 平均速度に関するフルード数と津波最高・最低水位の関係 (三角形モデル)

4.3.2. 津波水位推定式の検討

(1) 概念モデルの検討

図 4-26 に示すような厚さ T 、長さ L の矩形地すべりが平坦な海底面上を $x>0$ の向きに距離 ℓ だけ進行することを考える。同図に示すとおり、この移動に伴う海底変動は、 $x>0$ 方向に無限長をもつ地すべりの移動による上昇と、 $x<0$ 方向に無限長をもつ地すべりの移動による下降の和となる。前者により生じる下降波は矩形地すべり後端上で生じる下降波に、後者により生じる上昇波は矩形地すべり前端上で生じる上昇波に相当すると考えられる。

線形モデルにより無限長の地すべりによる津波を解析した結果、図 4-27 のように下降波または上昇波のみが生じる。これらの合計と台形モデルによる波形を比較すると図 4-28 のように整合し、前述の推定に整合する結果が得られる。

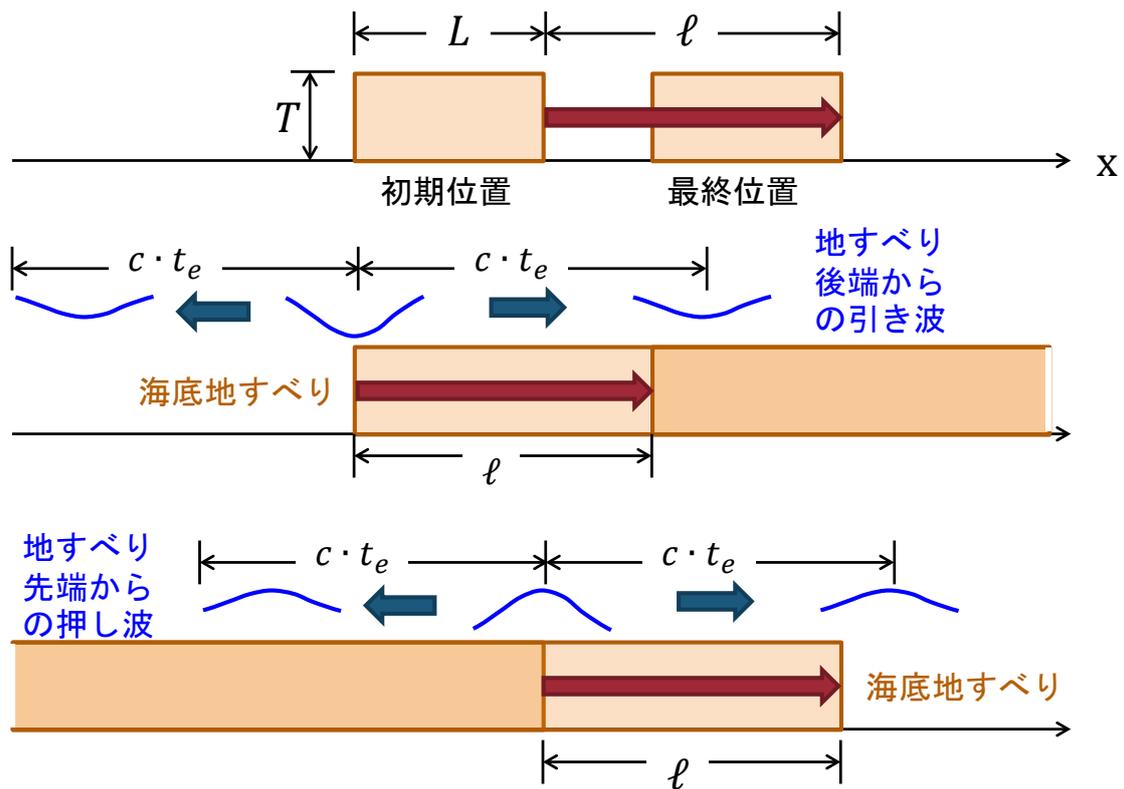
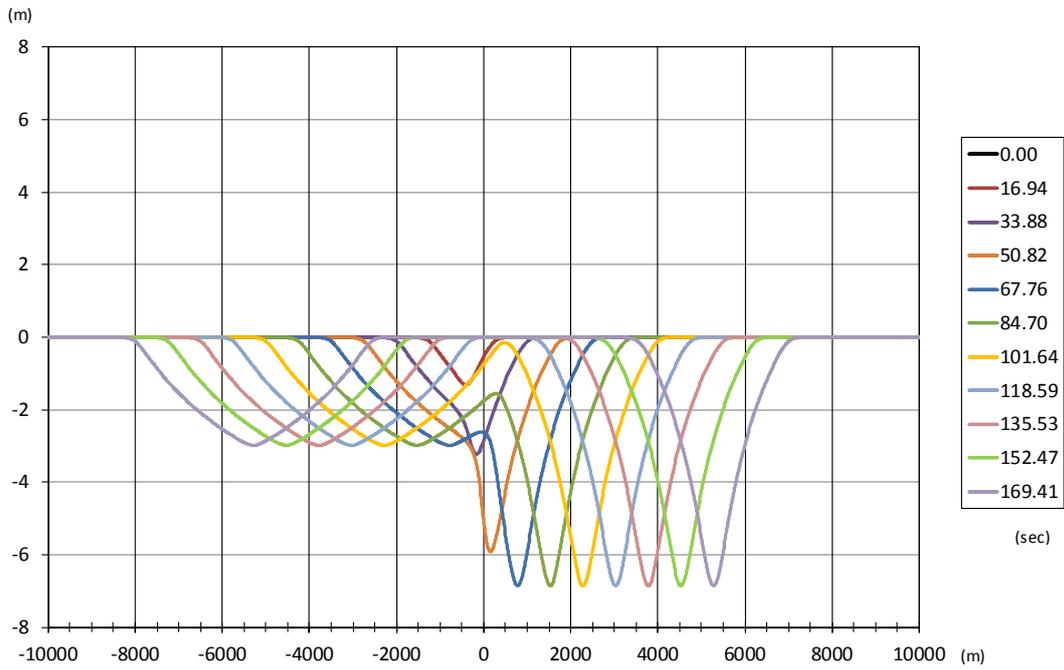
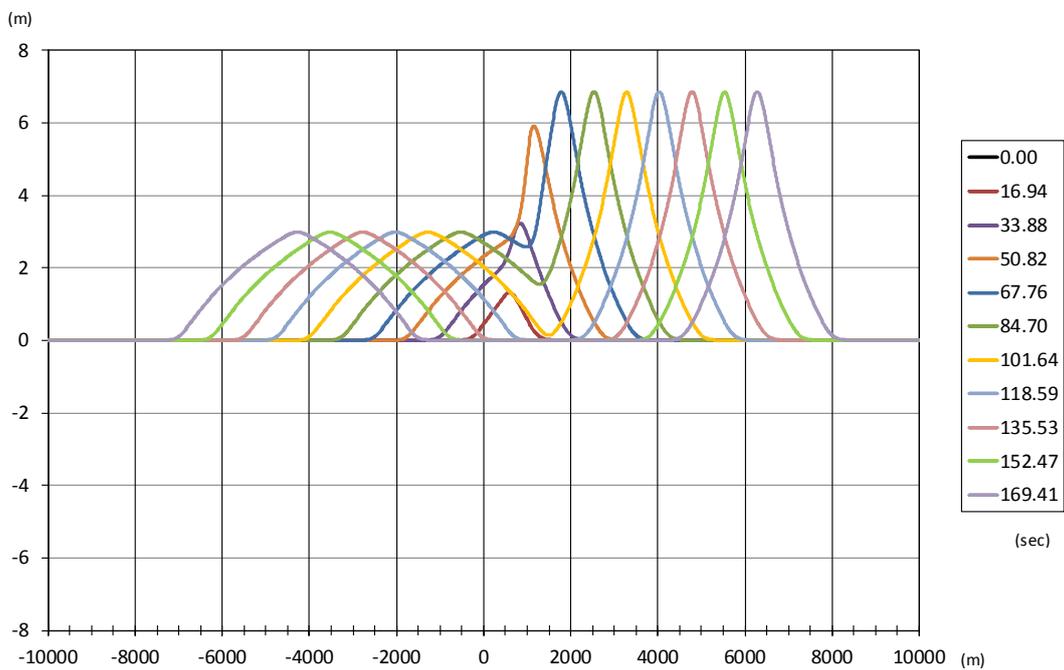


図 4-26 海底地すべりと津波の発生の模式図



(a) $x > 500\text{m}$ の無限長地すべりによる波形



(b) $x < -500\text{m}$ の無限長地すべりによる波形

図 4-27 無限長地すべりによる津波波形($T=20\text{m}$, $h=200\text{m}$, $u_p=20\text{m/s}$, $\alpha=0.5$, $\tan \theta=0.2$)

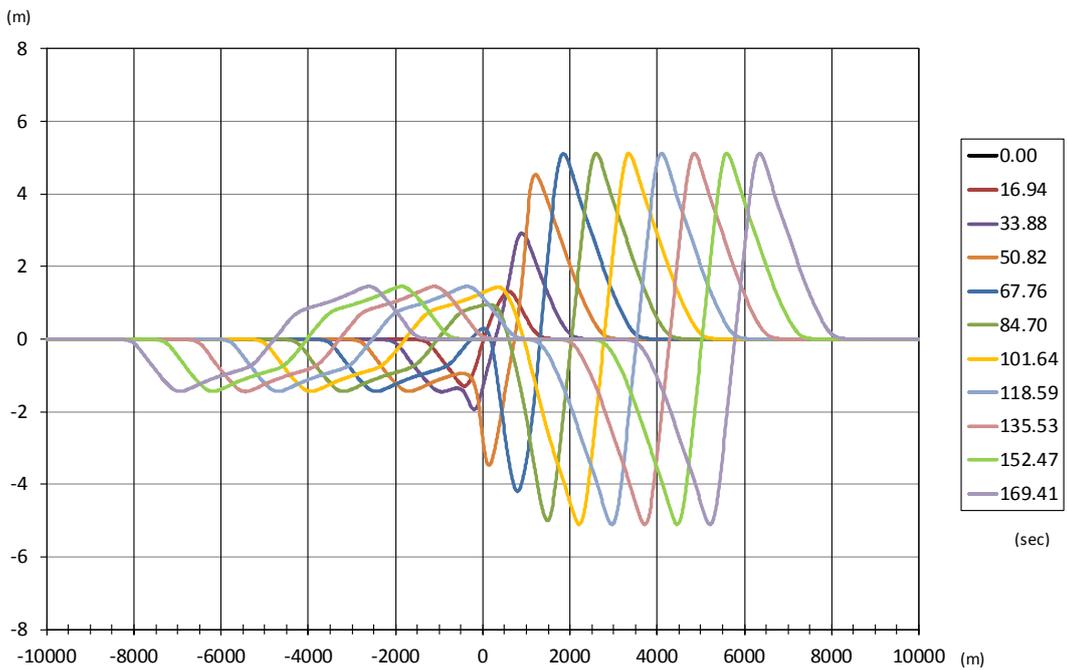
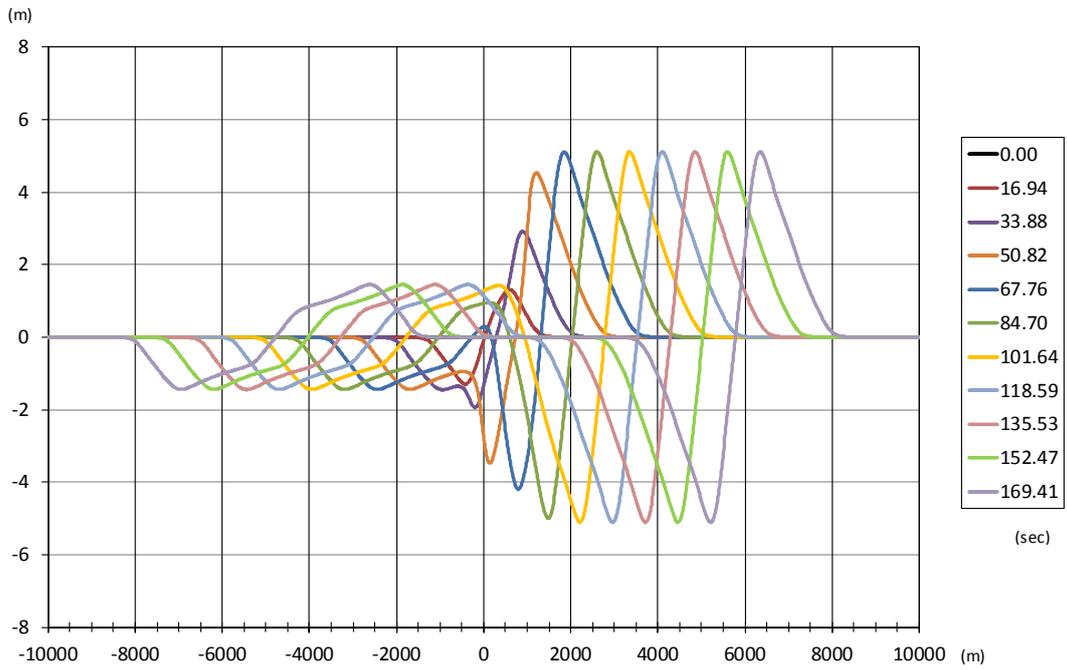


図 4-28 無限長地すべりによる津波波形の線形和（上）と有限長地すべりによる波形の比較($L_{mean}=1000\text{m}$, $T=20\text{m}$, $h=200\text{m}$, $u_p=20\text{m/s}$, $\alpha=0.5$, $\tan \theta=0.2$)

ここで,

S : 地すべりが押しのかけた水の量,

η : 水位変動,

$\bar{\quad}$: 空間平均,

$-$: x 軸負方向を表す添え字,

$+$: x 軸正方向を表す添え字

$-$: 下降波を表す添え字,

$+$: 上昇波を表す添え字

とする. このとき, 水量の保存から,

$$S_- + S_+ \cong 2T \cdot \ell \quad \dots\dots\dots \text{式(4-6)}$$

$$\begin{cases} S_- = T \cdot \ell \\ S_+ = T \cdot \ell \end{cases} \quad \dots\dots\dots \text{式(4-7)}$$

となるので, 波長 (波の分布範囲) λ は,

$$\begin{cases} \lambda^- = c \cdot t_e + \ell \\ \lambda^+ = c \cdot t_e - \ell \end{cases} \quad \dots\dots\dots \text{式(4-8)}$$

とみなすことができるので, 両方向における平均振幅は,

$$\bar{\eta}^- = \frac{S^-/2}{\lambda^-} = \frac{1}{2} \cdot \frac{T \cdot \ell}{c \cdot t_e + \ell} \quad \dots\dots\dots \text{式(4-9)}$$

$$\bar{\eta}^+ = \frac{S^+/2}{\lambda^+} = \frac{1}{2} \cdot \frac{T \cdot \ell}{c \cdot t_e - \ell} \quad \dots\dots\dots \text{式(4-10)}$$

となる. 上述の関係から, 両方向に進行する波の波長の合計は,

$$\lambda^- + \lambda^+ = 2c \cdot t_e \quad \dots\dots\dots \text{式(4-11)}$$

のように地すべり移動時間と波速に対して一定となることが見込まれる.

次に, 上昇波と下降波の生成位置は常に地すべり長 L だけずれているので, 上昇波と下降波の関係は図 4-29 のようになる. 青線の波が重畳した結果, オレンジ色の線が津波として観察される波となる. 青線の波のピーク位置は, 地すべりの加速, 減速に要する時間に規定されるので, 加減速パラメータ α を導入する.

加減速パラメータ α を

$$t_p = \alpha \cdot t_e \quad \dots\dots\dots \text{式(4-12)}$$

とすると, 図 4-29 の関係から, X 軸負方向の下降波について,

$$\eta_{-m}^- = \eta_{-p}^- \frac{\min\{L, \alpha\lambda^-\}}{\alpha\lambda^-} = 2\bar{\eta}^- \frac{\min\{L, \alpha\lambda^-\}}{\alpha\lambda^-} = \frac{T \cdot \ell}{c \cdot t_e + \ell} \frac{\min\{L, \alpha\lambda^-\}}{\alpha\lambda^-} \quad \dots\dots\dots \text{式(4-13)}$$

となる。地すべり厚さ T に対する比率で表すと、

$$\frac{\eta_{-m}^-}{T} = \frac{\ell}{\lambda^-} \frac{\min\{L, \alpha\lambda^-\}}{\alpha\lambda^-} = \frac{\ell}{\lambda^-} \frac{\ell \min\{L, \alpha\lambda^-\}}{\alpha\lambda^-} = \left(\frac{\ell}{\lambda^-}\right)^2 \frac{1}{\alpha} \frac{\min\{L, \alpha\lambda^-\}}{\ell} \quad \dots\dots\dots \text{式(4-14)}$$

となる。

線形モデルによる計算結果から波長を抽出した。波長はゼロクロスで連続する 1 波長を検出した。加減速パラメータ $\alpha=0.5$ に対し、 α のみが異なるケースについて双方向の波長の合計を比較すると、図 4-30 のようになる。なお、計算領域に波長が収まらないケースは除外した。前述した $\lambda^- + \lambda^+$ が一定との仮定は、正しいことが確認された。

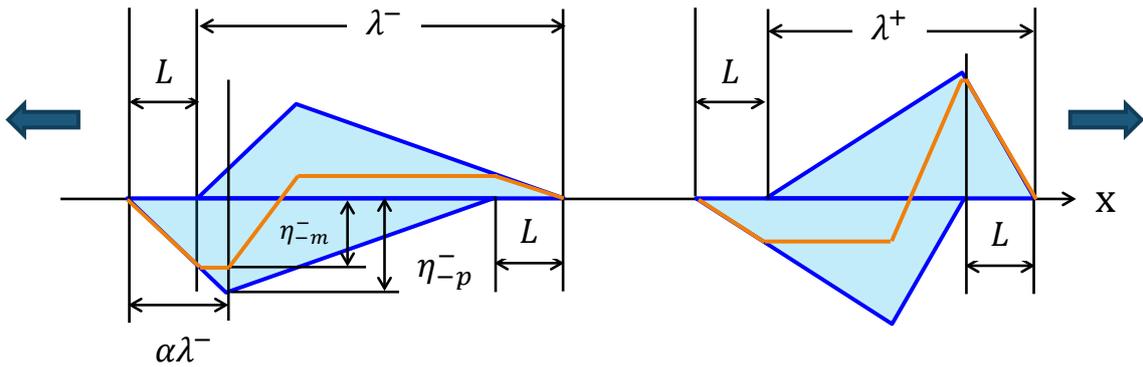


図 4-29 海底地すべりにより発生する波の位相関係と重畳の概念

さらに、地すべりの平均移動速度は

$$\bar{u} = \frac{\ell}{t_e} \quad \dots\dots\dots \text{式(4-15)}$$

であるので、平均移動速度に対する地すべりフルード数との間に、

$$\frac{\ell}{\lambda^-} = \frac{\ell}{c \cdot t_e + \ell} = \frac{1}{\frac{c \cdot t_e}{\ell} + 1} = \frac{1}{\frac{c\ell}{\bar{u}\ell} + 1} = \frac{1}{\frac{c}{\bar{u}} + 1} = \frac{\bar{F}r}{1 + \bar{F}r} \quad \dots\dots\dots \text{式(4-16)}$$

$$\frac{\ell}{\lambda^+} = \frac{\ell}{c \cdot t_e - \ell} = \frac{1}{\frac{c \cdot t_e}{\ell} - 1} = \frac{1}{\frac{c\ell}{\bar{u}\ell} - 1} = \frac{1}{\frac{c}{\bar{u}} - 1} = \frac{\bar{F}r}{1 - \bar{F}r} \quad \dots\dots\dots \text{式(4-17)}$$

の関係が成立する。

以上より、

$L \leq \alpha \cdot \lambda^-$ のとき

$$\frac{\eta_{-m}^-}{T} = \left(\frac{\ell}{\lambda^-}\right)^2 \frac{1}{\alpha} \frac{L}{\ell} = \left(\frac{\overline{Fr}}{1+\overline{Fr}}\right)^2 \frac{1}{\alpha} \frac{L}{\ell} \quad \dots\dots\dots \text{式(4-18)}$$

$L \geq \alpha \cdot \lambda^-$ のとき

$$\frac{\eta_{+m}^-}{T} = \left(\frac{\ell}{\lambda^-}\right)^2 \frac{1}{1-\alpha} \frac{(1-\alpha) \cdot \lambda^-}{\ell} = \frac{\ell}{\lambda^-} = \frac{\overline{Fr}}{1+\overline{Fr}} \dots\dots\dots \text{式(4-19)}$$

となる。線形モデルの解析結果において、地すべりフルード数と水位に明瞭な関係があったことは、この関係を反映していると考えられる。

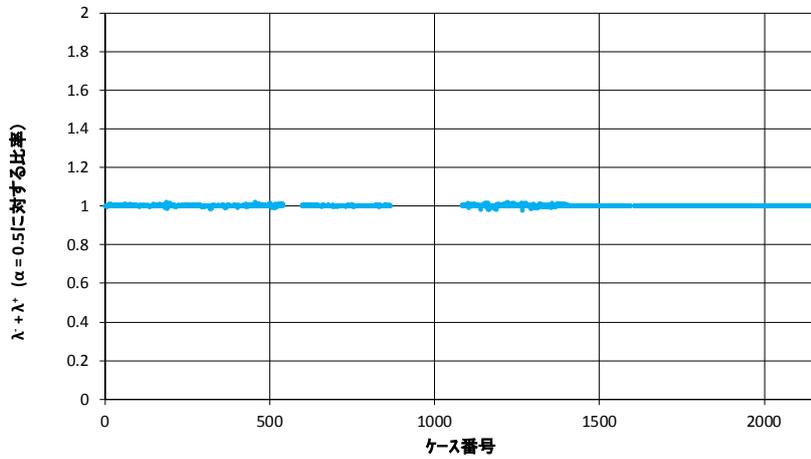


図 4-30 加減速パラメータと両方向に進行する波の合計波長の関係（台形モデルの解析結果）

同様に、 X 軸負方向の上昇波について、

$L \leq (1 - \alpha) \cdot \lambda^-$ のとき

$$\frac{\eta_{+m}^-}{T} = \left(\frac{\ell}{\lambda^-}\right)^2 \frac{1}{1-\alpha} \frac{L}{\ell} = \left(\frac{\overline{Fr}}{1+\overline{Fr}}\right)^2 \frac{1}{1-\alpha} \frac{L}{\ell} \quad \dots\dots\dots \text{式(4-20)}$$

$L \geq (1 - \alpha) \cdot \lambda^-$ のとき

$$\frac{\eta_{+m}^-}{T} = \left(\frac{\ell}{\lambda^-}\right)^2 \frac{1}{1-\alpha} \frac{(1-\alpha) \cdot \lambda^-}{\ell} = \frac{\ell}{\lambda^-} = \frac{\overline{Fr}}{1+\overline{Fr}} \dots\dots\dots \text{式(4-21)}$$

X 軸正方向の下降波について、

$L \leq (1 - \alpha) \cdot \lambda^+$ のとき

$$\frac{\eta_{+m}^+}{T} = \left(\frac{\ell}{\lambda^+}\right)^2 \frac{1}{1-\alpha} \frac{L}{\ell} = \left(\frac{\overline{Fr}}{1-\overline{Fr}}\right)^2 \frac{1}{1-\alpha} \frac{L}{\ell} \quad \dots\dots\dots \text{式(4-22)}$$

$L \geq (1-\alpha) \cdot \lambda^+$ のとき

$$\frac{\eta_{+m}^+}{T} = \left(\frac{\ell}{\lambda^+}\right)^2 \frac{1}{1-\alpha} \frac{(1-\alpha) \cdot \lambda^+}{\ell} = \frac{\ell}{\lambda^+} = \frac{\overline{Fr}}{1-\overline{Fr}} \dots\dots\dots \text{式(4-23)}$$

X軸正方向の上昇波について、

$L \leq \alpha \cdot \lambda^+$ のとき

$$\frac{\eta_{+m}^+}{T} = \left(\frac{\ell}{\lambda^+}\right)^2 \frac{1}{\alpha} \frac{L}{\ell} = \left(\frac{\overline{Fr}}{1-\overline{Fr}}\right)^2 \frac{1}{\alpha} \frac{L}{\ell} \quad \dots\dots\dots \text{式(4-24)}$$

$L \geq \alpha \cdot \lambda^+$ のとき

$$\frac{\eta_{+m}^+}{T} = \left(\frac{\ell}{\lambda^+}\right)^2 \frac{1}{\alpha} \frac{\alpha \cdot \lambda^+}{\ell} = \frac{\ell}{\lambda^+} = \frac{\overline{Fr}}{1-\overline{Fr}} \quad \dots\dots\dots \text{式(4-25)}$$

の関係が導かれる。

(2) 津波水位推定式の検討

津波の最高・最低水位を推定するための関数として、

$$(H_{max_or_min})/T$$

$$= F_1(\text{瞬時の海底変位に対する水面応答}) \cdot F_2(\text{地すべりの移動による津波の生成})$$

と考える。

このうち、 F_1 は3.2.2.(2)で述べたKajiura(1963)のフィルター効果であり、

$$\ln\left(\frac{|\eta_{max\ or\ \eta_{min}}|}{T}\right) = \min[0, 0.0081\gamma^4 - 0.0182\gamma^3 - 0.1924\gamma^2 + 0.7279\gamma - 0.6488] \quad (\text{台形モデル})$$

\dots\dots\dots \text{式(4-26)}

$$\ln\left(\frac{|\eta_{max\ or\ \eta_{min}}|}{T}\right) = \min[0, 0.0049\gamma^4 - 0.0070\gamma^3 - 0.1620\gamma^2 + 0.6508\gamma - 0.7503] \quad (\text{三角形モデル})$$

\dots\dots\dots \text{式(4-27)}

$$\text{ただし, } \gamma = \ln\left(\frac{L_{mean}}{h}\right)$$

の関係とする。

F_2 は4.3.2(1)で述べた地すべりサイズ、移動距離、移動速度と水位の関係式とする。

X軸負方向の下降波について、

$L \leq \alpha \cdot \lambda^-$ のとき

$$\frac{\eta_{-m}^-}{T} = \left(\frac{\ell}{\lambda^-}\right)^2 \frac{1}{\alpha} \frac{L}{\ell} = \left(\frac{\overline{Fr}}{1+\overline{Fr}}\right)^2 \frac{1}{\alpha} \frac{L}{\ell} \quad \dots\dots\dots \text{式(4-28)}$$

$L \geq \alpha \cdot \lambda^-$ のとき

$$\frac{\eta_{+m}^-}{T} = \left(\frac{\ell}{\lambda^-}\right)^2 \frac{1}{1-\alpha} \frac{(1-\alpha) \cdot \lambda^-}{\ell} = \frac{\ell}{\lambda^-} = \frac{\overline{Fr}}{1+\overline{Fr}} \dots\dots\dots \text{式(4-29)}$$

X 軸負方向の上昇波について、

$L \leq (1-\alpha) \cdot \lambda^-$ のとき

$$\frac{\eta_{+m}^-}{T} = \left(\frac{\ell}{\lambda^-}\right)^2 \frac{1}{1-\alpha} \frac{L}{\ell} = \left(\frac{\overline{Fr}}{1+\overline{Fr}}\right)^2 \frac{1}{1-\alpha} \frac{L}{\ell} \quad \dots\dots\dots \text{式(4-30)}$$

$L \geq (1-\alpha) \cdot \lambda^-$ のとき

$$\frac{\eta_{+m}^-}{T} = \left(\frac{\ell}{\lambda^-}\right)^2 \frac{1}{1-\alpha} \frac{(1-\alpha) \cdot \lambda^-}{\ell} = \frac{\ell}{\lambda^-} = \frac{\overline{Fr}}{1+\overline{Fr}} \dots\dots\dots \text{式(4-31)}$$

X 軸正方向の下降波について、

$L \leq (1-\alpha) \cdot \lambda^+$ のとき

$$\frac{\eta_{-m}^+}{T} = \left(\frac{\ell}{\lambda^+}\right)^2 \frac{1}{1-\alpha} \frac{L}{\ell} = \left(\frac{\overline{Fr}}{1-\overline{Fr}}\right)^2 \frac{1}{1-\alpha} \frac{L}{\ell} \quad \dots\dots\dots \text{式(4-32)}$$

$L \geq (1-\alpha) \cdot \lambda^+$ のとき

$$\frac{\eta_{-m}^+}{T} = \left(\frac{\ell}{\lambda^+}\right)^2 \frac{1}{1-\alpha} \frac{(1-\alpha) \cdot \lambda^+}{\ell} = \frac{\ell}{\lambda^+} = \frac{\overline{Fr}}{1-\overline{Fr}} \dots\dots\dots \text{式(4-33)}$$

X 軸正方向の上昇波について、

$L \leq \alpha \cdot \lambda^+$ のとき

$$\frac{\eta_{+m}^+}{T} = \left(\frac{\ell}{\lambda^+}\right)^2 \frac{1}{\alpha} \frac{L}{\ell} = \left(\frac{\overline{Fr}}{1-\overline{Fr}}\right)^2 \frac{1}{\alpha} \frac{L}{\ell} \quad \dots\dots\dots \text{式(4-34)}$$

$L \geq \alpha \cdot \lambda^+$ のとき

$$\frac{\eta_{+m}^+}{T} = \left(\frac{\ell}{\lambda^+}\right)^2 \frac{1}{\alpha} \frac{\alpha \cdot \lambda^+}{\ell} = \frac{\ell}{\lambda^+} = \frac{\overline{Fr}}{1-\overline{Fr}} \quad \dots\dots\dots \text{式(4-35)}$$

F_2 と線形モデルによる解析結果を比較すると、図 4-31 及び図 4-32 のようになる。 $X < 0$ (地すべり背後側) では、上昇水位、下降水位ともに、小さなばらつきの範囲で計算結果を説明できている。 $X > 0$ (地すべり前面側) では、最高最低水位/地すべり厚さが約 0.4 以下

の範囲で、 F_2 は計算結果をよく説明できている。 F_2 の値が0.5程度以上では、計算結果が1を上回る場合がある。このように津波振幅が地すべり厚さと同程度以上となる時、 F_2 による推定と計算結果との乖離が大きくなるケースがある。これは、ピーク速度に対するフルード数が1に近い場合、高いピーク速度付近の時間帯に、図4-30のように線形変化する振幅変動から乖離する造波機構が働いている可能性がある。

次に、 $F_1 \cdot F_2$ と最高最低水位/地すべり厚さの計算結果の対応をみると、図4-33及び図4-34のようになる。解析の範囲では F_1 は概ね1に近いので、分布形は F_2 のみの場合と大差ない。図4-33及び図4-34には、プロットを累乗近似した場合の回帰も示した。 $F_1 \cdot F_2$ の推定値が比較的大きくなる領域で計算値が頭打ちし、やや大きめの推定値を与える傾向がみられる。これを補正するため、回帰式を関数 F_3 とし、 $F_3(F_1 \cdot F_2)$ を津波水位の推定式とした。

台形モデルのとき、

$$F_3(F_1 \cdot F_2) = 0.6452 \cdot (F_1 \cdot F_2)^{0.8479} \quad (x < 0) \quad \dots\dots\dots \text{式(4-36)}$$

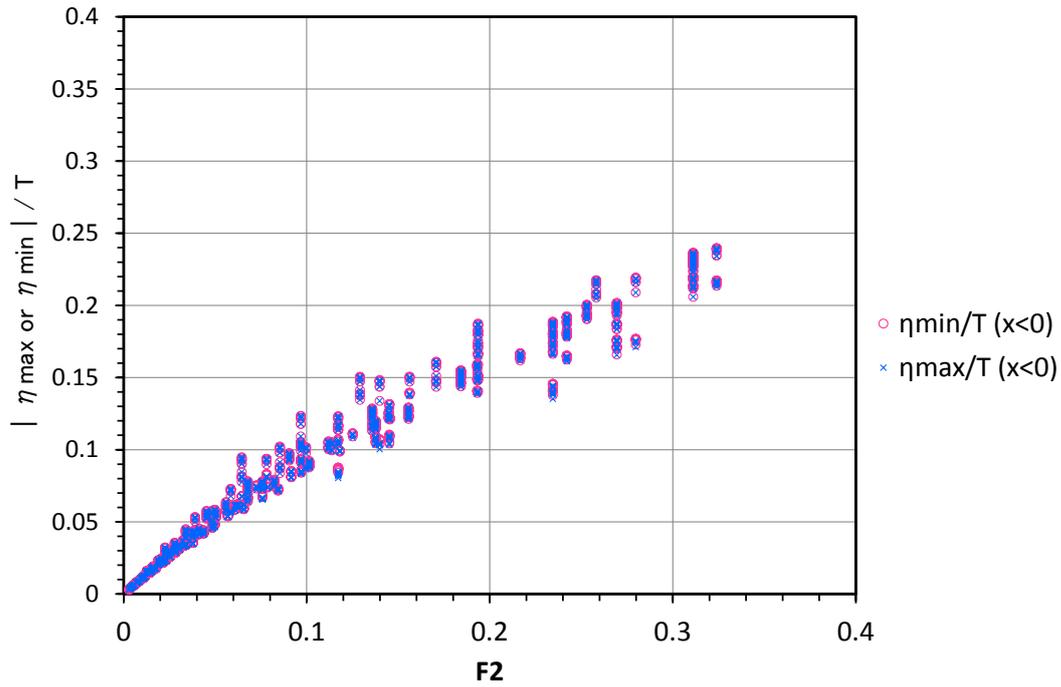
$$F_3(F_1 \cdot F_2) = 1.1026 \cdot (F_1 \cdot F_2)^{0.9361} \quad (x > 0) \quad \dots\dots\dots \text{式(4-37)}$$

三角形モデルのとき、

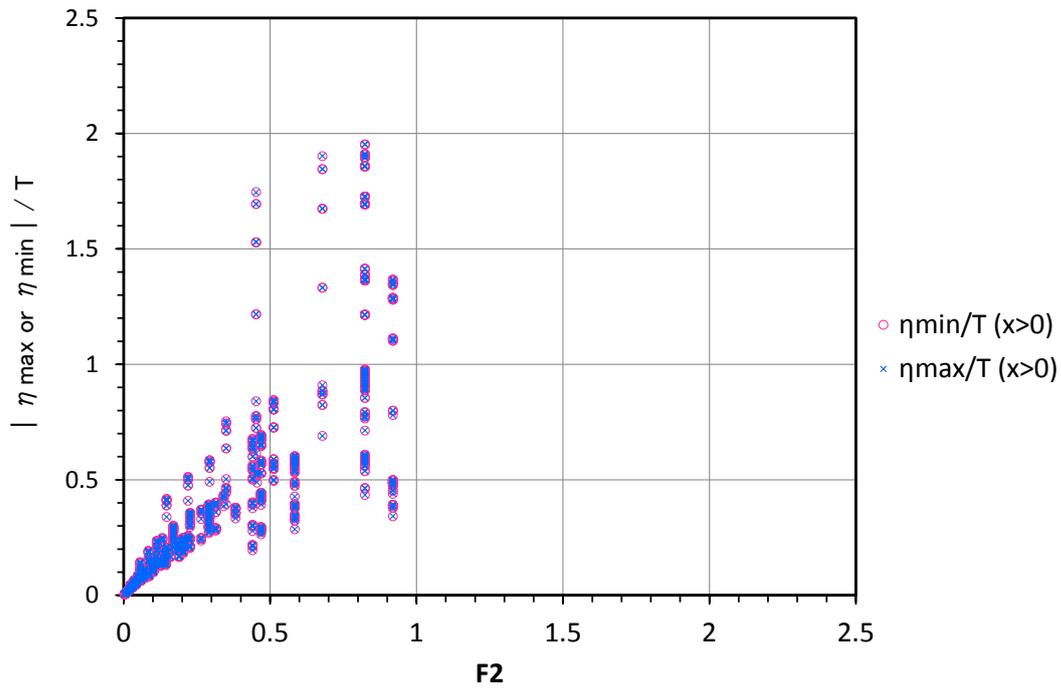
$$F_3(F_1 \cdot F_2) = 0.5047 \cdot (F_1 \cdot F_2)^{0.7404} \quad (x < 0) \quad \dots\dots\dots \text{式(4-38)}$$

$$F_3(F_1 \cdot F_2) = 0.6878 \cdot (F_1 \cdot F_2)^{0.7401} \quad (x > 0) \quad \dots\dots\dots \text{式(4-39)}$$

F_3 と計算結果の対応は図4-35及び図4-36のようであり、全体として線形に近い関係で表現される。

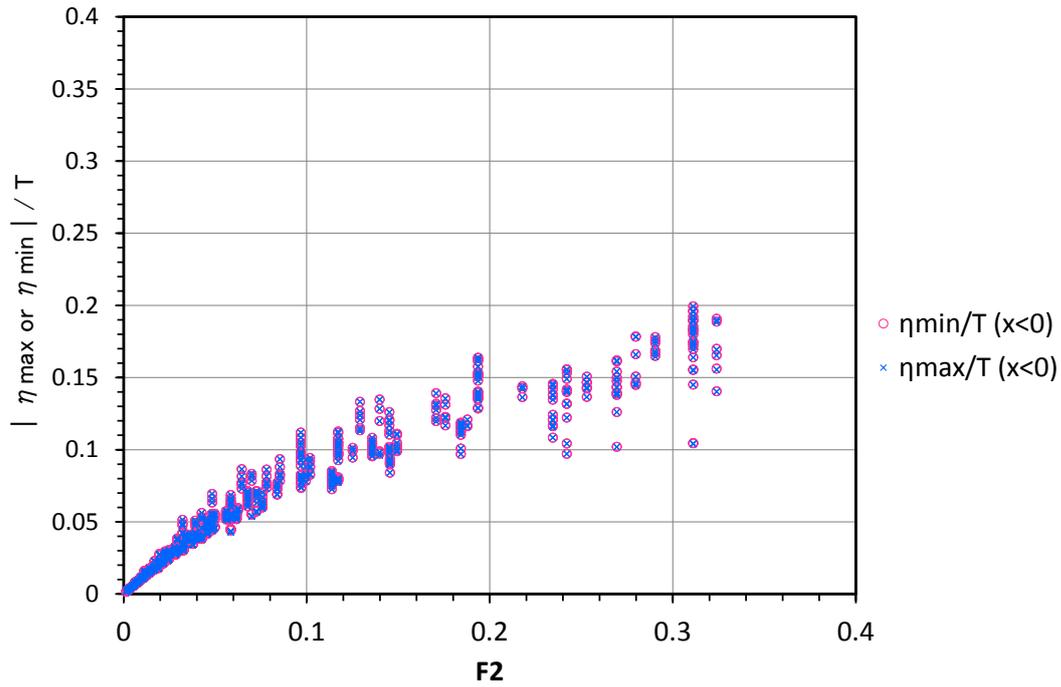


(a) $x < 0$ (地すべり背後側)

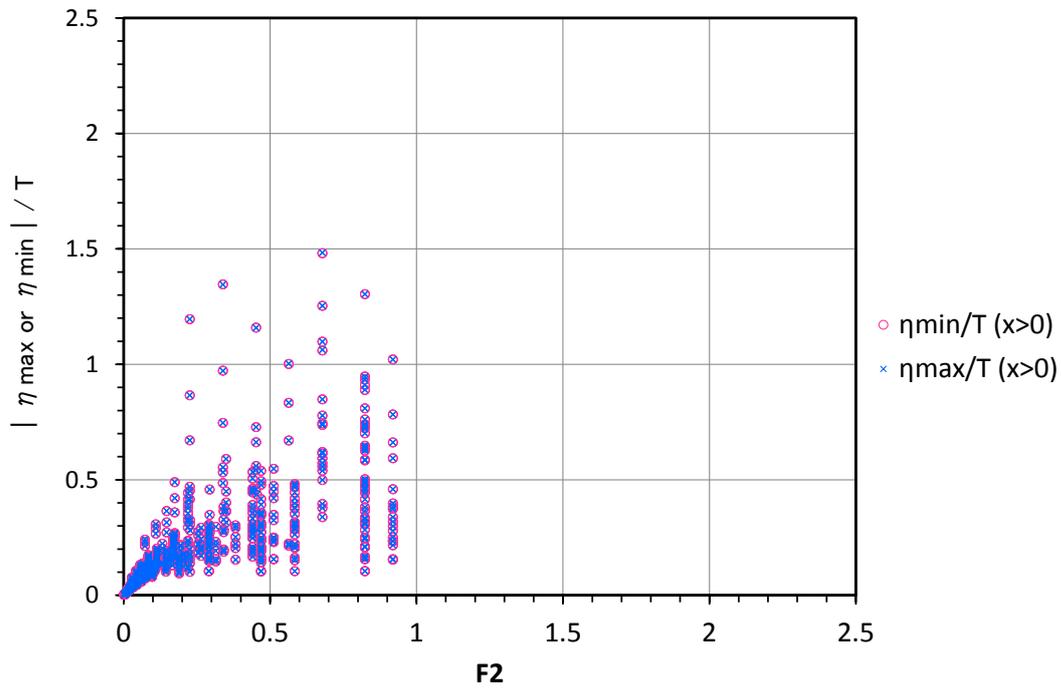


(b) $x > 0$ (地すべり前面側)

図 4-31 関数 F_2 による最高最低水位／地すべり厚さの推定値と線形モデルの解析結果の対応 (台形モデル)

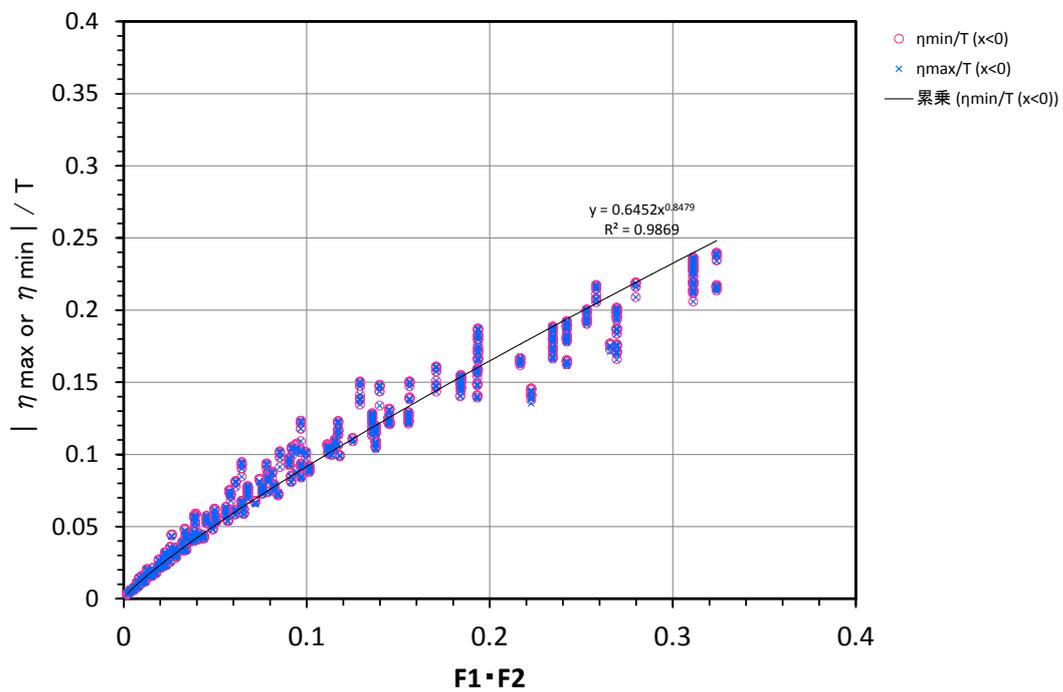


(a) $x < 0$ (地すべり背後側)

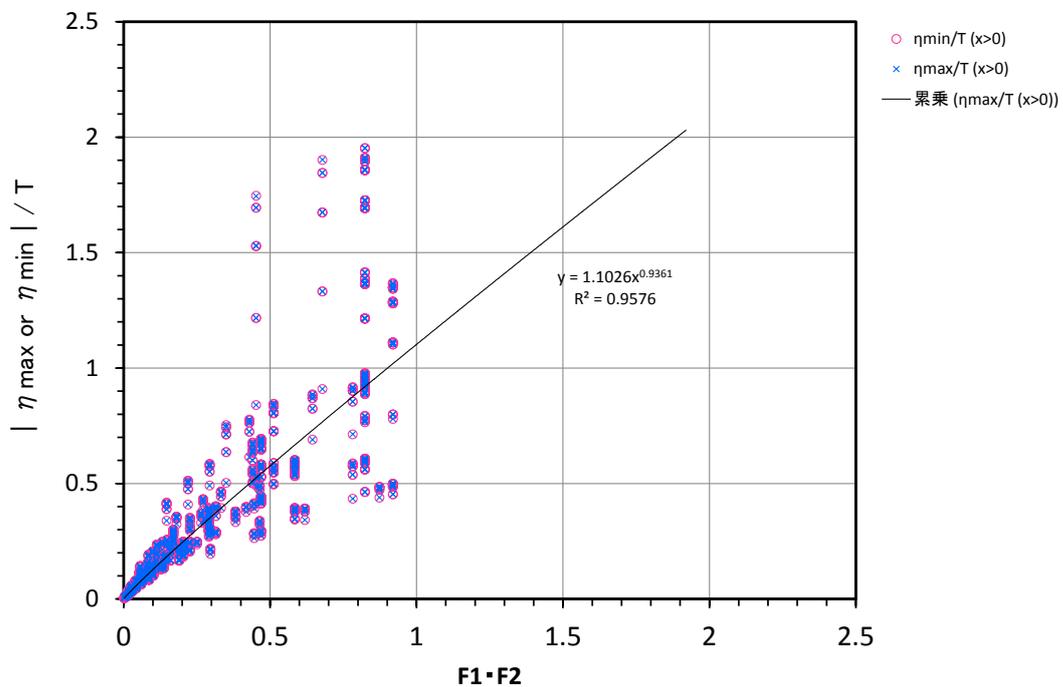


(b) $x > 0$ (地すべり前面側)

図 4-32 関数 F_2 による最高最低水位／地すべり厚さの推定値と線形モデルの解析結果の対応 (三角形モデル)

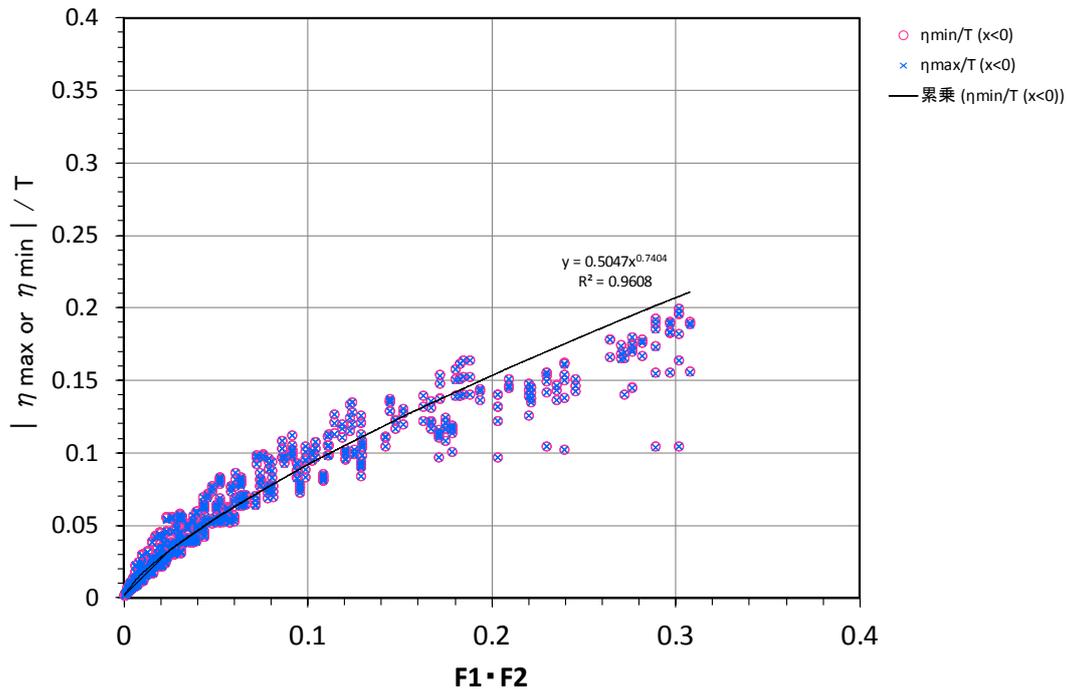


(a) $x < 0$ (地すべり背後側)

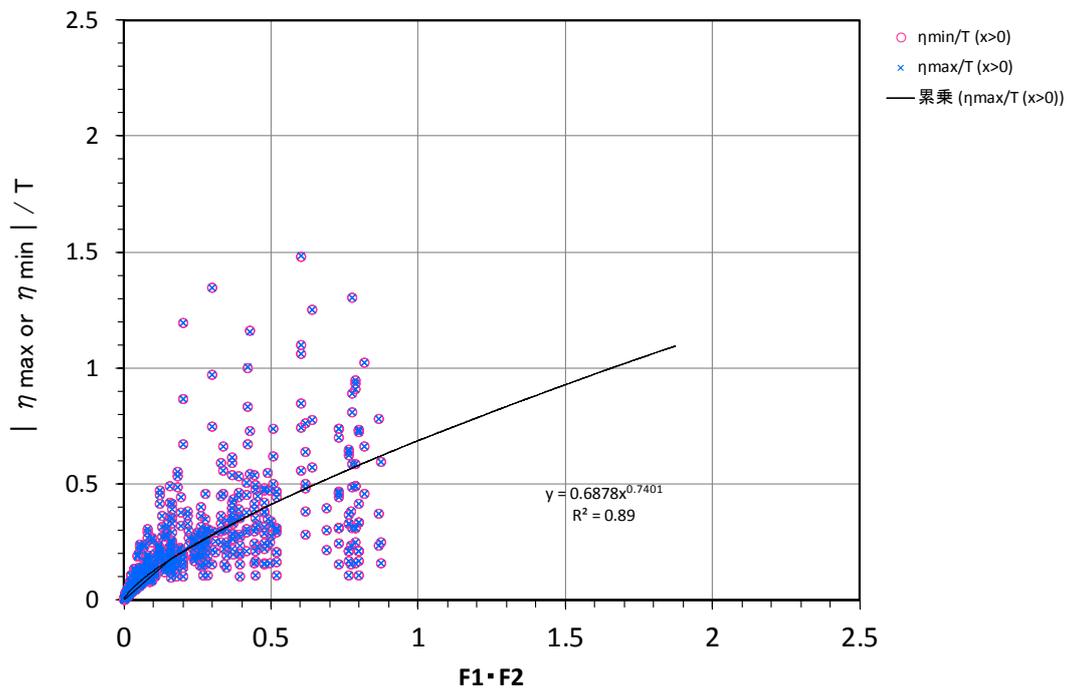


(b) $x > 0$ (地すべり前面側)

図 4-33 関数 $F_1 \cdot F_2$ による最高最低水位/地すべり厚さの推定値と線形モデルの解析結果の対応 (台形モデル)

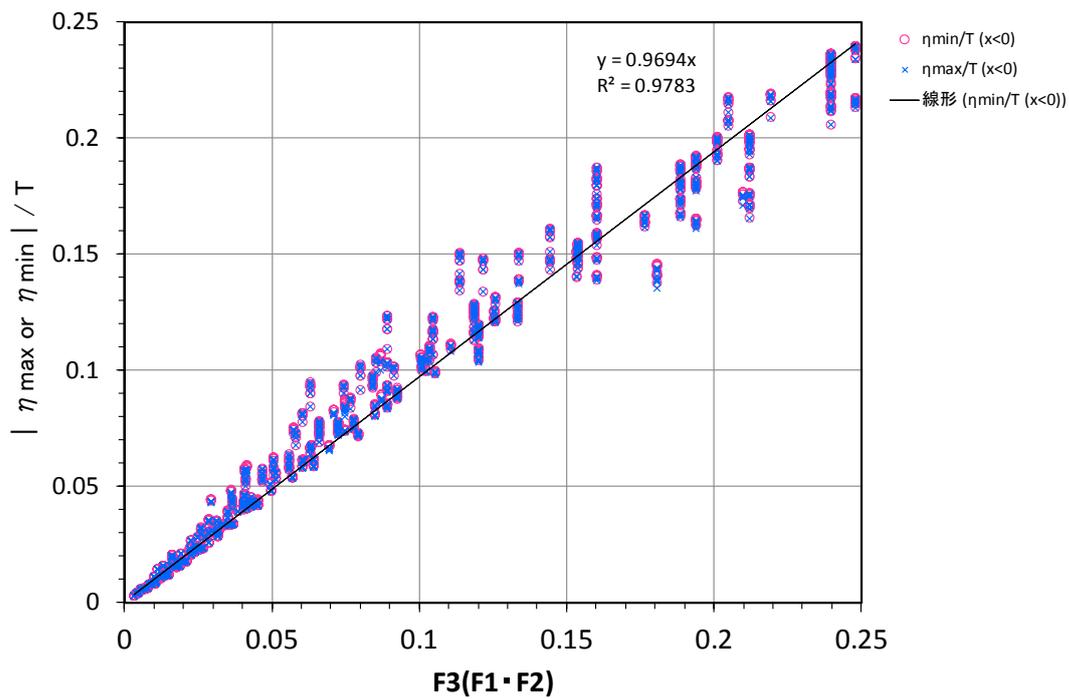


(a) $x < 0$ (地すべり背後側)

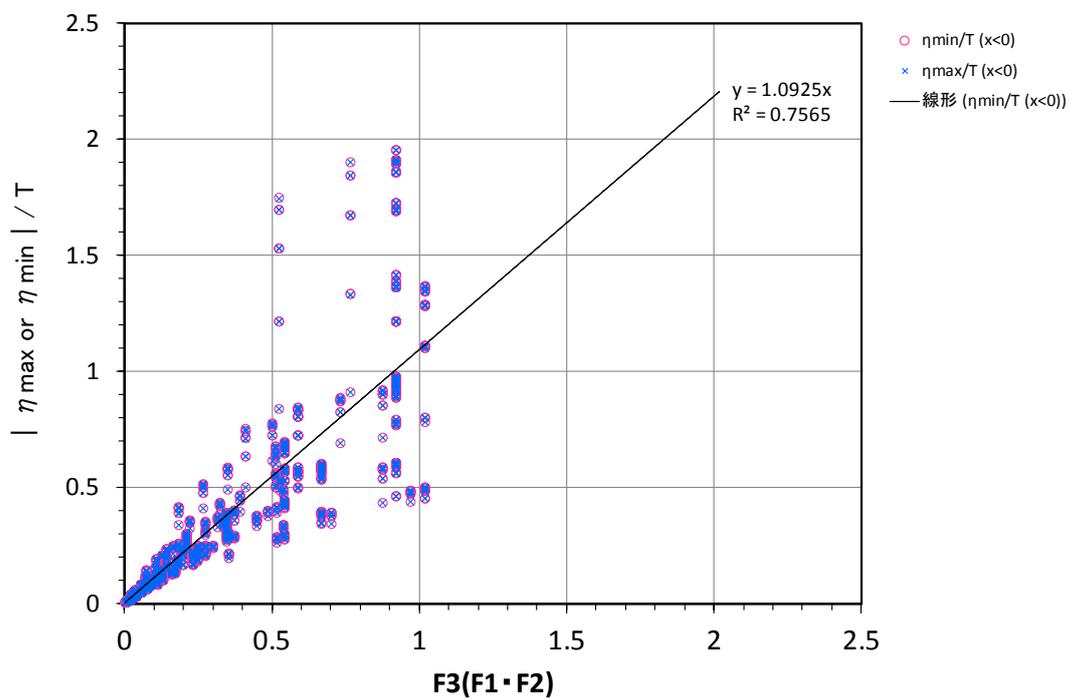


(b) $x > 0$ (地すべり前面側)

図 4-34 関数 $F_1 \cdot F_2$ による最高最低水位/地すべり厚さの推定値と線形モデルの解析結果の対応 (三角形モデル)

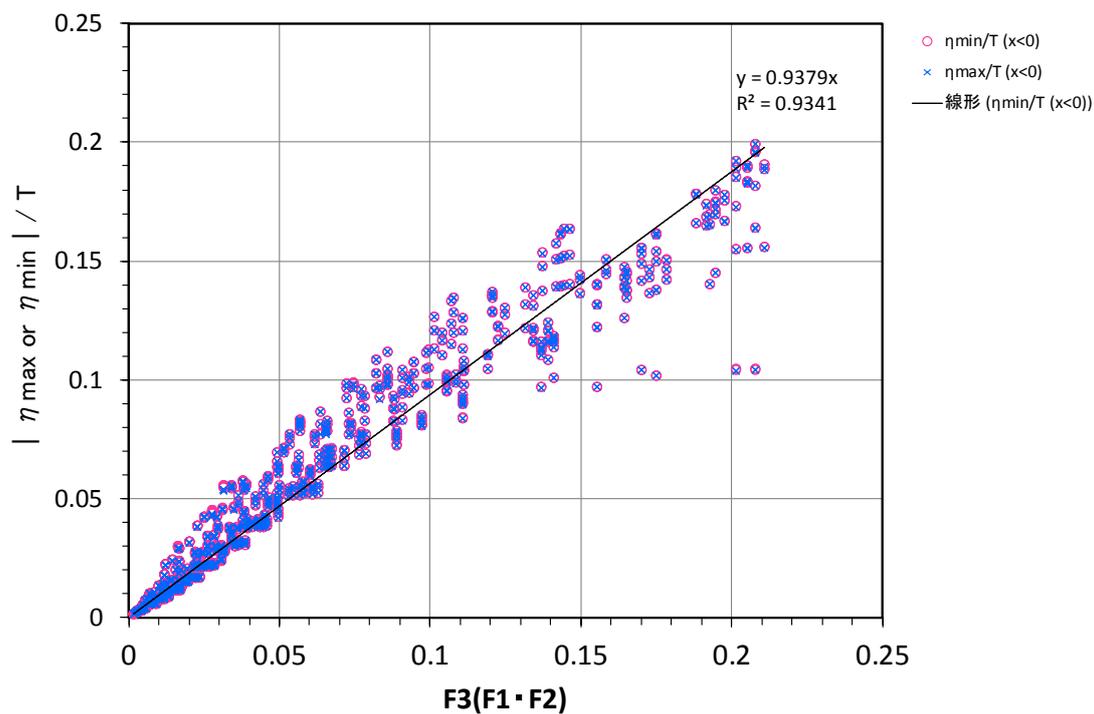


(a) $x < 0$ (地すべり背後側)

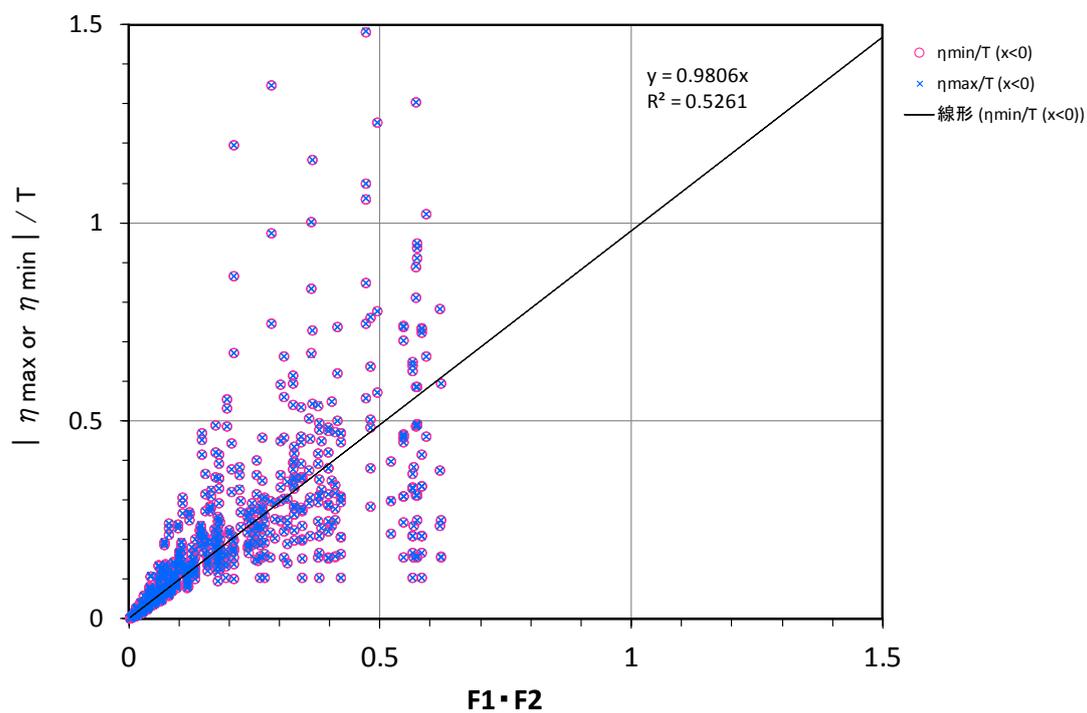


(b) $x > 0$ (地すべり前面側)

図 4-35 関数 $F_3(F_1 \cdot F_2)$ による最高最低水位/地すべり厚さの推定値と線形モデルの解析結果の対応 (台形モデル)



(a) $x < 0$ (地すべり背後側)



(b) $x > 0$ (地すべり前面側)

図 4-36 関数 $F_3(F_1 \cdot F_2)$ による最高最低水位/地すべり厚さの推定値と線形モデルの解析結果の対応 (三角形モデル)

(3) 水理実験との比較

作成した津波水位推定式を 1.1.3 で引用した既往水理実験 (Watts(1998)及び橋本・壇(2008)) の諸元に適用し、水理実験において波源付近で得られた水位と比較した。

これらの水理実験では、斜面に勾配があり加減速の過程等のパラメータに不明な点があることから、比較にあたっては以下の仮定をおいた。

- Watts(1998)
 - 対象ケースは、表 1-2 に示す 7 ケースとした。
 - 地すべり厚さ T 及び長さ L には、図 1-10 及び表 1-2 に示す Najafi-Jilani and Ataie-Ashtiani(2008)が集約した値を採用した。
 - 移動距離 l 及びピーク速度 U_P は、表 1-2 の特性移動距離及び最大速度をそれぞれ適用した。
 - 水深 h は、初期状態における地すべり体下端中央部の初期水面からの鉛直距離とした。
 - 加速度係数 α は 0.5 を仮定した。
 - 最大水位は、表 1-2 に示す発生水位 (津波発生直後の最大水位低下量) とした。
- 橋本・壇 (2008)
 - 対象ケースは、表 1-1 に示す 8 ケースとした。
 - 地すべり厚さ T 及び長さ L には、図 1-8 及び表 1-1 に示す殿最・他 (2015)が集約した値を採用した。
 - 移動距離 l は、地すべり体初期位置から水平床までの斜面長 (水深 0.1~0.3m の変化に対し斜面勾配を考慮した長さ) とした。
 - ピーク速度 U_P は、表 1-1 の地すべり速度 U を適用した。
 - 水深 h は、初期状態における地すべり体下端の初期水面からの鉛直距離(0.1m)とした。
 - 加速度係数 α は 0.5 を仮定した。

これらの前提条件のもと、三角形モデルに対する地すべり進行側の津波水位推定式を適用したところ、図 4-37 のようになり、予測式は実験結果をよく説明できることが確認できた。比較対象は勾配をもつ斜面を用いた水理実験であるため、波の波長と地すべり長の関係が水平床とは若干異なることや、水の抗力により地すべりの加速度が一定でない等、津波水位推定式の導出過程と前提条件が異なっている点があると考えられるが、それらの違いがあった

としても、予測式は現実的な解を与えることが解った。

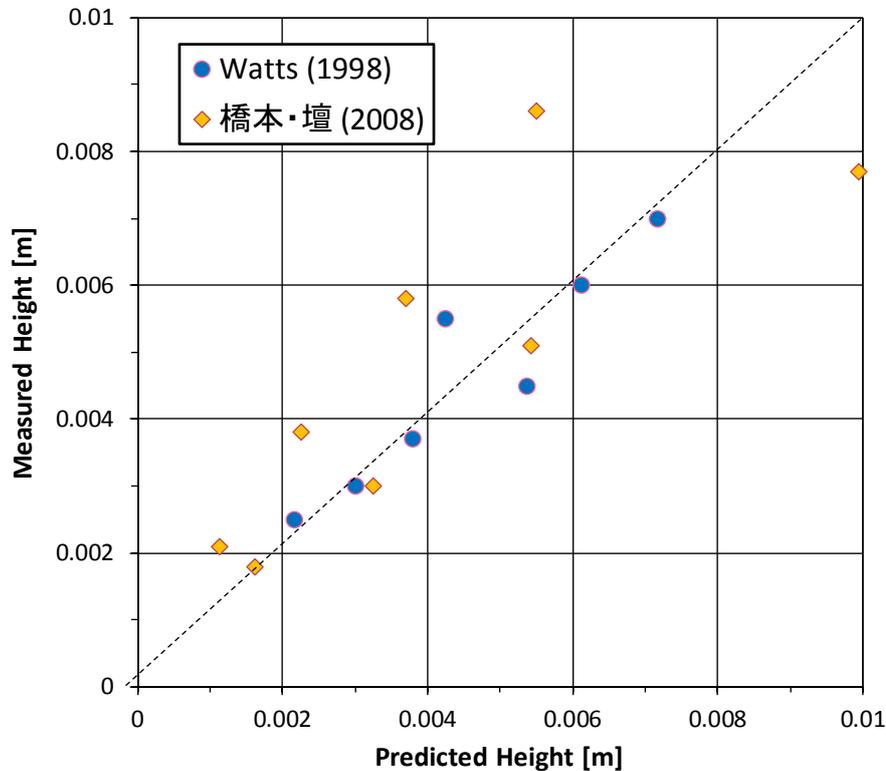


図 4-37 津波水位推定式による推定水位と水理実験結果の比較

4. 4. 海底地すべりによる造波特性の解析に関するまとめ

線形モデルを用いて地すべりのパラメータを変化させた多数の解析を実施し、発生直後の津波水位とパラメータの関係を分析し、以下を明らかにした。

- 地すべりのパラメータと津波の最高・最低水位の関係を分析したところ、水深、地すべり速度や、これらと関係するフルード数に対する感度が高いことが判った。
- 地すべりの背後側と進行側に生じる津波の波長の合計はほぼ一定で、波速と地すべり移動時間の積の 2 倍となる。双方向の波長は、それぞれ、波速と地すべり移動時間の積に地すべり移動距離を加減したものとなる。
- 地すべりの移動と造波の関係についての概念モデルを検討し、それに基づき複数の無次元量を組み合わせた津波水位の推定式を導出した。この関係は、地すべり進行側におい

て津波の増幅が大きい一部ケースを除き,比較的小さなばらつきで津波水位を説明できることが判った.

- 地すべりの移動と造波の関係についての式と,水面応答に関する回帰式を組合せた津波水位推定式を作成し,多数の計算結果に基づき,係数を決定した.この式は既往の水理実験結果を説明できる.

5. 退行性地すべりによる津波高さへの影響の分析

5.1. 解析方法

ここでは、線形モデルを用い、海底地すべり様式のうち斜面下部から開始する退行性地すべり(図 5-1)に着目し、地すべりの分割数や移動開始時間差と津波水位の関係を解析した。

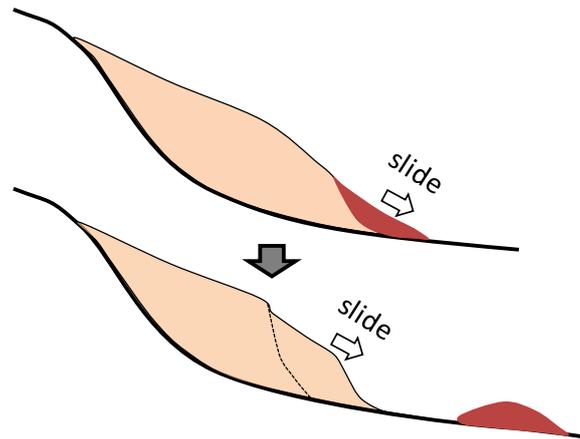


図 5-1 退行性地すべりの移動様式

退行性を考慮する場合、 N 個に等分割された台形の小ブロック群が時間差 Δt で順次剛体移動を開始するものとする。図 5-2 には、 $N=4$ の場合の初期設定を示した。初期設定のように地すべりが一体のときは、小ブロック間で重複する部分の体積を頂部側の離隔部に与え全体を台形とする。小ブロックが分離する際には、重複が解消された分の体積を頂部側から順次差し引くことにより、独立した台形となる(図 5-3)。この過程で全体積が保存される。

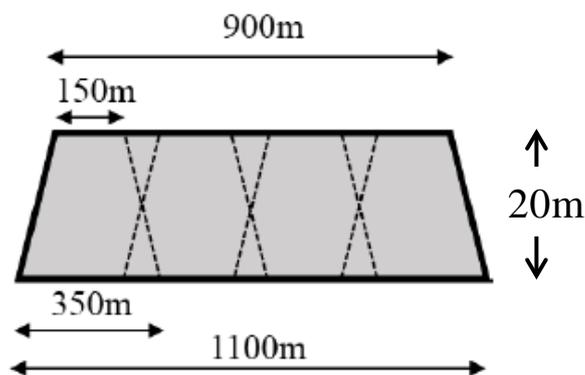


図 5-2 退行性地すべりの検討における地すべり体の基本形状

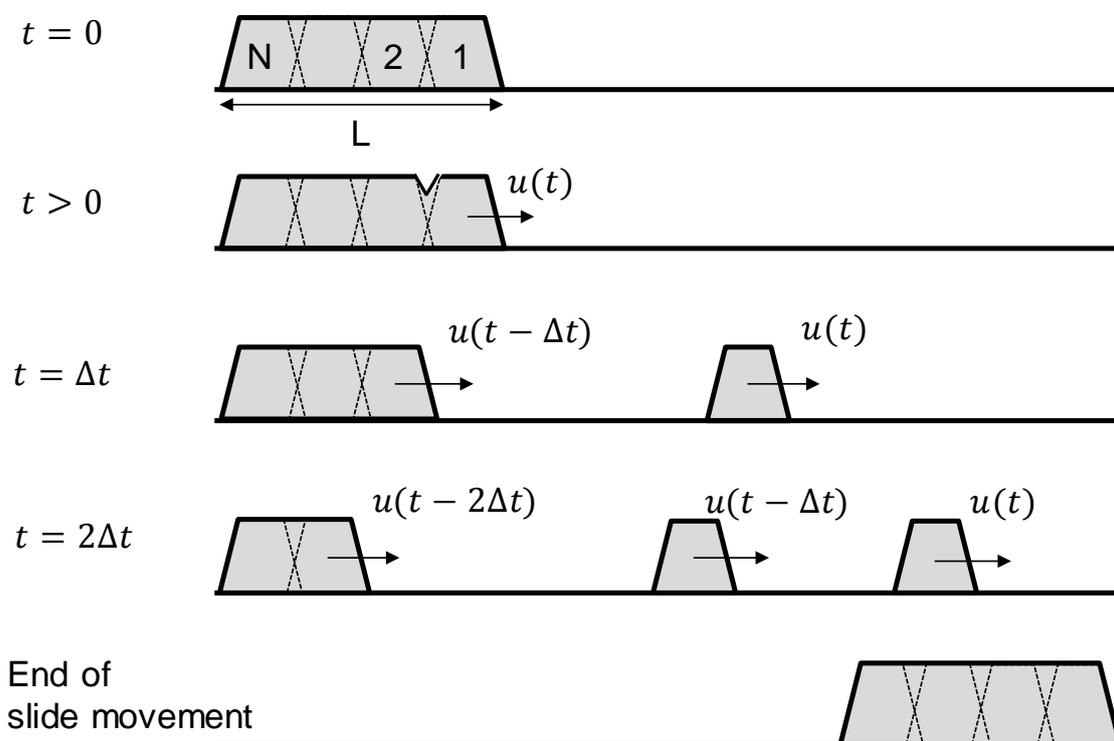


図 5-3 退行性地すべりの分割移動の模式図

5.2. 解析条件

水深 h を 200m, 地すべり平均長を 1000m に固定した側面勾配 $\tan \theta = 0.2$ の台形モデルを用い, ピーク速度を $u_p = 20\text{m/s}$ とした解析を行った. 地すべりの移動量は地すべり全長分の 1000m とし, $u_p = 20\text{m/s}$, $t_p = 50$ 秒, 及び $\alpha = 0.5$ とした.

退行性による影響をみるため, 地すべり分割数 N を 1, 2, 3 ~ 9 の 9 通りとし, 分割時の移動開始時間差 Δt を順次変化させて津波計算を行った. Δt は, 小ブロック長を長波が通過する時間に対する比 δ を, 0.0, 0.5, 0.75, 1.0, 1.25, 1.5, 2.0, 3.0, 4.0, 5.0 の 10 とおりとした.

$$\delta = \frac{\Delta t}{\frac{L_{\text{mean}}}{N} \sqrt{gh}} \quad \dots\dots\dots \text{式(5-1)}$$

また, 分割した小ブロック 1 個のみが移動する場合の計算も実施した.

解析格子サイズは 12.5m とし, CFL 条件で与えられる Δt の上限の 1/20 を解析上の時間

刻みとした。

5.3. 解析結果

5.3.1. 単体の小ブロックによる津波

一体時に $L_{mean}=1000\text{m}$ の地すべりブロックを分割し、小ブロック 1 個のみを移動させたときの波形を図 5-6～図 5-8 に示す。分割していない $N=1$ のときの最高最低水位に対する分割時の最高最低水位の比率を図 5-4 に示す。 N の増加に対し、いずれの向きの波も $1/N$ をやや上回る水位を示している。1cm をしきい値として波長を抽出したところ、図 5-5 のように、 N が大きくなるにつれ波長が短くなる傾向がみられる。

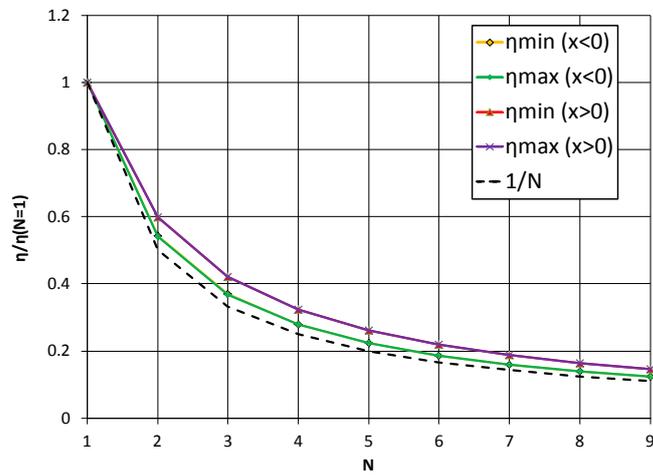


図 5-4 $N=1$ のときの最高・最低水位に対する地すべり分割時の最高・最低水位の比率

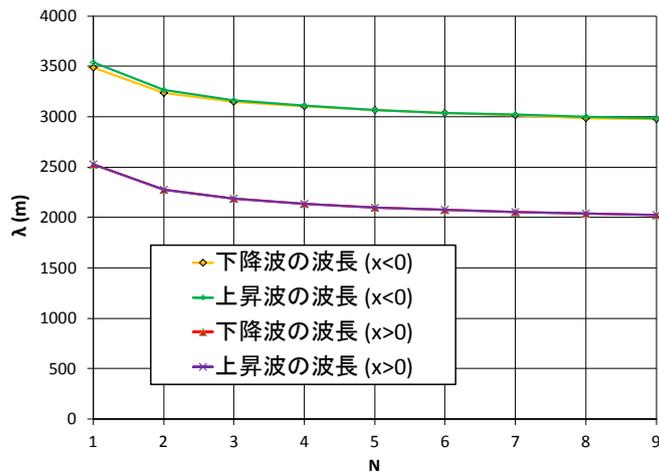
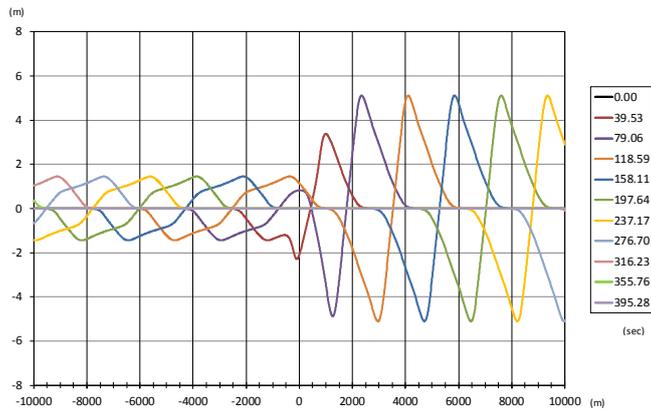
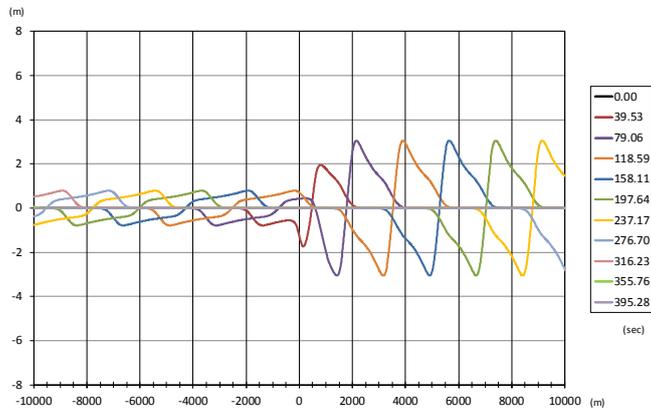


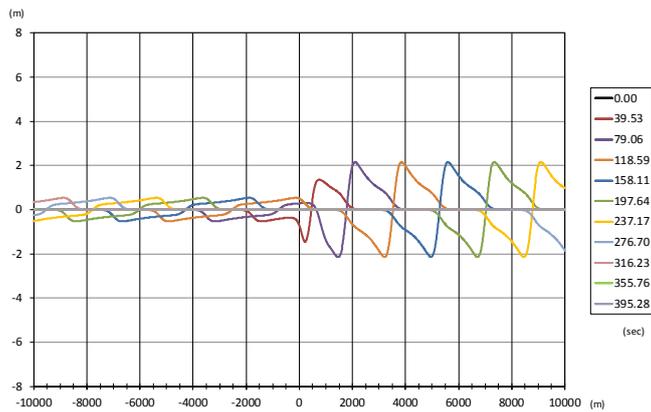
図 5-5 地すべり分割数と波長の関係



(a) $L_{mean}=1000\text{m}$, $N=1$

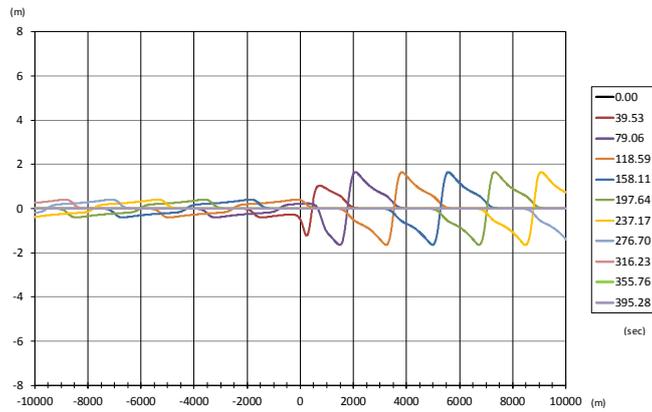


(b) $L_{mean}=500\text{m}$, $N=2$

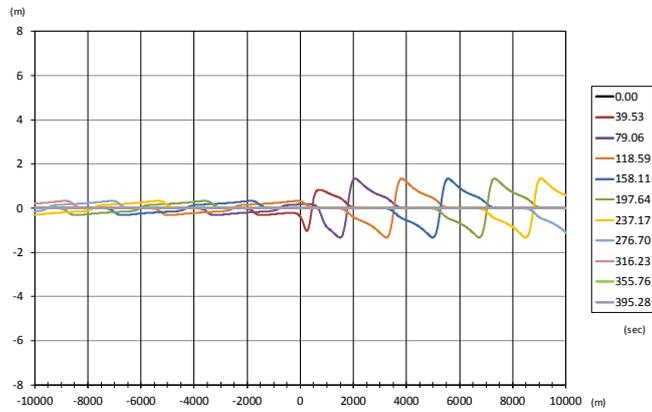


(c) $L_{mean}=333.3\text{m}$, $N=3$

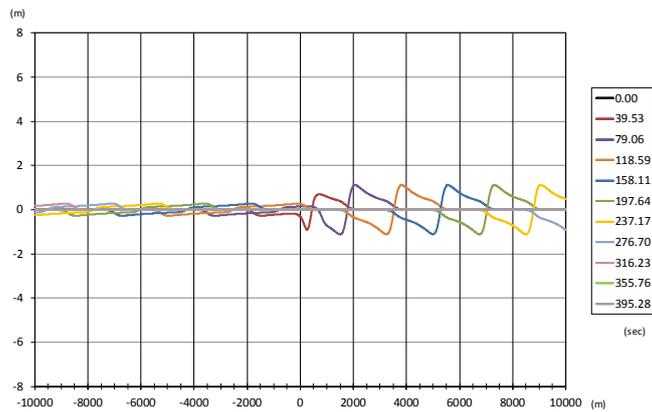
図 5-6 分割した単体の小ブロックによる波形 (台形モデル, $T=20\text{m}$, $t_e=100\text{sec}$, $u_p=20\text{m/s}$, $\alpha=0.5$, $\tan \theta=0.2$, $h=200\text{m}$)(1)



(a) $L_{mean} = 250\text{m}$, $N=4$

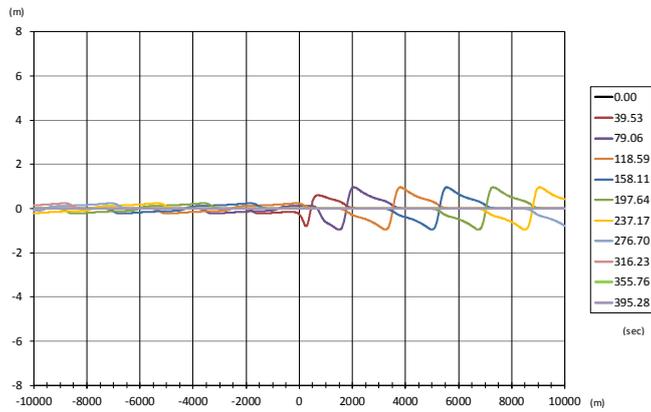


(b) $L_{mean} = 200\text{m}$, $N=5$

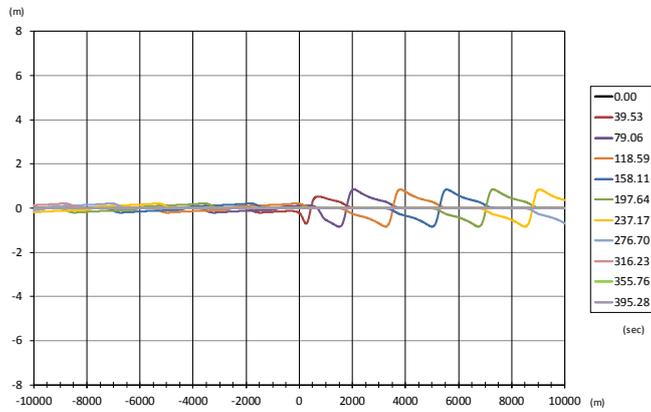


(c) $L_{mean} = 166.7\text{m}$, $N=6$

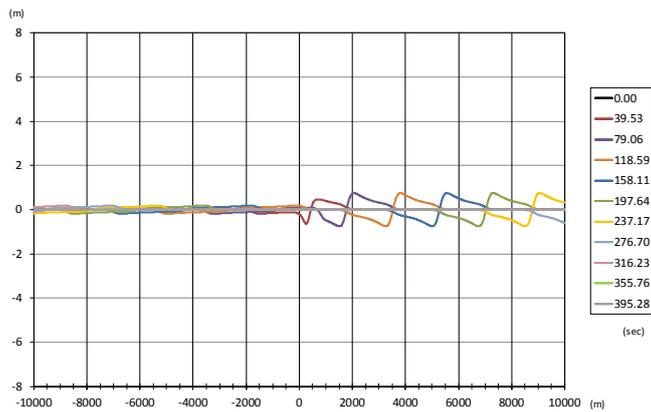
図 5-7 分割した単体の小ブロックによる波形 (台形モデル, $T=20\text{m}$, $t_e=100\text{sec}$, $u_p=20\text{m/s}$, $\alpha=0.5$, $\tan \theta=0.2$, $h=200\text{m}$) (2)



(a) $L_{mean} = 142.9\text{m}$, $N=7$



(b) $L_{mean} = 125\text{m}$, $N=8$



(b) $L_{mean} = 111.1\text{m}$, $N=9$

図 5-8 分割した単体の小ブロックによる波形 (台形モデル, $T=20\text{m}$, $t_e=100\text{sec}$, $u_p=20\text{m/s}$, $\alpha=0.5$, $\tan \theta=0.2$, $h=200\text{m}$) (3)

5.3.2. 退行性地すべりによる津波

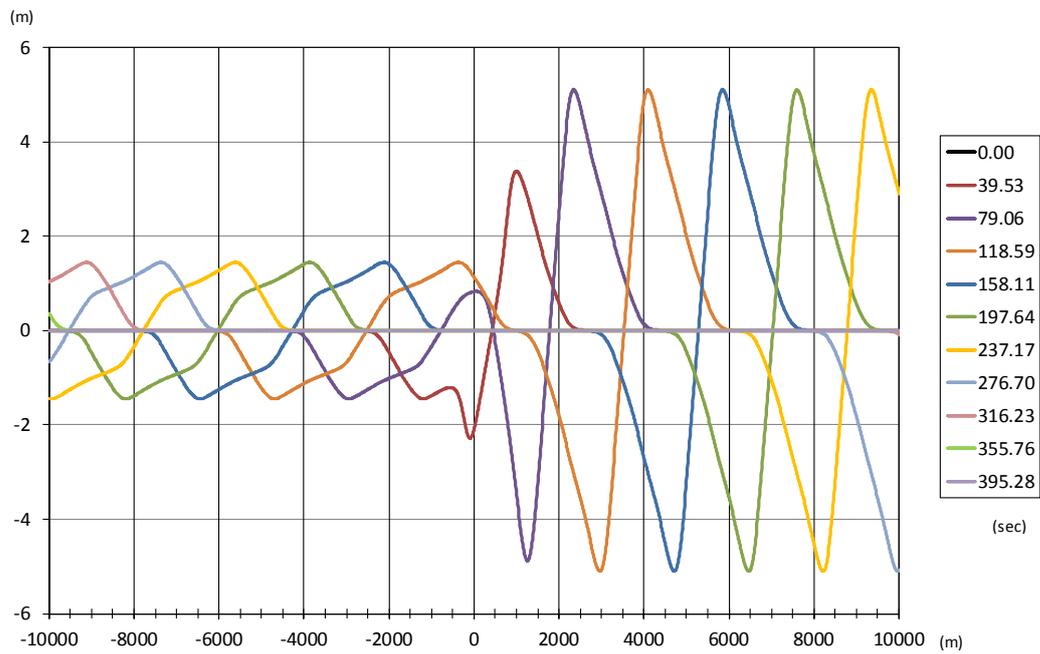
$N=4$ として時間差を考慮したときの空間水位分布を図 5-9～図 5-13 に示す。一体型の場合(図 5-9(a))に比べ、 N が増大するにつれゼロクロス(波長)が伸張し $x > 0$ では振幅が減少している。地すべり移動位置付近での波形は複雑となり、 δ が 2 を超えると $x > 0$ では波形が複雑となり、小ブロックによる波が分離していることがわかる。

移動開始時間差を変化させたときの最大水位の比較を図 5-14 及び図 5-15 に示す。縦軸は $N=1$ の時の水位、横軸は長波がブロック 1 個分を進む時間でそれぞれ無次元化している。 Δt の増加に対し $x > 0$ では水位変動量が単調に減少し、一定値へと漸近する傾向が見られる。減少の度合いは、分割数が大きい方が顕著であり、一定値への漸近もより速やかである。

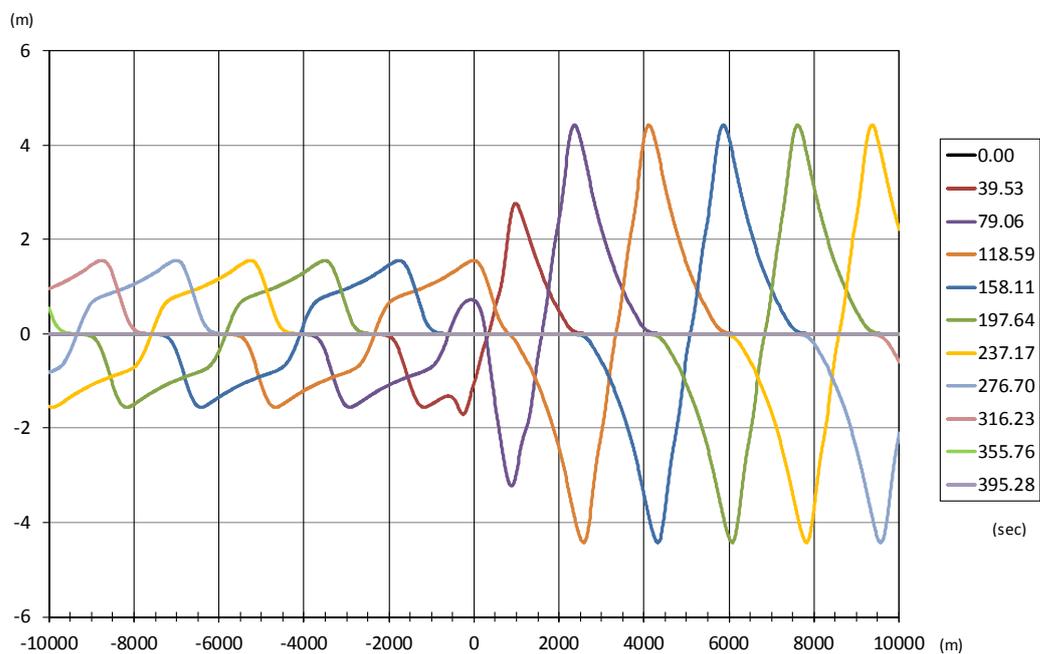
一方、 $x < 0$ では、変動は横軸の無次元時間が 1 前後、すなわち、1 つ前のブロックの移動により造波された波が次のブロックの移動により造波される波とおよそ同位相となる際にピークを取る分布となる。最大となるケースでは、一体型地すべりに対して 5～10%程度の増幅が見られる。これは、Haugen et al. (2005)が大規模地すべりを対象に線形理論により推定した結果と整合する。また、横軸の値が 2 付近では、振幅の規模は一体型地すべりと同程度となる。また、放出時間差が増加すると、小ブロックが生成する波どうしの干渉がなくなり、1 個のみが移動するときの水位に漸近していく傾向が読みとれる。

図 5-16 は、小ブロック 1 個のみが移動する場合の N 倍の水位と退行性地すべりによる $\delta=1.0$ の水位を比較したものである。両者がほぼ一致することから、波が同位相で重畳した結果、増幅が起きていることが確かめられた。また、増幅率は N が 4 以上のとき分割数によらず約 10%で一定となる。

柿沼・他 (2017)は底面の隆起により津波を発生させる装置を有する水槽を用いた水理実験を行った。隆起域を移動させた実験では、生成された津波の伝播中に、津波の直下で新たな隆起が発生することにより津波高さが大きくなることもあり、このような場合に津波地震となり得るとした。本検討における退行性地すべりによる津波の増幅も、同様の機構で生じていると考えられる。

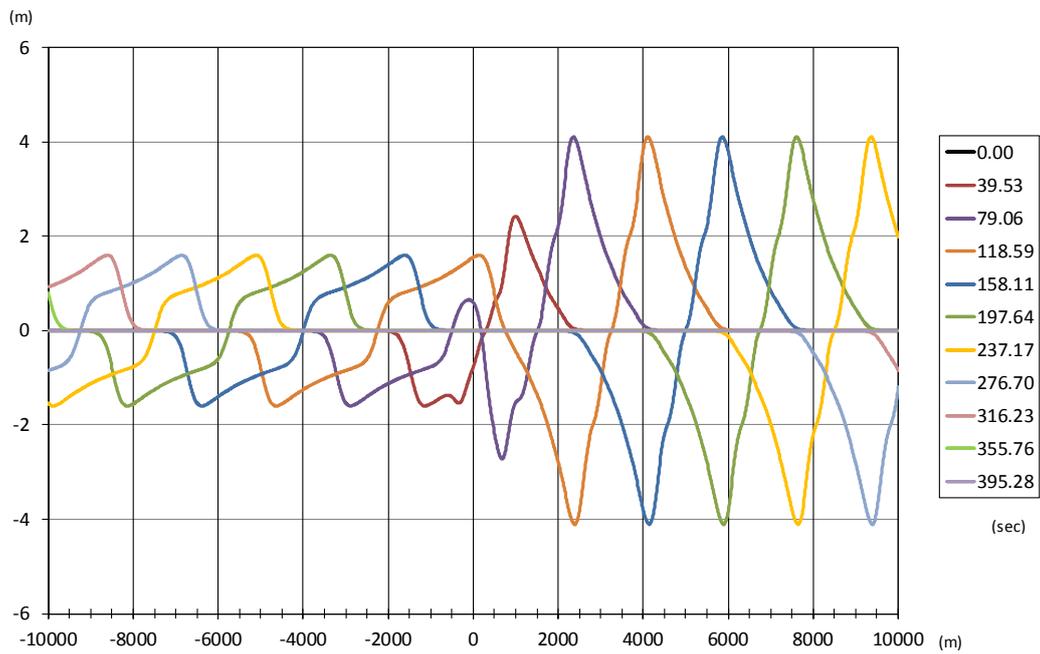


(a) $N=4$, $\delta=0.0$ (一体型)

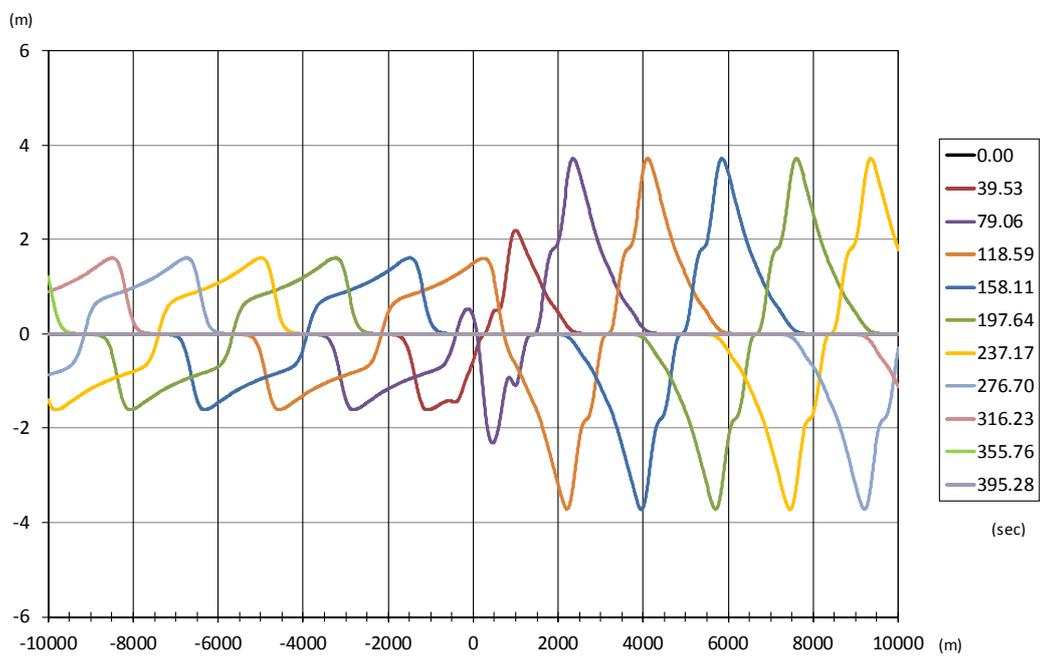


(b) $N=4$, $\delta=0.5$

図 5-9 退行性地すべりによる波形の空間分布 (台形モデル, $N=4$) (1)

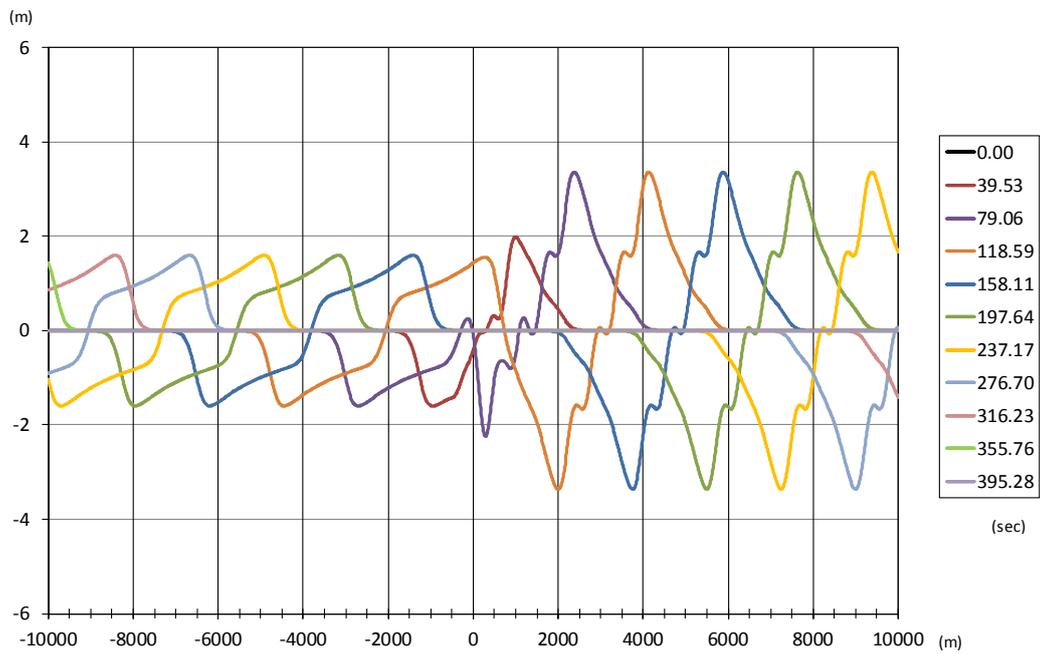


(a) $N=4$, $\delta=0.75$

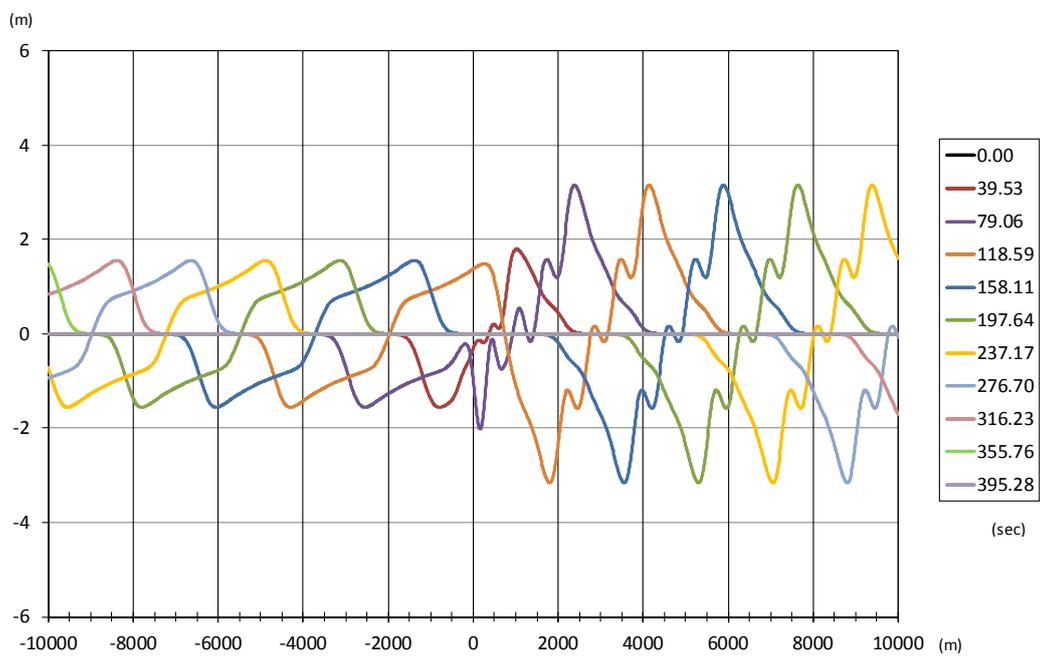


(b) $N=4$, $\delta=1.0$

図 5-10 退行性地すべりによる波形の空間分布 (台形モデル, $N=4$) (2)

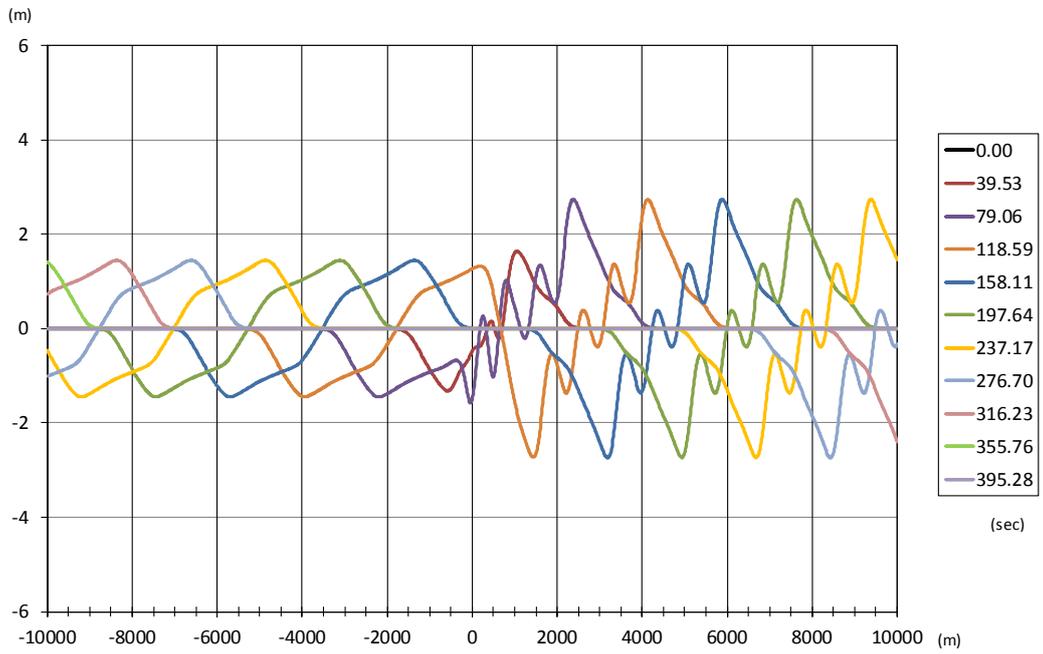


(a) $N=4$, $\delta=1.25$

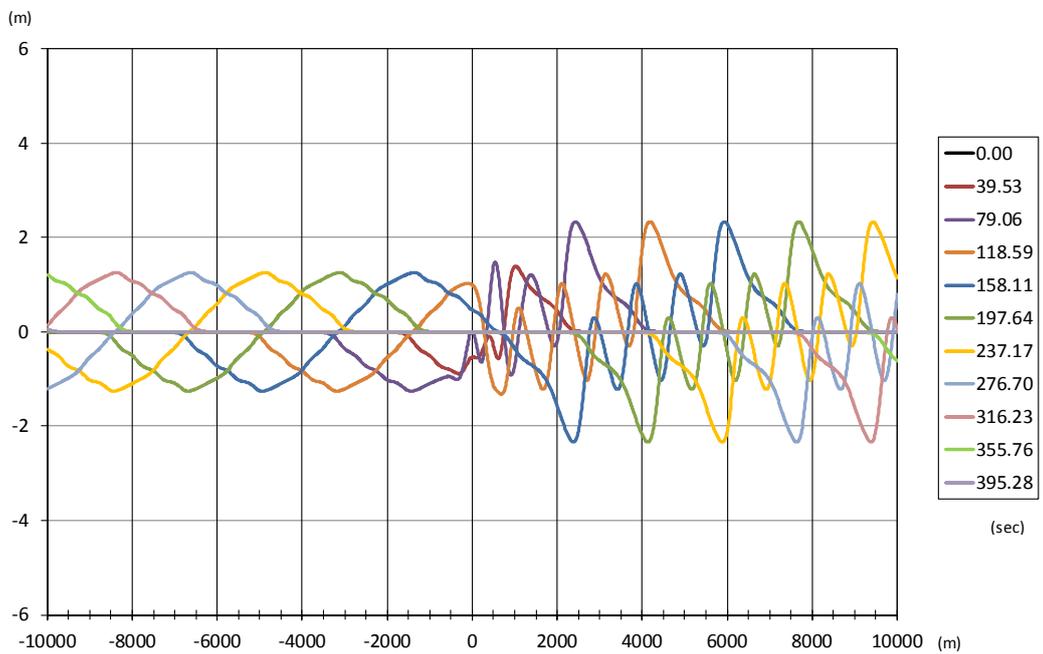


(b) $N=4$, $\delta=1.5$

図 5-11 退行性地すべりによる波形の空間分布 (台形モデル, $N=4$) (3)

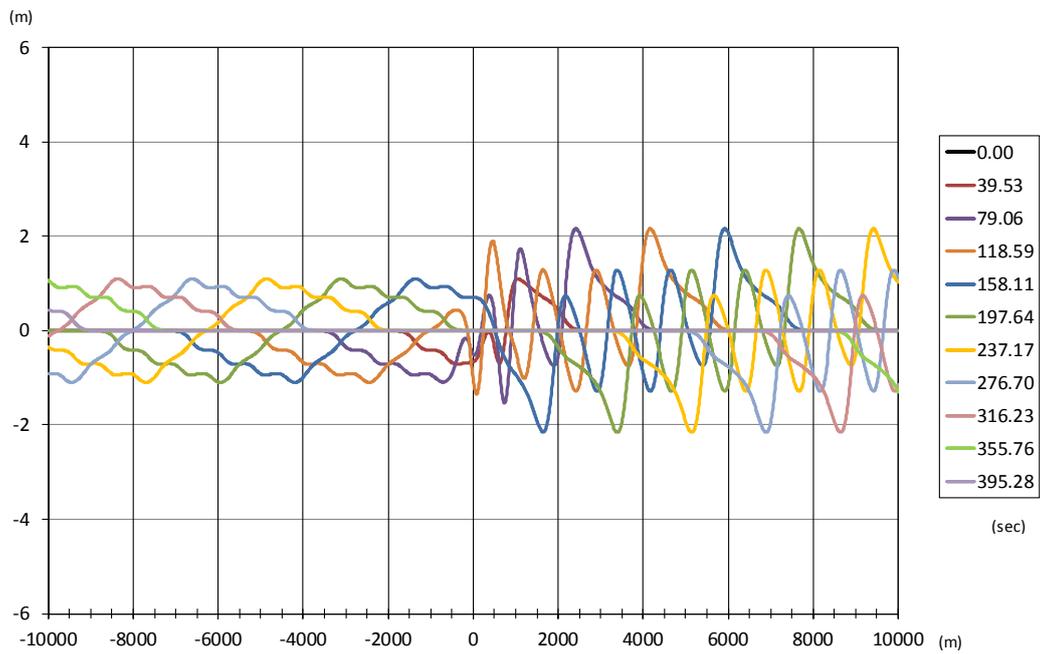


(a) $N=4$, $\delta=2.0$

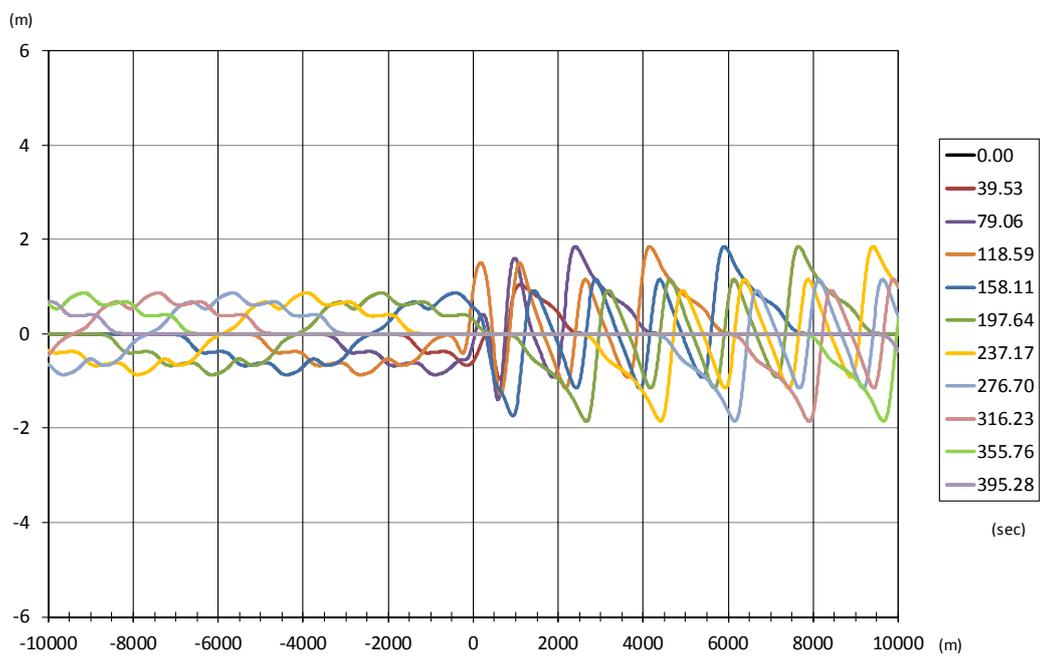


(b) $N=4$, $\delta=3.0$

図 5-12 退行性地すべりによる波形の空間分布 (台形モデル, $N=4$) (4)

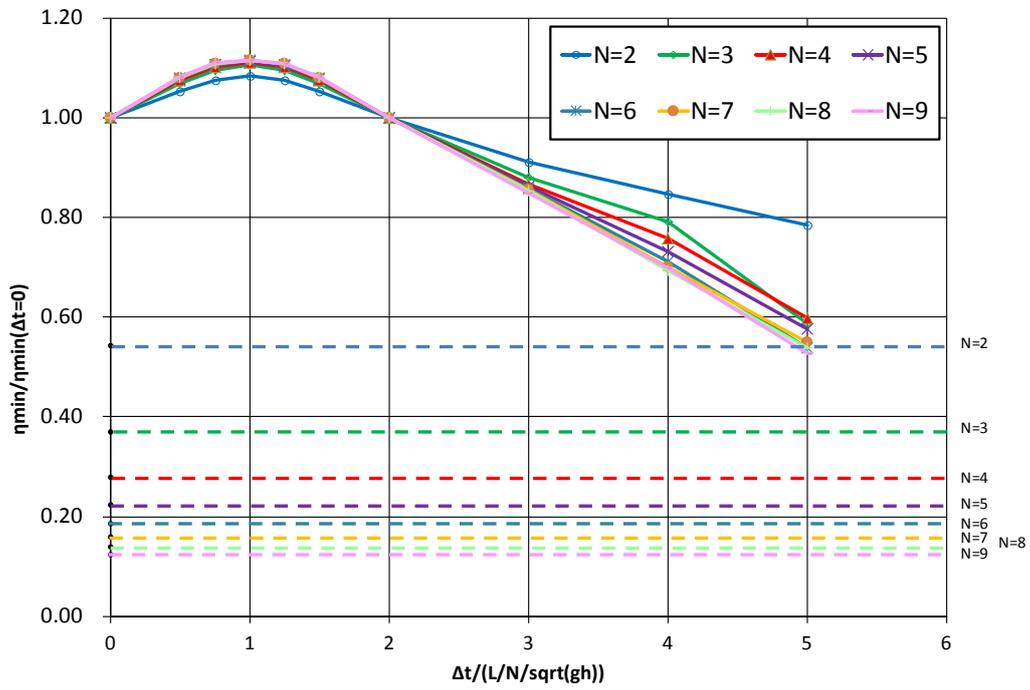


(a) $N=4, \delta=4.0$

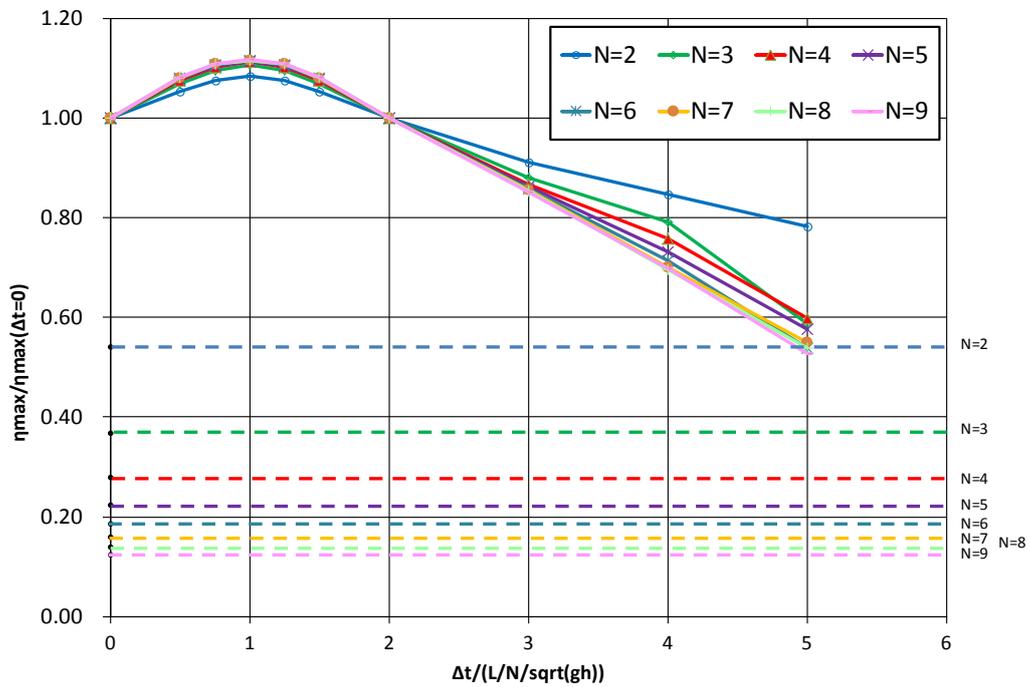


(b) $N=4, \delta=5.0$

図 5-13 退行性地すべりによる波形の空間分布 (台形モデル, $N=4$) (5)

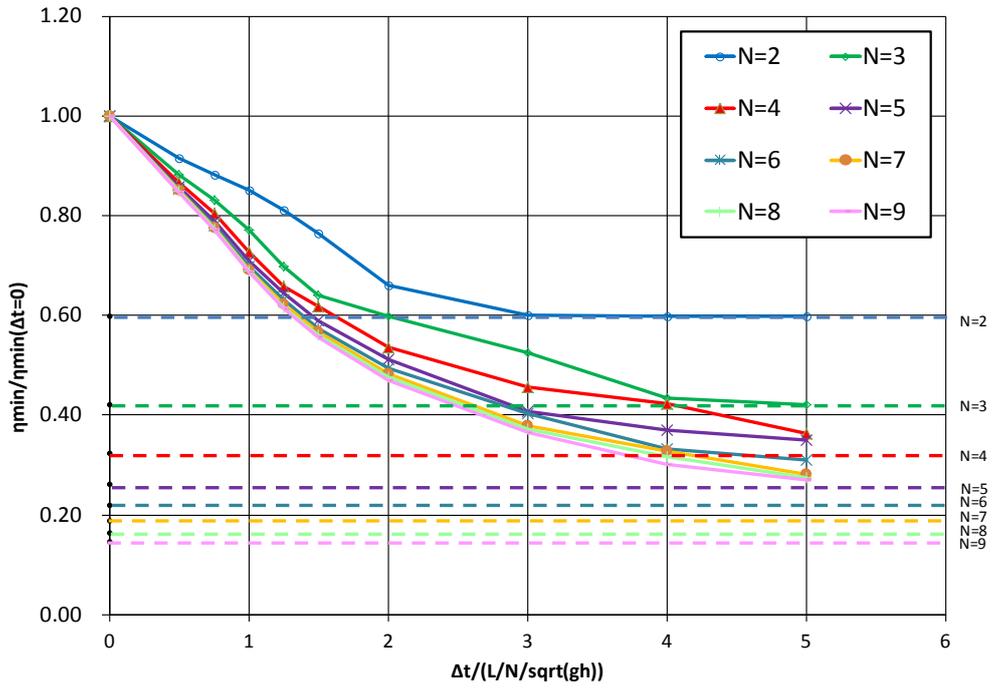


(a) $x < 0$, 最低水位

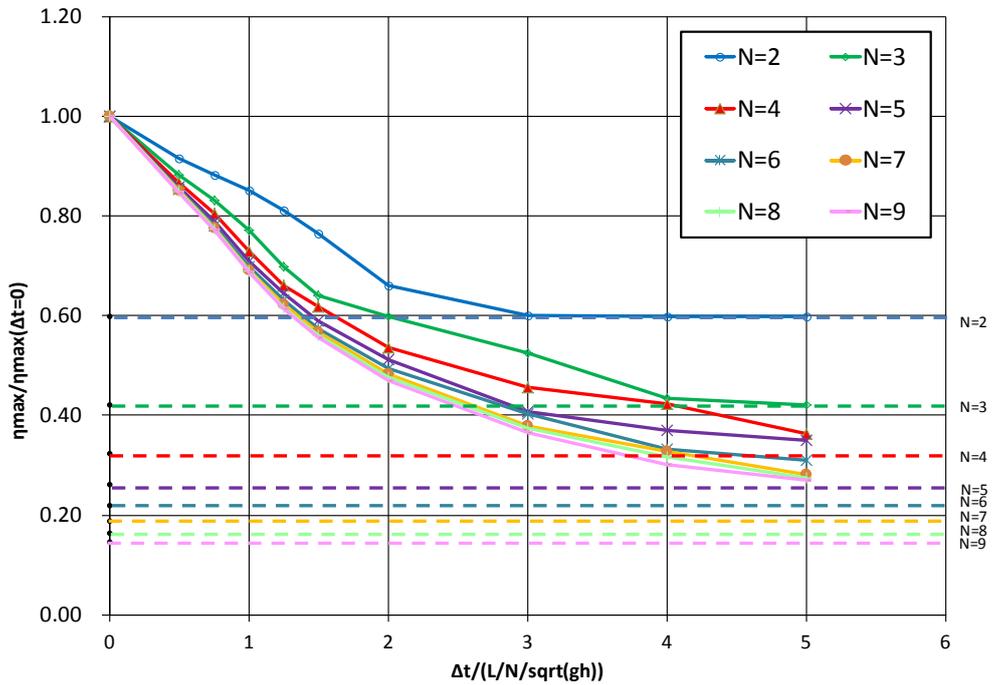


(b) $x < 0$, 最高水位

図 5-14 退行性地すべりのブロック分割数と時間差と水位の関係 ($x < 0$)



(a) $x > 0$, 最低水位



(b) $x > 0$, 最高水位

図 5-15 退行性地すべりのブロック分割数と時間差と水位の関係 ($x > 0$)

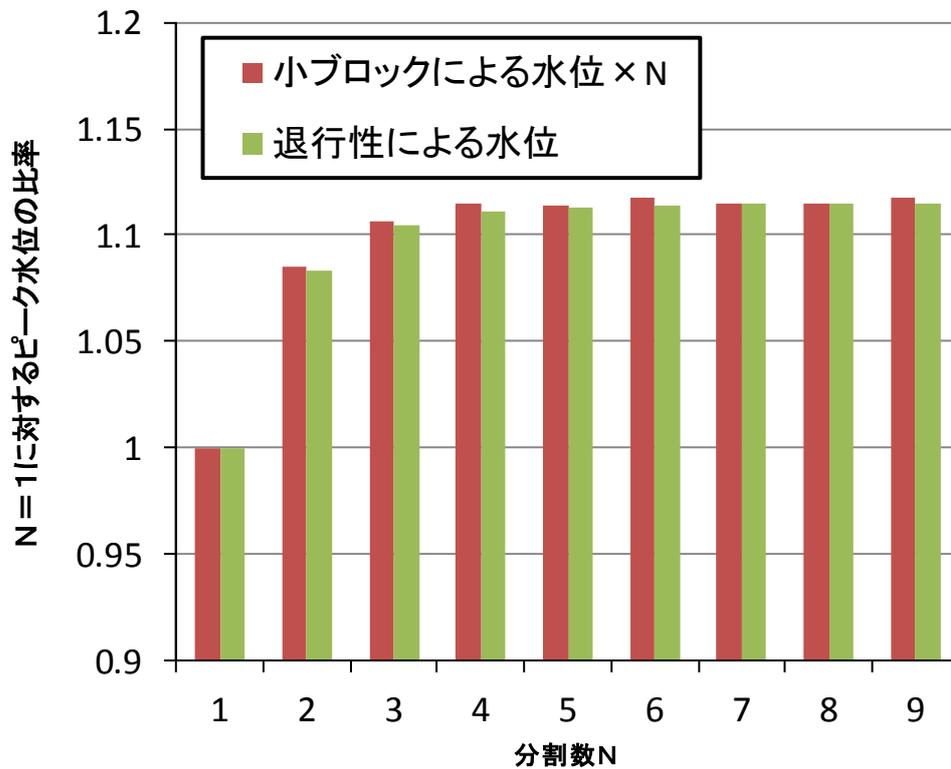


図 5-16 小ブロック単体による最低水位×退行性地すべりのブロック分割数と退行性地すべりによる最低水位の関係 ($x < 0$)

5.4. 非線形モデルを用いた確認

5.4.1. 検討対象

退行性地すべりによる津波の形成における非線形性の影響を確認するため、2.1.2 で述べた非線形モデルを用い、5.3 と同様の解析を行った。

ここでは地すべり分割数 N を 1, 2, 4 の 3 通りとし、分割時の移動開始時間差 Δt を順次変化させて津波計算を行った。水深は 200m とし、ピーク速度を 20m/s に固定した。

非線形モデルではモデルの側方境界からの反射等の影響が生じるため、計算領域は $x = -10,000\text{m} \sim 10,000\text{m}$ とし、先頭の波が側方境界に到達する前に計算を打ち切ることとした。

5.4.2. 解析結果

$N=4$ として時間差を考慮したときの空間水位分布を図 5-17 に示す。 $N=1$ の場合(図 5-9(a))に比べ、 $x > 0$ で波長が伸張し振幅が減少している。地すべり移動位置付近での波形は複雑となり、正方向の進行波では、ブロックの分割放出により形成された 4 つの波(例

例えば $t=100\text{s}$) が進行するに従って融合していく様子が見てとれる。 $x < 0$ 側での時刻歴波形を図 5-18 に例示する。このうち、 $\Delta t = \infty$ は小ブロック 1 個のみが移動する場合に対応する。小ブロック移動で生じた個別の波の重畳パターンを反映して、 Δt の大きさにより波形が異なっている。 $\Delta t = \infty$ の場合を含む主な解析結果を表 5-1 にまとめた。

移動開始時間差を変化させたときの最大水位の比較例を図 5-19 に示す。 $x < 0$ では横軸の無次元時間が 1 前後となる際にピークを取る分布となる。最大となるケースでは、一体型地すべりに対して 5~10%程度の増幅が見られる。図 5-20 は、図 5-19 のうち $N=4$ の結果に、小ブロック 1 個のみが移動する場合及びその N 倍の線を加筆したものである。水面変動が最大となるケースは、小ブロックの N 倍の線にほぼ一致する。また、放出時間差が増加すると、小ブロックが生成する波どうしの干渉がなくなり、1 個のみが移動するときの水位に漸近していく。

これらの傾向は、線形モデルと同様であり、検討対象とした程度の水深では、非線形性による影響は有意でないと考えられる。

表 5-1 地すべり一体時に対する津波水位の発達比まとめ

分割数 N	$\frac{\Delta t}{L/N \cdot \sqrt{gh}}$	$X = -2000 \sim -3000\text{m}$		$X = 2000 \sim 3000\text{m}$	
		最大水位上昇量の比	最大水位下降量の比	最大水位上昇量の比	最大水位下降量の比
1	0	1.00	1.00	1.00	1.00
2	0.89 ($\Delta t=10\text{s}$)	1.03	1.09	0.86	0.84
	∞	0.56	0.54	0.64	0.63
4	0.89 ($\Delta t=5\text{s}$)	1.04	1.10	0.73	0.67
	∞	0.27	0.27	0.36	0.33

5.5. 退行性地すべりによる津波高さへの影響のまとめ

地すべりブロックの移動に伴う時々刻々の海底変動を考慮できる津波シミュレーションモデルを用い、水深、地すべりのピーク速度及び退行性地すべりによる小ブロックの分割放出パターンを変化させた解析を実施した。

海底地すべりが退行性を示すとき、津波のエネルギーが分散し津波発生効率が低下する場合が多く、地すべりの進行側では、津波波長の伸張と振幅の低下が生じる。

しかし、地すべり背後側においては小ブロックに起因する津波の重畳により水位の増幅が生じる場合がある。この現象が長さ 1km 程度の海底地すべりでも起きることを示した。一

般には、一体的に滑る剛体運動のとき最も津波発生効率が高いとされるが、退行性を考慮すれば更なる増幅が見込まれることになる。海底地すべりは水深の大きい沖合に向かって進行することが通常であり、地すべり背後側は陸側に相当するため、沿岸防災の観点から留意が必要である。個別の地すべりにおいて退行性による増幅が生じる時間差は、長波の波速に基づき水深に応じ推定可能であるので、これを用いて津波の想定に反映することができる。

退行性による増幅は水位上昇・下降側ともにみられ、一体すべりに対する増幅率は、今回の条件下では分割数によらず最大 10% 程度であった。一体型地すべりの結果が示すように、津波の発生規模は水深が小さく地すべり速度が大きいときに顕著となるが、地すべりが退行的に進行した場合、陸側では更なる増幅が生じる可能性がある。

本研究における検討の範囲内では、退行性による影響は最大速度や水深の影響に対して相対的に小規模であったが、現実の津波の想定においては、発生水深が特定されている等、検討対象に応じ既知の情報の質量が異なるため、個別の不確かさの程度に応じて、影響因子間の重要さが変わるものと考えられる。

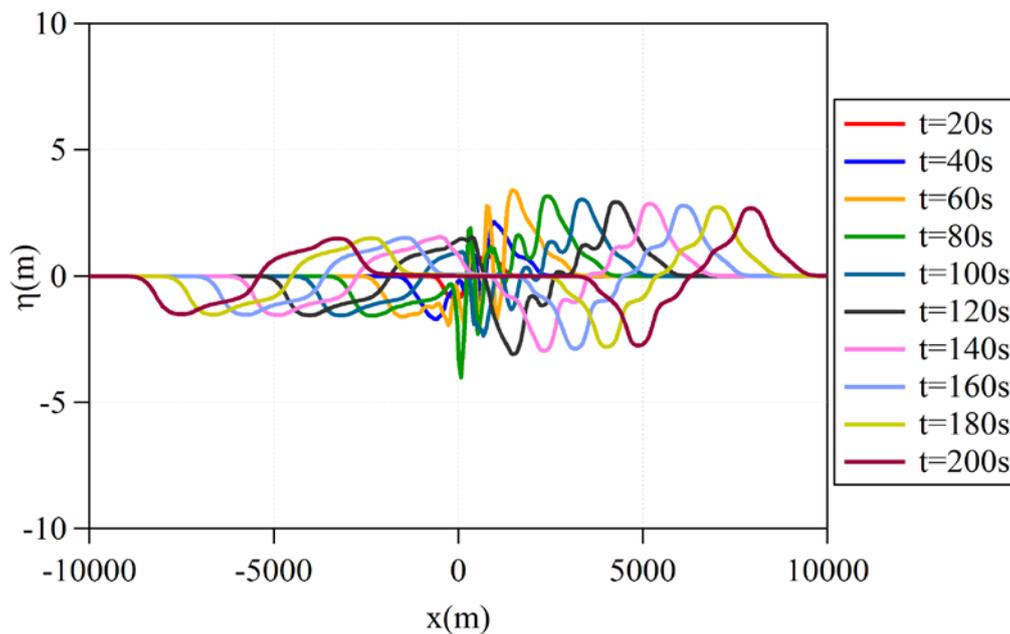


図 5-17 非線形モデルによる空間波形の推移 ($N=4$, $u_p = 20\text{m/s}$, $h=200\text{m}$)

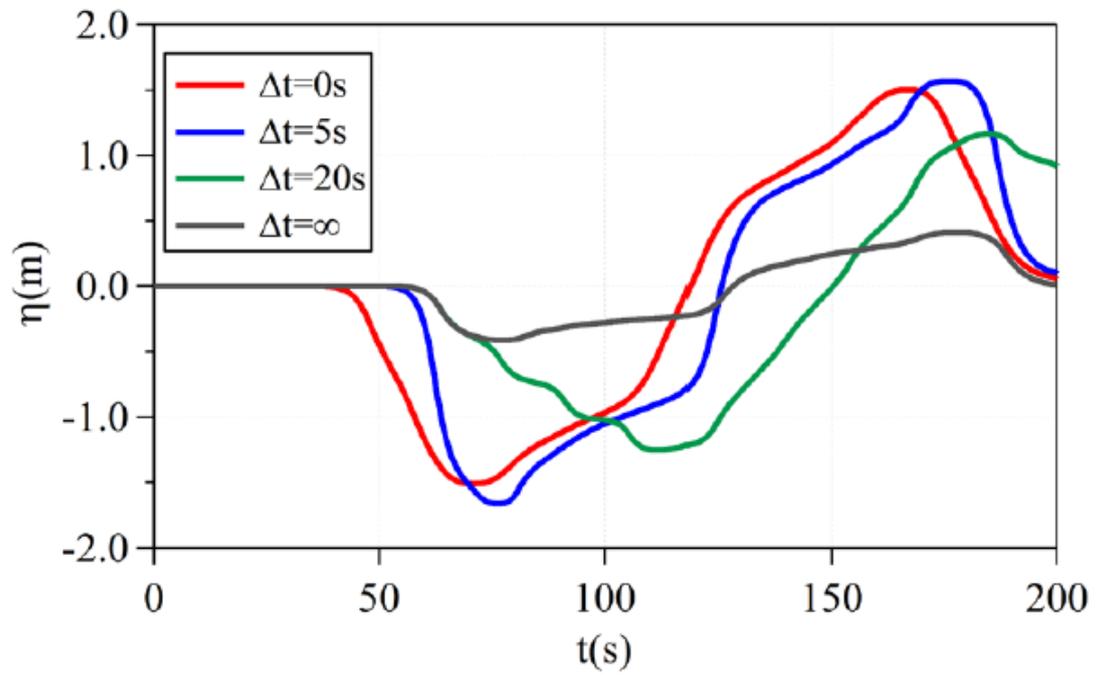
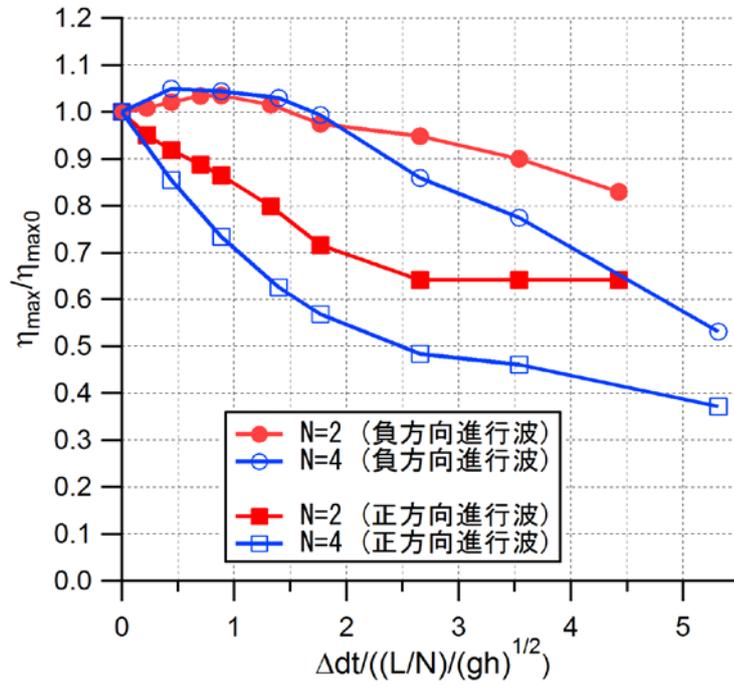
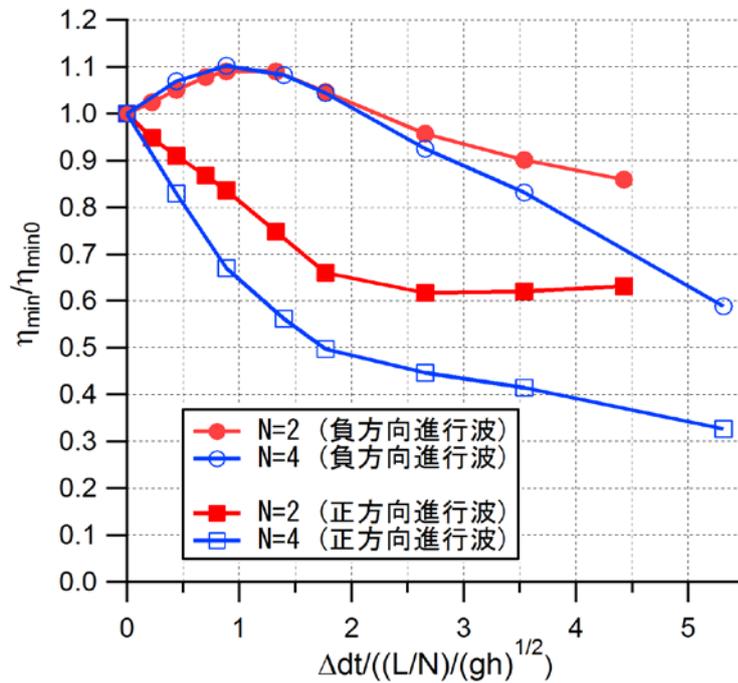


図 5-18 時刻歴波形の例($N=4$, $x=-2500\text{m}$)

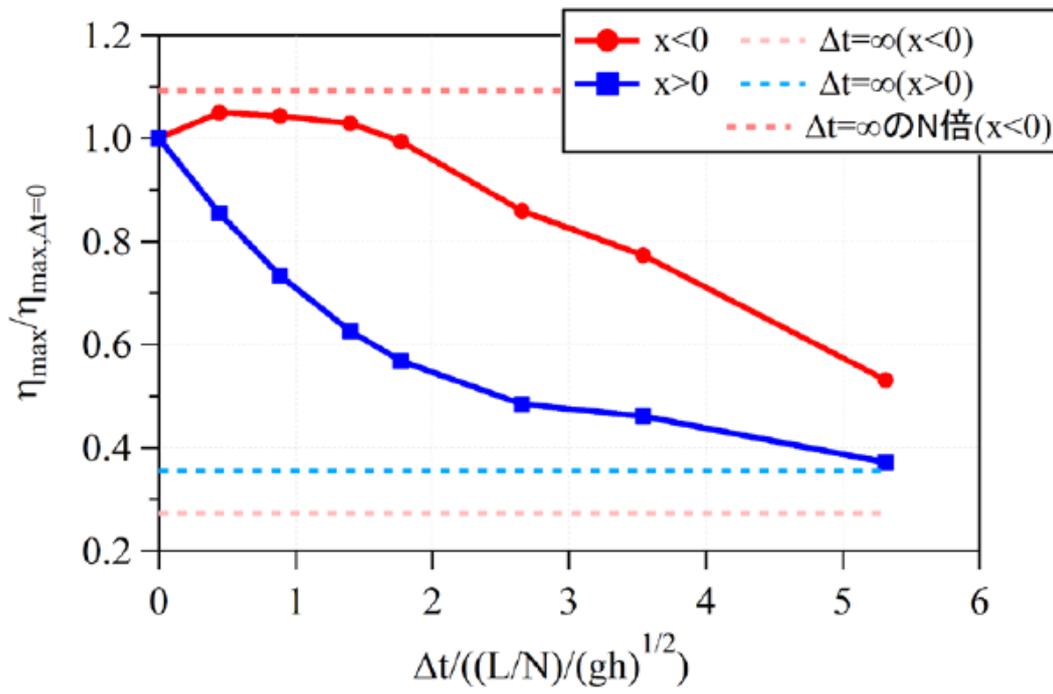


(a) 最大水位上昇量

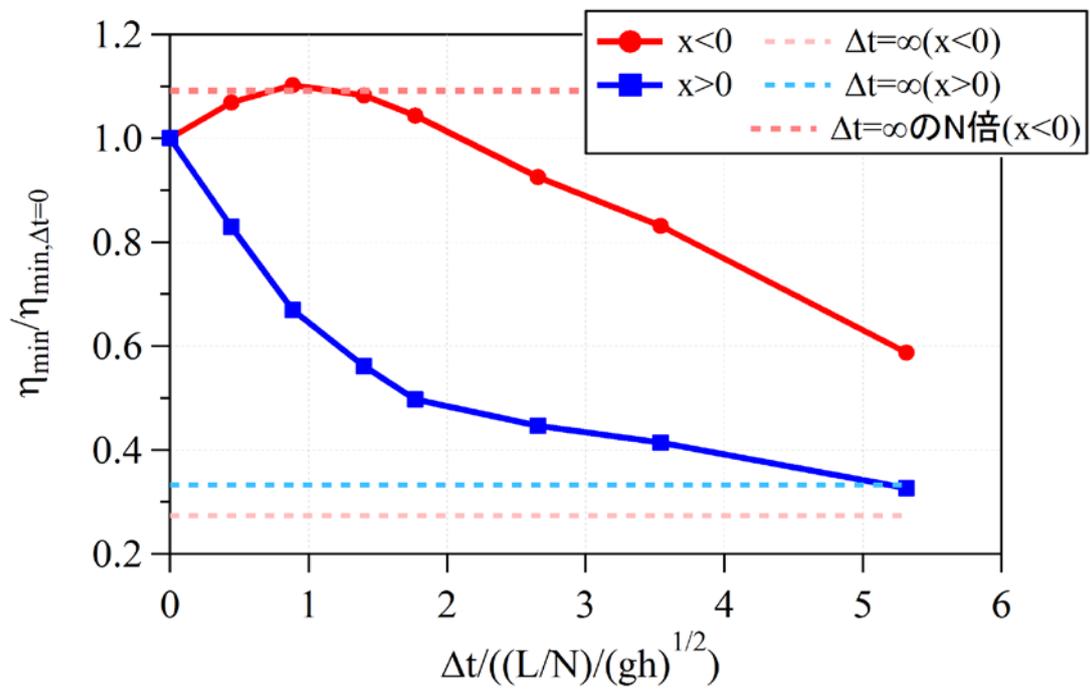


(b) 最大水位下降量

図 5-19 地すべり一体時に対する津波水位の発達比と移動開始時間差の関係（非線形モデルを用いた解析）



(a) 最大水位上昇量



(b) 最大水位下降量

図 5-20 $N=4$ のときの津波水位と分割した単独ブロックによる水位の比較 (非線形モデルを用いた解析)

6. 結論

地すべり諸元と津波高さの関係についてのパラメータスタディを効率的に実施するための数値解析手法の構築, 及び多数の解析結果に基づく地すべりと津波高さの関係の分析を主な目的として数値解析及び理論的な分析を行った. そのために, 一定水深の海域を 1 次元的に差分モデル化し, 海底を地すべり体が移動する単純な基本問題を設定し, 海底地すべりの形状, 運動が津波の発生に与える影響を評価した. 地すべり形状には台形と三角形を設定した. 設定した台形は前面と後面の勾配が大きく矩形に近く, 勾配を大きくしていくと最終的に三角形となるため, 検討対象は前後面の勾配の変化範囲の両端のケースに位置づけられる.

まず, 線形理論に基づき波形を運動学的に解くことにより, 高速に津波の発生と伝播を解析できるモデルを構築した. このモデルは, 水面に生じた波が均等に分裂し, 正負の方向に長波の波速で進行するという前提に基づいており, 波の粘性減衰や浅海域での波の前傾化及び波数分散効果は無視しているが, 本研究の対象としている地すべり津波の波源付近においては, 構築した線形モデルが有限体積法に基づく非線形モデルと整合する解を与えることを確認した.

海底地すべりでは, 断層運動に起因する地殻変動に比べ海底変動の範囲がはるかに狭い範囲に集中するため, 海底変動が海面変動に反映する際に短波長成分が除去される可能性があることを考慮し, 水面応答に関するフィルターを導入した. このフィルターは, **Kajiura (1963)**が一樣水深のもとで非圧縮非粘性流体を仮定した場合の海底変動に対する海面変位の理論解を導出したものである. この理論に基づき, 海底変動の幅と水深に対する水面の応答を分析したところ, フィルターは空間的ローパスフィルターとして作用するため, 波長の短い地すべり津波では水面応答におけるフィルター効果が有意となりやすいことが確認できた. 次に, フィルターの離散式は無限級数の形式となっているが, 積分回数を変化させた解析を実施し, 数値解析上は積分回数を 50 以上とすれば無視できる誤差に収まることを明らかにした. また, フィルター効果が地すべり長さ/水深の関数としてよく表現できることを明らかにし, 計算結果をもとに台形及び三角形の海底地すべりに対する推定式を導出した.

この空間フィルターは本来, 解析の時間ステップごとの海底変動に対するものであるが, 地すべり体の初期形状に対して予め適用しフィルター後の地すべり形状を移動させることにより効率的に津波の発生を解析できることを津波の支配方程式に基づき理論的に導出し, 数値解析により確認した. そのため, 地すべりの移動範囲の水深変化が小さければ, この方法により精度を損ねることなく高速に解析を実施できる.

次に、地すべり体の長さ、厚さ、速度、加速度、水深等のパラメータを変化させた多数の解析を実施し、発生直後の津波の最高・最低水位とパラメータの関係を分析した。発生する津波の基本的なパターンは共通しており、地すべりの進行方向と逆方向で波の重畳パターンの違いにより波形が異なる。進行方向では押し波が、逆方向では引き波が先行する。各位置の上昇水位と下降水位は概ね同程度であるが、地すべり進行側では短波長かつ振幅が大きく、逆方向では逆の傾向となる。形状やパラメータを変化させた場合、台形モデルと三角形モデルでは波長や波形に明確な差異はない、地すべり長が大きくなると波の振幅及び波長が大きくなる、最大速度が小さいとき波振幅は顕著に小さくなり波長は明瞭に伸張する、波長に関しては移動距離の影響が強い、上昇・下降水位とも地すべり速度と波速の比で表されるフルード数に対し明瞭に増大する等の傾向が明らかとなった。また、地すべりの加減速パターンに関しては、加速時間が短い場合に先行する波が大きくなることが解った。

これらを踏まえ、地すべりの移動と造波の関係についての概念モデルを検討し、それに基づき複数の無次元量を組み合わせた概念モデルを検討した。波長に着目すると、地すべりの背後側と進行側に生じる津波の波長の合計はほぼ一定で、波速と地すべり移動時間の積の2倍となる。双方向の波長はそれぞれ、波速と地すべり移動時間の積に地すべり移動距離を加減したものとなる。最終的に、地すべり移動距離、波長及び加減速パターンを用いて津波水位を推定できることを示した。この式は、フルード数の関数としても記述できるので、線形モデルによる解析結果の傾向を表現できると考えられる。この関係に基づく地すべりの移動と造波の関係についての式に、水面応答に関する回帰式を組合せた津波水位推定式を作成し、線形モデルを用いて実施した約 6,000 ケースの計算結果に基づき、係数を決定した。この関係は、地すべり進行側において津波の増幅が大きい一部ケースを除き、比較的小さなばらつきで津波水位を説明できることが判った。また、この式は Watts(1998)及び橋本・壇(2008)による剛体モデルを用いた既往の水理実験結果を説明できることを確認した。

最後に、地すべり体の変形のひとつとして、地すべり体が分割し小ブロックが時間差をもって移動を開始する退行性地すべりによる効果を解析した。まず、分割していない一体型の最高最低水位に対する分割時の水位の比率を計算したところ、分割数 N の増加に対し、いずれの向きの波も $1/N$ をやや上回る水位を示し、波長は低減した。次に、地すべり分割数 N と分割時の移動開始時間差を順次変化させて津波計算を行った。時間差については、小ブロック長を長波が通過する時間に対する比 δ に着目して解析結果を整理した。海底地すべりが退行性を示すとき、津波のエネルギーが分散し津波発生効率が低下する場合が多く、地すべりの進行側では、津波波長の伸張と振幅の低下が生じる。 δ の増加に対し地すべり進行

側では水位変動量が単調に減少し、一定値へと漸近する傾向が見られる。減少の割合は分割数が多い方が顕著であり、一定値への漸近もより速やかである。一方、背後側では、 δ が 1 前後、すなわち、1 つ前のブロックの移動により造波された波が次のブロックの移動により造波される波とおおよそ同位相となる際にピークを取る分布となる。最大となるケースでは、一体型地すべりに対して増幅が見られる。増幅率は N が 4 以上のとき分割数によらず約 10% で一定となる。こうした傾向は、線形モデル及び非線形モデルの解析結果に共通してみられた。柿沼・他 (2017) は底面の隆起により津波を発生させる装置を有する水槽を用いた水理実験を行った。隆起域を移動させた実験では、生成された津波の伝播中に、津波の直下で新たな隆起が発生することにより津波高さが大きくなることのあるとした。本検討における退行性地すべりによる津波の増幅も、同様の機構で生じていると考えられる。一般には、一体的に滑る剛体運動のとき最も津波発生効率が高いとされるが、退行性を考慮すれば更なる増幅が見込まれることになる。海底地すべりは水深の大きい沖合に向かって進行することが通常であり、地すべり背後側は陸側に相当するため、沿岸防災の観点から留意が必要である。個別の地すべりにおいて退行性による増幅が生じる時間差は、長波の波速に基づき水深に応じ推定可能であるので、これを用いて津波の想定に反映することができる。

以上の研究を通じ、効率的に計算可能な線形モデルを用いて多数の解析を実施することにより、水面の応答、退行性を含む地すべりパラメータの影響を体系的に分析し、信頼度の高い発生津波水位の推定を可能とした。

参考文献

【英文】

- Azizian A and R. Popescu (2003) : Finite Element Simulation of Retrogressive Failure of Submarine Slopes. In: Locat J., Mienert J., Boisvert L. (eds) Submarine Mass Movements and Their Consequences. Advances in Natural and Technological Hazards Research, vol 19, pp.11-20.
- Bondevik, S., F. Løvholt, C. Harbitz, J. Mangerud, A. Dawson and J.I. Svendsen (2005) : The Storegga Slide tsunami—comparing field observations with numerical simulations, Marine and Petroleum Geology, Vol.22, pp.195–208.
- Bradley, S.L., G.A. Milne, I. Shennan, R. Edwards (2011) : An improved glacial isostatic adjustment model for the British Isles, Journal of Quaternary Science, Vol.26, pp.541–552.
- Bryn, P.,K. Berg, C.F. Forsberg, A. Solheim and T.J. Kvalstad (2005) : Explaining the Storegga Slide, Marine and Petroleum Geology, Vol.22, pp.11–19.
- Glimsdal, S., J.-S L'Heureux, C.B. Harbitz, and G.K. Pedersen (2013) : Modelling of the 1888 landslide tsunami, Trondheim, Norway,, Proceedings of the Second World Landslide Forum, 3–7 October, 2011.
- Grilli, S.T. and Watts, P. (2005) : Tsunami generation by submarine mass failure. I : Modeling, experimental validation, and sensitivity analyses, Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, Vol.131, pp.283-297.
- Haflidason, H., R. Lien, H.P. Sejrup, C.F. Forsberg and P. Bryn (2005) : The dating and morphometry of the Storegga Slide. Marine and Petroleum Geology, Vol.22, pp.123-136.
- Harbitz, C.B. (1992) : Model simulations of tsunamis generated by the Storegge Slides, Marine Geology, Vol.105, pp.1-21.
- Haugen, K.B., F. Løvholt, C.B. Harbitz (2005) : Fundamental mechanisms for tsunami generation by submarine mass flows in idealised geometries, Marine and Petroleum Geology, Vol.22,pp. 209-217.
- Hill, J., G.S. Collins, A. Avdis, S.C. Kramer, M.D. Piggott (2014) : How does multiscale modelling and inclusion of realistic palaeobathymetry affect numerical simulation of the Storegga Slide tsunami?, Ocean Modelling, Vol. 83, pp.11-25.

- Jiang, L. and LeBlond, P.H. (1992) : The coupling of a submarine slide and the surface waves which it generates, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, Vol.97, pp.12731-12744.
- Kajiura, K. (1963) : The Leading Wave of a Tsunami, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, Vol.41, pp.535-571.
- Kirby, J.T., S.T. Grilli, C. Zhang, J. Horrillo, D. Nicolsky, and P.L.-F. Liu (2017) : Research Report CACR-18-01, The NTHMP Landslide Tsunami Benchmark Workshop, Galveston, January 9-11, 2017.
- Kvalstad, T.J., L. Andresen, C.F. Forsberg, K. Berg, P. Bryn and M. Wangen (2005) : The Storegga slide: evaluation of triggering sources and slide mechanics, *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 22, pp.245-256.
- Liang, Q. (2010) : Flood Simulation Using a Well-Balanced Shallow Flow Model, *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol.136, pp.669-675.
- Levin, B. and M. Nosov (2009) : Physical Processes at the Source of a Tsunami of Seismotectonic Origin, In *Physics of Tsunamis*, Springer.
- Løvholt F, G. Pedersen and C.B. Harbitz (2015a) : Tsunamigenesis due to retrogressive landslides on an inclined seabed. In *Submarine mass movements and their consequences* (eds G Lamarche et al.), Vol.7, Springer.
- Løvholt F, C.B. Harbitz and K.B. Haugen (2005) : A parametric study of tsunamis generated by submarine slides in the Ormen Lange/Storegga area off western Norway, *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 22, pp.219-231.
- Løvholt F, G. Pedersen and C.B. Harbitz, S. Glimsdal, J. Kim (2015): On the characteristics of landslide tsunamis, *Phil. Trans. R. Soc.*, A373.
- Ma, G., J.T. Kirby and F. Shi (2013) : Numerical simulation of tsunami waves generated by deformable submarine landslides, *Ocean Modelling*, Vol.69, pp.146–165.
- Masson, D.G., R.B. Wynn, and P. J. Talling (2010) : Large landslides on passive continental margins: Processes, hypotheses and outstanding questions, *Submarine Mass Movements and Their Consequences*, pp. 153-165.
- Najafi-Jilani, A and B. Ataie-Ashtiani (2008) : Estimation of near-field characteristics of tsunami generation by submarine landslide, *Ocean Engineering*, Vol.35, Issues 5–6, pp.545-557.

- Pedersen, G. (2001) : A note on tsunami generation by earthquakes. *Mechanics and Applied Mathematics*, No.4, pp.1-8.
- Saito, T. and T. Furumura (2009) : Three-dimensional tsunami generation simulation due to sea-bottom deformation and its interpretation based on the linear theory, *Geophysical Journal International* , Vol.178, pp.877-888.
- Satake, K. (2012) : Tsunamis Generated by Submarine Landslides, In: Yamada Y. et al. (eds), *Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research*, Vol 31, pp. 475-484, Springer.
- Tappin, D.R. (2010) : Submarine mass failures as tsunami sources: their climate control, *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, Vol. 368, pp.2417-2434.
- Tappin, D.R. (2017) : Overview of field work and issues (The geology of submarine landslide tsunami), *Tsunamigenic landslide model benchmarking and validation workshop*, Galveston, Texas.
- U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey (2004) : *Landslide Types and Processes*, Fact Sheet 2004-3072.
- Watts, P. (1998) : Wave maker curves for tsunami generated by underwater landslide. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, Vol.12, pp.127-137.
- Watts, P. (2004) : Probabilistic predictions of landslide tsunamis off southern California, *Marine Geology*, Vol.203, pp.281-301.
- Watts, P., S.T. Grilli, D.R. Tappin, and G.J. Fryer (2005) : Tsunami Generation by Submarine Mass Failure. II: Predictive Equations and Case Studies, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, ASCE, pp.298-310.

【和文】

- 上野卓也, 由比政年, 天方匡純, 榎田真也, 斎藤武久(2016) : 四分木格子を適用した有限体積法に基づく数値モデルの構築と透過性防波柵周辺の津波浸水流解析への適用, *土木学会論文集 B2 (海岸工学)*, 第 72 巻, pp.I_25-I_30.
- 大八木紀夫 (2004a) : 分類/地すべり現象の定義と分類, *地すべり 地形地質的認識と用語*, 地すべりに関する地形地質用語委員会編, pp.3-15.
- 大八木紀夫 (2004b) : 海底・湖底の地すべり, *地すべり 地形地質的認識と用語*, 地すべ

- りに関する地形地質用語委員会編, pp.187-204.
- 柿沼太郎, 後藤卓也, 種田哲也 (2017): 海底変動に伴う津波の水理実験, 土木学会論文集 B2(海岸工学), 第 73 卷, pp.I_277-I_282.
- 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, 42 卷, pp. 221-225.
- 日下部哲也・亀伸樹・綿田辰吾 (2018): 津波のグリーン関数 Kajiura filter の級数表現の導出, 地震第 2 輯, 第 71 卷, pp.117-119.
- 齊藤竜彦 (2016): 津波発生の理論 発生域での変位・流速・圧力変化, 地震第 2 輯, 第 68 卷, pp.135-145.
- 佐竹健治 (1991): 津波と震源過程, 科学, Vol. 61, No.9, pp.576-583.
- 佐竹健治, 加藤幸弘(2002): 1741 年寛保津波は渡島大島の山体崩壊により生じた,月刊海洋号外,No.28,pp.150-160.
- 殿最浩司・志方建仁・村上嘉謙 (2015): 海底地すべりに伴う津波の各種計算モデルの再現性検討, 土木学会論文集 B3 (海洋開発), 第 71 卷, pp.I_557-I_562.
- 橋本貴之・檀和秀(2008): 地すべり形状を変化させた場合の海底地すべり津波に関する実験的研究, 土木学会第 63 回年次学術講演会, pp.395-396.
- 道上正規・檜谷治・木戸正二(1996) : 貯水池内の土砂流入に伴う水面波に関する実験的研究, 鳥取大学工学部研究報告, 第 27 卷, 1 号, pp.105-112.
- 森木ひかる, 隈元崇, 中田高, 後藤秀昭, 泉紀明, 西澤あずさ (2017): アナグリフ画像による日本周辺の海底地すべりの判読と分布特性の検討, 海洋情報部研究報告, 第 54 号, pp. 1-16.
- 由比政年, 上野卓也, 山本朗宜 (2017):海底地すべりによる津波の発生と地すべり土塊形状の関係に関する数値解析, 土木学会論文集 B2(海岸工学), 第 73 卷, pp.I_283-I_288.

謝辞

本論文は、筆者が金沢大学大学院自然科学研究科環境科学専攻博士後期課程に在籍中の研究成果をまとめたものです。

同専攻教授由比政年先生には主任指導教員として本研究の実施の機会を与えていただき、その遂行にあたって終始、懇切なるご指導をいただきました。社会人学生という立場上、業務の都合による休学期間もあり、これを含む長期にわたっての継続的かつ熱心なご指導なくして、論文をとりまとめることはできませんでした。感謝の念に堪えません。

自然科学研究科准教授榎田真也先生ならびに同研究科准教授谷口健司先生には、指導教員として研究の方向性や主要な論点について、研究の深化につながるご議論、ご指導をいただきました。深謝いたします。

自然科学研究科教授近田康夫先生ならびに同研究科教授榊谷浩先生には、解析結果の解釈や論文取り纏めの方針等について、多面的な観点から示唆に富むご指摘、助言をいただきました。深謝いたします。

本専攻水工学研究室の博士後期課程上野卓也氏及び修士課程山本朗宜氏には共通の研究を通じ、有益なご討論を戴きました。感謝いたします。

以上の方々に加え、様々な形で御指導、御協力を頂いた関係者各位に感謝申し上げます。

以上