

目次

1	海底地すべりの津波評価	18
1.1	海底地すべりに関する調査	21
1.1.1	海底地すべりに関する文献調査	21
1.1.2	海底地すべりに関する地形判読調査	26
1.2	検討対象とする海底地すべりの選定	34
1.3	海底地すべりの津波評価	37
2	陸上地すべりの津波評価	71
3	火山現象の津波評価	76
3.1	原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山の抽出	80
3.2	火山現象の津波発生要因に関する調査	91
3.2.1	個別火山の津波発生要因に関する調査	91
3.2.2	伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査	102
3.2.3	津波発生要因の規模に関する評価	115
3.3	火山現象の津波評価	119
4	地震以外の要因による津波の評価結果まとめ	140
	(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認	143

(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認の検討概要

海底地すべりの同時発生による影響確認

海底地すべり地形とその周辺の地形判読調査

- 遠州灘沖の大陸棚斜面のs21-s25地点 (s21,s22,s23,s24,s25地点)、および s26-s29地点 (s26,s27,s28,s29地点)の海底地すべりは、複数の滑落崖が認められ、海底地すべりの進展メカニズムおよび進展事例を踏まえると、個々の地すべりが徐々に進展して発生したと考えられ、また、海底地すべり地形とその周辺の侵食地形に着目した地形判読を行った結果、個々の地すべりの発生間隔は同時発生とみなせるような短いものではなく、侵食過程を経るなどの時間経過において順番に発生したと考えられる。

海底地すべりの同時発生による影響確認

- ここでは、「s21-s25地点の海底地すべり」、「s26-s29地点の海底地すべり」について、個々の地すべりが一体となって移動すると仮定した場合の影響確認を行うこととした。地すべり地形群を包絡する一つの地すべりとして同時発生の波源モデルを設定し、複数の手法 (Wattsほかの手法および二層流モデルの手法) を用いて数値シミュレーションによる評価を行い、地すべり体の体積が最も大きいs22地点単独、s26地点単独の海底地すべりの津波高と比較した。
- 複数の手法により評価した結果、最大上昇水位・最大下降水位ともに、Wattsほかの手法によるs26地点単独発生の影響が最も大きいことを確認した。また、二層流モデルの手法では同時発生の評価結果が単独発生よりも大きく、地すべり体の体積の増加によって津波水位が大きくなるという地すべり津波の一般的な傾向を示しているのに対して、Wattsほかの手法ではs26-s29地点同時発生の評価結果がs26地点単独発生よりもやや小さくなっていることを確認した。

Wattsほかの手法による同時発生の評価結果の分析

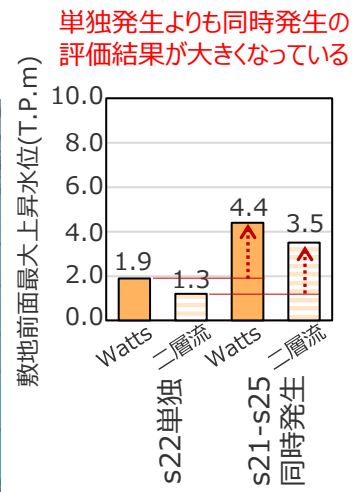
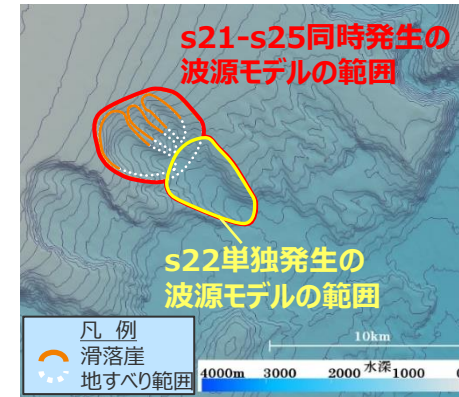
- Wattsほかの手法による同時発生の評価結果の分析を行った結果、s26-s29地点同時発生はs26地点単独発生と比較して、Wattsほかの手法に基づく地すべり体の寸法 (長さ・幅・厚さ) があまり大きくならないこと、波源が下方に広がり初期位置水深が大きくなっていることの影響により、単独発生よりも津波高がやや小さくなっていることなどを確認した。
- 以上から、これら地すべりの同時発生による影響は、s26地点単独発生のWattsほかの手法による津波評価により代表できることを確認した。

検討対象とする海底地すべりの選定

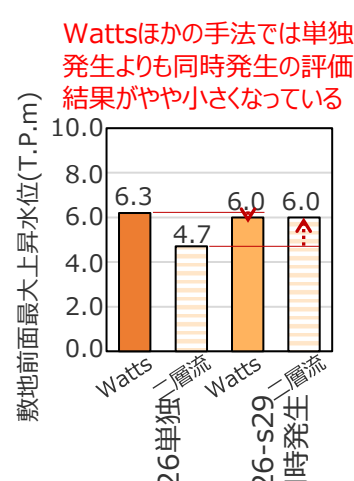
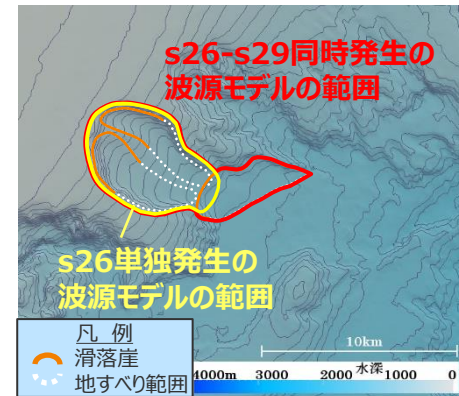
選定結果の妥当性確認

- 同時発生による評価結果の分析の結果から、地すべり体の体積、敷地からの距離に加え、地すべり体の初期位置水深が津波評価に与える影響も比較的大きいと考えられることを踏まえ、地すべり体の体積、敷地からの距離に基づき行った検討対象とする海底地すべりの選定結果が初期位置水深の観点からも妥当であることを確認した。

s21-s25地点における
同時発生と単独発生の波源モデル



s26-s29地点における
同時発生と単独発生の波源モデル

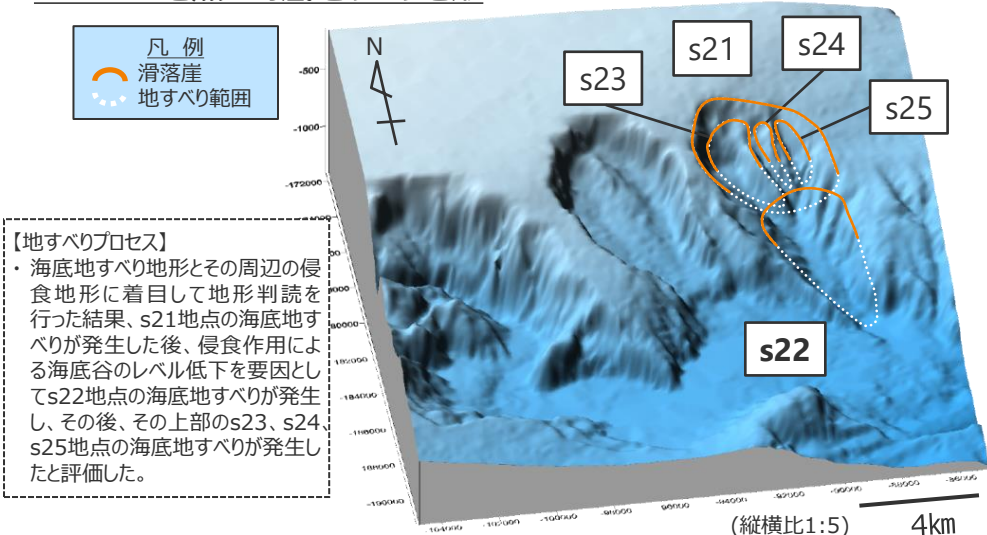


・朔望平均満潮位T.P.+0.80mを考慮

(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認 s21-s29地点の各地点の海底地すべりの津波評価の概要

- 遠州灘沖の大陸棚斜面のs21,s22,s23,s24,s25地点(s21-s25地点)、およびs26,s27,s28,s29地点(s26-s29地点)の海底地すべりについて、複数の滑落崖が認められ、海底地すべり地形とその周辺の侵食地形に着目して地形判読を行った結果、複数の地すべりが時間差を持って発生したと考えられる。
- そのため、s21-s25地点およびs26-s29地点の海底地すべり地形を抽出し、それぞれ最も体積の大きいs22地点、s26地点について津波評価を実施した。

s21-s25地点の海底地すべり地形



【地すべりプロセス】
・海底地すべり地形とその周辺の侵食地形に着目して地形判読を行った結果、s21地点の海底地すべりが発生した後、侵食作用による海底谷のレベル低下を要因としてs22地点の海底地すべりが発生し、その後、その上部のs23、s24、s25地点の海底地すべりが発生したと評価した。

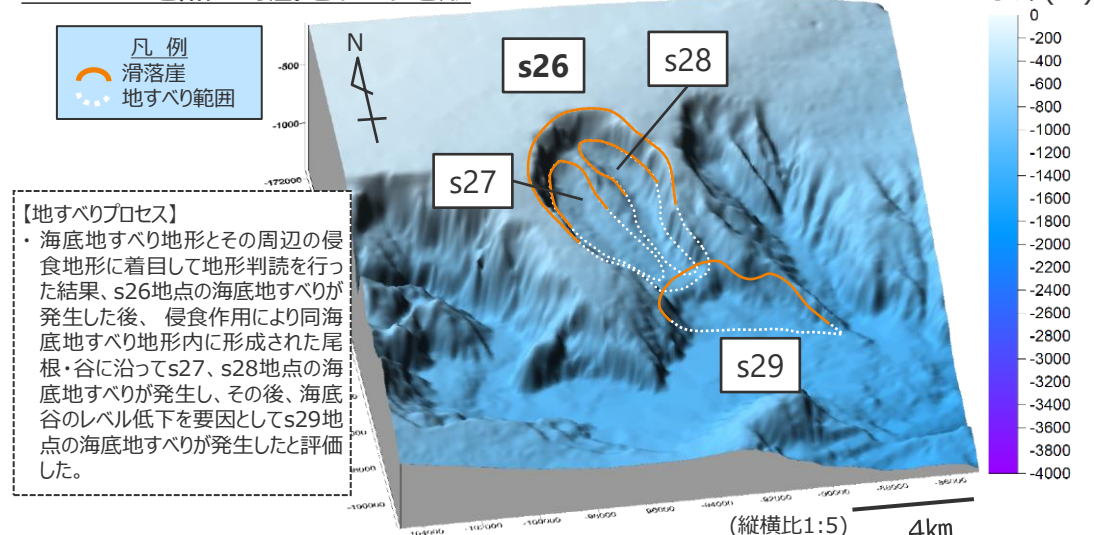
○地すべり体の概略体積 (再掲)

s21 地点	s22 地点	s23 地点	s24 地点	s25 地点
11 億m ³	12 億m³	7 億m ³	1 億m ³	1 億m ³

○s22地点の津波評価結果 (再掲)

【最大上昇水位】 敷地前面(T.P.m)		【最大下降水位】 3,4号取水塔(T.P.m) (水位低下時間)	
二層流	Watts	二層流	Watts
1.3	1.9	-1.1 (なし)	-1.5 (なし)

s26-s29地点の海底地すべり地形



【地すべりプロセス】
・海底地すべり地形とその周辺の侵食地形に着目して地形判読を行った結果、s26地点の海底地すべりが発生した後、侵食作用により同海底地すべり地形内に形成された尾根・谷に沿ってs27、s28地点の海底地すべりが発生し、その後、海底谷のレベル低下を要因としてs29地点の海底地すべりが発生したと評価した。

○地すべり体の概略体積 (再掲)

s26 地点	s27 地点	s28 地点	s29 地点
32 億m³	11 億m ³	7 億m ³	1 億m ³

○s26地点の津波評価結果 (再掲)

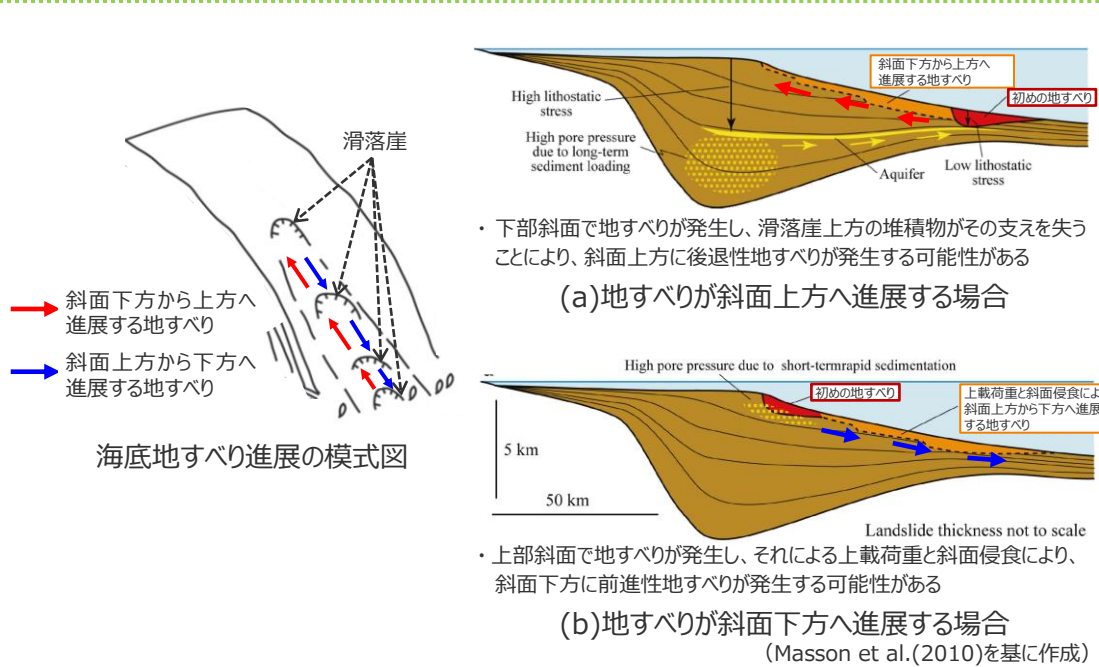
【最大上昇水位】 敷地前面(T.P.m)		【最大下降水位】 3,4号取水塔(T.P.m) (水位低下時間)	
二層流	Watts	二層流	Watts
4.7	6.3	-2.0 (なし)	-3.4 (なし)

地形判読の結果から、個々の地すべりが海底地形の侵食過程を経るなどして順に発生したと考えられ、個々の地すべりの発生時期の間隔は同時発生とみなせるような短いものではないと考えられる。しかしながら、この侵食過程の時間的スケールを定量的に示すことは困難である。

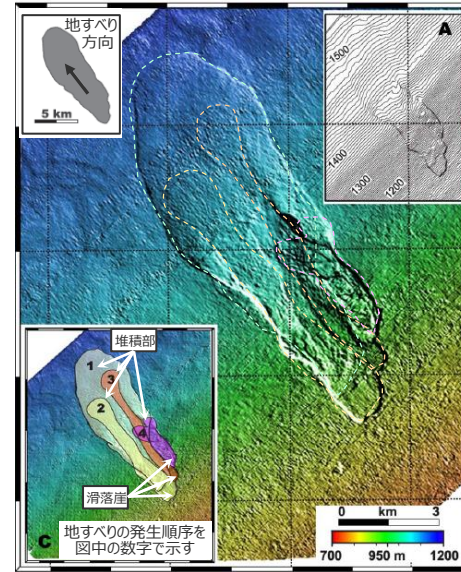
・水位上昇側：朔望平均満潮位T.P.+0.80mを考慮 ・水位下降側：朔望平均干潮位T.P.-0.93mを考慮 ・水位低下時間：取水塔地点の水位が取水塔呑口下端レベル(T.P.-6m)を下回り取水塔から取水できない時間。

(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認 海底地すべりの同時発生に関する検討方針 (1/2)

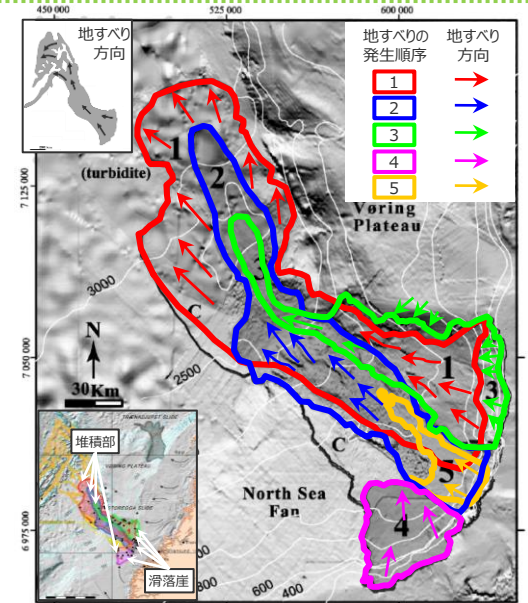
- Masson et al.(2010) によると、海底の大陸棚斜面における地すべりの進展メカニズムおよび進展事例の検討結果から、海底の大陸棚斜面においては、一つの地すべりの発生が、その地すべりと接する斜面上方もしくは斜面下方の他の地すべりの発生に進展する場合があるとされている。
- 海底地すべりの進展メカニズムおよび進展事例によると、関係するこれらの地すべり地形は、平面的に見て、「①接しているもしくは一部重なっている」、かつ、「②一方の地すべり地形の傾斜方向（地すべり方向）が、他方の地すべり地形の方向を向いている」関係になっている。



海底地すべりの進展メカニズム



フェロー諸島付近の海底地すべり地形



ノルウェー沖の海底地すべり地形
(Canals et al.(2004)、Hafliðason et al.(2004)を基に作成)

海底地すべりの進展事例

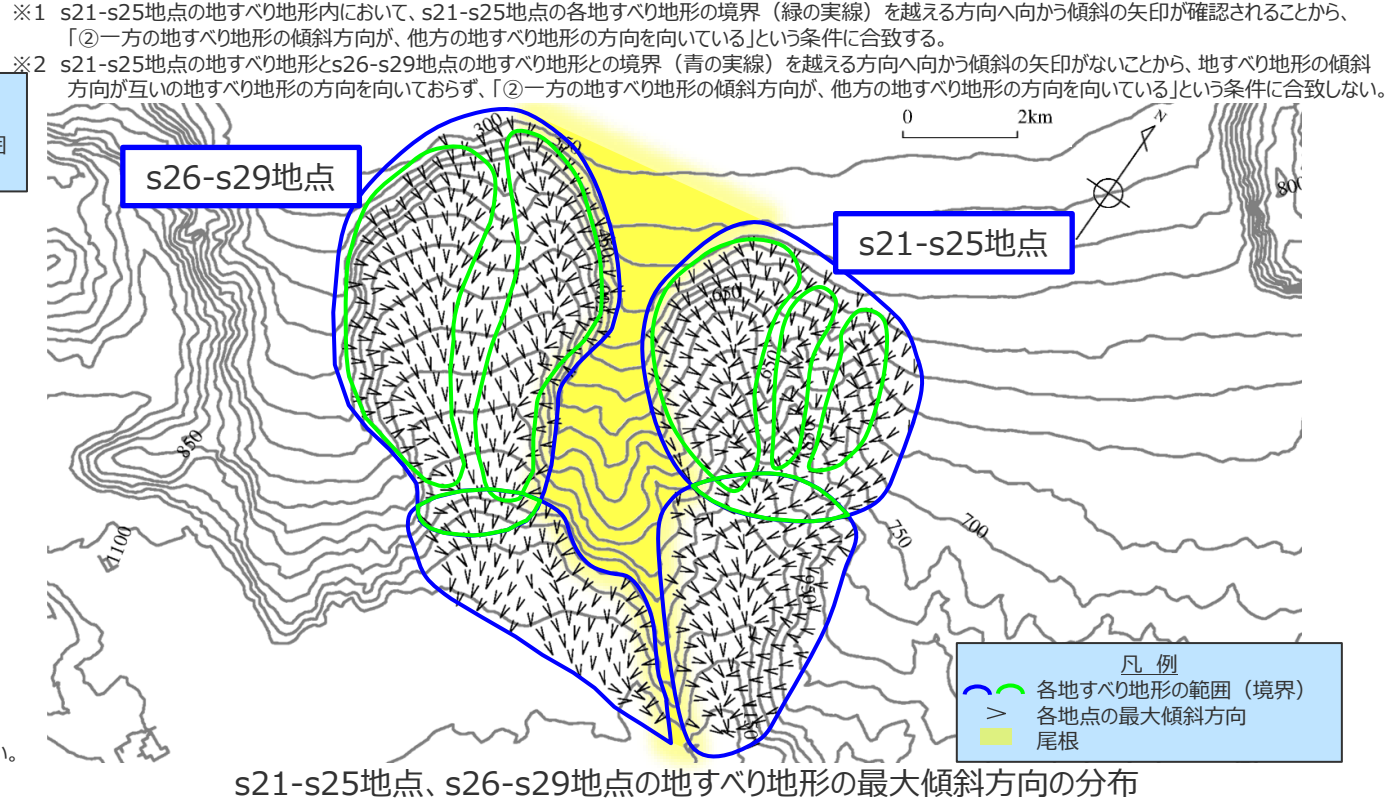
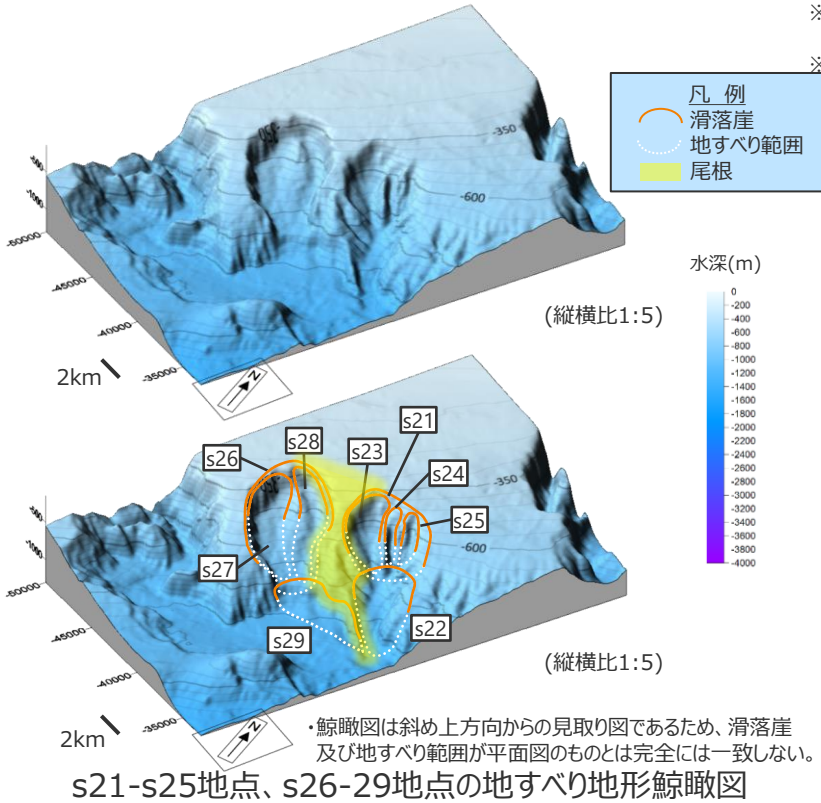
○Masson et al. (2010)

- ・海底の大陸棚斜面において一つの地すべりの発生が他の地すべりの発生に進展するメカニズムおよび進展事例を検討している。
- ・(a) 上部斜面の下の厚い堆積物の蓄積による高い間隙水圧の横方向移流により、下部斜面で発生した地すべり：大陸斜面堆積物層を介した高い間隙水圧の横方向移流が下部斜面での地すべりを発生させる。下部斜面で地すべりが発生すると、滑落崖上方の堆積物はその支えを失うことにより、斜面上方に後退する可能性がある。
- ・(b) 急速な堆積により上部斜面で発生した地すべり：大陸棚斜面では、陸地の侵食に由来する堆積物が大陸棚の縁を越えて運ばれ斜面に堆積し、海側に薄くなるくさび形の堆積物が構築されている。短期間の沈降速度は斜面上部で最も高く、高い間隙水圧を生み出し、斜面の崩壊につながる。結果として生じる地すべりは、上載荷重と斜面侵食により斜面下方に前進する可能性がある。

海底地すべりの進展メカニズムおよび進展事例を踏まえると、地すべり地形のうち、「①接しているもしくは一部重なっている」、かつ、「②一方の地すべり地形の傾斜方向が、他方の地すべり地形の方向を向いている」関係にある地すべり地形については、地すべりが進展して発生した可能性がある。

(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認 海底地すべりの同時発生に関する検討方針 (2/2)

- 「s21-s25地点の海底地すべり」の地形について、個々の地すべり地形が①一部重なっており、かつ、②一方の地すべり地形の傾斜方向が、他方の地すべり地形の方向を向いている※1ことから、海底地すべりの進展メカニズムおよび進展事例を踏まえると、地すべりが進展して発生した可能性がある。「s26-s29地点の海底地すべり」の地形についても同様である。
- 「s21-s25地点の海底地すべり」の地形と「s26-s29地点の海底地すべり」の地形とは、その間に尾根を挟んでいるため、①接しておらず、また、②一方の地すべり地形の傾斜方向が、他方の地すべり地形の方向を向いていない※2ことから、互いの地すべりが進展したものではないと考えられる。



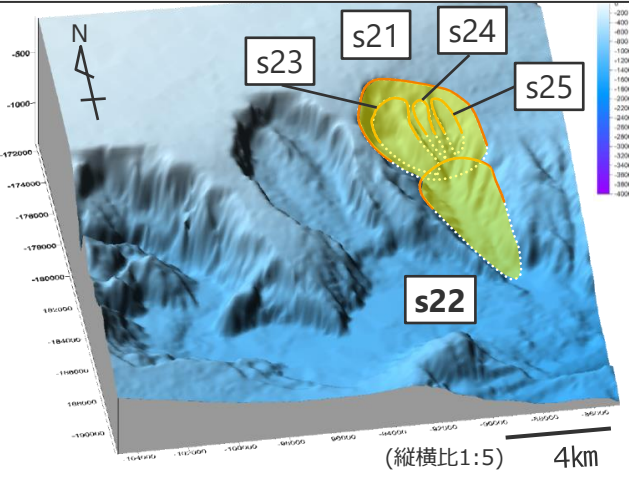
【海底地すべりの同時発生に関する検討方針】

- ・海底地すべりの進展メカニズムおよび進展事例を踏まえると、「s21-s25地点の海底地すべり」および「s26-s29地点の海底地すべり」それぞれについては、個々の地すべりが進展して発生した可能性がある。地形判読の結果からは個々の地すべりの発生時期の間隔は同時発生とみなせるような短いものではないと考えられるが、その時間的スケールを定量的に示すことは困難であることから、同時発生による影響確認として、個々の地すべりが一体となって移動すると仮定した検討を実施することとした。
- ・同時発生による影響確認では、地すべり地形群を包絡する一つの地すべりとして同時発生の波源モデルを設定し、複数の手法（Wattsほかの手法および二層流モデルの手法）を用いて数値シミュレーションによる評価を行い、地すべり体の体積が最も大きいs22地点単独、s26地点単独の海底地すべりの津波高と比較した。

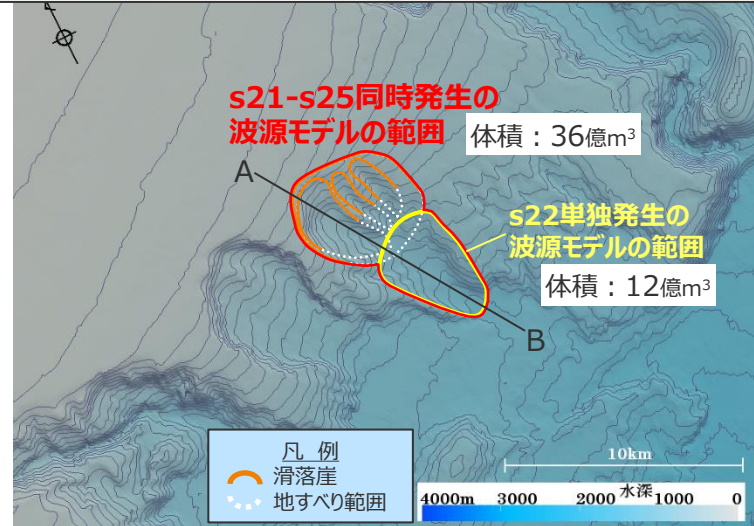
・「s21-s25地点の海底地すべり」と「s26-s29地点の海底地すべり」とは、互いの地すべりが進展したものではないと考えられることから、同時発生の影響検討を行うことまでは必要ないと考えられる。

(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認 波源モデルの設定 (s21-s25地点の海底地すべりが同時発生した場合)

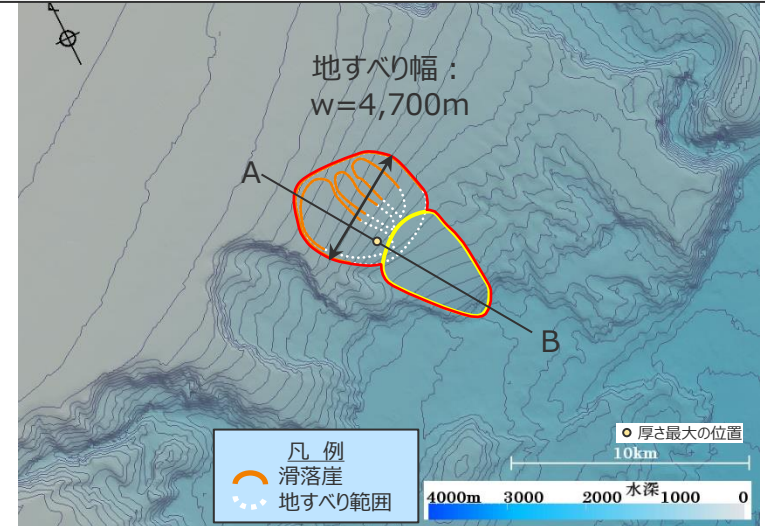
- s21-s25地点は、海底地すべり地形とその周辺の侵食地形に着目して地形判読調査を実施した結果、複数の地すべりが時間差を持って発生したと考えられる。ここでは、s21-s25地点の海底地すべりの同時発生として、個々の地すべりが一体となって移動すると仮定した場合の影響確認を実施することとした。
- 波源モデルは、地すべり地形群の複数の馬蹄形状を包絡する一つの地すべりとして設定し、Wattsほかの手法および二層流モデルの手法により検討した。ここで、Wattsほかの手法では、地すべり体の形状等から下表に示す寸法等のパラメータを設定し、地すべり方向を地すべり体の体積が最も大きいs22地点単独の地すべりと同じとして数値計算を行った。なお、二層流モデルの手法は、地すべり体の形状や体積を直接計算に用い、数値計算の中で地すべり方向が求まる手法となっている。



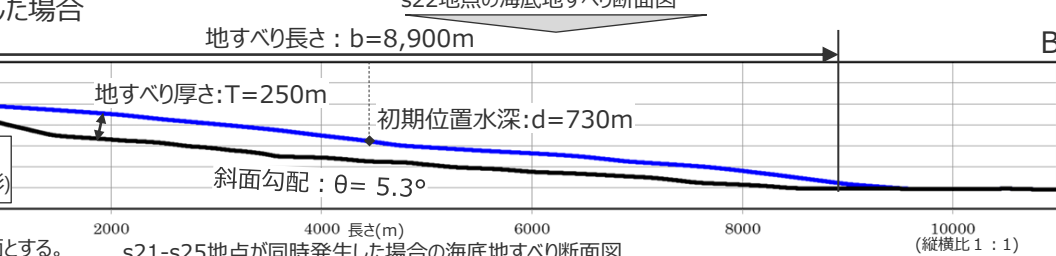
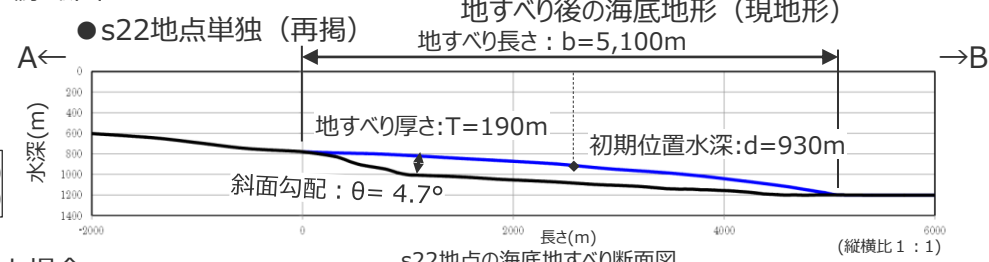
DEMより作成した鯨瞰図



s21-s25同時発生の波源モデルの範囲 体積：36億m³
s22単独発生の波源モデルの範囲 体積：12億m³



地すべり幅：w=4,700m
厚さ最大の位置



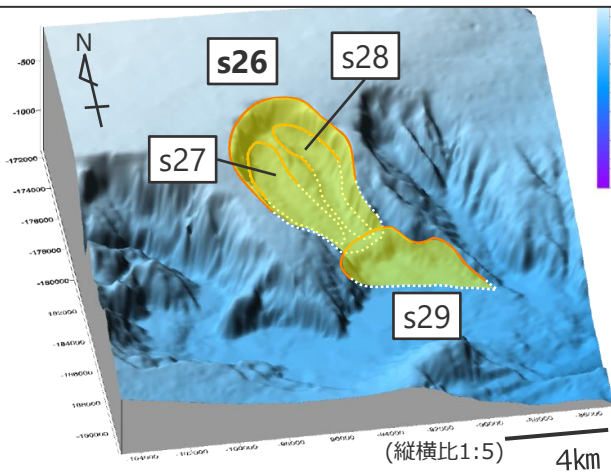
Wattsほかの手法におけるパラメータ設定値

項目	s22地点単独(再掲)	s21-s25地点同時発生
地すべり長さ b(m)	5,100	8,900
地すべり厚さ T(m)	190	250
地すべり幅 w(m)	3,600	4,700
初期位置水深 d(m)	930	730
斜面勾配 θ(°)	4.7	5.3
移動距離 S(m)	5,100	8,900

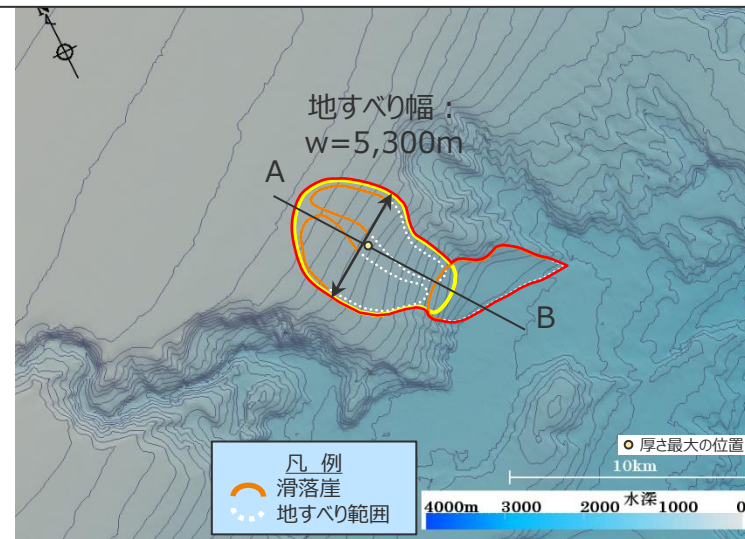
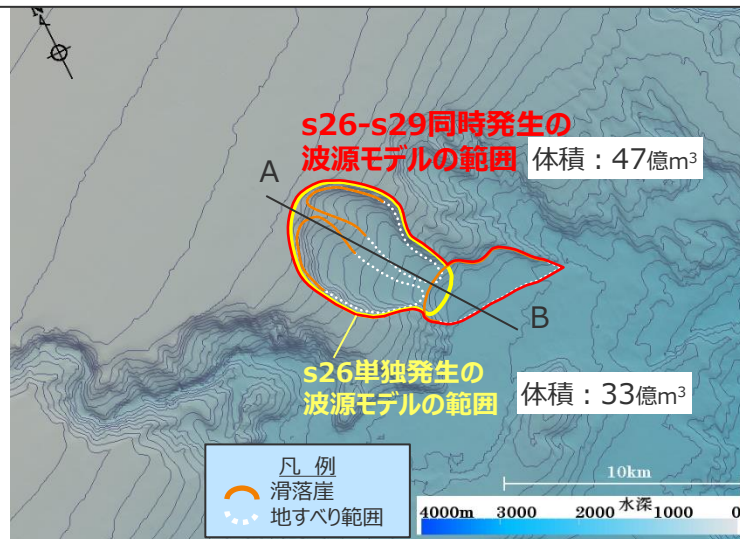
・堆積部を認定しにくいため、現地地形をすべり面とする。
・同時発生と単独発生の復元地形は個別に作成しているため、同時発生の復元地形は、厚さのほとんどない地すべり体長さの下方端部において単独発生の復元地形とわずかな差があるが、津波評価上影響する部分ではないと考えられる。

(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認 波源モデルの設定 (s26-s29地点の海底地すべりが同時発生した場合)

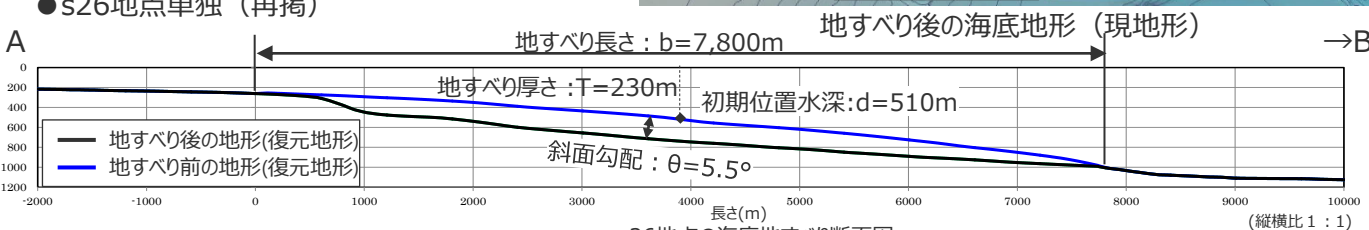
- s26-s29地点は、海底地すべり地形とその周辺の侵食地形に着目して地形判読調査を実施した結果、複数の地すべりが時間差を持って発生したと考えられる。ここでは、s26-s29地点の海底地すべりの同時発生として、個々の地すべりが一体となって移動すると仮定した場合の影響確認を実施することとした。
- 波源モデルは、地すべり地形群の複数の馬蹄形状を包絡する一つの地すべりとして設定し、Wattsほかの手法および二層流モデルの手法により検討した。ここで、Wattsほかの手法では、地すべり体の形状等から下表に示す寸法等のパラメータを設定し、地すべり方向を地すべり体の体積が最も大きいs22地点単独の地すべりと同じとして数値計算を行った。なお、二層流モデルの手法は、地すべり体の形状や体積を直接計算に用い、数値計算の中で地すべり方向が求まる手法となっている。



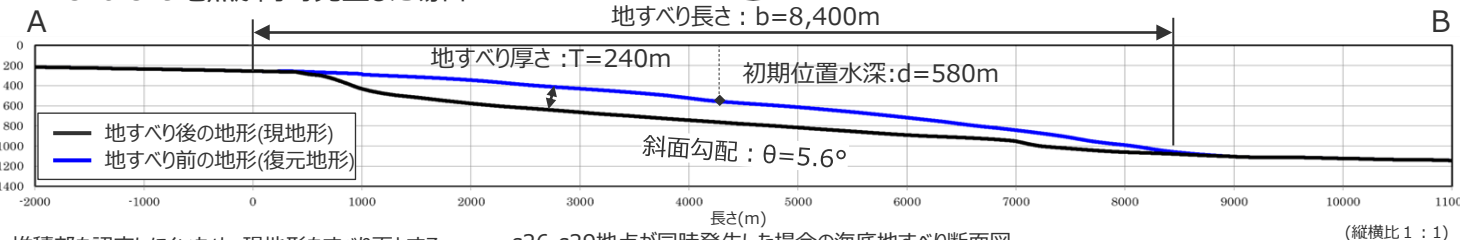
DEMより作成した鯨瞰図



● s26地点単独 (再掲)



● s26-s29地点が同時発生した場合



- ・堆積部を認定しにくいため、現地形をすべり面とする。
- ・同時発生の復元地形は、地すべり長さの下方端部において厚さのほとんどない部分があるが、津波評価上影響する部分ではないと考えられる。

Wattsほかの手法におけるパラメータ設定値

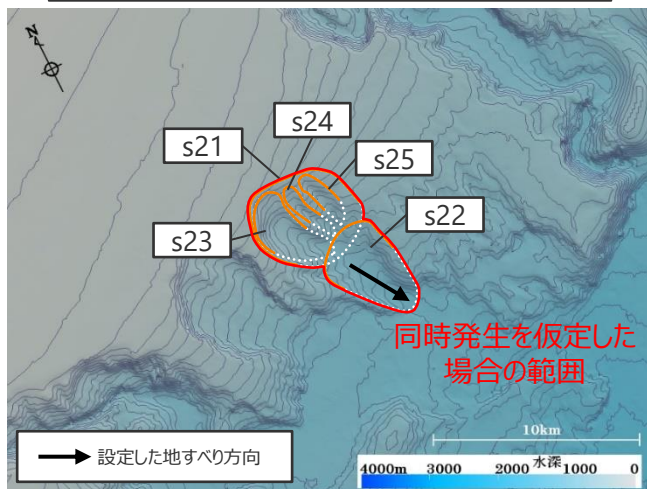
項目	s26地点 単独(再掲)	s26-s29地点 同時発生
地すべり長さ b(m)	7,800	8,400
地すべり厚さ T(m)	230	240
地すべり幅 w(m)	5,300	5,300
初期位置水深 d(m)	510	580
斜面勾配 $\theta(^{\circ})$	5.5	5.6
移動距離 S(m)	7,800	8,400

(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認 波源モデルの設定

(Wattsほかの手法に適用するs21-s25地点の地すべり方向の妥当性確認)

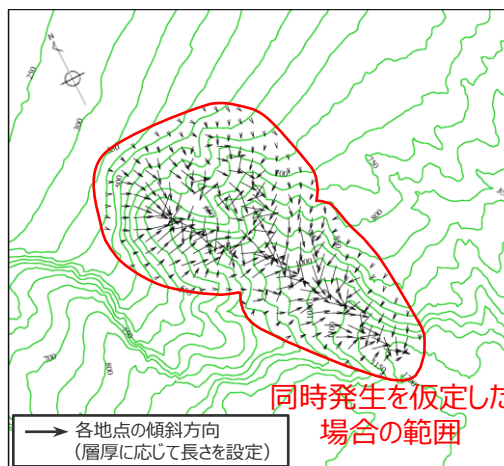
- Wattsほかの手法に適用するs21-s25地点同時発生時の地すべり方向設定の妥当性確認のために、地すべり地形内の傾斜方向の分布および傾斜方向を層厚で加重平均した方向を算出し、s21-s25地点同時発生時の地すべり方向と比較した。
- その結果、設定したs21-s25地点同時発生時の地すべり方向は、地すべり地形内の傾斜方向の分布を概ね代表しているとともに、傾斜方向を層厚で加重平均した方向とほぼ同じであることを確認した。

s21-s25地点同時発生時の地すべり方向

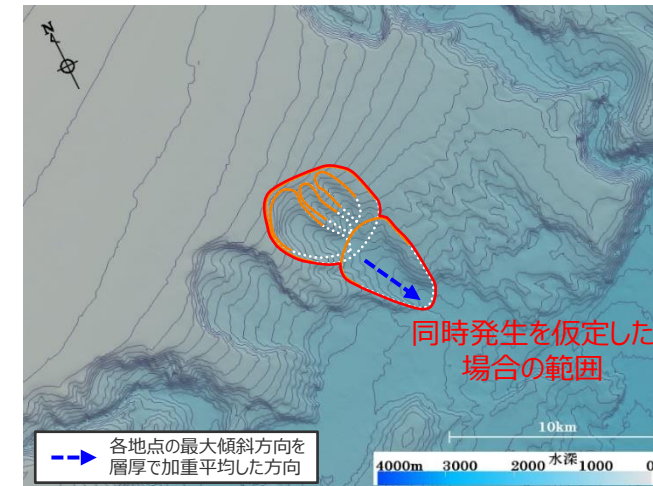


s21-s25地点同時発生時の地すべり方向
(体積が大きいs22地点の地すべり方向と同じ設定)

s21-s25地点の地すべり地形内の層厚を加味した傾斜方向



地すべり地形内の傾斜方向の分布



地すべり地形内の傾斜方向を層厚で加重平均した方向
・層厚加重平均による地すべり方向は、層厚に応じて長さを設定した各地点の傾斜方向ベクトル（左図）すべてを平均して算出

- 凡例
- 滑落崖
 - 地すべり範囲

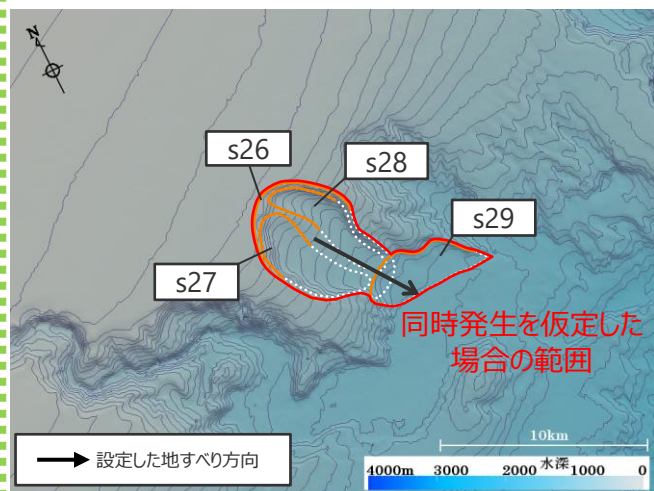
- 以上より、s21-s25地点同時発生時の地すべり方向を、地すべり体の体積が大きいs22地点と同じとする設定は妥当であることを確認した。

(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認 波源モデルの設定

(Wattsほかの手法に適用するs26-s29地点の地すべり方向の妥当性確認)

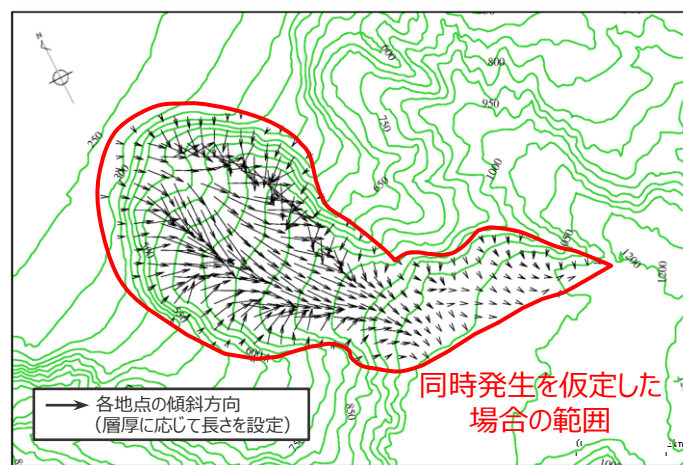
- Wattsほかの手法に適用するs26-s29地点同時発生時の地すべり方向設定の妥当性確認のために、地すべり地形内の傾斜方向の分布および傾斜方向を層厚で加重平均した方向を算出し、s26-s29地点同時発生時の地すべり方向と比較した。
- その結果、設定したs26-s29地点同時発生時の地すべり方向は、地すべり地形内の傾斜方向の分布を概ね代表しているとともに、傾斜方向を層厚で加重平均した方向とほぼ同じであることを確認した。

s26-s29地点同時発生時の地すべり方向

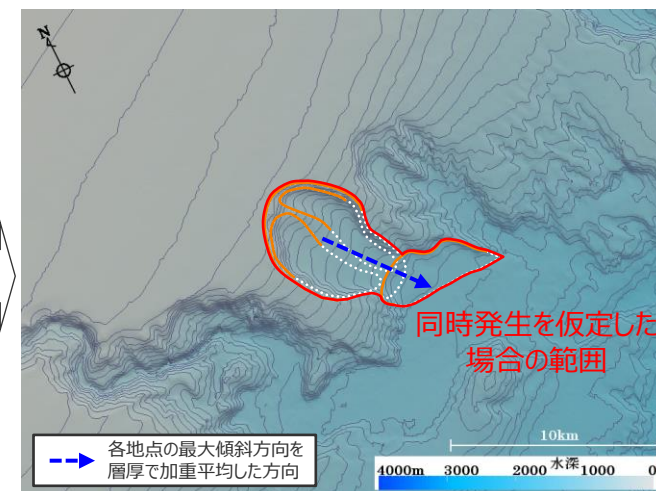


s26-s29地点同時発生時の地すべり方向
(体積が大きいs26地点の地すべり方向と同じ設定)

s26-s29地点の地すべり地形内の層厚を加味した傾斜方向



地すべり地形内の傾斜方向の分布



地すべり地形内の傾斜方向を層厚で加重平均した方向
・層厚加重平均による地すべり方向は、層厚に応じて長さを設定した各地点の傾斜方向ベクトル(左図)すべてを平均して算出

- 凡例
- 👉 滑落崖
 - 👉 地すべり範囲

- 以上より、s26-s29地点同時発生時の地すべり方向を、地すべり体の体積が大きいs26地点と同じとする設定は妥当であることを確認した。

(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認 s21-s25地点およびs26-s29地点の海底地すべり同時発生による影響確認 (Wattsほかの手法の計算条件)

■ Wattsほかの予測式に基づく手法の計算条件は以下のとおり。

- ・ 波源モデルは、個々の地すべりが一体となって移動すると仮定し、馬蹄形状を持つ地すべり地形群を包絡する一つの地すべり地形を想定してWattsの予測式に基づく波源モデルを設定した。

Wattsほかの予測式に基づく数値シミュレーションの計算条件

項目	(再掲)s22地点単独	s21-s25地点が同時発生した場合	(再掲)s26地点単独	s26-s29地点が同時発生した場合	設定根拠
土砂の密度 ρ_s (g/cm ³)	1.4	1.4	1.4	1.4	地質調査所(1998)*
地すべり長さ b(m)	5,100	8,900	7,800	8,400	復元地形から判読
地すべり厚さ T(m)	190	250	230	240	復元地形から判読
地すべり幅 w(m)	3,600	4,700	5,300	5,300	復元地形から判読
初期位置水深 d(m)	930	730	510	580	復元地形から判読
斜面勾配 θ (°)	4.7	5.3	5.5	5.6	復元地形から判読
抗力係数 Cd	0	0	0	0	Grilli and Watts(2005)
付加質量係数 Cm	1	1	1	1	Grilli and Watts(2005)
移動距離 S(m)	5,100	8,900	7,800	8,400	復元地形から判読
特性距離 S_0 (m)	2,550	4,450	3,900	4,200	=S/2
底面摩擦係数 Cn	0.2	0.1	0.1	0.1	= $S_0/(R\cos\theta)$
曲率半径 R(m)	17,112	39,605	33,065	36,750	= $b^2/8T$
初期加速度 a_0 (m ² /s)	0.2	0.2	0.2	0.2	= S_0/t_0^2
特性時間 t_0 (sec)	107	163	149	157	= $\sqrt{R/g} \cdot \sqrt{(\gamma + C_m)/(\gamma - 1)}$
特性津波波長 λ_0 (m)	10,223	13,780	10,524	11,832	= $t_0\sqrt{g d}$
回転角 $\Delta\Phi$ (rad)	0.3	0.2	0.2	0.2	= $2S_0/R$
最大速度 U_{max} (m/s)	24	27	26	27	= S_0/t_0

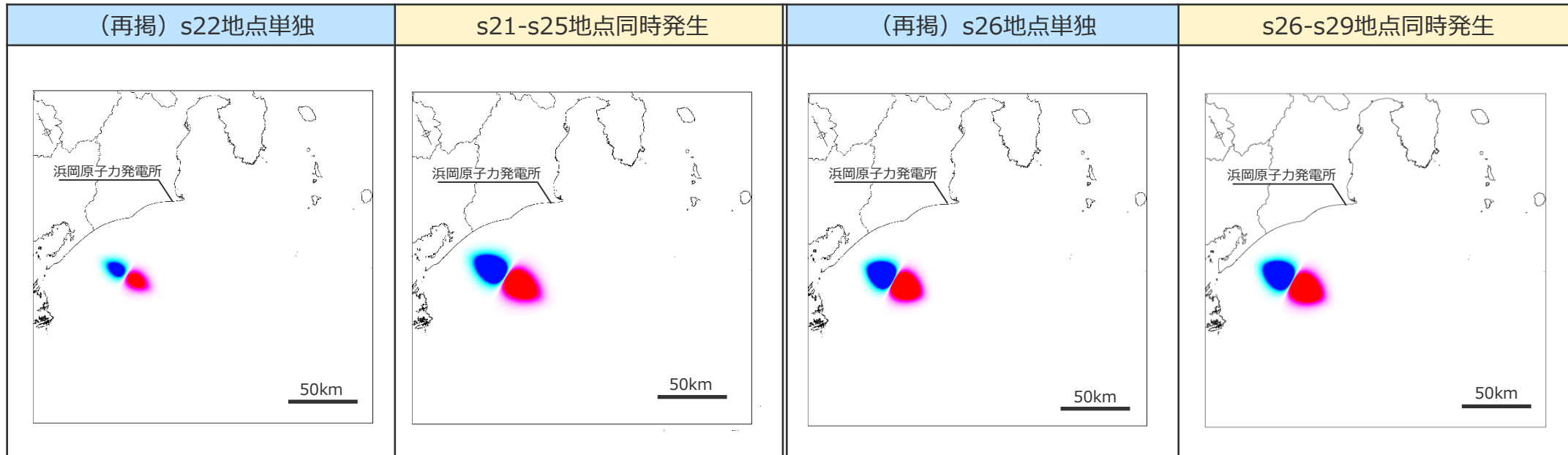
* 地質調査所(1998)：「東海沖堆積物の物理的性質」、
『東海沖海域の海洋地質学的研究及び海域活断層の評価手法に関する研究』、平成9年度研究概要報告書

Wattsほかの予測式に基づく波源振幅の推定値

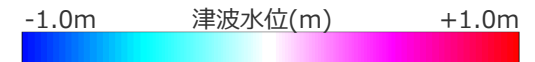
$\eta_{0,2D}$ (m)	7.9	21.7	28.1	26.6	$\eta_{0,2D} = S_0 \left(\frac{0.131}{\sin\theta} \right) \left(\frac{T}{b} \right) \left(\frac{b\sin\theta}{d} \right)^{1.25} \left(\frac{b}{R} \right)^{0.63} \times (\Delta\Phi)^{0.39} (1.47 - 0.35(\gamma - 1))(\gamma - 1)$
$\eta_{0,3D}$ (m)	2.1	5.6	9.4	8.3	$\eta_{0,3D} = \eta_{0,2D} \left(\frac{w}{w + \lambda_0} \right)$

(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認 s21-s25地点およびs26-s29地点の海底地すべり同時発生による影響確認 (Wattsほかの手法の初期水位分布)

■ Wattsほかの予測式に基づく初期水位分布は以下のとおり。



初期水位分布



(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認 s21-s25地点およびs26-s29地点の海底地すべり同時発生による影響確認 (二層流モデルの手法の計算条件 (再掲))

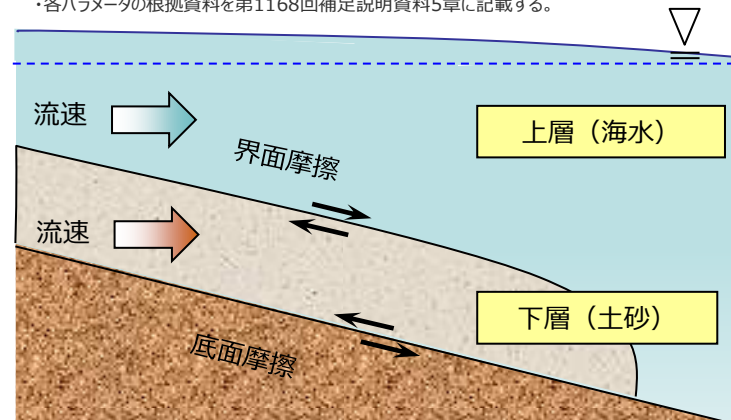
■ 二層流モデルの手法は地すべり体の形状や体積を直接計算に用いる手法となっている。二層流モデルに基づく手法の計算条件は以下のとおり。

二層流モデルに基づく数値シミュレーションの計算条件

項目		設定値
密度 (g/cm ³)	上層 (海水)	1.03
	下層 (土砂) ※1	1.40
マンニングの粗度係数(m ^{-1/3} s)	上層 (海水)	0.025
	下層 (土砂) ※2	0.40
界面抵抗係数※2		0.2
水平渦動粘性係数(m ² /s)※2		0.1

※1 地質調査所(1998):「東海沖堆積物の物理的性質」、
『東海沖海域の海洋地質学的研究及び海域活断層の評価手法に関する研究』、平成9年度研究概要報告書
※2 Kawamata et al.(2005)

・各パラメータの根拠資料を第1168回補足説明資料5章に記載する。



二層流モデルでは、
上層 (海水) と下層 (土砂)
を同時に計算する。

○上層 (海水)

$$\frac{\partial(\eta_1 - \eta_2)}{\partial t} + \frac{\partial M_1}{\partial x} + \frac{\partial N_1}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial M_1}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M_1^2}{D_1} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{M_1 N_1}{D_1} \right) + g D_1 \frac{\partial \eta_1}{\partial x} = DIFF_{1,x} - \beta \frac{\tau_{1,x}}{\rho_1} - (1 - \beta) \cdot INTF_x$$

$$\frac{\partial N_1}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M_1 N_1}{D_1} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N_1^2}{D_1} \right) + g D_1 \frac{\partial \eta_1}{\partial y} = DIFF_{1,y} - \beta \frac{\tau_{1,y}}{\rho_1} - (1 - \beta) \cdot INTF_y$$

○下層 (土砂)

$$\frac{\partial \eta_2}{\partial t} + \frac{\partial M_2}{\partial x} + \frac{\partial N_2}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial M_2}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M_2^2}{D_2} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{M_2 N_2}{D_2} \right) + g D_2 \left(\alpha \frac{\partial D_1}{\partial x} + \frac{\partial \eta_2}{\partial x} - \frac{\partial h}{\partial x} \right) = DIFF_{2,x} + \alpha \cdot INTF_x - \frac{\tau_{2,x}}{\rho_2}$$

$$\frac{\partial N_2}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M_2 N_2}{D_2} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N_2^2}{D_2} \right) + g D_2 \left(\alpha \frac{\partial D_1}{\partial y} + \frac{\partial \eta_2}{\partial y} - \frac{\partial h}{\partial y} \right) = DIFF_{2,y} + \alpha \cdot INTF_y - \frac{\tau_{2,y}}{\rho_2}$$

η : 水位変動量 (η_1 : 静水面からの水位変化量、 η_2 : 土砂流の厚さ)、 h : 水深、 D : 全水深、
 M, N : x, y 方向の線流量、 u, v : x, y 方向の流速、 g : 重力加速度、 ρ : 密度、 α : 密度比 ($=\rho_1/\rho_2$)、
 β : 下層に土砂がない場合 $\beta = 1$ 、土砂がある場合 $\beta = 0$ 、

τ/ρ : 底面摩擦力 (n : マニングの粗度係数)

$$\frac{\tau_{1,x}}{\rho_1} = \frac{gn_1^2}{D_1^{7/3}} M_1 \sqrt{M_1^2 + N_1^2} \quad \frac{\tau_{2,x}}{\rho_2} = \frac{gn_2^2}{D_2^{7/3}} M_2 \sqrt{M_2^2 + N_2^2}$$

$$\frac{\tau_{1,y}}{\rho_1} = \frac{gn_1^2}{D_1^{7/3}} N_1 \sqrt{M_1^2 + N_1^2} \quad \frac{\tau_{2,y}}{\rho_2} = \frac{gn_2^2}{D_2^{7/3}} N_2 \sqrt{M_2^2 + N_2^2}$$

$INTF$: 界面抵抗力 (f_{int} : 界面抵抗係数、 u, v : x 方向、 y 方向の流速)

$$INTF_x = f_{int} \frac{-\sqrt{u^2 + v^2}}{u} \quad \bar{u} = u_1 - u_2$$

$$INTF_y = f_{int} \frac{-\sqrt{u^2 + v^2}}{v} \quad \bar{v} = v_1 - v_2$$

$DIFF$: 渦動粘性項 (ν : 水平渦動粘性係数)

$$DIFF_{1,x} = \nu_1 \left(\frac{\partial^2 M_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M_1}{\partial y^2} \right) \quad DIFF_{2,x} = \nu_2 \left(\frac{\partial^2 M_2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M_2}{\partial y^2} \right)$$

$$DIFF_{1,y} = \nu_1 \left(\frac{\partial^2 N_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N_1}{\partial y^2} \right) \quad DIFF_{2,y} = \nu_2 \left(\frac{\partial^2 N_2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N_2}{\partial y^2} \right)$$

※添え字の1・2はそれぞれ上層・下層を、 $x \cdot y$ はそれぞれ x 方向・ y 方向を示す。

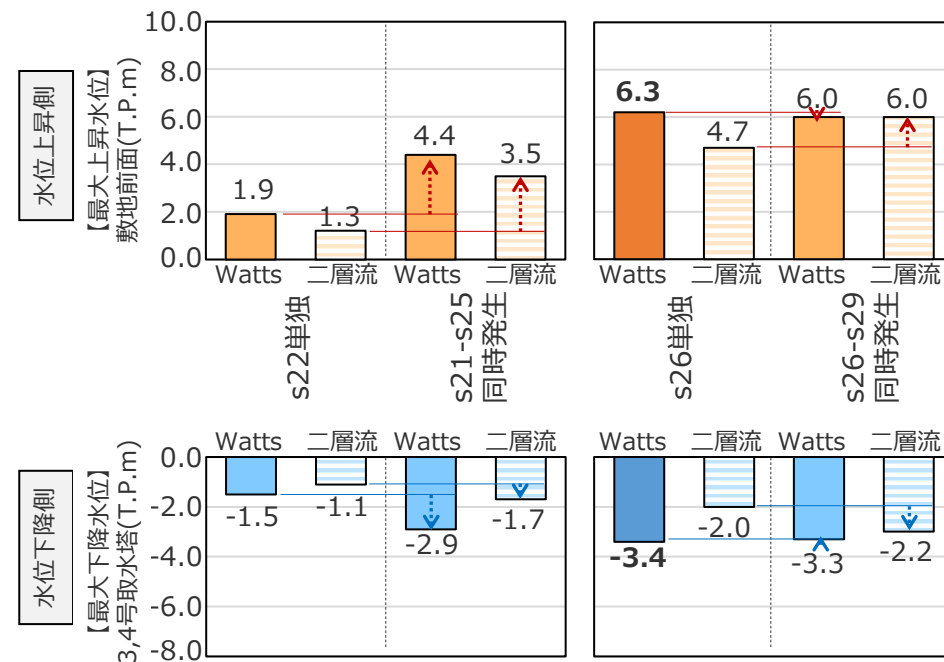
(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認 s21-s25地点およびs26-s29地点の海底地すべり同時発生による影響確認 (津波評価結果 (水位上昇側・水位下降側))

■ 地形判読調査の結果、s21-s25地点およびs26-s29地点の海底地すべり地形は、複数の地すべりが時間差を持って発生したと考えられるが、s21-s25地点およびs26-s29地点の複数の地すべりがそれぞれ一体となって移動したと仮定して影響確認を行うこととした。地すべり地形群を包絡する一つの地すべりとして同時発生 の波源モデルを設定し、複数の手法 (Wattsほかの手法および二層流モデルの手法) を用いて数値シミュレーションによる評価を行い、地すべり体の体積が最も大きいs22地点単独、s26地点単独の海底地すべりの津波高と比較した。その結果は、以下のとおり。

単独発生と同時発生の評価結果の比較

地点名	s21-s25地点				s26-s29地点			
	s22地点 単独発生		s21-s25地点 同時発生		s26地点 単独発生		s26-s29地点 同時発生	
地すべり体の体積 (億m ³)	12		36		33		47	
敷地からの距離 (km)	63				68			
	Watts	二層流	Watts	二層流	Watts	二層流	Watts	二層流
【最大上昇水位】 敷地前面(T.P.m)	1.9	1.3	4.4	3.5	6.3	4.7	6.0	6.0
【最大下降水位】 3,4号取水塔(T.P.m) (水位低下時間)	-1.5 (なし)	-1.1 (なし)	-2.9 (なし)	-1.7 (なし)	-3.4 (なし)	-2.0 (なし)	-3.3 (なし)	-2.2 (なし)

・水位上昇側：朔望平均満潮位T.P. + 0.80mを考慮
 ・水位下降側：朔望平均干潮位T.P. - 0.93mを考慮
 ・水位低下時間：取水塔地点の水位が取水塔呑口下端レベルを下回り取水塔から取水できない時間



単独発生と同時発生の評価結果の比較

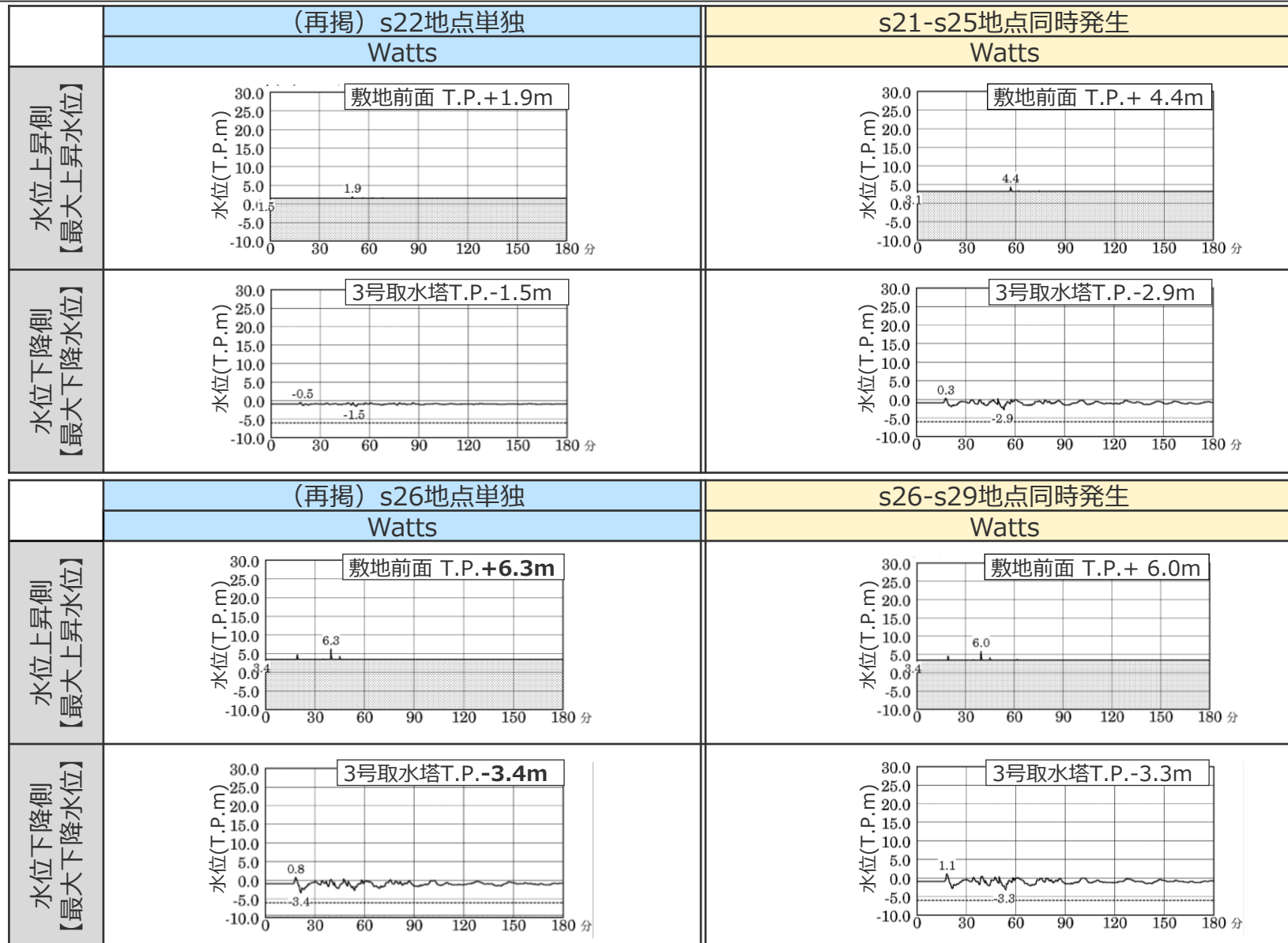
・時刻歴波形、津波伝播状況は次頁以降に掲載。

- 最大上昇水位・最大下降水位ともに、Wattsほかの手法によるs26地点単独発生の影響が最も大きいことを確認した。
- 二層流モデルの手法では同時発生の評価結果が単独発生よりも大きく、地すべり体の体積の増加によって津波水位が大きくなるという地すべり津波の一般的な傾向を示しているのに対して、Wattsほかの手法ではs26-s29地点同時発生の評価結果がs26地点単独発生よりもやや小さくなっているという反対の傾向を示していることを確認した。

- Wattsほかの手法による同時発生の評価結果の分析を実施し、s26-s29地点同時発生の評価結果がs26地点単独発生よりもやや小さくなっている要因を検討。(後述する「Wattsほかの手法による同時発生の評価結果の分析」にて説明)

(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認
s21-s25地点およびs26-s29地点の海底地すべり同時発生による影響確認
 (Wattsほかの手法による津波評価結果 (水位上昇側・水位下降側))

■ Wattsほかの手法による単独発生と同時発生の津波の時刻歴波形は以下のとおり。

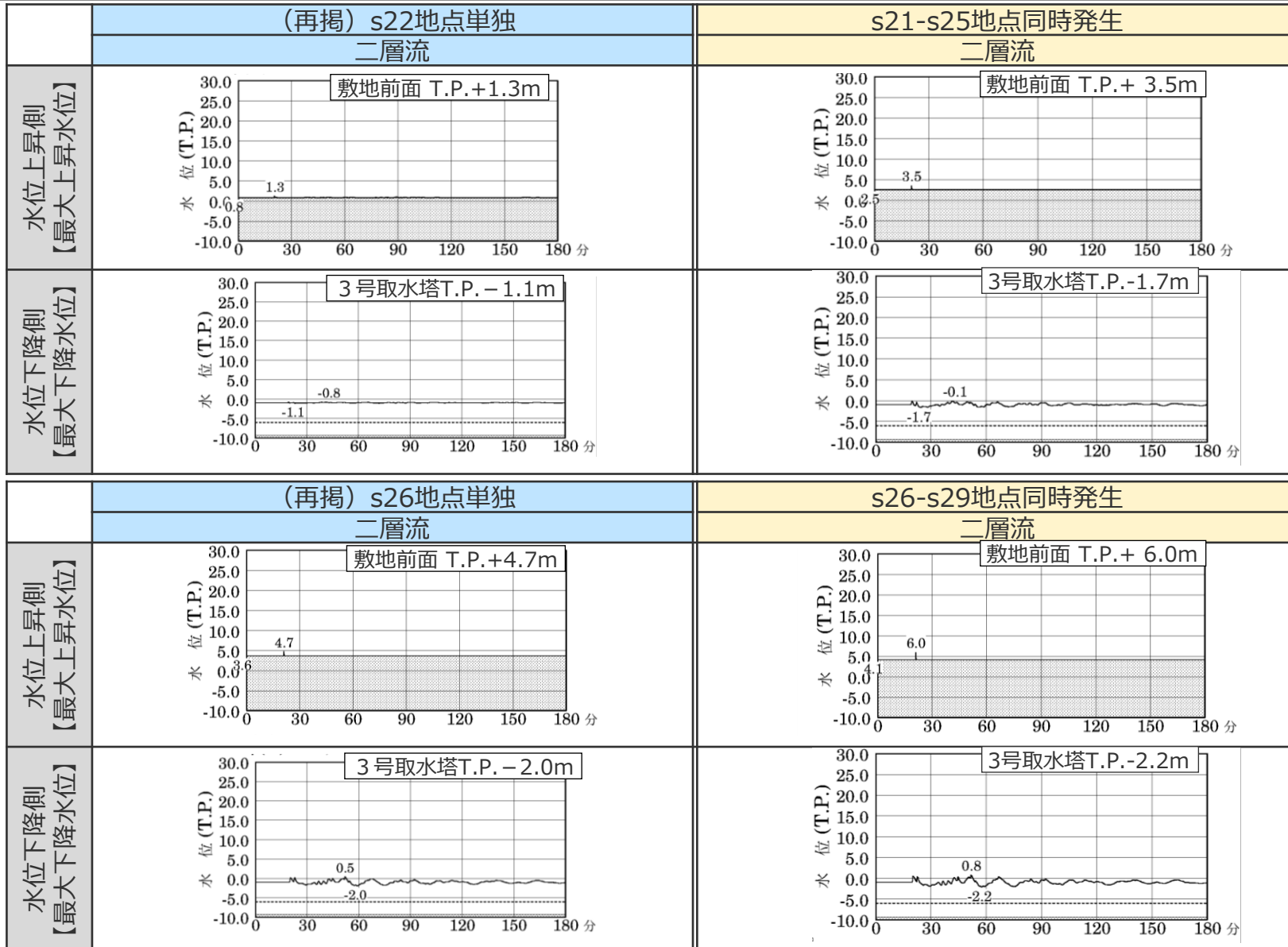


・水位上昇側は朔望平均満潮位T.P.+0.80mを考慮
 ・水位下降側は朔望平均干潮位T.P.-0.93mを考慮

・網掛け部の上端は当該地点の標高
 ・点線は取水塔呑口下端レベル

(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認
s21-s25地点およびs26-s29地点の海底地すべり同時発生による影響確認
 (二層流モデルの手法による津波評価結果 (水位上昇側・水位下降側))

■ 二層流モデルの手法による単独発生と同時発生の津波の時刻歴波形は以下のとおり。



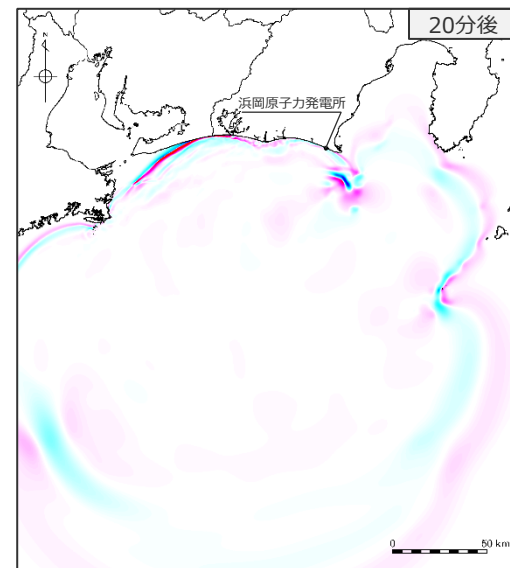
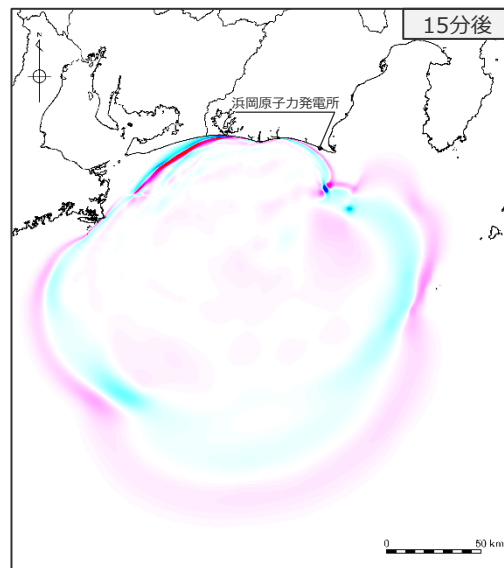
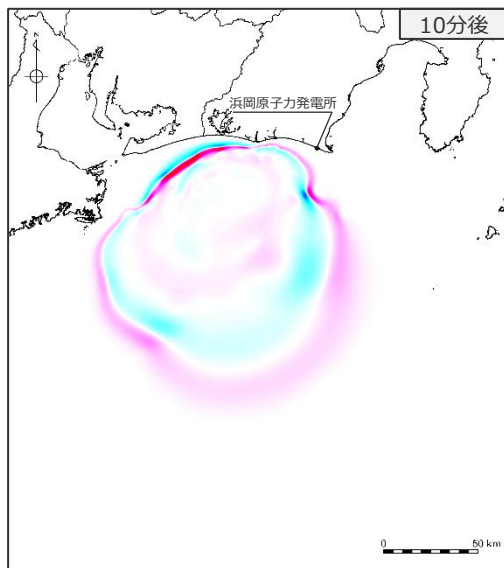
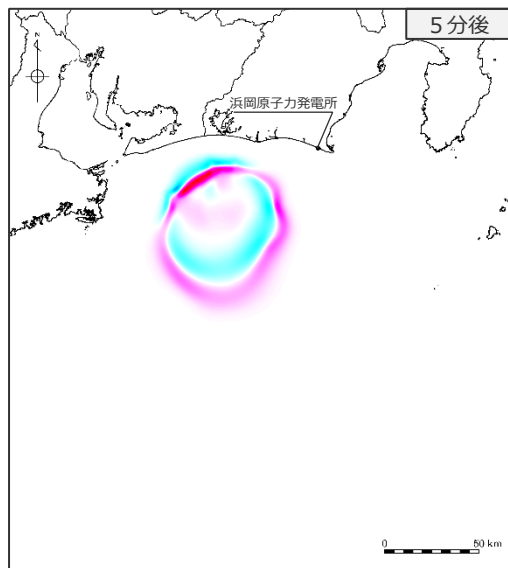
・水位上昇側は朔望平均満潮位T.P.+0.80mを考慮
 ・水位下降側は朔望平均干潮位T.P.-0.93mを考慮

・網掛け部の上端は当該地点の標高
 ・点線は取水塔呑口下端レベル

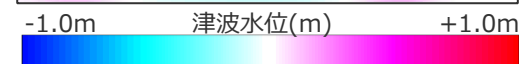
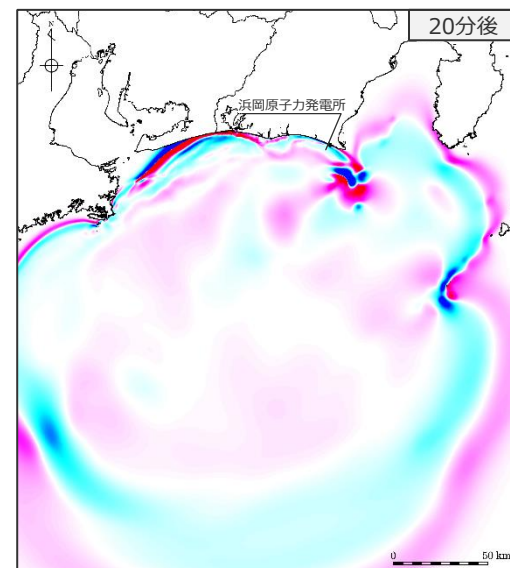
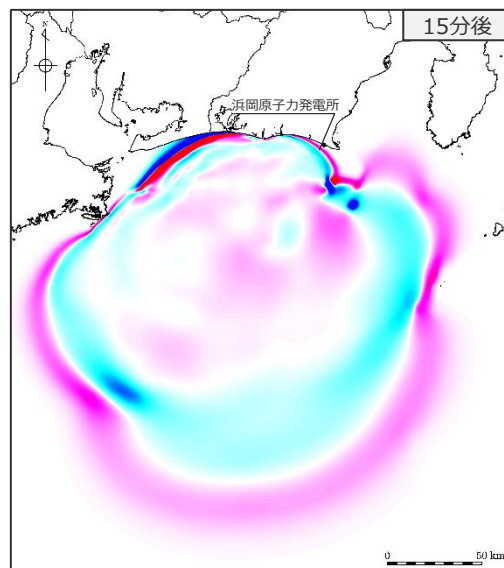
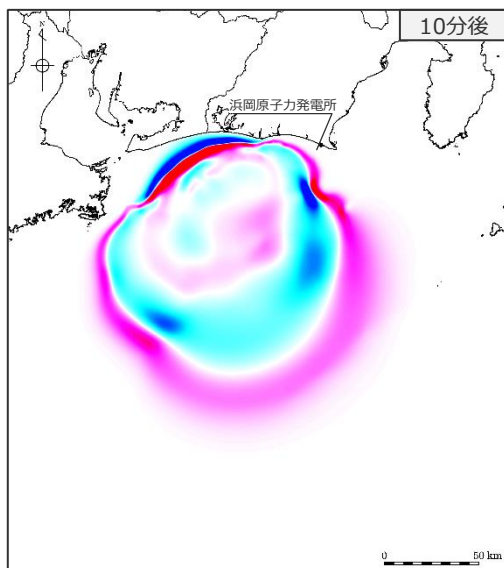
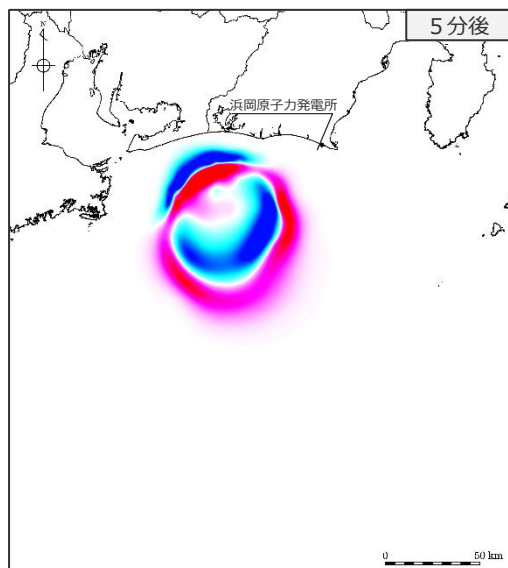
(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認
s21-s25地点の海底地すべりが同時発生した場合
 (津波伝播状況 (Wattsほかの手法 : 水位上昇側 1/2))

■ Wattsほかの手法によるs22地点単独発生とs21-s25地点同時発生時の水位上昇側の津波について、5～20分後までの津波伝播のスナップショットを示す。

s22地点単独



s21-s25地点同時発生

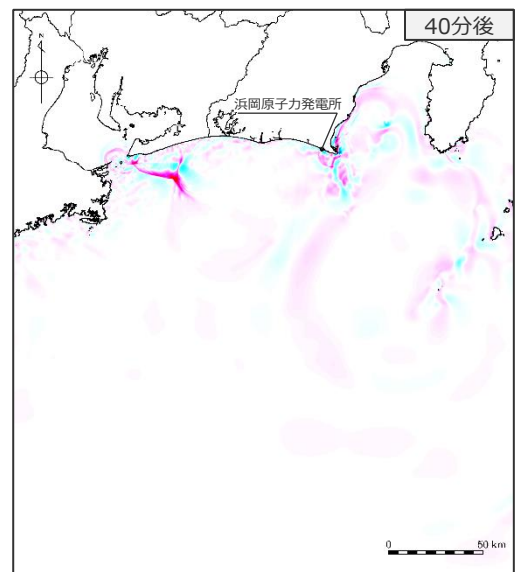
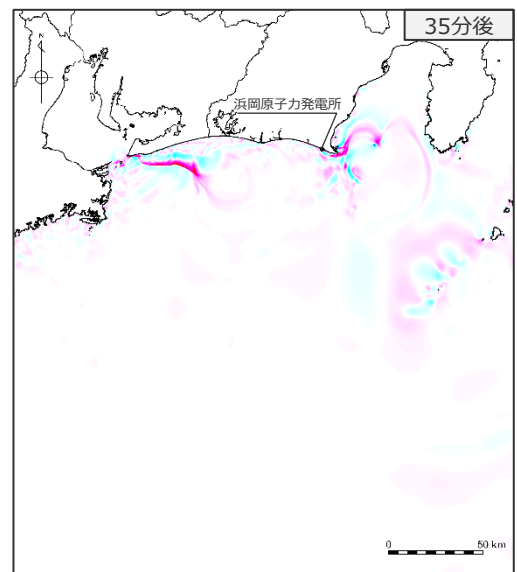
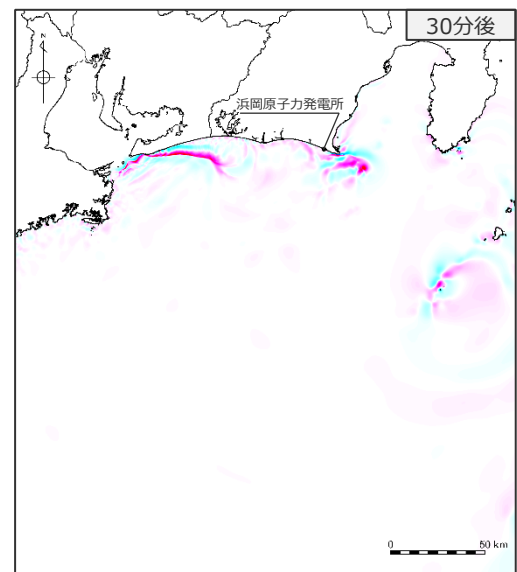
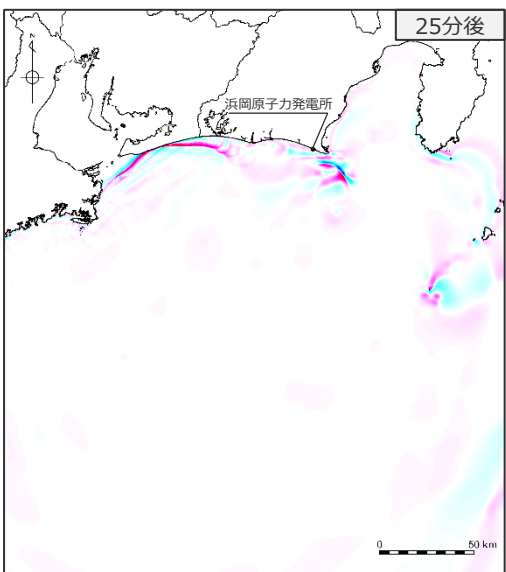


・水位上昇側 : 朔望平均満潮位T.P. +0.80mを考慮

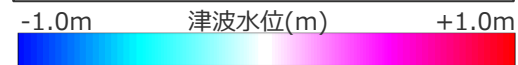
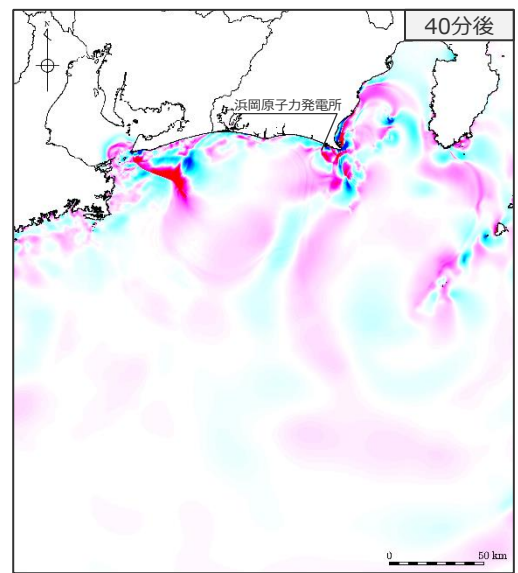
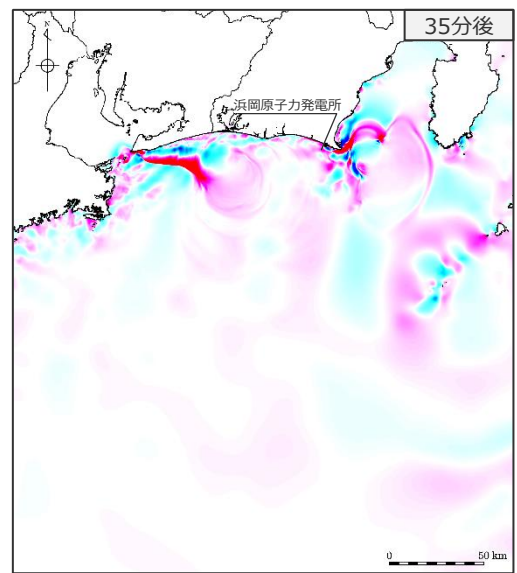
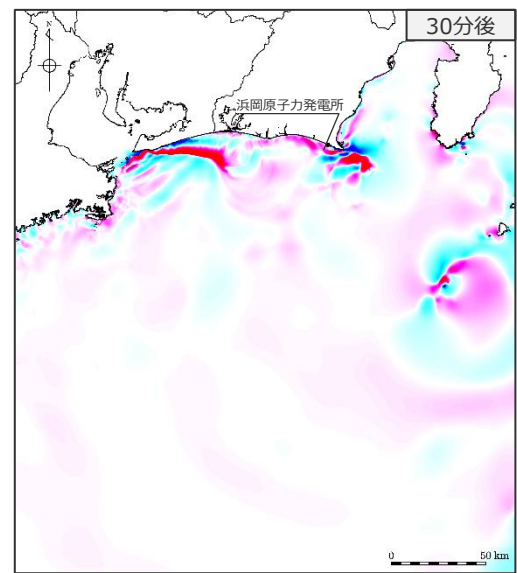
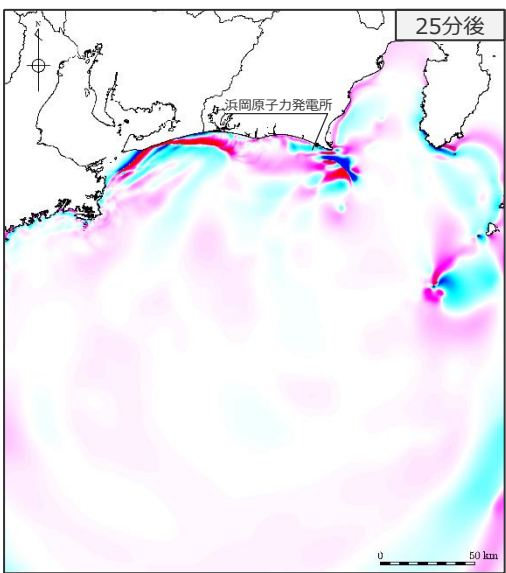
(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認 s21-s25地点の海底地すべりが同時発生した場合 (津波伝播状況 (Wattsほかの手法 : 水位上昇側 2/2))

■ Wattsほかの手法によるs22地点単独発生とs21-s25地点同時発生の水面上昇側の津波について、25～40分後までの津波伝播のスナップショットを示す。

s22地点単独



s21-s25地点同時発生

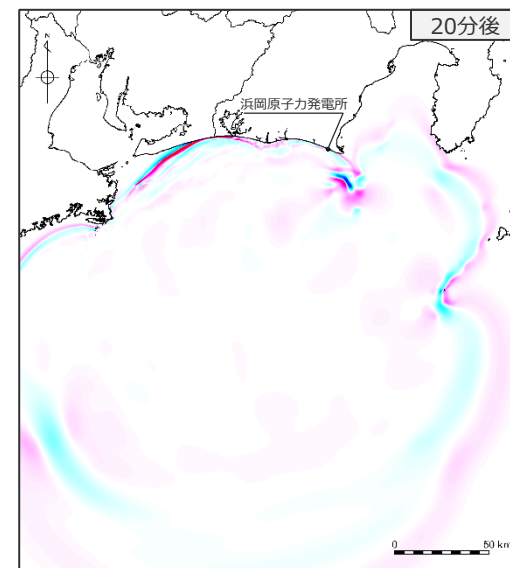
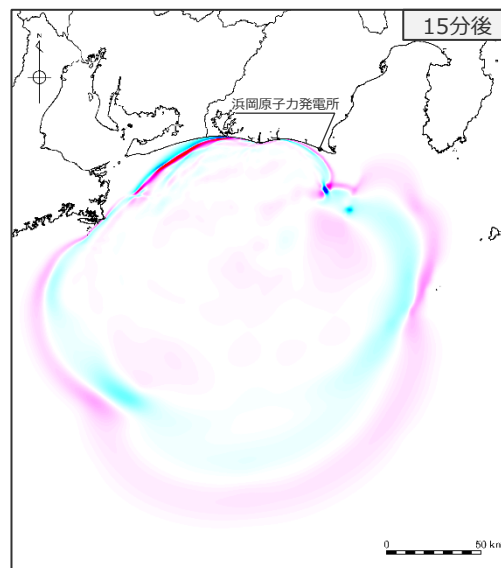
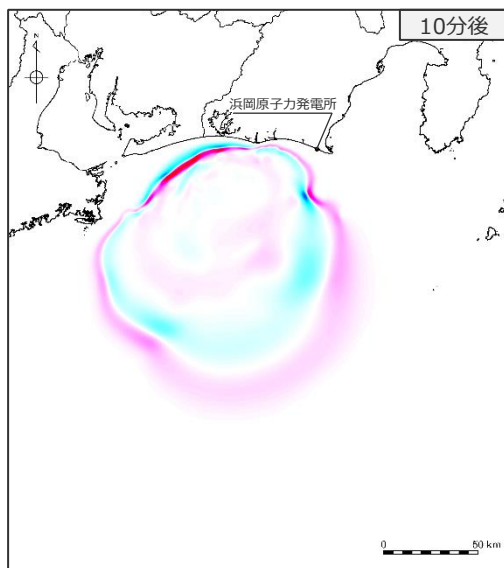
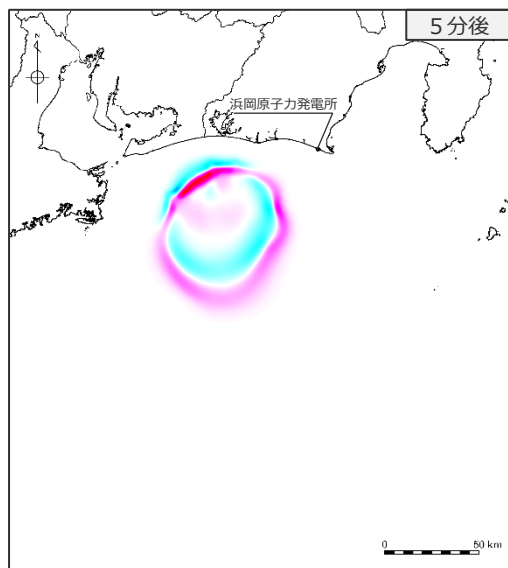


・水位上昇側 : 朔望平均満潮位T.P. +0.80mを考慮

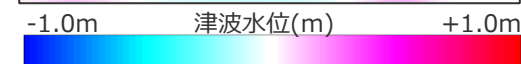
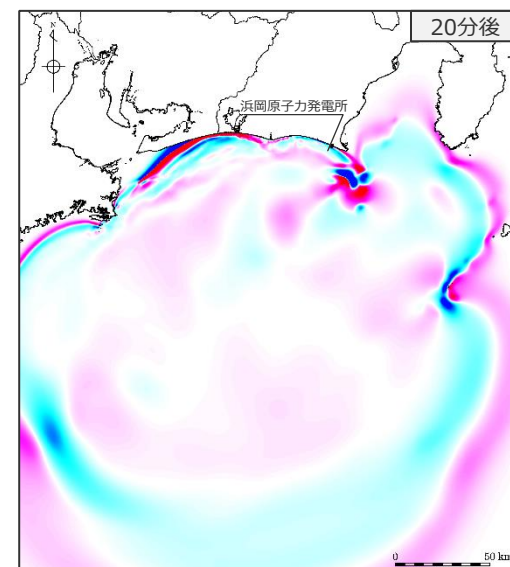
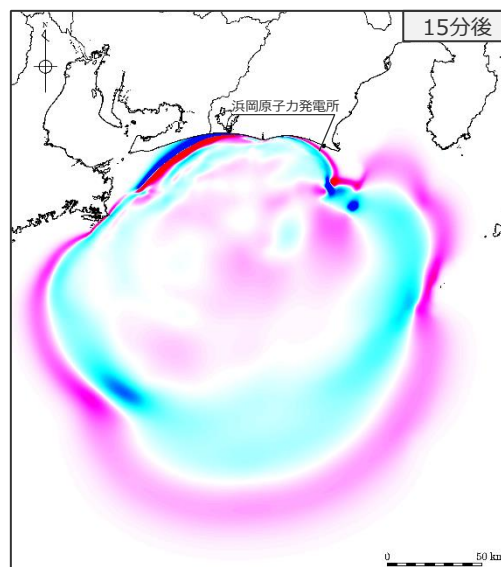
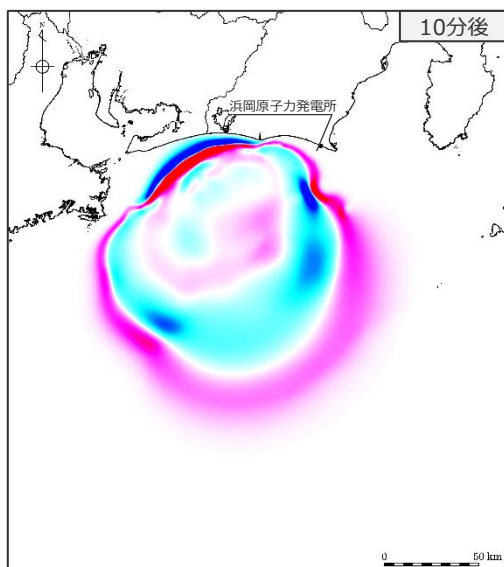
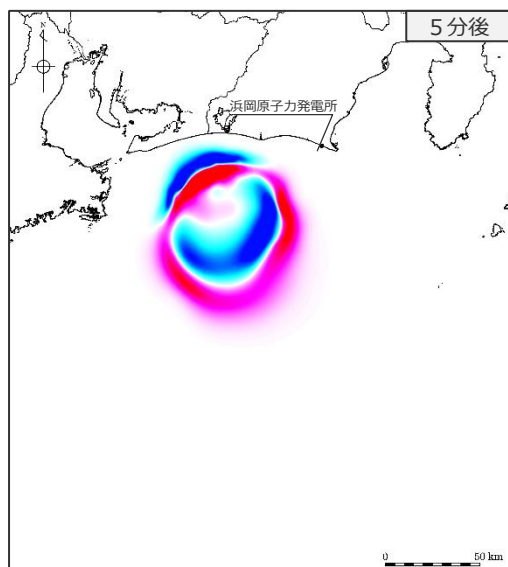
(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認
s21-s25地点の海底地すべりが同時発生した場合
 (津波伝播状況 (Wattsほかの手法 : 水位下降側 1/2))

■ Wattsほかの手法によるs22地点単独発生とs21-s25地点同時発生時の水位下降側の津波について、5～20分後までの津波伝播のスナップショットを示す。

s22地点単独



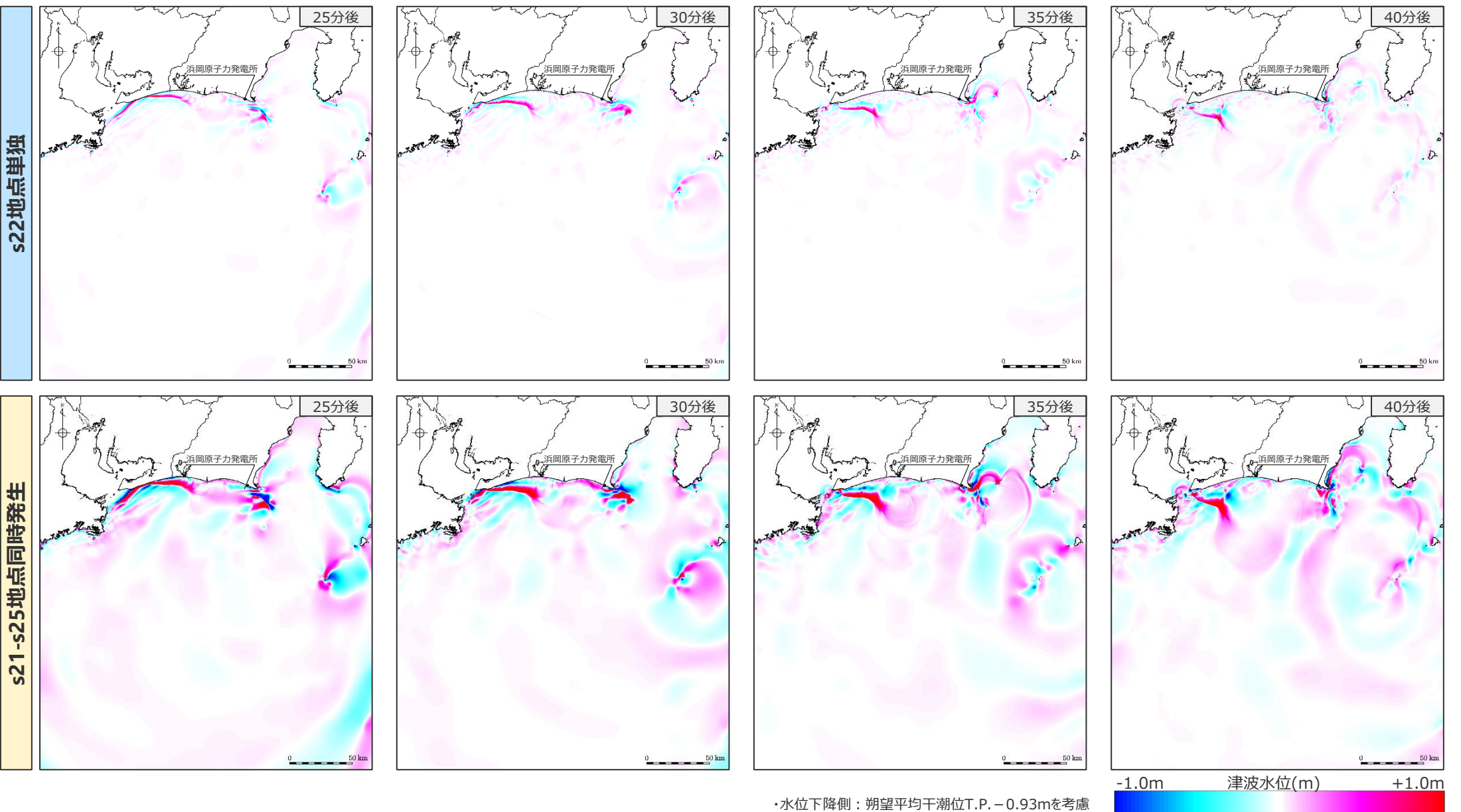
s21-s25地点同時発生



・水位下降側 : 朔望平均干潮位T.P. - 0.93mを考慮

(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認 s21-s25地点の海底地すべりが同時発生した場合 (津波伝播状況 (Wattsほかの手法 : 水位下降側 2/2))

■ Wattsほかの手法によるs22地点単独発生とs21-s25地点同時発生時の水位下降側の津波について、25～40分後までの津波伝播のスナップショットを示す。

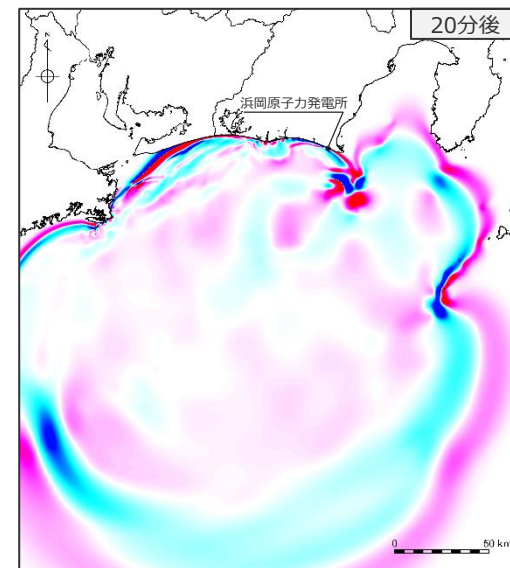
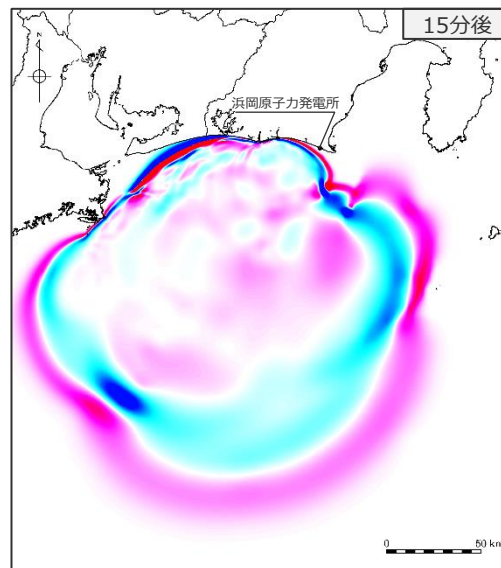
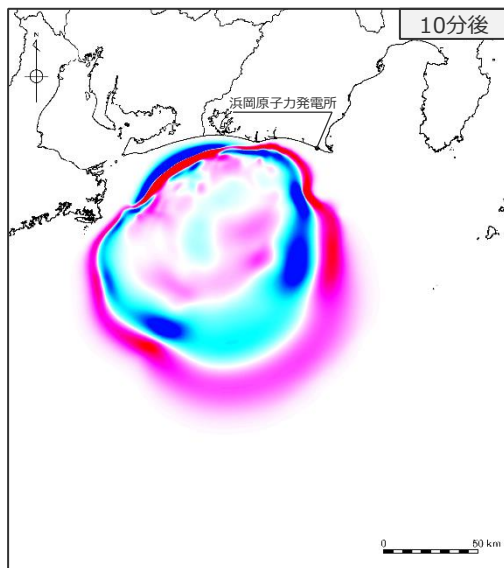
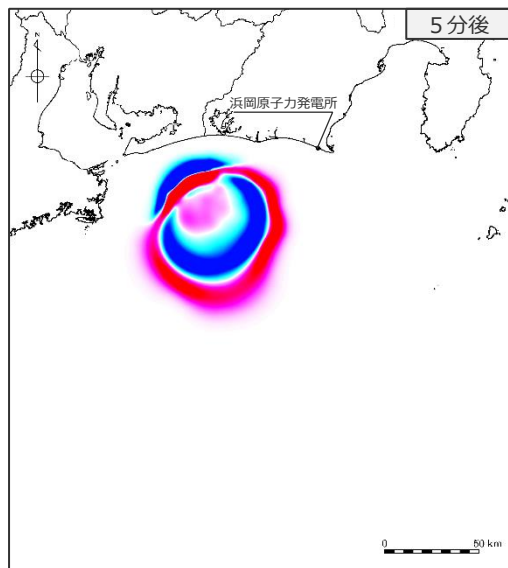


・水位下降側：朔望平均干潮位T.P. -0.93mを考慮

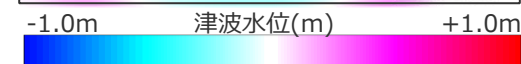
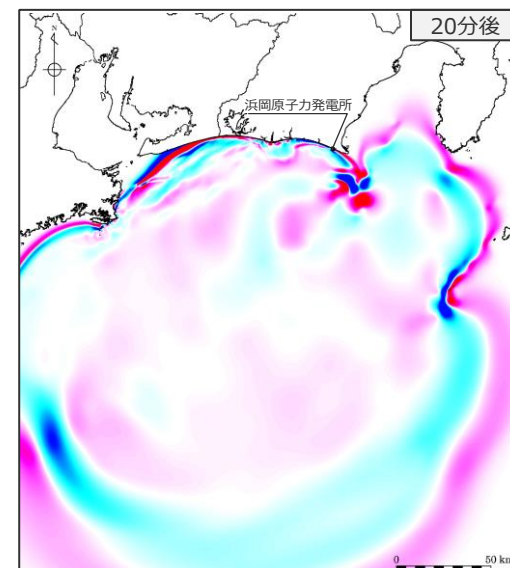
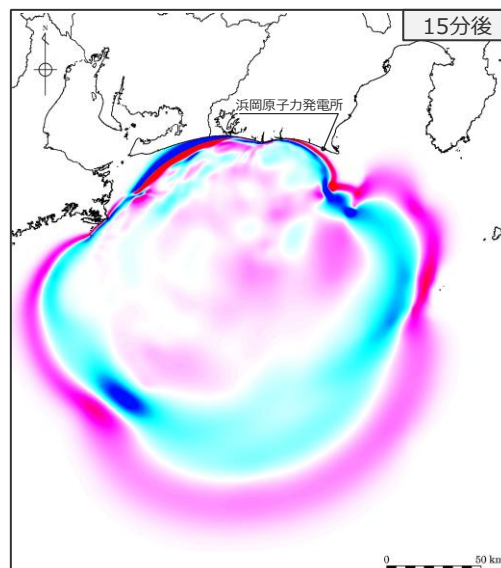
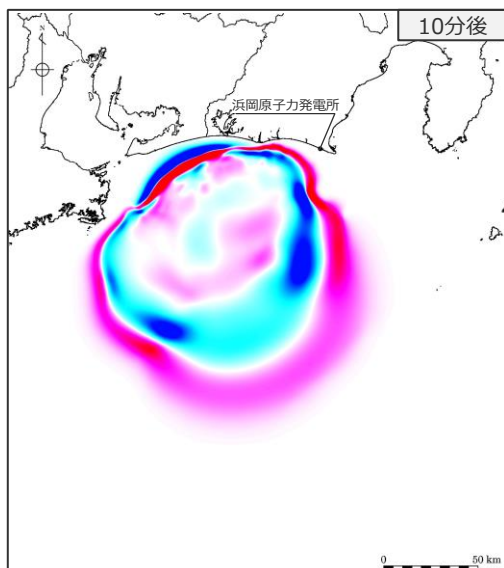
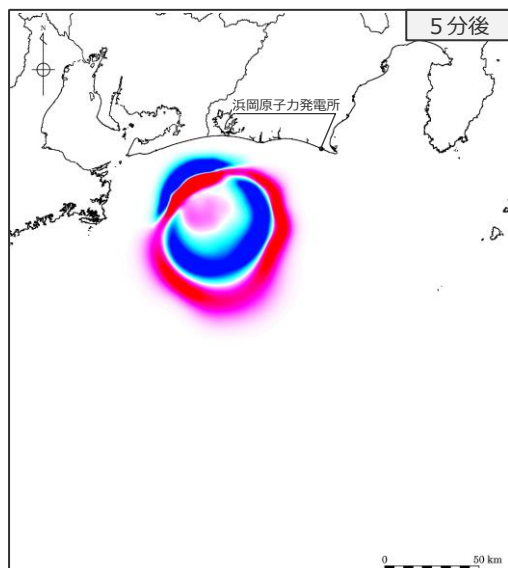
(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認
s26-s29地点の海底地すべりが同時発生した場合
 (津波伝播状況 (Wattsほかの手法 : 水位上昇側 1/2))

■ Wattsほかの手法によるs26地点単独発生とs26-s29地点同時発生の水面上昇側の津波について、5～20分後までの津波伝播のスナップショットを示す。

s26地点単独



s26-s29地点同時発生

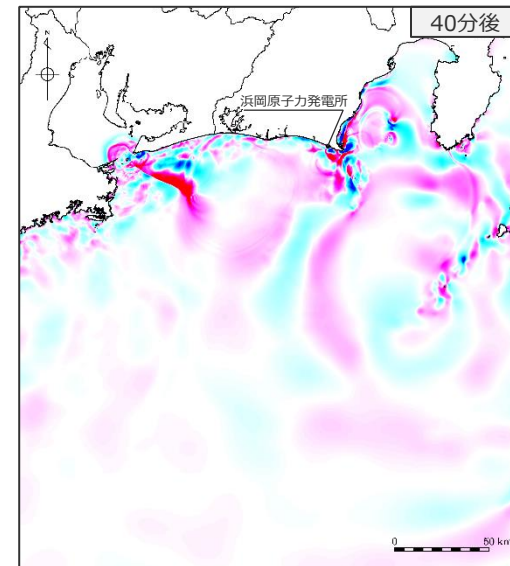
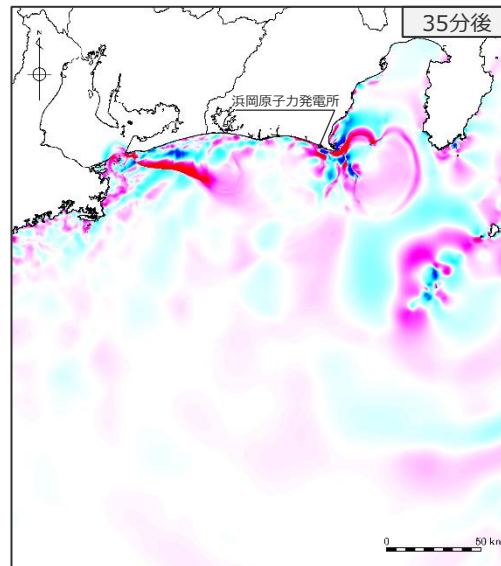
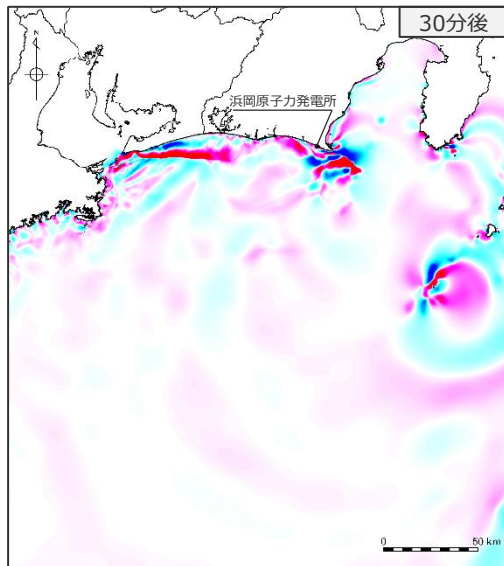
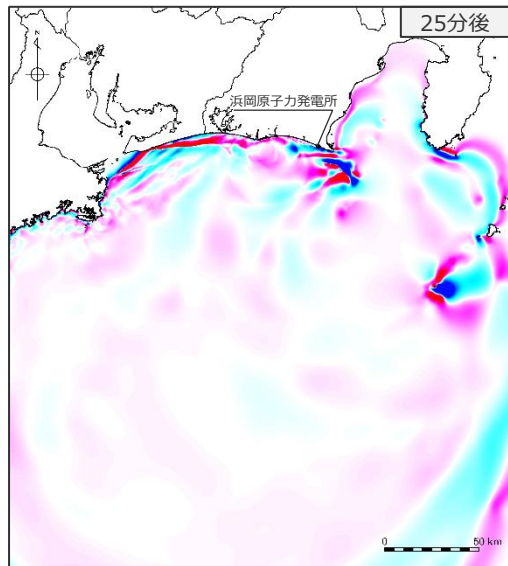


・水位上昇側 : 朔望平均満潮位T.P. +0.80mを考慮

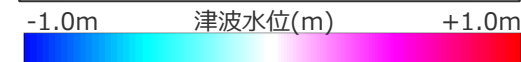
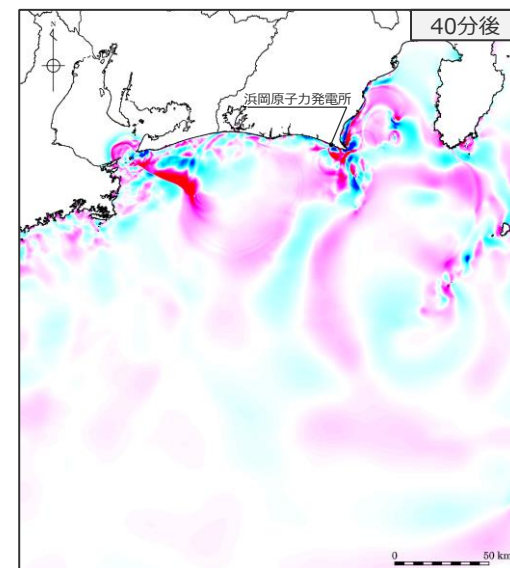
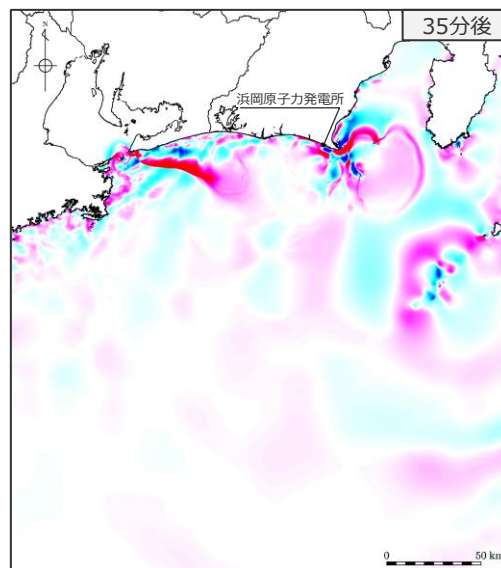
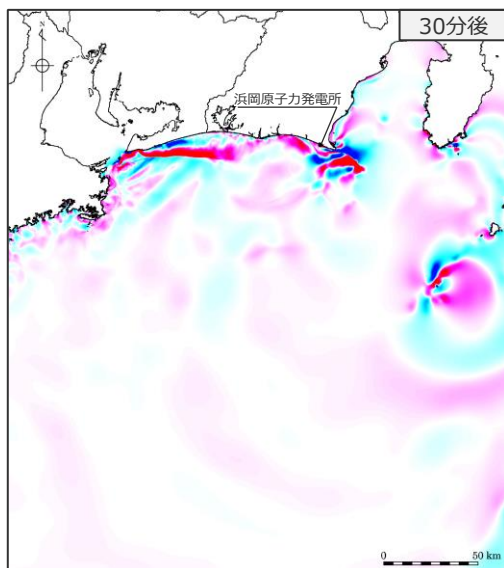
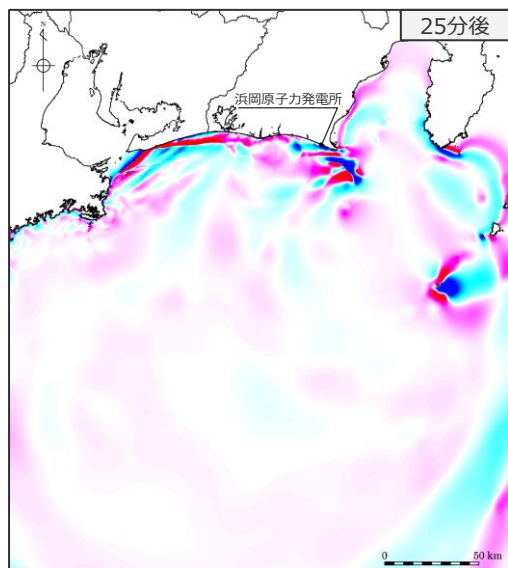
(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認 s26-s29地点の海底地すべりが同時発生した場合 (津波伝播状況 (Wattsほかの手法 : 水位上昇側 2/2))

■ Wattsほかの手法によるs26地点単独発生とs26-s29地点同時発生の水面上昇側の津波について、25～40分後までの津波伝播のスナップショットを示す。

s26地点単独



s26-s29地点同時発生

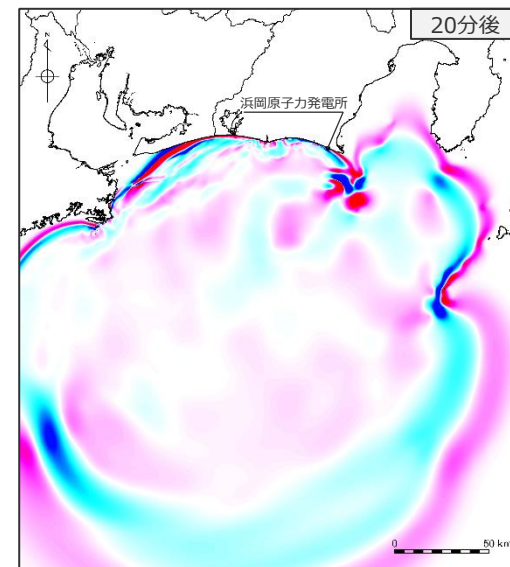
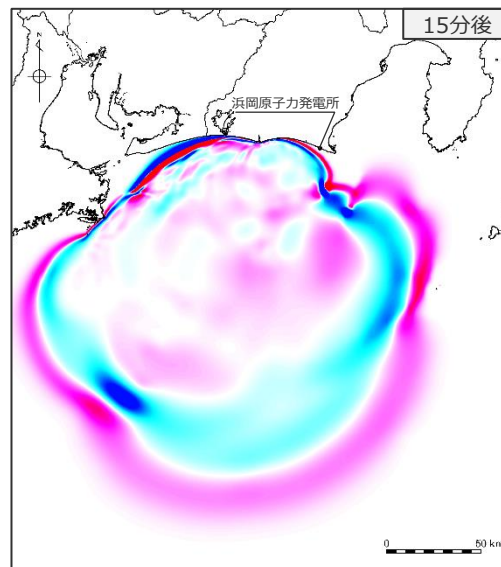
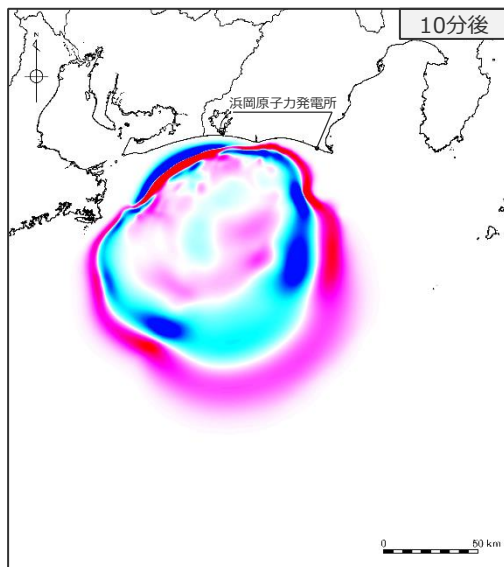
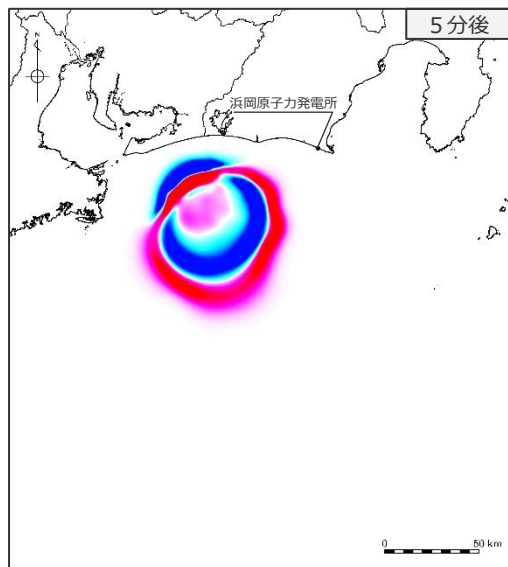


・水位上昇側：朔望平均満潮位T.P. +0.80mを考慮

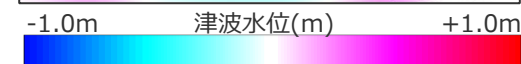
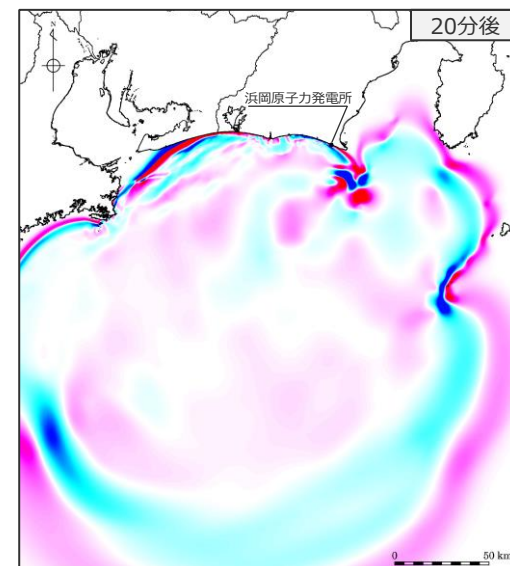
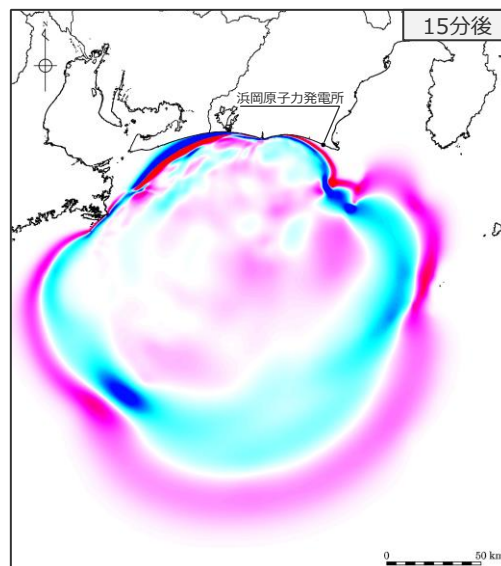
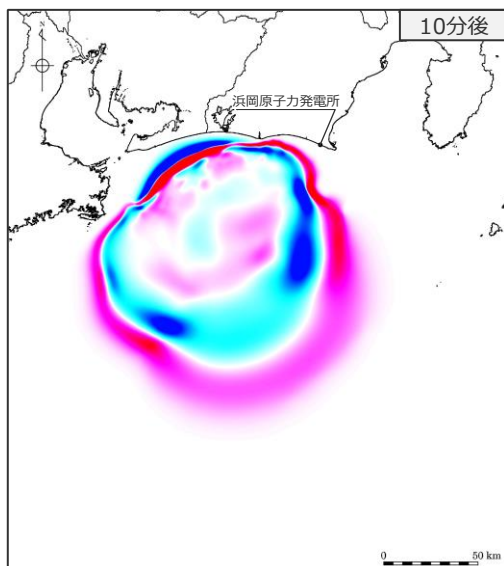
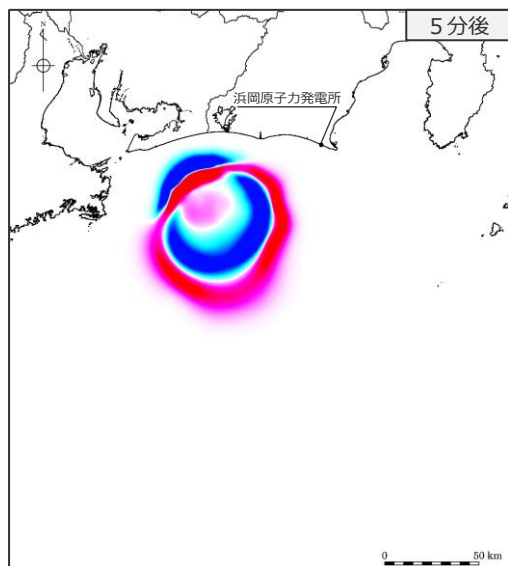
(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認
s26-s29地点の海底地すべりが同時発生した場合
 (津波伝播状況 (Wattsほかの手法 : 水位下降側 1/2))

■ Wattsほかの手法によるs26地点単独発生とs26-s29地点同時発生の水位下降側の津波について、5～20分後までの津波伝播のスナップショットを示す。

s26地点単独



s26-s29地点同時発生

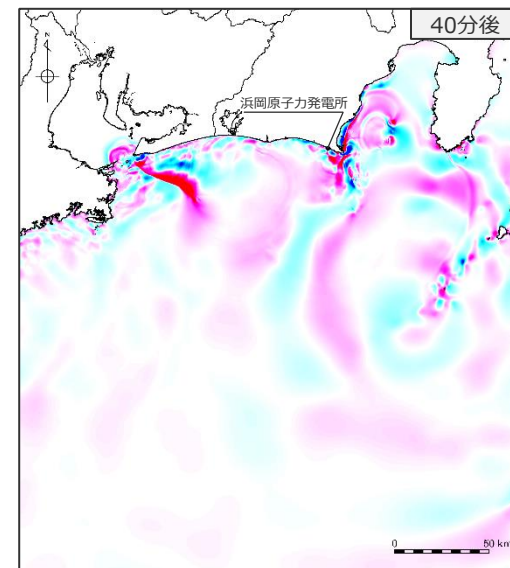
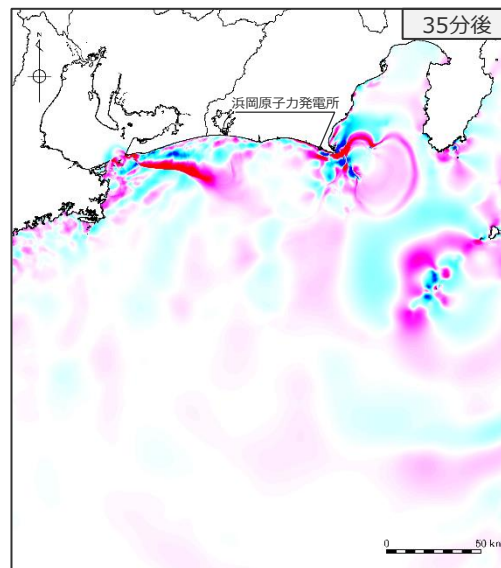
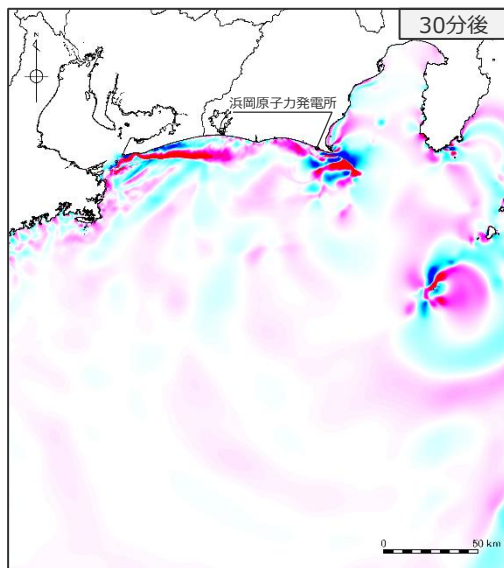
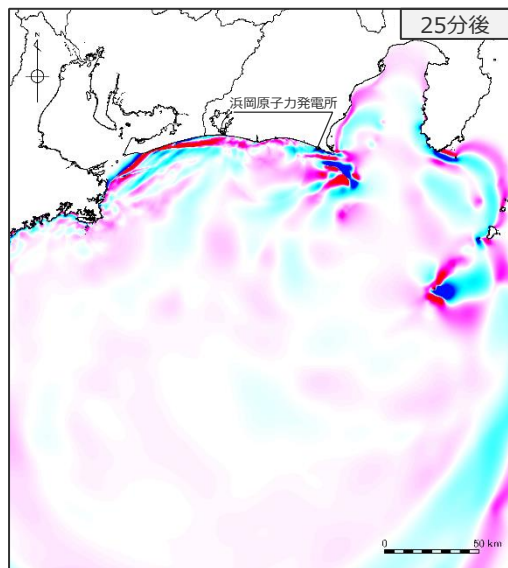


・水位下降側：朔望平均干潮位T.P. -0.93mを考慮

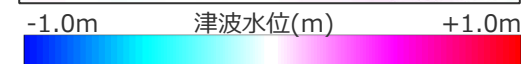
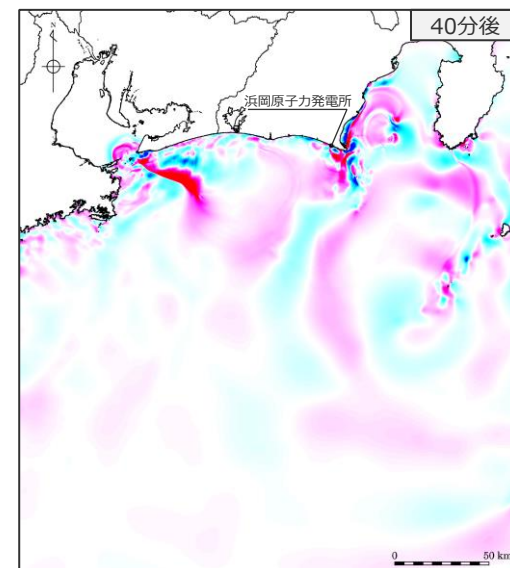
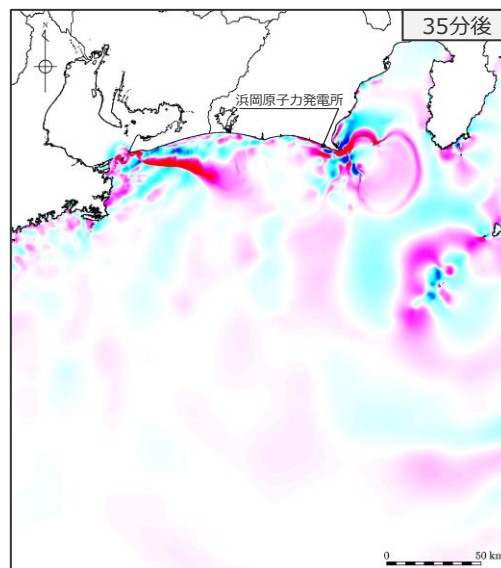
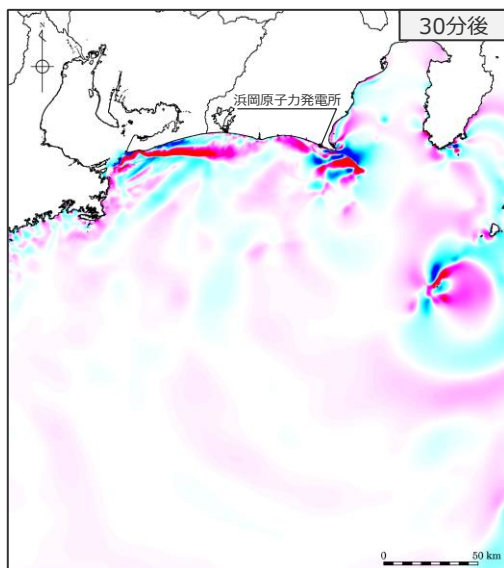
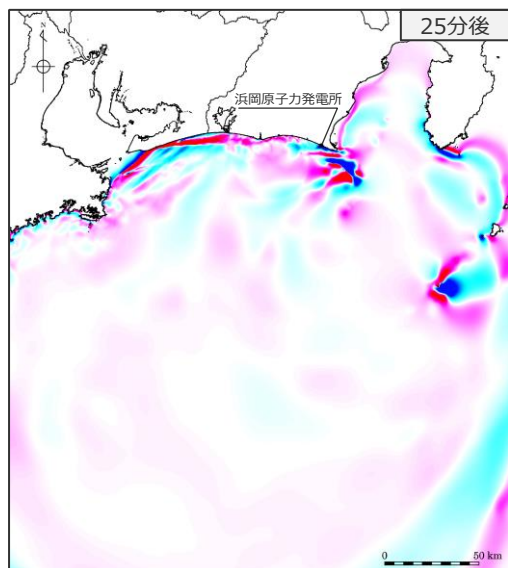
(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認 s26-s29地点の海底地すべりが同時発生した場合 (津波伝播状況 (Wattsほかの手法 : 水位下降側 2/2))

■ Wattsほかの手法によるs26地点単独発生とs26-s29地点同時発生の水位下降側の津波について、25～40分後までの津波伝播のスナップショットを示す。

s26地点単独



s26-s29地点同時発生

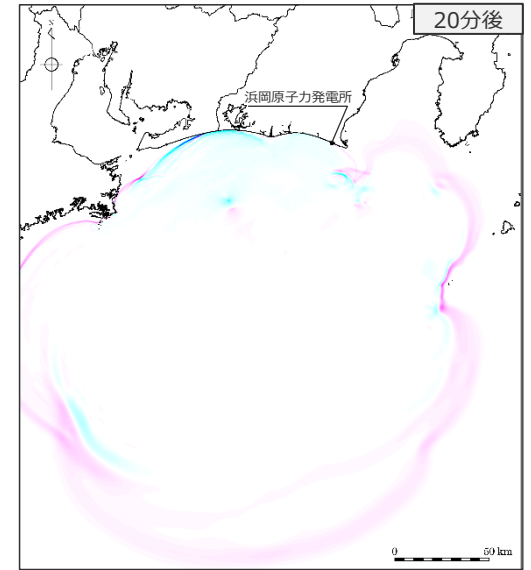
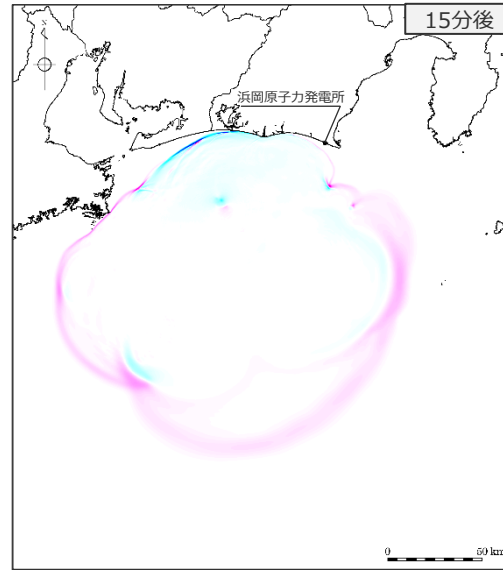
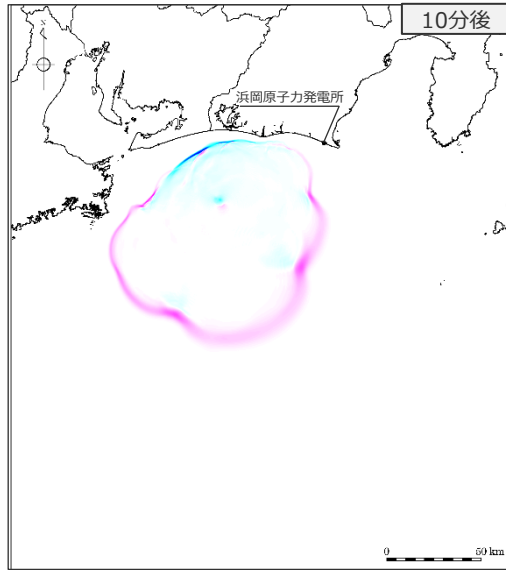
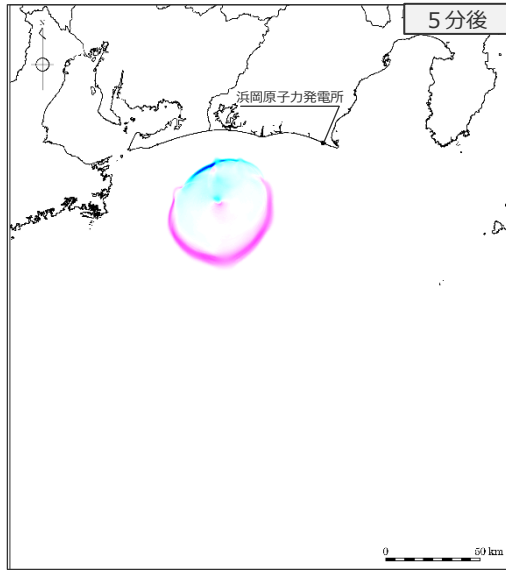


・水位下降側：朔望平均干潮位T.P. -0.93mを考慮

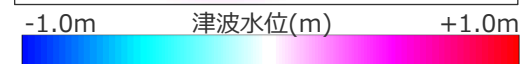
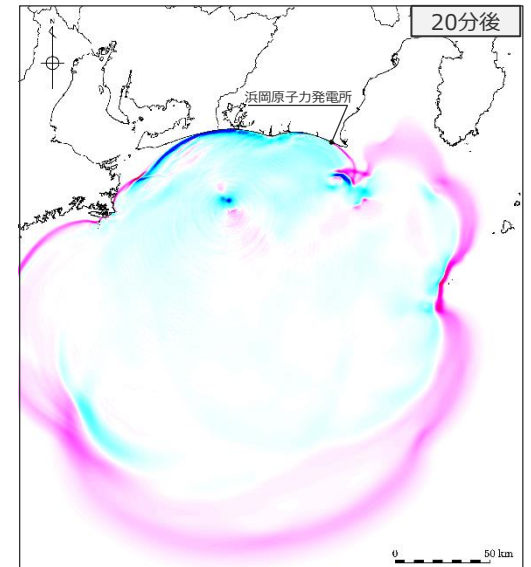
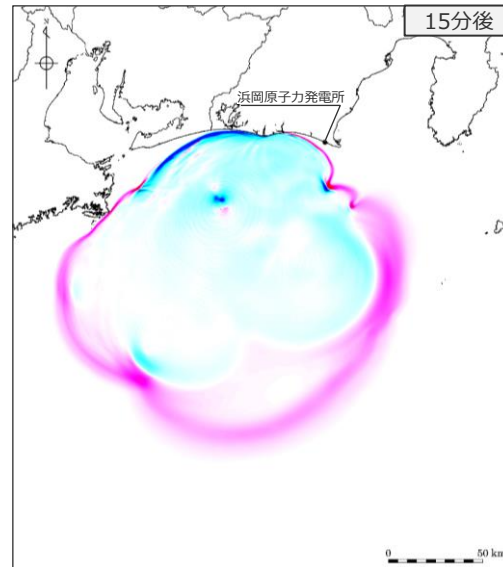
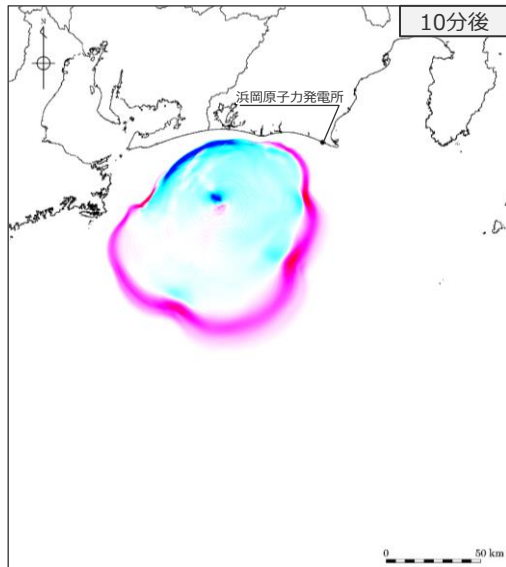
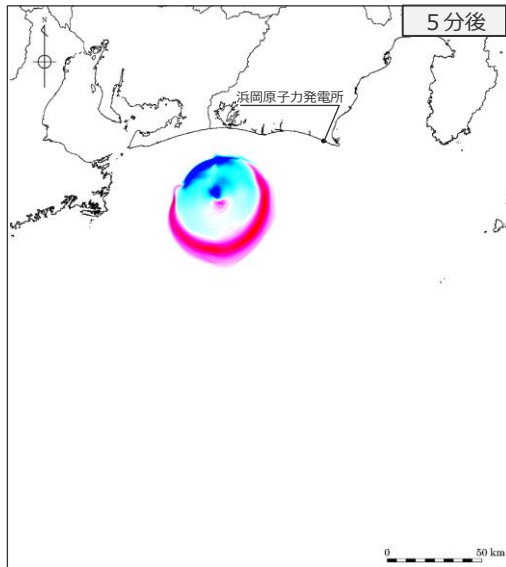
(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認
s21-s25地点の海底地すべりが同時発生した場合
 (津波伝播状況 (二層流モデルの手法 : 水位上昇側 1/2))

■ 二層流モデルの手法によるs22地点単独発生とs21-s25地点同時発生の水位上昇側の津波について、5～20分後までの津波伝播のスナップショットを示す。

s22地点単独



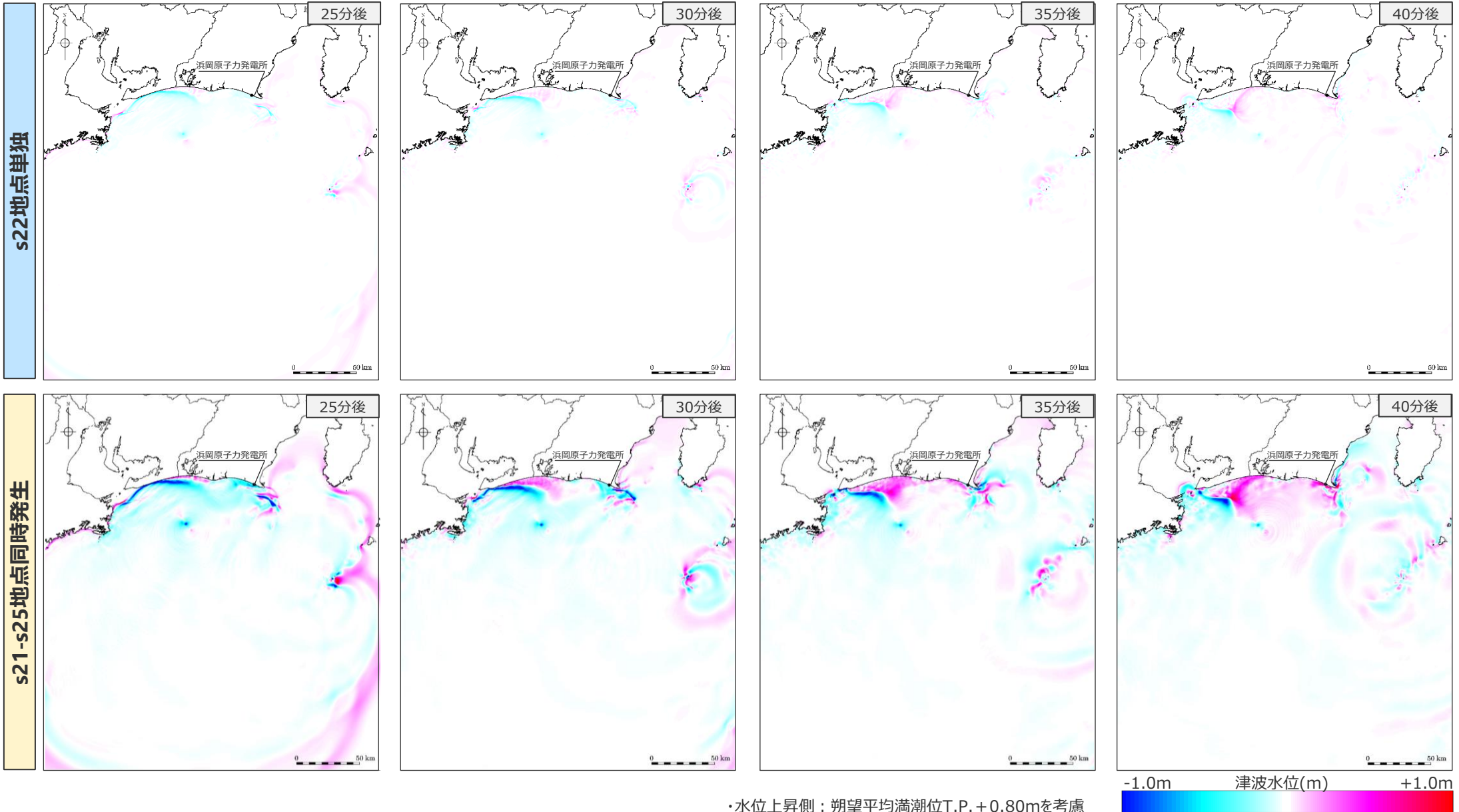
s21-s25地点同時発生



・水位上昇側：朔望平均満潮位T.P.+0.80mを考慮

(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認
s21-s25地点の海底地すべりが同時発生した場合
 (津波伝播状況 (二層流モデルの手法 : 水位上昇側 2/2))

■ 二層流モデルの手法によるs22地点単独発生とs21-s25地点同時発生の水面上昇側の津波について、25～40分後までの津波伝播のスナップショットを示す。

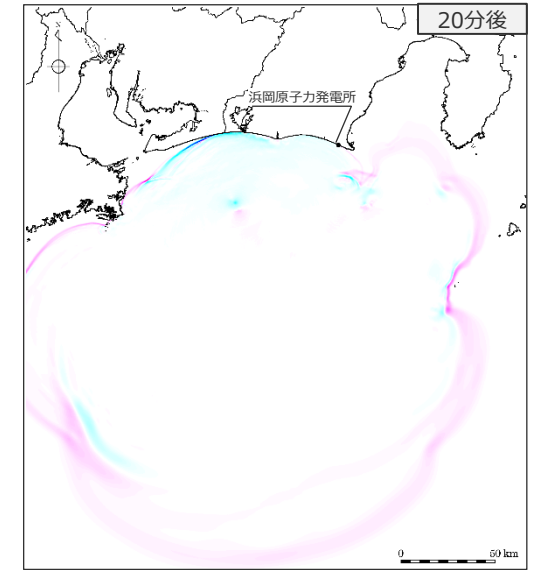
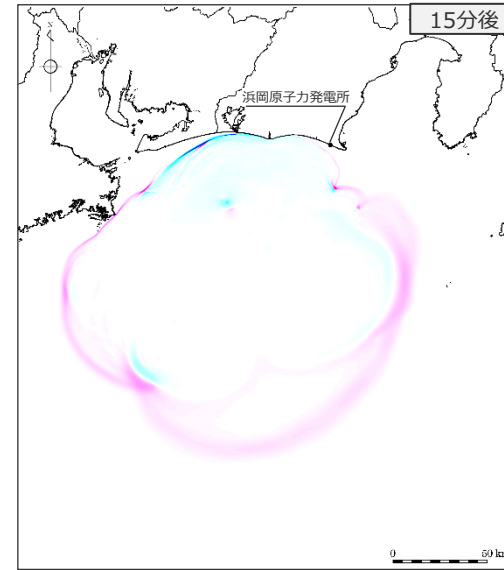
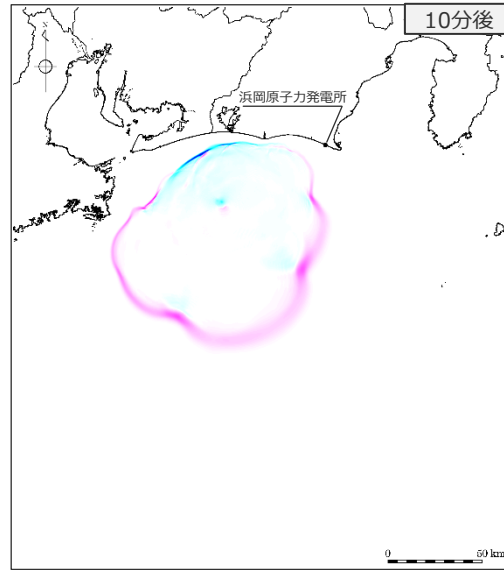
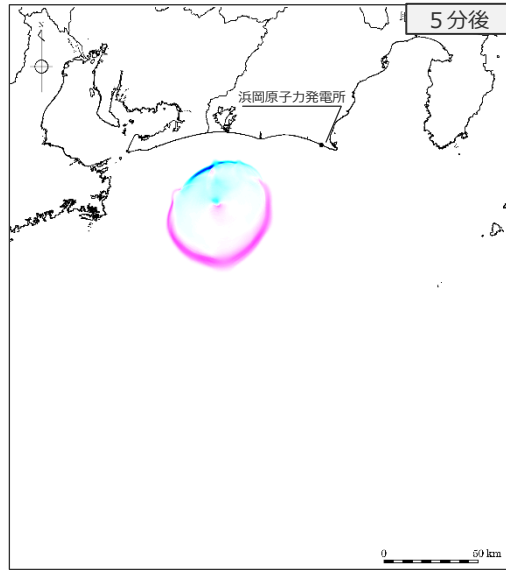


・水位上昇側：朔望平均満潮位T.P.+0.80mを考慮

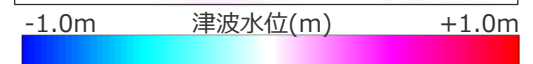
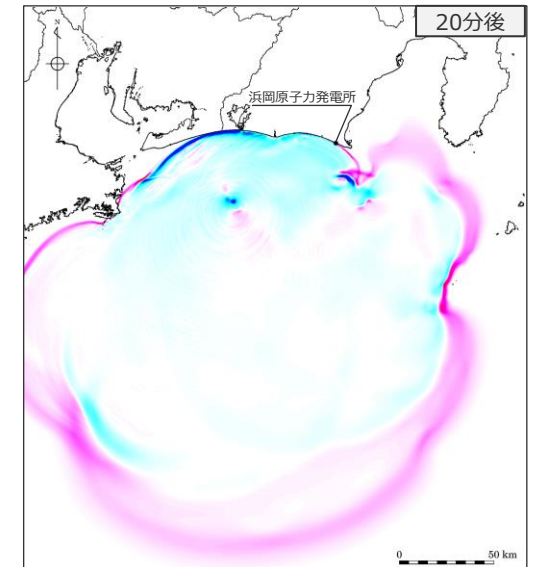
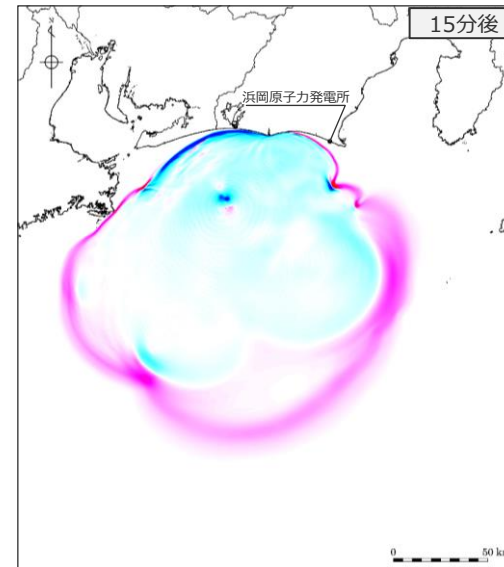
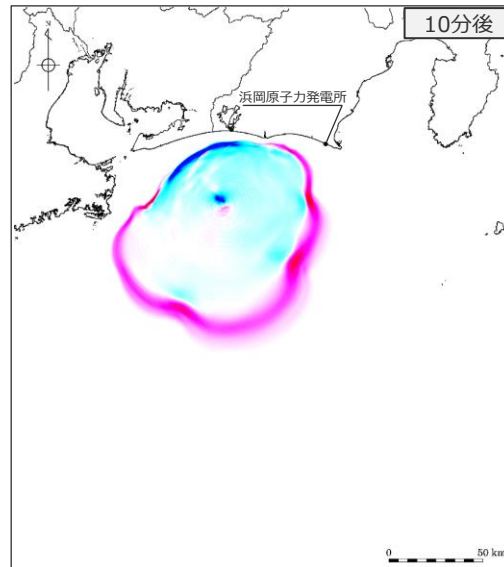
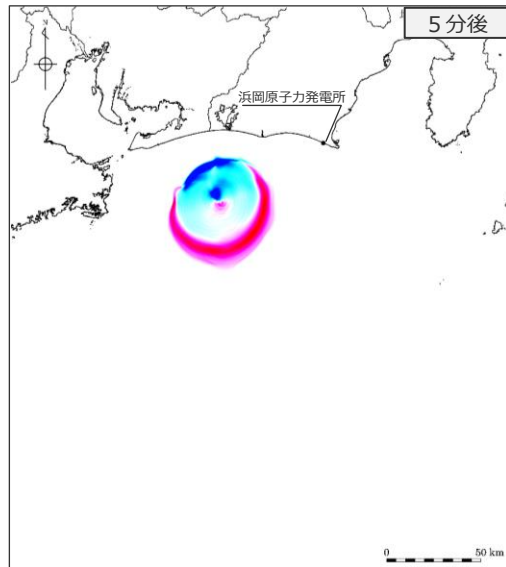
(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認
s21-s25地点の海底地すべりが同時発生した場合
 (津波伝播状況 (二層流モデルの手法 : 水位下降側 1/2))

■ 二層流モデルの手法によるs22地点単独発生とs21-s25地点同時発生の水位下降側の津波について、5～20分後までの津波伝播のスナップショットを示す。

s22地点単独



s21-s25地点同時発生

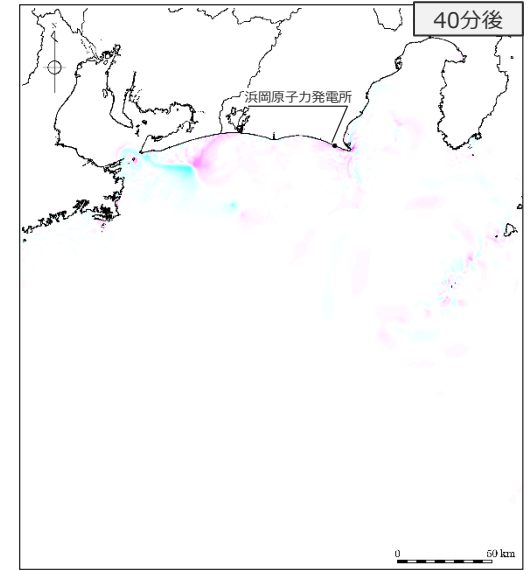
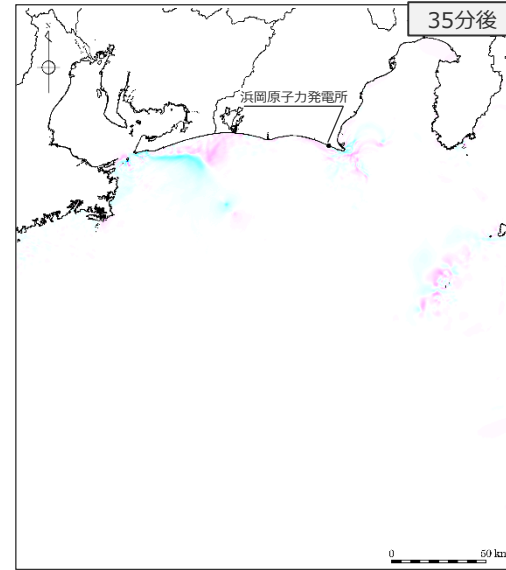
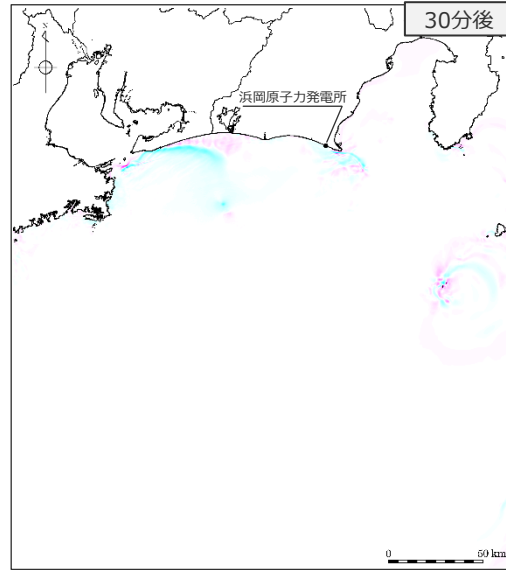
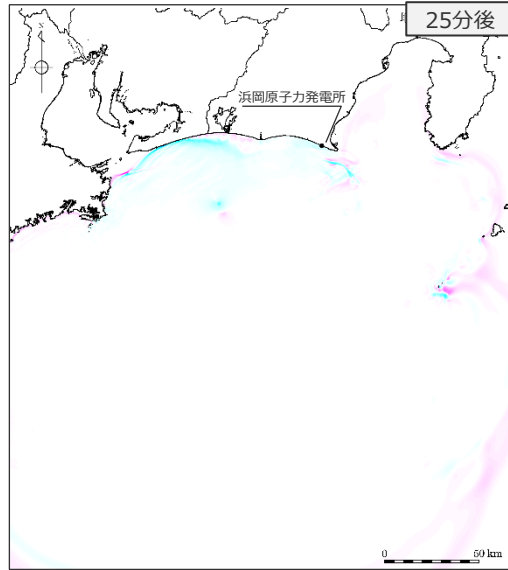


・水位下降側：朔望平均干潮位T.P. -0.93mを考慮

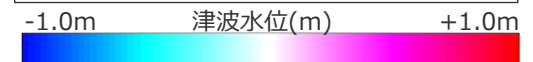
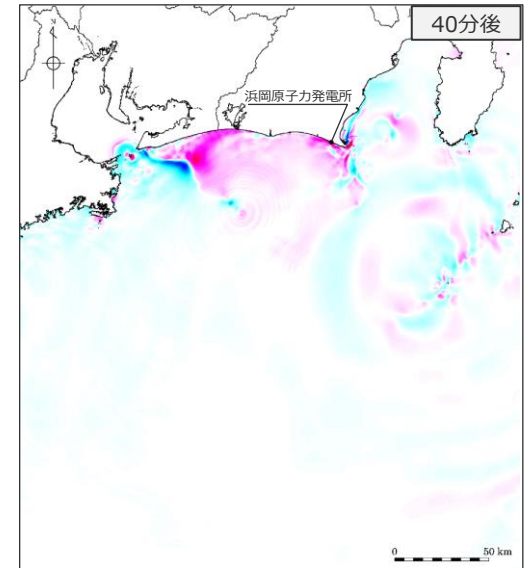
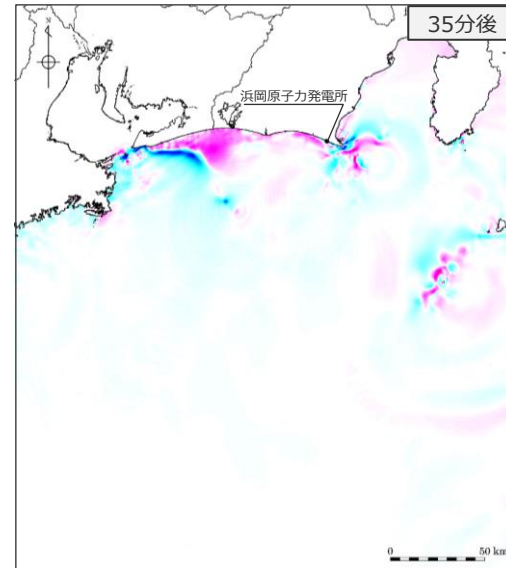
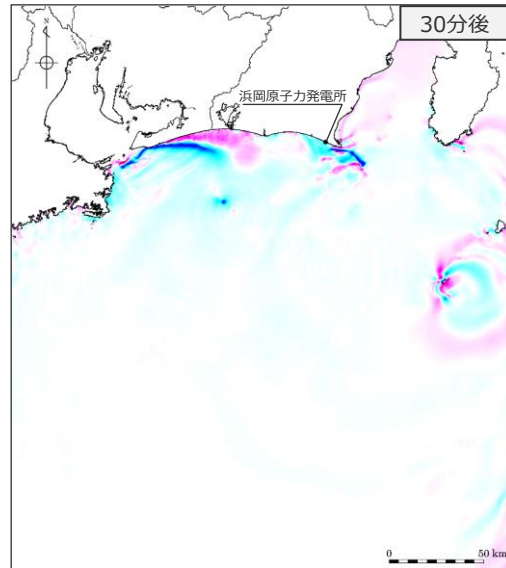
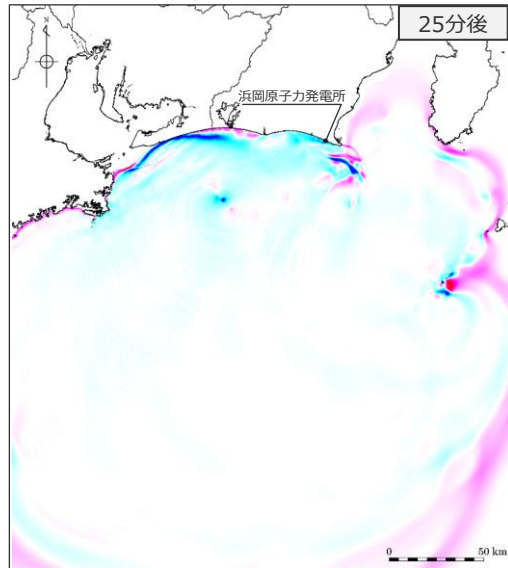
(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認
s21-s25地点の海底地すべりが同時発生した場合
 (津波伝播状況 (二層流モデルの手法 : 水位下降側 2/2))

■ 二層流モデルの手法によるs22地点単独発生とs21-s25地点同時発生の水位下降側の津波について、25～40分後までの津波伝播のスナップショットを示す。

s22地点単独



s21-s25地点同時発生

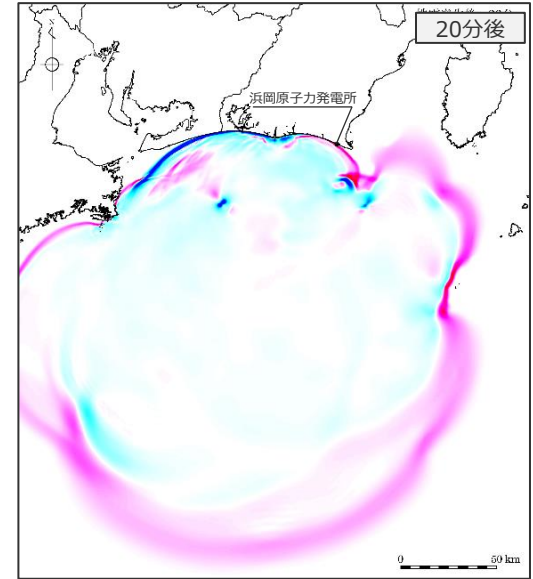
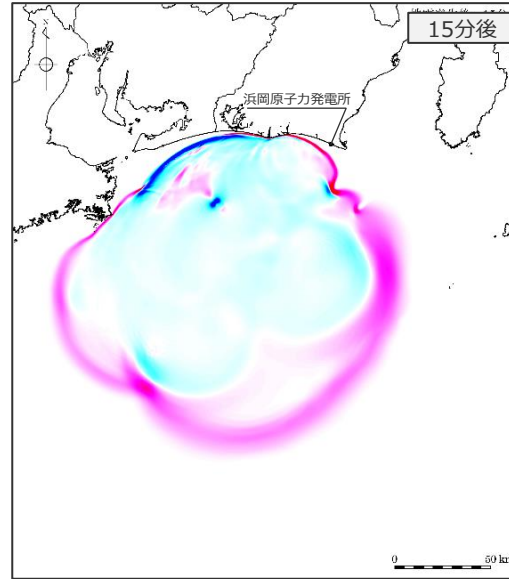
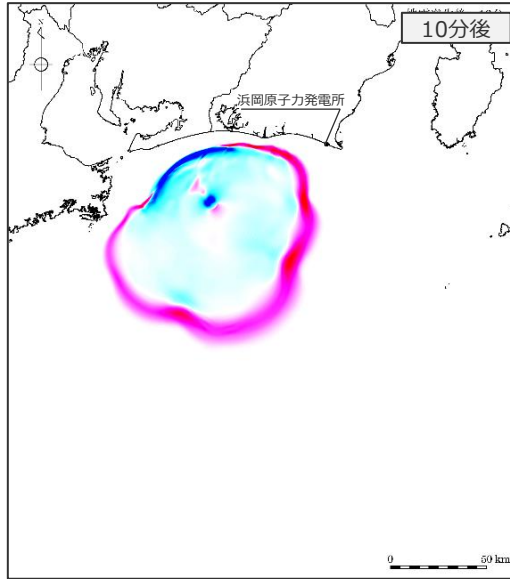
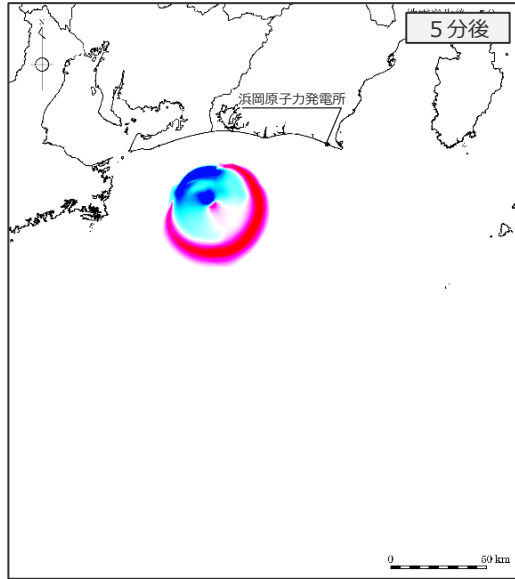


・水位下降側：朔望平均干潮位T.P. -0.93mを考慮

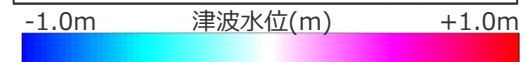
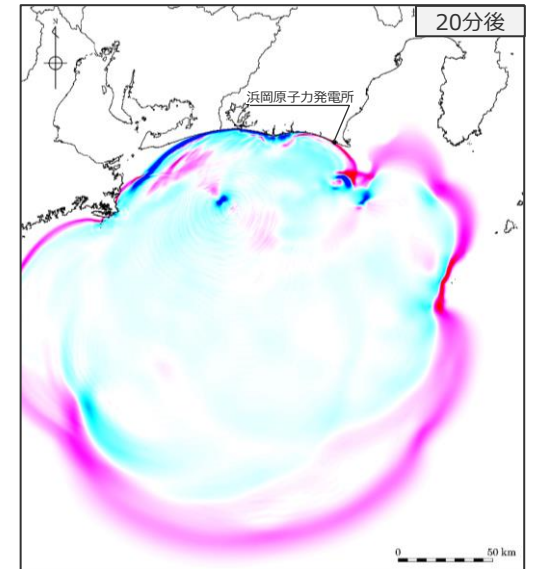
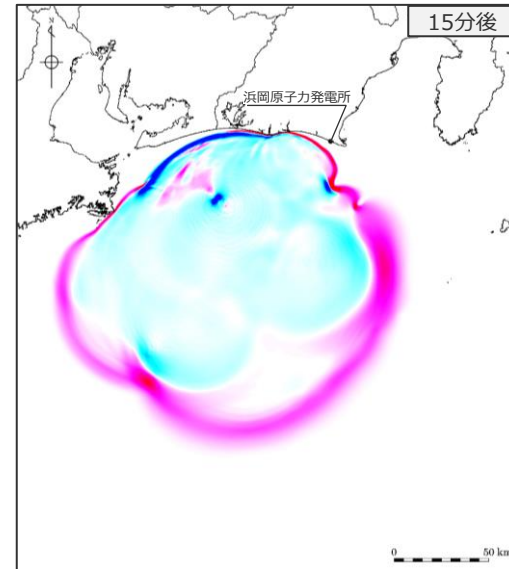
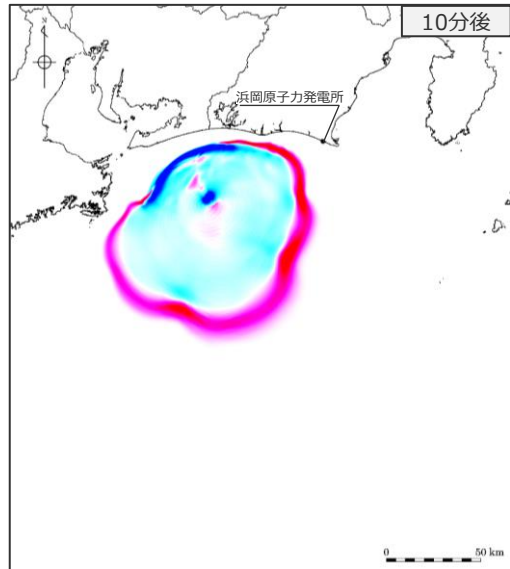
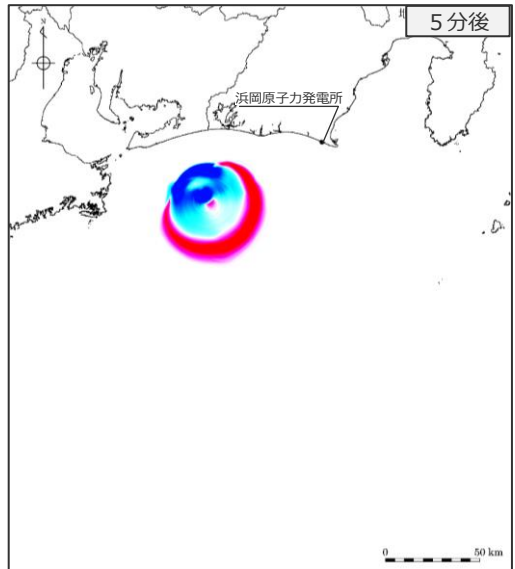
(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認
s26-s29地点の海底地すべりが同時発生した場合
 (津波伝播状況 (二層流モデルの手法 : 水位上昇側 1/2))

■ 二層流モデルの手法によるs26地点単独発生とs26-s29地点同時発生の水面上昇側の津波について、5～20分後までの津波伝播のスナップショットを示す。

s26地点単独



s26-s29地点同時発生

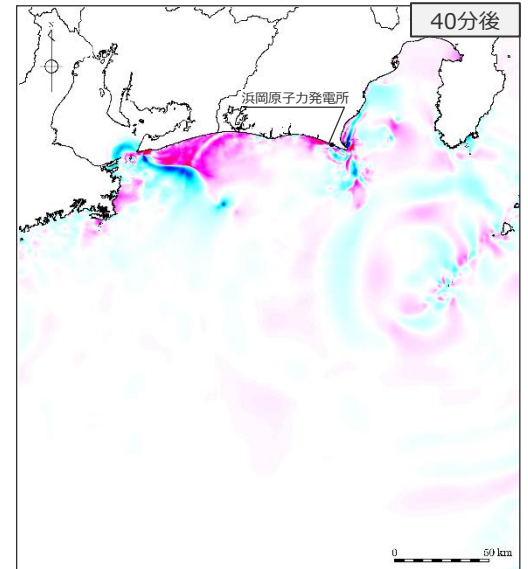
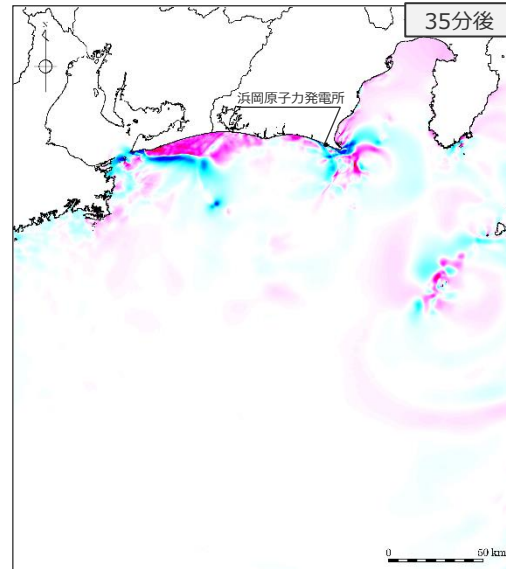
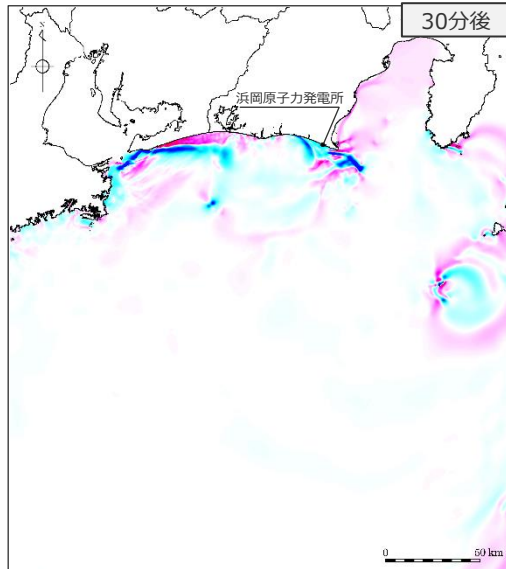
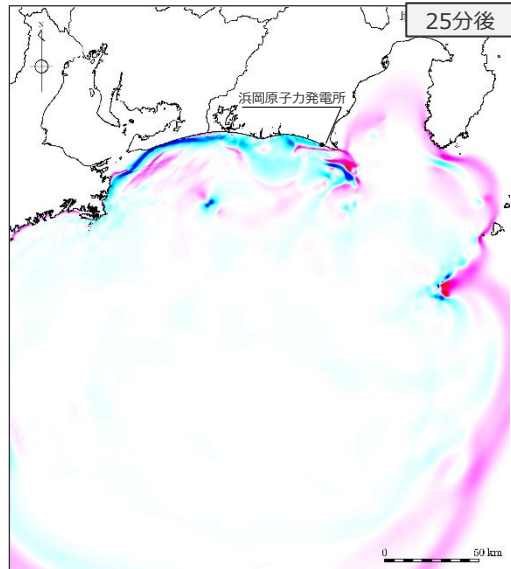


・水位上昇側：朔望平均満潮位T.P.+0.80mを考慮

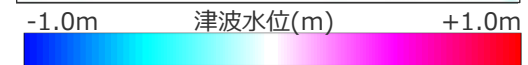
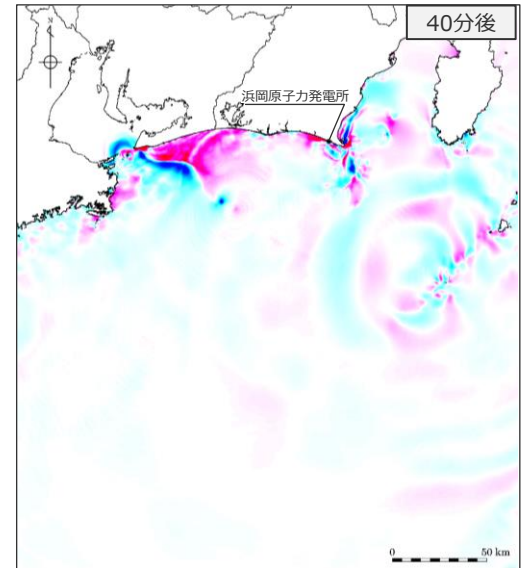
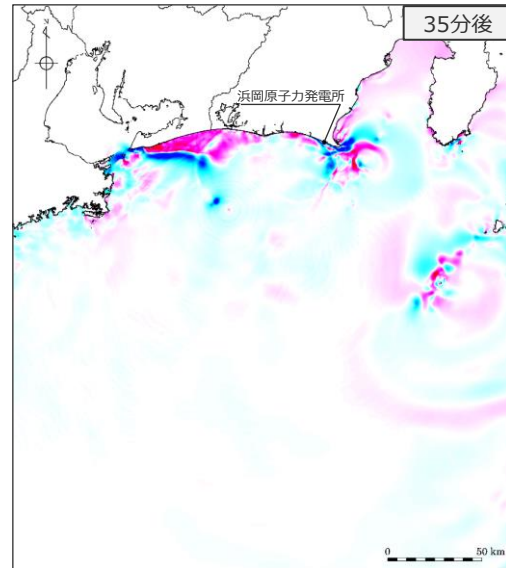
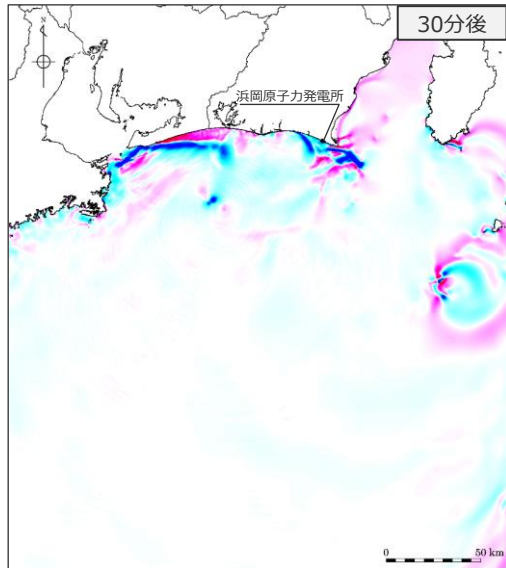
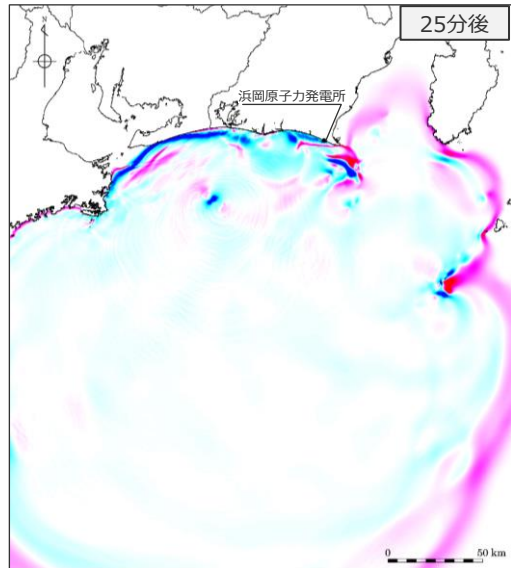
(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認
s26-s29地点の海底地すべりが同時発生した場合
 (津波伝播状況 (二層流モデルの手法 : 水位上昇側 2/2))

■ 二層流モデルの手法によるs26地点単独発生とs26-s29地点同時発生の水面上昇側の津波について、25～40分後までの津波伝播のスナップショットを示す。

s26地点単独



s26-s29地点同時発生

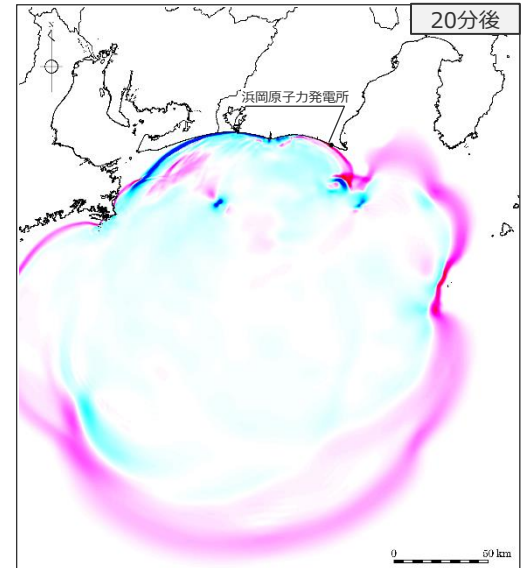
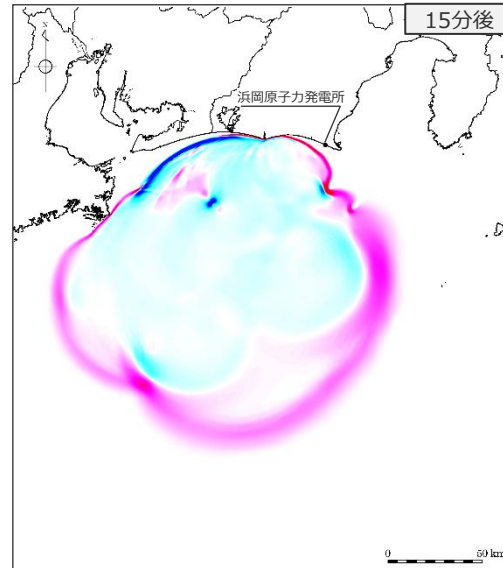
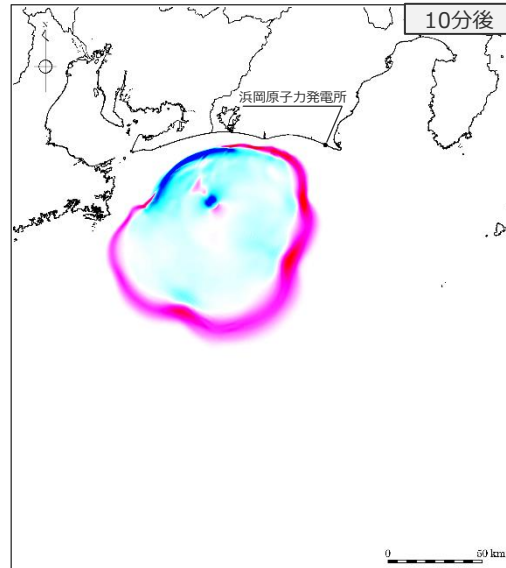
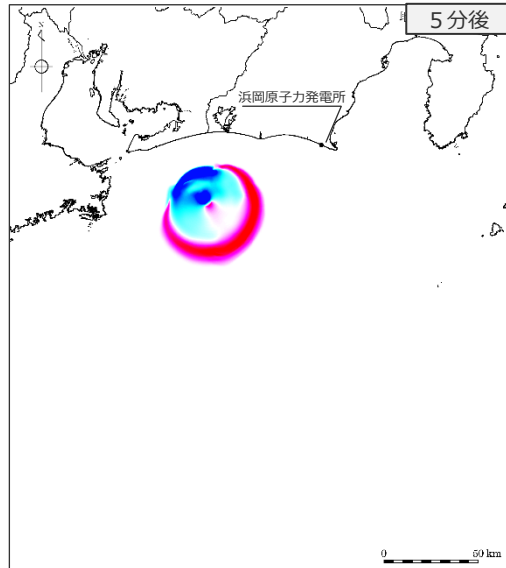


・水位上昇側：朔望平均満潮位T.P.+0.80mを考慮

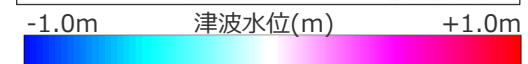
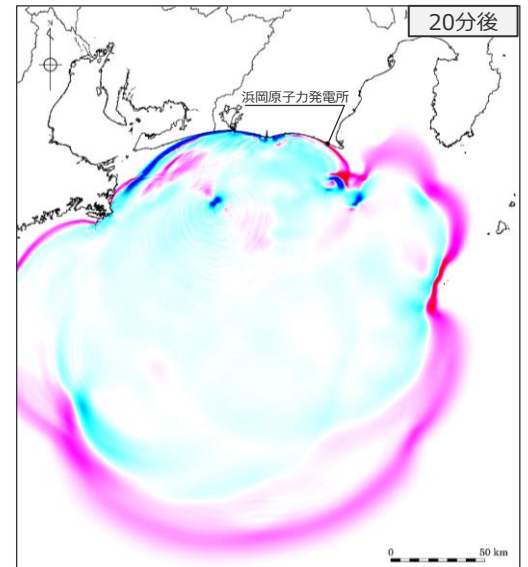
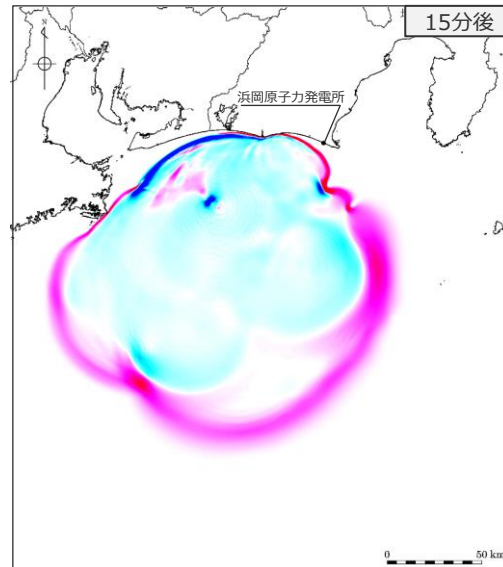
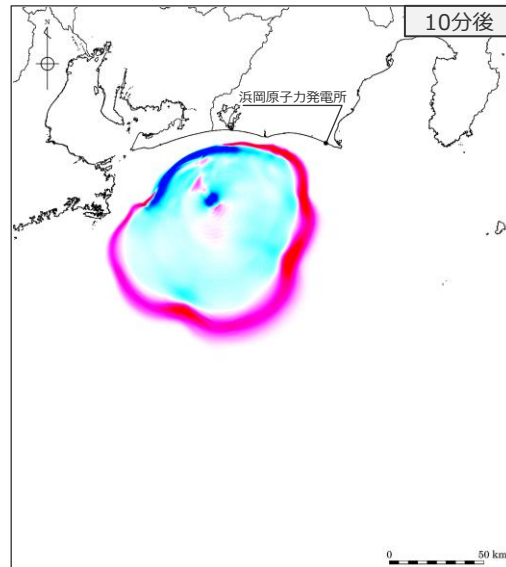
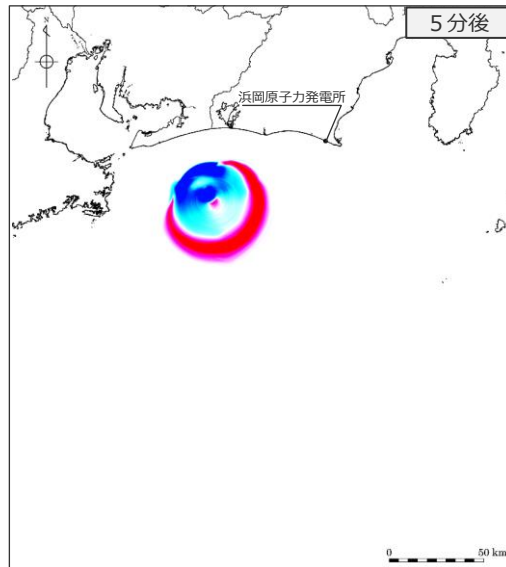
(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認
s26-s29地点の海底地すべりが同時発生した場合
 (津波伝播状況 (二層流モデルの手法 : 水位下降側 1/2))

■ 二層流モデルの手法によるs26地点単独発生とs26-s29地点同時発生の水位下降側の津波について、5～20分後までの津波伝播のスナップショットを示す。

s26地点単独



s26-s29地点同時発生

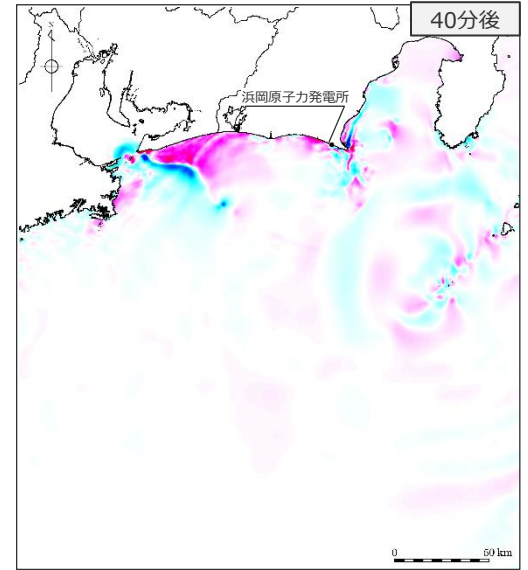
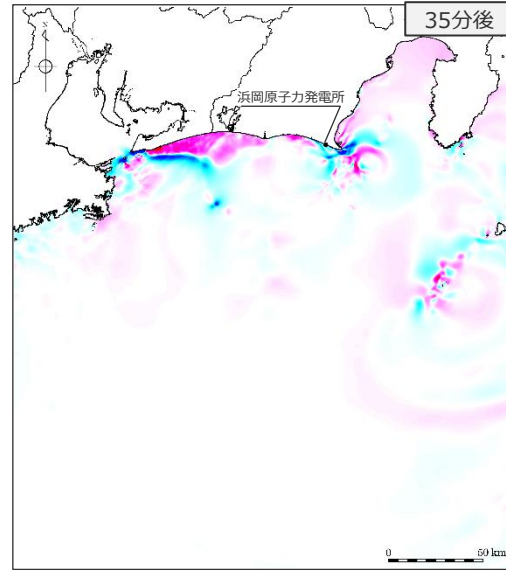
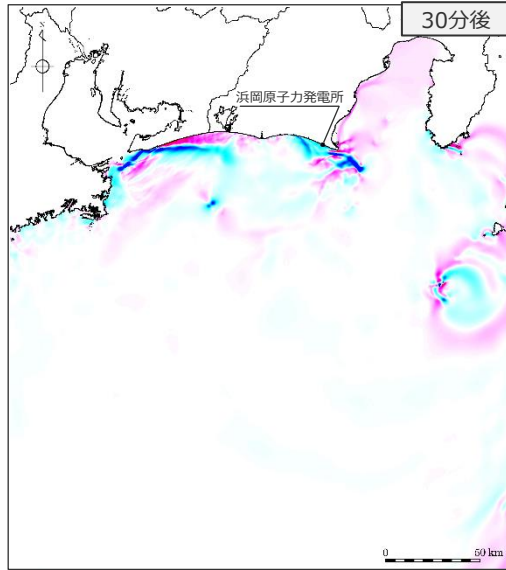
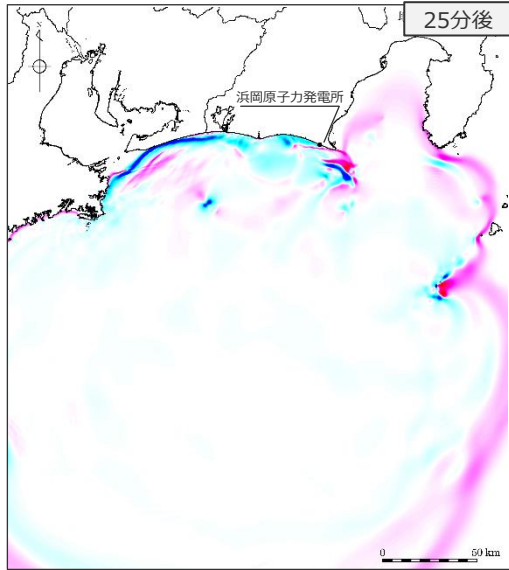


・水位下降側：朔望平均干潮位T.P. -0.93mを考慮

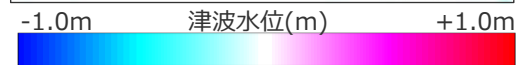
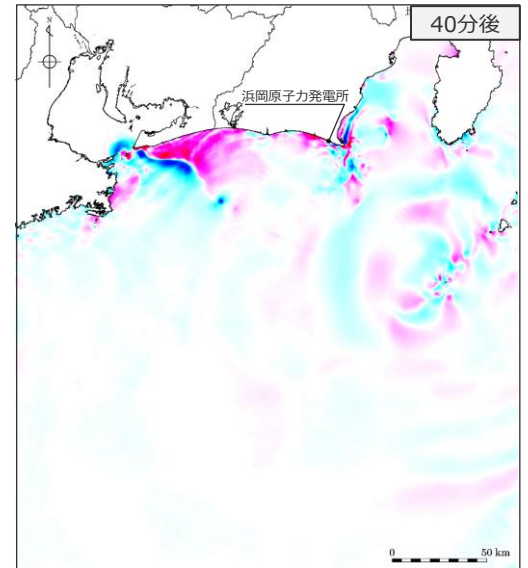
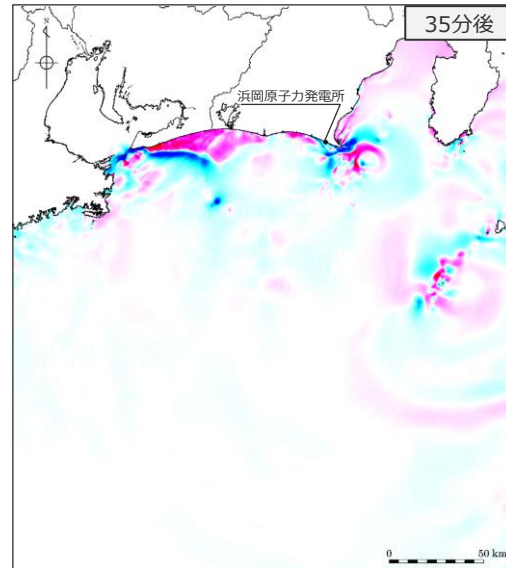
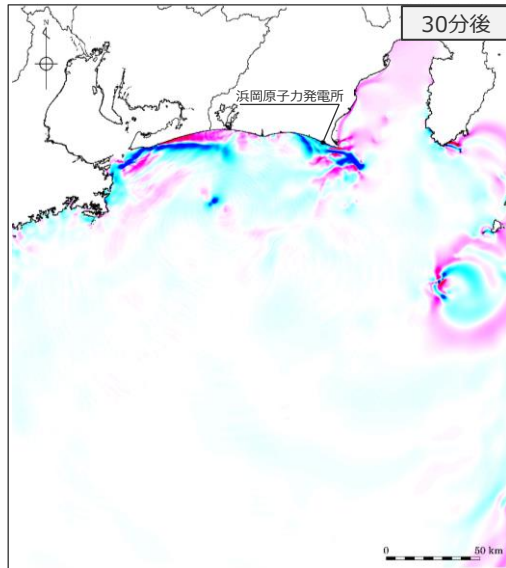
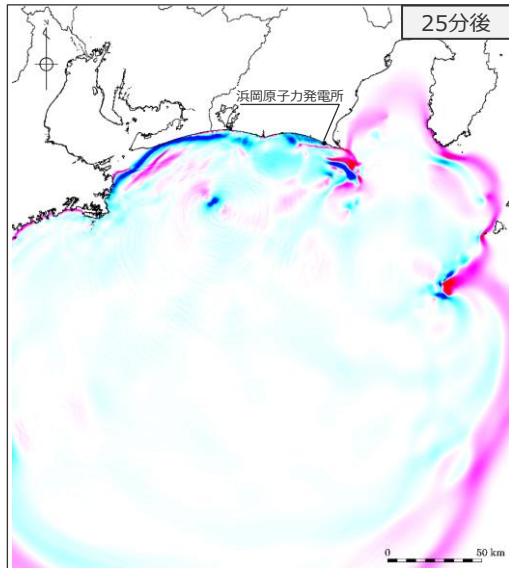
(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認
s26-s29地点の海底地すべりが同時発生した場合
 (津波伝播状況 (二層流モデルの手法 : 水位下降側 2/2))

■ 二層流モデルの手法によるs26地点単独発生とs26-s29地点同時発生の水位下降側の津波について、25～40分後までの津波伝播のスナップショットを示す。

s26地点単独



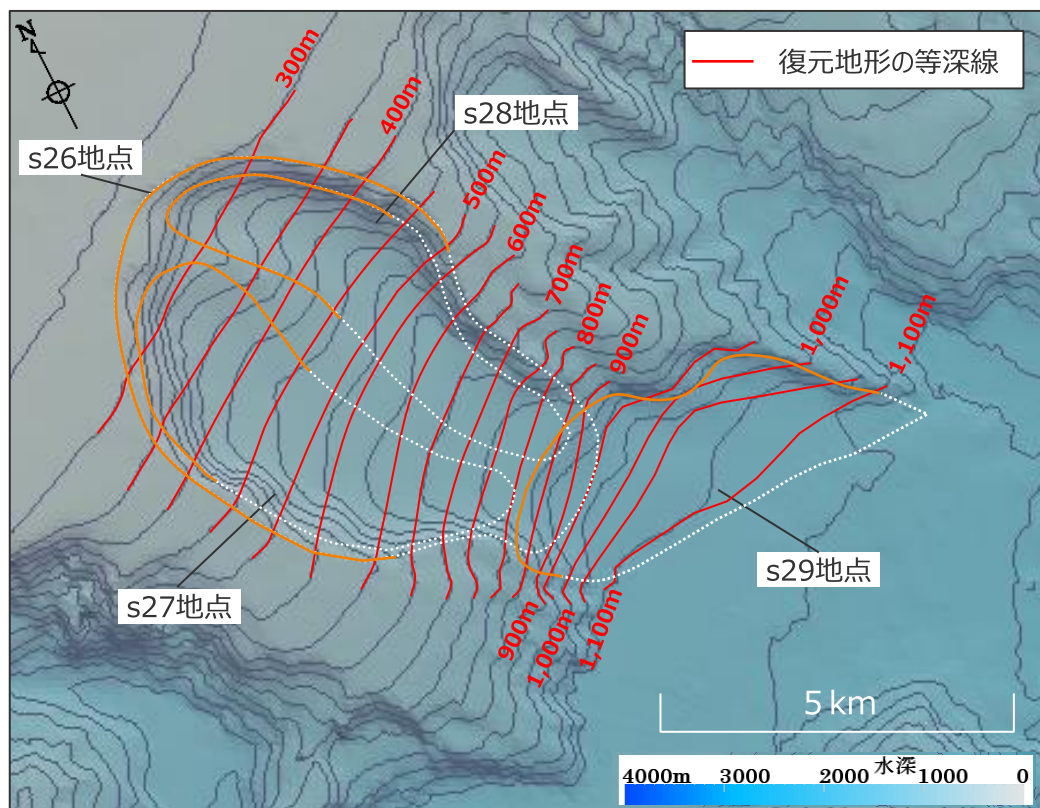
s26-s29地点同時発生



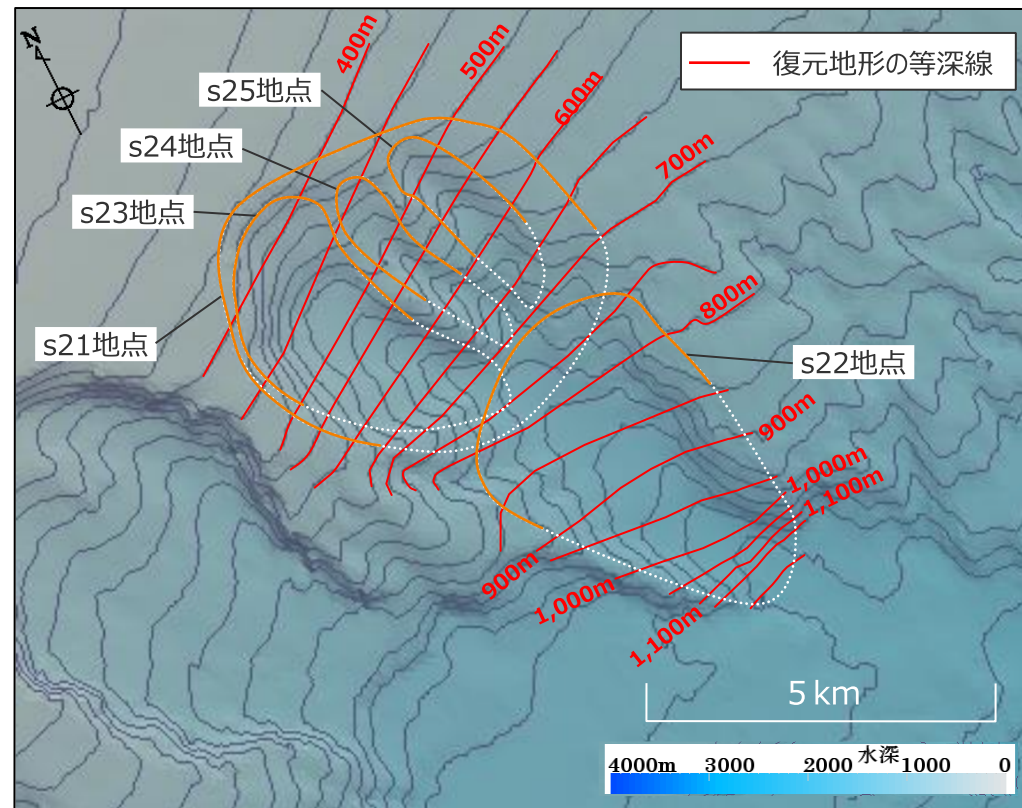
・水位下降側：朔望平均干潮位T.P. -0.93mを考慮

(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認
(参考) 復元地形の確認：地形図

■ 現地形と復元地形の等深線を重ねた地形図を作成し、s21-s25地点及びs26-s29地点の南端部が、その両側の崖地形（等深線）と整合していることを確認した。



s26-s29地点の地すべり地形
 (基図：現地形)

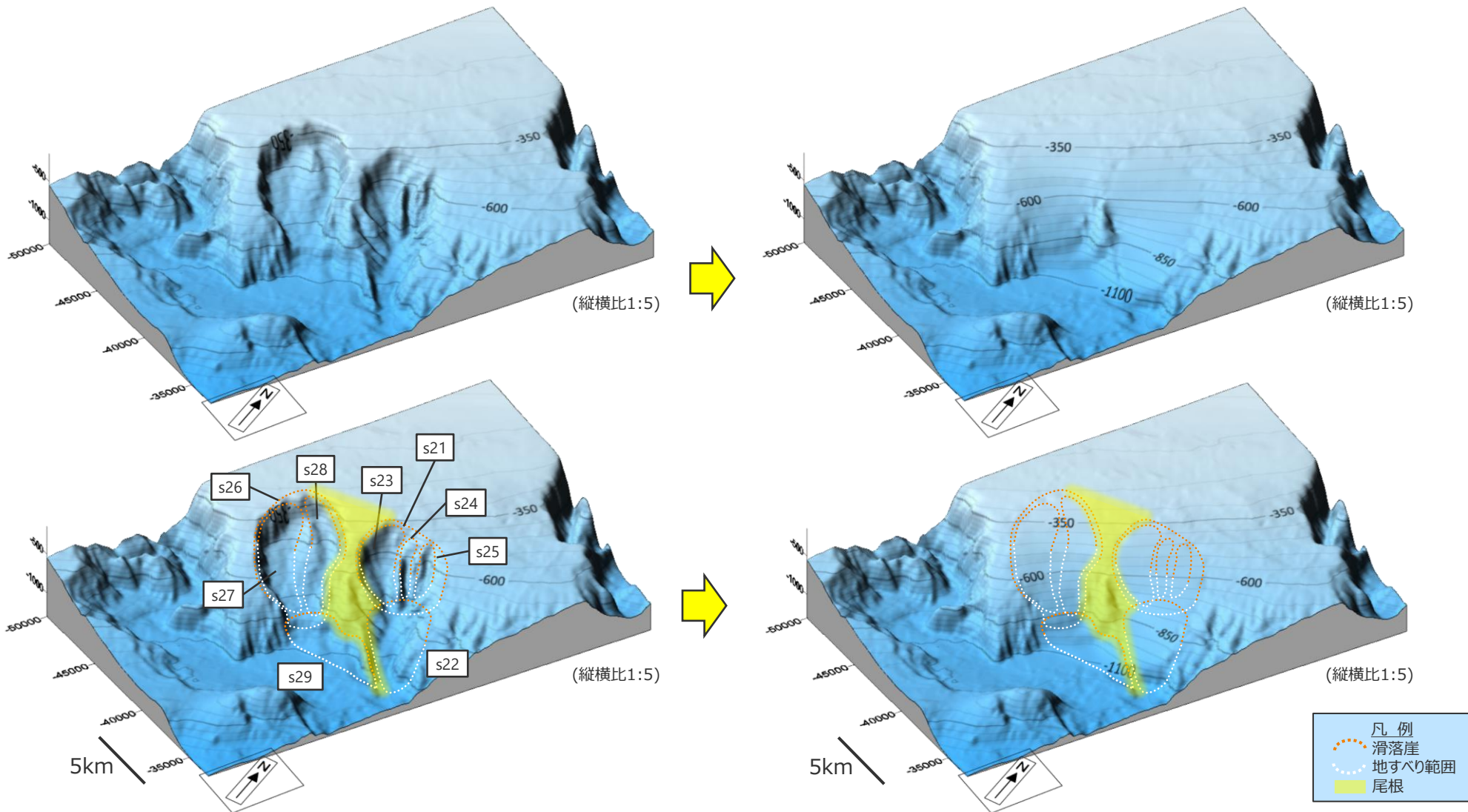


s21-s25地点の地すべり地形
 (基図：現地形)

凡例
 〰 滑落崖
 〰 地すべり範囲

(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認 (参考) 復元地形の確認：鯨瞰図

■ 海底地すべりの復元地形の鯨瞰図を以下に示す。



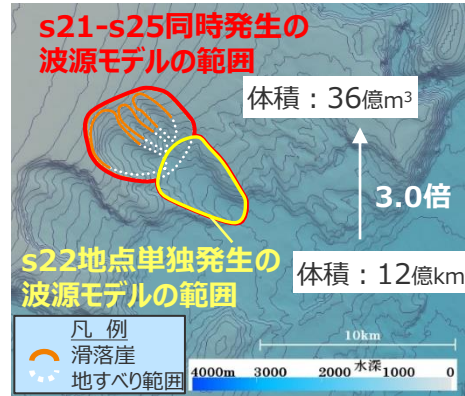
s21-s25地点、s26-29地点の地すべり地形鯨瞰図 (基図：現地形)
(左：現地形、右：復元地形)

・鯨瞰図は斜め上方向からの見取り図であるため、滑落崖及び地すべり範囲が平面図のものとは完全には一致しない。

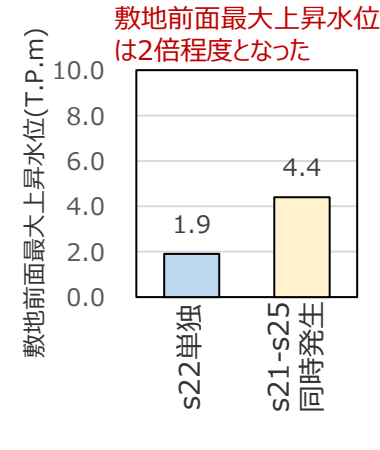
(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認 Wattsほかの手法による同時発生の評価結果の分析

- s21-s25地点およびs26-s29地点の海底地すべりについて、地すべり地形群を包絡する一つの地すべりとしてWattsほかの手法に基づき設定した同時発生の波源モデルのパラメータは、単独発生の波源モデルと比較して、地すべり体の寸法（長さ、厚さ、幅）、地すべり体の初期位置水深、斜面勾配に差異がある。
- ここでは、同時発生と単独発生のWattsほかの手法に基づくパラメータの違いが、波源位置における初期水位の最大値に与える影響を分析した。その結果は以下のとおり。
 - ・ s21-s25地点の同時発生では、地すべり体の体積の増加に伴いWattsほかの手法に基づく寸法（長さ・幅・厚さ）が特に大きくなること、単独発生の波源モデルよりも上方に波源が広がり初期位置水深が小さくなることにより、初期水位の最大値が約2.7倍となっている。この影響により敷地前面の津波高が大きくなっていると考えられる。
 - ・ s26-s29地点の同時発生では、地すべり体の体積は増加するがWattsほかの手法に基づく寸法（長さ・幅・厚さ）があまり大きくならないこと、単独発生の波源モデルよりも下方に波源が広がり初期位置水深が大きくなることにより、初期水位の最大値が約0.9倍となっている。この影響により敷地前面の津波高がやや小さくなっていると考えられる。
- ・ なお、二層流モデルの手法は、Wattsほかの手法と異なり、地すべり体の形状や体積を直接計算に用いる手法であり、s21-s25地点およびs26-s29地点の同時発生の評価結果はともに、地すべり体の体積の増加がそのまま津波水位に反映されることにより、単独発生よりも敷地前面の津波高が大きくなっていると考えられる。

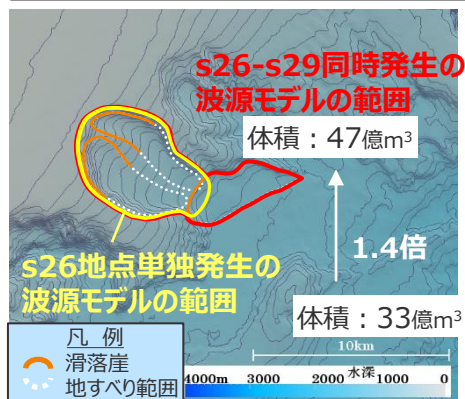
s21-s25地点における同時発生と単独発生の波源モデルの比較



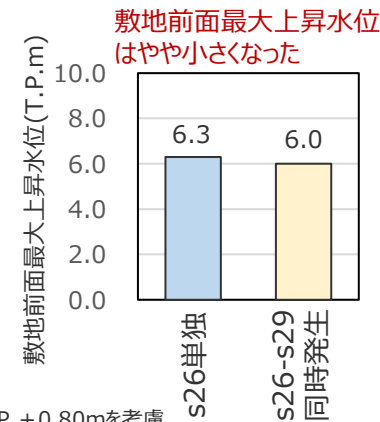
項目	地すべり体の寸法			地すべり体の初期位置水深d (m)	斜面勾配θ (°)
	地すべり長さb (m)	地すべり厚さT (m)	地すべり幅w (m)		
波源モデルのパラメータの変化率 (同時発生/s22地点単独発生)	1.75 倍	1.32 倍	1.31 倍	0.78 倍	1.13 倍
上記による、Wattsほかの予測式の初期水位の最大値 $\eta_{0,3D}$ の変化率 (同時発生/s22地点単独発生)	1.8 倍			1.5 倍	1.0 倍
	=計2.7倍				



s26-s29地点における同時発生と単独発生の波源モデルの比較



項目	地すべり体の寸法			地すべり体の初期位置水深d (m)	斜面勾配θ (°)
	地すべり長さb (m)	地すべり厚さT (m)	地すべり幅w (m)		
波源モデルのパラメータの変比率 (同時発生/s26地点単独発生)	1.08 倍	1.04 倍	1.00 倍	1.14 倍	1.02 倍
上記による、Wattsほかの予測式の初期水位の最大値 $\eta_{0,3D}$ の変化率 (同時発生/s26地点単独発生)	1.1 倍			0.8 倍	1.0 倍
	=計0.9倍				



・ 各数値はWattsほかの予測式に基づく。(計算の詳細は次ページ以降参照。) ・ 朔望平均満潮位T.P.+0.80mを考慮

(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認
Wattsほかの手法による同時発生の評価結果の分析
 (各計算要素の初期水位計算結果への寄与度 (s21-s25地点))

■ s21-s25地点の海底地すべりの同時発生におけるパラメータの影響分析の詳細は下記のとおり。

Wattsほかの予測式に基づく数値シミュレーションの計算条件

□ : 単独ケースと設定に差異があるパラメータ
(計算上、従属的に変化するものを除く)

項目	s22地点単独	パラメータの影響分析					初期位置水深d を変更	斜面勾配θ を変更	s21-s25地点 が同時発生 した場合	設定根拠
		地すべり体の寸法を変更								
		地すべり長さb のみ変更	地すべり厚さT のみ変更	地すべり幅w のみ変更	b,T,wを変更					
土砂の密度 ρs(g/cm³)	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	地質調査所(1998)*	
地すべり長さ b(m)	5,100	8,900	5,100	5,100	8,900	5,100	5,100	8,900	復元地形から判読	
地すべり厚さ T(m)	190	190	250	190	250	190	190	250	復元地形から判読	
地すべり幅 w(m)	3,600	3,600	3,600	4,700	4,700	3,600	3,600	4,700	復元地形から判読	
初期位置水深 d(m)	930	930	930	930	930	730	930	730	復元地形から判読	
斜面勾配 θ(°)	4.7	4.7	4.7	4.7	4.7	4.7	5.3	5.3	復元地形から判読	
抗力係数 Cd	0	0	0	0	0	0	0	0	Grilli and Watts(2005)	
付加質量係数 Cm	1	1	1	1	1	1	1	1	Grilli and Watts(2005)	
移動距離 S(m)	5,100	8,900	5,100	5,100	8,900	5,100	5,100	8,900	復元地形から判読 (=b)	
特性距離 S0(m)	2,550	4,450	2,550	2,550	4,450	2,550	2,550	4,450	=S/2	
底面摩擦係数 Cn	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	=S0/(Rcosθ)	
曲率半径 R(m)	17,112	52,112	13,005	17,112	39,605	17,112	17,112	39,605	=b²/8T	
初期加速度 a0 (m²/s)	0.2	0.1	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	=S0/t0²	
特性時間 t0 (sec)	107	187	93	107	163	107	107	163	=√R/g・√(γ+Cm)/(γ-1)	
特性津波波長 λ0 (m)	10,223	17,841	8,912	10,223	15,553	9,058	10,223	13,780	=t0√g d	
回転角 ΔΦ(rad)	0.3	0.2	0.4	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2	=2S0/R	
最大速度 Umax(m/s)	24	24	27	24	27	24	24	27	=S0/t0	

Wattsほかの予測式に基づく波源振幅の推定値

* 地質調査所(1998):「東海沖堆積物の物理的性質」,
『東海沖海域の海洋地質学的研究及び海域活断層の評価手法に関する研究』、平成9年度研究概要報告書

η0,2D(m)	7.9	9.0	13.7	7.9	15.6	10.7	8.1	21.7	$\eta_{0,2D} = S_0 \left(\frac{0.131}{\sin\theta} \right) \left(\frac{T}{b} \right) \left(\frac{b \sin\theta}{d} \right)^{1.25} \left(\frac{b}{R} \right)^{0.63} \times (\Delta\Phi)^{0.39} (1.47 - 0.35(\gamma - 1))(\gamma - 1)$
η0,3D(m)	2.1	1.5	4.0	2.5	3.6	3.1	2.2	5.6	$\eta_{0,3D} = \eta_{0,2D} \left(\frac{w}{w + \lambda_0} \right)$
単独ケースに対する パラメータの変化率	-(基準)	1.75	1.32	1.31	-	0.78	1.13	-	変更したパラメータ/単独地すべりのパラメータ
η0,3Dの変化率	-(基準)	0.73	1.92	1.21	1.76	1.48	1.03	2.69	変更後のη0,3D/変更前のη0,3D

(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認
Wattsほかの手法による同時発生の評価結果の分析
 (各計算要素の初期水位計算結果への寄与度 (s26-s29地点))

■ s26-s29地点の海底地すべりの同時発生におけるパラメータの影響分析の詳細は下記のとおり。

Wattsほかの予測式に基づく数値シミュレーションの計算条件

□ : 単独ケースと設定に差異があるパラメータ
(計算上、従属的に変化するものを除く)

項目	s26地点単独	パラメータの影響分析					初期位置水深d を変更	斜面勾配θ を変更	s26-s29地点 が同時発生 した場合	設定根拠
		地すべり体の寸法を変更								
		地すべり長さb のみ変更	地すべり厚さT のみ変更	地すべり幅w のみ変更	b,T,wを変更					
土砂の密度 ρs(g/cm³)	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	地質調査所(1998)*	
地すべり長さ b(m)	7,800	8,400	7,800	7,800	8,400	7,800	7,800	8,400	復元地形から判読	
地すべり厚さ T(m)	230	230	240	230	240	230	230	240	復元地形から判読	
地すべり幅 w(m)	5,300	5,300	5,300	5,300	5,300	5,300	5,300	5,300	復元地形から判読	
初期位置水深 d(m)	510	510	510	510	510	580	510	580	復元地形から判読	
斜面勾配 θ(°)	5.5	5.5	5.5	5.5	5.5	5.5	5.6	5.6	復元地形から判読	
抗力係数 Cd	0	0	0	0	0	0	0	0	Grilli and Watts(2005)	
付加質量係数 Cm	1	1	1	1	1	1	1	1	Grilli and Watts(2005)	
移動距離 S(m)	7,800	8,400	7,800	7,800	8,400	7,800	7,800	8,400	復元地形から判読 (=b)	
特性距離 S0(m)	3,900	4,200	3,900	3,900	4,200	3,900	3,900	4,200	=S/2	
底面摩擦係数 Cn	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	=S0/(Rcosθ)	
曲率半径 R(m)	33,065	38,348	31,688	33,065	36,750	33,065	33,065	36,750	=b²/8T	
初期加速度 a0 (m²/s)	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	=S0/t0²	
特性時間 t0 (sec)	149	160	146	149	157	149	149	157	=√R/g · √(γ + Cm)/(γ - 1)	
特性津波波長 λ0 (m)	10,524	11,333	10,302	10,524	11,095	11,223	10,524	11,832	=t0√g d	
回転角 ΔΦ(rad)	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	=2S0/R	
最大速度 Umax(m/s)	26	26	27	26	27	26	26	27	=S0/t0	

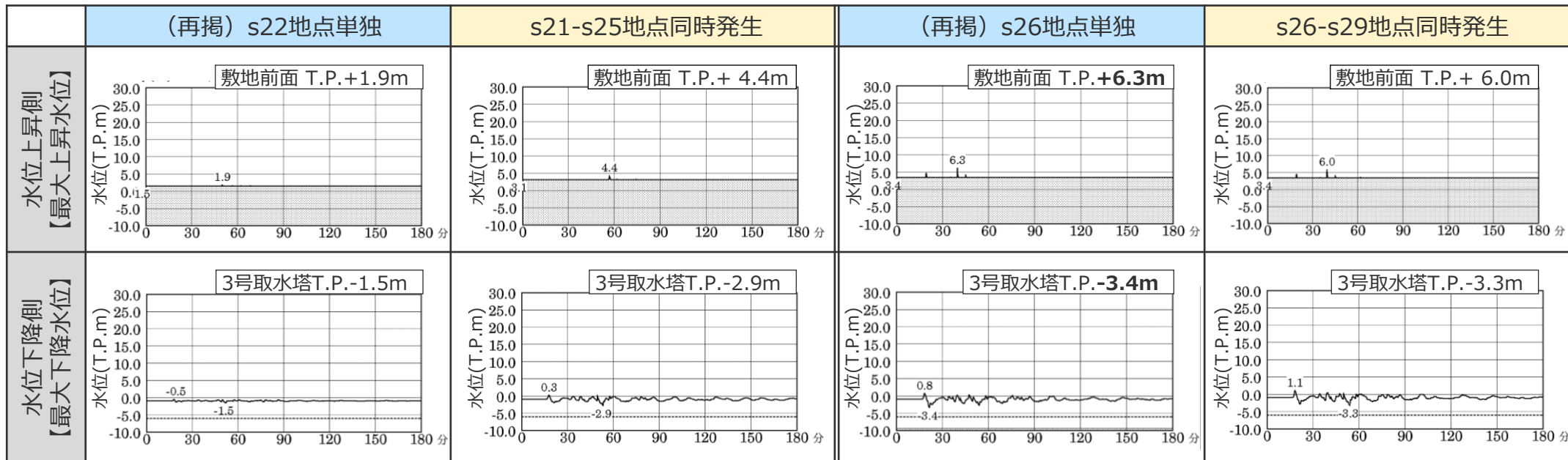
Wattsほかの予測式に基づく波源振幅の推定値

* 地質調査所(1998):「東海沖堆積物の物理的性質」
 『東海沖海域の海洋地質学的研究及び海域活断層の評価手法に関する研究』、平成9年度研究概要報告書

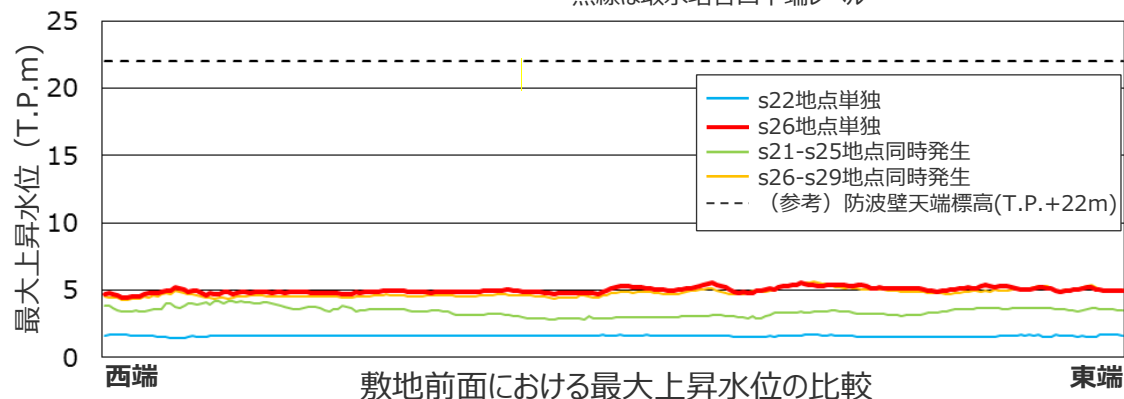
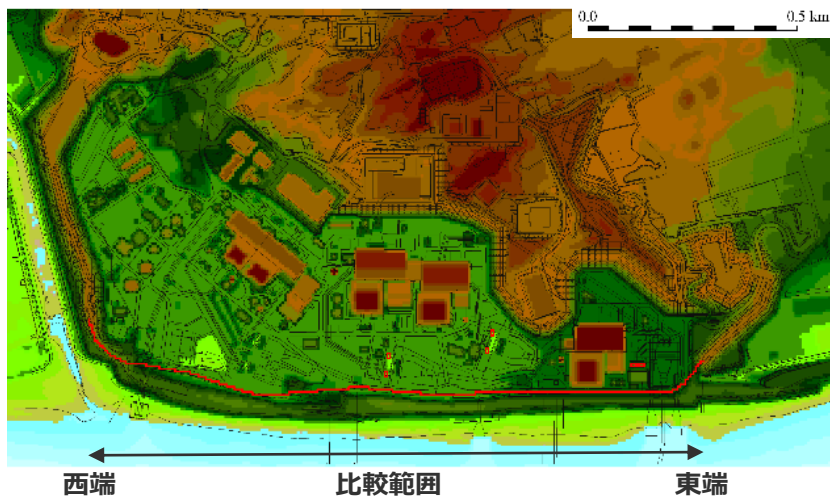
η0,2D(m)	28.1	28.6	30.6	28.1	31.2	23.9	28.2	26.6	$\eta_{0,2D} = S_0 \left(\frac{0.131}{\sin\theta} \right) \left(\frac{T}{b} \right) \left(\frac{b \sin\theta}{d} \right)^{1.25} \left(\frac{b}{R} \right)^{0.63} \times (\Delta\Phi)^{0.39} (1.47 - 0.35(\gamma - 1))(\gamma - 1)$
η0,3D(m)	9.4	9.2	10.4	9.5	10.1	7.7	9.5	8.3	$\eta_{0,3D} = \eta_{0,2D} \left(\frac{w}{w + \lambda_0} \right)$
単独ケースに対する パラメータの変化率	-(基準)	1.08	1.04	1.00	-	1.14	1.02	-	変更したパラメータ/単独地すべりのパラメータ
η0,3Dの変化率	-(基準)	0.97	1.11	1.00	1.07	0.82	1.01	0.88	変更後のη0,3D/変更前のη0,3D

(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認 Wattsほかの手法による同時発生の評価結果の分析 (津波評価結果 (水位上昇側・水位下降側))

■ 時刻歴波形と最大上昇水位分布を示す。同時発生と単独発生とで津波の到来状況の傾向に大きな違いはない。



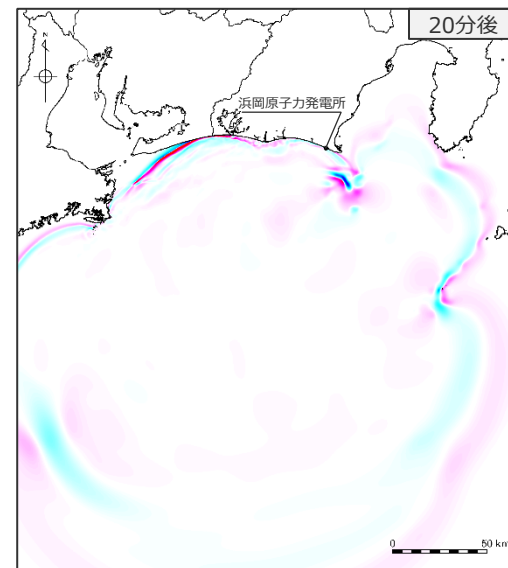
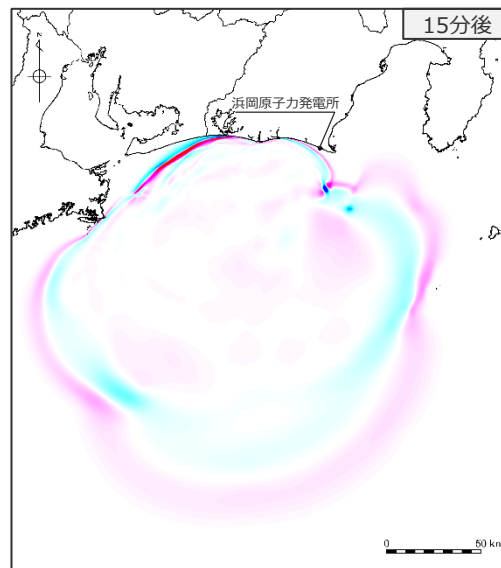
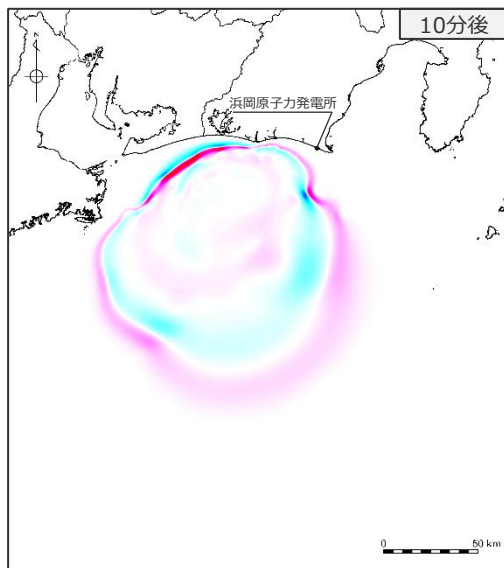
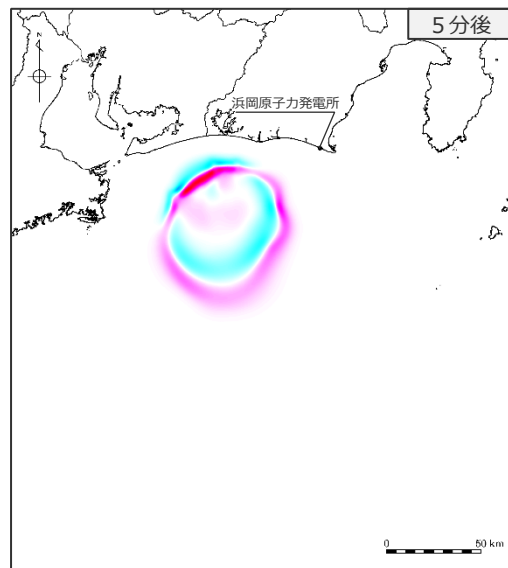
- ・水位上昇側は朔望平均満潮位T.P.+0.80mを考慮
- ・水位下降側は朔望平均干潮位T.P.-0.93mを考慮
- ・網掛け部の上端は当該地点の標高
- ・点線は取水塔呑口下端レベル



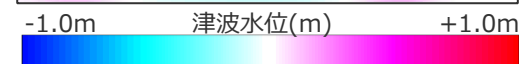
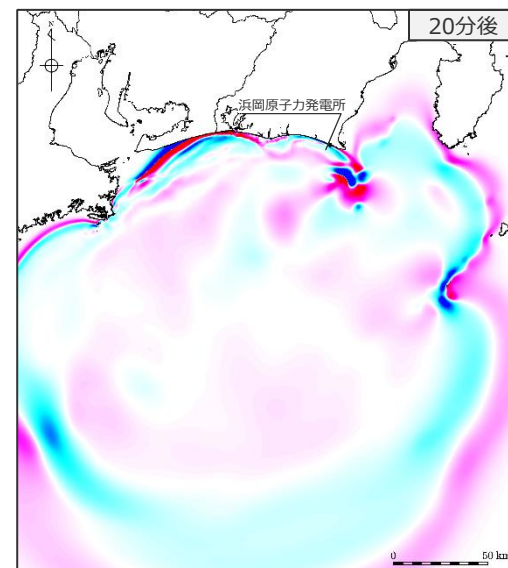
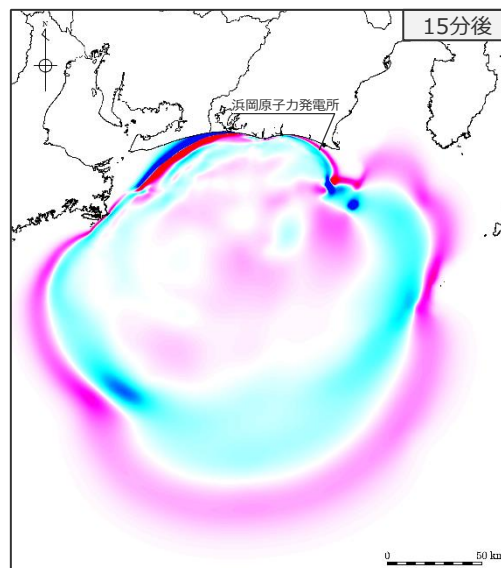
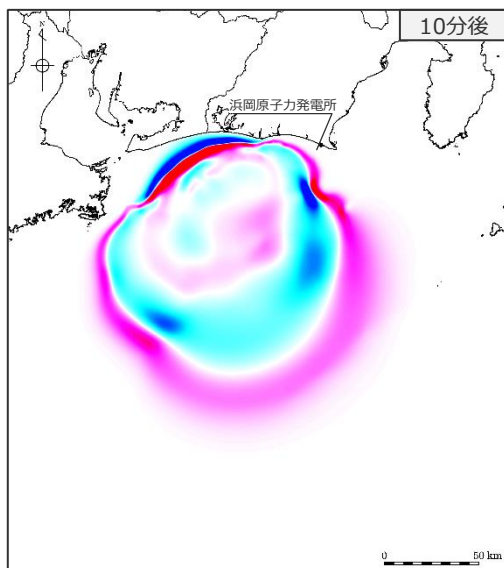
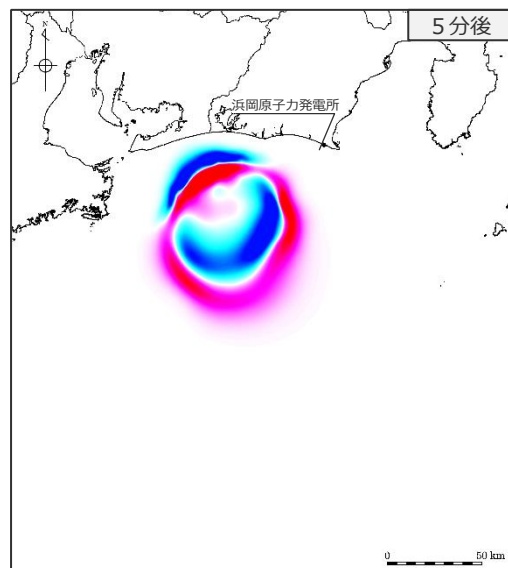
(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認
Wattsほかの手法による同時発生の評価結果の分析
 (津波伝播状況 (水位上昇側 (再掲))))

■ 5～20分後までの津波伝播のスナップショットを示す。同時発生と単独発生とで津波の伝播状況の傾向に大きな違いはない。

(再掲) s22地点単独



s21-s25地点同時発生

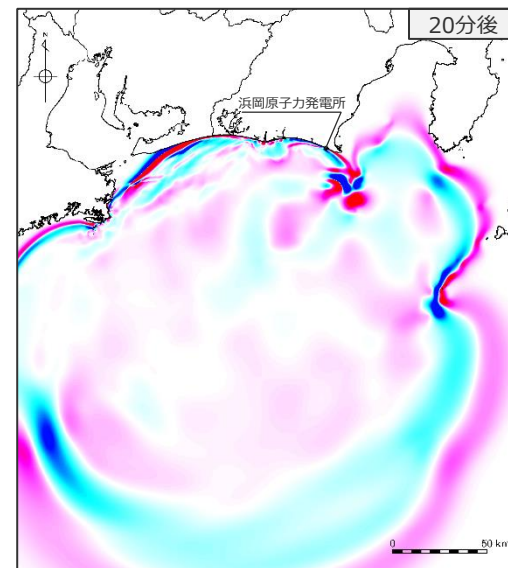
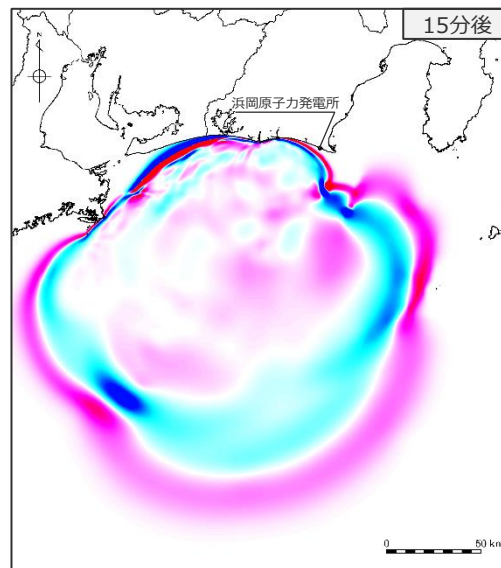
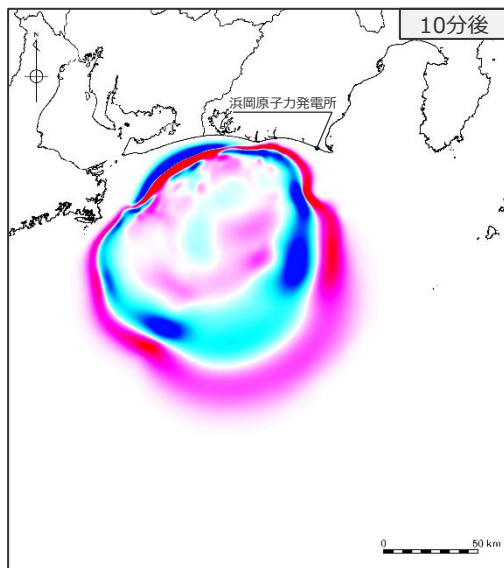
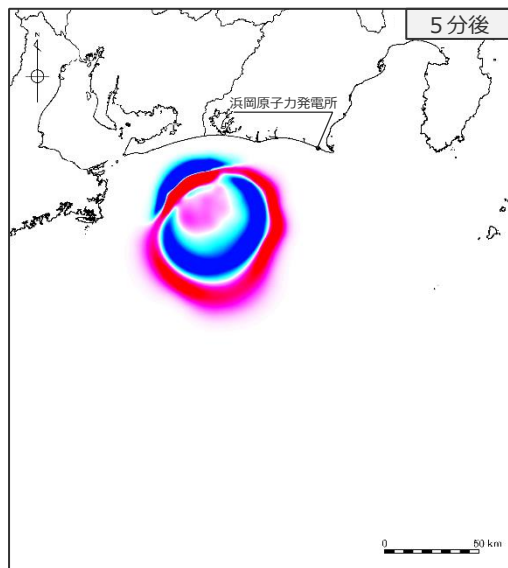


・水位上昇側：朔望平均満潮位T.P. +0.80mを考慮

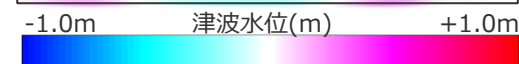
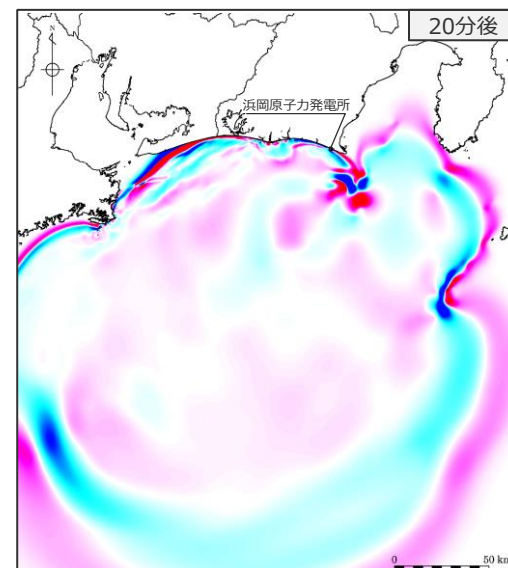
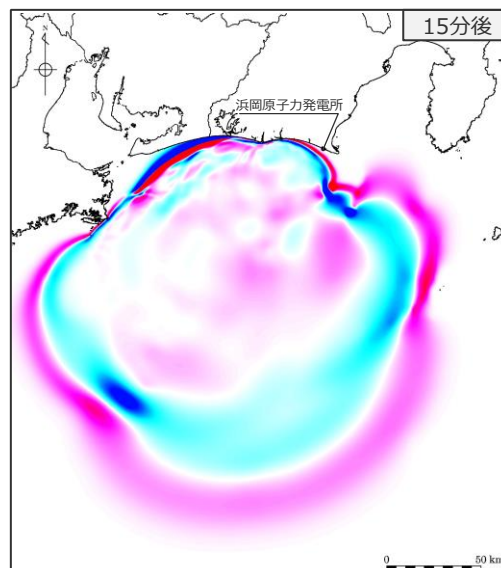
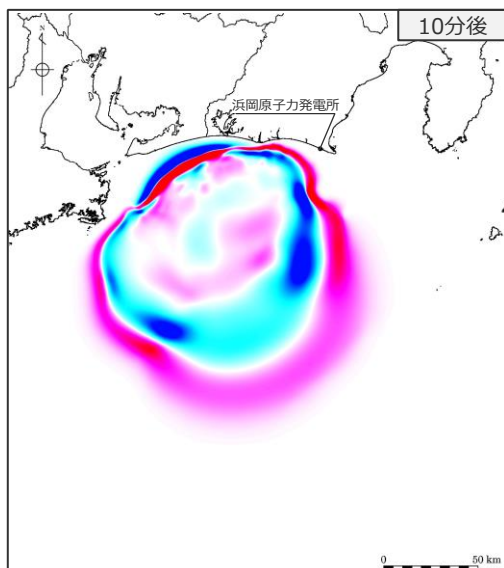
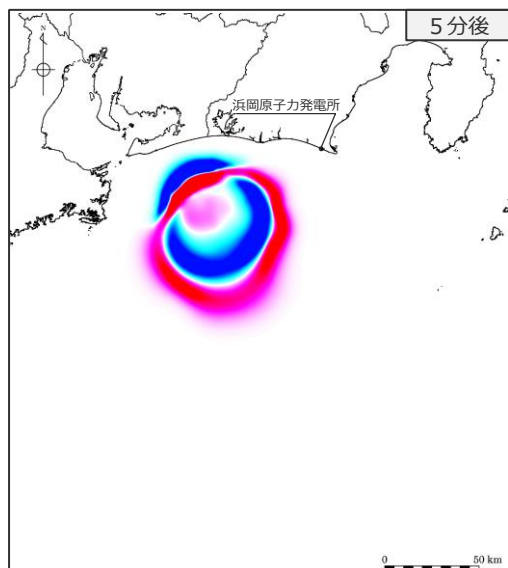
(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認 Wattsほかの手法による同時発生の評価結果の分析 (津波伝播状況 (水位上昇側 (再掲))))

■ 5～20分後までの津波伝播のスナップショットを示す。同時発生と単独発生とで津波の伝播状況の傾向に大きな違いはない。

(再掲) s26地点単独



s26-s29地点同時発生



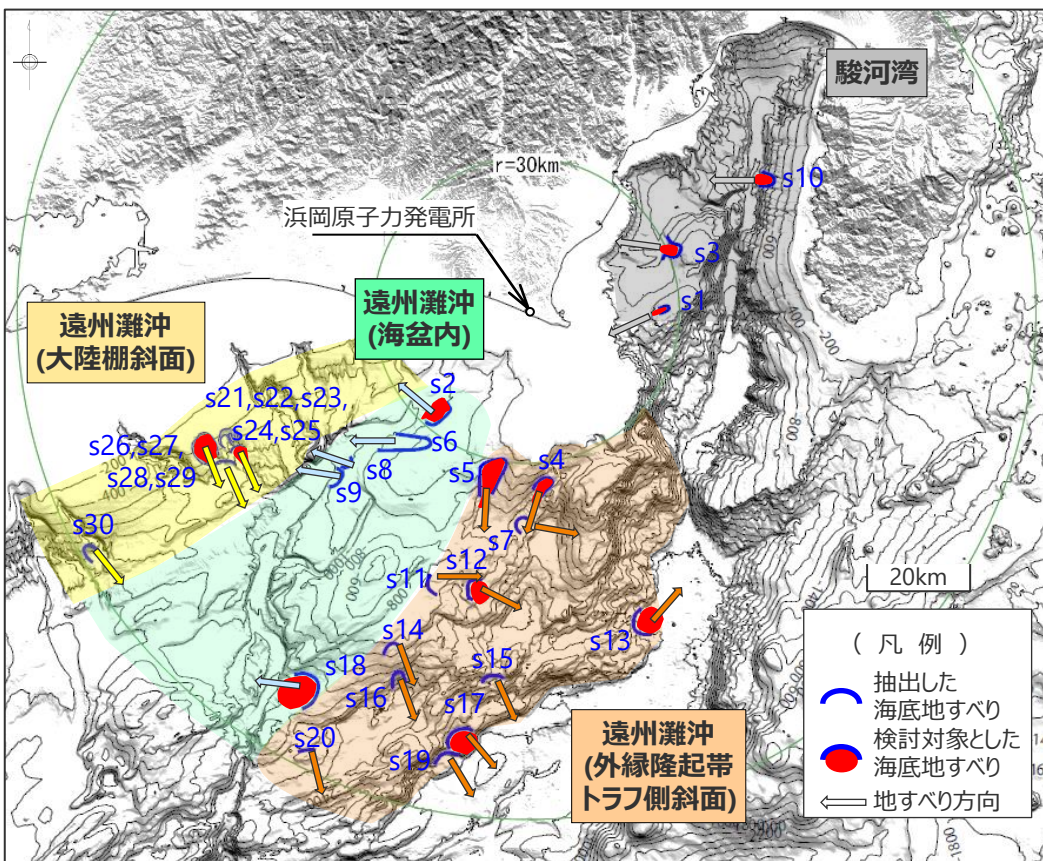
・水位上昇側：朔望平均満潮時T.P.+0.80mを考慮

(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認 検討対象とする海底地すべりの選定結果の妥当性確認

- 検討対象とする海底地すべりは、その津波の指向性を考慮し、南海トラフの地形的特徴に基づく領域ごとに、津波評価への影響が大きいと考えられる地すべり体の体積、敷地からの距離に基づき選定した。
- ここで、同時発生に関する影響分析の結果から、地すべり体の体積、敷地からの距離に加え、地すべり体の初期位置水深が津波評価に与える影響も比較的大きいと考えられることを踏まえ、検討対象の選定結果の妥当性確認として、個々の地すべりの初期位置水深を確認した。
- その結果、敷地に最も影響の大きいs26地点の海底地すべりの初期位置水深は比較的小さいこと、また、初期位置水深がs26地点より小さい海底地すべりは全て検討対象として選定できていることを確認し、地すべり体の体積、敷地からの距離に基づき行った検討対象とする海底地すべりの選定結果について、地すべりの初期位置水深の観点からも妥当であることを確認した。

検討対象とする海底地すべりの選定結果と、海底地すべりの初期位置水深

(赤字: 検討対象とする海底地すべり地点)



検討対象とする海底地すべりの選定結果

・南海トラフの地形的特徴に基づく領域(4領域)それぞれの中で見て、初期位置水深の比較的小さい海底地すべりが検討対象として選定されており、選定されたものよりも初期位置水深が極端に小さい海底地すべりは存在しない。

地点名	選定に用いたパラメータ		海底地すべりの初期位置水深(m)	選定理由	
	地すべり体の概略体積(億m ³)	敷地からの距離(km)			
遠州灘沖 (海盆内)	s2	15	27	600	遠州灘沖(海盆内)の中で最も敷地に近い
	s6	7	38	580	-
	s8	3	46	980	-
	s9	4	50	1,040	-
遠州灘沖 (外縁隆起帯トラフ側斜面)	s18	26	87	1,690	s2地点よりも、敷地から遠いが、体積が大きい
	s4	4	35	900	遠州灘沖(外縁隆起帯トラフ側斜面)の中で最も敷地に近い
	s5	10	35	820	遠州灘沖(外縁隆起帯トラフ側斜面)の中で最も敷地に近い
	s7	5	42	1,300	-
	s11	8	55	970	-
	s12	20	56	1,200	s5地点よりも、敷地から遠いが、体積が大きい
	s13	41	64	3,450	s12地点よりも、敷地から遠いが、体積が大きい
	s14	12	72	1,200	-
	s15	5	74	2,460	-
	s16	5	77	2,120	-
	s17	58	86	3,200	s13地点よりも、敷地から遠いが、体積が大きい
	s19	32	91	3,220	-
	s20	10	97	1,980	-
	遠州灘沖 (大陸棚斜面)	s21	11	63	580
s22		12	63	930	遠州灘沖(大陸棚斜面)の中で敷地に近く、体積が大きい
s23		7	64	610	-
s24		1	63	690	-
s25		1	62	720	-
s26		32	68	510	s22地点よりも、敷地から遠いが、体積が大きい
s27		11	71	670	-
s28		7	67	660	-
s29		1	65	1,000	-
s30		4	99	1,370	-
駿河湾		s1	1	25	180
	s3	5	31	470	s1地点よりも、敷地から遠いが、体積が大きい
	s10	11	52	1,250	s3地点よりも、敷地から遠いが、体積が大きい

(補足) 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認 複数の海底地すべりが同時発生した場合の影響確認のまとめ (再掲)

海底地すべりの同時発生による影響確認

海底地すべり地形とその周辺の地形判読調査

- 遠州灘沖の大陸棚斜面のs21-s25地点 (s21,s22,s23,s24,s25地点)、および s26-s29地点 (s26,s27,s28,s29地点)の海底地すべりは、複数の滑落崖が認められ、海底地すべりの進展メカニズムおよび進展事例を踏まえると、個々の地すべりが徐々に進展して発生したと考えられ、また、海底地すべり地形とその周辺の侵食地形に着目した地形判読を行った結果、個々の地すべりの発生間隔は同時発生とみなせるような短いものではなく、侵食過程を経るなどの時間経過をにおいて順番に発生したと考えられる。

海底地すべりの同時発生による影響確認

- ここでは、「s21-s25地点の海底地すべり」、「s26-s29地点の海底地すべり」について、個々の地すべりが一体となって移動すると仮定した場合の影響確認を行うこととした。地すべり地形群を包絡する一つの地すべりとして同時発生の波源モデルを設定し、複数の手法 (Wattsほかの手法および二層流モデルの手法) を用いて数値シミュレーションによる評価を行い、地すべり体の体積が最も大きいs22地点単独、s26地点単独の海底地すべりの津波高と比較した。
- 複数の手法により評価した結果、最大上昇水位・最大下降水位ともに、Wattsほかの手法によるs26地点単独発生の影響が最も大きいことを確認した。また、二層流モデルの手法では同時発生の評価結果が単独発生よりも大きく、地すべり体の体積の増加によって津波水位が大きくなるという地すべり津波の一般的な傾向を示しているのに対して、Wattsほかの手法ではs26-s29地点同時発生の評価結果がs26地点単独発生よりもやや小さくなっていることを確認した。

Wattsほかの手法による同時発生の評価結果の分析

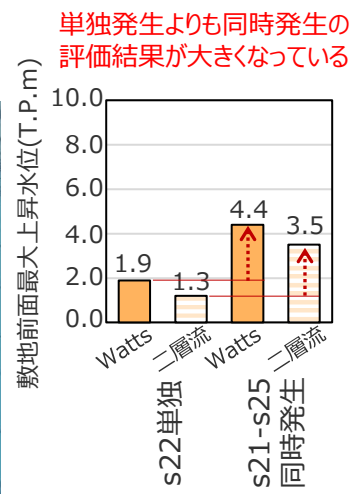
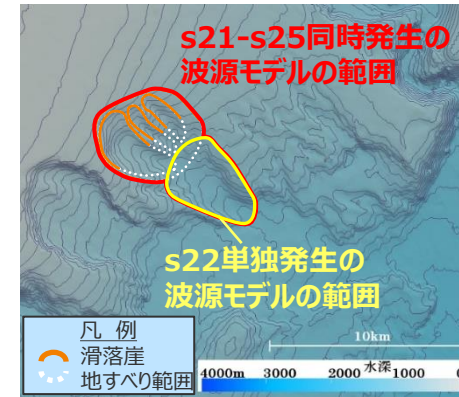
- Wattsほかの手法による同時発生の評価結果の分析を行った結果、s26-s29地点同時発生はs26地点単独発生と比較して、Wattsほかの手法に基づく地すべり体の寸法 (長さ・幅・厚さ) があまり大きくならないこと、波源が下方に広がり初期位置水深が大きくなっていることの影響により、単独発生よりも津波高がやや小さくなっていることなどを確認した。
- 以上から、これら地すべりの同時発生による影響は、s26地点単独発生のWattsほかの手法による津波評価により代表できることを確認した。

検討対象とする海底地すべりの選定

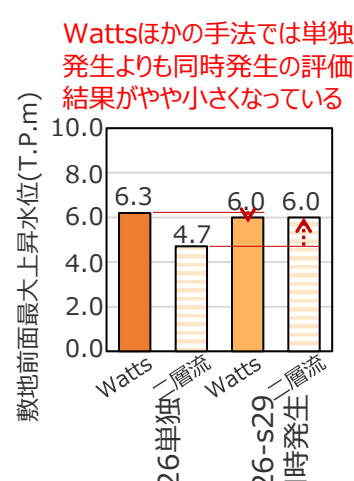
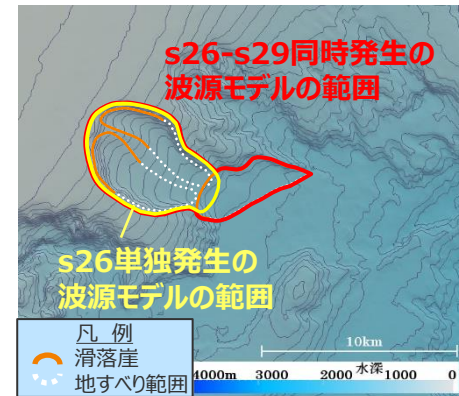
選定結果の妥当性確認

- 同時発生による評価結果の分析の結果から、地すべり体の体積、敷地からの距離に加え、地すべり体の初期位置水深が津波評価に与える影響も比較的大きいと考えられることを踏まえ、地すべり体の体積、敷地からの距離に基づき行った検討対象とする海底地すべりの選定結果が初期位置水深の観点からも妥当であることを確認した。

s21-s25地点における
同時発生と単独発生の波源モデル



s26-s29地点における
同時発生と単独発生の波源モデル



・朔望平均満潮位T.P.+0.80mを考慮

参考文献

- 相田勇 (1981) 「東海道沖におこった歴史津波の数値実験」『地震研究所彙報』Vol.56, pp.367-390。
- 相田勇 (1985) 「東海地震津波の挙動－その数値実験－」『月刊地球』Vol.7, No.4, pp.204-215。
- 芦寿一郎 (2010) 「メタンハイドレード分解による海底地すべり」『月刊地球』号外, No.61, pp.64-70。
- 阿部勝征 (1989) 「地震と津波のマグニチュードに基づく津波高の予測」『地震研究所彙報』Vol.64, pp.51-69。
- 荒井晃作 (2008) 「遠州灘海底地質図 20万分の1」『海洋地質図』No.65, 産業技術総合研究所地質調査総合センター。
- 荒牧重雄, 宇井忠英 (1965) 「阿多火砕流と阿多カルデラ」『地質学雑誌』第72巻, 第7号, pp.337-349。
- 荒牧重雄, 勝井義雄, 横山泉, 大木靖衛 (1978) 「火山活動と人間生活をめぐって」『アーバンボタ』久保田鉄工株式会社, No.15, pp.26-45。
- 飯田汲事 (1981a) 「宝永4年10月4日 (1707年10月28日) の宝永地震の津波被害」『愛知県被害津波史』愛知県防災会議地震部会, pp.36-49。
- 飯田汲事 (1981b) 「嘉永7年 (安政元年) 11月4日 (1854年12月23日) の安政地震の津波被害」『愛知県被害津波史』愛知県防災会議地震部会, pp.50-78。
- 飯田汲事 (1985a) 「愛知県及び隣接県被害津波史」『東海地方地震・津波災害誌』飯田汲事教授論文選集発行会, pp.669-790。
- 飯田汲事 (1985b) 「歴史地震の研究 (4) : 慶長 9年12月16日 (1605年2月3日) の地震及び津波災害について」『愛知工業大学研究報告. B, 専門関係論文集』Vol.16, pp.159-164。
- 飯田汲事 (1985c) 「昭和19年12月7日東南海地震の震害と震度分布」『東海地方地震・津波災害誌』飯田汲事教授論文選集発行会, pp.449-570。
- 井口隆 (2006) 「日本の第四紀火山で生じた山体崩壊・岩屑なだれの特徴—発生状況・規模と運動形態・崩壊地形・流動堆積状況・発生原因について—」『日本地すべり学会誌』Vol.42, No.5, pp.409-420。
- 池原研 (2005) 「すべりに伴う物質の移動と変形第5回海底地すべり」『日本地すべり学会誌』Vol.41, No.5, pp.558-562。
- 石田光男・坂本泉 (2004) 「南八丈海底火山—海底カルデラ形成活動の初期ステージ—」『日本地質学会学術大会講演要旨』第111回学術大会, P-189。
- 石原丈実 (1977) 「鬼界カルデラの重力異常」『地質調査所月報』第28巻, 第9号, pp.575-588。
- 井田喜明・谷口宏充 (2009) 『火山爆発に迫る—噴火メカニズムの解明と火山災害の軽減』東京大学出版会, 2009年2月。
- 一色直記 (1978) 「利島地域の地質」『地域地質研究報告5万分の1 図幅』地質調査所, 昭和53年3月。
- 伊藤順一 (1999) 「伊豆, 新島および神津島における噴火災害の要因分析」『月刊地球』Vol.21, No.7, pp.417-423。
- 今村文彦・松本智裕 (1998) 「1741年渡島大島火山津波の痕跡調査」『津波工学研究報告』No.15, pp.85-105。
- 岩瀬浩之, 原信彦, 田中聡, 都司嘉宣, 今井健太郎, 行谷佑一, 今村文彦 (2011) 「高知県土佐清水市内における1707年宝永地震の津波痕跡に関する現地調査報告」『津波工学研究報告』第28号, pp.105-116。
- 植田義夫, 加藤幸弘, 三宅島西方海域調査班 (2000) 「三宅島西方・群発地震発生海域の地殻構造と銭洲海嶺北部のテクトニクス」『水路部研究報告』第37号, pp.37-56。
- 植田義夫, 小野寺建英, 大谷康弘, 鈴木晃 (2001) 「明神礁カルデラの構造とその火山学的解釈」『火山』第46巻, 第4号, pp.175-185。
- 上野将司 (2001) 「地すべりの形状と規模を規制する地形・地質要因の検討」『地すべり』Vol.38, No.2, pp.105-114。
- 大塚謙一 (1982) 「駿河湾石花海北堆西斜面の海底地すべり」『静岡大学地球科学研究報告』No.7, pp.87-95。
- 岡村行信, 湯浅真人, 倉本真一, 石原丈実, 上嶋正人, 駒沢正夫 (1999) 「20万分の1 駿河湾海底地質図及び説明書」『海洋地質図』No.52, 地質調査所。

参考文献

- 奥田節夫（1984）「歴史的記録からみた大崩壊の土石堆積状態の特性」『京大防災研年報』No.27, B-1, pp.353-368。
- 奥田義久, 井上英二, 石橋嘉一, 石原文実, 木下泰正, 上嶋正人, 玉木賢策（1977）「西南日本外帯沖広域海底地質図 100万分の1」『海洋地質図』No.8, 地質調査所。
- 海上保安庁『海域火山データベース』海上保安庁海洋情報部 (<http://www1.kaiho.mlit.go.jp/GIJUTSUKOKUSAI/kaiikiDB/list-2.htm>)。
- 海上保安庁『海洋台帳』深海版 (<http://www.kaiyoudaichou.go.jp/KaiyowebGIS/>)。
- 海上保安庁海洋情報部（2006）「遠州灘（渥美半島沖）の海底変動地形 Submarine tectonic landform at Enshu Nada (off Atsumi Peninsula)」『地震予知連絡会会報』第76号, No.7-6, pp.484-489。
- 海上保安庁水路部（1976）『大陸棚の海の基本図（20万分の1）遠州灘』海上保安庁, 1976年10月。
- 海上保安庁水路部（1978）『沿岸の海の基本図（5万分の1）駿河湾北部』海上保安庁, 1978年12月。
- 海上保安庁水路部（1980a）『沿岸の海の基本図（5万分の1）駿河湾南東部』海上保安庁, 1980年8月。
- 海上保安庁水路部（1980b）『沿岸の海の基本図（5万分の1）駿河湾南西部』海上保安庁, 1980年8月。
- 海上保安庁水路部（1993）『大陸棚の海の基本図（50万分の1）東海・紀伊沖』海上保安庁, 1993年8月。
- 海上保安庁水路部（1995）「遠州灘沖（渥美半島沖）の海底地形と地質構造 Submarine topography and geological structure off the Ensyu-nada~off Atsumi Peninsula」『地震予知連絡会会報』第53号, No.5-13, pp.514-519。
- 海上保安庁水路部（1998）『沿岸の海の基本図（5万分の1）浜松』海上保安庁, 1998年3月。
- 海上保安庁水路部（1999）『沿岸の海の基本図（5万分の1）御前埼西方』海上保安庁, 1999年3月。
- 梶塚, 中田高, 渡辺満久, 鈴木康弘, 後藤秀昭, 徳山英一, 隈元崇, 佐竹健治, 加藤幸弘, 西澤あずさ, 泉紀明, 伊藤弘志, 渡邊奈保子, 植木俊明（2010）「詳細海底地形図に基づく南海トラフ域の海底地すべり分布とその特徴－南海トラフから天竜海底谷にかけての例－」『月刊地球』号外, No.61, pp.49-55。
- 加藤茂・山崎晴雄（1992）「潜水船調査による駿河トラフ南部の地回り地形」『しんかいシンポジウム報告書』第8回, pp.171-175。
- 兼岡一郎・井田善明（1997）『火山とマグマ』東京大学出版会, 1997年3月。
- 川俣奨, 今村文彦, 首藤伸夫（1992）「1883年Kakatau島噴火による津波の数値計算」『海岸工学論文集』Vol. 39, pp.226-230。
- 気象庁（1945）『昭和十九年十二月七日東南海大地震調査概報』中央气象台。
- 気象庁（1973）「1972年12月4日八丈島東方沖地震について」『地震予知連絡会会報』第9巻, 3-4, pp.46-50。
- 気象庁（2004）『2004年9月5日23時57分頃の東海道沖の地震について（第2報）』平成16年9月6日。
- 気象庁（2009）『平成21年8月11日の駿河湾の地震で発表した津波注意報について』
(<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/tsunamihyoka/20090811suruga-wan/index.html>)。
- 気象庁（2010a）『2010年2月27日15時34分頃にチリ中部沿岸で発生した地震について（第3報）』平成22年2月28日。
- 気象庁（2010b）『平成22年12月22日（2時19分）の父島近海の地震で発表した津波警報・注意報について』平成22年12月。
- 気象庁（2013）『日本活火山総覧（第4版）Web掲載版』気象庁地震火山部, 2013年3月。
- 気象庁（2022a）『火山噴火等による潮位変化に関する情報のあり方（報告書）』火山噴火等による潮位変化に関する情報のあり方検討会, 令和4年7月。
- 気象庁（2022b）『令和4年1月15日13時頃のトンガ諸島付近のフンガ・トンガ-フンガ・ハアパイ火山の大規模噴火に伴う潮位変化について（第2報）』気象庁報道発表資料, 令和4年1月16日。

参考文献

- 気象庁HP「伊豆・小笠原諸島の活火山」気象庁地震火山部火山課 火山監視・警報センター (<http://www.data.jma.go.jp/svd/vois/data/tokyo/volcanotk02.html>)。
- 久保寺章 (1972) 「阿蘇カルデラの重力異常 (低密度堆積層の効果を除去した) とその構造」『火山』第2集, 第17巻, 第1号, pp.9-17。
- 下司信夫 (2016) 「大規模火砕噴火と陥没カルデラ: その噴火準備と噴火過程」『火山』第61巻, 第1号, pp.101-118。
- 下司信夫 (2018) 「陥没カルデラの構造とその形成メカニズム」『地学雑誌』第127巻, 第2号, pp.175-189。
- 原子力規制委員会 (2013) 『基準津波及び耐津波設計方針に係る審査ガイド』原子力規制委員会, 平成25年6月。
- 原子力規制委員会 (2017) 『原子力発電所の火山影響評価ガイド』原子力規制委員会, 平成29年11月。
- 高速道路調査会 (1985) 『地すべり地形の安定度評価に関する研究報告書』高速道路調査会図書資料, No.2-8-22。
- 小坂丈予 (1991) 『日本近海における海底火山の噴火』東海大学出版会, 1991年4月。
- 小平秀一 (2009) 「日本周辺沈み込み帯での海域地下構造探査—海溝域地震発生帯と海洋性島弧生成に関する最新の成果から—」『地震』第2輯, 第61巻特集号, pp.S155-S163。
- 小谷美佐, 今村文彦, 首藤伸夫 (1998) 「GISを利用した津波遡上計算と被害推定法」『海岸工学論文集』第45巻, pp.356-360。
- 小林茂樹, 志知龍一, 西仲秀人, 渡辺秀文, 鬼澤真也 (1995) 「霧島火山および周辺カルデラにおける稠密重力測定」『地震研究所彙報』Vol.70, pp.103-136。
- 坂本泉, 富士原敏也, 石塚治 (2001) 「伊豆—小笠原弧, 孀婦岩構造線地域の地形・地質的特徴」『JAMSTEC深海研究』第18号, pp.55-69。
- 産業技術総合研究所 (2017) 『日本の火山データベース』産業技術総合技術研究所 地質調査総合センター, 2017年12月。
- 産業技術総合研究所『地質図表示システム 地質図Navi』 (<https://gbank.gsj.jp/geonavi/>)。
- 静岡県 (1986) 『安政東海地震津波被害調査報告書 (特に伊豆半島東海岸について)』静岡県地震対策課。
- 首藤伸夫 (1981) 『海の波の水理 (新体系土木工学24)』技報堂出版。
- 菅香世子・藤岡換太郎 (1990) 「伊豆・小笠原弧北部の火山岩量」『火山』第2集, 第35巻, 第4号, pp.359-374。
- 鈴木桂子 (2010) 「カルデラ火山の噴火と堆積物: クレーターレイクカルデラでの検討」『地質学雑誌』第116巻, 第9号, pp.484-495。
- 全国治水砂防協会 (1984) 『砂防設計公式集 マニュアル 数表』1984年10月。
- 第四紀火山カタログ委員会 (1999) 『日本の第四紀火山カタログ』日本火山学会, 1999年。
- 高田亮, 村上文敏, 湯浅真人 (1994) 「青ヶ島火山および伊豆諸島南方海底火山」『火山地質図』No.7, 地質調査所, 1994年。
- 高橋栄一, 東宮昭彦, 宮城磯治 (1997) 「島弧火山の深部構造とマグマ変遷の仕組み」『火山』第42巻, 「マグマ」特別号, pp.S209-S218。
- 田村芳彦 (2011) 「伊豆弧衝突帯における大陸地殻形成」『地学雑誌』第120巻, 第4号, pp.567-584。
- 田村芳彦 (2016) 「島弧マグマと地殻形成: マントルから大陸を創る」『火山』第61巻, 第1号, pp.79-89。
- 地質調査所 (1998) 「東海沖海域の海洋地質学的研究及び海域活断層の評価手法に関する研究」『平成9年度研究概要報告書』平成10年3月。
- チリ中部地震津波合同調査グループ (2012) 「2010年チリ中部地震津波に関する日本での現地調査の報告」『津波工学研究報告』第29号, pp.37-54。

参考文献

- 都司嘉宣・日野貴之（1993）「寛政四年（1792）島原半島眉山の崩壊に伴う有明海津波の熊本県側における被害，および沿岸遡上高」『地震研究所彙報』Vol.68, pp.91-176。
- 都司嘉宣，上田和枝，荒井賢一（1994）「須崎市を襲った歴史津波」『歴史地震』第10号， pp.95-115。
- 都司嘉宣（2006）「小笠原諸島の津波史」『歴史地震』第21号， pp.65-79。
- 都司嘉宣，大年邦雄，中野晋，西村裕一，藤間功司，今村文彦，柿沼太郎，中村有吾，今井健太郎，後藤和久，行谷佑一，鈴木進吾，城下英行，松崎義孝（2010）「2010年チリ中部地震による日本での津波被害に関する広域現地調査」『土木学会論文集B2（海岸工学）』Vol.66, No.1, pp.1346-1350。
- 都司嘉宣（2012）「第二章 古文書から読む大地震・大津波の記憶」『千年に一度の大地震・大津波に備える～古文書・伝承に読む先人の教え～』しずおかの文化新書10。
- 津波痕跡データベース（<http://tsunami-db.irides.tohoku.ac.jp/tsunami/toppage.php>）東北大学災害科学国際研究所。
- 東海沖海底活断層研究会（1999）『東海沖の海底活断層』東京大学出版会。
- 徳山英一，本座栄一，木村政昭，倉本真一，芦寿一郎，岡村行信，荒戸裕之，伊藤康人，徐垣，日野亮太，野原壯，阿部寛信，坂井眞一，向山建二郎（2001）「日本周辺海域の中新世最末期以降の構造発達史付図 日本周辺海域の第四紀地質構造図」『海洋調査技術』第13巻，第1号，海洋調査技術学会。
- 内閣府（2012）『南海トラフの巨大地震モデル検討会（中間とりまとめ）』南海トラフの巨大地震モデル検討会，平成23年12月27日。『南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について（第一次報告）』南海トラフの巨大地震モデル検討会，平成24年3月31日。『南海トラフの巨大地震モデル検討会（第二次報告）津波断層モデル編－津波断層モデルと津波高・浸水域等について－』南海トラフの巨大地震モデル検討会，平成24年8月29日。
- 内閣府（防災担当）、消防庁、国土交通省水管理・国土保全局砂防部、気象庁（2013）『火山防災マップ作成指針』平成25年3月。
- 長井雅史（2014）『小笠原硫黄島の火山形成史：伊豆-小笠原弧の活動的海中カルデラ火山の特徴』鹿児島大学，2015年3月。
- 長久保定雄，小林稔明，佐伯龍男，下田直之，藤井哲哉，野口聡（2009）「東部南海トラフのメタンハイドレート層とメタン湧出を伴う海底面現象の関係」『地学雑誌』Vol.118, No.5, pp.835-853。
- 中野俊，西来邦章，宝田晋治，星住英夫，石塚吉浩，伊藤順一，川辺禎久，及川輝樹，古川竜太，下司信夫，石塚治，山元孝広，岸本清行（2013）『日本の火山（第3版）200万分の1地質編集図 No.11』産業技術総合研究所地質調査総合センター，2013年5月。
- 行谷佑一・都司嘉宣（2005）「宝永（1707）・安政東海（1854）地震津波の三重県における詳細津波浸水高分布」『歴史地震』第20号， pp.33-56。
- 西来邦章，伊藤順一，上野龍之（2015）『第四紀火山岩体・貫入岩体データベース，地質調査総合センター速報 No.60』産業技術総合研究所地質調査総合センター，2015年8月。
- 西村祐一・宮地直道（1998）「北海道駒ヶ岳噴火津波（1640年）の波高分布について」『火山』第43巻，第4号， pp.239-242。
- 萩原尊禮（1989）『続古地震-実像と虚像』東京大学出版会。
- 萩原尊禮（1995）『古地震探究－海洋地震へのアプローチ』東京大学出版会。

参考文献

- 羽鳥徳太郎（1975）「明応7年・慶長9年の房総および東海南海道大津波の波源」『地震研究所彙報』Vol.50, pp.171-185。
- 羽鳥徳太郎（1977）「静岡県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査」『静岡県地震対策基礎調査報告書－第2次調査・津波第1報－』静岡県地震対策課, pp.14-38。
- 羽鳥徳太郎（1978a）「高知・徳島における慶長・宝永・安政南海道津波の記念碑－1946年南海道津波の挙動との比較－」『地震研究所彙報』Vol.53, pp.423-445。
- 羽鳥徳太郎（1978b）「三重県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査」『地震研究所彙報』Vol.53, pp.1191-1225。
- 羽鳥徳太郎（1980a）「宝永・安政津波の現地調査による波高の検討」『月刊海洋科学』Vol.12, No.7, pp.495-503。
- 羽鳥徳太郎（1980b）「大阪府・和歌山県沿岸における宝永・安政南海道津波の調査」『地震研究所彙報』Vol.55, pp.505-535。
- 羽鳥徳太郎（1982）「高知県南西部の宝永・安政南海道津波の調査－久礼・入野・土佐清水の津波の高さ」『地震研究所彙報』Vol.56, pp.547-570。
- 羽鳥徳太郎（1984）「関東・伊豆東部沿岸における宝永・安政東海津波の挙動」『地震研究所彙報』Vol.59, pp.501-518。
- 羽鳥徳太郎（1985a）「東海地方の歴史津波」『月刊地球』Vol.7, No.4, pp.182-191。
- 羽鳥徳太郎（1985b）「小笠原父島における津波の挙動」『地震研究所彙報』Vol.60, pp.97-104。
- 羽鳥徳太郎（1986）「九州東部沿岸における歴史津波の現地調査－1662年寛文・1769年明和日向灘および1707年宝永・1854年安政南海道津波－」『地震研究所彙報』Vol.60, pp.439-459。
- 羽鳥徳太郎（1988）「瀬戸内海・豊後水道沿岸における宝永（1707）・安政（1854）・昭和（1946）南海道津波の挙動」『歴史地震』第4号, pp.37-46。
- 羽鳥徳太郎（1991）「鎌倉における明応（1498）・元禄（1703）・大正（1923）津波の浸水域」『歴史地震』第7号, pp.1-10。
- 羽鳥徳太郎（2005）「伊勢湾岸市街地における安政東海津波（1854）の浸水状況」『歴史地震』第20号, pp.57-64。
- 羽鳥徳太郎（2006）「東京湾・浦賀水道沿岸の元禄関東（1703）、安政東海（1854）津波とその他の津波の遡上状況」『歴史地震』第21号, pp.37-45。
- 馬場俊孝, 柏瀬憲彦, 百留忠洋, 松本浩幸, 金田義行, 佐野守（2010）「AUVうらしまによる焼津沖海底地すべりの微地形調査」『日本地質学会第117年学術大会講演要旨』。
- 葉室和親, 荒牧重雄, 藤岡換太郎, 石井輝秋, 田中武男, 宇都浩三（1983）「21.東伊豆沖海底火山群-その2-および伊豆諸島近海海底火山」『地震研究所彙報』Vol.58, pp.527-557。
- 平田大二, 山下浩之, 鈴木和恵, 平田岳史, 李毅兵, 昆慶明（2010）「プロト伊豆－マリアナ島弧の衝突付加テクトニクス」『地学雑誌』第119巻, 第6号, pp.1125-1160。
- 藤岡換太郎, 有馬眞, 平田大二（2004）『伊豆・小笠原弧の衝突—海から生まれた神奈川』有隣新書, 2004年3月。
- 防災科学技術研究所（2002）『5万分の1地すべり地形分布図第14集静岡図集』2002.3.1。
- 防災科学技術研究所（2014）『地震ハザードステーション』（<http://www.j-shis.bosai.go.jp/map/>）。
- 防災科学技術研究所（2022）『2022年1月トンガ噴火に伴う地球規模の津波発生と伝播メカニズムを解明－火山噴火による新しい津波研究が必要に－』国立研究開発法人防災科学技術研究所 東京大学地震研究所, 2022年05月13日。
- 前野深（2014）「カルデラとは何か：鬼界大噴火を例に」『科学』Vol.84, No.1, pp.58-63。
- 前野深, 安田敦, 中野俊, 吉本充宏, 大湊隆雄, 渡邊篤志, 金子隆之, 中田節也, 武尾実（2018）「噴出物から探る西之島の新火山島形成プロセス」『海洋理工学会誌』第24巻, 第1号, pp.35-44。

参考文献

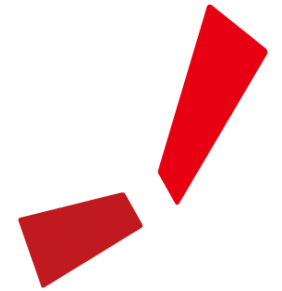
- 町田洋・新井房夫（2011）『新編 火山灰アトラス-日本列島とその周辺-第2刷』東京大学出版会，2011年8月。
- 松本智裕，橋和正，今村文彦，首藤伸夫（1998）「土石流による津波発生・伝播モデルの開発」『海岸工学論文集』，第45巻，pp.346-350。
- 萬年一剛（2008）「箱根カルデラ-地質構造・成因・現在の火山活動における役割-」『神奈川県立博物館調査研究報告（自然科学）』第13号，pp.61-76。
- 三上貴仁，柴山知也，武若聡，Miguel ESTEBAN，大平幸一郎，Rafael ARANGUIZ，Mauricio VILLAGRAN，Alvaro AYALA（2011）「2010年チリ沖地震津波災害の現地調査」『土木学会論文集B3（海洋開発）』Vol.67，No.2，pp.1_529-1_534。
- 村上文敏・斎藤英二（1990）「伊豆・小笠原弧上の海底カルデラの地形・地質」『地質調査所月報』第41巻，第5号，pp.517-518。
- 村上仁士，島田富美男，伊藤禎彦，山本尚明，石塚淳一（1996）「四国における歴史津波（1605慶長・1707宝永・1854安政）の津波高の再検討」『自然災害科学』Vol.15-1，pp.39-52。
- 村上文敏（1997）「伊豆・小笠原弧北部域の明神海丘における海底カルデラの形成機構」『地学雑誌』第106巻，第1号，pp.70-86。
- 室井翔太，隈元崇，中田高，後藤秀昭（2011）「詳細DEM 画像判読による南海トラフ沿いの海底地すべりと変動地形」『シンポジウム「2011年東北地方太平洋沖地震に伴う内陸活断層の挙動と地震活動・地殻変動」及び日本活断層学会2011年度秋季学術大会 講演予稿集』日本活断層学会，pp.48-49。
- 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』海上保安庁，第54号，pp.1-16。
- 守屋以智雄（1983）『日本の火山地形』東京大学出版会，1983年1月。
- 安池由幸，西来邦章，廣井良美（2019）「火山影響評価に係る科学的知見の整備」『安全研究成果報告』原子力規制庁長官官房技術基盤グループ，令和元年5月，193p。
- 矢沼隆，都司嘉宣，今井健太郎，行谷佑一，今村文彦（2011）「静岡県下における1707年宝永地震津波の痕跡調査」『津波工学研究報告』第28号，pp.93-103。
- 山元孝広（2005）「カルデラ火山の地質：5万分の1地質図幅「宮下」地域の紹介」『地質ニュース』産業技術総合研究所地質調査総合センター，第606号，pp.50-56。
- 山元孝広（2015）「日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図」『地質調査総合センター研究資料集』No. 613。
- 山本博文（1991）「福井沖大陸斜面の海底地すべり」『地震研究所月報』第42巻，第5号，pp.221-232。
- 湯浅真人（1991）「伊豆・小笠原弧の地学現象に見られる南北対立はなぜ生じたか」『地学雑誌』第100巻，第4号，pp.458-463。
- 横山泉（1965）「カルデラの構造と成因」『火山』第2集，第10巻，pp.119-128。
- 横山泉（1970）「5.摩周湖における重力測定」『北海道大学地球物理学研究報告』第24号，pp.63-71。
- 吉田武義，西村大志，中村美千彦（2017）『現代地球科学入門シリーズ7 火山学』共立出版，2017年5月。
- 和達清夫（1970）『津波・高潮・海洋災害（防災科学技術シリーズ〈2〉）』共立出版，1970年。
- 渡辺偉夫（1998）『日本被害津波総覧（第2版）』東京大学出版会。
- 渡辺一樹（2013）「火山島地形の変遷」『海洋情報部研究報告』第50号，pp.25-36。

参考文献

- Canals, M., G. Lastras, R. Urgeles, J.L. Casamor, J. Mienert, A. Cattaneo, M. De Batist, H. Hafliadason, Y. Imbo, J.S. Laberg, J. Locat, D. Long, O. Longva, D.G. Masson, N. Sultan, F. Trincardi, P. Bryn (2004), "Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project", *Marine Geology*, Vol.213, pp.9-72.
- Cerjan, Charles, Dan Kosloff, Ronnie Kosloff, Moshe Reshef (1985), "A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations", *Geophysics*, Vol.50, No.4, pp.705-708.
- Fritz, H. M., W. H. Hager, H. -E. Minor(2004), "Near Field Characteristics of Landslide Generated Impulse Waves", *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, Vol.130, Issue 6, pp.287-302.
- Gong, Wei, Junhui Xing, Xiaodian Jiang(2018), "Heterogeneous subduction structure within the Pacific plate beneath the Izu-Bonin arc", *Journal of Geodynamics*, Vol.116, pp.1-12.
- Grilli, Stephan T. and Philip Watts(2005), "Tsunami Generation by Submarine Mass Failure.I: Modeling, Experimental Validation, and Sensitivity Analyses", *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, Vol.131, No.6, pp.283-297.
- Grilli, Stephan(2019), "Volcanic tsunamis : cases studies of Anak Krakatau 2018 and hypothetical CVV collapses", *Topical Workshops, 2019 NTHMP Winter Meetings, National Tsunami Hazard Mitigation Program*.
- Heller, Valentin and Willi H. Hager(2014), "A Universal Parameter to Predict Subaerial Landslide Tsunamis?", *Journal of Marine Science and Engineering*, Vol.2, No.2, pp.400-412.
- Huber, A and W,H, Hager(1997),"Forecasting impulse waves in reservoirs",in *Dix-neuvieme Congres des Grands Barrages, Florence, Commission Internationale des Grands Barrages*,pp.993-1005.
- Kaneko, Katsuya, Kenta Mishiro, Yoshiyuki Tatsumi(2019), "Control of Volcanic Activity by Crustal Structure: Inference from the Izu-Bonin-Mariana and Northeast Japan Arcs", *Geophysical Research Letters*, Vol.46, Issue22, pp.12968-12976.
- Kawamata, K, K. Takaoka, K. Ban, F. Imamura, S. Yamaki, E. Kobayashi (2005), "Model of Tsunami Generation by Collapse of Volcanic Eruption: The 1741Oshima-Oshima Tsunami", *Tsunamis, Case Studies and Recent Developments*, pp.79-96.
- Kozono, Tomofumi, Hideki Ueda, Taku Ozawa, Takehiro Koyaguchi, Eisuke Fujita, Akihiko Tomiya, Yujiro J. Suzuki (2013), "Magma discharge variations during the 2011 eruptions of Shinmoe-dake volcano, Japan, revealed by geodetic and satellite observations", *Bulletin of Volcanology*, Vol.75, Issues.695, pp.1-13.
- Levin, B., M. Nosov (2009), "Chapter 4 The Physics of Tsunami Formation by Sources of Nonseismic Origin", *Physics of Tsunamis*, pp.153-195.
- Longva, O., N. JANBU, L. R. BLIKRA, R. BØE(2003),"The 1996 Finneidfjord Slide; Seafloor Failure and Slide Dynamics", *Submarine Mass Movements and Their Consequences*, pp.531-538.
- Maeno, Fukashi and Fumihiko Imamura(2007), "Numerical investigations of tsunamis generated by pyroclastic flows from the Kikai caldera, Japan", *Geophysical Research Letters*, Vol.34, pp.1-5.
- Maeno, Fukashi, Fumihiko Imamura, Hiromitsu Taniguchi(2006), "Numerical simulation of tsunamis generated by caldera collapse during the 7.3 ka Kikai eruption, Kyushu, Japan", *Earth Planets Space*, 58, pp.1013-1024.
- Maeno, Fukashi and Fumihiko Imamura(2011), "Tsunami generation by a rapid entrance of pyroclastic flow into the sea during the 1883 Krakatau eruption, Indonesia", *Journal of Geophysical Research*, Vol.116, B09205, pp.1-24.

参考文献

- McIntosh, Iona M., Kenichiro Tani, Alexander R.L. Nichols, Qing Chang, Jun-Ichi Kimura(2022), "Past eruptions of a newly discovered active, shallow, silicic submarine volcano near Tokyo Bay, Japan", *Geology*, Vol.50, No.10, pp.1111-1115.
- Nakamura, Kazuaki, Vincent Renard, Jacques Angelier, Jacques Azema, Jacques Bourgois, Christine Deplus, Kantaro Fujioka, Yozo Hamano, Philippe Huchon, Hajimu Kinoshita, Pierre Labaume, Yujiro Ogawa, Tetsuzo Seno, Akira Takeuchi, Manabu Tanahashi, Akinori Uchiyama, Jean-Louis Vignerresse(1987),"Oblique and near collision subduction, Sagami and Suruga Troughs - preliminary results of the French-Japanese 1984 Kaiko cruise, Leg 2", *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.83, pp.229-242.
- NOAA(2010), "TSUNAMI BULLETIN NUMBER 015", PACIFIC TSUNAMI WARNING CENTER, ISSUED AT 2082z 27 FEB 2010", National Oceanic and Atmospheric Administration, (<http://www.prh.noaa.gov/ptwc/messages/pacific/2010/pacific.2010.02.27.202736.txt>, <http://oldwcatwc.arh.noaa.gov/2010/02/27/725245/15/message725245-15.htm>).
- NOAA TSUNAMI Website (<http://www.tsunami.noaa.gov/index.html>).
- Self, S., M.R. Rampino, M.S. Newton, J.A. Wolff(1984),"Volcanological study of the great Tambora eruption of 1815", *Geology*, Vol.12, pp.659-663.
- Smithsonian Institution(2013), "Global Volcanism Program", Department of Mineral Sciences, National Museum of Natural History, Smithsonian Institution.
- Stothers, Richard B.(1984), "The Great Tambora Eruption in 1815 and Its Aftermath", *Science*, Vol.224, No.4654, pp.1191-1198.
- Tanioka, Yuichiro and Kenji Satake (1996), "Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom", *Geophysical Research Letters*, Vol.23, No.8, pp.861-864.
- Tatsumi, Y. and K. Suzuki-Kamata(2014), "Cause and risk of catastrophic eruptions in the Japanese Archipelago", *Proceedings of the Japan Academy, Series B*, Vol.90, No.9, pp.347-352.
- Unoki, Sanae and Masito Nakano(1953), "On the Cauchy-Poisson Waves Caused by the Eruption of a Submarine Volcano(I)", the *Oceanographical Magazine*, Vol.4, No.4, pp.119-141. "On the Cauchy-Poisson Waves Caused by the Eruption of a Submarine Volcano(II)", the *Oceanographical Magazine*, Vol.5, No.1, pp.1-13. "On the Cauchy-Poisson Waves Caused by the Eruption of a Submarine Volcano(III)", *Papers in Meteorology and Geophysics* Vol.4, Issue3-4, pp.139-150.
- Watts, Philip, Stephan T. Grilli, David R. Tappin and Gerard J. Fryer(2005), "Tsunami Generation by Submarine Mass Failure. II: Predictive Equations and Case Studies", *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, November/December, pp.298-310.
- Yokoyama, Izumi(1964), "Preliminary Report on a Gravimetric Survey on Toya Caldera, Hokkaido, Japan", *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University, Series 7, Geophysics*, Vol.2, No.2, pp.247-250.
- Yokoyama, Izumi and Masaaki Aota(1964), "Geophysical Studies on Sikotu Caldera, Hokkaido, Japan", *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University, Series 7, Geophysics*, Vol.2, No.2, pp.103-122.
- Yokoyama, Izumi and Tadashi Maki(1964), "Preliminary Report on a Gravimetric Survey on Towada Caldera, Tohoku District, Japan", *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University, Series 7, Geophysics*, Vol.2, No.2, pp.251-258.



中部電力