

2022年3月 関西大学審査学位論文

海面上昇の影響評価と沿岸域防災に対する  
高潮・海浜変形解析手法の高度実用化に関する研究

2022年3月

関西大学大学院 社会安全研究科

防災・減災専攻 水災害研究室

鷺田 正樹

論文要旨

海面上昇の影響評価と沿岸域防災に対する高潮・海浜変形解析手法の高度実用化に関する研究

関西大学大学院 社会安全研究科 防災・減災専攻

鷲田 正樹

## 1. 背景と目的

現在、我々の生きる地球では、気候変動による気温の上昇（温暖化）とともに、これに起因する自然災害の激甚化が深刻な問題となっている。地球の温暖化による海洋エネルギーの増大は、海面の上昇のみならず、降雨の変化や熱帯低気圧や極低気圧の強化を発生させ、外洋波浪やうねり性波浪の増大を引き起こしている。これら海洋に起因する外力の増加が高潮災害をはじめとする自然災害をもたらしている。波浪による海岸の侵食も自然災害の1つである。外洋性の高波に加え、常時波浪が、顕著な海浜の変形（侵食・堆積）を引き起こし、過剰な堆積や深刻な海岸侵食を発生させる。

このような状況下にあるにも関わらず、実務における海岸・海洋の検証・予測計算や計画立案に際しては、将来の気候変動については考慮されていない。海面上昇等については、過去の実現象による偏差等を用いた諸元が考慮されているに過ぎない。また、海浜変形過程の検証、予測手法では、Bar-Trough 地形や複雑に構造物が配置された環境の現象については、いまだ確立されていない状況にある。これまで海岸保全や沿岸域開発・管理に関する行政関連部署では、日本近海の海面上昇の将来予測と適応策の緊急性、必要性に関する認識が薄く、学術研究も、各地域で具体的な数値を設定できるほどの段階には到達していない。

これら高潮や海岸侵食の解析手法の高度実用化に向けた研究を行い、沿岸インフラに対する適応策の提案を行うことを目的としている。

## 2. 本研究の流れ

この論文は、① 日本近海の海面上昇に関する現状と動向を把握したのち、② 4箇所の現地を対象に、波浪、高潮、海浜変形過程の解析手法の高度実用化を図るものである。現在の解析手法において考慮されていない現象・領域をも対象として一体化したモデルを構築し、実務を通じて現地に適用することで高度実用化を図った。ここで得られた知見をもとに、③ 高潮防災・海浜保全に関する適応策について提言を行った。

## 3. 本研究の特徴

### 3.1 海面上昇の影響評価

気候変動に関する政府間パネル(IPCC)、第五次報告書(AR5)<sup>1)</sup>で示された全球平均の海面上昇量は、1901～2010年の観測で1.7 mm/yr、1993～2013年で3.2 mm/yrである。大気・海洋・陸域を結合した物理モデルによる将来予測では2100年にはRCP8.5シナリオで0.52～0.98 mの全球平均海面の上昇量が見込まれている。本研究で、観測データを基にして、SARIMAモデルにより日本近海の将来予測を行った結果、2070年までに日本海で約60～80 cm、太平洋側では、100～150 cmの海面上昇量と予測された。日本近海の海面上昇量は、全球的に大きい値を示している北西太平洋の値よりも大きい。また、日本海側の西部（若狭湾から島根県付近）は日本海の中でも海面上昇量が大きいと予測された。

### 3.2 波浪・高潮統合モデルとその実用化

高潮は、気圧効果による水位上昇量（吸上げ効果）、台風による強風のエネルギーが海面に移行する物理過程（吹き寄せ効果）として捉えられてきた。ここに、波浪の発達（波高の増大）に伴い波浪の運動が前傾等のひずみ変形を発生し、最終的には砕波（波動運動の崩壊）し、平均流および乱流へと物理的なエネルギー保有形態を変化させ、海洋流を発生させることに着目した。強風のエネルギーが海面に移行する物理過程はSWANにより、海洋流はPOMによるものとし、両者を結合したモデルを構

築することで高度化を図った。大阪湾と相模湾西部を対象に、湾を取り巻く海岸環境・社会環境の異なるエリアに適用することで実用化を図った。

大阪湾エリアに甚大な被害を与えた台風1821号は高速移動台風であり、湾奥で移動速度が加速されたため、地表風速の急激な増大により内湾高潮・高波災害を発生させた。構築した高潮予測モデルを用いることで、台風1821号のような台風の高速移動に起因する高潮・高波を予測するには、中心気圧だけでなく移動速度が重要であるとの結論を得た。

また、外洋高潮により相模湾西部の米神地区に海岸災害を引き起こした台風1812号について、波浪・高潮統合モデルを実用化した。来襲時には砕波による波高減衰と、5～10分程度の短周期変動を伴ったWave Setup高潮が生じ、その最高水位は平均海面上2.5 mに至り、観測値や旧来の解析手法では解析できなかった海岸災害の主要因を示すことができた。外洋高潮は、これまで大きく問題にされてこなかったが、Wave Setup高潮に加えて短周期変動が生じて、海岸災害に繋がっていることを解明できた。また、高潮観測のサンプリング間隔は、現行の1時間平均では現象を正確に観測することができず、少なくとも5分間隔のサンプリングデータが必要である。

### 3.3 波浪・3次元海浜流共存場の漂砂モデル

数値モデルは、従来から用いられてきた砕波帯内の土砂移動、特にこれまでの汀線に着目した海浜変化モデルから高度化を図り、吹送流、海浜流、戻り流れを反映できる3次元モデルを構築した。外洋波浪を気象庁の波浪GPVで与え第3世代の浅海域波浪モデルSWANによる波浪解析で高波浪時の高潮計算と連携し、POMにより吹送流と海浜流（平面流分布）、戻り流れ（鉛直流成分）を合わせた流れ場の3次元特性を反映し波・流れ共存場の漂砂量を解析するモデルを構築した。

海浜変形過程では、鳥取県北条海岸と高知海岸南国工区を対象に、海岸の特徴を反映した解析手法の高度実用化を図った。鳥取県北条海岸では短期変動に着目し、3次元海浜流と波浪の共存場における漂砂モデルにより、bar-trough型の自然海浜の冬季風浪による海浜変形を解析し、土砂収支の再現を確認し、現地適用を行った。一方、高知海岸南国工区では、10年間の長期海浜変形の解析を行った。長期変動に着目し、計算負荷を軽減するため平面2次元海浜流解析に砕波帯の戻り流れを組み込んだ漂砂モデルで解析をするモデルを構築した。2つの環境の異なる現地に適用することで海浜変形過程の解析手法の実用化を図った。これらのモデルにより、海面上昇時の予測計算等の高度化・実用化に貢献できる。

## 4. 高潮防災・海浜保全に関する適応策の提案

高度利用されている沿岸域を防護している海岸堤防は、すでに嵩上げの余地がない構造である。沿岸域の高潮防災に対し、本研究結果から導かれる温暖化による海面上昇量に応じた汀線後退量を設定し、セットバックによる適応策により、防護と利用の両立を図ることとした。海浜保全については、養浜による土砂投入がなによりも有効である。本研究で通常波浪によるbar地形の復元力を確認した。自然の営力を利用しながら海浜保全をはかっていくことが重要である。

## 5. まとめ

海岸地域の住まい方と海岸防護の規模・形態は連動していることから、沿岸域管理では、海岸防護の現状維持や将来的撤去の視点から、海岸防護を強化する人工化からセットバックによる逆人工化を指向すべきである。また、海岸保全区域だけで防災を考えるのではなく、背後空間との防災連携シナリオが重要である。そして豊かな海岸地域を形成しつつ、防護・避難空間の日常利用・暮らしの豊かさとの共存がはかられることを望む。

### 参考文献

- 1) Climate Change 2013: The Physical Science Basis, of Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 1535p., 2013.

# 海面上昇の影響評価と沿岸域防災に対する高潮・海浜変形解析手法の高度実用化に関する研究

## -目 次-

第1章 序論	1-1
1-1 研究の背景	1-1
1-2 気候変動	1-3
1-3 気候振動と地域気象	1-9
1-4 気候振動と日本の巨大台風	1-11
1-5 海面上昇と海浜の消失	1-19
1-6 本研究が目指すもの	1-22
1-7 研究の構成	1-29
第2章 海面上昇の影響評価	2-1
2-1 はじめに	2-1
2-2 海面上昇の予測	2-4
2-3 解析手法の概要	2-6
2-4 太平洋での海面変動	2-9
2-5 日本近海での海面変動と海面上昇の予測	2-12
2-6 海面上昇の沿岸文化に対する影響について	2-17
2-7 本章のまとめ	2-18
第3章 波浪・高潮統合モデルと内湾高潮に対する高度化・実用化	
-高速移動する台風 1821 号による大阪湾の高潮解析-	3-1
3-1 はじめに	3-1
3-2 台風高潮	3-2
3-3 波浪・高潮統合モデルの概要	3-2
3-4 台風 1821 号による大阪湾の高潮の解析	3-11
3-5 関西国際空港 (KIX) 周辺の高潮と波浪場	3-28
3-6 大阪湾の高潮災害に対する課題について	3-34
3-6 本章のまとめ	3-36
第4章 波浪・高潮統合モデルと外洋高潮に対する高度化・実用化	
-台風 1812 号による Wave Setup 高潮と時空間的海面振動の解析-	4-1
4-1 はじめに	4-1
4-2 台風 1812 号による海岸災害	4-1
4-3 検討手法	4-2
4-4 解析に使用したデータ	4-3
4-5 相模湾領域の高潮・Wave Setup 解析結果	4-5
4-6 越波に関する検討	4-13
4-7 Wave-setup の観測	4-20
4-8 相模湾の高潮災害に対する課題について	4-21
4-9 本章のまとめ	4-22

第5章 波浪・3次元海浜流共存場の漂砂モデルによる	
鳥取県北条海岸の冬季海浜変形の解析	5-1
5-1 はじめに	5-1
5-2 海岸侵食	5-1
5-3 深浅測量データの解析	5-8
5-4 3次元海浜流の解析	5-10
5-5 海浜流・波浪共存場の漂砂モデル	5-13
5-6 解析結果	5-16
5-7 Bar-Trough型自然海岸に対する課題について	5-21
5-8 本章のまとめ	5-23
第6章 長期海浜変形解析手法の高度実用化	
-高知海岸南国工区を例として	6-1
6-1 はじめに	6-1
6-2 南国工区の家浜変形	6-3
6-3 数值モデル	6-8
6-4 非定常吹送流・海浜流・海浜変形解析	6-9
6-5 海岸構造物の建設された海岸に対する課題について	6-26
6-6 本章のまとめ	6-27
第7章 海面上昇と高潮防災，海浜保全に関する提言	7-1
7-1 国による海岸保全のあり方の提言	7-1
7-2 提言の骨子	7-5
7-3 海面上昇と高潮防災，海浜保全の適応策に関する提言	7-7
7-4 日本と海外の沿岸管理	7-10
7-5 セットバックによる適応策	7-15
7-6 構造物による適応策	7-17
第8章 結論	8-1
8-1 平均海面変動の研究の総括	8-1
8-2 高潮予測モデルの高度実用化の総括	8-2
8-3 海浜変形モデルの高度実用化の総括	8-3
8-4 海面上昇と高潮防災，海浜保全に関する提言の総括	8-4
謝辞	
巻末資料	巻末資料-1
図表リスト	図表-1

# 第1章 序 論

## 1-1 研究の背景

現在、我々の生きる地球では、気候変動による気温の上昇（温暖化）とともに、これに起因すると自然災害の激甚化が深刻な問題となっている。地球の温暖化による海洋エネルギーの増大は、海面の上昇のみならず、降雨の変化や熱帯低気圧や極低気圧の強化を発生させ、外洋波浪やうねり性波浪の増大を引き起こしている。これら海洋に起因する外力の増加が高潮災害をはじめとする自然災害をもたらしている。

日本沿岸に影響を与える沿岸災害の主要因は、強風により発生する波浪と高潮である。これらは台風や低気圧によって発生・発達する。高潮が生じるのは主に三大湾（東京湾、伊勢湾、大阪湾）や瀬戸内海、有明海等の内湾で、高波も伴うという特徴がある。波浪による海岸の侵食も自然災害の1つである。外洋性の高波に加え、常時波浪（主に遠方から伝播するうねり）が、顕著な海浜の変形（侵食・堆積）を引き起こし、過剰な堆積や深刻な海岸侵食を発生させる。

さらに、これらの外力の増加によって漂砂特性が変化し、巨大化する災害防止のために必要最小限にとどまらない構造物の建設が、更なる海岸侵食を発生させることにも直面している。堤防や護岸、人工的な消波施設によって日本人の愛する白砂青松の砂浜海岸が、おびただしい量のコンクリートによって覆いつくされ、人工海岸に変貌した海岸がいくつも国内に存在している。これを見た人々は、景観や自然環境破壊を指摘するとともに、コンクリート制作や運搬、工事のために、大気中に放たれたCO<sub>2</sub>による更なる負の循環を認識するわけである。

2013年に発表された気候変動に関する政府間パネル(IPCC)、第五次報告書(AR5)<sup>1)</sup>で示された全球平均の長期的な海面上昇量は、1901～2010年の観測で1.7 mm/yr、1993～2013年で3.2 mm/yrである。すでに、化石燃料に起因する地球の温暖化のエネルギーの90%以上は海洋に蓄積され、深層域まで海水温の上昇が進行し、地球規模での海面上昇への適応策の検討は人類の喫緊の課題である。

また、地球温暖化に伴い台風や豪雨の形態が変化し、それによる高潮などの気象災害の激甚化や海岸侵食の進行が懸念されている。高潮については、海面が59 cm上昇した場合には、三大湾のゼロメートル地帯の面積・人口は、ともに約5割増加するとの報告<sup>2)</sup>（図 1-1-1）がある。また、海岸侵食については、将来の気候変動により海面水位が1 m上昇すると海岸侵食が進行し、日本の砂浜の9割が消失するとの報告<sup>3)</sup>がある。

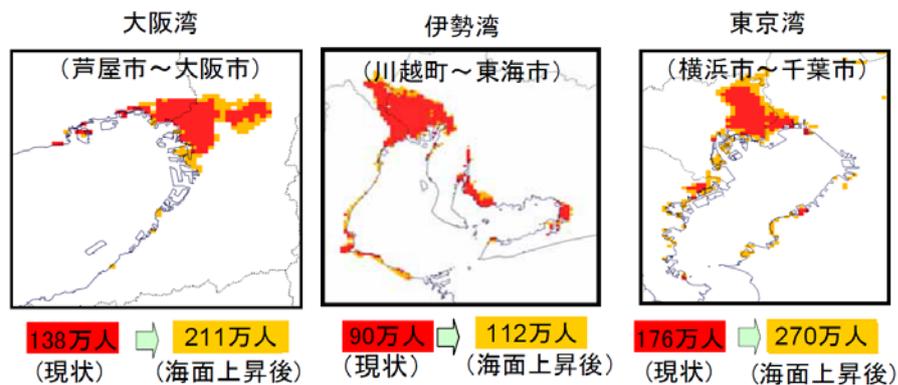


図 1-1-1 三大湾の海面上昇前後の影響人口の変化<sup>2)</sup>

18世紀以降、世界の人口は大きく増加し、2020年には78億人となり、2050年には92億人に達すると予測されている。人間生活の基盤となる石油や石炭のエネルギー利用・消費によって、CO<sub>2</sub>などの温室効果ガスが産業革命以降、加速度的に大気中に放出されてきた。

その結果、放射強制力 (radiative forcing) が増大し、濃度が増加した温室効果ガスによって封じ込められることが地球温暖化の原因となっている。2007～2016 年にかけて、人間活動に排出された CO<sub>2</sub>のうち約 29 %を吸収している森林が熱エネルギーを得るために伐採されると地球温暖化がさらに助長される。また、地球温暖化は気候変動を引き起こし、農作物の収量にマイナスの影響を与えている可能性が指摘され、干ばつ、降水量の増加など水資源が不安定、気温の上昇による生物の絶滅など、地球環境の変化に大きな影響を与えている。

IPCC, AR5 によれば、1971～2010 年の 40 年間で地球上のエネルギー増加量の 90 % (表層 (～700 m) : 60 %以上, 深海 (700 m～) : 30 %)、CO<sub>2</sub>の約 30 %を海洋が蓄積し、海洋は大気に比較し変化しにくい特性があるため、気温の上昇を抑えても海水温、海面水位はすぐには変化せずに温暖化問題の長期化を起こすのである。

海洋は熱エネルギーや CO<sub>2</sub>を吸収し、地表温度を調整する優れた機能を有しているにもかかわらず、海水の膨張により地球温暖化が進行している。これは、海を持つ本来のキャパシティを超えて、海洋が支え切れないほどのエネルギーが人間の活動により排出されていることを意味している。

集中豪雨や熱波といった異常気象といわれる自然災害が世界各地で頻発している。これまで異常気象の原因の大半は、太陽活動の周期の影響や、エルニーニョ・ラニーニャ、偏西風の蛇行といった大気の内変動や海洋との相互作用とされてきた。地球温暖化により気候が変動し、降雨パターンや熱帯低気圧の規模やコース、発生位置や発生頻度の変化が生じている。

地球温暖化への対策は、図 1-1-2 に示すように、緩和 (mitigation) と適応 (adaptation) に大別される。緩和は温暖化の原因物質である温室効果ガスの排出量を削減、または吸収量を増加させる方法で、適応は変化に対して社会・経済システムを調整することで悪影響を軽減する、または好影響を増長させる方法である。

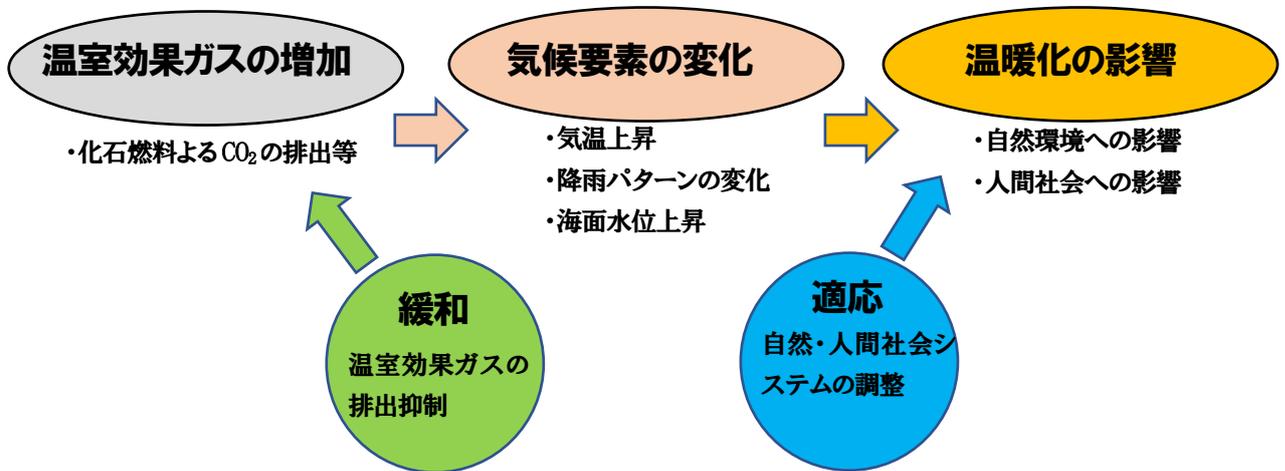


図 1-1-2 緩和策と適応策

緩和策は、京都議定書やパリ協定のように温室効果ガスの排出量そのものを抑制するための国際的なルール策定に代表される。しかし、最大限の排出抑制努力を実施したとしても、過去に排出した温室効果ガスの蓄積があり即座に温暖化の影響を抑止できるものではない。影響に対して取り得る対策は、変化した気候のもとで悪影響を最小限に抑止する適応策に寄らざるを得ない。どちらが優れた方策であるかではなく、双方とも地球温暖化対策として必要である。

2018 年 12 月には異常気象の影響拡大に対して気候変動適用法が施行された。インフラ整備などが適応策として想定されており、沿岸域の高潮・波浪、海岸侵食に対する新しい知見と沿岸インフラ

に対する新しい適応策の推進が期待されている。防波堤や防潮堤などのインフラは、計画から建設まで数十年の期間が必要である。極端な災害が顕著になる前に長期的な計画を立てると共に、温暖化シグナルを検知できるモニタリングの強化を真剣に考える時期に来ている。

このような状況下にあるにも関わらず、実務における海岸・海洋の検証・予測計算や計画立案に際しては、将来の気候変動については考慮されておらず、海面上昇等については、過去の実現象による偏差等を用いた諸元が考慮されているに過ぎない。また、海浜変形過程の検証、予測手法については、Bar-Trough 地形や複雑に構造物が配置された環境の現象については、いまだ確立されてない状況にある。これまで海岸保全や沿岸域開発・管理に関する行政関連部署では、日本近海の海面上昇の将来予測と適応策の緊急性、必要性に関する認識が薄く、学術研究も、各地域で具体的な数値を設定できるほどの段階には到達していない。

これら高潮や海岸侵食の解析手法の高度実用化に向けた開発について研究を行い、沿岸インフラに対する適応策の提案を行う。

## 1-2 気候変動

### 1-2-1 地球気候システム

自然環境の視点から見た地球は、大気、海洋、大陸、地殻、生物圏等の階層構造をした構成要素でできている。これらの構成要素は全て違う物質からできていて、要素間でのエネルギーや物質の相互交換が存在する。地球上の自然現象に係る構成要素間の関係性は「地球気候システム」で定義される。気候システムは、大気圏 (Atmosphere)、海洋 (Ocean)、陸面 (Land surface)、雪氷圏 (Cryosphere)、地圏 (Lithosphere)、生物圏 (Biosphere) などの要素から構成され、それぞれの要素の間でエネルギーと水の他、エアロゾル、温室効果ガスや栄養塩のような物質を循環させ、生態系との複雑な相互作用をする。

この気候システムは外部からの強制要因で変化するが、外部からの強制を受けなくとも内部の要因 (気象と海洋の地域振動、これらのテレコネクション) によっても変動する。内部要因による変動の代表的なものに ENSO (エルニーニョ・南方振動) や北極振動、南極振動、太平洋十年規模振動等があり、これらは地域環境と密接に関連している。

一方、外的な強制要因は、火山の大規模噴火、太陽活動の変動 (太陽風、磁場変化、短波放射変化)、天文的な振動やブレ (100 年以内の周期では、月の 18.6 年周期変動等) などの「自然的要因」と、化石燃料の使用による温室効果ガス放出や土地利用の変化 (森林伐採や耕作地化、ピート地開発等) の「人為的要因」の 2 つに大別される。産業革命以降の人間活動の増大により人為的要因による強度が自然要因を上回るようになり、地球全体の温暖化とそれによって起こされる気候変動を生成、助長している。

### 1-2-2 大気・海洋相互作用

大気は海洋に影響される。たとえば積雲対流や台風は海面水温が高い場所で生じやすく、中緯度の低気圧は海面水温の南北勾配が大きい場所で発達しやすい。一方、海洋は大気によって影響される。たとえば海流は偏西風や貿易風など風の摩擦で駆動されている。海洋での降水や蒸発は海水の塩分濃度を変化させ、密度の変化をもたらす。密度が高くなった海水は沈みこみ、深さ数千メートルにおよぶ海水の循環を駆動している。大気と海洋の相互作用が気候の変動をもたらす顕著な例に、エルニーニョ・南方振動 (ENSO) がある。ENSO とは、数年おきにエルニーニョとラニーニャという二つの状態をくりかえす現象である。ラニーニャのときは、赤道太平洋の海面温度は西で高く、東で低い。赤道を西向きに流れる海流によって運ばれてしまう表層の水を補うように、ペルー沖で深層から冷たい水がわき上がってくるからである。海面温度が西で高いため西太平洋で積雲ができ、そこへ向けて

東から貿易風が吹きこむ。貿易風は西向きの海流を強める。ところがエルニーニョになると、貿易風が弱まり、湧昇流や東からの冷たい海流も弱まる。その結果、海面温度の東西差は小さくなり、積雲ができる位置も東に広がる。ENSOは、熱帯だけでなく、世界各地で異常気象を引き起こす。

### 1-2-3 大気と陸面の相互作用

大気、植生、氷床、地殻などの相互作用による増幅効果も大きいのである。氷床は白いため太陽放射を反射しやすく、厚みが数千メートルもあるため表面は高山同様に寒い。そのためいったん氷床ができると、拡大していく。

砂漠は森林にくらべて白く、水分の保持機能が小さいため、周囲にくらべて上昇気流がおさえられる。上昇気流が少ないと雲が形成されないため、降水が少なくなる。すると砂漠はさらに拡大していく。逆に森林では上昇気流が生じやすいため、雨が降りやすいばかりか、上昇気流へ向かって周囲からも湿った空気を集めやすい。その結果、森林が拡大する。現在の陸面状態は、さまざまな要因の相互作用の結果つくられたものであり、要因の変化により姿を変える。

### 1-2-4 地球温暖化

気候変動に関する政府間パネル (IPCC)、第5次評価報告書 (AR5) (IPCC, AR5) <sup>1)</sup>で指摘された4つの重要な点は以下のようである。

第1点は、気候変動に人為的な活動が影響しているのは明らかと認めた上で、20世紀半ばからの気温上昇は石炭や石油といった化石燃料の利用などが原因であり、最近100年間で地球の平均気温は0.78度上がったと指摘されている。工業生産や暖房需要などの人間活動が気候変動を引き起こした確率を95%以上とした。

第2点は、極端気象の頻発を重要視した点。気候変動によって乾燥地域ではさらに乾燥が進み、雨の多い中緯度地域では強い雨が頻繁に降る可能性があるとして指摘されている。気候変動が原因とみられる異常気象が世界各地で発生しており、実際に欧州では洪水が産業や農業に大きな被害を与え、米国には大型ハリケーンが直撃、日本では異常な猛暑、竜巻で死傷者が発生している。

第3点は、海面上昇の上方修正で、2000年前後に比べて今世紀末の海面は最大82cm、平均気温は4.8℃上昇するとの予測値が示されている。これは最新のデータや新しい解析モデルの導入で高精度の数値予測が可能になった。

第4点は、重要な点は、平均気温の上昇が2℃を超えると気候変動リスクが急速に高まる事で、気温上昇を2℃以内に抑える事の重要性の指摘である。グリーンランドや南極の氷床融解による急激な海面上昇が危惧されるが、この点に関する信頼性は高まってはいない。

地球温暖化は、気温や水温を変化させ、海面上昇、降水量の変化やそのパターン変化を引き起こし、洪水や干ばつ、熱帯低気圧、竜巻などの激しい異常気象を増加・増強させる可能性がある。

気候変動の要因は、成層圏だけで無く対流圏のオゾンの影響、エアロゾル・雲の相互作用、土地利用・被覆変化によるアルベド（短波放射の反射率）の変化、太陽活動の変化が明確に示されている。図 1-2-1 に TOA (Top of the atmosphere) と Tropopause (対流圏界面) で境界分けされる中間圏 (Mesosphere) 成層圏 (Stratosphere) と対流圏 (Troposphere) の関係を、長波放射 LWR : (Long Wave Radiation) と短波放射 (SWR : Short Wave Radiation) の移動方向とオゾン層の位置と共に示してある。また、電磁波の周波数による分類図を右上に添付した。

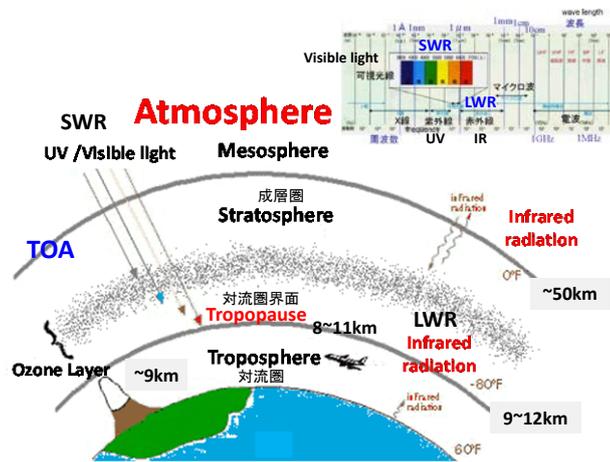


図 1-2-1 成層圏と対流圏及び放射の移動方向

図 1-2-2 は IPCC, AR5 から引用した短波・長波放射および熱（潜熱，顕熱）の収支である。成層圏に入ってくる太陽短波放射エネルギーは  $340 \text{ (W/m}^2\text{)}$ ，地球からの長波放射エネルギーは  $340 \text{ (W/m}^2\text{)}$  大気中の GHG（温室効果ガス），雲，エアロゾル等による長波の逆放射エネルギーは  $398 \text{ (W/m}^2\text{)}$ ，気象の外力である潜熱によるエネルギー放射が  $84 \text{ (W/m}^2\text{)}$  になっており，AR4 に比べて温暖化による長波放射の増大（主に海洋が蓄えたエネルギーの影響）が反映されている。

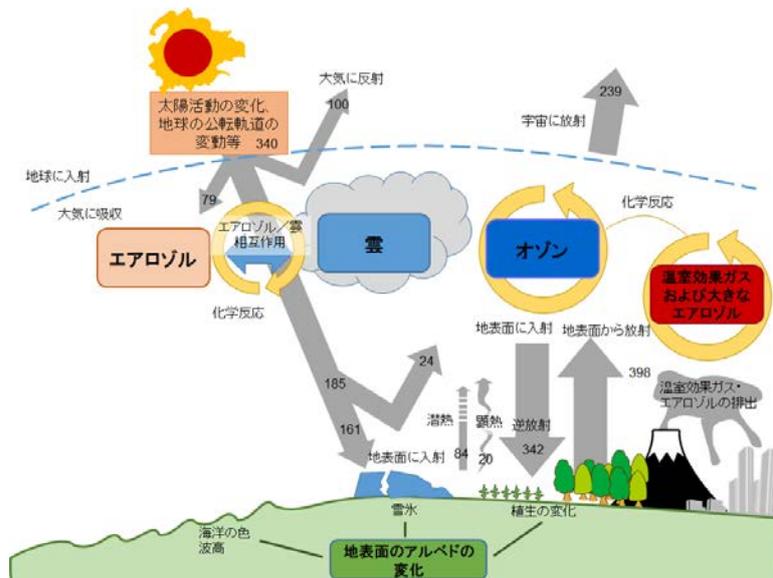


図 1-2-2 地球表層（対流圏）のエネルギー・熱収支（IPCC AR5 に加筆）

図 1-2-3 は、放射強制力 (RF : radiative forcing) の試算結果とその内訳で、IPCC, AR5 で示されたものである。基準の年は産業革命以前の 1750 年で、これからの増加分である。放射強制力の計算は、対流圏の温度分布を固定して、圏界面での放射エネルギーを気候モデル、GCM (General Circulation Model) で算出する。基準の年は人的影響がほぼゼロの状態ですべてを解析して、対象年の条件での解析結果との差で影響を見ている。GCM の精度に依存している評価なので、大きな間違いは無いが、全般的に信頼できるものでもない。AR5 では成層圏の影響を考慮した、ERF (effective radiative forcing) も示されており、大気圏での化学変化を考慮したエネルギー収支が、検討される方向である。1950 年代は全量で 0.57 (W/m<sup>2</sup>)、1980 年代は 1.25 (W/m<sup>2</sup>)、2011 年では 2.29 (W/m<sup>2</sup>) と上昇率が増加していることが強調されている。温室効果ガス (GHG) による温暖化への寄与が大きい事と、エアロゾル、雲による冷却化の程度の曖昧さが示されている。

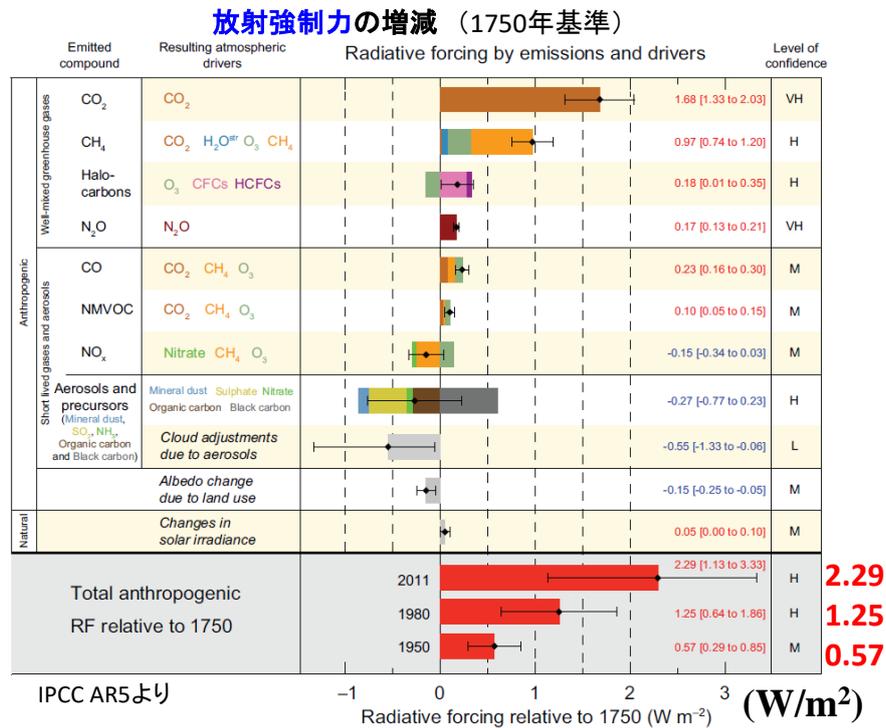


図 1-2-3 放射強制力 (IPCC AR5<sup>1)</sup>に加筆)

産業革命後のエネルギー利用形態の変化、特に化石燃料の使用と森林伐採やピート地開発が GHG 放出の主要原因で、人口増加や生活レベルの向上が、拍車をかけて GHG の増加は指数関数的になっている。

IPCC AR4 では、人間の活動による化石燃料の使用から、炭素量で年間 6.4 (Gt : giga ton: 10<sup>9</sup> ton) が放出されているとされている。このうち 2.2 (GtC) は海洋で吸収され、さらに 1.0 (GtC) は陸面で吸収されているとされている。差分の 3.2 (GtC) が大気中に留まることとなり、GHG 濃度の増加を引き起こしていることが示されている。

図 1-2-4 は IPCC, AR5 で用いられている RCPシナリオ毎 (Representative Concentration Pathways) の化石燃料使用による年間炭素放出量 (PgC/yr=GtC/yr) の変化を示している。図中には対応する大気の CO<sub>2</sub>濃度も示されている。RCP8.5 では2100 年には RF (放射強制力) が 8.5 (W/m<sup>2</sup>) になるシナリオである。図 1-2-4 に示されているように、2011 年では RF は 2.29 (W/m<sup>2</sup>) であったので、最善のシナリオである RCP2.6 (W/m<sup>2</sup>) は今すぐ化石燃料使用を中止した場合で、RCP4.5 では2040 年頃までに化石燃料使用をゼロに、RCP6.0 では2070 年頃までにゼロとした場合に対応している。最悪のシナリオ RCP8.5 でも2100 年に至るまでに年間炭素放出量が頭打ちになっているのは、化石燃料が使い尽くされた影響を反映している。最悪の場合 CO<sub>2</sub>濃度は 950 ppm となり、最も望ましい RCP2.6 でも 400 ppm 以上になっている。

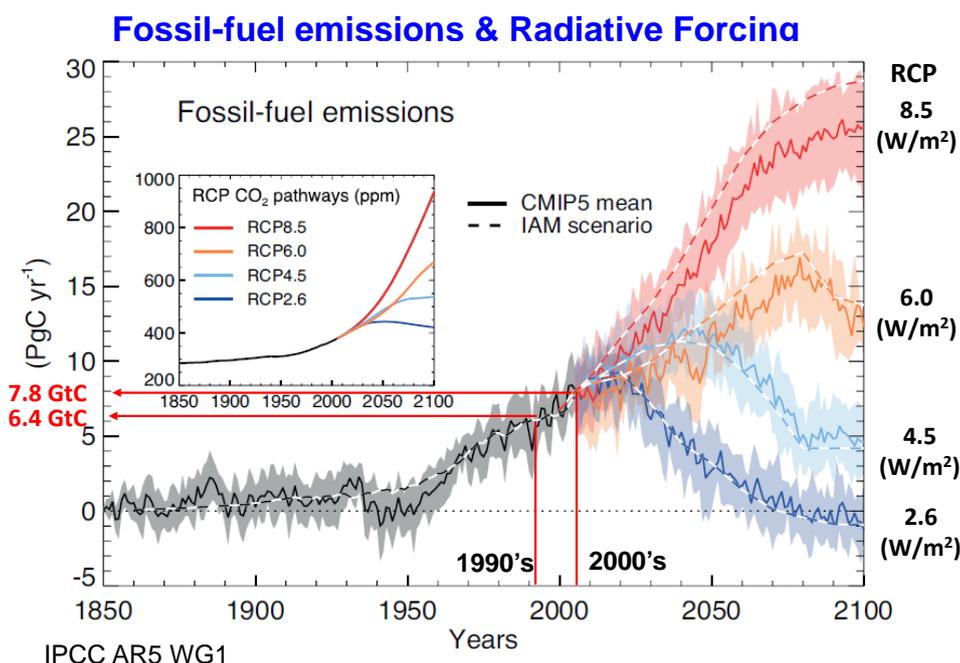


図 1-2-4 RCP シナリオ (IPCC AR5<sup>1)</sup>より)

### 1-2-5 気候変動の要因

気候変動の要因を改めて示すと、以下のように 3 要因に分離して考える事ができる。

- (1) 人間活動による要因：化石燃料の使用，森林伐採，土地利用・被覆変化，PEAT地開発等による GHG 放出，エアロゾル放出。
- (2) 気候システムの外部要因：太陽活動の変化（太陽風，短波放射，太陽磁場），大規模火山噴火。
- (3) 気候の内部変動：人間活動とは無関係に生じる自然の変動のうち，気候システムの外部要因によらない現象を内部変動。偏西風（ジェット気流）の蛇行や台風などの気象擾乱，エルニーニョ (ENSO)，北極振動 (AO) などの気候振動がこれにあたる。

図 1-2-5 に、IPCC, AR5 で用いられた紀元 850 年以降の放射強制力 (Radiative Forcing : RF) の再現結果を示した。図(a)の赤線で示されている全太陽放射 TSI (Total Solar Irradiance) の変動は太陽活動の 11 年周期と数百年毎の活動停止の過去を示しているが、オーダー的には $\pm 0.1$  ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) 程度で極めて小さい変動である。

図(a)の Volcanic で示されているように、大規模な火山噴火が発生すれば、 $20$  ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) に達する影響力は有るが、影響は数年で消失する。しかしながら、対流圏の温室効果ガス (GHG) による放射強制力は、現在でも  $2.0$  ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) 程度ではあるが、確実に増加しており RCP8.5 シナリオでは、 $8.5$  ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) まで急激に上昇する。図(b)は気候変動モデルによるシミュレーション結果 (赤線) と調査・観測データから構築した地球の平均気温の変化を、産業革命時期 (1500–1850 年) を基準 (ゼロ) として、全球平均気温の変動量を示したものである。図(a)に示されている well-mixed greenhouse gases の RF の変動と図(b)の平均気温の変動は良く対応しており、RF を明確にすることで温暖化が説明できることがわかる。

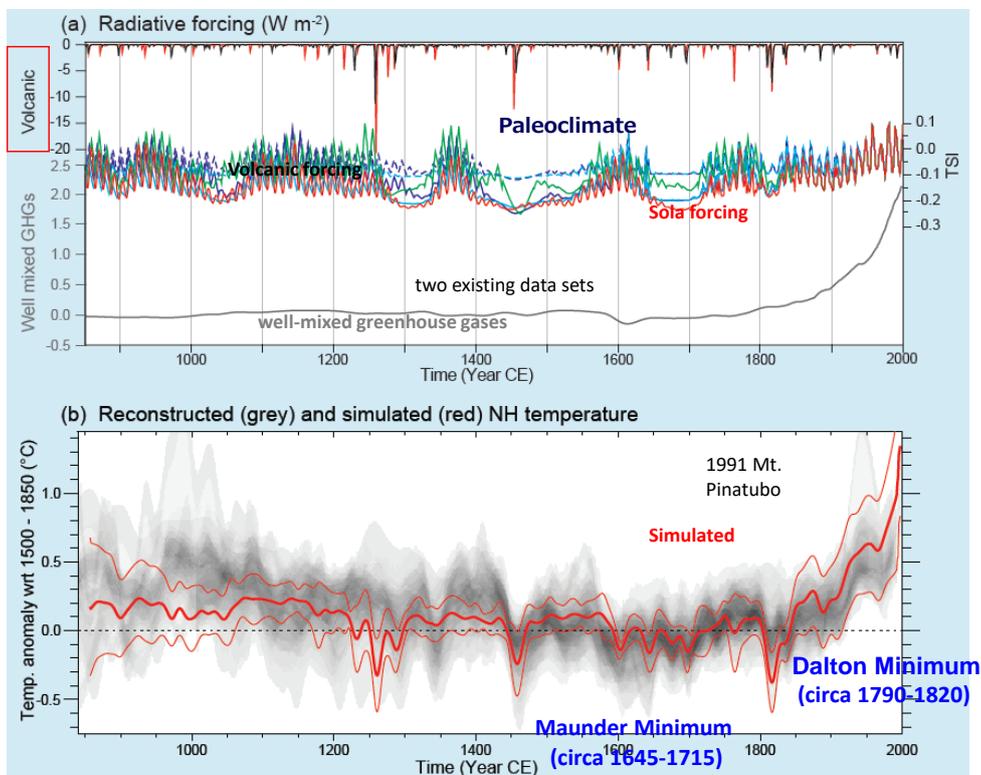


図 1-2-5 放射強制力 (Radiative Forcing : RF) の再現結果 (AR5<sup>1)</sup>より)

太陽活動の変化は短波放射だけでなく、太陽風や太陽磁場の変化による、宇宙線の太陽系への侵入、地球の場合は雲の生成核となる可能性等、未確定な要因も多く、太陽磁場の変化による数十年に渡る地球寒冷化の可能性も指摘されている。図(b)に表示した太陽活動の変化に起因する Maunder Minimum や Dalton Minimum は 30 年から 70 年継続するため、人間活動に起因する温暖化と、小氷河期をどのように考慮して気候変動対策を考えるべきかを議論する必要もある。Dalton Minimum から 200 年経過している現在、次の小氷河期に移行する可能性もある。

### 1-3 気候振動と地域気象

中長期、広域での防災対策を考える場合、全球規模での極端気象・異常気象と気候振動の関係を理解する事が重要である。以下のテレコネクションと偏西風の蛇行と気候振動をまとめて示す。

#### 1-3-1 テレコネクション

離れた地域に連動して影響を与える現象をテレコネクションという。冬季、太平洋にあるアリューシャン低気圧が強いとヨーロッパにあるアイスランド低気圧が弱くなり、逆にアリューシャン低気圧が弱いとヨーロッパにあるアイスランド低気圧が強くなる。このようにアイスランド低気圧とアリューシャン低気圧はシーソーの関係にある。アリューシャン低気圧とアイスランド低気圧のシーソー現象により、遠隔地である東アジアとヨーロッパにも影響が出る。アリューシャン低気圧がアイスランド低気圧より強い場合、日本、ヨーロッパ、アメリカ南東部で寒く、北アメリカ西部、カナダで暖かくなる。逆に、アリューシャン低気圧がアイスランド低気圧より弱い場合、日本、ヨーロッパ、アメリカ南東部で暖かく、北アメリカ西部・カナダで寒くなる。

#### 1-3-2 偏西風の蛇行

偏西風の蛇行は、異常気象、異常高温に大きな影響を与える。偏西風により高気圧・低気圧は西から東へ移動する、北極上空から見て反時計回りに円を描くように移動する。偏西風の蛇行が大きくなると、偏西風の間でブロッキング現象が発生し、異常気象・異常高温が発生しやすくなる。

偏西風の蛇行の程度は、赤道と南極・北極の温度差に影響を受け、温度差が大きいほど、偏西風は南北に大きく蛇行する。偏西風の蛇行には、海面温度もかかわっており、エルニーニョや太平洋十年周期変動の影響も受けている。IPCC, AR5 では、図 1-3-1 に示す地域の極端気象・異常気象と気候振動の関係が明確に示されている。

- ・エルニーニョ・南方振動 ENSO : El Niño-Southern Oscillation
- ・太平洋十年規模 : PDO : Pacific Decadal Oscillation
- ・大西洋上の北大西洋振動 (NAO : North Atlantic Oscillation)
- ・インド洋のインド洋ダイポールモード現象 (IOD : Indian Ocean Dipole)
- ・北半球での大気の偏差構造である北極振動 (AO : Arctic Oscillation)
- ・南半球での南極振動 (AAO : Antarctic oscillation、北極振動 (AO) と区別するため)

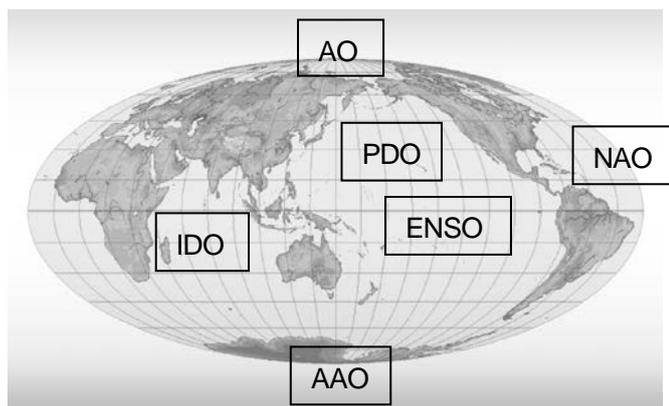


図 1-3-1 大気・海洋変動指標とその関連領域

ENSO を表す指標は、MEI (Multivariate ENSO Index) : 海面気圧、緯線方向の風速成分、経線方向の風速成分、海面水温、海面気温、総雲量の 6 成分に対して、基準データからの変動値を主成分分析することにより導かれた指標で、正值のときにエルニーニョ現象、負値のときにラニーニャ現象を表している。

### (1) ENSO

太平洋熱帯域の海面気圧には、南太平洋の東部で気圧が高くなると西部（インドネシア付近）で気圧が低くなるという気圧の振動が生じる現象があり（南方振動：Southern Oscillation），オーストラリアのダーウィンと太平洋のタヒチとの気圧差が南方振動の強度の指標として用いられている。この南方振動による気圧変動は、エルニーニョ現象と強い関連がある太平洋熱帯域の東風の強弱の変化と深い関連があり、この現象を大気・海洋が相互に作用する現象として大気・海洋の両面から捉えたものがエルニーニョ・南方振動：ENSO (El Niño-Southern Oscillation) とされている。ENSO は、経年での気候変動に影響を及ぼす重要な大気海洋の相互作用であり、NOAA（アメリカ海洋大気庁, National Oceanic and Atmospheric Administration）はMEI（Multivariate ENSO Index）をベースとした ENSO のモニタリングを実施している。

### (2) MEI

MEI は、ENSO を表す指標である。6 つの主要成分（海面気圧、海上風成分（東西風、南北風）、海面水温、海面気温、総雲量）があり、これらの基準データからの変動値を主成分分析することにより導出される指数である。MEI の各成分は季節を代表する 2 ヶ月（Dec/Jan, Jan/Feb, Nov/Dec）毎に 1950 年から 1993 年までの 44 の数値が平均 0、標準偏差 1 を持つように標準化されるため、MEI の Index 自体の変動は±0.1 程度で、小さいものの、変化し続けている点に注意してデータを取り扱う必要がある。また、MEI は負の値が cold phase（ENSO のラニーニャ卓越期）を示し、正の値が warm phase（ENSO エルニーニョ卓越期）を示す。

### (3) PDO

太平洋では、太平洋十年規模振動（PDO：Pacific Decadal Oscillation）と呼ばれる大気・海洋の変動が発生している。海面水温は、太平洋北部で平年より低く（高く）、太平洋北東部や赤道域で平年より高く（低く）なるシーソーのような変動を約 20 年の周期で繰り返している。このように、PDO は、大気と海洋が相互に関係し、太平洋での数十年規模の変動が起きていることを示している。

また、PDO は、北太平洋の北緯 20 度以北における海面水温偏差の経験的直交関数（EOF）第一モードの時間係数で定義されるが、実際に PDO として使用する数値は地球温暖化の影響を除くため、EOF 計算を行う前にそれぞれの地点の月平均海面水温偏差から月平均の全球平均海面水温偏差を除いている。AR6 では PDO に代わり、PDV（Pacific Decadal Variability）の標記が用いられている。

### (4) AO Index

北半球での大気の偏差構造である北極振動（AO）と呼ばれる現象である。北半球において、北極と北半球中緯度の海面気圧の月平均と、平年値との偏差を主成分分析し、第一成分（EOF）が振動していることが示されている。日本を含む中緯度の気候に影響を与えるため、赤道側のエルニーニョ現象と同様に重要な現象である。南半球においても同様の変動する現象が確認されている（南極振動（AAO））。

主成分分析の結果得られる偏差の程度を北極振動指数（AO index）という。北極振動指数が正（+）の場合は、北極と北半球中緯度の気圧差が小さく寒気の流れ込みが弱く、温暖になることから warm phase と呼ばれ、負（-）の時は cool phase と呼ばれ寒冷になることが多いとされている。

## (5) PDO と AO Index

図 1-3-2 に、海洋振動である太平洋十年規模振動 (PDO) とエルニーニョ南方振動 (ENSO) の指標である MEI を比較して示すが、同位相の関係にあることがよくわかる。

- 1) AO (+) ⇒ 偏西風が強い ⇒ NAO (+) ⇒ PDO (cool phase) ⇒ エルニーニョ傾向. (北極からの寒気移流が弱く全球気温は温暖化になる. (気温上昇傾向))
- 2) AO (-) ⇒ 偏西風が弱い ⇒ NAO (-) ⇒ PDO (warm phase) ⇒ ラニーニャ傾向. (北極からの寒気移流があり全球気温は寒冷化の傾向になる. (気温停滞か下降傾向))

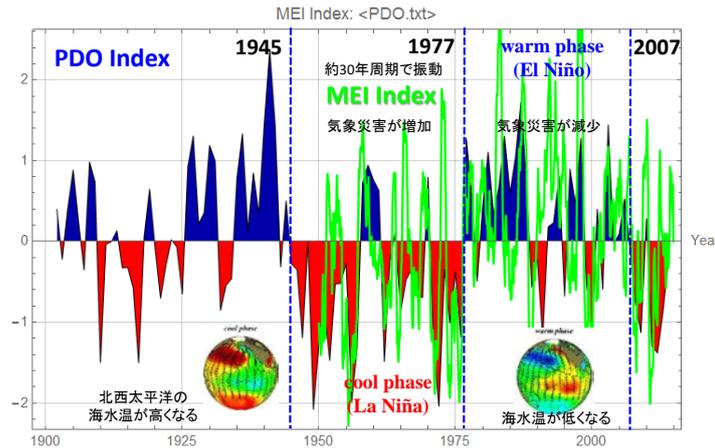


図 1-3-2 PDO と MEI (ENSO 指標) (同位相の関係)

## 1-4 気候振動と日本の巨大台風

熱帯の海上で発生する低気圧は「熱帯低気圧」と呼ばれ、このうち赤道より北で東経 180 度より西の北西太平洋または南シナ海に存在し、なおかつ低気圧域内の 10 分間平均の最大風速が 17 m/s 以上のものが台風と呼ばれる。台風は地球上の放射エネルギーバランスにより、赤道から北極へ向かう性質を持っているが、上空の風に引きずられて移動する為、貿易風が吹いている低緯度では西へ、次第に北上して上空で強い偏西風 (サブトロピカルジェット) が吹いている中・高緯度に来ると、速い速度で北東へ進む。

台風は暖かい海面から供給される水蒸気が凝結して雲粒になるときに放出される潜熱をエネルギーとして発達するが、移動する際に海面や地上との摩擦により絶えずエネルギーを失う。このため、エネルギーの供給が無くなれば 2~3 日で消滅する。さらに、日本付近に接近すると上空に寒気が流れ込むようになるため、温帯低気圧に変わるか、熱エネルギーの供給が衰えて熱帯低気圧になる事もある。上陸した台風が急速に衰えるのは水蒸気の供給が絶たれ、さらに陸地の摩擦によりエネルギーが失われることが主な要因である。

### 1-4-1 日本における台風災害と気候振動

気候変動特性を考慮した防災や環境保全対策が必要である。図 1-4-1、表 1-4-1 中心気圧が低い台風 (統計期間: 1951 年~2021 年第 2 号まで) に示すように、☆印を付けた上陸時気圧が低かった上位 10 台風は 1950~1980 年の期間に集中しており、1980~2000 年までの期間と台風、発達低気圧の来襲特性に明確な相違がある。これは北大西洋地域の気候とは逆の傾向にある。MEI と NAO の逆位相がこれに対応する。今後 30 年程度の期間に、1950~1980 年のような大型台風や発達した温帯低気圧の発生が懸念される。災害外力が弱かったと推定される 1980 年以降の対応で防災対策を考え

では危険である。温暖化のトレンドに加え、30年程度の気候振動を考慮した温暖化適用策の検討が必要である。これから判るように、1945～1977年のPDOのwarm phaseには強い台風が来襲している。この期間は、MEIの負（-）が卓越し、東太平洋の海水温が高い。一方、MEIのcool phase、1977～2007年では、東太平洋の海水温が低く大型台風の上陸は少ない。

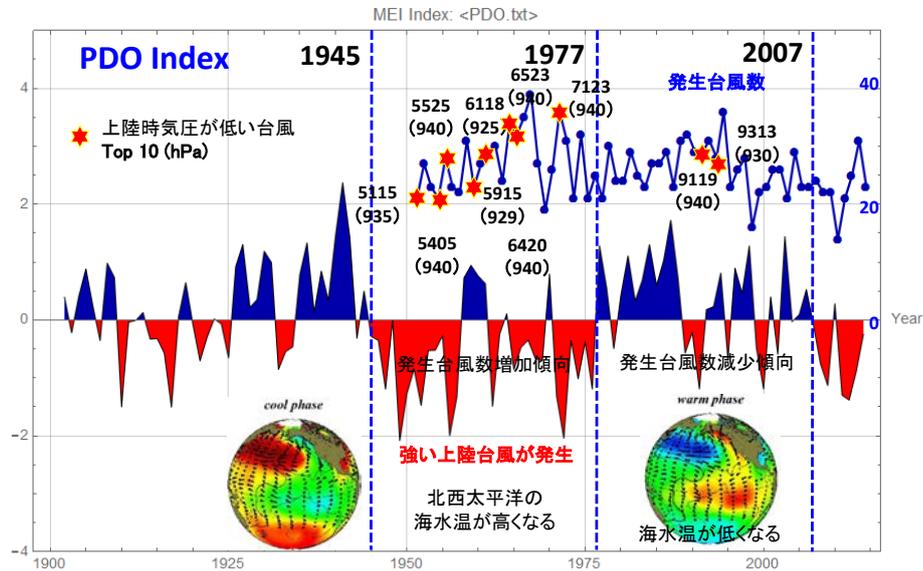


図 1-4-1 PDO（太平洋十年規模の海洋振動）と発生台風数の関係

表 1-4-1 中心気圧が低い台風（統計期間：1951年～2021年第2号まで）

順位	台風番号	上陸時気圧 (hPa)	上陸日時	上陸場所 *1
1	6118 *2	925	1961年9月16日09時過ぎ	高知県室戸岬の西
2	5915 *3	929	1959年9月26日18時頃	和歌山県潮岬の西
3	9313	930	1993年9月3日16時前	鹿児島県薩摩半島南部
4	5115	935	1951年10月14日19時頃	鹿児島県串木野市付近
5	9119	940	1991年9月27日16時過ぎ	長崎県佐世保市の南
	7123	940	1971年8月29日23時半頃	鹿児島県大隅半島
	6523	940	1965年9月10日08時頃	高知県安芸市付近
	6420	940	1964年9月24日17時頃	鹿児島県佐多岬付近
	5522	940	1955年9月29日22時頃	鹿児島県薩摩半島
	5405	940	1954年8月18日02時頃	鹿児島県西部

出典：気象庁

([https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typhoon/statistics/ranking/air\\_pressure.html](https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typhoon/statistics/ranking/air_pressure.html) (2021. 8. 10 閲覧))

\*1：当時の市町村名等で示す，\*2：第二室戸台風，\*3：伊勢湾台風

参考記録：（※統計開始以前のため）

室戸台風 911.6hPa 1934年9月21日（室戸岬における観測値）

枕崎台風 916.1hPa 1945年9月17日（枕崎における観測値）

### 1-4-2 台風の発生数と上陸台風数

北極振動 (Arctic Oscillation) は1998年 Thompson and Wallace<sup>4)</sup>が提唱した北緯60度を挟んで南北に海面更正気圧場が相関を持つものである (図 1-4-2)。北極振動と偏西風の関連特性から、以下のようなことがわかる。

- 1) 北極振動 AO が負 (-) の場合には、偏西風が弱まり蛇行するため、寒気が中緯度地域に流入して、気象は不安定になり、竜巻等の発生は増えるが、日本への上陸台風は減少する。この場合、気温は寒冷化する。
- 2) 一方、北極振動 AO が正 (+) の場合には偏西風が強くなり安定するため、寒気が北極海に封じ込められ、中緯度地域での気象は安定するため、日本への上陸台風は増加する。この場合、不安定な気象が少ないため、竜巻等の発生数は減るが、気温が温暖化するため、大型の竜巻が発生しやすく、上陸台風の勢力も強まる傾向にある。

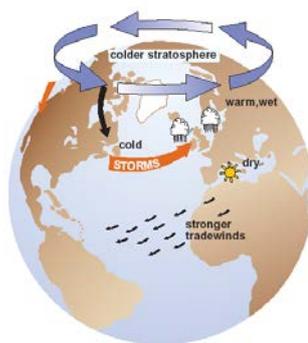


図 1-4-2 北極振動の概念図 (出典: Wallace (1998) <sup>4)</sup>)

図 1-4-3 に、1951～2014年の台風発生数と上陸台風数の経年変化を示す。この図から、以下のことが推察できる。

- 1) La Nina 卓越期 (1950～1977年) には、伊勢湾台風と呼ばれる 5915 号等、勢力の強い台風が発生し上陸している。
- 2) El Nino 卓越期 (1977～2007年) には、台風の上陸率が増加する。これは El Nino 期には日本列島近傍での太平洋高気圧が東に移動する影響であると考えられる。また、この期間には、西部熱帯太平洋の海水温の上昇する La Nina 卓越期に比べて、海水温が高くないため、強い台風が発生し上陸する機会が少ないと考えられる。
- 3) 近年、台風の発生数のピーク時期が8月から10月にシフトしている。

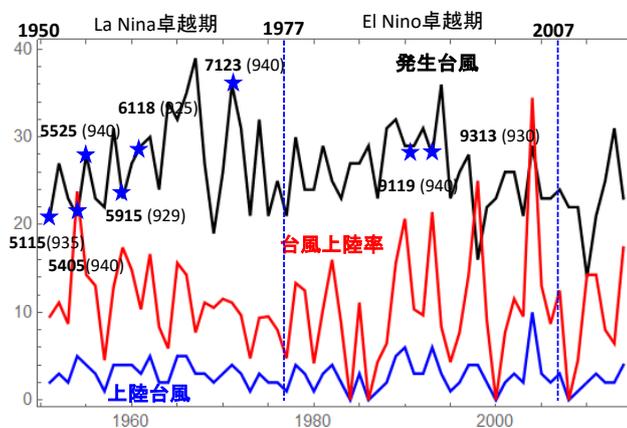


図 1-4-3 1951～2014年台風発生数, 上陸数, 上陸率の経年変化と ENSO との関係

### 1-4-3 気候変動モデルによる台風の予測

地球温暖化が熱帯低気圧活動に及ぼす影響を調べるには水平方向に細かい格子をもつモデルが必要である。気象研究所が開発した、20 km格子の超高解像度全球大気モデル (MRI-AGCM3.2S, Mizuta et al. 2012)<sup>5)</sup> では従来の全球気候モデルでは不可能であった観測の熱帯低気圧の全球分布やカテゴリ4 や5 といった極端に強い熱帯低気圧の表現が可能となった (図 1-4-4)。

これにより、全球気候モデルを使った研究では世界で初めて非常に強い熱帯低気圧が再現され、確度の高い将来変化予測が可能となった。MRI-AGCM3.2Sを用いた将来温暖化予測実験の結果、以下の点が明らかにされた。

- ・熱帯低気圧の発生数は、全球・南北両半球で統計的に有意に減少している。
- ・また地域別では、北西太平洋、南太平洋での発生頻度が統計的に有意で顕著に減少し、熱帯中部太平洋で増加するという結果が得られた (図 1-4-5)。
- ・一方、強い強度の熱帯低気圧の発生頻度は増加する。
- ・カテゴリ5 の熱帯低気圧存在頻度分布の将来変化については、台湾から日本列島南岸にかけて増えている。このことは将来、非常に強い強度の熱帯低気圧の日本に接近する頻度が増加する可能性を示唆する。ただし、モデルの北西太平洋域における熱帯低気圧存在頻度分布の北偏バイアスのため、将来の日本付近の非常に強い台風の頻度が過剰になっている可能性もある。

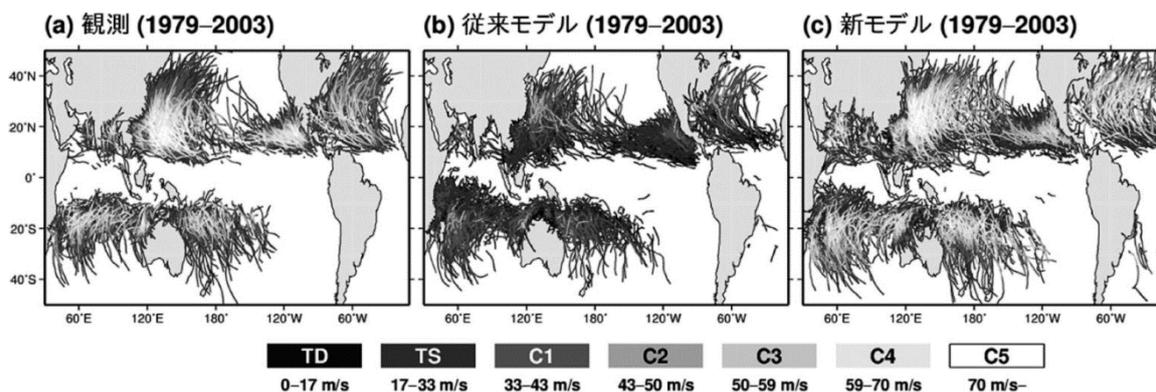


図 1-4-4 熱帯低気圧経路分布

色がカテゴリ強度を意味する。(a) 観測, (b) MRI-AGCM3.1S による現在気候実験, (c) MRI-AGCM3.2S による現在気候実験を示す。(Murakami et al. 2011)<sup>5)</sup>

図 1-4-5 に熱帯低気圧存在頻度の将来変化の 12 種類のアンスンブル平均を示す。図の+印は 10 種類以上の実験がアンスンブル平均の変化符号と同じで一貫した将来変化を意味している。熱帯低気圧の存在頻度は実験設定に関係なく西太平洋, 南太平洋, 南インド洋で減少し, ハワイ周辺の中中部太平洋で増加することが分かった。同様な将来変化が熱帯低気圧の発生頻度についてもあてはまり, 熱帯低気圧活動の地域的な将来変化のコントラストが明瞭に示されている。

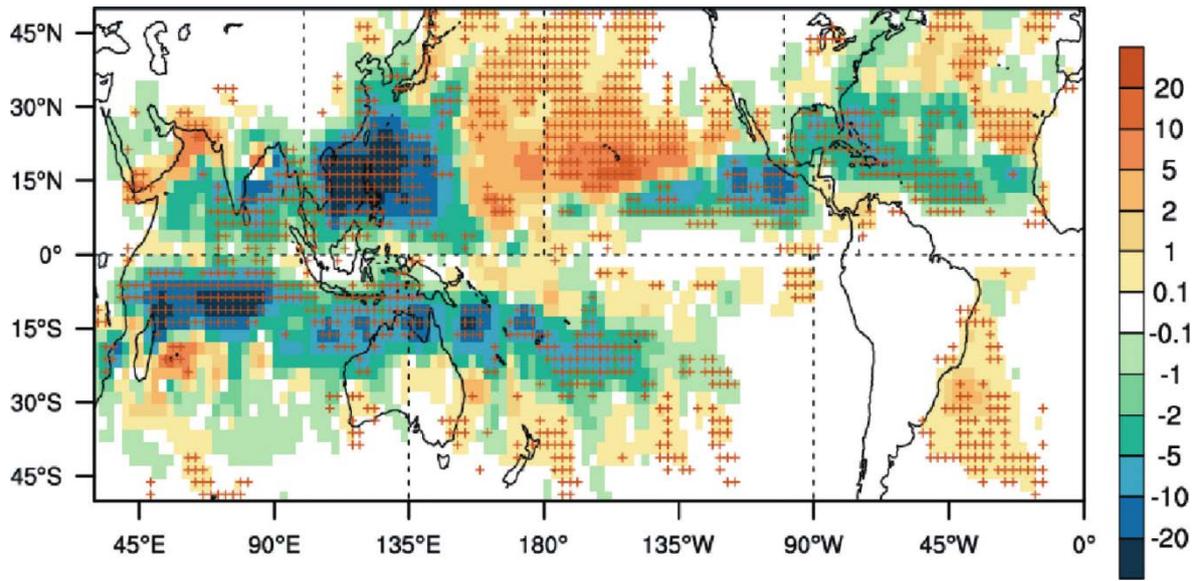


図 1-4-5 熱帯低気圧存在頻度将来変化のアンサンブル平均. 単位は25年間の個数  
 +印は12実験中10個以上でアンサンブル平均と同じ符号を示す. (Murakami et al. 2011) <sup>5)</sup>

### 1-4-4 海岸侵食制御法

1970年代を境に世界の海岸保全の工法は大きく様変わりしてきている。構造物の建設は最小限にして、養浜による砂浜の復元と、砂浜による海岸外力（高潮、高波）の減衰、海岸環境の保全が主流となっている。わが国でも、突堤や鉛直護岸、緩傾斜護岸の問題点が明確になるにつれ、安定海浜の造成を基盤とした海浜保全が実施されるようになってきた。ここでは海浜保全工法の特徴を整理する。

#### (1) 構造物

今日、海面上昇を踏まえた海浜保全のために有効な海岸構造物はヘッドランド以外には無いように思われる。ヘッドランドと突堤は混同されがちで、ヘッドランドと称して突堤が建設される例は、高知海岸長浜～戸原工区に見るように、全国的に多い。回折波を発生させる横堤の建設は後にして、突堤工から建設する機会が多いからである。ヘッドランドを建設する場合には、横堤（離岸堤）から建設し、トンボロの形成過程を確認し、必要ならば突堤部を建設することが望ましい。ヘッドランドと養浜を併用し安定な海浜を形成する安定海浜工法が多用されるようになってきたが、突堤を先に建設しその間に養浜砂を置く方法は効果的ではない。なぜならば、突堤は沿岸漂砂を溜めるが、高波浪時の戻り流れによって突堤に沿って苦勞して養浜した多量の土砂を沖合に吐き出すからである。この現象は実験や現地施工でも多くの例がある。

#### (2) 養浜

海岸構造物（ハード）から養浜（ソフト）へと、世界の海浜保全の工法は1970年代を境に変化してきている。欧米を中心に養浜による海浜防護が主流となった。オランダではバリアアイランドの保全に1970年以降30か所で150以上の養浜事業が行われ1億 $m^3$ 以上の土砂が投入され、米国でも養浜工を主体とした工事となった。養浜による海浜保全の手法が普及したことが、構造物設計が基盤の海岸工学の衰退を招いたといっても過言ではない。海岸工学から海岸環境科学へとシフトしているように思える。

図1-4-6は養浜の基本理念を示す図である。維持養浜の必要性と養浜砂の粒径の選定の重要性を示している。Dean(1977)<sup>6)</sup>らの式で説明したように、前浜から沖浜に至る海浜断面地形は構成される土砂の粒径に強く依存する。元の底質よりやや粗い土砂を沖合のボローサイト(borrow site)から浚渫して海浜に投入する方法が一般的である。後は、海岸保全に必要な海浜の幅をモニタリングで確認しながら維持養浜を繰り返す。

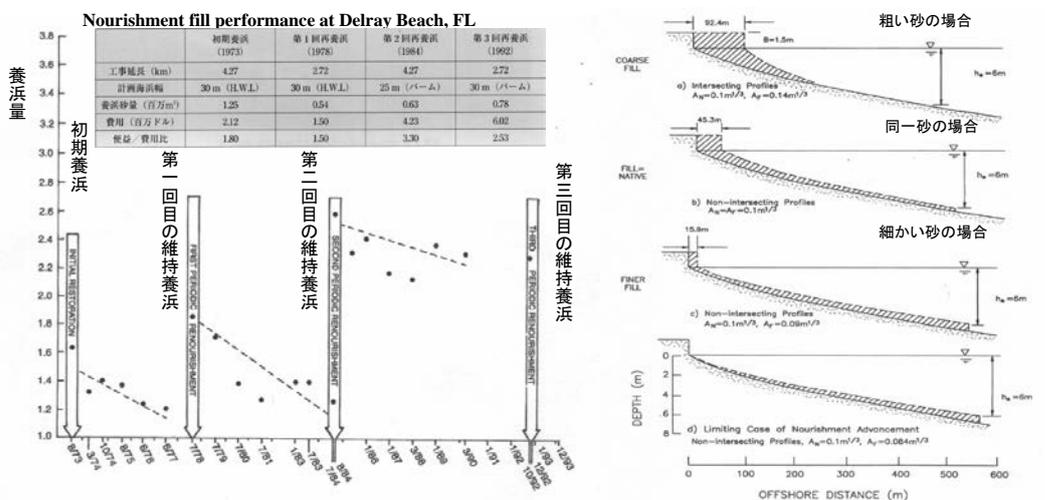


図 1-4-6 米国デルレイ海岸の維持養浜過程（左） 養浜砂の粒径による断面地形の相違（右）

図 1-4-7 に米国での養浜の成功例の代表として有名なマイアミビーチの養浜前後の写真を示した。バリアアイランドに発展した街は北からの漂砂を弱めて海浜を維持するために突堤が建設されていたが、ハリケーンの来襲による海岸侵食やホテルやコンドミニウムがビーチに進出したため浜幅が狭くなった。このため、1976 年から沖合の海底土砂を用いた養浜が始まり浜幅を拡張した。これによる観光や防災面での経済効果は計り知れないと言われている。バリアアイランドのように直線的な海浜への基本的な養浜形態は、右図に示すように、養浜砂を海岸線に急勾配で集中投入し、波と流れて沿岸や沖合に拡散させ平衡海浜断面形状になって安定化するまで維持養浜を繰り返す。

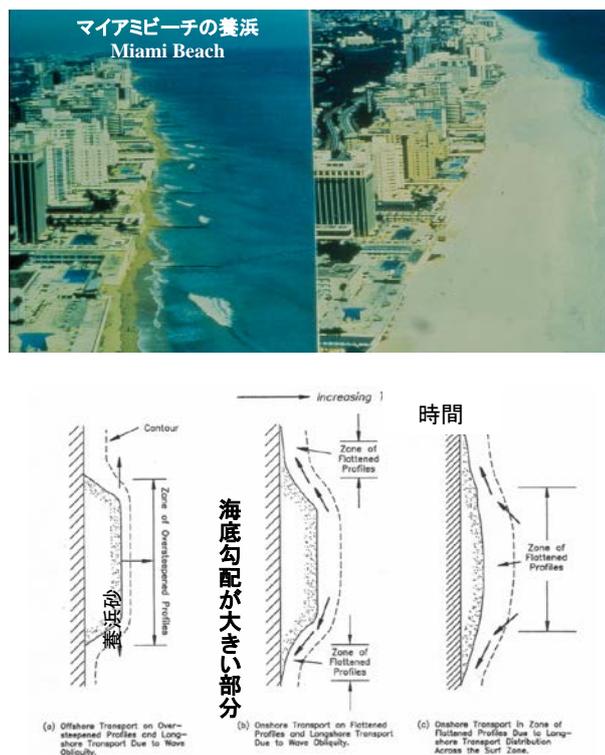


図 1-4-7 マイアミビーチの養浜例（左） 一般的な養浜土砂の投入と安定化の過程（右）

### (3) 安定海浜工法（ヘッドランド工法）

ヘッドランド工法は Silvester (1960)<sup>7)</sup>によって提案され、1980 年頃から日本での適用が検討された<sup>11)</sup>。その後、安定海浜工法と呼ばれるようになり、和歌山県の白良浜での施工を機会に、離岸堤や突堤をヘッドランドで置き換える形で普及した。離岸堤は鳥取県の皆生海岸での成功例をはじめ、わが国の多くの海岸で建設され海浜保全の役割を果たしてきた。しかしながら狭い間隔で海面上に見えるブロックを並べることで、工費がかかり景観が損なわれ、離岸堤そのものの維持が大変であったことから見直しが必要になってきた。そこに入ってきた工法がヘッドランド工法であった。離岸堤とは異なり、ヘッドランドは間隔が広く、ブロック塊群に対する景観上の問題も解消されたが、沖合の砂が少なくなった海岸では、ヘッドランドの回折効果だけで海浜砂が岸には戻ってこないケースも多くあった。安定海浜工法とはヘッドランド間に十分にある海浜砂が安定に存在できる工法であり、ヘッドランドと言う構造物を建設する工法ではない。ヘッドランドは容器に過ぎず、そこに如何に安定に海浜砂を溜めるかが重要である。

このため、養浜の経費が高いわが国では、養浜とヘッドランド工法を併用して安定な海浜を形成する安定海浜工法の重要性が認識されるようになってきた。

ヘッドランド間に形成される平面的な安定海浜形状は、多くのポケットビーチの形状を基にして、

Hsu and Evans (1989) <sup>8)</sup>が式(1.1)のような定式化を行っている。

$$\frac{R_n}{R_0} = C_0 + C_1 \left( \frac{\beta}{\theta_n} \right) + C_2 \left( \frac{\beta}{\theta_n} \right)^2 \quad (1.1)$$

ここに、 $R_n$ ：ヘッドランド先端部からの半径、 $R_0$ ：コントロール線（波浪入射角が直角になり始める点とヘッドランド先端部との距離）、 $\beta$ ：波浪の入射角、 $\theta_n$ ： $R$  点の極角度、 $C_0, C_1, C_2$ ：図 1-4-8 に示した係数で波浪の入射角度の関数となっている。

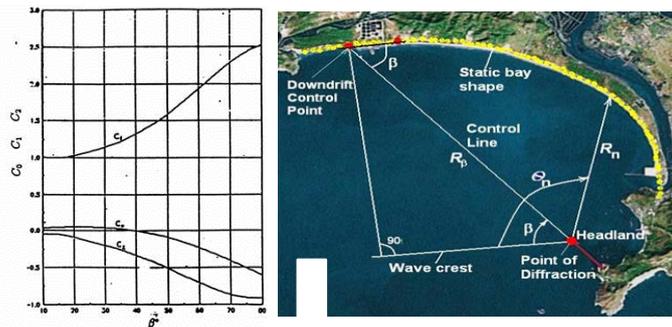


図 1-4-8 安定海浜の平面形状の変数と定数

#### (4) 人工リーフ

景観面で離岸堤を選択できないケースでは、離岸堤の潜堤化が検討される。波浪の碎波減衰を促すために天端幅の広い潜堤が考案され、人工リーフと呼ばれ、離岸堤に代わる海岸保全工法として使われるようになった。人工リーフは消波機能と景観への配慮面で、波浪災害の防止軽減には有効な工法である。新潟県の糸魚川海岸では越波災害防止に貢献している。しかしながら、これを砂浜海岸に設置すると、海浜砂の流出を促進するという重大な問題が発生する。人工リーフを離岸堤の改良版として使用することは危険である。

図 1-4-9 は砂浜海岸に離岸堤の代わりに人工リーフを設置した場合のパス図である。一見、白砂青松の美しい海岸を海中で静かに護っている様にも見えるが、実際には図に示すように、リーフ天端上で碎波した波は流れに代わり背後の水位が高くなる (wave set-up)。このため、戻り流れが発生するがリーフのギャップを通して出ていく際に背後の海浜砂を外部に持ち去る。流出した砂は、人工リーフが邪魔をして二度と前浜には帰ってこない。波浪ポンプを設置し砂を沖に流し出しているような構造物である。背後のごみ等を沖に出したいときには有効であるが、海浜砂を維持したい場合には、連続する人工リーフには特別の注意が必要となる。

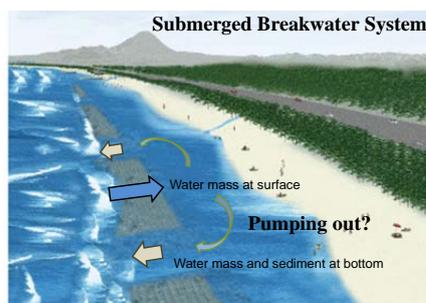


図 1-4-9 人工リーフによる海浜砂の流出機構

## 1-5 海面上昇と海浜の消失

山岳氷河と極地氷河は、数十年または数世紀に渡って融解し続ける。永久凍土層の融解後の永久凍土層の炭素の損失は、高い信頼性で 100 年のタイムスケールにおいて不可逆的である。21 世紀にわたって氷が失われ続けることは、グリーンランド氷床については確実であり、南極氷床についてもほぼ確実である。

グリーンランド氷床からの総氷損失は、累積排出量とともに増加するという高い確信があるが、高 GHG 排出シナリオの下で何世紀にもわたって南極氷床からの氷の損失を大幅に増加させる可能性は低い。しかしながら、これから推測される海面上昇の大きさ（SSP5-8.5 シナリオで、2300 年には 1900 年の平均海面より 7 m 上昇する可能性があり、15 m に達する可能性も排除できない）からは、沿岸域の消失と言った極めて大きな影響が出るが、その証拠は極めて限定的である。

SSP1-2.6 シナリオでも、2300 年には 3 m 上昇の可能性もある。今すぐ温室効果ガスの放出を止めたとしても、280 年後には海面が 3 m 以上上昇するとすれば、世界の沿岸部の殆どの都市は今から都市計画を再検討しなければならないことになる。

図 1-5-1 に示すように、現在の暖化のエネルギーの 90 % は海洋に蓄積され、世界の海水温変化は非常に高い信頼度で、100 年から 1000 年の時間スケールで不可逆的であり、長期的には深海の温暖化と氷床の融解が続くため、海面は何世紀から何千年の間上昇することは高い信頼性で確定的である。

温暖化が 1.5 °C に制限されている場合、今後 2000 年間で世界の平均海面は約 2~3 m、2 °C に制限されている場合は 2~6 m、5 °C で 19~22 m 上昇し、確信ではないが、その後も数千年にわたって上昇し続ける可能性がある。数千年にわたる世界の平均海面上昇の予測は、過去の温暖な気候期間中の再構築されたレベルと一致しており、世界の気温が 0.5~1.5 °C 高い可能性が非常に高かった約 125,000 年前よりも海面が 5~10 m 高い可能性がある。

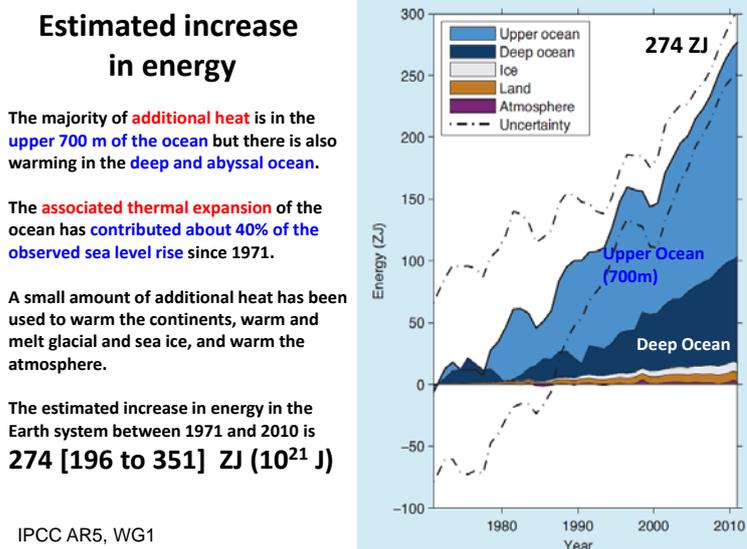


図 1-5-1 海洋、氷床、陸地、大気のエネルギーの蓄積量<sup>1)</sup>

100 年から 1000 年のレベルで海面上昇を考えると、都市が水没する現象を想像するが、100 年未満でも海面が 1 m 上昇すれば、海岸線、汀線も後退するであろう。外洋に面する多くの砂浜の場合には、通常の波によって沖から岸方向に砂が運ばれ、汀線が前進する堆積傾向にあり、緩やかな海面の上昇に対しては、汀線を後退させることなく、海面上昇に追従できる可能性もある。ただし実際には、台風等の高波浪によって海岸侵食が発生する。堆積傾向と高波浪による海岸侵食がバランスし、数年

から十年の時間スケールでは汀線位置は変化しないとした場合では、海面上昇によって生じる汀線後退が問題となる。逆に言えば、海岸侵食を制御することができれば、海面上昇に対して、海岸線を維持することが可能である。

ここでは、長期的な汀線変化が無い場合（波による堆積も侵食も相殺されている場合）に対して、海面上昇と海浜の後退量を推定してみる。

須川ら（2011）<sup>9)</sup>は、海面上昇量と波高増大量のトレンドから、式(1.2)に示した Bruun 則（1962）<sup>10)</sup>によって将来の海浜の侵食量を推定し、我が国の場合、21 世紀末（2081～2100 年）までに平均的に 25 m 程度汀線が後退する可能性があるかと推定した。

$$h = Ay^{\frac{2}{3}} \quad (1.2)$$

その推定方法は以下のようなものである。

平衡断面地形を Bruun 則で表現し、海面上昇量が生じるとこの断面形状を保ちながら上昇量分の上方移動を生じながら陸側へも移動し、図 1-5-2 のように、汀線が後退すると仮定する。

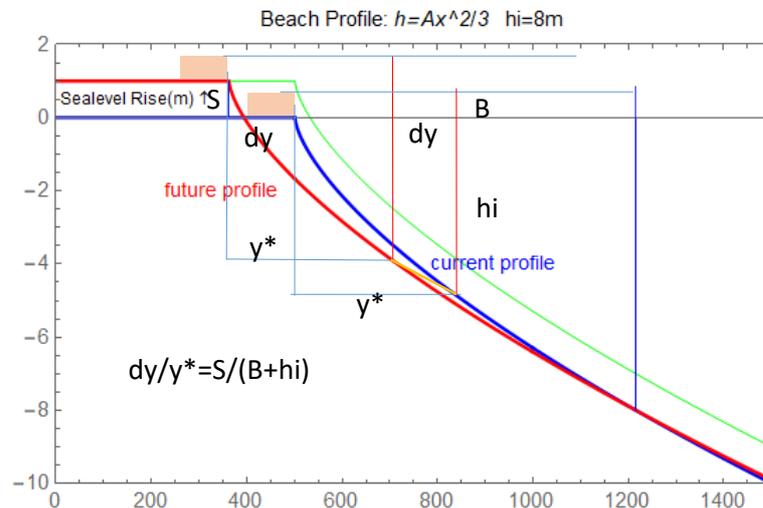


図 1-5-2 Bruun 則による海面上昇時の海浜変形過程

海面上昇量  $S$  と汀線後退量  $dy$  の関係は、次式で表わされる。

$$\frac{dy}{y_*} = -\frac{S}{(h_i + B)} \quad (1.3)$$

$dy$  : 汀線後退量,  $h_i$  : 移動限界水深,  $y_*$  : 移動限界水深までの水平距離,  $S$  : 海面上昇量,  $B$  はバームの高さである。波による底質の移動限界水深  $h_i$  は Hallemeier (1978) <sup>15)</sup> による次式で算定している。

$$h_* = 2.28H_m - 68.5(H_m^3/gT_m^3) \quad (1.4)$$

$H_m$  は年最大有義波高の観測値の平均値,  $T_m$  は年最大有義波周期の観測値の平均値,  $g$  は重力加速度を示す。  $y_*$  は式(1.2)の Bruun 則に  $h_i$  を代入して求められる。また、バームの高さ  $B$  は砂村 (1983) <sup>16)</sup> の式(1.5)に代入して求められる。

$$B_h = 0.125H_b^{\frac{5}{8}}(gT_s^2)^{\frac{3}{8}} \quad (1.5)$$

ここに、  $H_s$  は年平均有義波高の観測値の平均値,  $T_s$  は年平均有義波周期の観測値の平均値で、  $H_b$  は  $H_s$

に対する砕波波高で，砂村（1983）<sup>16)</sup>の式により算定されている。

$$H_b/H_s = (\tan\alpha)^{0.2}(H_s/L_s)^{-0.25} \quad (1.6)$$

対象海岸における推定後退量は，7.8～68.1 mで，粒径が小さい地点では侵食量が大きくなった。ここで推定対象とした海岸の平均侵食量は25 mで，対象海岸のうち半数以上の海岸で20 mをこえる汀線後退が推定されている。この方法では，波による底質の移動限界水深が最も重要なパラメーターで，これは年最大の有義波で求めている。バーム高さは無視できるとして， $B=0$  の場合の汀線後退量と移動限界水深との関係を，形状係数  $A$  を 0.1～0.12 に変化させて求めると，**図 1-5-3** のようになる。年最大の有義波諸量で決まる移動限界水深が 15 m の場合には，形状係数  $A$  の変化によって分布幅を持つが，平均海面が 1 m 上昇すると汀線は 90～120 m 後退する。

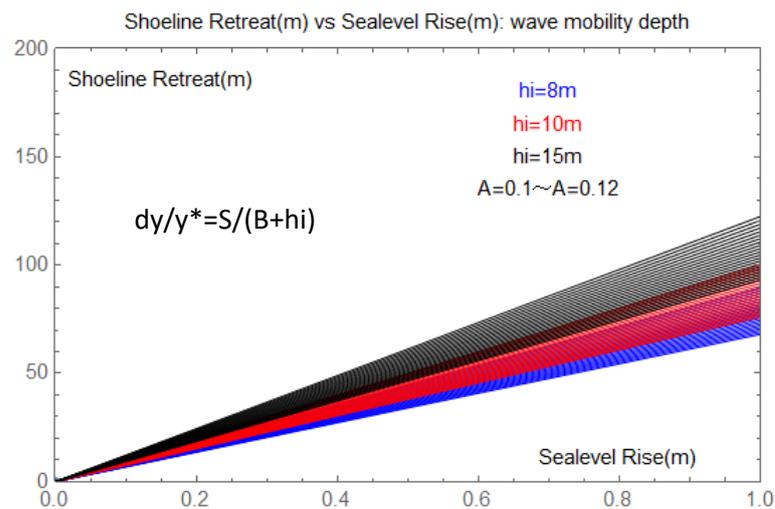


図 1-5-3 移動限界水深別汀線後退量

## 1-6 本研究が目指すもの（気候変動を考慮した海岸保全，防災技術の高度化）

### 1-6-1 海面上昇の近未来予測

海岸保全施設の技術上の基準・同解説（平成30年8月）(p.2-5～2-6)では、参考として次のように記述されている。

#### 【参考】

##### ○平均海面水位等の長期変動

気候変動に関する政府間パネル（IPCC：Intergovernmental Panel on Climate Change）の第5次影響評価報告書によると、全球の平均海面水位は、1901～2010年に $1.7 \pm 0.2$  mm/年、1993～2012年に $3.2 \pm 0.4$  mm/年の上昇が観測され、1986～2005年の平均に比べて約100年後の2081～2100年の平均は $0.26 \sim 0.82$  m（予測値の標準偏差を含む幅）高くなると予測されている。気象庁によると、日本沿岸の平均海面水位は、1906～2016年に明瞭な上昇傾向はなかったが10～20年周期の変動はあり、1980年代以降に限ると上昇傾向にあつて、2016年は1960年以降で最も高かった。その他、久里浜湾で1961～2014年に $3.0$  mm/年、唐津港で1983～2014年に $4.4$  mm/年の上昇も観測されている一方で、酒田港のように平均海面水位の上昇・下降が明確でない地点がある。

将来の平均海面水位を正確に予測することは難しく、今後も潮位観測を継続し、適切な時期に順応的な対応をとることが望ましい。さらに、将来は台風を含む低気圧の強度、経路等の出現特性にも変化をもたらすという指摘があり、それを把握するためにも潮位観測の継続が必要である。将来の予測に様々な不確定要素があるが、海岸単位で様々な施設の維持管理・更新と気候変動対策を合わせた長期計画を検討した事例がある。

このように現時点では、平均海面水位の上昇については、実測潮位の例を上げて上昇下降が明瞭でないとし、予測は難しいとしている。

近年、海岸工学、特に海岸構造物に対する地球温暖化の影響評価についての研究が進められている（例えば関本ら<sup>11)</sup>、森ら<sup>12)</sup>）。このような海岸構造物や海浜変形に対する海面上昇等の長期的な外力の変化についての知見は少なく、将来の変化をどのように考えるべきかについては、コンセンサスが得られていない状況である。

海面上昇のように空間的に分布する現象については、物理過程に基づく数値モデルを用いて全球平均の海面上昇予測が行われている（例：(MIROC)）。また、近未来予測を行うにあたって、人間活動の程度のより様々なシナリオが設定され、予測結果が複雑化して理解しにくいものになっている。

しかし、これらの物理過程に寄らない予測方法も極めて有用で実用的である。本研究では、観測値、実測値を基にした回帰モデルを基本とする将来予測を試みる。モデルの構築にあたっては、ENSOや黒潮蛇行など、季節性（周期性）を持った現象を予測できるモデルを構築する。この手法では、データの取得期間・精度が予測精度に大きな影響を与えることから、1950年から2009年について長期間の海面測定データと衛星高度計からのデータを組み合わせる。1週間平均の時間分解能と約 $0.5$ 度の空間分解能の全球海面変動値の再現データであるRSLV1を基本とし、SARIMAProcess（季節自己回帰和分移動平均過程）により、日本近海の高解像度な海面上昇量の予測を行い、IPCCの報告と比較することで検証を行う。

## 1-6-2 高潮シミュレーション技術の高度実用化

### (1) 波浪推算モデル

海岸保全施設の技術上の基準・同解説（平成30年8月）(p.2-30)では、波浪の計算について、次のように記述されている。

波浪の推算は、スペクトル法または有義波法による

また、次のような解説が加えられている。

「現在までに種々のスペクトル法が考案されている。これらの方法は、一般に非線形相互作用によるエネルギー輸送項  $F_{nl}$  の項の扱い方の相違により、DPモデル、CHモデル及びCDモデルの3つに分類されている<sup>13)</sup>。これとは別に、モデルが開発された年代等により、1960年代から1980年代初めにかけて開発されたDPモデルを第1世代モデル、1970年代から1980年代にかけて開発されたCHモデル及びCDモデルを第2世代モデル、1980年代から後半から現在にかけて開発されたCDモデルを第3世代モデルと呼ぶこともある。

我が国の気象庁における波浪予報業務では、以前は第1世代モデルに属するMRIモデル<sup>14)</sup>、第2世代モデルに属するMRI-II<sup>15)</sup>、MRI-II new<sup>16)</sup>が運用された。現在では、第3世代モデルに属するMRI-III<sup>17)</sup>が運用されている。

欧米諸国では、第3世代モデルに属するWAM<sup>18)</sup>やWaveWatchIII<sup>19)</sup>が運用されている。この他にもWAMモデルを発展させ、浅海における波浪の様々な物理現象を考慮できるようにした第3世代波浪推算モデルにSWAN<sup>20)</sup> (Simulating WAVes Nearshore)がある。」

### (2) 高潮

海岸保全施設の技術上の基準・同解説（平成30年8月）(p.2-6～2-10)では、高潮の計算について、次のように記述されている。

設計に用いる高潮の検討に当たっては、できるだけ長期間にわたる実測値若しくは浸水記録をもとに定めるか、又は実測値若しくは浸水記録を十分に再現した数値計算若しくは適切な算定式により算定した値に基づき定めるものとする。

高潮は、気圧低下による海面の吸い上げ、強風による海水の吹き寄せ、砕波帯における風波やうねりの砕波によって生じる平均水位の上昇(wave-setup)、長波としての変形(動的な増幅)、さらにこれらがもとで生じる湾内の副振動、セイシュとの共振などが合わさったものである。台風による潮位偏差は、式(1.7)のような経験式<sup>21)</sup>によって求めることができる。

$$\eta = a(P_0 - P) + bU_{10}^2 \cos \theta + c \quad (1.7)$$

ここに、 $\eta$  ; 潮位偏差(cm),  $P_0$  ; 基準気圧 (=1010hPa),  $P$  ; 最低気圧 (hPa),  $U_{10}$  ; 10分間平均風速の最大値(m/s),  $\theta$  ; 主風向と最大風速  $U_{10}$  のなす角,  $a, b, c$  ; 地点ごとに既往の観測結果から求めた定数である。なお、波浪が直接来襲する海岸では、上式に砕波による平均水位の上昇量を加えるものとする。

さらに次のように解説が加えられている。「高潮の現象を詳しく解析するためには、数値計算を行う。数値計算は、海面に作用する気圧、風による海面の摩擦応力、海底で海水の流れに作用する摩擦応力、海水の渦粘性などを考慮し、平面的に配置された計算格子点における潮位や流速の変化を、台風が接

近して通過するまで時々刻々と計算する。台風の気圧及び風速の分布は、中心気圧、半径、移動速度などをパラメータとする台風モデルによって計算する。また、陸上地形が風場に与える影響を考慮する場合 MASCON モデル、複雑な気象場を再現可能な局地気象モデルを用いてもよい。

要約すると、「吸い上げ」と「吹き寄せ」を個別に計算し、平均水位の上昇(wave-setup)や湾内の副振動が生じる恐れがある場合には、これも個別に計算し、足し合わせることで設計に必要な諸元を求めようとする方法で、実際に設計の現場でもこのような方法が採用されてきた。

### (3) 本研究の特徴

本研究の波浪の推算にあたっては、次の2点が特徴である。

1 点目はこれまで沖波の推算では傾度風モデル<sup>22)</sup>や台風モデル<sup>23)</sup>が実務では現在も用いられている。気象の客観解析値(気象GPV)による風場の設定事例は、研究レベルでの報告はいくつかあるが、実務レベルでは多くない。風場の解析精度向上を目的に、気象の再解析データGPV(Grid Point Value)MSM-S(毎正時、空間解像度0.05度×0.0625度)の海面更正気圧、東西風(地上10m)、南北風(地上10m)を使用する。

2 点目は、第3世代モデルであるSWANによる浅海域の波浪推算である。設計の現場では、いまだ有義波法に分類されるSMB法で解析されることが多い。SWANによる波浪推算は、これも研究レベルでの報告<sup>24)~26)</sup>は多くなっているものの、設計現場では計算負荷が大きいことから、個別海岸、個別施設の推算では採用されていない。

### (4) 本研究の目指すところ

本研究では、大気のエネギーの大半は、最初に海洋波浪の発生・発達に使われる。発達した沖合の波浪は、白波砕波の形で、砕波を通して流れ(平均流、乱流)に移行する。この流れは一般に吹送流と呼ばれる。波浪により運ばれるエネギーは、浅海域に達すると水深の影響によって砕波する。これは砕波帯砕波と呼ばれ、大半の波のエネギーは流れに代わる。この流れは海浜流と呼ばれ、沿岸方向には沿岸流として砕波帯内を川のように流れる。岸沖方向には、海底を沖方向に流れる戻り流れ(undertow)を発生させる。この過程で、砕波点から平均海面が上昇するwave-setupが発生する。このwave-setupも高潮の一形態として捉えるべきである。

吹送流が沿岸で止められると水位が上昇する。この現象は吹き寄せ効果と呼ばれ、水深の浅い海域ほど海面上昇量は大きくなる。このため、湾内の浅海域では湾水振動と重ね合わさって、極めて高い海面上昇が発生する。気圧勾配により発生する水位上昇は吸い上げ効果と呼ばれ、水深に関係なく1hPaの気圧低下で1cmの海面上昇を発生させる。湾内に発生する高潮、湾内高潮では、吸い上げ効果が吹き寄せ効果に加算され大きな高潮を発生させるが、水深の深い解放性の外洋高潮では、吸い上げ効果が主要な発生要因となる。しかしながら、外洋波浪は湾内波浪に比べて大きいため、大きなwave-setupを発生させる。外洋波浪によって発生するwave-setupは静的な海面上昇ではなく、海浜流の変動と連携して、数分から十数分程度の周期で変動する。このため、水位上昇時に高波浪が重なると、越波、越流が助長され、危険な災害外力となる現象が多く確認されている。本研究では、外洋高潮として、wave-setup高潮に着目し、この発生を数値的に再現することを行い、これまで見落とされていたwave-setup高潮の重要性を指摘した。多くの場合、高潮は長周期現象として見られており、その海面変動の計測は1時間単位で行われてきた。湾内高潮ではこのような視点で高潮を見ても問題はないが、wave-setup高潮は数分の振動現象として計測しないと、現象を把握できない。外洋高潮では水位変動の計測体制にも新たな視点が必要である。

実用化にあたっては、海岸環境の異なる内湾の大阪湾と外洋に面した開放性の海岸である相模湾西部を対象に深淺測量、地形測量をデータとして解析モデルを構築し、実際の現地に適用することで高度化を図る。

### 1-6-3 海浜変形シミュレーション技術の高度実用化

#### (1) 海浜流

海岸保全施設の技術上の基準・同解説（平成30年8月）(p.2-104～2-106)では、海浜に関する流れについて、次のように記述されている。

設計に用いる流れは、原則として海浜流、潮汐流、吹送流及び河口流とするものとする。

また、次のような簡単な解説が加えられている（図1-6-1、図1-6-2

図1-6-2）。

「流れは海浜変形を予測するための外力として使用されるほか、海岸保全施設による海岸環境の変化の予測に用いられることもある。また、流れは海水浴客の安全性の検討にも利用することができる。海岸保全施設は浅海域に建設されることが多いため、設計に用いられる流れとしては海浜流が中心となるものの、場合によっては潮汐流、吹送流、河口流を含めた検討が必要となる。」

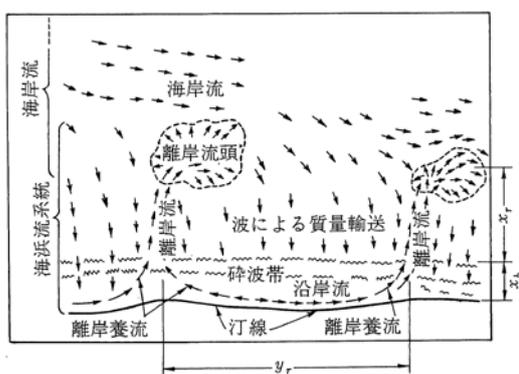


図 2.7.8 海岸付近の流れ<sup>26)</sup>

図 1-6-1 海岸における流れ<sup>27)</sup>

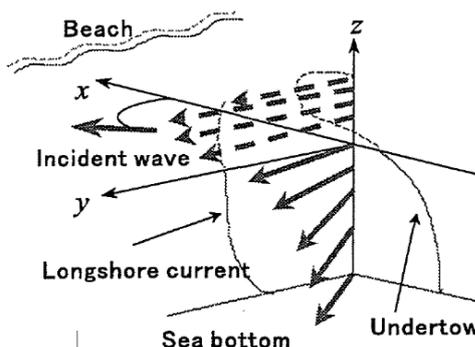


図 1-6-2 海浜流の鉛直分布の模式図（1989）<sup>28)</sup>

また、平面2次元の海浜流計算として、「実務レベルの海浜流計算では水深方向に積分された平面2次元計算を行うことが多い。」、吹送流については「水深15～20mにおける地形変化の外力になっている可能性がある。」との解説がある。

このように、設計現場で用いられている海岸保全施設の技術上の基準・同解説（平成30年8月）(p.2-104～2-106)では、流れについては簡単な解説にとどまり、流れの場については、radiation stressを外力とした断面平均モデルを採用することを示し、吹送流に関しては、地形変化への寄与の可能性を示唆することとまっている。

海浜変形過程を解き明かすには、海岸付近だけでなく、広範囲にわたる流れと物質輸送の特性を把握する必要がある。碎波帯内で戻り流れが顕著に発生する場合は、図1-6-2に示すように螺旋状の分布を有する海浜流場が形成されることが報告されている（Svendsenら（1989）<sup>29)</sup>）。

山下ら（1997）<sup>30)</sup>は、図1-6-3に示すように流れに関する調査を新潟県大潟海岸において ADCP を用いて海浜流の鉛直分布を観測し、戻り流れ (undertow) と吹送流による物質輸送を明らかにしている。Radiation stress に起因する海浜流のみでなく風による吹送流も海岸付近の流れに影響を及ぼして

いることを示している。

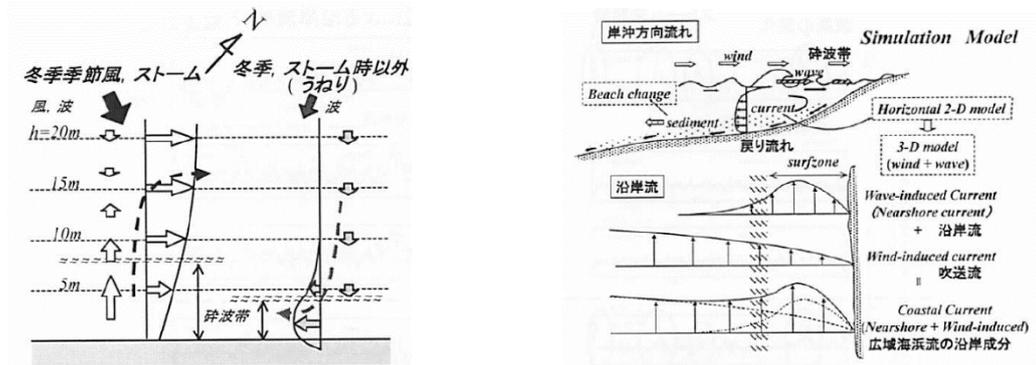


図 1-6-3 ストームでの物質輸送の概念図 (左) 広域海浜流モデルの概念図 (右)

このように、風を伴う気象擾乱時には砕波帯内外を問わず風の影響で複雑な流れが形成され、特に砕波帯内では強い沖向き流れ（戻り流れ）が発生し、高波浪時の戻り流れで砕波帯内から沖に流出した物質は、吹送流に沿って移動する。

## (2) 海浜変形

海岸に関する問題は、国土保全の観点から、侵食実態の調査、漂砂機構の解明、漂砂量公式の確立、および海浜変形予測モデルの開発に関する研究が進められている(表 1-6-1 参照)。一方では、海浜変形の数値モデルの外力となる波浪や海浜流に関する研究も進められてきた。それらを実務にフィードバックするために、海岸施設設計便覧 2000 年版(土木学会)が取りまとめられ、実務上の基準として、「海岸保全施設の技術上の基準・同解説、平成 30 年 7 月」(一社、全国海岸協会他)に収められ、設計・解析の現場で用いられている。

表 1-6-1 海浜変化モデルの概要

	海岸線変化モデル		3次元海浜変形モデル	
	汀線変化モデル	等深線変化モデル	長期予測モデル	短期予測モデル
目的	長期的な汀線変化予測 広範囲の周辺海浜への影響	長期的な平面地形変化予測 広範囲の周辺海浜への影響	中・長期的な平面地形変化予測 構造物近傍海浜への影響	短期的な平面地形変化予測 構造物近傍海浜への影響
適用範囲	～数十年、～数十km	～10年、～10km	～5年、～数km	一時化～1年 ～数km
対象砂移動	・沿岸漂砂量 ・岸沖漂砂考慮せず	・沿岸漂砂量(岸沖分布考慮) ・岸沖漂砂考慮せず	・沿岸漂砂量 ・岸沖漂砂量	・沿岸漂砂量 ・岸沖漂砂量
モデルの構成				
波浪場	・波向線、エネルギー平衡方程式 ・碎波線上の波高・波向	・エネルギー平衡方程式、放物型波動方程式など ・碎波線上の波高・波向(平面的な波高・波向分布)	・エネルギー平衡方程式、放物型波動方程式など ・平面的な波高・波向分布	・エネルギー平衡方程式、放物型波動方程式、ブシネスク方程式など ・平面的な波高・波向分布
海浜流	・計算しない	・計算しない	・平面2次元モデル(断面平均)(2DHモデル)	・平面2次元モデル +①半経験モデル(戻り流れ計算せず) +②実験式 +③鉛直1次元、鉛直2次元モデル(準3次元モデル) ・ブシネスク方程式
戻り流れ	・計算しない	・計算しない	・計算しない	
漂砂量	・全沿岸漂砂量式	・全沿岸漂砂量×代表水深毎の分相率(局所漂砂量式を用いて分相率を求める場合もある)	・海浜流による漂砂量のみ考慮 ・局所漂砂量式あるいはフラックスモデル(浮遊砂を掃流砂と分離評価)	・海浜流による漂砂量と戻り流れによる岸沖漂砂 ・局所漂砂量式あるいはフラックスモデル(浮遊砂を掃流砂と分離評価)
地形変化	・沿岸漂砂量の収支より汀線の変化を計算	・等深線間毎の沿岸漂砂量の収支より各等深線の変化を計算	・計算格子毎の収支から水深変化を計算	・計算格子毎の収支から水深変化を計算
特徴	・計算所要時間が短いので、土砂収支の不均衡に起因する広範囲かつ長期間の予測が可能 ・汀線変化モデルと同じ考え方で平面地形変化が計算可能 ・過去の地形変化の追算により漂砂量係数、境界条件のパラメータの同定が容易	・計算所要時間が比較的短いので10年程度の長期予測が可能 ・汀線変化モデルと同じ考え方で平面地形変化が計算可能 ・過去の地形変化の追算により漂砂量係数、境界条件のパラメータの同定が比較的容易	・計算所要時間が比較的長い ・構造物建設による外力場の変化に起因する構造物近傍の比較的短期間に生じる地形変化の予測に適している。 ・海浜循環流等による岸沖方向の砂移動を考慮できる	・計算所要時間が膨大 ・高波浪時の縦断地形変化も計算できる ・異常波浪来襲時の地形変化を予測できる
	・海浜循環流等による岸沖方向の砂移動を考慮できない ・波と戻り流れによる縦断地形変化を考慮できない ・各種パラメータの設定に大きく依存	・海浜循環流等による岸沖方向の砂移動を考慮できない ・波と戻り流れによる縦断地形変化を考慮できない ・各種パラメータの設定に大きく依存	・汀線が張り出しすぎた場合の計算精度に課題がある ・波と戻り流れによる縦断地形変化を考慮できない ・境界条件の設定がやや難しい ・各種パラメータの同定に時間がかかる	・格子間隔や外力場と地形変化の繰り返し計算時間間隔に実用上の制限がある ・再現精度は戻り流れの計算精度に大きく依存する ・バームや灰塵の形成など前浜の地形変化の計算精度に課題

出典：海岸保全施設の技術上の基準・同解説(平成 30 年 8 月、参 30 表 C.1.3 に加筆)

## (3) 本研究の特徴

海浜流シミュレーションにあたっては、次の 2 点が特徴である。

1 点目は、海域の平均流場を解析するモデル、Princeton Ocean Model (POM) を用いることである。このモデルは海洋の流れを計算するための数値モデルで、平面 2 次元、3 次元の両方に対応できる  $\sigma$  座標系を採用している。

2 点目は、吹送流と戻り流れ(undertow)に着目し、気象(風)→海洋波浪(風波波)→海洋流(吹送流)のエネルギー移行過程として連続して解析する。すなわち、SWAN と POM を連結して波浪・高潮結合モデルを基盤とした解析を行う。

海表面に作用する風のせん断応力は、まず波浪を発生させ、波浪は群速度でエネルギーを伝播するが、波浪の発達(波高の増大)に伴い、最終的には碎波(波動運動の崩壊)となり、平均流および乱流へと物理的なエネルギー保有形態を変化させる。

このような現象を解析するために、波浪の発生・発達過程を介して強風による吹送流も対象とした海洋流の発生の解析を行い、砕波帯内での戻り流れ（undertow）の影響も考慮した漂砂移動の解析を行う。特に、波・流れ共存場での漂砂については、Van der Werf モデル<sup>46)</sup>を基盤とした漂砂量モデルを構築し、3次元流動場での漂砂の動態の再現性を高める。

#### (4) 研究の目指すところ

(1)海浜流で解説したように、沿岸域では風と波により複雑な流れが形成される。特に強風作用時には、砕波帯内では強い冲向き流れ（戻り流れ）が発生し、砕波帯から沖に流出した底質は、吹送流によって沿岸方向に移動するとともに、常時波浪作用時には、波浪によって再び岸方向に戻される。

しかし、これらの風、波、流れの3つの要素を組み合わせた海浜変形過程の解析についての研究報告は少ない。現場適用の報告は長期的な広範囲な計画については等深線モデルによるもの、構造物の設計・解析にあたっては平面2次元モデルによる事例が報告されているに過ぎない。

海浜変形の数値モデルの高度化については、風、波、流れの3つの要素を連結したモデルに、戻り流れ等による流れの3次元性と吹送流による物質の移動を準3次元の海洋モデル（POM:Princeton Ocean Model）により解析し、波・流れ共存場での海浜変形数値モデルの高度化を図る。

実用化にあたっては、構築したモデルを実際に2つの現地に適用する。鳥取県北条海岸ではbar-trough地形変化に着目して3次元海浜モデルを、高知海岸南国工区ではPOMを基本に戻り流れ、吹送流による地形変化に着目し、再現性と計算負荷の軽減を図る。

## 1-7 研究の構成

### 1-7-1 海水準の変動・上昇予測に関する研究

IPCC, AR5 (2013) 以降の研究・公表データをもとに、地球規模での海面上昇に関する現状と動向を把握する。CMIP5 では、物理過程を基本とするモデルにより人間活動のシナリオを立てた上で、海面水位の予測を行っている。まったく別のアプローチとして、観測値、実測値を基にした回帰モデルを基本とする将来予測を試みる。モデルの構築にあたっては、ENSO や黒潮蛇行など、季節性（周期性）を持った現象を予測できるモデルを構築する。

この研究では、NASA の海面変動再構築データセット（RSLV1）を解析し、太平洋全域および日本近海での長期的な海面変動特性を示すとともに、RSLV1 の観測結果から季節型自己回帰和分移動平均過程（SARIMA）モデルを用いて、季節性を変化させた 2070 年までの日本近海の海面上昇予測を行い、季節性を 30 年と仮定した場合の 2015, 2040, 2060 年の海面上昇量の平面分布を示す。日本の海面上昇を議論する上で、物理モデルによる全球平均値ではなく、限定された地域を対象とした海面上昇の傾向把握と予測を行い、高潮、侵食に対する適応策についての資料とする。

### 1-7-2 波浪・高潮統合モデルと内湾高潮に対する高度化・実用化（大阪湾）

台風 1821 号は高速移動台風であり、さらに大阪湾の湾奥で移動速度が加速されたため、地表風速の急激な増大により高潮・高波災害を発生させた台風である。従来取られてきた解析手法は、風から波を経て吹き寄せ量を計算し、気圧低下による吸い上げ量を加算して算定していた。

本研究では、計算手法は風から波、波から流れ、流れから Wave Setup を一体として計算できる「波浪・高潮結合モデル」を構築し、波浪と高潮、海浜流を連結し、一体として解くことで高度化を図る。波浪については第 3 世代波浪モデルである SWAN による高潮・波浪計算と、海浜流については 2DH モデルと 3 次元海浜流モデルどちらにも対応できる POM を採用することで高度化を図る。この手法を用いて台風 1821 号による大阪湾の高潮の解析を行い、再現性を検証することで実用化を図る。

第 2 室戸台風よりもはるかに弱い台風 1821 号により大きな災害が発生したという事実は、最近の無防備な沿岸開発が必要な防災対策を達成していないことの証拠である。研究に用いた高潮・波浪結合数値モデルにより、台風 1821 号が大阪湾北部湾奥での 2.77 m を超える高潮偏差を引き起こした現象を再現する。

### 1-7-3 波浪・高潮統合モデルと内湾高潮に対する高度化・実用化（相模湾）

前述の大阪湾と同様、「波浪・高潮結合モデル」（SWAN：高潮，POM：波浪・海浜流）により解析手法の高度化を図り、再現性を検証することで実用化する。

この研究では、台風 1812 号が来襲した相模湾西部海岸において、砕波による波高減衰と 5～10 分程度の短周期変動を伴った Wave Setup 高潮を生じさせ、その最高水位は平均海面上 2.7 m に至り、海岸災害の主要因となったことを示す。また、Wave Setup 高潮と高波浪の発生地域は海浜流系により規定され、発生域は地形的に固定されており、これらの場所では越波災害のリスクが極めて高いことを示す。また、外洋で発生する短周期変動を伴った Wave Setup 高潮がこれまで実現象として取り上げられてこなかった要因として、海面の観測記録についての問題点を提起する。

### 1-7-4 波浪・3次元海浜流共存場の漂砂モデルによる海浜変形の解析（鳥取県北条海岸）

鳥取県北条海岸は、鳥取県の策定した「鳥取沿岸の総合的な土砂管理ガイドライン」によって、海岸保全が計画・実施されているが、汀線変化モデル（One-Line モデル）によって解析された土砂収支のみが管理指標となっている。bar-trough 地形が発達する海岸では、3 次元的な砂の動態を把握する必要がある。Van der Werf モデルを基盤とした戻り流れ（undertow）を組み込んだ「波浪・3次元海浜流共存場の漂砂モデル」（SWAN+POM+漂砂移動モデル）を構築することで解析手法の高度化を

図る。

本研究は、2017年9月から2018年3月の約半年間の地形変化対象として、気象擾乱（台風時、低気圧時、季節風浪時など）の現象を、風、波浪、流れを一体としてモデル化することで、高波浪、高潮、地形が相互に関係しながら非定常の状態でお互いに影響を及ぼしあっている様子を緻密に解き明かそうとするものである。

また、bar-trough地形を有する海岸では、波による移動限界水深以深でも活発な土砂移動が生じていることから、吹送流による沖合地形の変化もターゲットとすることで、深浅測量結果を検証し実用化を図る。

#### 1-7-5 長期海浜変形解析手法の高度実用化（高知海岸南国工区）

高知海岸では、これまで統合モデル（等深線モデル+岸沖漂砂）により解析され、計画や土砂収支の検討が行われている。前章ではVan der Werfモデルを基盤とした波浪・3次元海浜流共存場の漂砂モデルにさらに吹送流を組み込んでモデルを構築した。しかしながら、3次元で解析を行うことは膨大な計算時間を要する。計算時間の短縮も実用化にあたっては極めて重要な要素である。

本研究では、2011年から2019年の9年間について、主要な24ストームに対して、計算負荷の軽減を図るために、平面2次元モデルに戻り流れを反映することで計算精度を保ちながら実用化を図る。

具体的には、POMの波浪・平面2次元海浜流共存場の漂砂モデルに戻り流れを組み込み、戻り流れ強度を同定することで、3次元モデルと同等の結果を得ることを目的としている。

実用化については2011年から2019年の期間について、人工リーフを有する海岸の海浜変化特性について解析することにより取り組む。

#### 1-7-6 海面上昇と高潮防災、海浜保全に関する提言

日本の海外の沿岸管理について先行研究を精査し、ハワイ州のセットバック等について学ぶ。

湾内高潮（大阪湾台風1812号高潮）の研究成果から堤防強化について、外洋高潮（相模湾台風1812号台風）の研究成果からセットバックの適用について、提言を行う。また、海浜保全については、北条海岸と高知海岸の研究成果から、養浜とbar-trough地形の回復（自然の営力）による提言を行う。

適応策について、施設の更新時期と計画・実施に要する期間、海面上昇や外力の激甚化の予測時期と不確実さについて整理し、計画・設計の「余裕」について言及する。

#### 1-7-7 結語

海面上昇に対する研究、内湾・外洋高潮に関する研究、海岸侵食に関する研究を通じて得た知見と、海外からの事例に学び、防災・減災・保全に対する提言をとりまとめる。

## 参考文献

- 1) Climate Change 2013: The Physical Science Basis, of Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 1535p., 2013.
- 2) Murakami, H., B. Wang and A. Kitoh: Future change of western North Pacific typhoons: Projections by a 20-km-mesh global atmospheric model. *J. Climate*, 24, 1154-1169. 2011a
- 3) 三村信男: 砂浜に対する海面上昇の影響評価, *海岸工学論文集*, Vol. 40. p. 1046-1050, 1983.
- 4) Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace,: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297-1300, 1998.
- 5) Murakami, H., R. Mizuta and E. Shindob: Future changes in tropical cyclone activity projected by multi-physics and multi-SST ensemble experiments using the 60-km-mesh MRI-AGCM. *Clim. Dyn.*, 39, 2569-2584, 2011.
- 6) Dean, R. G., Equilibrium beach profiles, US Atlantic and Gulf Coast Ocean, University of Delaware, Engineering Report No.12, 1977.
- 7) Silvester, R. (1960): Stabilization of sedimentary coastlines, *Nature*, No. 188, pp.467-469
- 8) Hsu, J. R. C. and C. Evans : Parabolic bay shapes and applications, *Proc. Intn. Civ. Engrs* , Part2, 87, pp. 557-570, 1989.
- 9) 須川太一, 有働恵子, 三村信男, 真野明: 海面上昇に伴う全国砂浜侵食量の推定, *土木学会論文集 B2 (海岸工学)*, 第 67 卷, pp. 1196-1200. 2011
- 10) Bruun, P. (1962) : Sea-level rise as a cause of shore erosion, *J. Waterways and Harbors Div.* , ASCE, 88 (WW1) , pp. 117-130.
- 11) 関本恒浩・安野浩一朗・中嶋さやか・磯部雅彦: 海域施設の温暖化適応策に向けた新しい性能評価指標の提案, *土木学会論文集 B2 (海岸工学)*, Vol. 66, 901-905, 2010.
- 12) 森信人・志村智也・中條壯大・安田誠宏・間瀬 肇: マルチモデルアンサンブルに基づく地球温暖化に伴う沿岸外力の将来変化予測, *土木学会論文集 B2 (海岸工学)*, Vol. 67, No. 2, I\_1191-I\_1195, 2011.
- 13) The SWAMP Group : Ocean wave Modeling , premium Press, 250p. 1985
- 14) Isozaki, I. and Uji, T. : Numerical prediction of ocean wind waves, *気象研究報告*, 第 24 卷, 第 2 号, pp. 207-231, 1973.
- 15) Uji, T. : A coupled discrete wave model MRI-II. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 40, 303-313, 1984.
- 16) 宇治豪, 上野耕治: 波浪モデル MRI-II NEW, *気象研究所海洋研究部*, 118p, 1987.
- 17) 上野耕治, 高野洋雄: 現業用第 3 世代波浪モデル MRI-3, 1998 年度日本海洋学会秋季大会講演要旨集, p. 156, 1998.
- 18) The WAMDI Group : The WAM Model-A Third Generation Ocean Wave Prediction Model. *Journal of Physical Oceanography*, 18, 1775-1810, 1988.
- 19) Tolman , H. L. : User manual and system documentation of WAVEWATCH-III, version 1.18, NOAA / NWS / NCEP / OMB Technical Note 166 , 110 pp, 1999.
- 20) Holthuijsen, L. H. et al. : SWAN Cycle III version 40.11, USERMANUAL, 2000.
- 21) Petruaskas, C. and P. M. Aagaard (1970) : Extrapolation of historical storm data for estimating design wave heights., *Prept. 2 nd O. T. C. No. 1190*, I-409-428.
- 22) Bretschneider, C. L. : Revision; in wave forecasting deep and shallow water. *Proc. 6th Conf. on Coastal Eng.* , 30-67, 1958.
- 23) Myers, V. A. : Characteristics of United States Hurricanes pertinent to levee design for Lake Okeechobee, Florida. *Hydrometeorol. Rep.*, U. S. Weather Bur., No. 32, pp. 1-106, 1954.
- 24) 野中浩一, 山口正隆, 井内国光, 日野幹雄, 畑田佳男: 気象庁 MSM 風資料と第 3 世代モデル SWAN による波浪推算システムの日本海への適用性の検証, *土木学会論文集 B2 (海岸工学)*, 第 71 卷, pp. 109-114, 2015.
- 25) 間瀬肇, 平尾博樹, 國富將嗣, 高山知司: SWAN を用いた日本沿岸波浪推算システム構築と適用性の検証, *海岸工学論文集*, 第 48 卷, pp. 236-240, 2001.
- 26) 間瀬肇, Tracey H. A. TOM, 池本藍, 川崎浩司: WAVEWATCH III を外部領域に用いた波浪予測システムの精度検証, *土木学会論文集 B2 (海岸工学)*, 第 73 卷, pp. 139-144, 2017.
- 27) 堀川 清司, 佐々木 民雄, 堀田 新太郎, 桜本 弘: 海浜流に関する研究 (第 3 報), *海岸工学講演会論文集*, 22 卷 p. 127-134, 1975.
- 28) Svendsen , I. A. and R. S. Lorenz, (1989): Velocities in combined undertow and longshore currents, *Coastal Engineering*, vol. 13, pp. 57-79, 1989.
- 29) 山下 隆男, 吉岡 洋, 路 明, 加藤 茂: 砕波帯内の海浜流, 波浪場の ADCP 観測, *海岸工学論文集*, vol. 44, pp. 361-365, 1997.
- 30) Van der Werf, J. J., J. S. Ribberink and T. O' Donoghue : Development of a new practical model for sand transport induced by non-breaking waves and currents. *Coastal Sediments ' 07*, ASCE, 42-55, 2007.

## 第2章 海面上昇の影響評価

### 2-1 はじめに

気候変動に関する政府間パネル(IPCC), 第五次報告書(AR5)<sup>1)</sup>で示された全球平均の海面上昇量は, 1901～2010年の観測で1.7 mm/yr, 1993～2013年で3.2 mm/yrである。将来予測では, 2081～2100年間の全球平均海面上昇量は, 人間活動のシナリオRCP2.6で0.26～0.55 m, RCP4.5で0.32～0.63 m, RCP6.0で0.33～0.63 m, RCP8.5で0.45～0.82 mとなり, 2100年にはRCP8.5シナリオで0.52～0.98 mの全球平均海面の上昇量が見込まれる。

IPCCのAR5<sup>1)</sup>から, 図2-1-1は物理過程に基づく数値モデルによる全球平均の相対的海面高さの時系列変化を示す(WG1の報告書)。観測値は潮位記録と衛星海面高度計の観測値, 予測値は最悪の人間活動のシナリオRCP8.5と最善シナリオRCP2.6の場合の大気海洋結合モデルの結果をモデル毎の変動幅(グラデーション)と平均値(実線)が示されている。

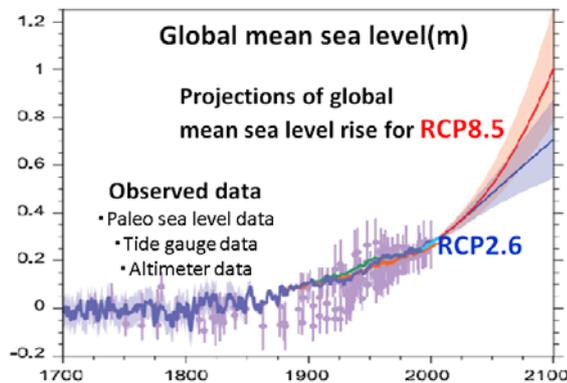


図 2-1-1 全球平均海面高さの観測値とモデルによる予測値 (IPCC AR5)<sup>1)</sup>

図2-1-2は, 1998年から2013年の間に衛星海面高度計で観測された相対的海面高度の年間上昇量(mm/yr)の分布を示している。貿易風の影響を受ける赤道太平洋西部海域のフィリピンおよびニューギニア島の東部海域, 黒潮が蛇行を始める房総沖から黒潮蛇行海域で10 mm/yr以上の高い上昇率になっている。また, 黒潮分岐流の対馬海流が流れ込む日本海で上昇率が高く, 特に, 日本海西部海域では高い上昇率が観測されている点が注目される。

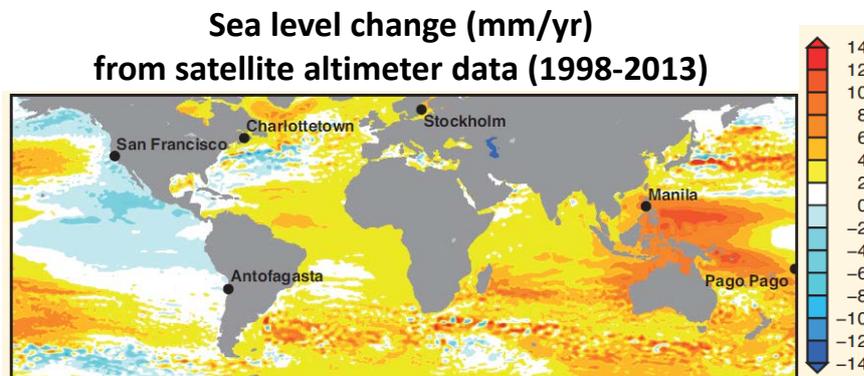


図 2-1-2 1998～2013年の衛星海面高度計の計測データに基づく海面の年間上昇率 (mm/yr) の分布 (IPCC, AR5)<sup>1)</sup>

実際の上昇量は海域により異なっており、特に貿易風の影響を受ける西赤道太平洋の海面変動量は全球平均の3倍以上になっている。ここでの予測には、温暖化によるトレンド以外にも、ENSOや太平洋十年規模変動等の大気海洋相互作用の長周期振動成分を考慮する必要がある。わが国の海面変動では、黒潮の影響を受ける太平洋沿岸海域と、対馬海流が流入する日本海とに分けて検討する必要がある。

地球全体の気温が上昇し、陸上の氷床・氷河の融解や海水の膨張が起これば、海面上昇（海水準変動）が発生する。北極海や南極海に浮かぶ海水の場合は、融解のみを考慮すれば、海面の上昇にはほぼ寄与しないとされる。ただし、海水準変動の原因には、地盤沈下、隆起・沈降、侵食、気圧の変化などもあり、厳密にはこれらも考慮した上で、全地球的には温暖化により海面が上昇していると考えられている。

海面上昇の主たる原因は海水の熱膨張と陸域氷床・氷河の融解である。南極氷床並びにグリーンランド氷床の融解による海面上昇量はけた違いに大きい。予測の精度は不明瞭な点が多い。海面上昇に対する適応策では、この不確実性は多いが、インパクトの極めて大きな南極とグリーンランド氷床の融解による影響をどのように取り入れるかが極めて重要である。しかしながら、これに対する適応策は検討されていないのが現状である。

以下に海面上昇の要因をリストアップしておく。

- 熱膨張：温度によって熱膨張率が異なるが、4℃から離れれば離れるほど体積は加速度的に増える。
- 蒸発量：海からの蒸発量の変化は海の体積の変化をもたらす。間接的には降水量と水収支で関係している。
- 南極やグリーンランドの氷床・氷河、山岳氷帽の融解：海水の浮力に依存せずに存在している氷床・氷河ならびに万年雪などは、融解によってそのほとんどの体積が海水の体積増加に寄与する。また、これら由来の氷山の場合は、陸上から海に流れ出した時点で氷河の体積の9割弱程度海の体積が増え、融解後にはさらに塩分濃度差の分だけ僅かに海の体積が増えるという二段階変化をする。
- 地形の変化：体積が変化しない場合でも、海底の隆起や沈降、陸上由来の土砂の堆積など、海に接している地形の変化によって海面が相対的に上昇する。
- 氷河底湖の流出：近年の温暖化により融解した分ではない水塊が氷河の融解により海に流出し海水の体積を増加させる。温暖化による融解分は氷河の融解と同一視するが、これは区別できない場合も多い。

近年の観測では実際に大規模な融雪や流出速度の加速が観測されていることから、上昇量がこうした数値を顕著に上回ることが危惧されている。AR4以降の氷床等の融解速度の変化を考慮した報告では今世紀中の海面上昇量が1~2 mを超える可能性が複数のグループにより指摘されている。

南極氷床への地球温暖化の影響に関しては、融解量を降水量が上回り、氷床が減少しない可能性も指摘されていた。また寒冷化説などを論拠に地球温暖化による海面上昇を否定する主張も見られた。しかし、南極やグリーンランドの氷床の融解速度については不明な点が多いとして、IPCC第4次評価報告書（AR4）では今世紀中の海面上昇量に関し、氷床等の流下速度の変化の影響を含めなかった。しかしAR4以後、南極の氷床が予想よりも急速に融解していることが複数の報告によって指摘され、2006年までの10年間で西南極氷床の広い範囲で融解速度が59%速まっていることや、海へ氷が流れ落ちる速度が2003年までの10年で12%加速していたことなどが判明している。また、予測を上回る大規模な融雪現象も観測されている。このためIPCCの報告書に記載されているよりも海面上昇量が顕著に増加することが懸念されている。

2021年8月に公表されたIPCCのAR6<sup>2)</sup>では新たなシナリオ、共通社会経済経路（SSP；Shared Socioeconomic Pathways）が導入されている。AR6の政策決定者向け要約（SPM）に示された

「1900 年以降 2300 年までの海面上昇」の予測は図 2-1-3 のようで、SSP1-RCP 2.6 と SSP5-RCP 8.5 のシナリオのみについて 2300 までの予測がなされている。これは他のシナリオで 2100 を超えるシミュレーションが少なすぎて信頼できる結果が得られないためである。SSP1-RCP2.6 のシナリオでも、2300 年までに最大 3.3 m の海面上昇が発生し、何もしないで化石燃料の消費が加速的に増える SSP5-RCP8.5 のシナリオでは、2 m の海面上昇の可能性が「排除できない」し、2300 年には海面が 7 m 上昇する低い可能性 (low likelihood) がある。更には、最大 15m の海面上昇が発生する可能性も排除できないことを指摘している。

このような事態が発生するのは、気候変動の要因には臨界点 (tipping point) が存在し、これを超えると非可逆的な結果を引き起こしてしまう。海氷に関する気候変動の臨界点は、北極海の温暖化、南極とグリーンランドの氷床融解が指摘されているが、南極とグリーンランド氷床が大量に溶けた場合の社会経済へのリスクは無視できない。高 GHG 排出シナリオの下で何世紀にもわたって南極氷床からの氷の損失を大幅に増加させる可能性は低い可能性はあるが、その結果の人類への影響は極めて大きい。これは、深い不確実性を特徴とする氷床の不安定性プロセスに起因し、臨界点が存在する可能性は高いが、臨界点を超えた場合は壊滅的な海面上昇が発生するが、その可能性を判断する証拠は無いのが現状である。

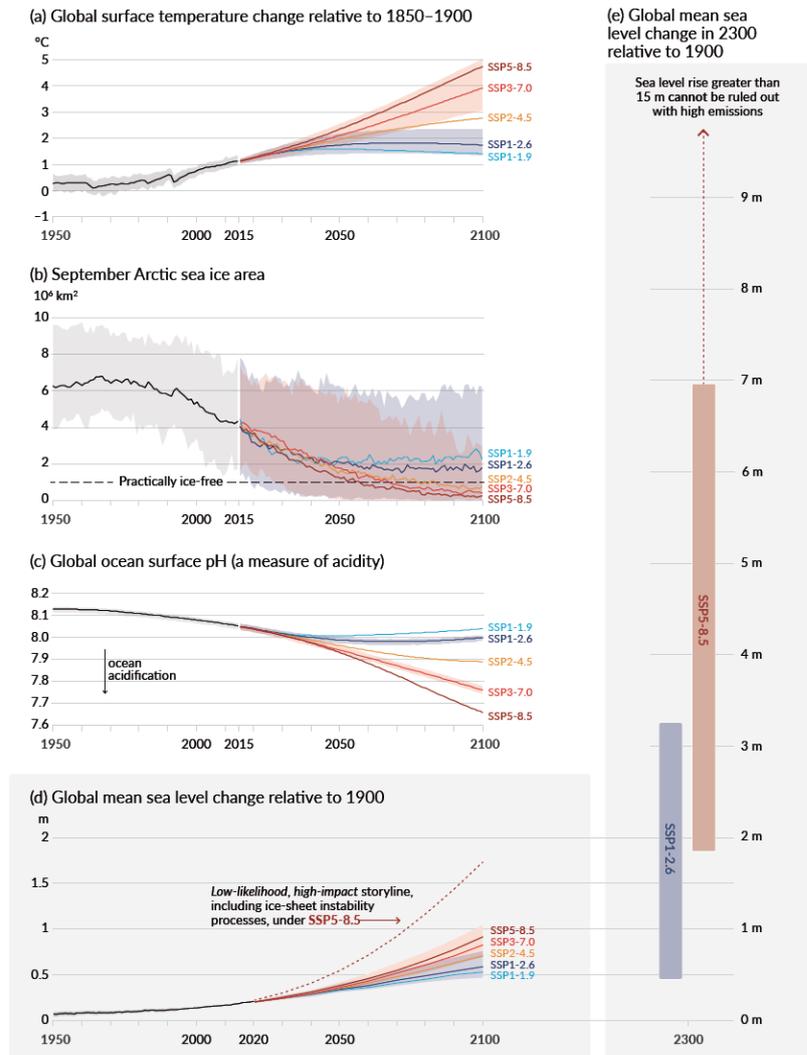


図 2-1-3 1900 年以降 2300 年までの海面上昇の予測 (IPCC, AR6 の SPM より) 2)

## 2-2 海面上昇の予測

IPCC のレポートでは AOGCM (Atmosphere-Ocean General Circulation Model) (全球大気海洋結合大循環モデル) により、物理過程に基づく数値モデルを用いて全球平均の海面上昇予測が行われている。AOGCM は、「全球プリミティブ・モデル」といわれるタイプで、「基本的な原理までも (省略せずに) 計算に取り込んでいる」と解釈できる。具体的には、数値計算を行うための座標を緯度・経度をベースに数百 km オーダーの間隔で設定し、さらにそれを鉛直方向に数十層重ねて地球大気を立体格子状に網羅する。海洋についても同様に格子状の座標を設け、これらの格子点に気象変量 (例えば水温などで、総称して Grid Point Value : GPV と呼ばれる変量) を与え、物理過程を表現した方程式に従って将来の推移をシミュレーションしている。

AR5 における数値モデルによる影響評価は、表 2-2-1 に示すような CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project phase 5) に参加した数値モデルにより行われ、その解像度は水平 100~300 km である。一般に、モデルによって表現できる気象現象の最小スケールは格子間隔の 5 倍程度である。AOGCM による予測は、日本でいえば「東日本の気候」「西日本の気候」といった程度の大まかな見積りで、総観スケールの予測に過ぎない。そのため、日本やそれ以下の領域スケールにおける将来予測や影響評価の必要性が AR5 でも指摘されている。

表 2-2-1 CMIP5 の主なモデル (IPCC, AR5)

Model name	AOGCM				FC	ESM			
	Atmos	Land Surface	Ocean	Sea-Ice		Aerosol	Atmos Chem	Land Carbon	Ocean BGC
ACCESS1.0, ACCESS1.3	Australia								
BCC-CSM1.1, BCC-CSM1.1(m)	China								
BNU-ESM	China								
CanCM4	Canada								
CanESM2	Canada								
CCSM4									
CESM1 (BGC)									
CESM1 (WACCM)	USA	HT							
CESM1 (FASTCHEM)									
CESM1 (CAM5)									
CESM1 (CAM5.1-FV2)	USA								
CMCC-CM, CMCC-CMS	Italy	HT							
CMCC-CESM		HT							
CNRM-CM5	France								
CSIRO-Mk3.6.0	Australia								
EC-EARTH	Europe								
FGOALS-g2	China								
FGOALS-s2	China								
FIO-ESM v1.0	China								
GFDL-ESM2M, GFDL-ESM2G									
GFDL-CM2.1	USA								
GFDL-CM3		HT							
GISS-E2-R, GISS-E2-H	USA	HT				p2,p3*	p2, p3*		
GISS-E2-R-CC, GISS-E2-H-CC		HT				p2,p3*	p2, p3*		
HadGEM2-ES									
HadGEM2-CC	UK	HT							
HadCM3									
HadGEM2-AO	Korea								
INM-CM4	Russia								
IPSL-CM5A-LR / -CM5A-MR / -CM5B-LR	France	HT							
MIROC4h, MIROCS		HT							
MIROC-ESM	Japan	HT							
MIROC-ESM-CHEM		HT							
MPI-ESM-LR / -ESM-MR / -ESM-P	Germany	HT							
MRI-ESM1	Japan	HT							
MRI-CGCM3	Japan	HT							
NCEP-CFSv2	USA								
NorESM1-M	Norway								
NorESM1-ME									
GFDL-HIRAM C180 / -HIRAM C360	USA								
MRI-AGCM3.2S / -AGCM3.2H	Japan								

図 2-2-1 に CMIP5 の 21 モデルによる 1986～2005 年と 2081～2100 年の相対的な海面変化量(m) を RCP4.5 シナリオによって予測した結果を示す。これらの結果は 21 モデルにより解析された 1986～2005 年 (1995 年ごろ) の海水準と 2081～2100 年 (2090 年ごろ) の海水準の差を高さで示している。モデルによってかなりの差異があるが、最大の海面上昇量は 0.5 m 程度で、上昇する海域が多く、下降域は極めて少ない。北半球での海面上昇が大きく、日本列島近海の高い海面上昇が多くのモデルで指摘されている。

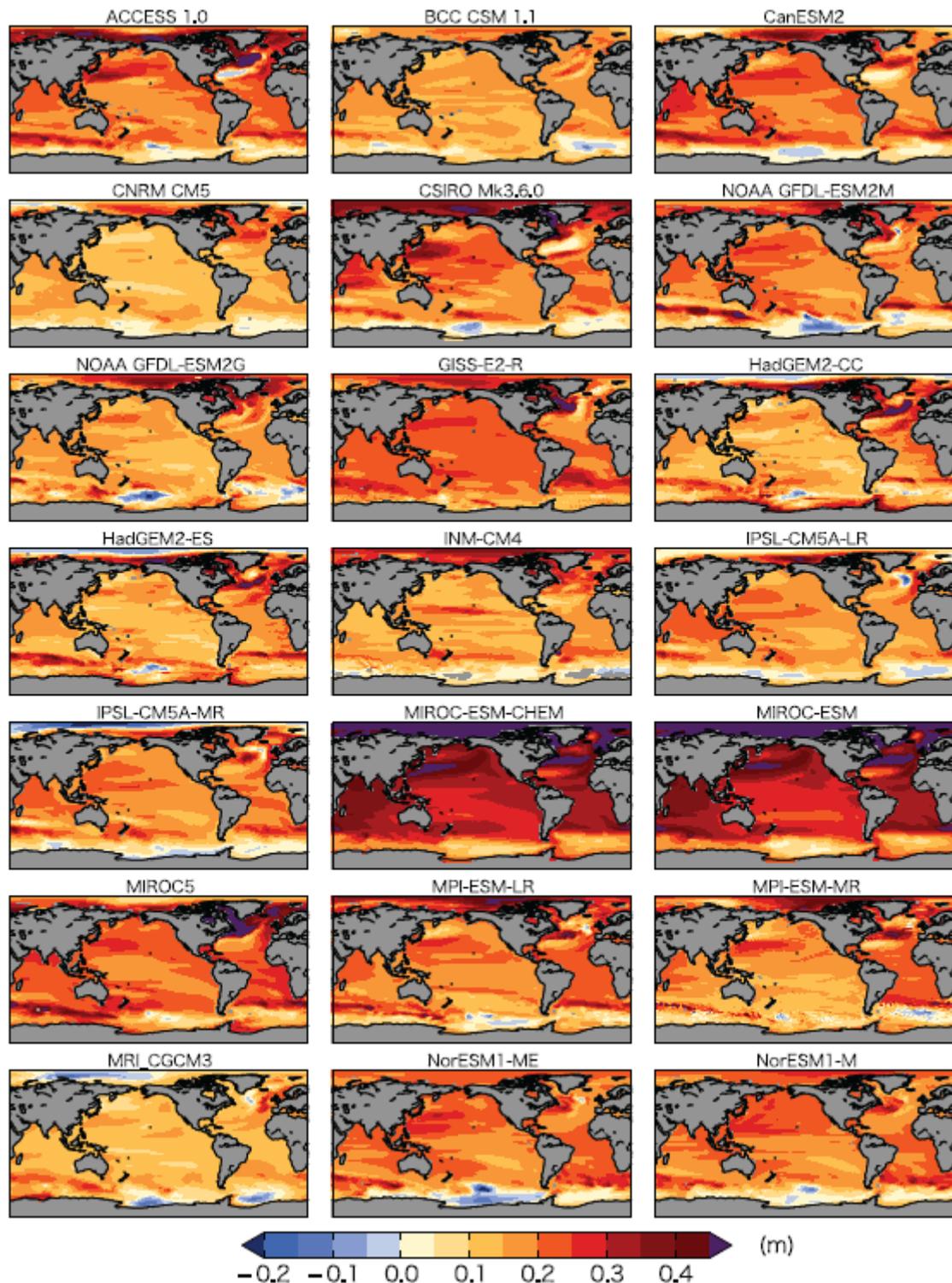
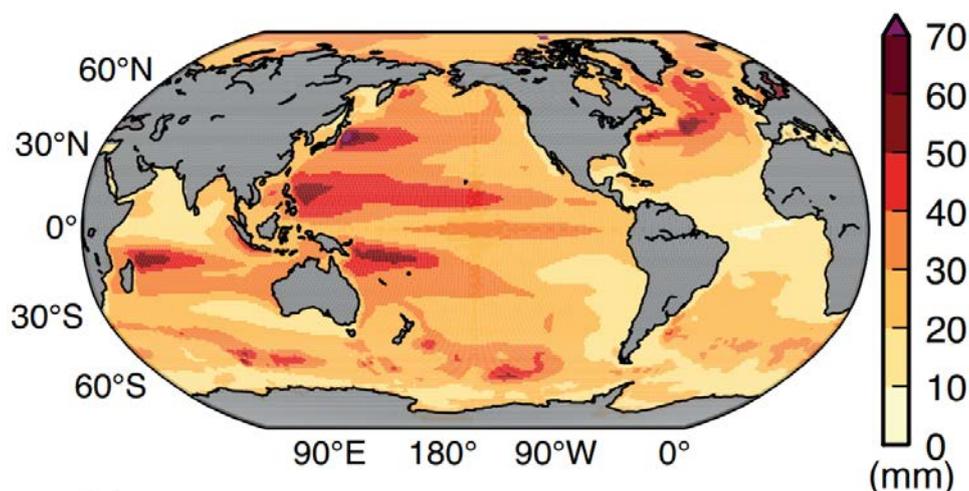


図 2-2-1 1986～2005 年から 2081～2100 年までの相対的な海面変化量 (m) RCP4.5, (IPCC, AR5)

IPCC, AR5 では、**図 2-2-2** に示すように、CMIP5 の 21 モデルの平均による 1951～2005 年の海面上昇量 (mm) の検証計算がおこなわれている。**図 2-1-2** に示した衛星海面高度計で観測された相対的  
海面高度の年間上昇量(mm/yr)の分布とはかなり異なっており、以下のような特性が見られる。

- 衛星高度計の計測からは、貿易風の強さの変化によっても海面変動が動的に発生することがわかる。西太平洋では上昇が顕著で、東太平洋は海面が低下する。インド洋ではこのような影響は小さい。
- 全球モデルの海水面変動は風の効果が明確には出ていない。一様に海面が上昇する計算結果になっている。海面の低下海域は無い。
- 全球モデルは、フィリピン、日本列島、パプア、マダガスカル  
の東側海域での海面上昇が顕著である特徴を再現している。大西洋での海面変動は、衛星観測結果と異なっている。



**図 2-2-2** CMIP5 の 21 モデル平均による 1951 年から 2005 年までの海面上昇量 (mm) の再現計算結果 (IPCC, AR5)

本研究では、将来の海面上昇の予測について、CMIP5 に掲載されている物理モデルによる予測とは全く別のアプローチを試みる。方法は、全球の観測値、実測値をもとにした回帰モデルを基本とする解析により将来予測を行うこととし、モデルの構築にあたっては、ENSO や黒潮蛇行など、季節性 (周期性) を持った現象を反映できるモデルを構築する。この手法では、データの取得期間・精度が予測精度に大きな影響を与えることから、1950 年から 2009 年について長期間の海面測定データと衛星高度計からのデータを組み合わせる。1 週間平均の時間分解能と約 0.5 度の空間分解能の全球海面変動値の再現データである RSLV1 を基本とし、SARIMAProcess (季節自己回帰和分移動平均過程) により、日本近海の高解像度な海面上昇量の予測を行った。

### 2-3 解析手法の概要

本研究では、1950～2009 年の海面変動再構築データセット (RSLV1) を解析し、太平洋全域および日本近海での長期海面変動特性に解析するとともに、季節変動型自己回帰和分移動平均過程 (SARIMA 過程: Seasonal Auto-regressive Integrated Moving Average Process) モデルを用いて、日本近海の海面変化に着目した 2009 年以降 2070 年までの海面上昇量の将来予測を行う。SARIMA 過程モデルの概要を示す。

### 2-3-1 海面変動再構築データセット：RSLV1

NASAにより、衛星海面高度計データと潮位計のデータを組み合わせた海面変動データセット RSLV1 (Restructured Sea Level Version1) が再構築されている<sup>3)</sup>\*。衛星高度測定はグローバルカバレッジで海面の正確な測定値を提供するが、1993年以降の短い期間のデータしかない。一方、潮位計の記録は1807年に遡って存在し、過去200年間の地域の海面測定データを提供してくれるが異常値が含まれている事を考慮しなければならない。RSLV1では、1950年から2009年、衛星高度計からの派生周期定常経験的直交関数(CSEOFs: Cyclostationary empirical orthogonal functions)と潮位計からの長期間の海面測定データとを組み合わせ、両者の欠点を緩和する解析手法が用いられている。出力は、1週間平均の時間分解能と約0.5度の空間分解能の全球海面変動値の再現データである。用いられた海面高度計は、JASON-1、TOPEX/POSEIDON、OSTM/Jason-2、Jason-1 Geodeticの高度計とマイクロ波放射計である<sup>4)</sup>。

### 2-3-2 SARIMAProcess (季節自己回帰和分移動平均過程)

SARIMA過程 (Seasonal Autoregressive Integrated Moving Average Process) は離散時間、定常状態のランダム過程で、移動平均モデルと自己回帰モデルの差分方程式であらわされる自己回帰和分移動平均過程 (ARIMA Process) にトレンド、季節変動を組み込んだ非定常状態のランダム過程として、式(2.1)のように表現される<sup>5)</sup>。

$$\Phi(B^S)\phi(B)(1-B^S)^D(1-B)^d\tilde{\varepsilon}_t = \Theta(B^S)\theta(B)v_t \quad (2.1)$$

ここに、状態出力  $\tilde{\varepsilon}_t$  は、時系列データ  $\varepsilon_t$  の平均  $\mu$  値からの摂動

$\tilde{\varepsilon}_t = \varepsilon_t - \mu$  で  $v_t$  はホワイトノイズ入力、

$B$  はシフト演算子で、 $B\varepsilon_t = \varepsilon_{t-1}$  で、 $B^S$  は季節等の変動周期である。

$$\left. \begin{aligned} \phi(B) &= 1 - \phi_1 B - \phi_2 B^2 \dots - \phi_p B^p \\ \theta(B) &= 1 - \theta_1 B - \theta_2 B^2 \dots - \theta_q B^q \\ \Theta(B^S) &= 1 - \Theta_1 B^S - \Theta_2 B^{2S} \dots - \Theta_p B^{pS} \\ \Phi(B^S) &= 1 - \Phi_1 B^S - \Phi_2 B^{2S} \dots - \Phi_q B^{qS} \end{aligned} \right\} \quad (2.2)$$

以上には、決定すべきAR, MAパラメータ、季節型次数および和分次数、と季節性があり、SARIMAモデルの構築にはこれら  $p, q, d, P, Q, D, S$  の適正値を決定する必要がある (図 2-3-1 参照)。

\* RELV1 の最新データは2011年に更新されている。本論文で採用しているデータが2021年11月15日現在で最新である。

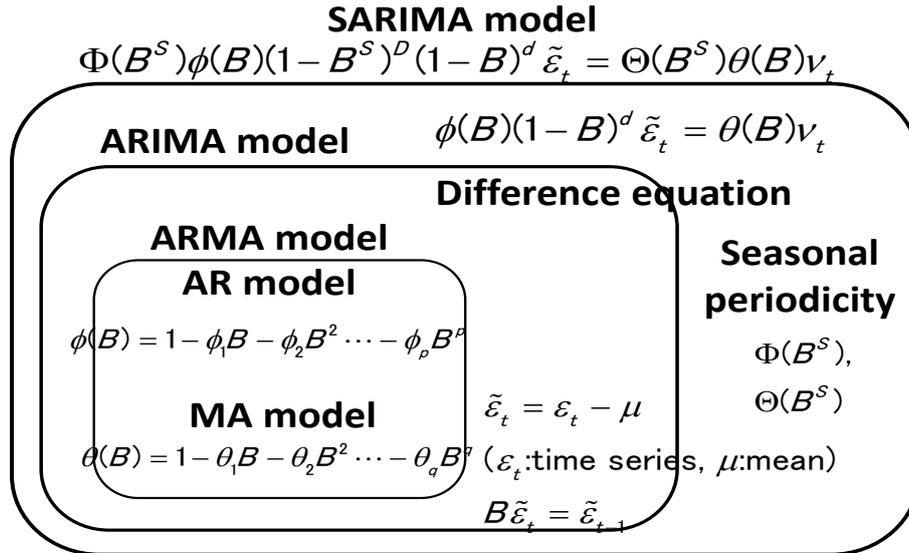


図 2-3-1 SARIMA モデルの構成

本研究では, Wolfram, Mathematica の組み込みシンボル “TimeSeriesModelFit” による SARIMA 過程の時系列予測を行った. AR パラメーター(3, 1, 1), MA を(0, 1, 1)とし季節性を変化させ, “TimeSeriesModelForecast” を用いて海面変動の予測を行った. 季節性は10, 15, 20, 25, 30 年で変化させた. 図 2-3-2 に天草灘 (129.5 E, 32 N) の出力点を例として, RSLV1 の再構築データ, 気象庁観測値 (相対的観測潮位), 季節性別の SARIMA モデルの予測値を示す. 図中, 赤は季節性を 30 年とした結果で, 60 年の再構築データで設定できる最長の値である. SARIMA モデルでは, 使用するデータの変動特性によって季節性ごとに予測結果は変化する (図 2-5-5 参照).

気候変動の影響を受ける時系列データの分析では, 短期的な特徴とトレンド要素や周期性 (季節) 要素のような中長期的な特徴を表現することができる SARIMA モデルの適用が有効である. 再構築されている海面変動データの期間は60 年程度であるので30 年程度の周期性までは予測できる可能性がある.

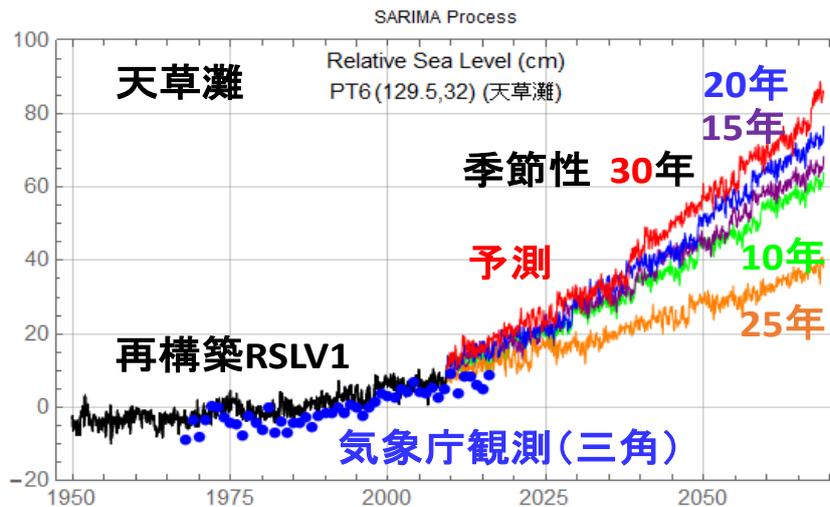


図 2-3-2 季節性を变化させた SARIMA モデルの予測結果

## 2-4 太平洋での海面変動

### 2-4-1 短期海面変動特性

赤道太平洋では貿易風の数年周期の振動が存在する。これにより、温められた海水は東または西に移動し、海水面の高さも変動する。高水温時には海面が上昇し、低温時には下降する。この海面高さの振動は El Niño, La Niña の変動に対応する。赤道太平洋 (10 N~10 S) の海域ではこの変動が明確に確認できる。

図 2-4-1 にキリバスの Tarawa (図 2-4-2 に観測位置を示す) で観測された地上風の風速を一年間合計した風速値の風向別時系列を示す。

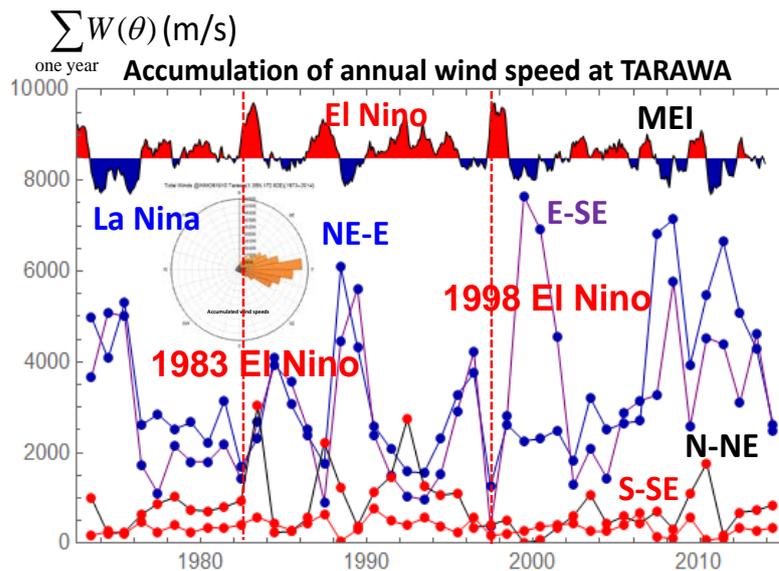


図 2-4-1 Tarawa で観測された一年間合計風速と MEI の関係

図中の MEI (Multivariate ENSO Index) は、プラス (赤) が El Niño, マイナス (青) が La Niña の強さを示す。この図から、貿易風 (NE-E, E-SE) の強い年には La Niña が発生し、弱い年には El Niño となっている事がわかる。また、風速の変化は極端で、数年周期の振動特性がある。1977 年までは貿易風が強く、1977 年から 1999 年頃までは貿易風が弱くなり El Niño が卓越的に発生し、1999 年以降、再び貿易風が強まり、La Niña 卓越期に移行している。1982-1983 年と 1997-1998 年は貿易風が極度に弱い時期で、強い El Niño が発生している。

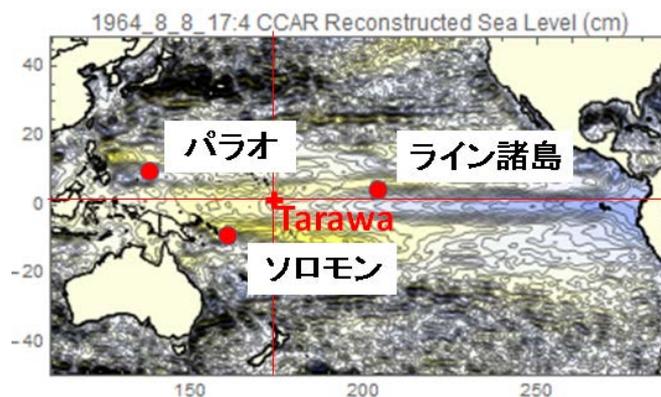
図 2-4-2 に風速の観測点タラワ (Tarawa), 海面変動の出力点, ライン諸島 (203 E, 1.5 N), パラオ (135 E, 7 N) およびソロモン (164 E, 9 S) の位置と、海面変動の時系列を示した。図中の、下段の赤・青塗りつぶしの振動は ENSO (El Niño/Southern Oscillation) 指標 MEI である。この図からは以下のことがわかる。

- 赤道太平洋の西部海域の北半球にあるパラオ, 南半球のソロモンでは、El Niño 発生時には海面が下降し、El Niño が解消すると海面が上昇する。パラオでは週平均海面の上昇量, 下降量は共に約 30 cm。ソロモンでは上昇量は約 30 cm, 下降量は 40 cm 以上 (1999 年の La Niña 転向期) に達する場合がある。
- 日付変更線より東のライン諸島では、パラオ, ソロモンとは逆に、El Niño 発生時に海面が急激に上昇し、解消後に海面が急降下する。週平均海面の上昇量, 下降量は共に約 25 cm である。

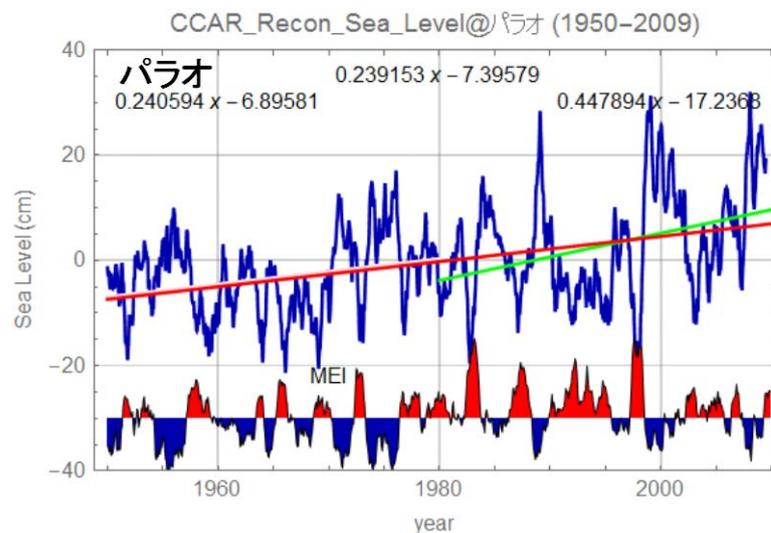
## 2-4-2 長期海面変動特性

図 2-4-2 から、太平洋の長期海面変動特性として、赤道直下で東経 170 度以西のライン諸島では海面上昇は認められないが、西太平洋では北半球のパラオや南半球のソロモンのように海面の上昇が認められる。さらに 1980 年頃を境に、年間の海面上昇率 (mm/yr) は顕著に増加している。このような傾向を空間的に調べるため、解析領域の各格子点上で、海面上昇率を線形関数で解析した。期間を 1950 年～1979 年と 1980 年～2009 年に分けて、平均海面の年間上昇率を求めた。この解析結果を示した図 2-5-1 より、以下のことが解読できる。

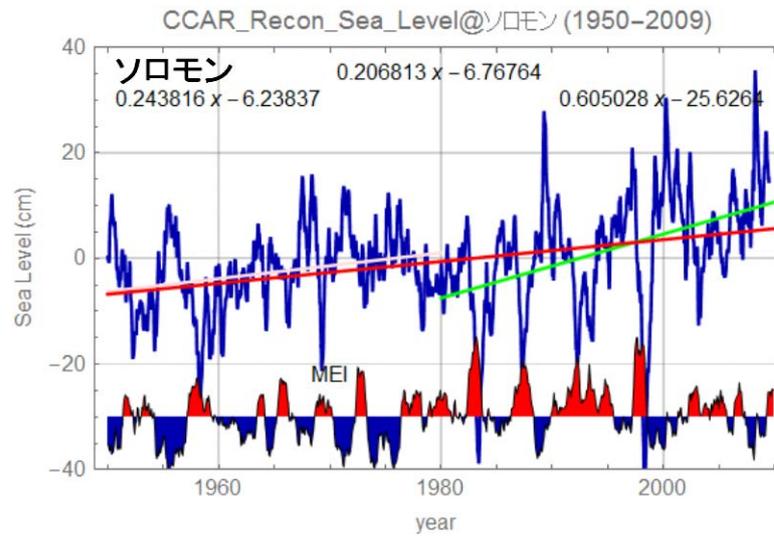
- ・ 東経 170 度～270 度 (西経 90 度) かつ北緯 10 度～南緯 10 度の海域では、海面は下降しているが、その他の海域では上昇している。
- ・ 1980 年を境に、海面の変化率が明確に増加している。
- ・ 黒潮に影響される日本の太平洋側の海域では、黒潮の外側で下降域が、流路海域では顕著な上昇域が存在する。また、黒潮が蛇行を始める房総沖で海面上昇率の大きな海域が存在し、蛇行海域では海面上昇率の増加、減少海域がパッチ状に交互に発生している。
- ・ 図 2-4-2 (a) に示す衛星の海面高度計の観測データ (1998 年以降) と類似した海面上昇率の分布となっている。上昇率が高いのは赤道太平洋の西部海域のフィリピン東部海域、ニューギニア島の東部海域で、年間の上昇量が 6～7 (mm/yr) となっている。
- ・ 南北太平洋海流の分岐、蛇行する北緯 30 度、南緯 30 度の海域での海面上昇率も高くなっている。



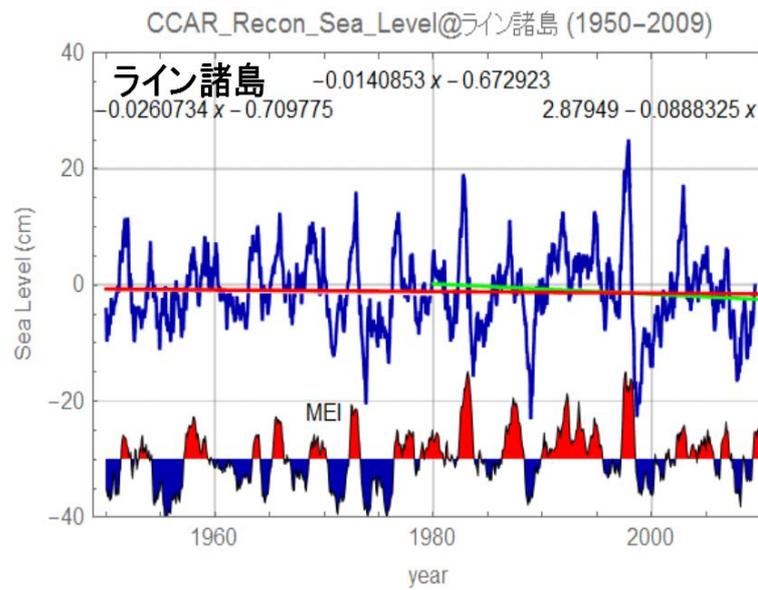
(a) 出力点の位置



(b) パラオの週平均海面の変動とMEI (Multivariate ENSO Index) の関係



(c) ソロモンの週平均海面の変動とMEI (Multivariate ENSO Index)の関係

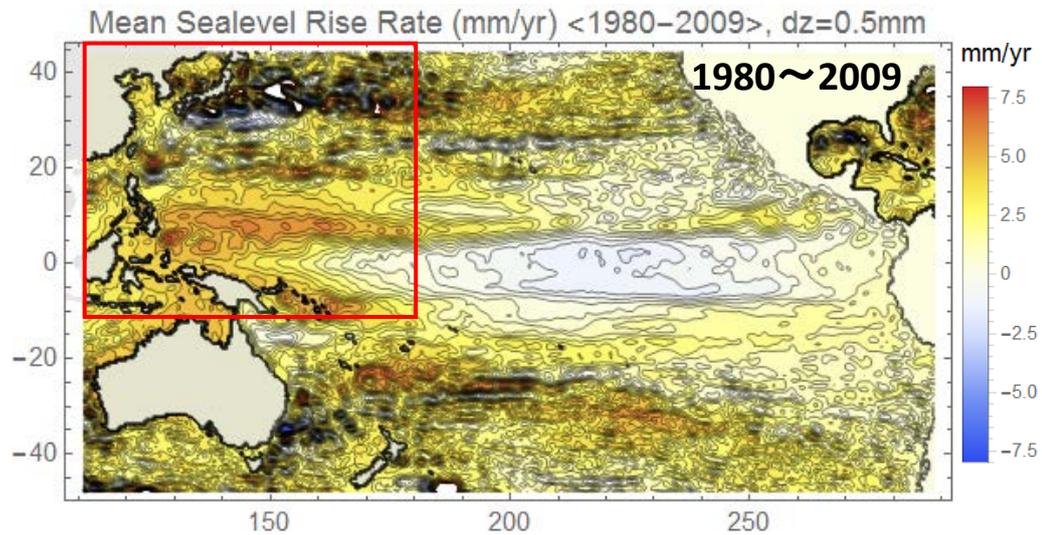


(d) ライン諸島の週平均海面の変動とMEI (Multivariate ENSO Index)の関係

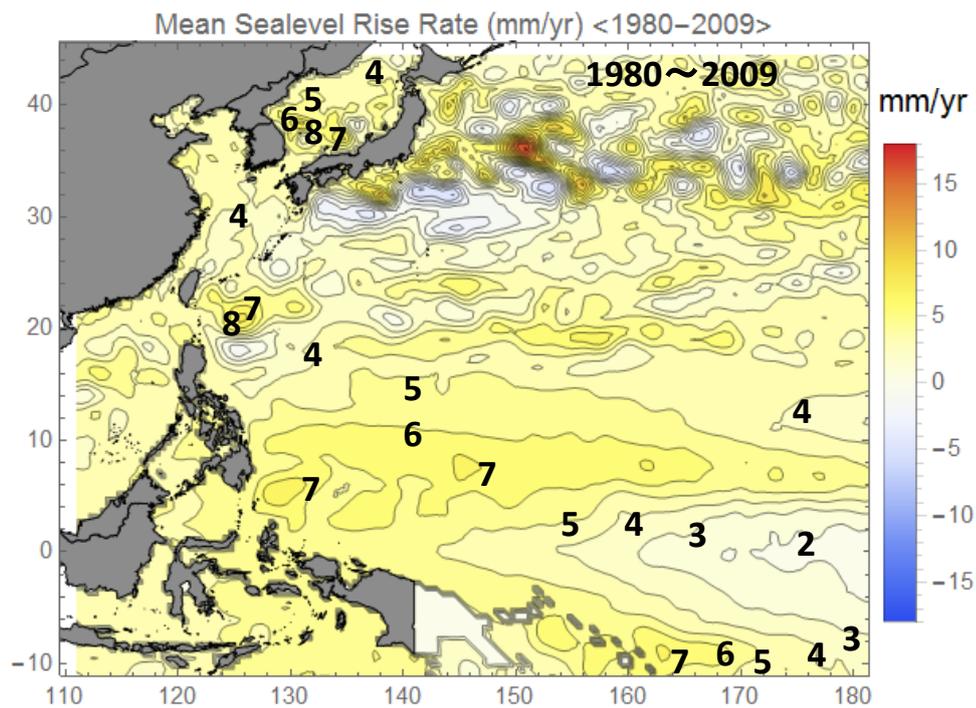
図 2-4-2 1週間平均の海面変動の時系列

## 2-5 日本近海での海面変動と海面上昇の予測

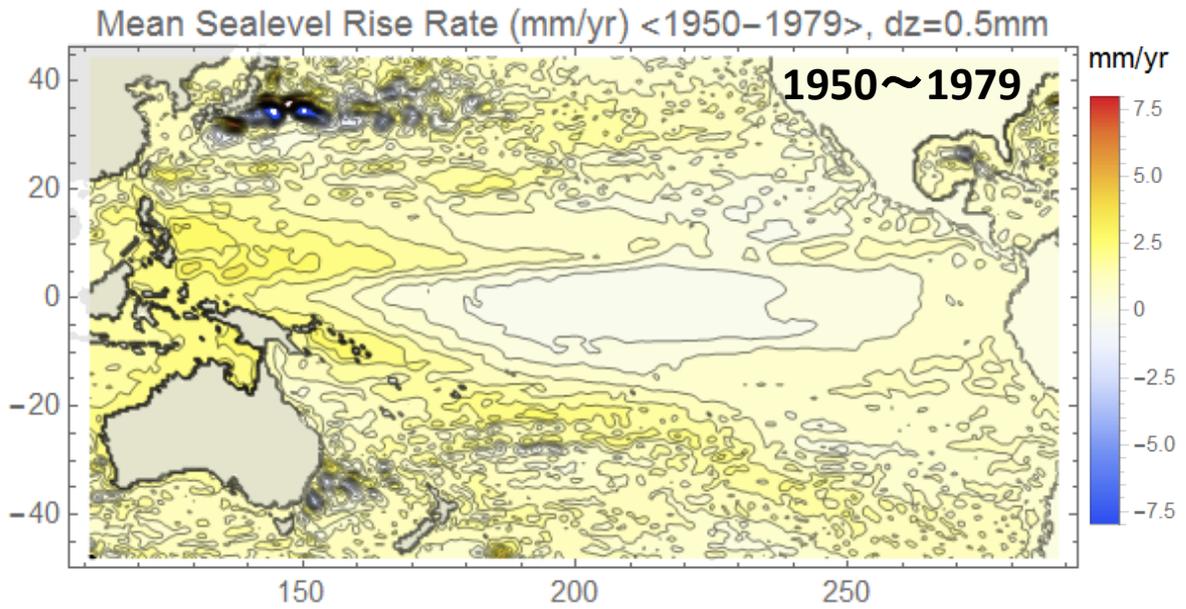
気象庁の潮位観測記録「歴史的潮位資料+近年の潮位資料」<sup>6)</sup>を解析する。この観測データから年平均の相対的な海面変動量を求め、黒潮の影響を受ける太平洋側と対馬海流の流れ込む日本海とに分けて海面上昇特性を概観する。



(a) 1980-2009年間の年平均海面上昇率



(b) 北西太平洋の年平均海面上昇率



(c)1950-1979年間の年平均海面上昇率

図 2-5-1 太平洋における年平均海面上昇率

### 2-5-1 黒潮領域

黒潮周辺の海面高さには黒潮流路の外側では1 m程度の盛り上り、内側の冷水塊域では数十 cmに及ぶ下降がある。黒潮域のこの高低差が、黒潮の流路変動で海面高さに大きな空間分布の変化を発生させる。図 2-5-2 は黒潮の影響を受ける海域の5地点の年平均海面高さの経年変化を示す。振幅20-30 cmの数年から十年規模の長期変動の存在が確認できる。

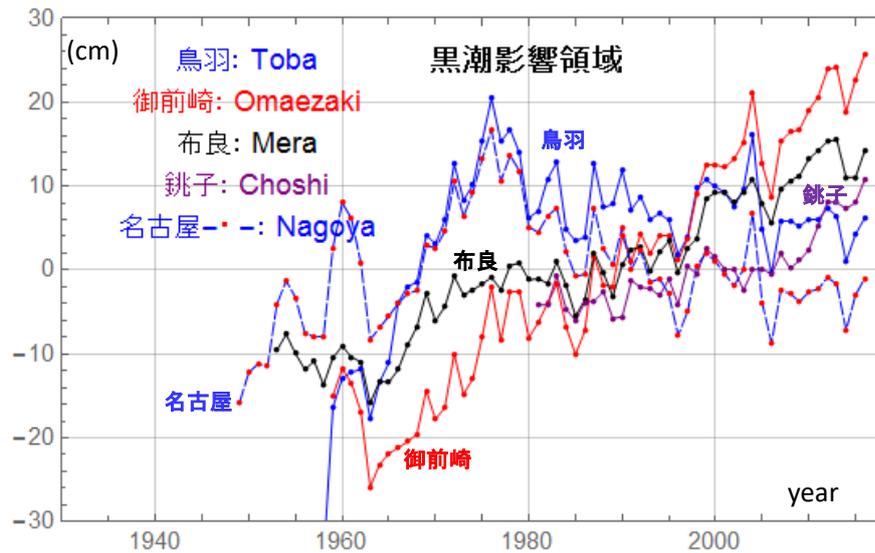


図 2-5-2 黒潮影響領域での相対的海面上昇量の観測結果

## 2-5-2 日本海沿岸

一方、図 2-5-1 で示したように、対馬海流が流れ込む日本海での再構築データからは、年平均海面上昇率が8 (mm/yr)に達する海域もあり、西部海域と北部・東部日本海でその上昇率に差異が見られる。図 2-5-3 にこの海域での潮位計の観測結果を、2 海域に分けて示した。日本海中部の富山で1985～2016年間で約13 cmの平均海面の上昇(4.3 mm/yr)が確認でき、西部海域では約17 cm(5.7 mm/yr)の上昇率を示している。

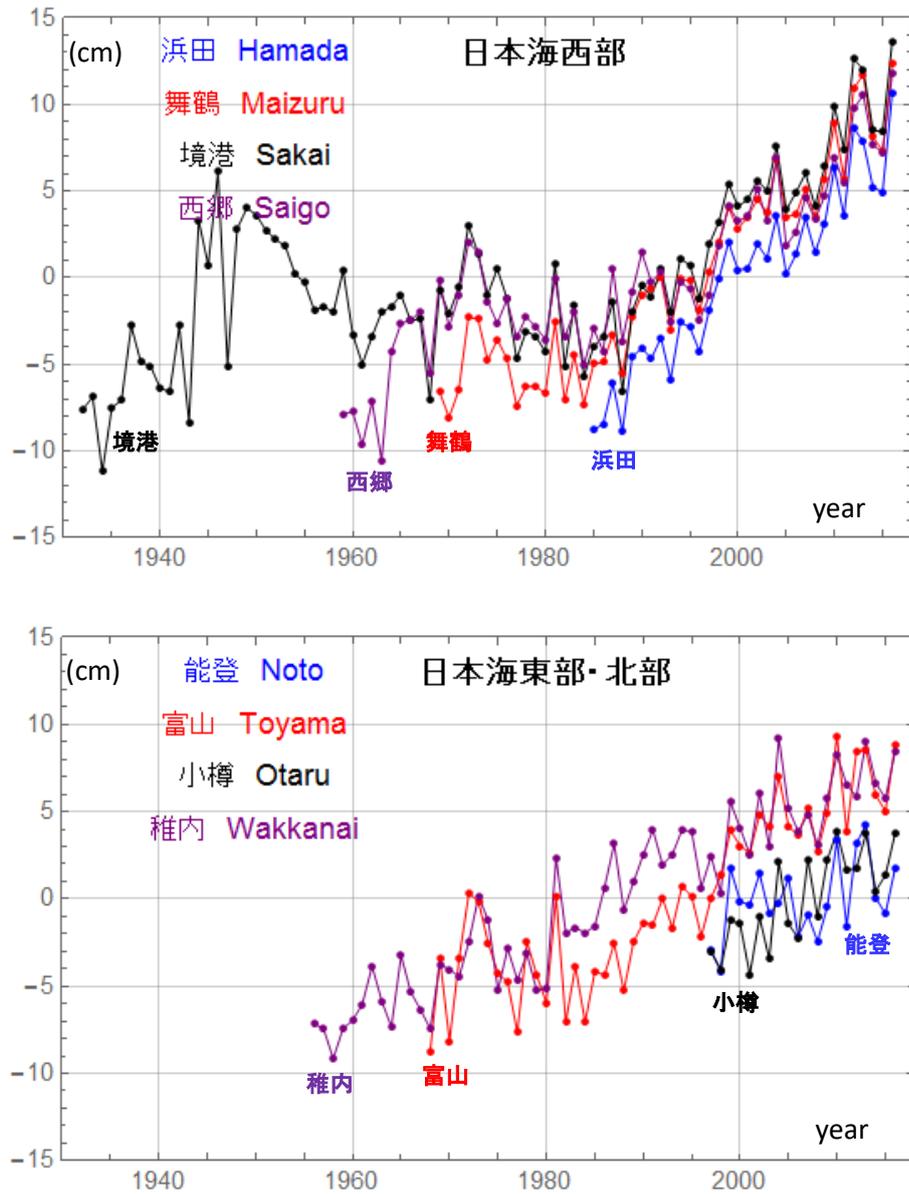


図 2-5-3 日本海西部，東部での相対的海面上昇量の観測結果

### 2-5-3 日本近海の海面上昇予測

前節では、太平洋における海面上昇率を線形関数で求めた。実際の海面の上昇率は時間的に増加しており、上昇量は幾何級数的に増加している。さらに、海面変動には海流の強弱に起因する数年から十年規模の周期性が存在する。ここでは、季節変動を考慮した自己回帰和分移動平均過程（SARIMA 過程）に基づく予測モデルを用いて、1950～2009 年の 60 年間の相対的平均海面変動の再構築データ（RSLV1）から、2070 年までの次の 60 年間の海面上昇の予測を試みた。

日本近海の 0.5 度間隔の各格子点上で SARIMA モデルの解析を行い、各点毎の海面上昇曲線を求める。前述したように、季節性を示す期間の設定により、予測結果が異なるため、ここでは 10、15、20、25、30 年の季節性について予測を行った。

相模灘を例にして図 2-5-4 に示す。黒実線は解析に用いた RSLV1 データを示している。図中には、気象庁布良観測所の潮位観測結果（相対的年平均海面）を青丸でプロットしている。

将来予測値は、長期的な傾向と季節性・周期性を示しており、10～15 年の周期では黒潮蛇行の影響で海面が下降している状況を踏まえた予測値となっており、20 年以上の周期では 2070 年で 1 m 程度の予測となっている。

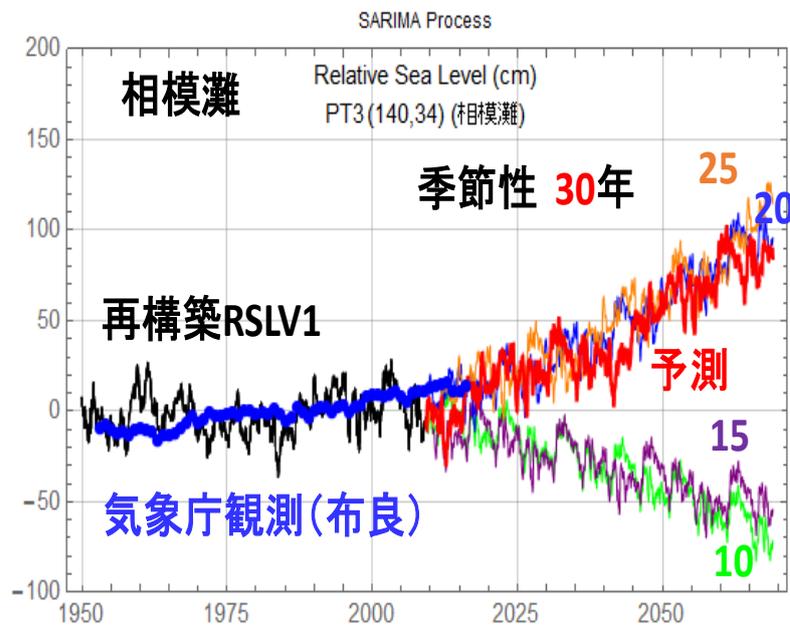


図 2-5-4 相模灘における海面上昇量の観測値と SARIMA モデルによる予測結果

浜田沖、若狭湾、隠岐島、鹿児島、北海道西部、能登沖、鹿島沖、相模灘、泉州灘の 9 地点について予測結果を図 2-5-5 に示した。この中で 30 年の季節性を仮定した場合について、2015、2040、2060 年の海面高さの空間分布を求め、日本近海の海域の将来の海面上昇量として、図 2-5-6 に示した。この予測では、季節性（周期）の設定が主要な要因になるが、30 年間（赤線）を設定した予測では、1975～2070 年の上昇量は、日本海西部で約 80 cm、東部で約 60 cm になった。東京湾沖の相模灘で 100 cm、伊勢湾沖の遠州灘で 150 cm であった。

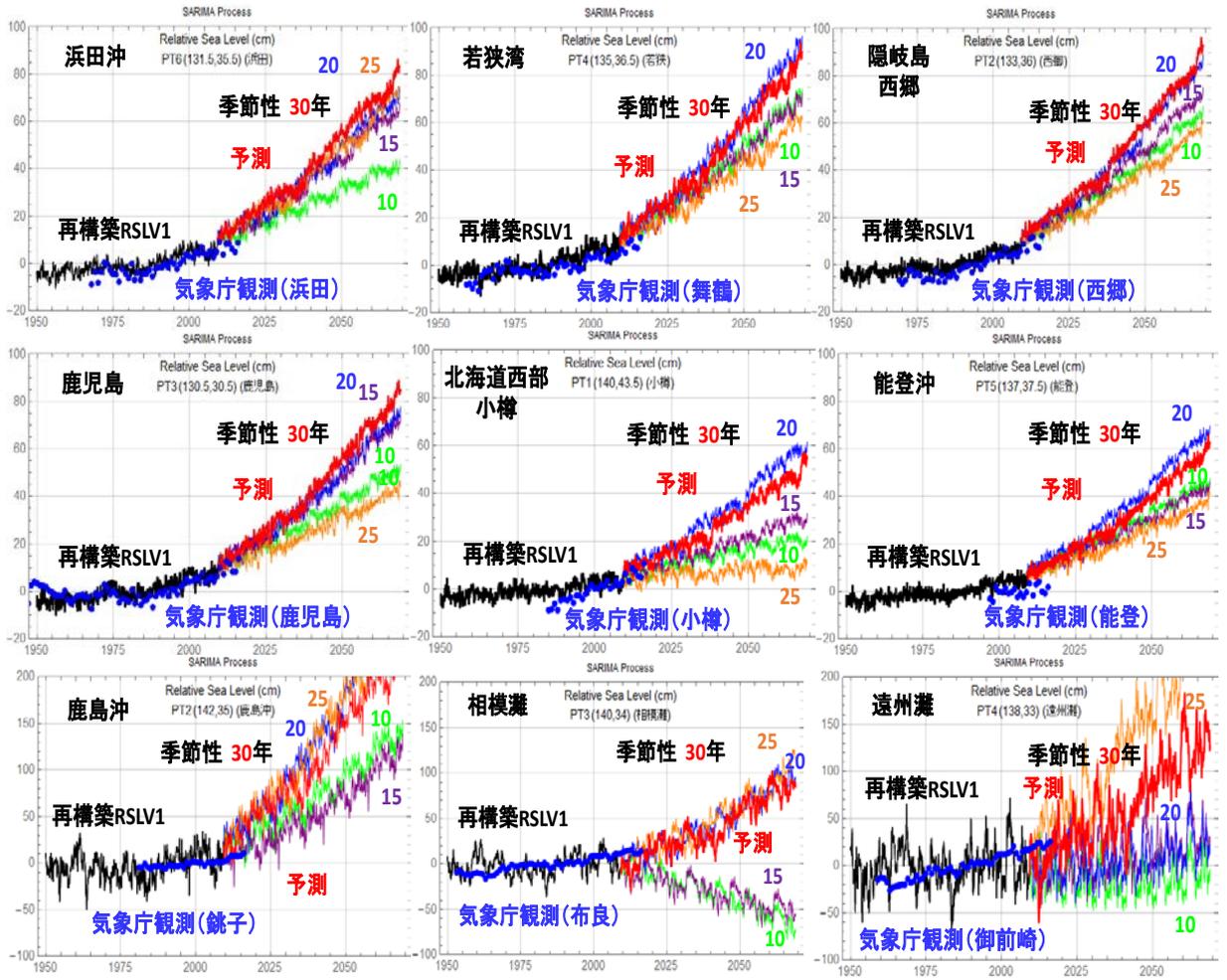


図 2-5-5 日本近海の海面上昇量の観測値と SARIMA モデルによる予測結果

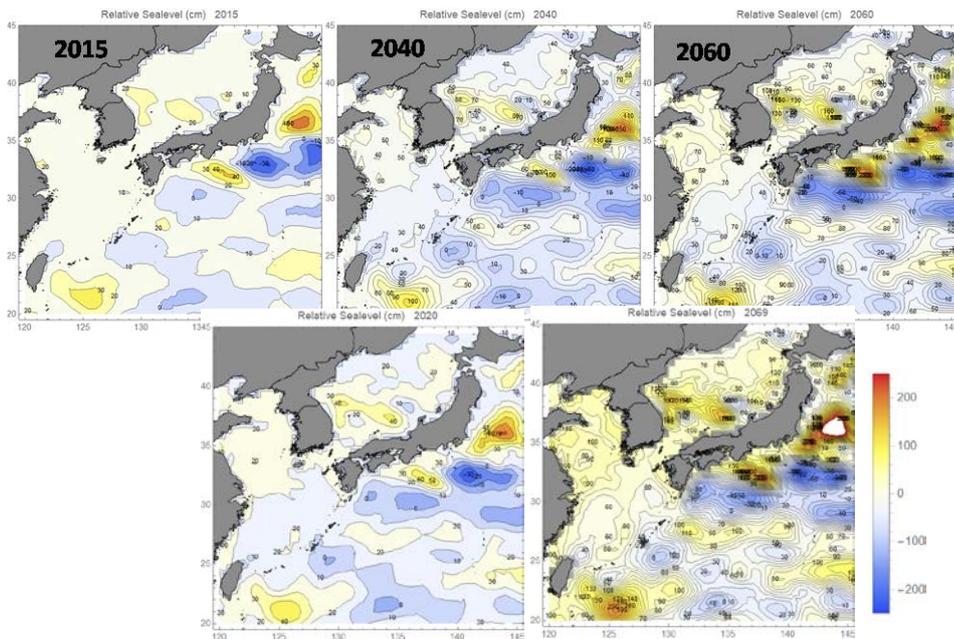


図 2-5-6 季節性を 30 年とした場合の海面上昇量の予測結果 (SARIMA モデルによる)

## 2-6 海面上昇の沿岸文化に対する影響について

日本近海の地形の影響を強く受ける干満差は、日本近海でも場所によって大きく異なる。日本海側は総じて 30 cm 程度と小さく、北海道南岸～北日本太平洋岸で約 80～190 cm、紀伊半島から九州の太平洋側では約 180～270 cm である。瀬戸内海では、笠岡・福山付近で約 420 cm、有明湾奥住ノ江付近では 560 cm に達する。

太平洋沿岸や内湾では、これまでも潮位の変化として海面変動を経験している。海面上昇に対しても、潮位変化に対する経験を生かすことができよう。また、台風等の気象擾乱による高潮も経験しており、今後起こりうる 100～150 cm の海面上昇についても、対策としての養浜事業や住み方としてのセットバック等について受け入れられやすい環境と考えられる。

しかし、日本海側にも IPCC (AR5) で示される全球平均の海面上昇量以上の海面上昇が起こることは、日本海側の海岸保全を考える上で極めて重要である。なぜなら、これまで海面の上下動を経験し、対策を講じることなく、海岸保全や利用が行われてきたからである。

重要伝統的建造物群保存地区に指定されている宮津湾の伊根の舟屋などは、海面水位がほとんど上下動しないことを前提とした文化であり、ましてや海面が上昇し続けるといった事態を想定していない地域である。これまでの日本海側で育まれた沿岸の文化の継承しながら、海岸保全を考えていく必要がある。



図 2-6-1 宮津湾 伊根町 伊根の舟屋 2017年5月26日 筆者撮影

## 2-7 本章のまとめ

人類の化石燃料の消費によって発生する大気中の CO<sub>2</sub> 等温室効果ガス濃度の上昇等による地球温暖化の影響を受け、海水の膨張及び氷河の溶解等により海面が上昇することに疑いの余地はない。

しかし、波浪や台風については日本近海に特化した研究（例えば森ら（2011）<sup>7)</sup>、間瀬ら（2009）<sup>8)</sup>、安田ら（2009）<sup>9)</sup>）があるが、海面上昇に関する研究は少ない（例えば Barnett（1984）<sup>10)</sup>、Gornits（1987）<sup>11)</sup>）。海面上昇は地球規模の現象であることから、全球モデルによる研究が用いられることが多いが、ある特定の地域に限定した議論を行うには、全球モデルでは、原点が少なすぎるものと考えられる。日本沿岸に特化した海面上昇について、実測データをもとにして、摂動現象を反映し、シナリオに寄らない将来予測を行うことは、今後の海岸保全を考えるにあたり、基礎となる海面水位を示唆しうる研究である。

季節変動型自己回帰和分移動平均過程（SARIMA 過程：Seasonal Auto-regressive Integrated Moving Average Process）モデルを構築し 2009 年以降 2070 年までの海面上昇量を、日本海沿岸（浜田沖、隠岐の島、若狭湾、能登沖）、太平洋沿岸（鹿児島、相模灘、遠州灘、鹿島沖、小樽）について将来予測した結果、地点ごとにばらつきがあり、日本海で約 60-80 cm、太平洋側では、100-150 cm の海面上昇量と予測された。これは、IPCC（AR5）で全球的に上昇量が多いとされる西太平洋の値としても大きい結果となった。この要因は、実測データをもとに季節性、すなわち摂動現象を取り込んでいることが考えられるが、RCP8.5 の平均値と比べても 10~40 %程度大きい。

予測値の不確実性から考えるとばらつきの範囲と評価しても問題ないといえる。

海面上昇による影響は、日本全域において将来にわたって継続的に自然環境・社会経済等に影響を与える問題である。海面変動特性を把握し将来予測を行うことは、海岸環境や海岸防災を考える上で極めて重要である。本研究では、NASA の海面変動再構築データセット、RSLV1 を解析し、太平洋全域および日本近海での長期海面変動特性を解析するとともに、日本近海において、季節型自己回帰和分移動平均過程の SARIMA モデルによる 2009 年から 2070 年までの海面上昇量の将来予測を行い、以下の主な結果を得た。

- 1) 太平洋の海面上昇率は、1980 年頃を境にして明確な増加傾向が認められる。赤道太平洋では ENSO の影響を強く受けている。
- 2) SARIMA モデルによる将来予測では、2070 年までに日本海で約 60-80 cm、太平洋側では、100-150 cm の海面上昇量となった。
- 3) 日本近海の海面上昇量は、全球的に大きい値を示している北西太平洋の値よりも大きい。また、日本海側の西部（若狭湾から島根県付近）は日本海の中でも海面上昇量が大きいと予測された。
- 4) 日本海側では干満差が 30 cm 程度と小さいことから、これに対応した沿岸文化（例えば伊根の舟屋）が形成されており、海面上昇に対して対応しにくい地域事情も発生する。

## 参考文献

- 1) Climate Change 2013: The Physical Science Basis, of Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 1535p., 2013.
- 2) Climate Change 2021: The Physical Science Basis, of Working Group I Contribution to the sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Summary for Policymakers, 40p., 2021.
- 3) NASA, Jet Propulsion Laboratory: Restructured Sea Level Version\_1 (オンライン)  
[https://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/RECON\\_SEA\\_LEVEL\\_OST\\_L4\\_V1](https://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/RECON_SEA_LEVEL_OST_L4_V1) (2021. 8. 10 閲覧)
- 4) Hamlington, B.D., R.R. Leben, R.S. Nerem, W. Han, K.-Y. Kim. (2011), Reconstruction sea level using cyclostationary empirical orthogonal functions. J.Geophys. Res., 116:C12015.
- 5) J.F. San-Juan, M. San-Martin, I. Perez: An Economic Hybrid J2 Analytical Orbit Propagator Program Based on SARIMA Models, Mathematical Problems in Engineering, Hindawi Publishing Corporation, 15p., 2012.
- 6) 気象庁: 各種データ・資料/潮位観測資料(オンライン)  
[http://www.data.jma.go.jp/kaiyou/db/tide/sea\\_lev\\_var/index.php](http://www.data.jma.go.jp/kaiyou/db/tide/sea_lev_var/index.php) (2021. 8. 10 閲覧)
- 7) 森信人, 志村智也, 中條壯大, 安田誠宏, 間瀬肇: マルチモデルアンサンブルに基づく地球温暖化に伴う沿岸外力の将来変化予測, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), 第 67 卷, pp. 1191-1195., 2011.
- 8) 間瀬肇, 田中遼, 森信人, 安田誠宏: 日本海沿岸における波浪の経年変化特性に関する研究, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), 第 65 卷, pp. 1251-12, 2009.
- 9) 安田誠宏, 安藤圭, 森信人, 間瀬肇: 地球温暖化予測に基づく将来台風変化予測とその確率モデリング, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), 第 65 卷, pp. 1281-1285, 2009.
- 10) Barnett, T. P.: Estimation of "global" sea level change: a problem of uniqueness, J. Geophys. Res., Vol. 89, No. C5, pp. 7980-7988, 1984.
- 11) Gornits, V. and S. Lebedeff: Global sea level changes during the past century. In: Sea-level fluctuation and coastal evolution, SEPM Special Publication No. 41, pp. 3-16, 1987.

### 第3章 波浪・高潮統合モデルと内湾高潮に対する高度化・実用化

#### -高速移動する台風 1821 号による大阪湾の高潮解析-

##### 3-1 はじめに

高潮は、気圧低下による海面の吸い上げ、強風による海水の吹き寄せ、砕波帯における風波やうねりの砕波によって生じる平均水位の上昇(wave-setup)、長波としての変形(動的な増幅)、さらにこれらがもとで生じる湾内の副振動、セイシュとの共振などが合わさったものである。

海岸の施設の技術上の基準(平成30年7月)によれば、「高潮の現象を詳しく解析するためには、数値計算を行う。数値計算は、海面に作用する気圧、風による海面の摩擦応力、海底で海水の流れに作用する摩擦応力、海水の渦粘性などを考慮し、平面的に配置された計算格子点における潮位や流速の変化を、台風が接近して通過するまで時々刻々と計算する。台風の気圧及び風速の分布は、中心気圧、半径、移動速度などをパラメータとする台風モデルによって計算する。また、陸上地形が風場に与える影響を考慮する場合 MASCON モデル、複雑な気象場を再現可能な局地気象モデルを用いてもよい。」と記述されている。実際の解析や設計の現場でもこのような方法が採用されている。

しかし、風を駆動力とするエネルギーは、海面せん断応力として海洋波浪の発生・発達に寄与し、波が砕ける現象である砕波を通して流れ(平均流、乱流)に変わる。この流れは波浪流(海浜流)と呼ばれ、砕波によって失われる波浪のエネルギーによって流速が決まり、波浪エネルギーの伝播方向は流れの方向や特性を決定づける。

吹き寄せ効果は、台風による強風のエネルギーが海面に移行する物理過程として捉えられる。すなわち、気象(風)→海洋波浪(風波波)→海洋流(吹送流)のエネルギー移行過程として解析される現象である。海表面に作用する風のせん断応力は、まず波浪を発生させ、波浪は群速度でエネルギーを伝播するが、質量輸送は極めて少なく、流れの発生への寄与は少ない。しかしながら波浪の発達(波高の増大)に伴い、波浪の運動が前傾等のひずみ変形を発生し、最終的には砕波(波動運動の崩壊)となり、平均流および乱流へと物理的なエネルギー保有形態を変化させる。

本研究の特徴は、このような現象を解析するために、波浪の発生・発達過程を介して強風による海洋流の発生の解析を行っているところにある。図 3-1-1 にこの過程を示した。

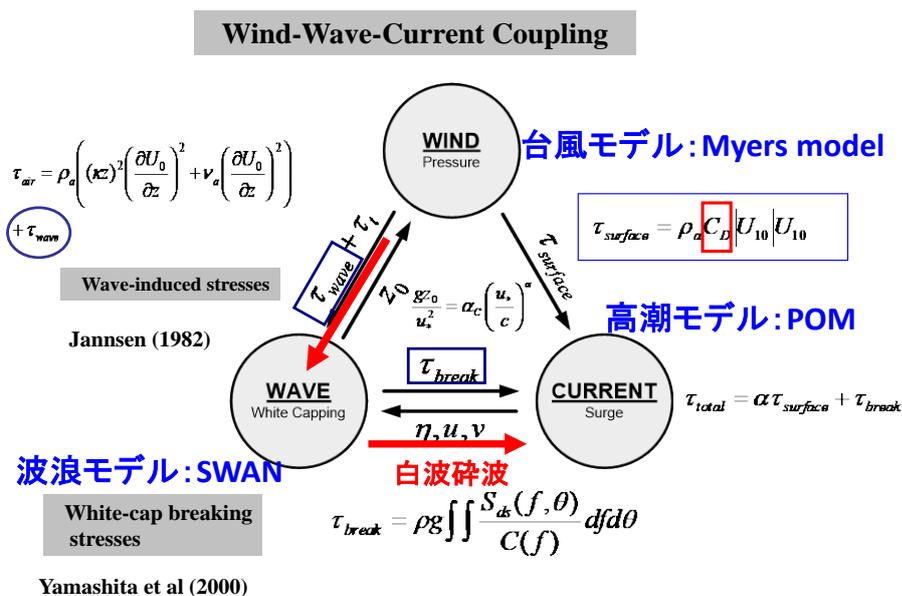


図 3-1-1 風域場・波浪場・海域の流れのせん断応力の関係

本研究では、海面上に作用する強風により発生・発達する海洋波浪を解析する数値モデル、波浪の計算結果を介して海洋の流れを計算するための数値モデルの連携システムを構築した。近年、海洋波浪は、成分間の非線形干渉を考慮した SWAN 等の第 3 世代のモデルが確立され、再現性の良い波浪場の解析が可能になっている。海洋モデルは、海流の乱流場のモデルが構築され POM に代表されるような準 3 次元のバロクリニック解析が可能な海洋モデルが実用的になっている。高潮解析では、これらの波浪モデルと海洋モデルを結合して、気象モデルや気象場の再解析データと連携させて数値モデルシステムを構築する。

本章では、吹送流および海浜流、潮流を同時に考慮できる波浪・高潮結合モデルを提案し、その手法を説明するとともに、台風 1821 号による大阪湾の高潮に適用し、その適用性および妥当性を評価するとともに、大阪湾の高潮災害に対する適応策について提言を行う。

### 3-2 台風高潮

1959 年 9 月に東海地方を襲った伊勢湾台風（台風 5915 号）は、名古屋港において N.P. +5.31 m (T.P. +3.89 m) を観測し、猛烈な高潮により犠牲者 5,098 人（死者 4,697 人・行方不明者 401 人）・負傷者 38,921 人（「消防白書」H20 版）となり、決壊した海岸堤防を越えた海水は、海拔 0 メートル地帯では 120 日間にわたり浸水状態が続いた。

これを契機として「災害対策基本法」が制定されるなど、日本の防災史に大きな影響を与えた台風である。宮崎、宇野木ら<sup>1)2)</sup>は東京湾、大阪湾などの高潮について数値解析を実施し、現在多くの海岸保全計画で採用されている過去最強の台風である伊勢湾台風をモデル台風として、対象地点の近傍を通過するいくつかのコースについてその中の最悪のシナリオを計画に反映させる手法を確立している。現在も都道府県知事が定める海岸保全基本計画に採用されている高潮偏差について、伊勢湾台風をモデル台風としている計画がある。このように、日本の高潮に関する研究は、伊勢湾台風を契機としてコンピュータの大型化、高性能化といった時代背景もあり、様々な解析手法や高潮の特性が研究されてきた。

高潮現象は、海面気圧の効果により海面が上昇する「吸上げ効果」と、強風によって発生した海域の流れが陸に堰き止められて水位が上昇する「吹き寄せ効果」と呼ばれる機構で発生する。吸上げ効果は、1 hPa の気圧効果で 1 cm の海面上昇となるので、900 hPa の巨大台風でも水位上昇量は 1 m 程度となり、浅海域での高潮には「吹き寄せ効果」が卓越的で、高潮の急激な増大には吹き寄せ効果の寄与が大きい。

### 3-3 波浪・高潮統合モデルの概要

本研究の波浪解析には、海面上に作用する風速により発生・発達する海洋波浪モデルとして、以下に示す SWAN CycleIII Version 41.01<sup>3)</sup>を用いる。

#### 3-3-1 波浪モデル (SWAN)

線形波動理論の解の重ねあわせで不規則波浪場を再現する。水深が  $d$  の場合には、波数  $k$  および周波数  $\sigma$  関係は、式(3.1)の分散関係で与えられる。

$$\sigma^2 = gk \tan(kd) \quad (3.1)$$

不規則波浪場のエネルギーは式(3.2)で表示される。

$$E(f) = \int_0^{2\pi} E(f, \theta) d\theta \quad (3.2)$$

流れのある場合には、波浪エネルギーを周波数で除した、式(3.3)の wave action が保存量となるので、波浪場は wave action の保存則として、式(3.4)で記述される。

$$N = E / \sigma \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial c_x N}{\partial x} + \frac{\partial c_y N}{\partial y} + \frac{\partial c_\sigma N}{\partial \sigma} + \frac{\partial c_\theta N}{\partial \theta} = \frac{\partial S_{tot}}{\partial \sigma} \quad (3.4)$$

$$c_x = c_{g,x} + U_x, \quad c_y = c_{g,y} + U_y \quad (3.5)$$

式中、U は平均流速、c は波浪の伝播速度、cg は群速度、 $\theta$  は波向きである。また、式(3.4)の右辺の  $S_{tot}$  は全てのソース項で、次式のような成分で構成される。

$$S_{tot} = S_{in} + S_{nl3} + S_{nl4} + S_{ds,w} + S_{ds,b} + S_{ds,br} \quad (3.4)$$

ここに、各成分項は、以下の様である。

- $S_{in}$  : 風から波浪場へ与えられるエネルギー成分 (入力項)
- $S_{nl3}$  : 浅海域で 3 成分の波浪の非線形共鳴項. (3 波共鳴項)
- $S_{nl4}$  : 深海域での波浪 4 成分の非線形共鳴項. (非線形共鳴項)
- $S_{ds,w}$  : 白波砕波によって波浪場から失われるエネルギー (白波砕波減衰項)
- $S_{ds,b}$  : 海底摩擦によって波浪場から失われるエネルギー (海底摩擦減衰項)
- $S_{ds,br}$  : 水深が浅くなることで発生する砕波によって波浪場から失われるエネルギー (水深規定砕波減衰項)

以上の各ソース項の中で、外洋 (深海条件) での波浪場のエネルギー保存関係では、白波砕波減衰項と入力項とのバランスが最も重要である。

SWAN では、砕波減衰項として、WAMDI グループ (1988) <sup>4)</sup> の提案している次式を用いている。

$$S_{ds,w}(\sigma, \theta) = -\Gamma \tilde{\sigma} \frac{k}{k} E(\sigma, \theta) \quad (3.5)$$

ここに、 $\Gamma$  は波浪勾配に依存する係数で、波数、周波数の上付きの $\sim$ は平均の波数、周波数を示す。

もう一方の風からのエネルギー入力項は、次式で評価される。

$$S_{in}(\sigma, \theta) = A + BE(\sigma, \theta) \quad (3.8)$$

ここに、A は線形の波浪発達を示し、BE は指数関数での波浪発達を示す。

SWAN では、風速は 10 m 高さの風速  $U_{10}$  で与える。波浪を発達させる海面せん断応力  $\tau$  の表示は摩擦速度  $U_* (= \tau / \rho_a)$  を用いて、次式のように  $U_{10}$  で与えられる。

$$U_*^2 = C_D U_{10}^2 \quad (3.9)$$

$C_D$  は抵抗係数 (drag coefficient) で、Wu (1982) に従い、次式の表示で与えられる。

$$C_D(U_{10}) = \begin{cases} 1.2875 \times 10^{-3} & U_{10} < 7.5 \text{ m/s} \\ (0.8 + 0.065 \times U_{10}) \times 10^{-3} & U_{10} > 7.5 \text{ m/s} \end{cases} \quad (3.10)$$

一方、浅海域での波浪エネルギーは水深が浅くなる事で発生する砕波 (水深規定砕波) により、エネルギーを海域の流れへと移行させる。砕波帯での波浪流 (砕波によって発生する流れ) の解析には、このエネルギー減衰率の情報が必要である。SWAN では Battjes and Janssen (1978) <sup>5)</sup> の提案する、次式の定式化を採用している。

$$S_{ds,br}(\sigma, \theta) = \frac{D_{tot}}{E_{tot}} E(\sigma, \theta) \quad (3.11)$$

ここで、 $D_{tot}$  は全砕波エネルギー減衰率で負値を取る。

### 3-3-2 海流モデル (POM)

海域の平均流場を解析するモデル、Princeton Ocean Model (POM) <sup>6)</sup> は海洋の流れを計算するための数値モデルで、 $\sigma$  座標系と呼ばれる海面から海底までの深さを水深に関係なく 0 から-1 までの数値として規格化した手法が用いられている。Hydrodynamic Module (平均流の運動) の基礎方程式は非圧縮流体の連続式と Navier-Stokes 方程式で、図 3-3-1 のような構成形式となる。

**Hydrodynamic Module**

Continuity equation

$$\frac{\partial u}{\partial x_1} + \frac{\partial v}{\partial x_2} + \frac{\partial w}{\partial x_3} = 0$$

Momentum equation

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x_1} + v \frac{\partial u}{\partial x_2} + w \frac{\partial u}{\partial x_3} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x_1} + \frac{\partial}{\partial x_3} \left( \nu_T \frac{\partial u}{\partial x_3} \right) + \frac{\partial}{\partial x_1} \tau_{11} + \frac{\partial}{\partial x_2} \tau_{21}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x_1} + v \frac{\partial v}{\partial x_2} + w \frac{\partial v}{\partial x_3} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x_2} + \frac{\partial}{\partial x_3} \left( \nu_T \frac{\partial v}{\partial x_3} \right) + \frac{\partial}{\partial x_1} \tau_{12} + \frac{\partial}{\partial x_2} \tau_{22}$$

$$\frac{\partial p}{\partial x_3} = -\rho g$$

図 3-3-1 海洋モデルの流体力学基礎方程式

図 3-3-1 におけるせん断応力項  $\tau_{ij}$  は乱流粘性によって発生するせん断応力で、現在開発されている海洋モデルでは、これを決定するために、乱流の減衰特性を示す乱流場の長さスケール  $\ell$  と乱流の運動学エネルギー  $q^2$  を鉛直方向に決定する乱流モデル (Turbulence Closure) を解析する手法が一般的である。POM では図 3-3-2 に示す Mellor-Yamada の 2.5 次の Turbulence Closure Model が採用されている。

**Turbulence Closure**

**Turbulence kinematic energy  $q^2$**

$$\frac{\partial q^2}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla q^2 + W \frac{\partial q^2}{\partial z} =$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left( K_q \frac{\partial q^2}{\partial z} \right) + 2K_M \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{2g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{2q^3}{B_1 \ell} + F_q$$

**Turbulence length  $l$**

$$\frac{\partial (q^2 \ell)}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla (q^2 \ell) + W \frac{\partial (q^2 \ell)}{\partial z} =$$

$$= \frac{\partial}{\partial z} \left( K_q \frac{\partial (q^2 \ell)}{\partial z} \right) + \ell E_1 K_M \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{\ell E_1 g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{q^3}{B_1} \tilde{W} + F_l$$

**Mellor-Yamada model**

図 3-3-2 Mellor-Yamada の 2.5 次の Turbulence Closure Model

本研究では、HydroQual で開発された海洋物質循環モデル ECOMSED Version 1.3<sup>6)</sup> による流体運動解析 (POMに基づく解析) を使用する。POMの流体解析は、**図 3-3-3**に示すように、時間発展を External Mode (重力長波の伝播) と Internal Mode (流れおよび水温・塩分の鉛直分布と、これを決定する鉛直方向の乱流解析) の2段階に分割した計算手法を採用している。時間発展は DTE (External Mode) と IDT (Internal Mode) の異なる時間分割の2モードで解析される。

高潮の運動は、重力長波として伝播する現象として解析できるので、ECOMSED での POM による解析では、External Mode のみを計算する Barotropic 解析を使用した。

## ECOMSED Version 1.3

One Lethbridge Plaza  
Mahwah, N.J. 07430  
USA  
**HydroQual, Inc.**  
Ph: 201-529-5151  
Fax: 201-529-5728  
ecom\_support@hydroqual.com

## POM:モデル

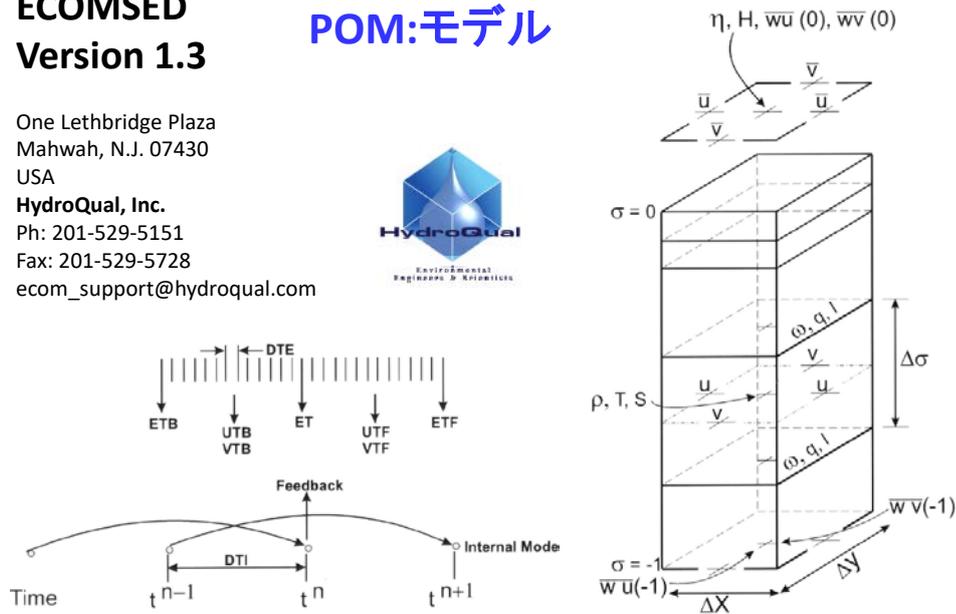


図 3-3-3 ECOMSED での POM による流体解析の概要

### 3-3-3 台風モデル (Myers Typhoon Model)

GPV データの無い場合や、台風特性 (経路, 中心気圧, 移動速度等) を変えた数値実験においては、台風場の風域, 海面気圧として、以下に示す Myers<sup>7)</sup> の台風モデルを用いる。

気圧分布 :

$$P(r) = P_c + \Delta P_e \exp\left(-\frac{r_0}{r}\right) \quad (3.12)$$

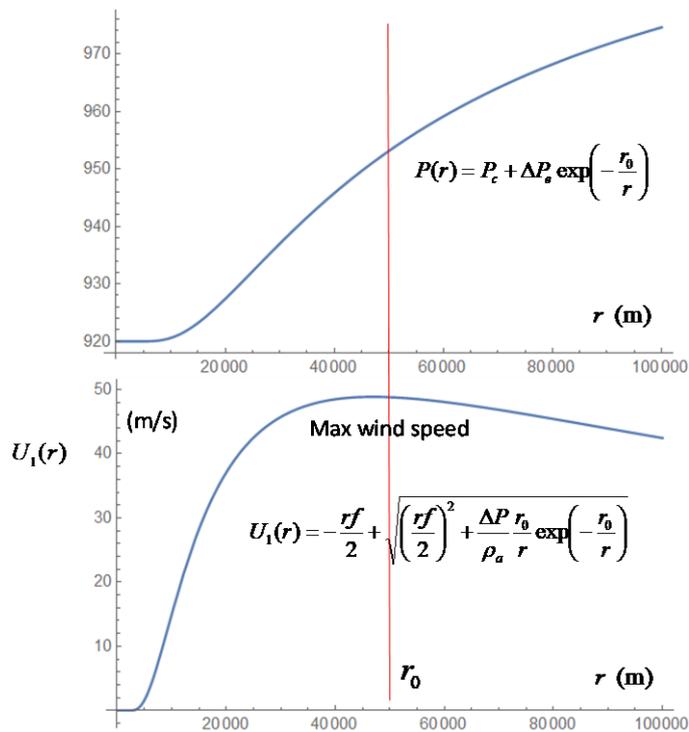
経度風 :

$$U_1(r) = -\frac{rf}{2} + \sqrt{\left(\frac{rf}{2}\right)^2 + \frac{\Delta P}{\rho_a} \frac{r_0}{r} \exp\left(-\frac{r_0}{r}\right)} \quad (3.13)$$

移動風 :

$$U_2(r) = \frac{U_1(r)}{U_1(r_0)} V_T \quad (3.14)$$

ここに、 $V_T$  : 台風の移動速度,  $r_0$  : 最大風速半径,  $\Delta P$  : 中心気圧深度,  $P_c$  : 周辺気圧,  $f$  : Colioris Parameter,  $\rho_a$  : 空気の密度で、**図 3-3-4** に示すような気圧, 経度風の半径方向の分布をしている。



**図 3-3-4** 気圧, 経度風の半径方向の分布

**図 3-3-5** の左図には、変数の関係と吹き込み角の定義を示し、右図には風速分布とベクトルを示した。等圧線に対する吹き込み角は、表面摩擦の影響によるもので、陸上では 30 度、海上では 15 度が用いられる。また、風速場を決める重要なパラメータとして、中心気圧以外にも、最大風速半径,  $r_0$  があるが、発達したピーク時には、**図 3-3-4** に示すように、150 km のオーダーとなり、台風の勢力の減衰とともに  $r_0$  は大きくなる。数値実験の気象場の計算では、最大風速半径として 150 km を一律に与え、吹き込み角は 20 度と固定した。

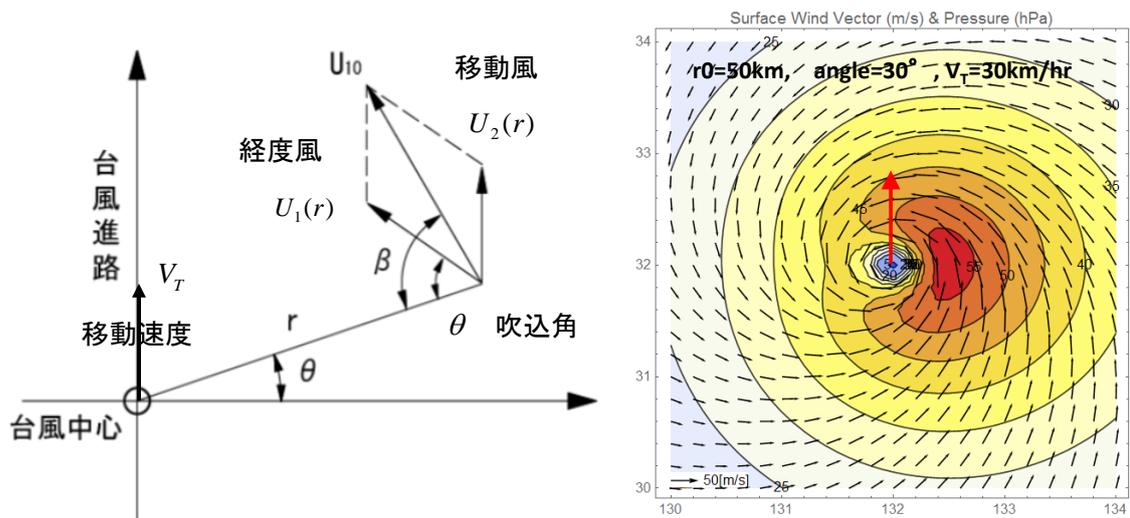


図 3-3-5 Myers モデルの変数の関係と吹込み角（左）と風速分布とベクトル（右）

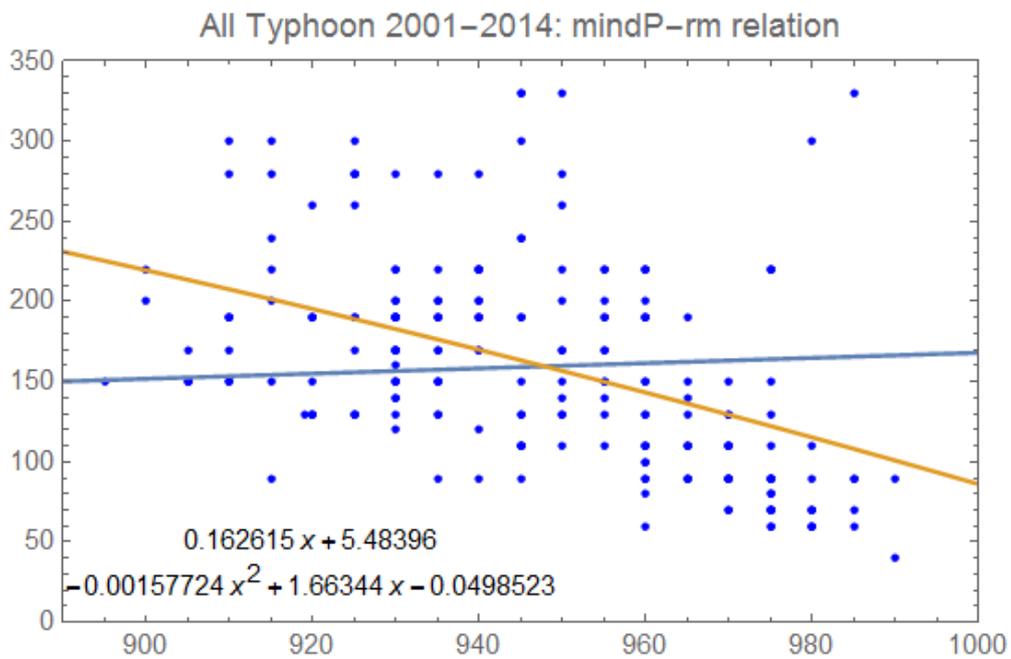


図 3-3-6 台風の最大風速半径と最低中心気圧との関係（2001 年から 2014 年までの気象庁の台風位置表の全台風データから作成）

### 3-3-4 高潮を発生させる駆動力

高潮は、大気圧勾配による静的な海面勾配の形成と、風と波で駆動される動的な流れが陸面で止められることによる水位上昇（吹寄せ効果）により発生する。前者は吸い上げ効果と呼ばれ、後者の流れの形成機構は、沖合での吹送流と、沿岸域における砕波帯砕波による平均水位の上昇（wave setup）に分類される。

吸い上げ効果は、水深に関係なく、1 hPa の気圧低下で約 1 cm の水位上昇が発生する。吹寄せ効果は深海では流れの形成のみであるが、浅海域では強まった流速が陸面で堰き止められ急激な水位上昇が発生する。さらに、波によって運ばれたエネルギーが水深で規定される砕波（砕波帯砕波）による平均海面の上昇（wave setup）も発生する。殆どの大気のエネルギーは、海洋表面に作用する風せん断応力による風波の生成と発達に寄与する。沖合でのホワイトキャップ砕波の現象（white capping）は平均海流と乱流を生成し、波浪として伝播したエネルギーは砕波帯砕波により砕波帯内の大規模乱流と海浜流、wave setup を発生させる。

この理解に基づいて、第3世代の浅水波モデルである SWAN Cycle III Version 41.01 と ECOMSED（バージョン 1.3）に組み込まれている POM（プリンストン海洋モデル）を組み合わせた波浪高潮結合モデルを確立した。POM は Blumberg and Mellor（1980、1987）<sup>8)9)</sup>によって開発された ECOM の 3 次元流体力学モジュールで、ネスティングには、主計算領域から次の領域へ水位情報を受け渡す方法を用いた。本計算では、気象モデルは使用せず、気象場として、気象庁の GPV\_MSM\_S データ（表面気圧と風速）を使用した。流れの駆動力としては、ブレーカーストレスの概念を採用し、白波砕波および砕波帯砕波によって失われた波のエネルギーが群速度でエネルギー伝播の方向に表面せん断応力機能をする砕波ストレスを定義した。

風から受け取った波のエネルギーは、平均流と乱流の両方に伝達される。本計算では、この平均流と乱流へのエネルギー伝達比率、つまり平均流の生成効率として、白波砕波の効率は 0.9、砕波帯砕波の効率は 0.66 であると仮定した。同じ解析方法として、radiation stress 勾配を介して駆動力を推定することも可能であるが、波浪シミュレーションの粗いグリッドシステムを使用する場合、勾配の空間分解能に限界があり、効率的ではない。

沿岸の海流の解析が波浪解析と組み合わせて計算される場合、海流の表面応力は砕波応力または radiation stress 勾配によって推定できる。高潮を発生させる駆動力（海流の生成外力）の概要を以下に示す。

#### (1) 砕波応力

表面の風力エネルギーの大部分は波の形成に使用され、発生した風波エネルギーは砕波を介して流れ（平均流と乱流）にシフトする。このプロセスを説明するために、式(3.15)で定義される砕波応力を提案する。この式では、海流の生成の駆動力は、波浪エネルギー散逸率から海面へのエネルギー移動を使用して、白波砕波と砕波帯砕波の両方を介して記述される。

$$\tau_{break} = \varepsilon_w \frac{S_{wcap}}{c_g} + \varepsilon_s \frac{S_{surf}}{c_g} \quad (3.15)$$

ここに、 $S_{surf}$  は砕波帯砕波によるエネルギー消散率 ( $W/m^2$ )、 $S_{wcap}$  は白波砕波によるエネルギー消散率 ( $W/m^2$ ) である。SWAN の出力、TDIR（エネルギー輸送の方向）を使用して、テンソルを  $x$  および  $y$  方向に分割する。Battjes and Janssen (1978)<sup>5)</sup>のポアベースモデルであるサーフゾーンブレイク（定式化によるランダム波のエネルギー散逸）の定式化は、SWAN のウェーブモデルで使用されている。本計算では、SWAN の GEN3（第3世代物理）として WESTHuysen を採用したため、白波砕波の散逸の定式化は、風応力の入力とバランスした非線形飽和ベースの白波砕波である（Yan, 1987<sup>10)</sup>）。式(3.15)の中

の効率,  $\varepsilon_w$ , および  $\varepsilon_s$  は, それぞれ白波砕波と砕波帯砕波により生成された平均流と乱流のエネルギー比と見なすことができる. この計算では,  $\varepsilon_w = 0.9$  および  $\varepsilon_s = 0.66$  として設定した.

## (2) Radiation Stress 勾配

波浪によって引き起こされる単位表面積あたりの力,  $F_x$  および  $F_y$  ( $N/m^2$ ) は, radiation stress の勾配によって次のように定式化される.

$$F_x = -\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} - \frac{\partial S_{xy}}{\partial y}, \quad F_y = -\frac{\partial S_{yx}}{\partial x} - \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} \quad (3.16)$$

ここに, radiation stress は次式で与えられる.

$$S_{xx} = \rho g \int \left( c_g \cos^2 \theta + c_g - \frac{1}{2} \right) E d\sigma d\theta \quad (3.17)$$

$$S_{xy} = S_{yx} = \rho g \int (c_g \sin \theta \cos \theta) E d\sigma d\theta \quad (3.18)$$

$$S_{yy} = \rho g \int \left( c_g \sin^2 \theta + c_g - \frac{1}{2} \right) E d\sigma d\theta \quad (3.19)$$

ここに,  $E$  は波浪のエネルギー密度,  $c_g$  は群速度である.

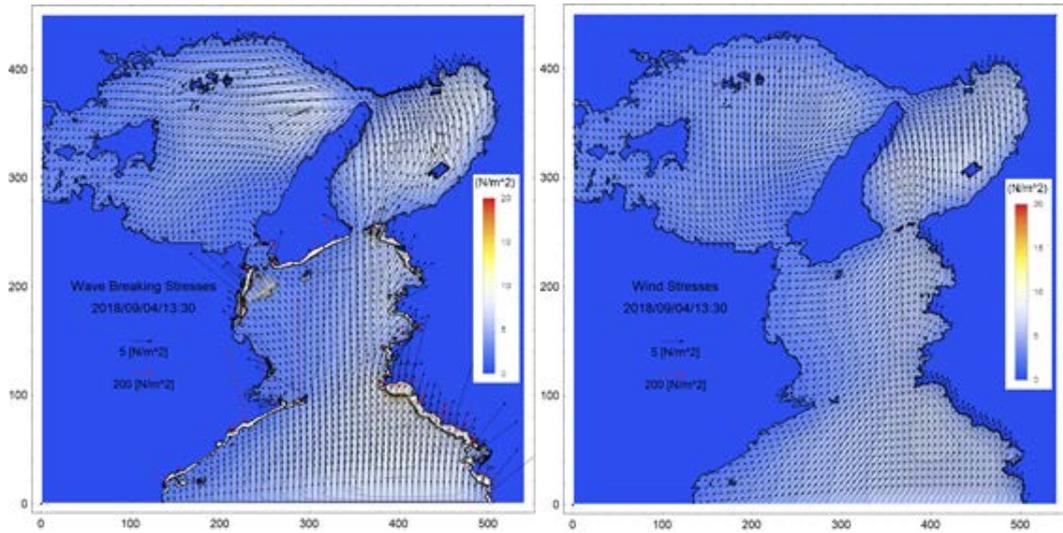
## (3) 風応力 (風速の2乗則)

風速の情報のみから海面せん断応力を推定する場合, 次式の風速(m/s)の2乗則がよく用いられる. COMSED の POM で使用されている風応力の公式を式(3.20)に示す.

$$\tau_{surface} = \rho_a C_D \vec{W} |\vec{W}| \quad (3.20)$$

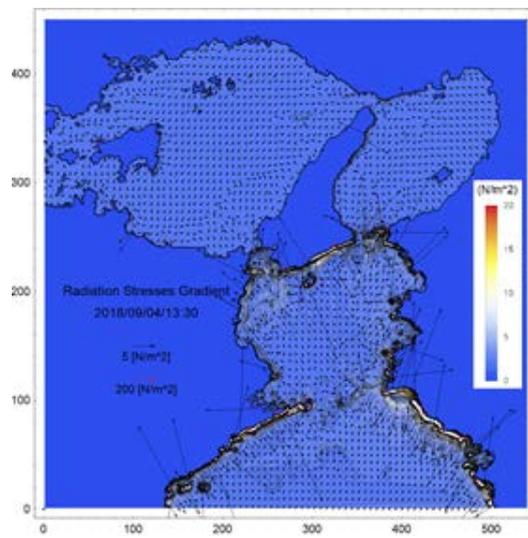
$$C_D = \begin{cases} 1.2 \times 10^{-3} & (|\vec{W}| < 11) \\ (0.49 + 0.065 * |\vec{W}|) \times 10^{-3} & (25 > |\vec{W}| \geq 11) \\ (0.49 + 0.065 * 25) \times 10^{-3} & (|\vec{W}| \geq 25) \end{cases} \quad (3.21)$$

図 3-3-7 に, (a) 砕波応力, (b) 風速の2乗則の1.83倍の風応力, および (c) radiation stress 勾配の空間分布のスナップショットを示す. 砕波応力と放射応力勾配の場合には紀伊水道の沿岸部に強い応力が発生している. これは, サーフゾーンでの波の砕波によるものである. 沖合の radiation stress 勾配は, 風の応力や砕波応力に比べて明らかに小さいことがわかる. これは, radiation stress 勾配が沖合での海流発生 of 駆動力として使用できないことを示している. ここに示している風応力のスナップショットは, 式(3.16)を1.38倍することによって強化した場合の結果である. この平面分布は, 式(3.14)によって評価される砕波応力の分布にほぼ対応している. これは, 式(3.16)によって得られる海面応力が過小評価であることを示している. 実際, 式(3.16)の海面応力を用いて計算した高潮は非常に小さく, 強化した風応力を用いた場合には観測された高潮を再現することができる.



(a) 砕波せん断応力

(b) 風速の2乗則 (応力を1.83倍に強調)



(c) Radiation stress 勾配

図 3-3-7 高潮を発生させる海面せん断応力一例 (スナップショット)

### 3-4 台風 1821 号による大阪湾の高潮の解析

#### 3-4-1 台風 1821 号の概要

2018 年の台風 21 号 (Jebi) は中心気圧 950 hPa の強いレベルを維持しながら、紀伊水道、大阪湾を 60~65 km/h で高速に通過、大阪湾の北端からさらに加速し、93 km/h 以上の平均移動速度で日本海に抜けていった。台風の移動速度の加速により移動風速が急激に上昇し、2018 年 9 月 4 日の 13:00 から 14:00 の間に風向が東から南に変わったタイミングで強風域が発生した。関西空港島では、猛烈な風が記録され、13:38 に最大瞬間風速 58.1 m/s、13:47 に 10 分間平均風速 46.5 m/s を記録した (気象庁)。上陸時の台風の中心気圧は 950 hPa と低く、0.5 m を超える吸い上げ効果に加えて、14:00 直前の移動速度の急激な増加により、浅海域での吹寄せ効果が強調され、大阪港で最大 2.77 m、神戸港で 1.81 m の最大高潮偏差が記録された。また、図 3-4-1 に示すように、T.P. +0.32 m の満潮と重なり、大阪港で日本標準時 14:18 (JST) に 3.29 m、神戸港で 14:09 JST に 2.33 m の最高潮位を記録した。

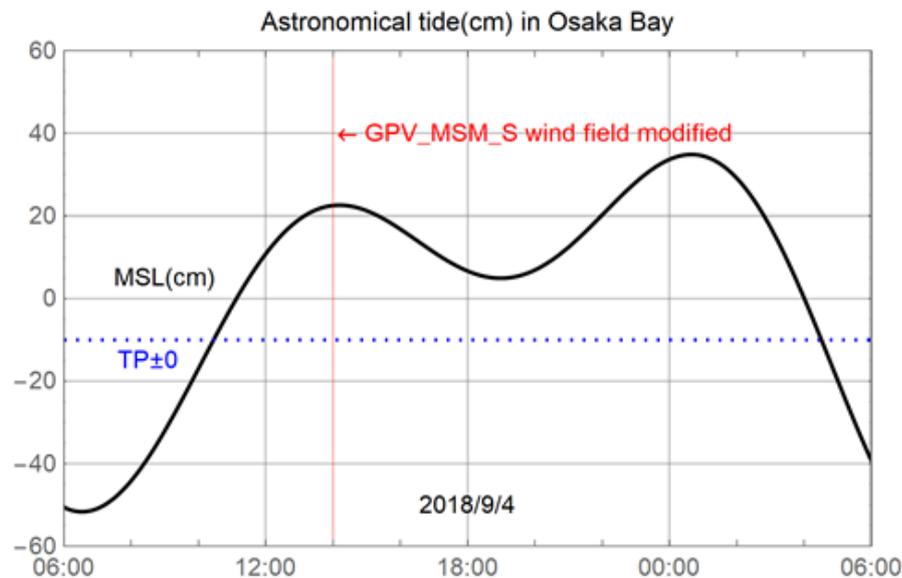


図 3-4-1 大阪湾における天文潮位と平均海面の基準 (Tokyo Pail : TP)

海岸防災の観点から、海岸堤防の計画天端高と台風による最大波高および高潮偏差との関係を明らかにする必要がある。計画天端高は、計画高潮位+波の打ち上げ高+マージンの高さによって定義される。計画高潮位は、平均朔望満潮位 (大阪湾では T.P. +0.9 m) +推定される高潮偏差で定義される。波の打ち上げ高が波高の半分であると仮定すると、大阪湾で高潮偏差 2.0 m、波高 2.0 m の地域の計画高潮位は T.P. +3.9 m である。計画高潮位が T.P. +3.9 m 未満に設定されている埋立地では、越波と越流による高潮・高波災害の発生が予想される。現実には、関西国際空港 (KIX) の滑走路の浸水や、多くの沖合の人工島の浸水やコンテナの流出など、大阪湾沿岸の多くの埋立地で被害が発生している。台風通過後、気象庁 (JMA) の 1 時間ごとの気象再解析データ (GPV) の表面風速と大気圧を使用して、大阪湾沿岸の高潮と高波の数値計算を実施したが、計算結果は観測値を過小評価していた。これは、高層大気の偏西風ジェットのため、台風の移動速度が 65 km/h から 93 km/h 以上に急激に増加した現象が原因と考えられる。台風の移動速度が増加する影響に焦点を当て、毎正時の GPV データの地上風速を空間的に一律に 1.35 倍に増加させ、この修正風速場により大阪湾の高潮・高波について数値解析を行った結果、台風 1821 号の災害外力としての波高、高潮偏差の時空間的分布が納得できるレベルで再現できることを示した。

### 3-4-2 計算領域と解析方法

大阪湾、播磨灘、紀伊水道の3つの海域は海峡で繋がっているため、各海域の海洋振動の共振特性は、連携系として同時に解析する必要がある。紀伊海峡は太平洋に接続しているため、外洋の波浪と潮汐の境界条件はこの海域の南端部で与えられる。

本研究では、図 3-4-2 に示すように、連結した3つの海域で計算領域を設定した。第一計算領域は大阪湾領域 (Osaka Bay Domain) で、空間解像度 0.002778 deg の直交格子網である (以降 250 m メッシュと呼ぶ)。2つのネスティング領域は、阪神港湾・淀川河口および関西国際空港島に設定した。前者は、空間解像度 0.000556 deg (以下 50 m メッシュと呼ぶ) の神戸港・大阪港および淀川河口・下流河道のネスティング領域で、後者は、50 m メッシュの関西国際空港海域と、10 m メッシュ (0.000111 deg) の空港島周辺海域のネスティング領域である。

海洋および沿岸域の海底地形は、日本水路協会が提供する M7000 シリーズ航海図の M7014 および M7010 のデータセットを用いて再現した。海岸線は、国土基本地図情報の 10 m メッシュ DEM によって設定した。海図の基準面は、最小水深 (海図基準面 CDL) であり、大阪ペール (OP) の基準面と一致する。阪神港周辺の詳細な地形は、M7000 シリーズの海図データが無いため、解析の基準面である平均海面 (MSL) から 8.85 m の一様水深を仮定して与えた。また、淀川下流部河道では、河道部中央の水深データから、平均水深 0. P. +5.0 m とした。ここに、OP は東京ペール (TP) よりも 1.3 m 低く、0. P. = T. P. +1.3 m である。

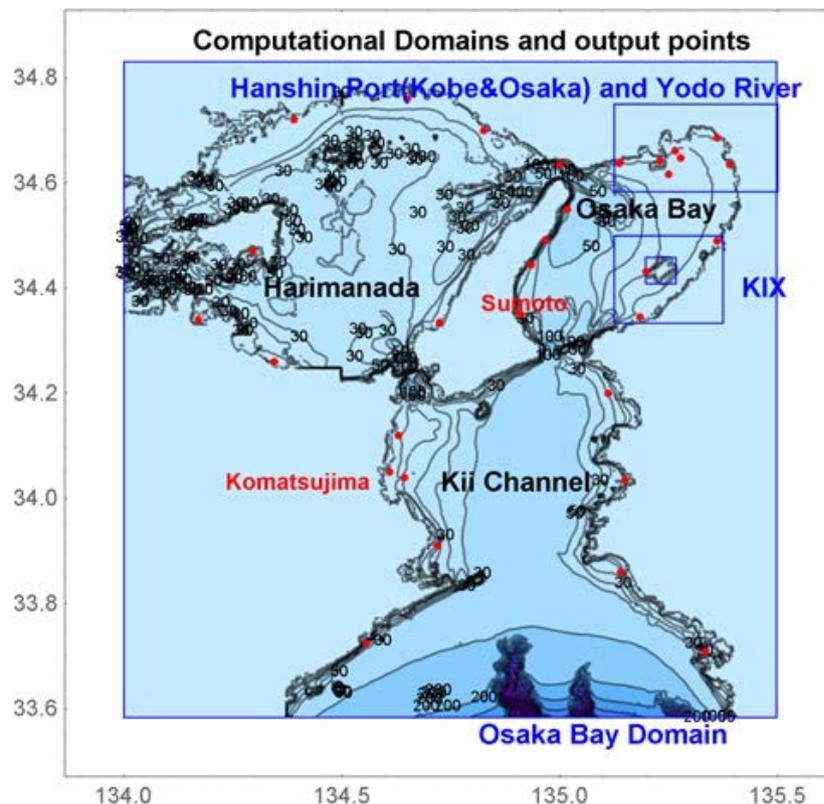


図 3-4-2 海底地形と計算領域 (大阪湾, 阪神港湾, 関西空港)

### 3-4-3 台風 1821 号の特性と修正風域場

#### (1) 台風の軌跡と移動速度

図 3-4-3 に、台風 1821 号の位置、中心付近の等圧線、移動速度、および中心気圧の分布を 1 時間毎に示した。図中の青線は、高潮と波浪の計算領域を示す。この図は、T1821 が 11:00 に徳島県に着陸し、その後、移動速度 60~64 km/h で北上し、14:00 頃に兵庫県に再上陸したことを示している。

兵庫県に到着した後、移動速度を急速に増加させ、平均速度 93 km/h で日本海に抜けた。台風の移動速度が約 1.5 倍に急激に増加したことにより、台風経路の右側の風域で移動風速が強まったと考えられる。左側では、風速は逆に減速する。

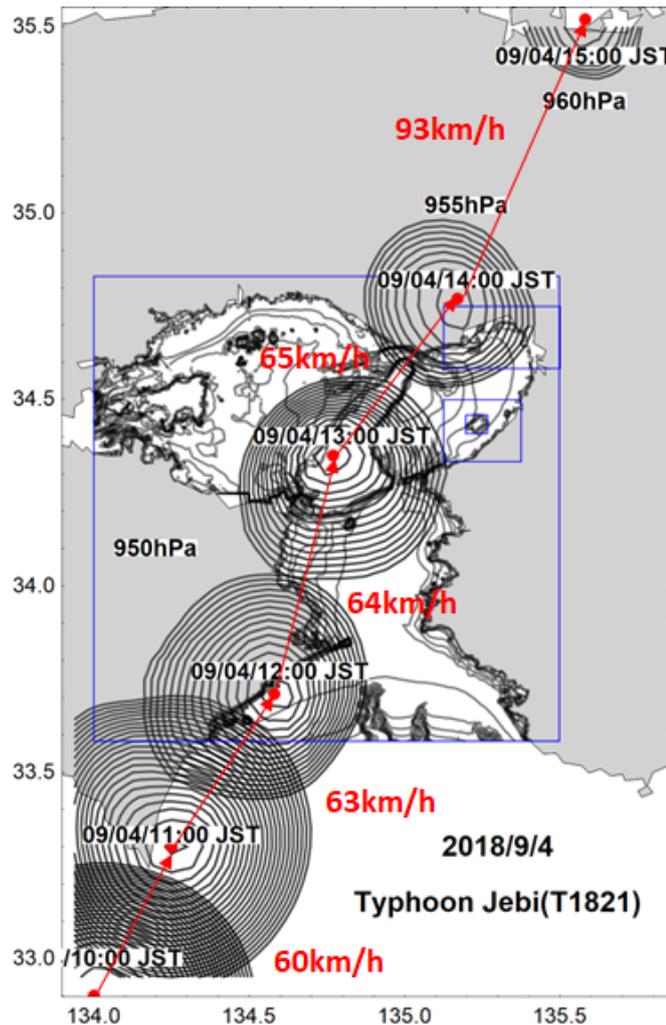


図 3-4-3 台風 1821 号の経路と中心気圧および移動速度

#### (2) 風域場の修正

13:40 前後の台風の移動速度の急激な加速は、上空の偏西風ジェット気流の影響によるものと考えられるが、1 時間ごとに更新される JMA GPV 地表風データにはこの現象は反映されていない。図 3-4-4 は、KIX で観測された 10 分間の平均風速 (赤線) と、1 時間ごとの JMA GPV 風速 (オレンジの丸) の 20 分毎の線形補間値 (青線) を示している。図の黒い線は、下に示す方法で修正した風域場における KIX 観測点での風速の時系列を示している。

この短期的な気象場の変化を高潮・高波解析に導入するには、気象場を修正する必要がある。2 つの簡単な変更方法が考えられる。1 つは、観測値と一致するように風速場に係数を掛けて増幅させる

方法であり、もう一つは、Myers モデルなどの単純な地衡風モデルを通して台風の移動速度の増加分を GPV データに加算する方法である。

前者の修正は、14:00 の GPV 地表風速場を均一に 1.35 倍に乗算することにより実施した (14:00 のオレンジ色の円)。後者は、台風の移動速度を 14:00 で 115 km/h (13:00 で 65 km/h) と仮定し、増加した移動風速場を地衡風モデルで仮定し、これを GPV データに追加することによって行った。

図中の小さい黒円は、毎正時の GPV データ (オレンジ色の円) を 20 分間隔で補間した値を示す。計算では、SWAN の波浪場は 20 分毎に更新され、海面せん断応力場が計算される。この応力場が POM の高潮計算に受け渡される。以降の高潮と波浪の計算では、変更した GPV の風速データと元の JMA GPV 風速データによる結果を対比して示す。

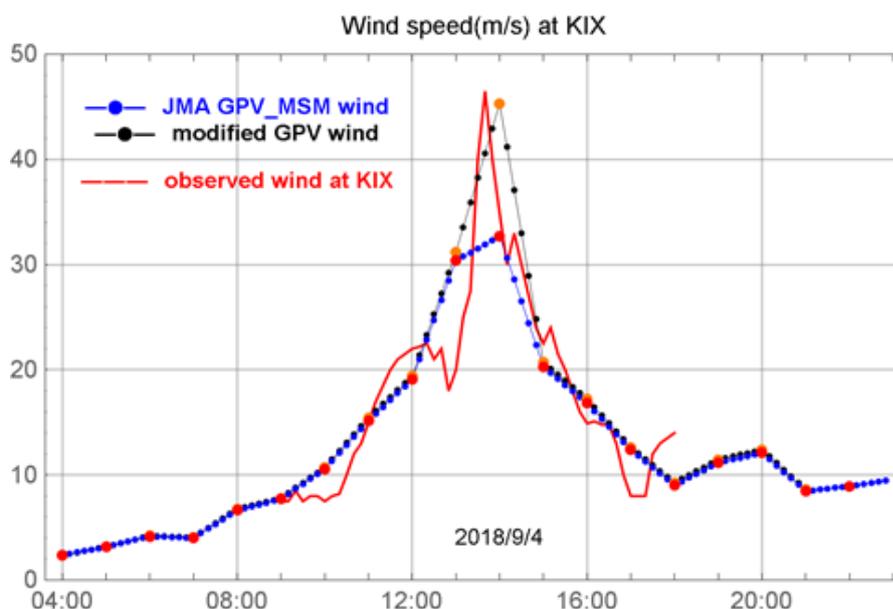
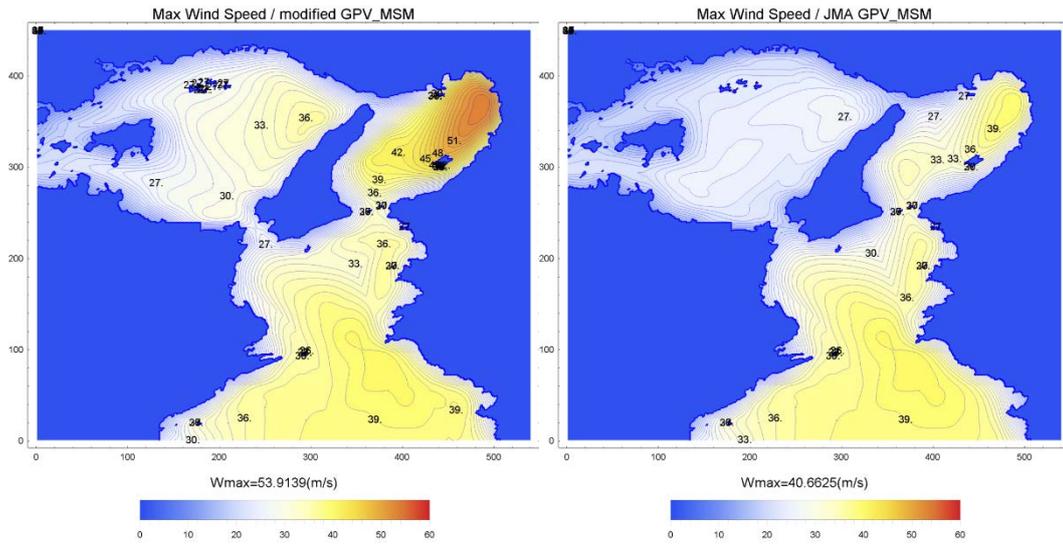
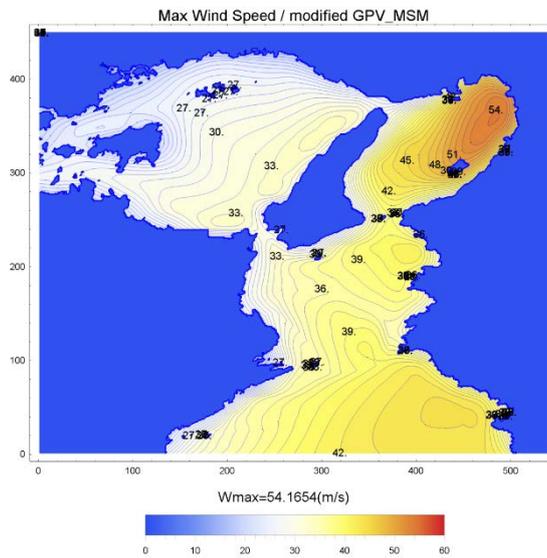


図 3-4-4 関西空港で計測された 10 分間平均風速 (赤線) , GPV\_MSM の地上風速 (青線) および GPV の修正風速 (黒線) の時間変化。

図 3-4-5 は、解析期間中の最大風速の空間分布を示す。(a) は 14:00 の GPV の地表風速の均一な増強、(b) は JMA GPV 風速場、(c) は台風移動速度の増加分 (65 km/h から 115 km/h) を GPV データに加算した場合を示す。修正した風速場 (a) と (c) は、KIX で観測された 46.5 m/s の最大平均風速を再現できるようである。この図から、修正 GPV データで大阪湾北部湾奥での強風域が再現されていることがわかる。以下の計算では、14:00 の GPV 風速を一様に強化した修正方法を採用した。



(a) 14:00 の GPV 地上風速を 1.35 倍する修正 (b) オリジナルの GPV 地上風速



(c) GPV に増加させる台風の移動速度を増加する修正

図 3-4-5 風速場の修正による台風 1821 号の最大風速の空間分布の相違

### 3-4-4 大阪湾領域における高潮と波浪の再現計算

#### (1) 有義波高の結果

SWANによる波浪の解析では、第3世代モデル物理GEN3において、風速外力と結合させた非線形飽和ベースを仮定した白波砕波を使用しているWESTHuysenを用いた。大阪湾領域の南側境界での沖洋の波浪境界条件（波高、周期、波向）は、NOWPHAS（全国港湾海洋波浪情報網）の南陽徳島のGPS波高計の20分間隔の観測値によって与えた。

波向と周期については、NOAA WW3の3時間間隔の再解析データセット（米国国立海洋大気庁のWAVEWATCHIIIデータアクセスサイト<sup>11)</sup>）を参照して、一部修正を行った。

図3-4-6は、修正GPV風速（左図）とオリジナルJMA GPV風速（右図）を使用してSWANによって計算された最大有義波高の分布を示している。風速場の修正による違いは、大阪湾北部で顕著で、有義波高の最大値が4 mから4.5 mとなっているが、公表されている神戸空港沖での最大有効波高4.75 mは再現できなかった。

図3-4-7は、リアルタイムNOWPHASのデータ（青い線）と神戸沖のSWAN計算結果を示す。図の赤い線は神戸空港の結果、黒い線は六甲アイランドの結果、細い線はJMA GPV風速による結果、中線は修正GPV風速による結果を示している。NOWPHASのリアルタイムデータでは、8 m以上の波高が観測されているが、これは測定エラーであり、後で修正された公式の観測結果は赤い丸で示されているようになっている。水圧式波高計測定結果等を用いて、修正された神戸沖で観測された最大の有義波高は4.75 mと発表されている。

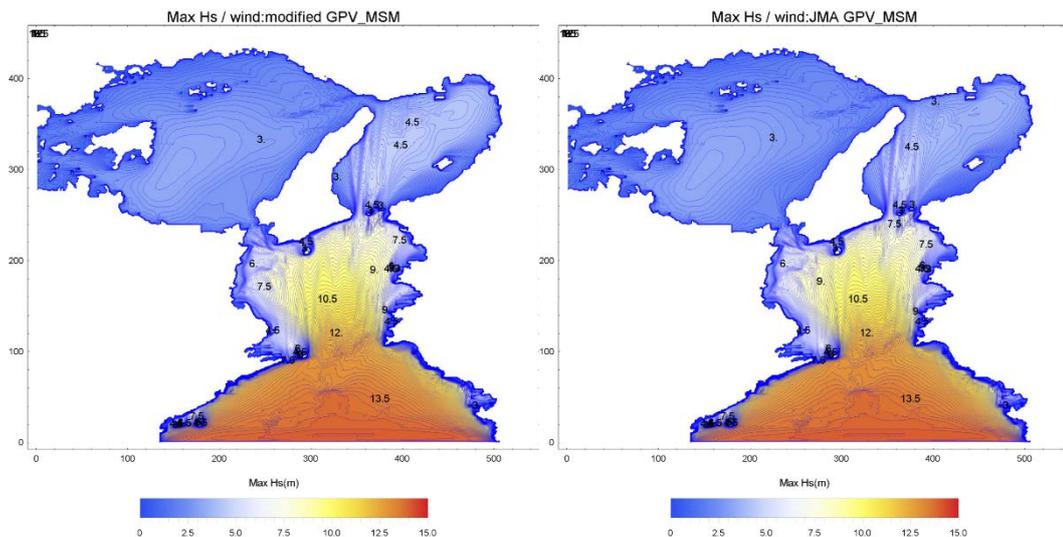


図 3-4-6 SWANによって計算された最大有義波高の分布。修正したGPV地上風速（左図）とオリジナルGPV地上風速（右図）。

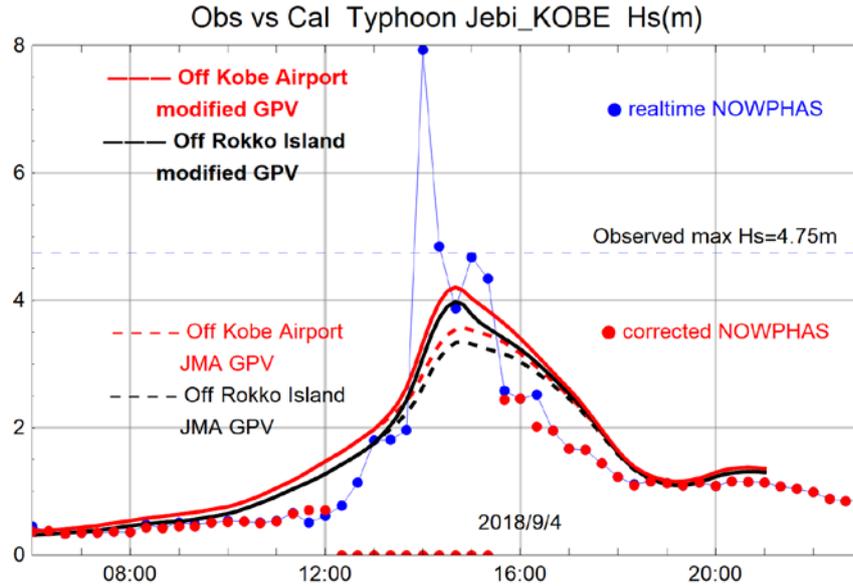
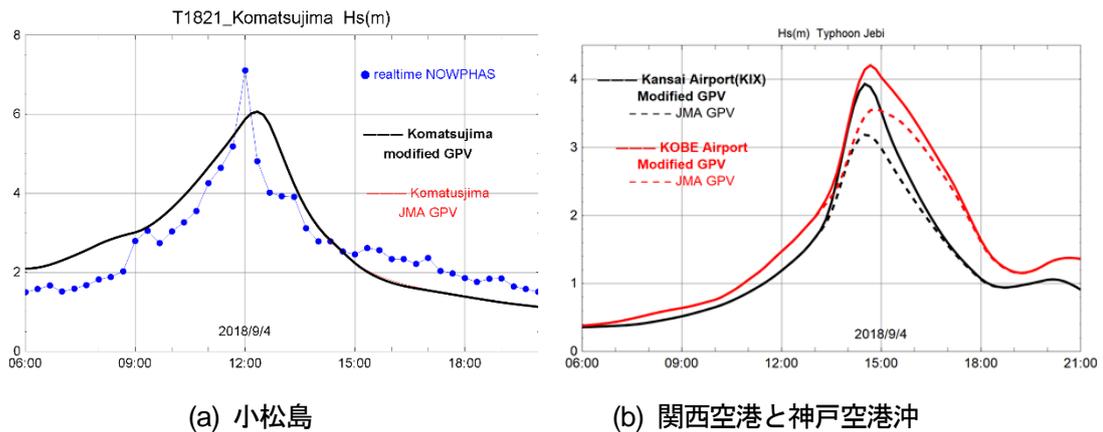


図 3-4-7 神戸沖の SWAN の計算結果と NOWPHAS の観測結果

図 3-4-8 (a) は、紀伊海峡の小松島での有義波高 Hs の観測値（青い円）と計算値（黒線と赤線）の比較を示している。ここで、元の GPV 風速場と修正された GPV 風速場によって計算された結果は非常に小さい。この図は、計算波高は観測値よりも早く立ち上がることを示している。図 3-4-8 (b) は、神戸空港と関西国際空港（KIX）の計算結果を示している。太線は修正された GPV 風速場による結果、細い線はオリジナルの JMA GPV 風速場による結果で、KIX で計算された有義波高は、オリジナルの風速場で 3.2 m、修正風速場で 3.9 m になっている。神戸空港における風速場の相違による有義波高は 3.6 m と 4.3 m である。



(a) 小松島

(b) 関西空港と神戸空港沖

図 3-4-8 計算された有義波高の時間変化

## (2) 高潮偏差の結果

図 3-4-9 は、修正風速場を用いて大阪湾領域で計算された高潮偏差の最大値の空間分布を等高線(左)と鳥瞰図(右)に示し、図 3-4-10 はオリジナル JMA GPV 風速場による結果を示す。紀伊水道の海岸沿いの局地的な高い偏差は、砕波帯内の平均海面の上昇で、Wave Setup 高潮と呼ばれる(鷺田ら, 2018<sup>12)</sup>)。この Wave Setup 高潮は、radiation stress 勾配または砕波応力によって解析される砕波帯のダイナミクスを考慮せずに再現することはできない。鳥瞰図の縦軸は、高さ 3.0 m で標準化されている。オリジナルと修正の 2 つの風速場によって計算された最大高潮偏差の違いは、特に大阪湾の北端で顕著である。修正風速場によって計算された最大の高潮偏差は 2.8 m 以上であるが、オリジナル JMA GPV 風速場による最大偏差は湾奥で約 2.4 m である。

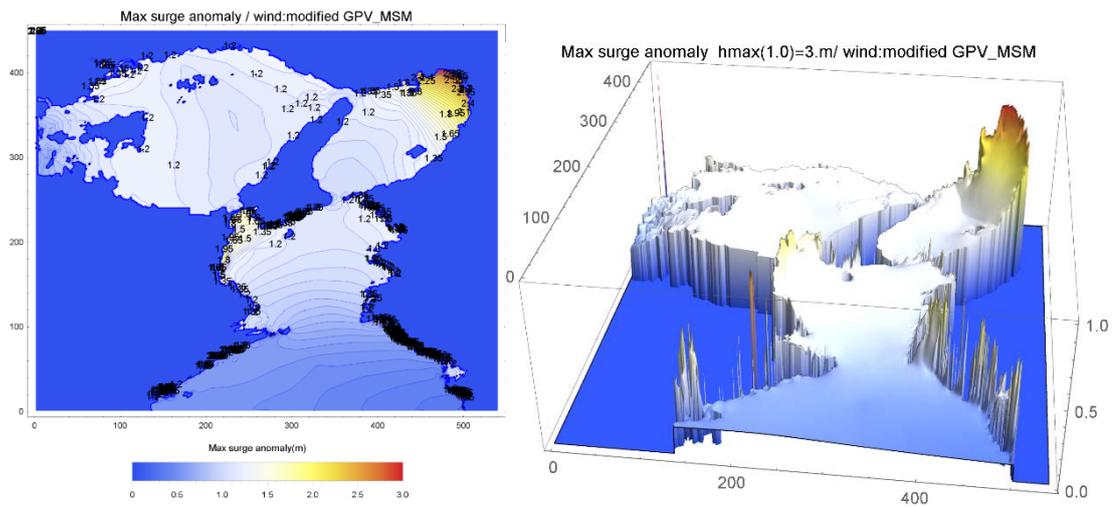


図 3-4-9 修正した GPV 地上風で計算した最大高潮偏差の空間分布

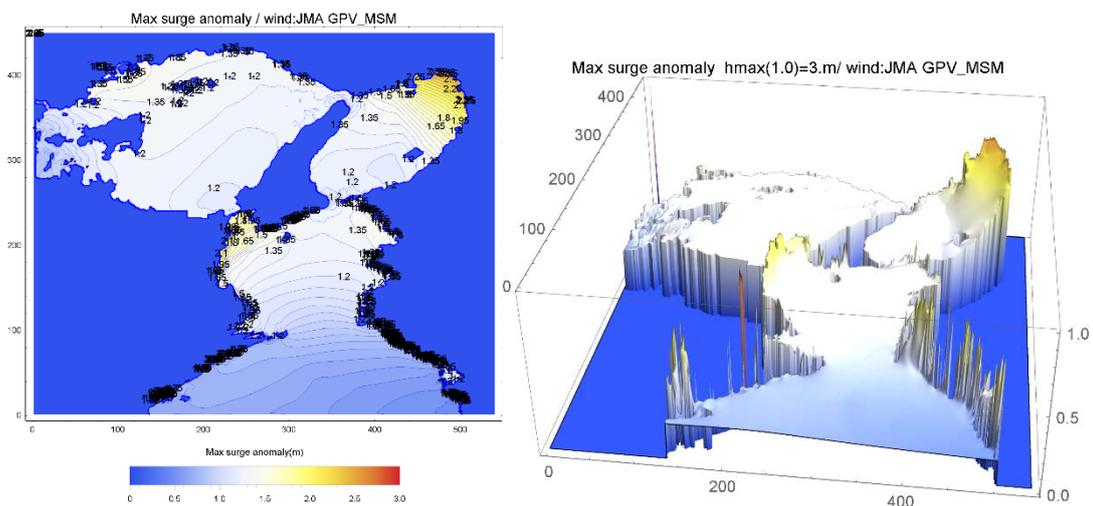
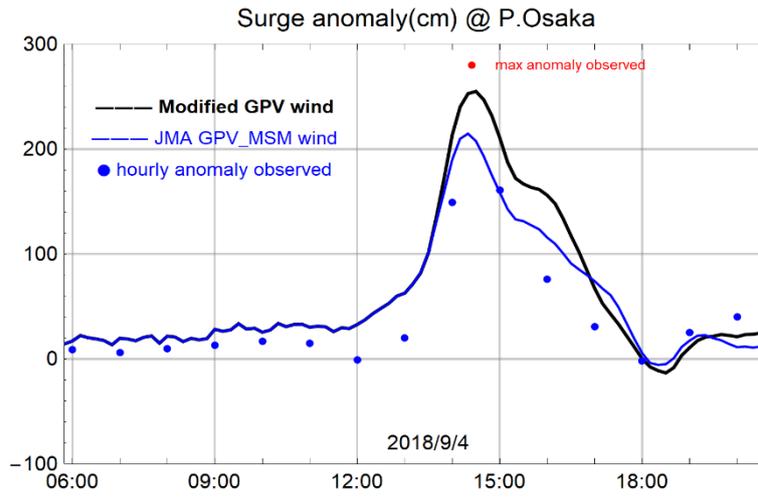
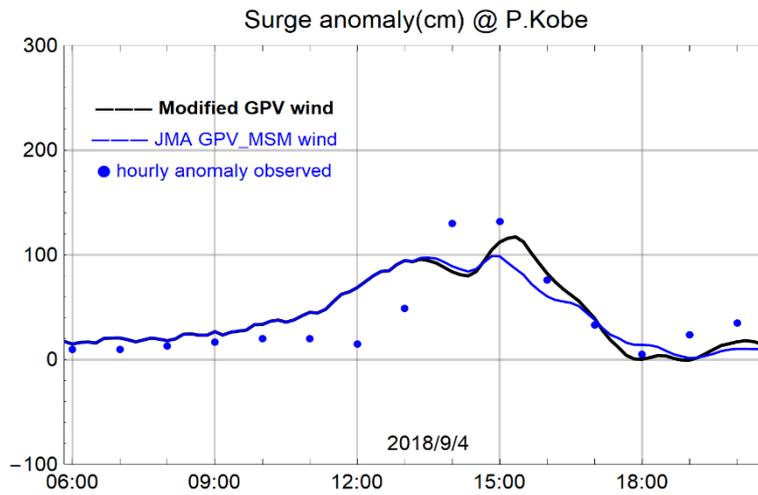


図 3-4-10 オリジナル GPV 地上風で計算した最大高潮偏差の空間分布

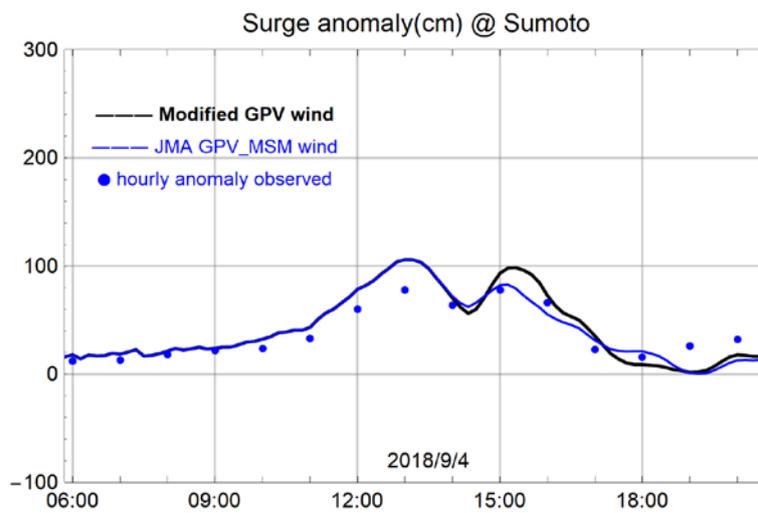
図 3-4-11 は、大阪湾計算領域の高潮偏差の洲本、神戸港、大阪港での観測値（青い円）および計算値（線）を示している。大阪港で観測された最大高潮偏差 2.77 m は赤丸で示されている。修正された風速場（黒い線）によって計算された最大の異常は、約 2.6 m である。この小さくない差は、250 m メッシュの粗い水平解像度の大阪湾計算領域では地形による局所的な増幅効果が考慮できない理由で発生した可能性がある。3 か所の観測所における高潮偏差の時系列の観測と計算を比較すると、計算結果がより速く立ち上がる傾向がある。これは、有義波高の場合と同様で、計算された波高が観測される波高よりも早く立ち上がっている。この計算と観測の相違は、波浪場の計算における境界条件や風域場の相違に依存する可能性はあるが、理由を特定することはできなかった。



(a) 大阪港



(b) 神戸港



(c) 洲本港

図 3-4-11 高潮偏差の観測値と解析結果の比較. 青線はオリジナルの GPV 地上風速, 黒線は修正した GPV 地上風速による解析結果

### 3-4-5 阪神港湾および淀川河口における高潮と波浪の解析

大阪湾北部では、神戸港周辺の多くの場所で人工島の越波と越流による氾濫、浸水災害が発生し、淀川の下流部河道ではO.P. +5.2 m (T.P. +3.9 m) を超える高潮が記録された。この異常な水位と浸水災害のメカニズムを解明するために、大阪湾計算領域 (250 m メッシュ) から 50 m メッシュの阪神港湾と淀川河口に計算領域に絞り込んだ詳細な高潮解析を行った。波浪の接続計算は SWAN コードによって行い、流れの解析の接続計算は POM の計算で、水位境界条件を渡すことによって行った。

#### (1) 有義波高

図 3-4-12 は修正した GPV 風速場で計算した阪神港エリアの最大有義波高の空間分布を示している。六甲アイランドと神戸空港沖での出力ポイントを赤い丸で示した。神戸港を高波から保護する沖合防波堤は機能しているようであるが、六甲アイランドの東部海域では、防波堤開口部から侵入する高波浪は無視できない。大阪港では、沿岸地域は沖合の人工島によって高波から保護されている。沖合の人工島では高波浪が直接作用するため、この地域ではより高い計画天端高が必要となる。

#### (2) 高潮偏差

阪神港湾エリアの最大高潮偏差の空間分布を図 3-4-13 に示す。デジタル海図 M7000 シリーズでは港湾域のデータが無いいため、沖防波堤背後の港湾領域の水深は 8.85 m (MSL 以上) に均一に設定している。このため、港湾地域の高潮偏差の再現精度にわずかな誤差がある可能性を考慮する必要がある。また、淀川河道の水深も均一に 2.88 m (MSL 以上) に設定している。ここで計算された高潮偏差結果には、これらの不確実性が含まれている。

分析によって確認してはいないが、神戸港の沖合防波堤の高潮制御効果は弱いと思われる。さらに、高潮により沖合防波堤内部に蓄積された海水が流出することを妨げるため高潮の滞在期間を長くしている可能性もある点に注意が必要である。淀川河道部の計算された最大高潮偏差は M.S.L. +3.8 m (O.P. +5.2 m) であり、これは観測結果と一致している。

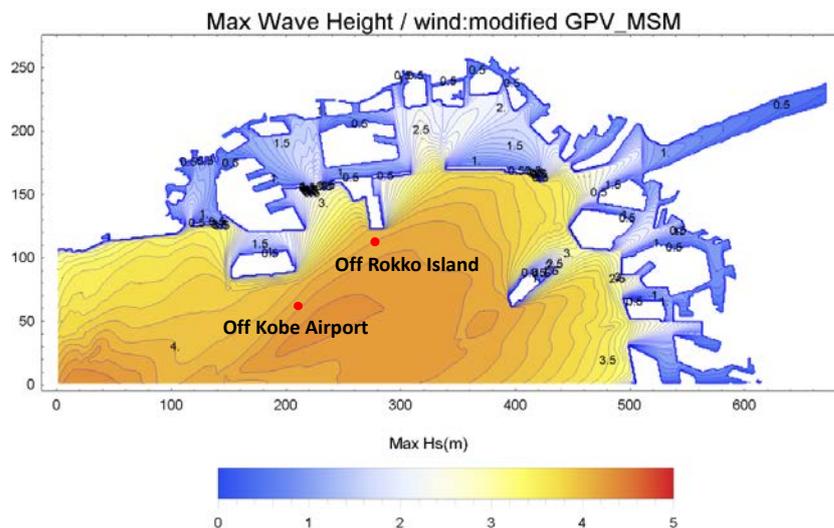


図 3-4-12 修正した GPV 風速場で計算した阪神港エリアの最大有義波高の空間分布

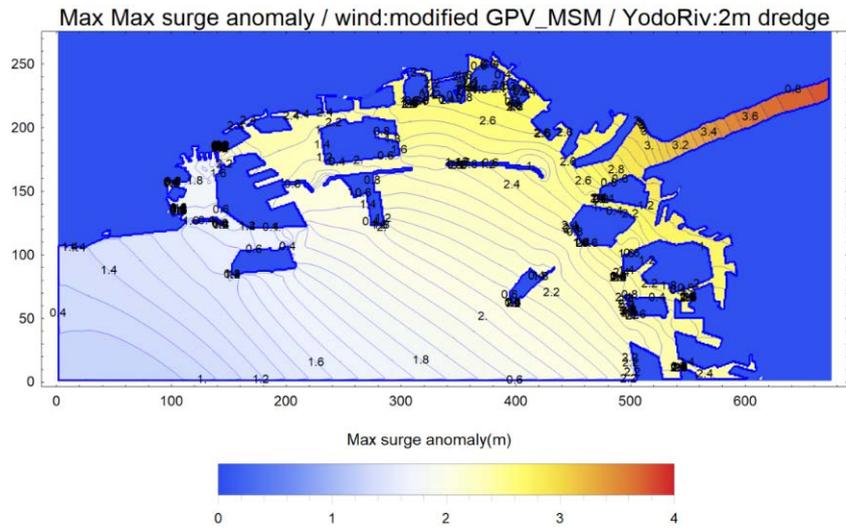
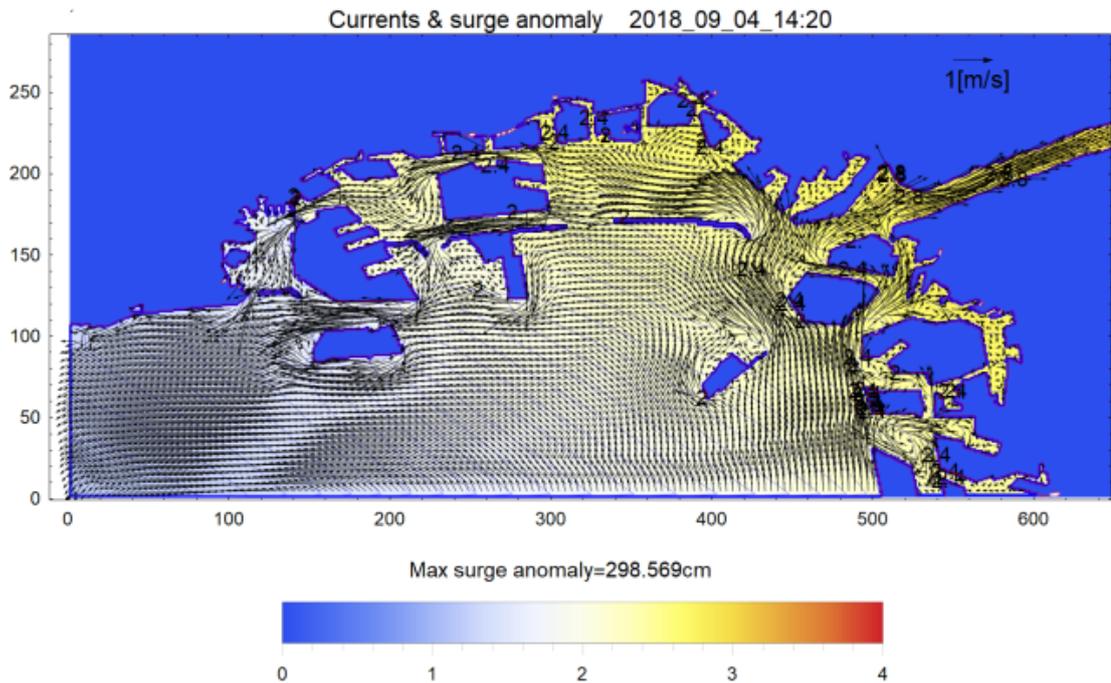


図 3-4-13 阪神港湾エリアでの最大高潮偏差の空間分布（修正 GPV 地上風使用）

図 3-4-14 は、潮位が最大に達する時刻の 14:20 および 14:40 における、流速と高潮偏差のスナップショットを示している。この位相では、水位上昇は顕著で、流速は弱い。六甲アイランドと沖合防波堤の間には強い西向きの流れが発生している。



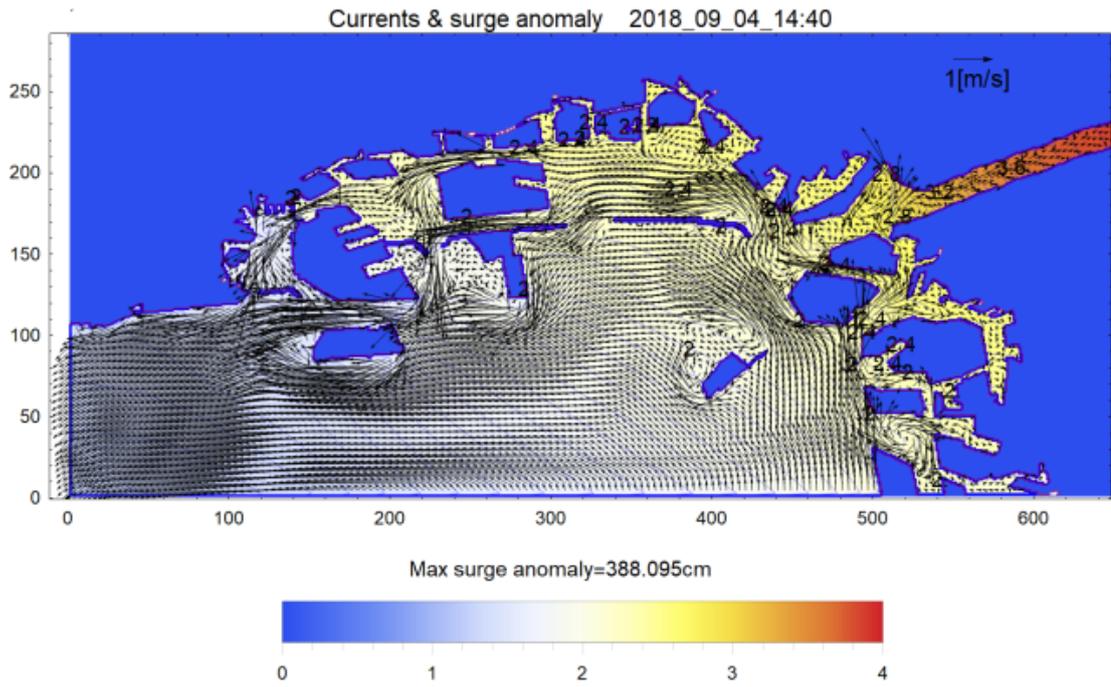
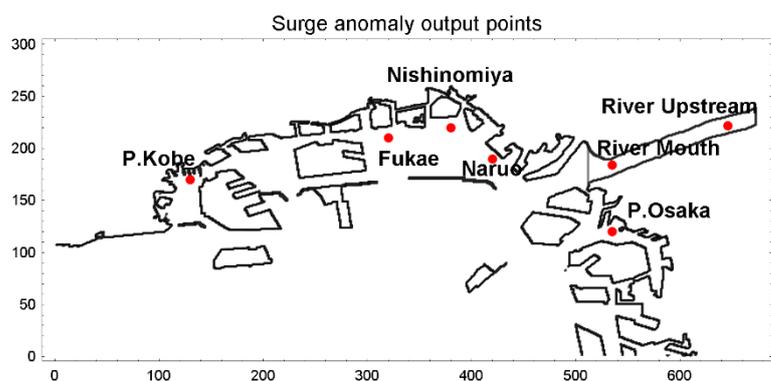
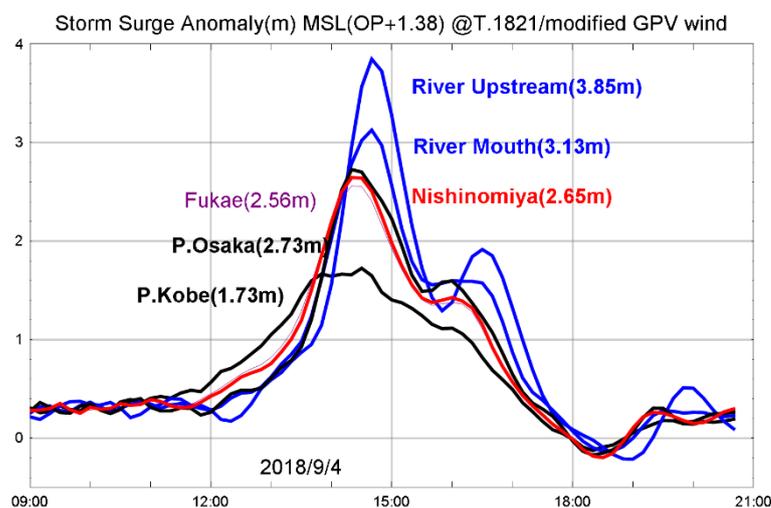


図 3-4-14 高潮偏差と流速ベクトルの空間分布 (14:20 と 14:40 のスナップショット)

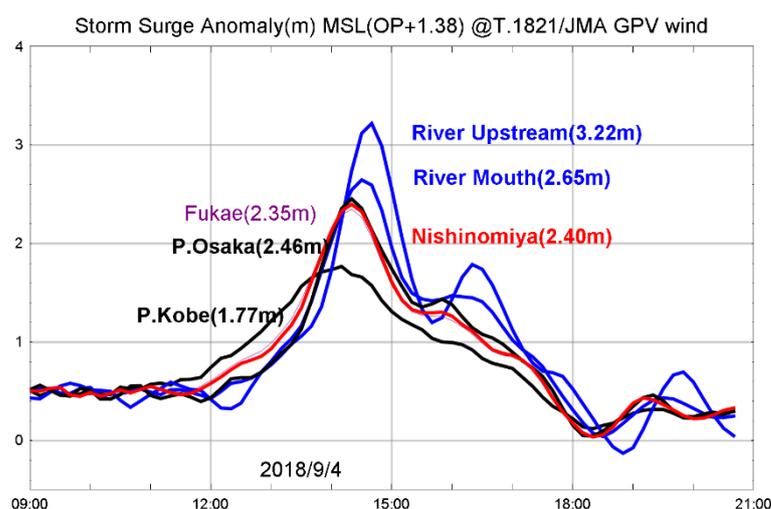
図 3-4-15 は、高潮偏差の出力ポイント（上）と高潮偏差の時系列（下）を示している。左下の図は、修正された風速場を使用した結果で、右はオリジナルの JMA GPV\_MSM の地表風速場を使用した結果である。各出力ポイントでの MSL 上の最大偏差値をメートル単位の数値で示している。



(a) 出力点位置



(b) 修正した GPV 地上風速使用



(c) オリジナル GPV 地上風速使用

図 3-4-15 阪神港湾エリアの高潮偏差の計算結果

### 3-4-6 淀川河口部における高潮

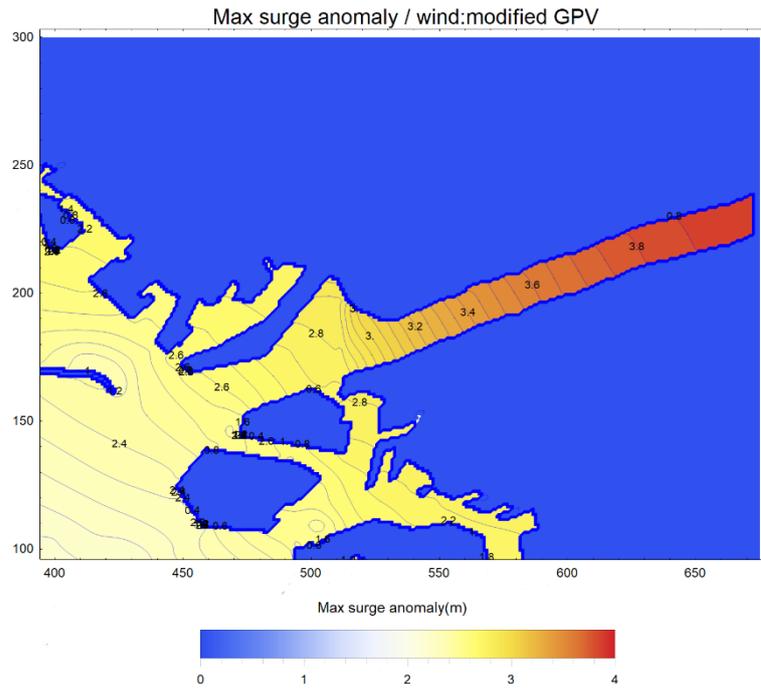
淀川河口の高潮災害対策を確立し、海岸護岸、河川堤防の計画天端高を決定するには、河道の正確な地形データを用いた詳細な河口高潮の数値解析が必要である。

河口部では高潮、津波の高さは急激に増加する。この増加に対して、河川堤防の嵩上げだけでは対処できない場合、代替案として、河道の浚渫が考えられる。ここでは、河道内で一様に2.0 mの浚渫が行われた場合にどの程度の効果が期待できるかを分析した。

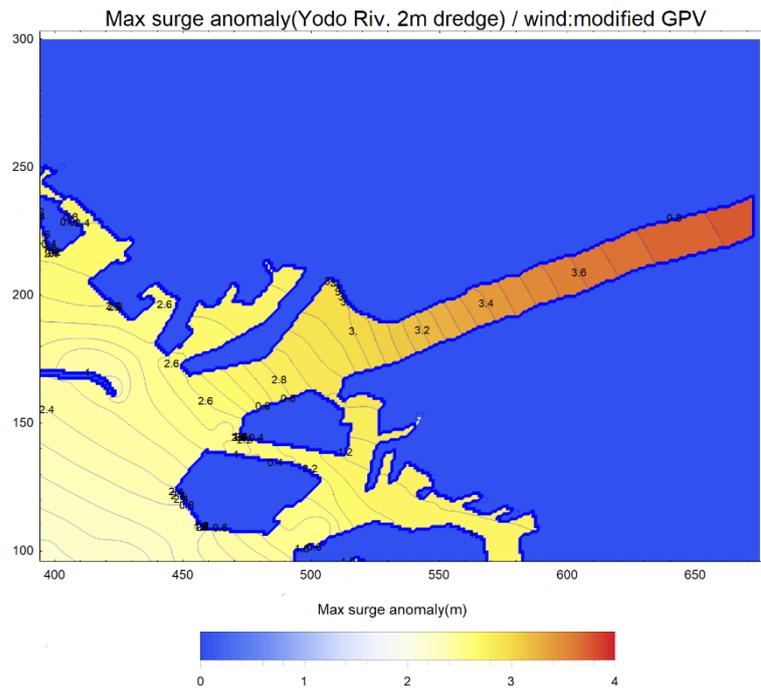
河道地形の詳細な情報がないため、河道水深をM. S. L. -2.88 mと仮定して、河口・河道内高潮の解析を試みた。修正したGPV地上風速場を用いて、河道浚渫前後での河口・河道内の高潮偏差を解析した結果を図3-4-16に示す。

図3-4-17は、河道浚渫前後の最大高潮偏差の差をcmで示している。この図から、2.0 mの河道浚渫で、河道内の水位上昇を最大12 cm抑制できる可能性があるが、河口部では14 cmの水位上昇があることがわかる。

図3-4-18に最大高潮偏差発生時とその10分前の河川内の水面形の浚渫有無の比較を示す。この水面形の比較から、河口部での水位上昇は河道内浚渫により河口から河道にかけての水面形の勾配が緩やかになったことに起因することが解る。



(a) 浚渫前（現況）



(b) 河道内を一様に2m 浚渫した場合

図 3-4-16 河口・河道内の最大高潮偏差の空間分布

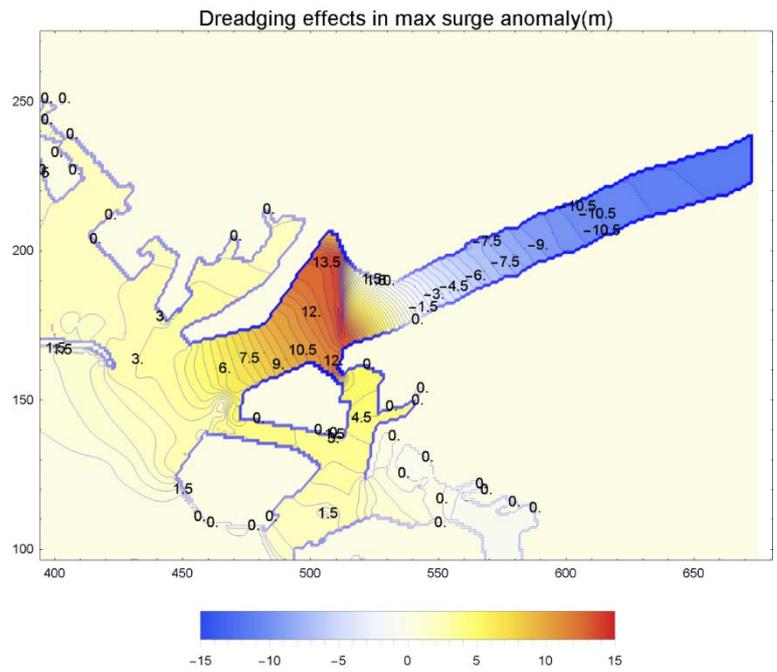


図 3-4-17 浚渫による最大高潮偏差の差の空間分布 (cm)

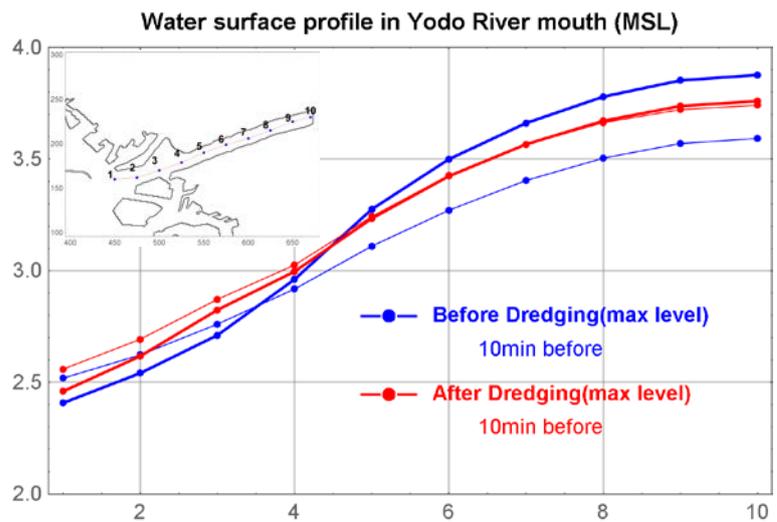


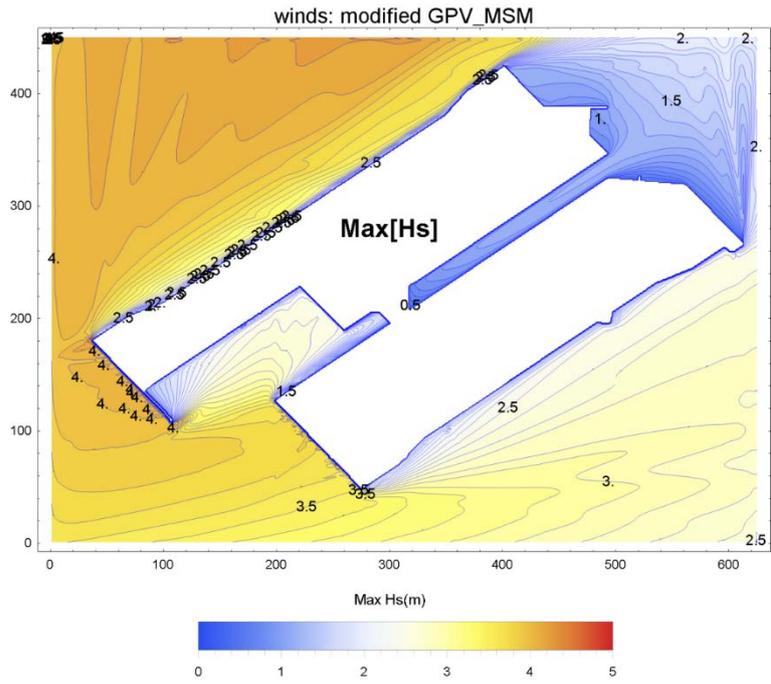
図 3-4-18 最大高潮偏差発生時とその10分前の河川内の水面形の比較 (青線：浚渫有，赤線：浚渫無)

## 3-5 関西国際空港（KIX）周辺の高潮と波浪場

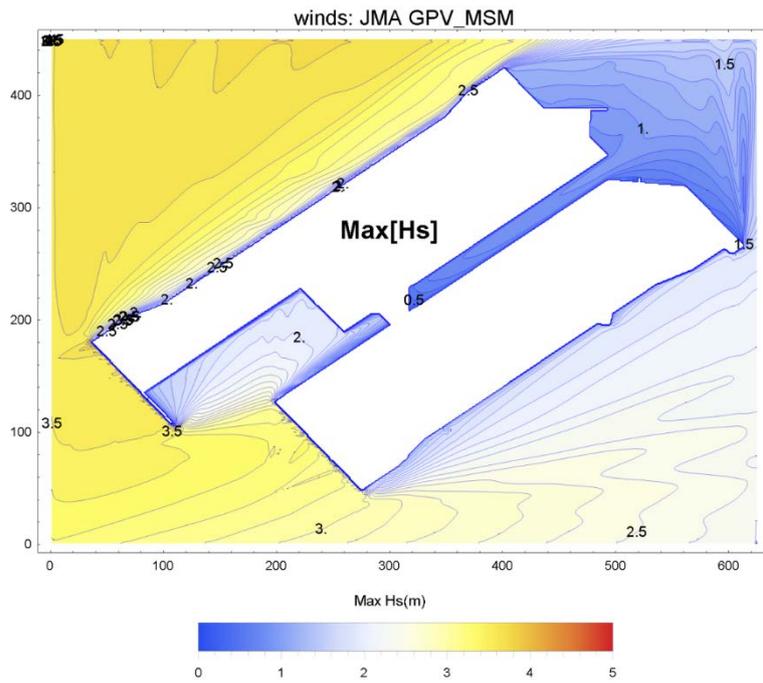
### 3-5-1 有義波高

T1821 では、関西国際空港は越波，越流による浸水災害に見舞われた（伊藤ら（2019）<sup>13)</sup>）。運営会社である関西空港が設置した第三者委員会によると，浸水の 90 %は護岸に打ち寄せる高波の越波が原因であったと結論付けられた。委員会は，人工島沖の最大波高を 5.2 m と推定し，これまで観測されたことのない巨大な波であると指摘した。多くの越波災害が，波の風下側の人工島の南東側で顕著であった。この想定外の災害事象のメカニズムを検討するため，島周辺の波動場を確認するために SWAN による波動解析をおこなった。

図 3-5-1 は，修正 GPV 風速場とオリジナルの JMA GPV 風速場データを使用した SWAN 解析結果で，最大有効波高の分布を示している。この図から，KIX 島の南東部の最大波高は，修正風速場の計算結果でも約 2.5 m 程度であることがわかる。



(a) 修正した GPV 地上風速



(b) オリジナ GPV 地上風速

図 3-5-1 空港島周辺の有義波高の最大値の空間分布の計算結果

### 3-5-2 空港島周辺の高潮偏差

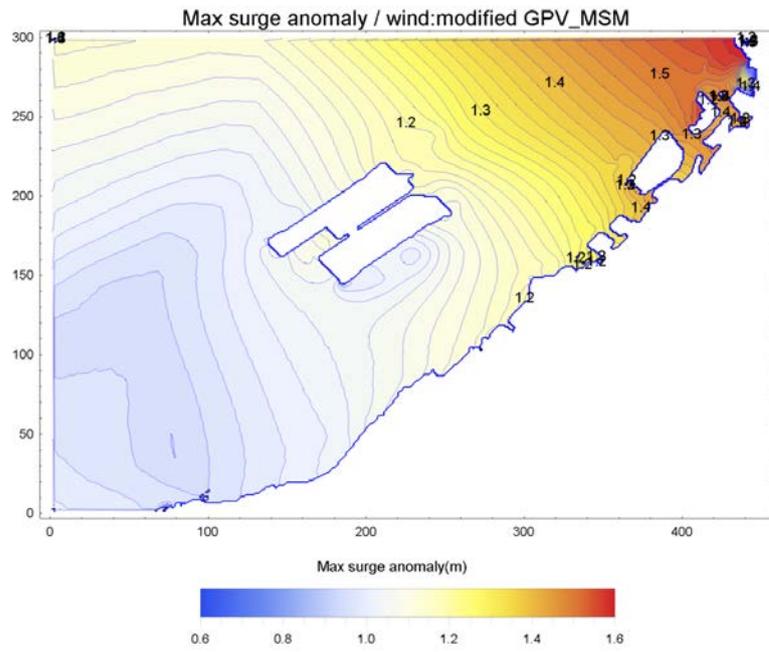
空港島周辺における wave setup 高潮発生の可能性の検討に加えて、高潮による平均海面の上昇が越波災害をどの程度促進したかを確認するため、高潮解析を実施した。

図 3-5-2 は、修正風速場とオリジナル JMA GPV 風速データを使用した 2 通りの場合について高潮偏差の最大値の分布を示す。修正風速場の結果では、空港島の南東部における最大高潮偏差が約 1.1 m であることが示されている。

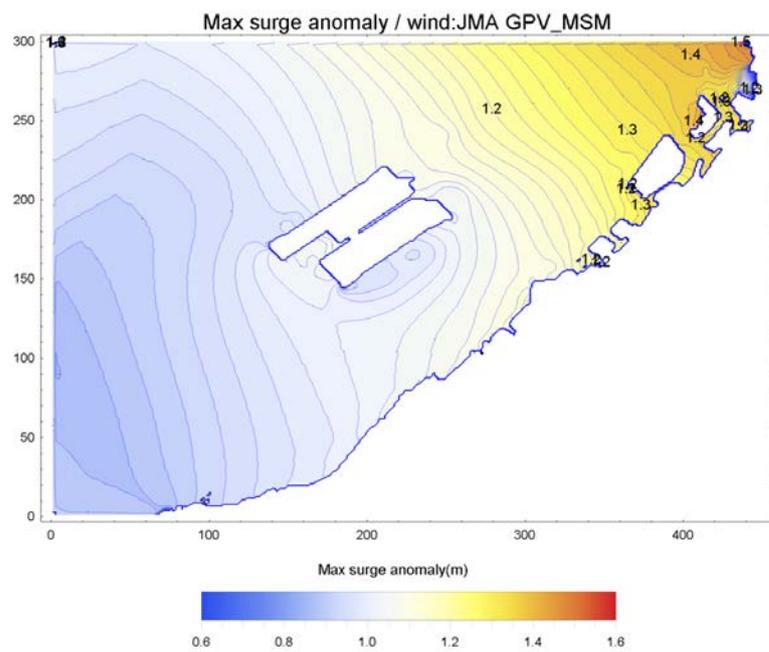
護岸の計画天端高は、計画高潮位（高潮偏差+朔望平均満潮位）+波の打ち上げ高（波高の半分）+マージンの高さによって定義される。ここで示した有義波高および高潮偏差の結果から、次のことが推定される。波の打ち上げ高（2.5 m の有義波高の半分）は M. S. L. +1.25 m、最大高潮発生時の大阪湾の潮位は M. S. L. +0.22 m、空港島の最大高潮偏差は M. S. L. +1.2 m、これらの合計から、台風により発生した最大水位は M. S. L. +2.67 m であると推定される。M. S. L. =C. D. L. +0.95 m の関係から、この最大水位は海図基準面から、C. D. L. +3.62 m である。最大水位と余裕高の合計が、実際の護岸の高さより高い場合、越波、越流災害が発生する可能性がある。KANSAI AIRPORTS のデータによると、南西側の現在の堤防の高さは C. D. L. +3.92 m である。マージンの高さが 0.54 m（今回の最大水位 M. S. L. +2.67 m の 20% と仮定）の場合、外力としての水位は C. D. L. +4.16 (3.62+0.54) m となり、空港島の南西側で浸水災害が発生する可能性が高いことを示している。

KIX 計算領域の 2 番目のネスティング（10 m メッシュ）における最大高潮偏差を図 3-5-3 に示す。空港島周辺では、wave Setup 高潮は発生しておらず、島の北西部で高潮偏差が高くなっている。

図 3-5-4 は、最大高潮偏差が発生した時刻の高潮偏差と海流の空間分布のスナップショットである。南西からの流れが卓越しており、空港島と陸地の間に強い流れが形成されている。空港島南西部沖に停泊中のタンカーが強風で押し流され、接続橋に衝突する事故が発生しているが、この流れでタンカーが停泊地から接続橋の付根まで流された可能性があることがわかる。

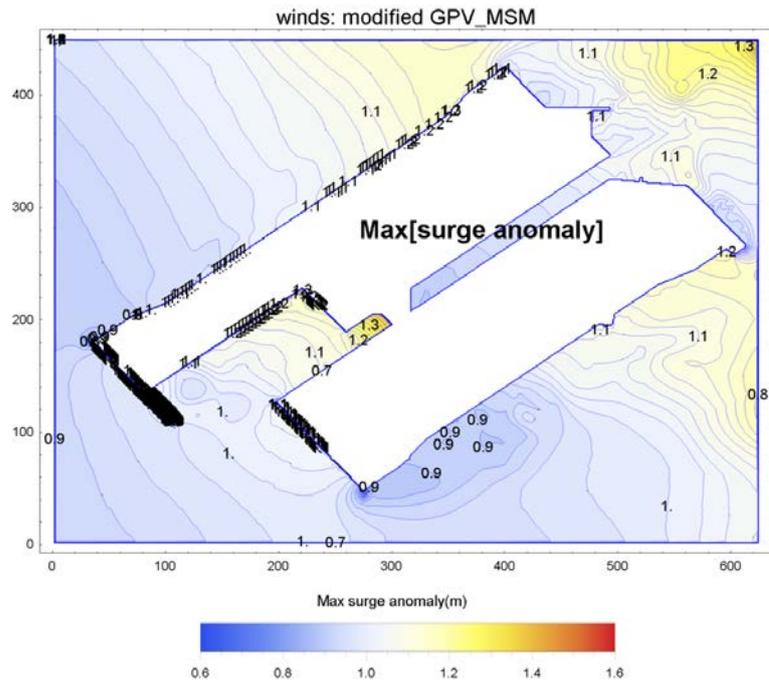


(a) 修正した GPV 地上風速

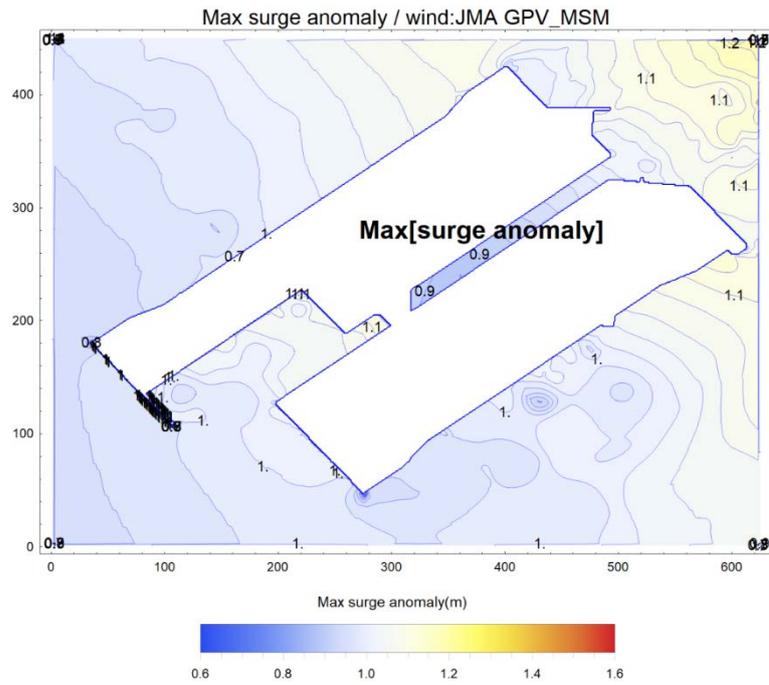


(b) オリジナ GPV 地上風速

図 3-5-2 高潮偏差の最大値の空間分布 (関空沖の計算領域)

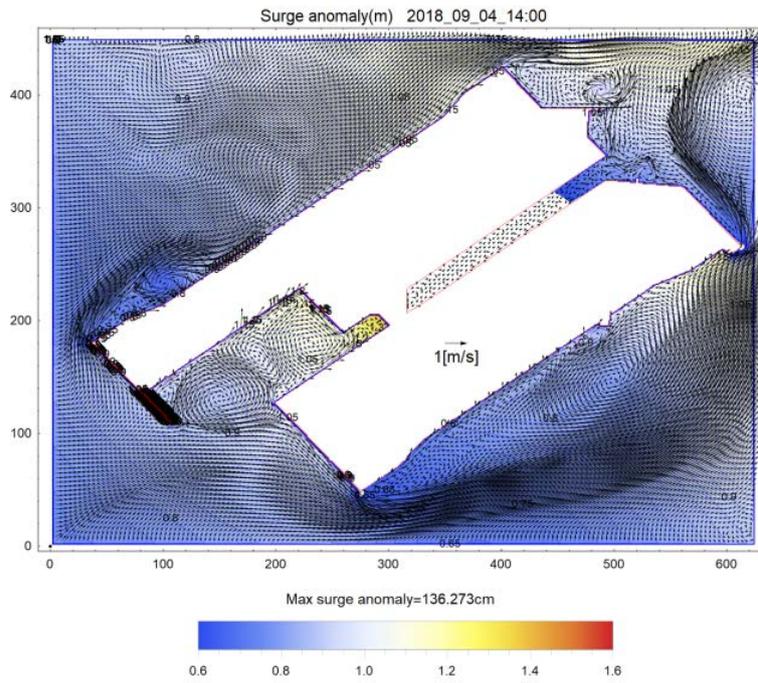


(a) 修正した GPV 地上風速

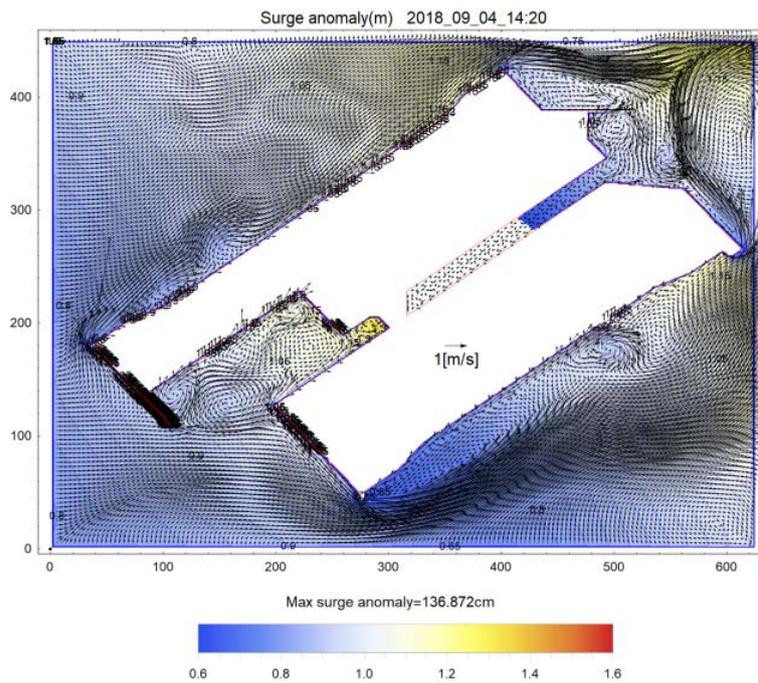


(b) オリジナ GPV 地上風速

図 3-5-3 高潮偏差の最大値の空間分布 (空港島周辺計算領域)



(a) 2018年9月4日14:00



(b) 2018年9月4日14:20

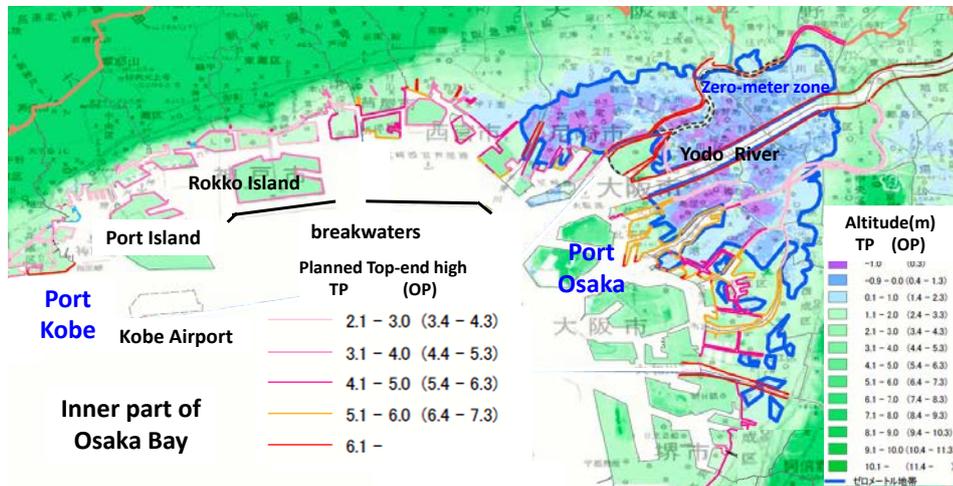
図 3-5-4 空港島周辺の高潮偏差と流速ベクトルのスナップショット（修正したGPV地上風速使用）

### 3-6 大阪湾の高潮災害に対する課題について

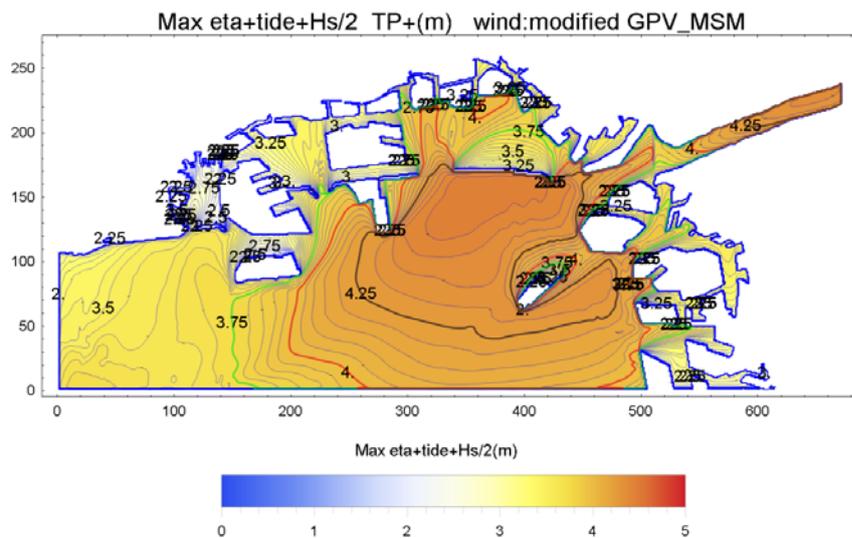
大規模な浸水が、主に高潮により大阪湾沿岸のゼロメートル帯で発生すると想定し、人命を保護し、都市中枢機能、社会的および経済的機能への影響を回避し、早期復旧対策をどのように立てるかを、関連組織が事前に検討する必要がある。この目的のために、国土交通省の近畿地方開発局によって大阪湾高潮対策委員会が設立された。

この委員会は大阪湾高潮対策協議会<sup>14)</sup>として「大阪湾の高潮に対する現状と課題」の会議を開催し、第1回会議の参考資料1(2007年7月11日開催)が配布された。この情報源は、神戸市資料、兵庫県資料、大阪市資料、大阪府資料、「大阪湾沿岸保全基本計画」(大阪府)である。

図 3-6-1 (a) に示す大阪湾の北部湾奥沿岸での海岸堤防の計画天端高さの分布図は参考文献 1 から引用した。図 3-6-1 (b) は、本研究で計算された最大水位(高潮偏差+有義波高の半分+天文潮位)の総括である。これらの図の比較から、台風 1821 号によって引き起こされた高潮・高波災害について、次の課題を得た。



(a) 海岸堤防の計画天端高さの分布



(b) 最大水位 (高潮偏差+有義波高の半分+天文潮位)

図 3-6-1 阪神港湾エリアの計画天端高さと同風 1821 号による最大水位の計算結果

- 1) 大阪湾エリアは、背後地に関西の人口・資産を抱えるエリアであるが、台風1821号による高潮と波浪の高さは、現在の海岸堤防高を超えるものである。今後の海面上昇を待つまでもなく早急な対策が必要な状況にあり、現実的に海岸堤防の強化・嵩上等を検討すべき段階にある。
- 2) 大阪港海域は、沖合の人工島によって保護されているが、高波にさらされる人工島では計画天端高さ T.P. +6 m 以上の護岸が必須である。
- 3) 高潮と津波は河川で強化される。神戸港と大阪港の2つの港湾の間に位置する淀川河口および河道での高潮防止は、管理体制と地理特性の特異性から脆弱になっている。河川堤防を強化するだけの防災機能では不十分で、河道浚渫や河口沖の人工島の建設などの新たな予防策が必要である。
- 4) 大阪3大水門と言われる尻無川水門、木津川水門、安治川水門は、1970年に建設され、水門施設の更新時期は、それぞれ2041年、2031年、2034年とされている。70～80年程度の寿命であり、次期更新は2100年以降と予見される。したがって海面上昇の対応すべき時期は早急に迫っている。
- 5) 海面の影響を受ける施設については、少なからず嵩上げが必要である。大阪湾では、大阪3大水門による集中治水を行っていることから、影響は限定的である。しかし、東京湾や三河湾などでは、多くの構造物が影響を受ける。
- 6) 100年後の紀伊水道沖の海面上昇量は1 m近くに達する可能性があることが指摘されている(鷲田ら, 2018)<sup>15)</sup>。海面上昇に加えて地盤沈下は人工島のさらなる脅威である。

### 3-7 本章のまとめ

第2 室戸台風よりもはるかに弱い台風1821号により大きな災害が発生したという事実は、最近の無防備な沿岸開発が必要な防災対策を達成していないことの証拠である。台風1821号は高速移動台風であり、大阪湾の湾奥で移動速度が加速したため、地表風速の急激な増大により高潮・高波災害が発生した。このような高潮・高波を予測するには、中心気圧だけでなく移動速度も重要な要素である。本研究の主な成果は次のように要約される。

- 1) 構築した高潮・波浪結合数値モデルは、台風1821号が大阪湾北部湾奥で2.77 mを超える高潮偏差を引き起こした現象を再現することができた。高速移動する台風についてJMA GPV 地表風データに1.35の係数を乗じて風域場の修正することで再現性を確保できることを示した。
- 2) 淀川河道部で計測されたO.P.+5.2 m (T.P.+3.9 m)以上の高潮をモデルによって再現することができた。淀川は2つの港湾の間に位置し、高潮防止に対しては脆弱であることを指摘した。
- 3) 関西国際空港島の南東側で計算された台風1821号による高潮と波浪の高さは、高潮・高波防災には低すぎる現在の海岸堤防の天端高さC.D.L.+3.92 mを越えるものであった。
- 4) 航路利用されている沿岸部の海岸堤防に対する適用策は、構造的、用地的に現実的には困難で、バリアアイランドなど大規模な対策が必要である。

## 参考文献

- 1) 気象庁技術報告, 第4号, 287pp., 1960.
- 2) 宇野木早苗, 磯崎一郎: 高潮の数値実験による二, 三の結果について, 海岸工学講演会講演集, 第9回, 1962, 1-6, 1962.
- 3) SWAN Cycle III Version 41.01: a copy of the license is available at, <https://www.tudelft.nl/en/ceg/about-the-faculty/departments/hydraulic-engineering/sections/environmental-fluid-mechanics/research/swan/>, 2014. (2019.5.10 閲覧)
- 4) WAMDI Group: The WAM Model-A Third Generation Ocean Wave Prediction Model. *Journal of Physical Oceanography*, 18, 1775-1810, 1988.
- 5) Battjes, J. A. and J. P. F. M. Janssen: Energy loss and set-up due to breaking of random waves, *Proc. 16th Int. Conf. Coastal Engineering*, ASCE, 569-587, 1978.
- 6) Princeton Ocean Model (POM) in ECOMSED: Users' Manual of ECOMSED Version 1.3, HydroQual, Inc., 2002, 188p.
- 7) Myers, V. A. and Malkin, W.: Some properties of hurricane wind fields as deduced from trajectories, U. S. Weather Bureau, National Hurricane Research Project, report 49, 1961.
- 8) Blumberg, A. F. and G. L. Mellor, "A Coastal Ocean Numerical Model", *Mathematical Modelling of Estuarine Physics*, Proceedings of an International Symposium, Hamburg, August 24-26, 1978. J. Sundermann and K. P. Holz, Eds., Springer-Verlag, Berlin, 1980.
- 9) Blumberg, A. F. and G. L. Mellor: A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, in *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*, Coastal and Estuarine Sciences, Vol. 4, Editor N. Heap, American Geophysical Union, Washington, D. C., 1-16, 1987.
- 10) Yan, L.: An improved wind input source term for third generation ocean wave modelling, Scientific report WR-No 87-8, De Bilt, The Netherlands, 1987.
- 11) NOAA WAVEWATCH III: NWW3 Data Access through <http://polar.ncep.noaa.gov/pub/history/waves>, April 26, 2019. (2021.8.10 閲覧)
- 12) 鷺田 正樹, 室井 直人, 高橋 智幸: 台風1812号による相模湾西部のWave Setup 高潮の数値解析, 土木学会論文集B3(海洋開発), Vol. 75, No. 2, p. I\_61-I\_66, 2019.
- 13) 伊藤康佑, 片木聖樹, 水上純一, 熊谷健蔵: 「関西国際空港における台風201821号による浸水要因と浸水状況の再現」, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol. 75, No. 2, pp. 307-312, 2019.
- 14) 国土交通省近畿地方整備局: 大阪湾の高潮に対する現状と課題, 2007.  
([https://www.kkr.mlit.go.jp/bousai/link/takashio/conference/qg18v1000000dhny-att/reference\\_01.pdf](https://www.kkr.mlit.go.jp/bousai/link/takashio/conference/qg18v1000000dhny-att/reference_01.pdf)) (2021.8.10 閲覧)
- 15) 鷺田 正樹, 山下 隆男, 高橋 智幸: 太平洋・日本近海での長期海面変動特性と海面上昇の将来予測, 土木学会論文集B2(海岸工学), Vol. 74, No. 2, p. I\_1369-I\_1374, 2018.

## 第4章 外洋高潮に対する高度化・実用化

### -台風 1812 号による Wave Setup 高潮と時空間的海面振動の解析-

#### 4-1 はじめに

相模湾は太平洋に面した開放性の深海湾で、ここでの高潮は吹き寄せ効果が相対的に小さく、吸い上げ効果で水位が上昇する。特に、相模湾西部海岸では急峻な地形のため、波浪は高波浪を保持し、沿岸域の狭い範囲で碎波帯碎波が発生し平均海面の上昇（Wave Setup）を発生させる。平成 30 年 7 月に来襲した台風 12 号（台風 1812 号）は、気象の寒冷渦の影響を受けて相模湾の南を西進する異例の経路をとり、相模湾西部海岸に高潮・高波による越波災害を発生させた。

この現象を解明するために、3 章で構築した「波浪の発生・発達過程を介して強風による海洋流の発生の解析モデル」を現地へ適用した。

3 章で現地適用した大阪湾とは海岸環境の異なる「外洋に面した開放性の海岸」で生じている現象を解き明かし、海浜流、Wave Setup 高潮の時空間分布と振動特性を解明し、高度実用化を図ったことが本研究の特徴である。

台風 1812 号を対象として、吸い上げ、吹き寄せ（吹送流）および波浪流（海浜流）と Wave Setup を考慮した数値モデルを用いて、相模湾の高波、特に米神地区に着目して Wave Setup 高潮の解析を行うとともに、これまで Wave Setup 高潮が着目されてこなかった潮位観測についての問題点に言及するとともに、相模湾の高潮災害に対する適応策についての提言を行う。

#### 4-2 台風 1812 号による海岸災害

台風 1812 号は、図 4-2-1 に示すように、「強い」勢力に発達し、7 月 27 日に小笠原諸島の東海上を北上し、その後進路を西にとり東海道沖を西進し続けた。29 日に中心気圧 970 hPa、最大風速 35 m/s の「強い」勢力のまま近畿地方に上陸した。上陸後も台風は西進し、中国地方を通過した後、九州に再上陸した後、南下した。台風としては東から西、西から南へと進む稀なコースをとった台風である（気象庁 HP<sup>1) 2)</sup>。

台風第 12 号の影響により平成 7 月 27 日～29 日にかけて、関東甲信地方や東海地方は、暴風や高波、大雨による災害が発生した。強風や高波による人的被害や建物等の被害、土砂災害、浸水害のほか、鉄道の運休や航空機・船舶の欠航、広域の停電など、交通障害やライフラインに影響があった。神奈川県では負傷者 6 名、住家半壊 1 棟、公共施設 1 棟、非住家その他 6 件の被害があった。特に、相模湾西部の国道 135 号沿線に位置する米神（こめかみ）地区では、高潮・高波により波が堤防を越え、救急車やパトカーなど車計 15 台が立ち往生するなどの被害が発生した。

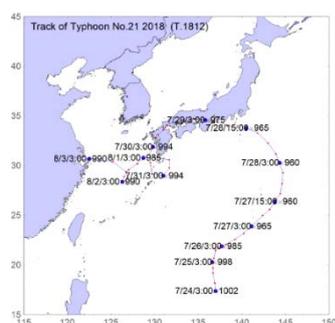


図 4-2-1 平成 30 年台風 12 号の経路と被害状況

### 4-3 検討手法

相模湾の高潮と東京湾の高潮の相違は、海域の深さと閉鎖性に起因する。相模湾は太平洋に面した開放性の深海の湾で、ここでの高潮は吹き寄せ効果が相対的に小さく、吸い上げ効果で水位が変動する。一方、東京湾では水深が浅い閉鎖湾なので、吹き寄せ効果や天文潮位の増幅効果が卓越する。図 4-3-1 は本計算の一例で、高潮と潮位の解析結果である。東京湾内では顕著な循環流が形成され、水位変動も強調されていることがわかる。なお、沿岸部の早い流速は、水深の影響で発生した砕波が海浜流を形成している現象を再現している。この強い流れは平均水面の上昇 (Wave Setup) を発生させるため、沿岸部の高潮の一部であると定義できる。相模湾の外洋高潮は吸い上げ効果が卓越し、沿岸部では水深に依存する砕波帯砕波による平均水面の上昇 (Wave Setup) を考慮しなければならない。

Wave Setup を検出するために砕波帯砕波によって発生する波から流れへのエネルギー転移を考慮した海浜流モデルの構築が必要である。本解析では、3 段階のネスティング (解像度の絞り込み) を行って、潮流+吹送流+海浜流の総合解析が可能な数値モデルにより、相模湾沿岸の平均海面変動を含めた Wave Setup 高潮を再現した。

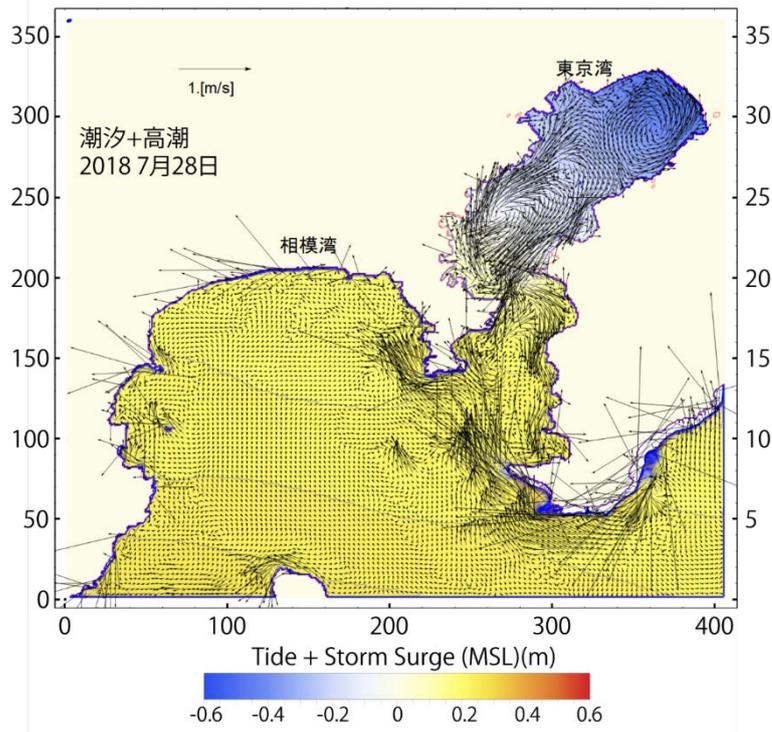


図 4-3-1 相模湾と東京湾の高潮，潮位のスナップショット

#### (1) 数値モデルの概要

高潮現象は、海面気圧の効果により海面が上昇する吸い上げ効果と吹送流が陸に堰き止められ水位が上昇する吹き寄せ効果に加えて、強風によって発生する海域の流れである波浪流 (海浜流) を考慮する必要がある。波浪流は、台風による強風のエネルギーが海面に移行する物理過程として捉えられる。すなわち気象→海洋波浪→波浪流 (海浜流) のエネルギー移行過程として記述される現象である (山下・中川, 2001<sup>3)</sup>。

このような現象を解析する場合、波浪の発生・発達過程を介して強風による波浪流（海浜流）の発生の解析を行う必要がある。本解析では、海面上に作用する風速により発生・発達する波浪モデルとして、SWAN CycleIII Version 41.01<sup>4)</sup> を用いた。また、波浪流（海浜流）の計算は、Princeton Ocean Model (POM)<sup>5)</sup>を用いた。図 4-3-2 に数値モデルの手順を示す。

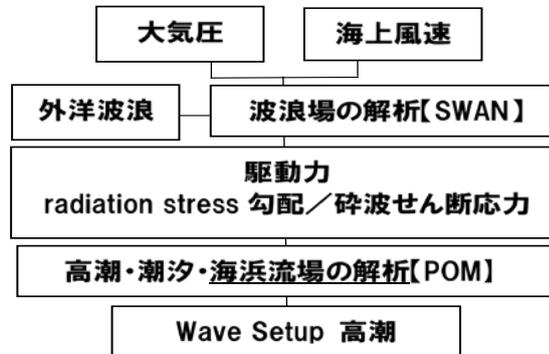


図 4-3-2 数値モデルの手順

#### 4-4 解析に使用したデータ

- ・気象データ：気象の再解析データ GPV(Grid Point Value)<sup>6)</sup> MSM-S（毎正時，空間解像度 0.05 度×0.0625 度）の海面更正気圧，東西風(地上 10 m)，南北風(地上 10 m)を使用した。
- ・平塚観測塔における観測データ：相模湾内の東京大学海洋アライアンスの平塚観測塔における観測データを入手し，比較検討に用いた。
- ・地形データ：海底地形データは，日本水路協会の発行する M7000 シリーズ（海浜・沿岸域から沖合 60-70 マイルまでをカバー）海底地形デジタルデータの M7001v2.2 関東南部を使用した。また，海岸線・陸面データは，基盤地図情報の数値標高モデルの 10 m メッシュ標高データ（一次メッシュ，5239，5240，5339，5340）を使用した。

図 4-4-1 に本解析で用いる波浪解析領域と高潮解析領域，相模湾領域及び米神領域を示す。米神の高潮は，前述したように，吸い上げ効果の卓越した外洋高潮の潮位変動に，砕波帯砕波による Wave Setup 振動が足し合わさった水位変動であるため，解像度を高めた解析が必要である。このため，最終計算領域である米神領域では，図 4-4-2 に示すような地形で，10 m メッシュで海浜流計算を含む Wave Setup 高潮の解析を行う。

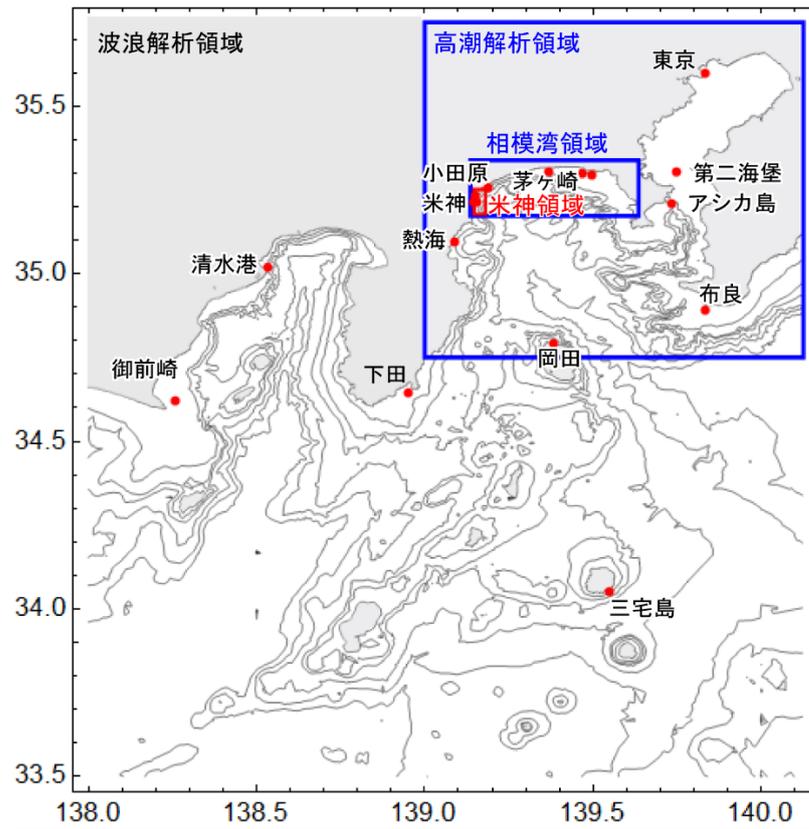


図 4-4-1 計算領域

(波浪解析領域・高潮解析領域 250 m, 相模湾領域 50 m, 米神領域 10 m メッシュ)

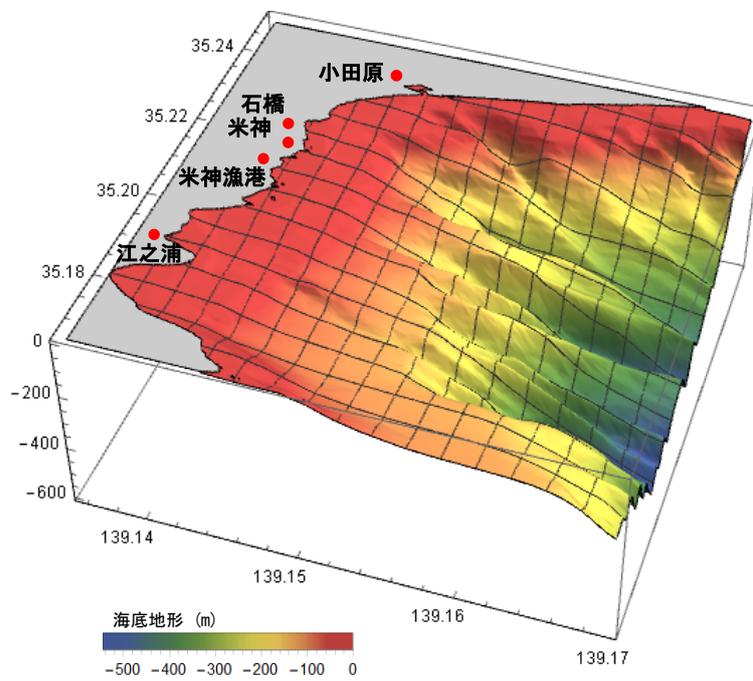


図 4-4-2 米神領域の出力点と海底地形

## 4-5 相模湾領域の高潮・Wave Setup 解析結果

### 4-5-1 SWAN による波浪解析結果

#### (1) 波浪解析結果の検証

浅海域の第3世代の沿岸波浪モデル SWAN<sup>4)</sup>による波浪の解析結果（有義波高・ピーク周期）と国土交通省の波浪観測システム NOWPHAS<sup>7)</sup>の観測結果，東京大学の平塚沖観測塔での波浪観測結果と比較する。

観測結果では，台風来襲時の激しい気象条件下での波浪観測は必ずしも容易ではない。台風は数時間の内に対象海域を通過するが，気象の再解析 GPV データは毎時間の出力になっており，その間は線形の時間内挿を行っている。本解析では，外洋の沖波境界条件は NOAA の WW3 の全球波浪再解析データ<sup>8)</sup>を使用している。このように，数値解析では気象場の再現性，沖波境界条件の設定等の問題があり，両者は必ずしも良い一致を示すとは限らないが，大きな乖離が無ければ再現性があると判断したい。

NOWPHAS 観測データのある御前崎の数値解析との比較，相模湾内の東京大学海洋アライアンスの平塚観測塔での観測データと数値解析結果の比較を図 4-5-1 に示す。

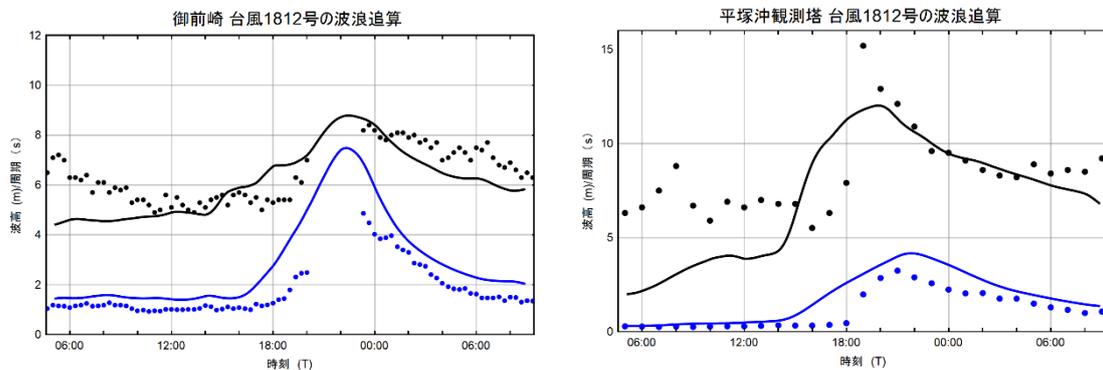


図 4-5-1 SWAN による海洋波浪の解析結果（黒実線：有義波高・青実線：ピーク周期）と NOWPHAS 観測結果/平塚沖観測塔の観測結果（●）との比較

#### (2) 波浪解析結果からの考察

波浪の解析結果は，観測値よりやや大きめであるが，周期，有義波高とも観測結果と大きな差異はない。御前崎の NOWPHAS 観測はピーク時（2018 年 7 月 28 日 20:20～23:00）は欠測しているが，数値解析結果では有義波高は約 7.55 m に達している。平塚沖観測塔の観測では，周波数スペクトルのピーク時（2018 年 7 月 28 日 19:00）は周期 15 s を記録しているが，数値解析では 12.5 s である。

### 4-5-2 有義波高・海浜流系に関する考察

一般的に，有義波高の平面分布は地形の影響で波浪が屈折し，集中する箇所と発散する箇所が発生する。波高分布は波が砕けて発生させる流れ（海浜流）の流速分布と原因・結果の密接な関係がある。波浪が発達するにつれて，波高の集中する箇所と発散する箇所が明確になる。

米神領域での海浜流と Wave Setup の空間分布の一例を図 4-5-2 に示す。図 4-5-2 の JY-200 から JY-600 は南北方向の計算格子の番号で，1 メッシュは約 10 m 間隔である。海浜流が集中する箇所では岸に向かう強い流れが形成され，発散する箇所では離岸流（沖に向かう流れ）が発生している。この凹凸は，石橋以北の海域で顕著である。離岸流の発生位置は固定されており，石橋の北部，御幸の浜の東部で強い離岸流が発生している。

また、御幸の浜、小田原～石橋間での Wave Setup は高い。さらに、江之浦から石橋にかけては、北向きの沿岸流が発生している。特に、米神漁港から石橋の間では安定した顕著な沿岸流が発生しており、この区間での Wave Setup 高潮はさほど高くない結果となった。沿岸流と海浜流による渦の生じる場所は地形や構造物の影響を受けていると考えられ、直線的な地形では沿岸流が、岬地形や漁港防波堤の周辺では渦の発生が顕著である。さらに、渦は経時的に移動しており、Wave Setup 高潮が発生・振動する要因となっている。

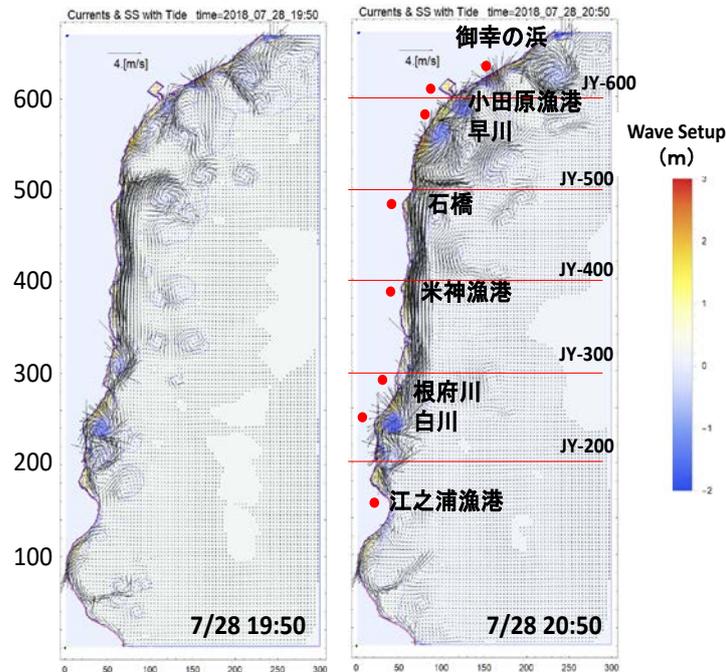


図 4-5-2 米神領域での海浜流系と Wave Setup 高潮の空間分布のスナップショット

#### 4-5-3 Wave Setup 高潮に関する考察

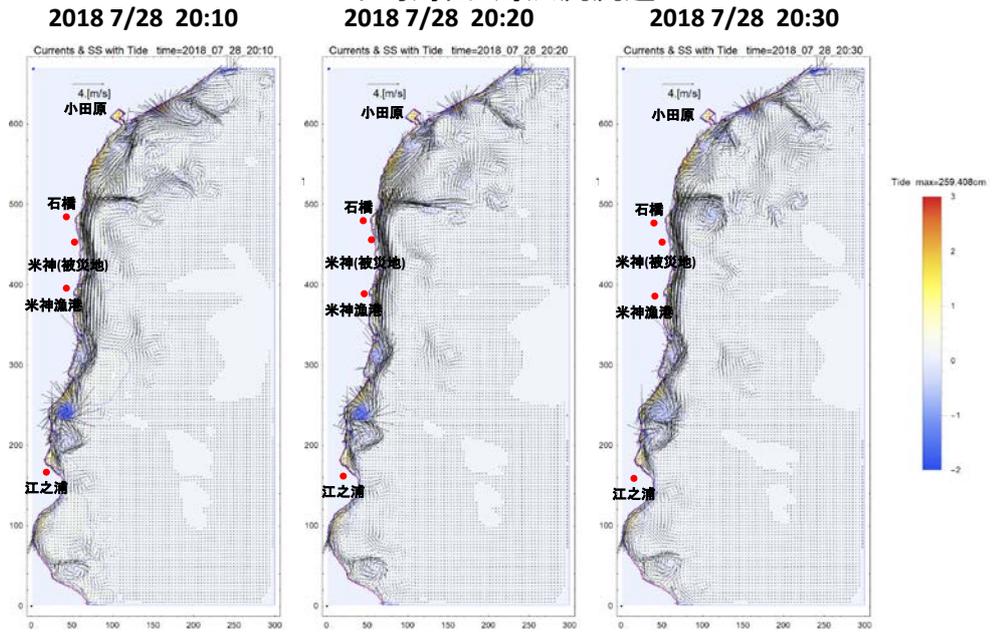
沿岸域の砕波帯での強い流れ（海浜流）は、短周期で変動する平均水面の上昇、Wave Setup を引き起こす。米神の位置する相模湾の西側海域は、水深が急に深くなる、急こう配の地形特性をしているため、高潮の吹き寄せ効果は小さく、吸い上げによる水位上昇（20 cm 程度）と沿岸部での Wave Setup 振動で沿岸域の平均海面の変動が決まる。

計算は 3 段階のネスティングで、高潮計算領域（広領域 250 m メッシュ）、相模湾領域（50 m メッシュ）、および米神領域（10 m メッシュ）で、大気圧勾配、砕波せん断応力を考慮した流れの解析を行い、高潮偏差と波による平均海面上昇（Wave Setup）の両者を解析した。

図 4-5-3～図 4-5-4 に米神領域での海浜流と Wave Setup の空間分布の時間変化を 10 min 間隔で示す。図中、JY-200 から JY-600 は南北方向の計算格子の番号で、1 メッシュは約 10 m 間隔である。海浜流が集中する箇所では岸に向かう強い流れが形成され、発散する箇所では離岸流（沖に向かう流れ）が発生している。この凹凸は、石橋以北の海域で顕著である。離岸流の発生位置は固定されており、石橋の北部、御幸の浜の東部で強い離岸流が発生している。

また、御幸の浜、小田原～石橋間での Wave Setup は高い。さらに、江之浦から石橋にかけては、北向きの沿岸流が発生している。特に、米神漁港から石橋の間では安定した顕著な沿岸流が発生しており、この区間での Wave Setup 高潮はさほど高くない結果となった。沿岸流と海浜流による渦の生じる場所は地形や構造物の影響を受けていると考えられ、直線的な地形では沿岸流が、岬地形や漁港防波堤の周辺では渦の発生が顕著である。さらに、渦は経時的に沿岸方向に移動しており、Wave Setup 高潮の振動特性はこれに起因している。

平均海面・海浜流流速  
2018 7/28 20:20



平均海面・海浜流流速  
2018 7/28 20:50

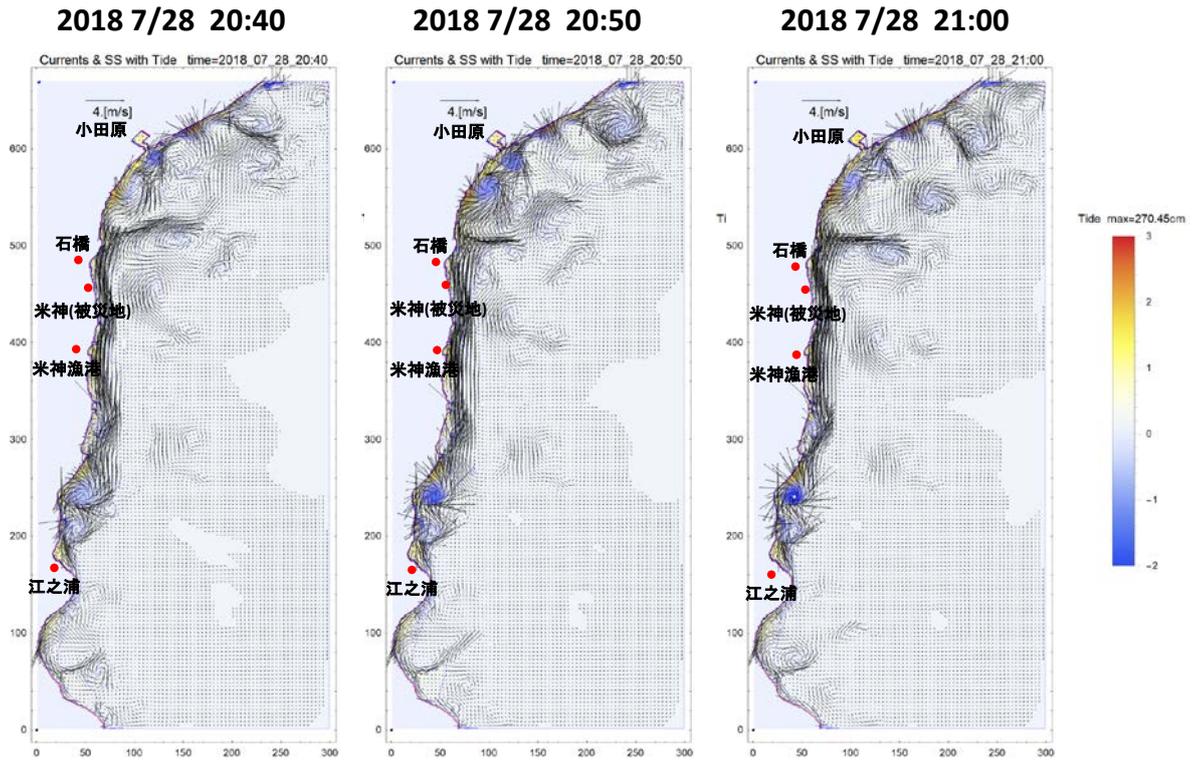


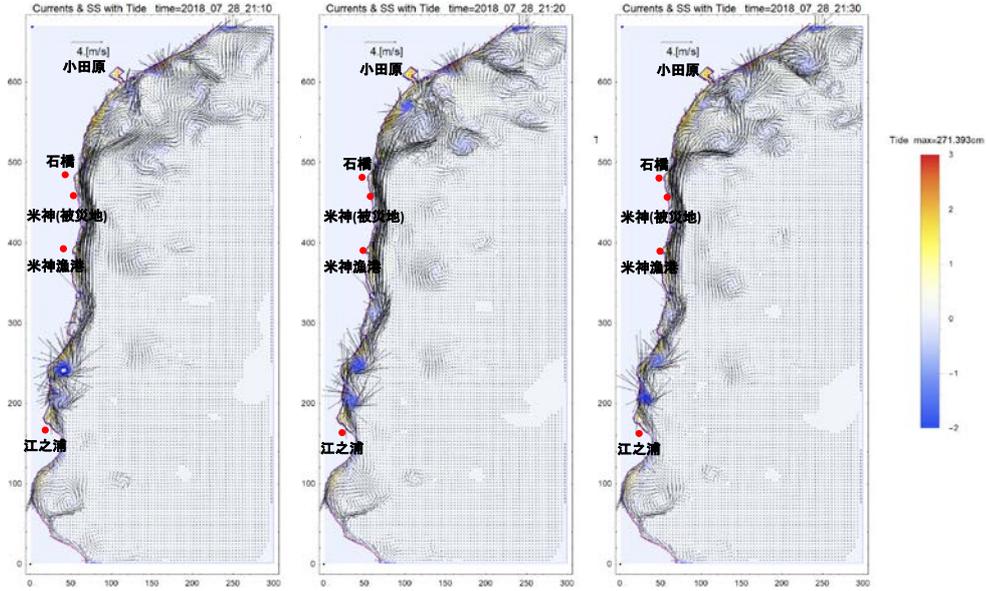
図 4-5-3 米神領域での海浜流と Wave Setup の空間分布の時間変化 (10min 間隔)

平均海面・海浜流流速

2018 7/28 21:10

2018 7/28 21:20

2018 7/28 21:30



平均海面・海浜流流速

2018 7/28 21:40

2018 7/28 21:50

2018 7/28 22:00

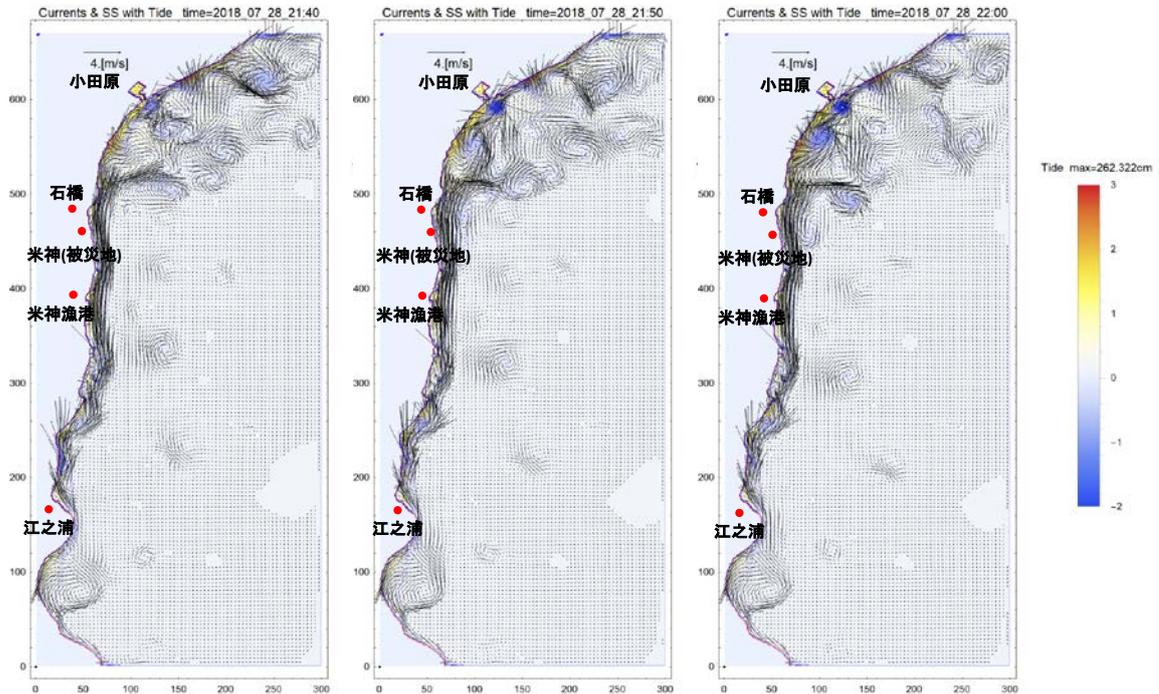


図 4-5-4 米神領域での海浜流と Wave Setup の空間分布の時間変化（10min 間隔）

高潮計算領域（広領域 250 m メッシュ）の計算結果例を図 4-5-5 に示す。広領域計算では解像度が粗いため、Wave Setup 高潮の変動は再現されていない。熱海，米神，小田原，米神の高潮偏差には，短周期の海面変動は見られず，吸い上げによる 20 cm 程度の高潮が計算されている。一方，東京湾の高潮は，湾内の振動と吹き寄せによる海面上昇が卓越しており，湾奥の出力点では最大 40 cm 程度の高潮偏差となっている。

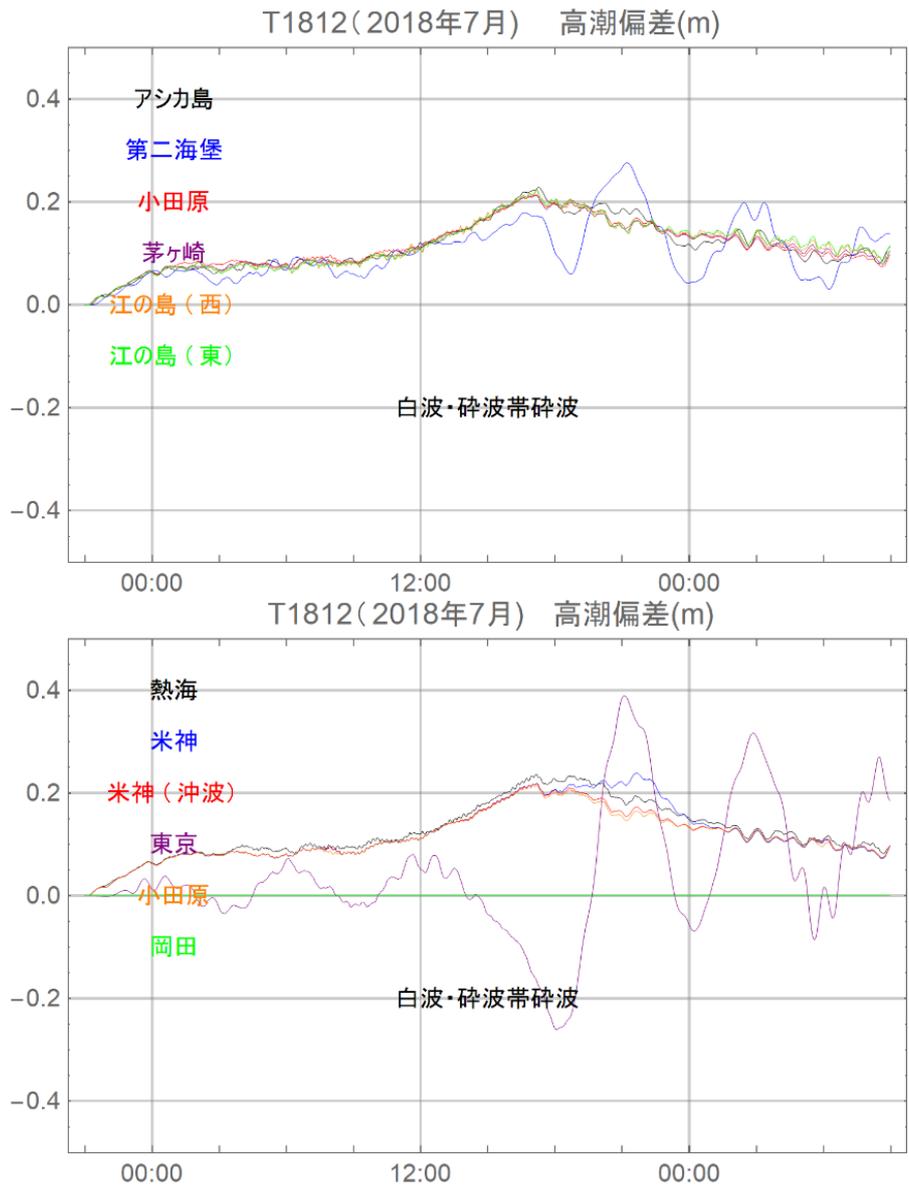


図 4-5-5 高潮計算領域 (250 m メッシュ) の出力点における高潮偏差の時間波形

### (1) 相模湾の平均海面上昇 (Wave Setup) の沿岸分布

図 4-5-6 に、相模湾領域 (50 m メッシュ) での高潮偏差と波による平均海面上昇 (Wave Setup) の解析結果のスナップショットを示す。水平軸は計算格子数 (メッシュ数)、縦軸は平均海面高さ (m) である。相模湾における Wave Setup の沿岸分布から、大陸棚のある相模湾の湾奥 (平塚, 茅ヶ崎, 江の島) では Wave Setup は高く 2 m を超えるところもある。相模湾の西側 (小田原) では、地形によって Wave Setup 量が沿岸方向に集中する箇所が見られる。砕波帯で渦が形成される小田原や白川では高く、顕著な沿岸流が形成される米神漁港周辺では Wave Setup 量は小さい (図 4-4-2 ~ 図 4-5-4 参照)。

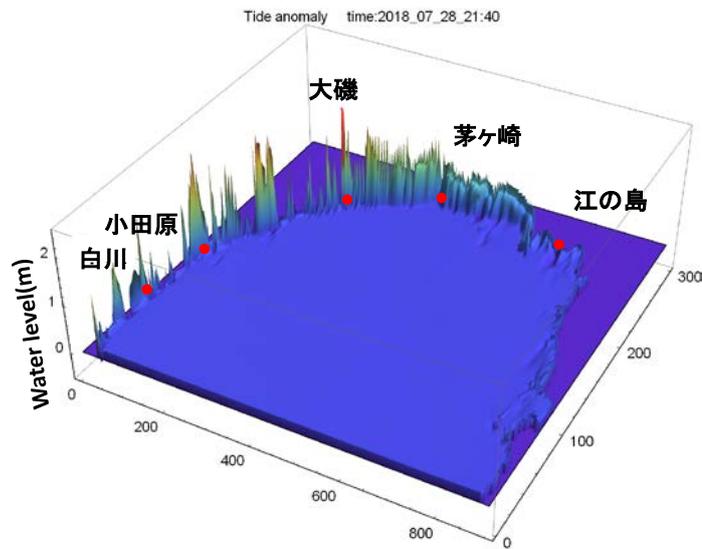
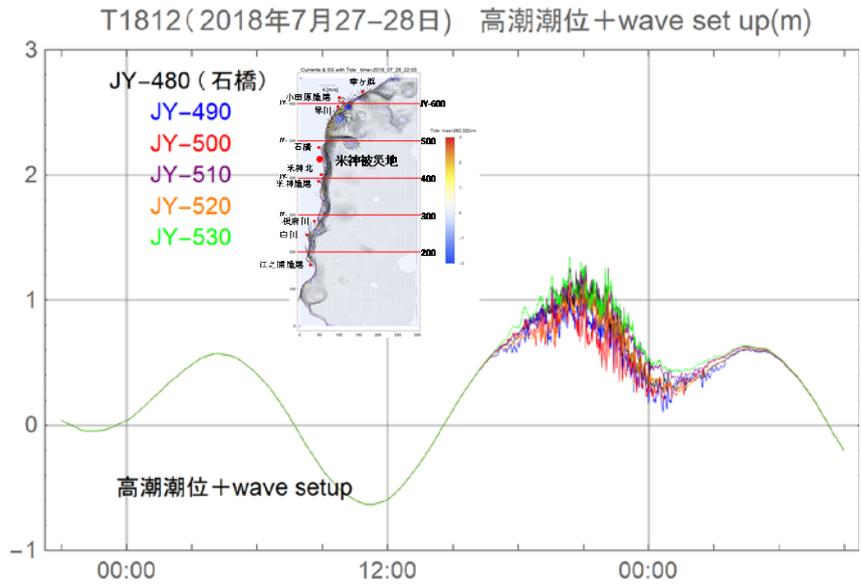


図 4-5-6 相模湾領域 (50 m メッシュ) の Wave Setup を含む高潮偏差の沿岸分布のスナップショット (2018 年 7 月 28 日 21:40 JST)

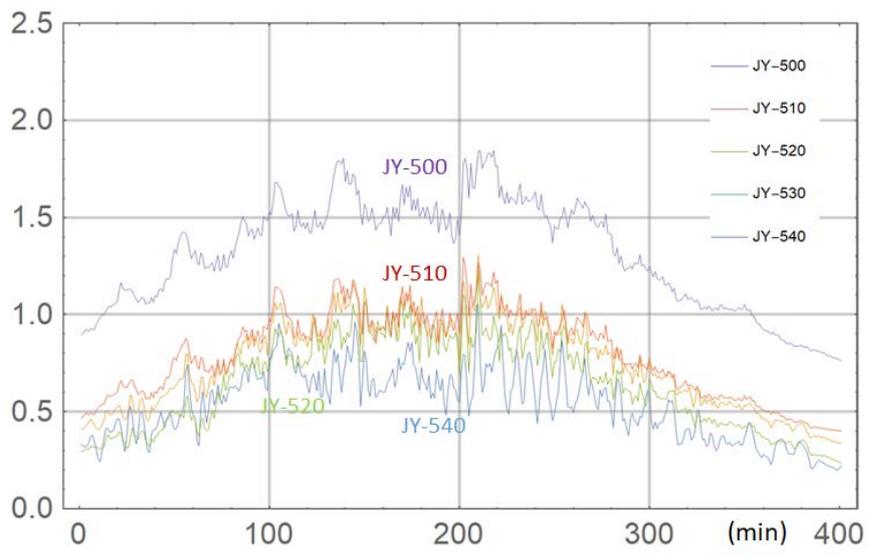
### (2) 米神計算領域 (10m メッシュ) の Wave Setup 高潮

沿岸域の砕波帯での強い流れ (海浜流) は、短周期で変動する平均水面の上昇, Wave Setup を引き起こす。米神の位置する相模湾の西側海域は、水深が急に深くなる、急こう配の地形特性をしているため、高潮の吹き寄せ効果は小さく、吸い上げによる水位上昇 (20 cm 程度) であるが、短周期の平均水面の変動, Wave Setup 高潮が発生する。

図 4-5-7 に、石橋周辺 (JY-480~530) と、図 4-5-8 に早川 (小田原の南) 周辺 (JY-540~590) の Wave Setup 高潮の解析結果を示す。上から 3 図のセットになっており、上図が Wave Setup 高潮の波形、中図が切り出した平均海面変動の波形、下図が変動波形のスペクトルである。石橋周辺では平均海面の最大上昇量は 1.2 m 程度、早川周辺では 2.5 m に達する Wave Setup 高潮が計算されている。変動波形の周期は明確に確認できる 30 min 程度の波形と、スペクトルで確認できる 300 ~ 500 s 付近に第一ピークのある振動成分である。台風 1812 号で発生した Wave Setup 高潮の波形は 5 min のサンプリングであるが、確認できる最短の振動成分が約 5 min であったように、この海域における解析結果でも、同程度の短周期変動が再現できている。また、30 min 程度の波形は、早川周辺では北に移動しているが、石橋周辺では固定している。前者は海浜流から放出された渦が北上し、後者は固定した (安定した) 海浜流系を形成しているからであると考えられる。



Wave Setup 高潮の波形



平均海面変動  
JY-500

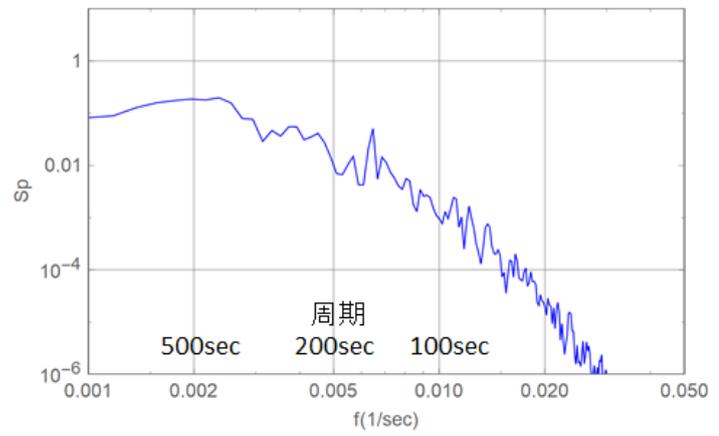


図 4-5-7 石橋周辺の Wave Setup 高潮

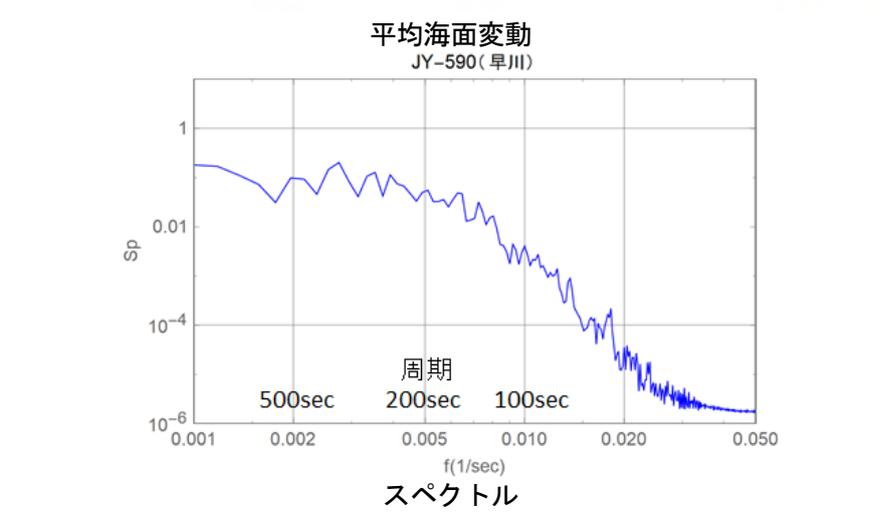
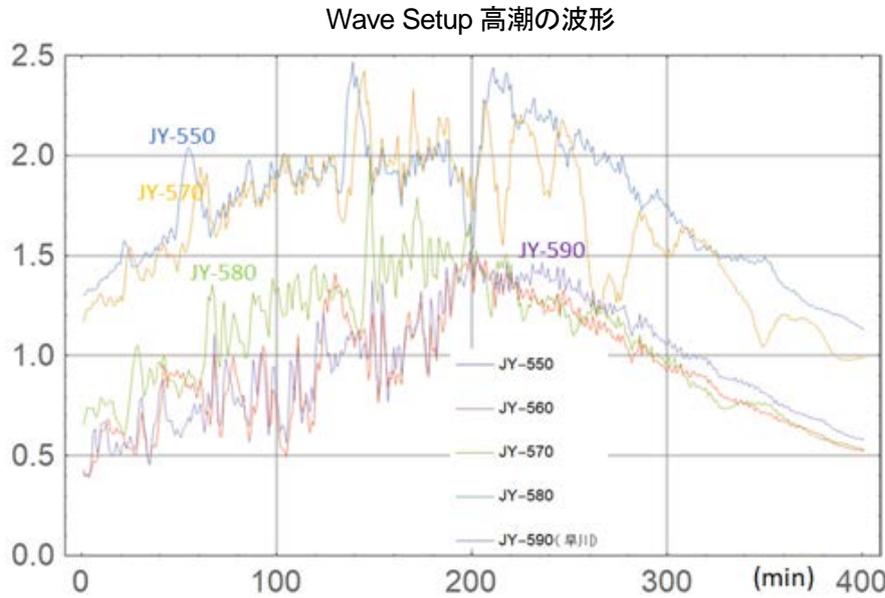
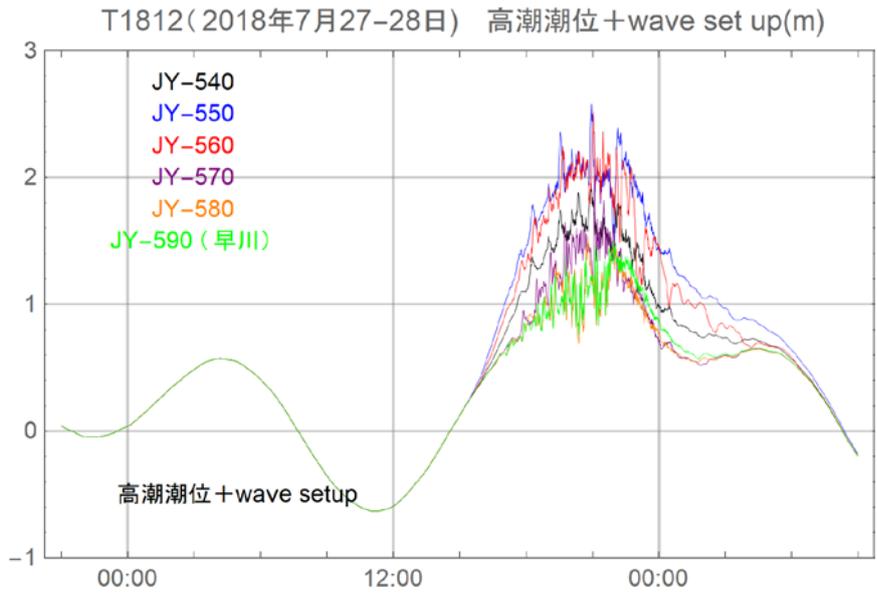


図 4-5-8 早川周辺の Wave Setup 高潮

## 4-6 越波に関する検討

相模湾米神地区について、台風 1812 号来襲時には砕波による波高減衰と、5~10 分程度の短周期変動を伴った Wave Setup 高潮が生じ、その最高水位は平均海面上 2.5m に至り、海岸災害の主要因となったことを示すことができた。

ここでは、Wave Setup 高潮が生じている米神海岸に対して、数値波動水路 (CADMAS-SURF) を用いて越波流量を算定し、海面上昇による越波流量に対する影響について考察する。

### 4-6-1 数値波動水路 (CADMAS-SURF) の概要

越波現象に対して用いられる計算方法は、高さ関数による方法、マーカー粒子を追跡する MAC 法 (Harlow ら (1965))、Lagrange 座標系による ALE 法 (Hirt ら (1972)) 及び境界適合座標法等が用いられてきた。日本では、藤間ら (1984)<sup>9)</sup>、川崎・岩田 (1996)<sup>10)</sup>、谷本ら (1998)<sup>11)</sup> により研究が行われている。これらになかでも Hirt<sup>12)</sup> ら (1981) による VOF 法 (Volume of Fluid) は実用的な手法である。

越波流量を算定するために、沿岸技術センターからプログラムが提供されている数値波動水路 (CADMAS-SURF, Super Roller Flume for Computer Aided Design of MARitime Structure) を用いて解析を行う。数値波動水路の計算方法は、VOF 法と SMAC 法 (Simplified Marker and Cell) 採用し、連立一次方程式の解法に前処理付き BCGSTAB 法が採用され、高速な計算が可能となっている。

#### 【基礎方程式】

海岸域における波浪場の解析では、海底斜面や透過性消波構造物等の複雑な形状を取り扱えることが必須となる。このため、数値波動水路の基礎方程式には、ポーラスモデルに基づいた以下に示す 2 次元非圧縮性流体の連続の式および Navier-Stokes 方程式が採用されている<sup>13)</sup>。

・連続の式

$$\frac{\partial \gamma_x u}{\partial x} + \frac{\partial \gamma_z w}{\partial z} = S_p \quad (4.1)$$

・Navier-Stokes の式

$$\lambda_v \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial \lambda_x u u}{\partial x} + \frac{\partial \lambda_x w u}{\partial z} = \frac{\gamma_v}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \gamma_x \nu_e \left( 2 \frac{\partial u}{\partial x} \right) \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ \gamma_z \nu_e \left( \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right) \right\} - D_x u + S_u - R_x \quad (4.2)$$

$$\lambda_v \frac{\partial w}{\partial t} + \frac{\partial \lambda_x u w}{\partial x} + \frac{\partial \lambda_z w w}{\partial z} = \frac{\gamma_v}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \gamma_x \nu_e \left( \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ \gamma_z \nu_e \left( 2 \frac{\partial w}{\partial z} \right) \right\} - D_z w + S_w - R_z - \gamma_v g \quad (4.3)$$

ここで、 $t$  : 時間,  $x, z$  : 水平, 鉛直座標,  $u, w$  : 流速の水平, 鉛直成分,  $\rho$  : 密度,  $p$  : 圧力,  $\nu_e$  : 分子動粘性係数と渦動粘性係数の和,  $g$  : 重力加速度,  $\gamma_v$  : 空隙率,  $\gamma_x, \gamma_z$  : 水平, 鉛直方向の面積透過率である。 $\lambda_v, \lambda_x, \lambda_z$  は CM を慣性力係数とすれば次のように表され、右辺第 2 項が構造物から受ける慣性力の効果となる。

$$\begin{aligned} \lambda_v &= \gamma_v + (1 - \gamma_v) C_M \\ \lambda_x &= \gamma_x + (1 - \gamma_x) C_M \\ \lambda_z &= \gamma_z + (1 - \gamma_z) C_M \end{aligned} \quad (4.4)$$

$D_x$ ,  $D_z$  はエネルギー減衰帯のための係数,  $S_\rho$ ,  $S_u$ ,  $S_w$  は造波ソースのためのソース項であり, 後述する. また,  $C_D$  を抵抗係数として, 多孔質体からの抵抗力  $R_x$ ,  $R_z$  は, 次のように流速の 2 乗に比例する形でモデル化されている.

$$R_x = \frac{1}{2} \frac{C_D}{\Delta_x} (1 - \gamma_x) u \sqrt{u^2 + w^2} \quad (4.6)$$

$$R_z = \frac{1}{2} \frac{C_D}{\Delta_z} (1 - \gamma_z) w \sqrt{u^2 + w^2} \quad (4.5)$$

ここで,  $\Delta_x$ ,  $\Delta_z$  は水平,鉛直方向の格子間隔である.

#### 4-6-2 検討条件

検討断面位置を下図に示す. 検討断面 1 (岩礁部) は国道の沖側が 1/3~1/5 勾配の岩場となっており, 波浪の遡上が想定される位置である. 検討断面 2 (標準部) は直立消波ブロック護岸が配置されている断面である. 断面の方向は波浪の来襲方向となる ESE 方向とした.



図 4-6-1 検討断面位置空中写真

波浪, 潮位条件は, SWAN による高潮・波浪計算, POM/POMgcs による流れの計算結果から, 表 4-6-1 のとおり設定し, モデル図の概要を図 4-6.9 に示す.

表 4-6-1 海象条件

項目	単位	値	備考
波高 $H_0$	m	5.9	海底勾配着目水深 5.9~14.75m
周期 $T$	s	10.6	
沖波波長 $L_0$	m	175.3	
波形勾配 $H_0/L_0$	-	0.0337	
堤前水深 $h$	m	1.79	地盤高 T.P. $\pm 0.0$ 地点の水位
水深波高比 $h/H_0$	-	0.303	
海底勾配	i	1/17	(検討断面 1) 1/20 の図表参照
波高水位上昇比 $\eta/H_0$	-	0.114	図表読み取り値
水位上昇量 $\eta$	m	0.67	
天文潮位	T.P. m	0.12	小田原観測所
wave-setup 上昇量	m	2.34	平面 2 次元波浪変形計算結果
堤前水位	T.P. m	2.46	
計算入力水位	T.P. m	1.79	

#### 4-6-3 検討結果

波浪の遡上状況を以下に示す。計算時間 106 s (10 波目入射) の内, 74 s (7 波目入射) 以降の護岸前面の波浪遡上状況を表 4-6-3 (a)~(c) に示す。ケース 1 では緩傾斜面を波が遡上し, パラペットを越えて堤内側に水塊が進入する様子をよく示している。ケース 2 では堤前の水深が浅く, 堤前では砕け寄せ波状になっており, 顕著な越波は生じていない。越波流量について計算開始後, 入射波が海岸線まで到達してから 5 波分の越波量から, 単位時間当たりの越波流量を表 4-6-2 に整理した。ケース 1 岩場における越波流量は  $1.18 \times 10^{-1} \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ , ケース 2 標準部における越波流量は  $2.29 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$  であり, ケース 1 岩場の方が 2 オーダー大きい値を示している。

表 4-6-2 越波流量計算結果

	断面条件	越波柵水量 ( $\text{m}^3$ )		増加水量 ( $\text{m}^3$ )	経過時間 (s)	越波流量 $\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$
		53.0s	106.0s			
ケース 1	岩場	39.93	46.17	6.23	53.0	$1.18 \times 10^{-1}$
ケース 2	標準部	39.93	40.05	0.12	53.0	$2.29 \times 10^{-3}$

表 4-6-3(a) 波浪遡上状況(1)

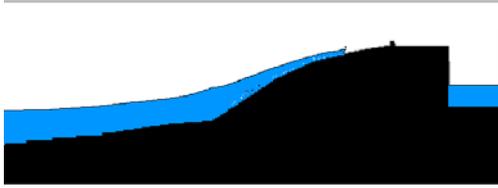
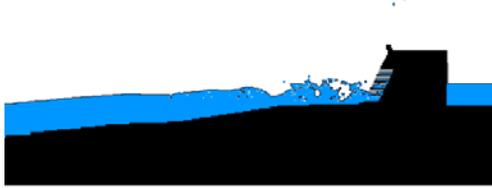
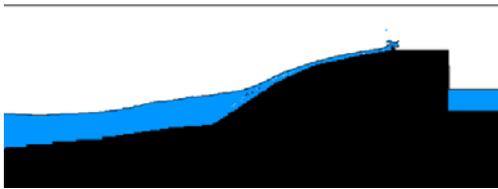
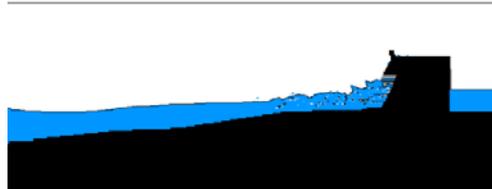
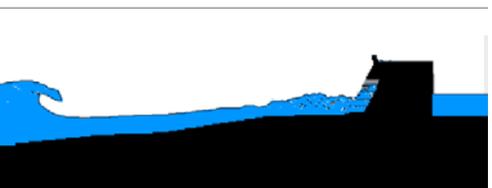
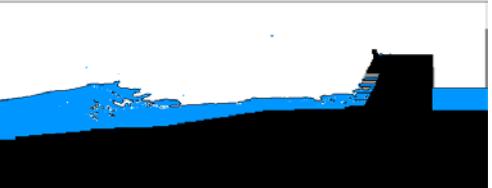
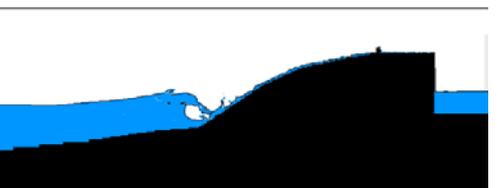
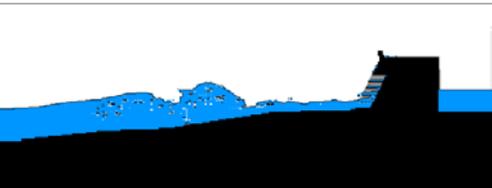
Time	ケース1 岩場	ケース2 標準部
74s		
76s		
78s		
80s		
82s		

表 4-6-3 (b) 波浪遡上状況(2)

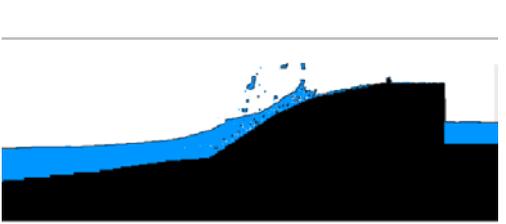
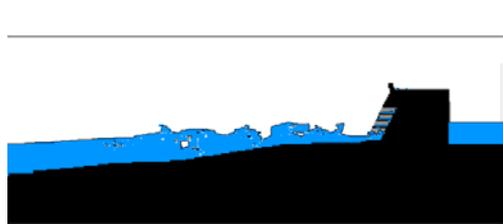
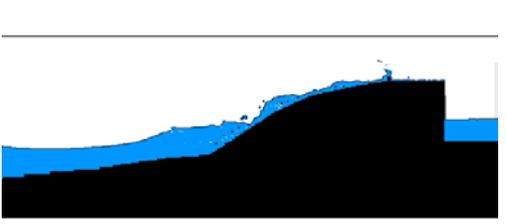
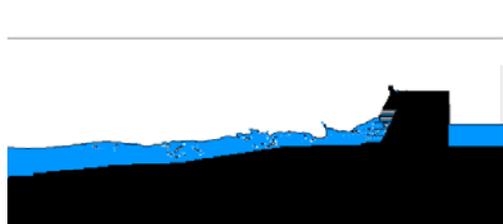
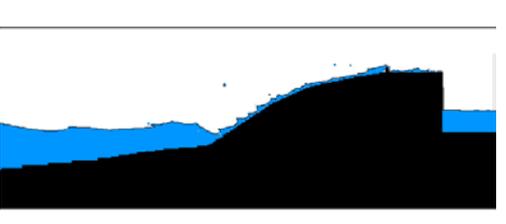
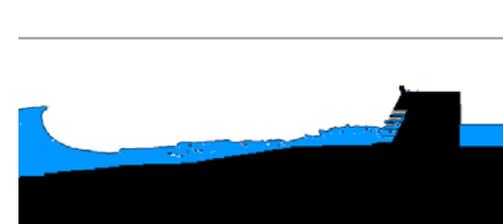
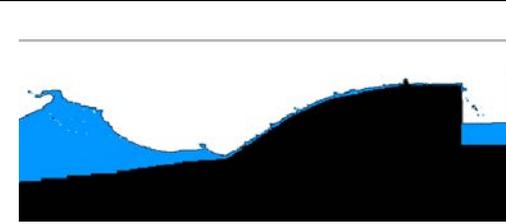
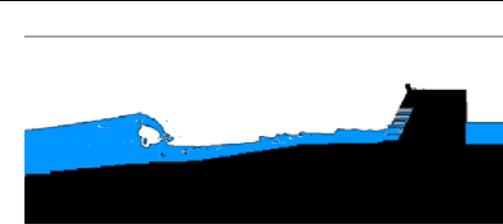
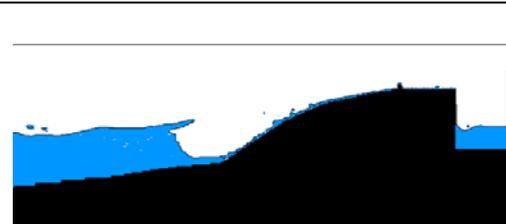
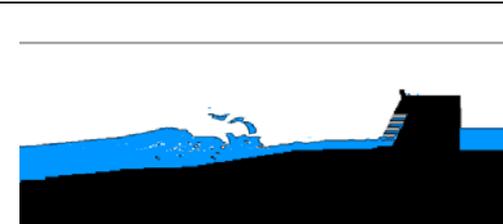
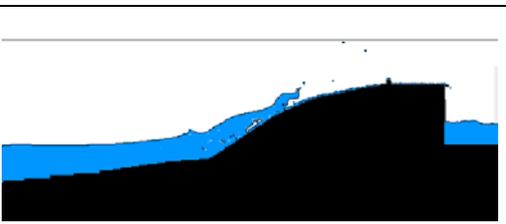
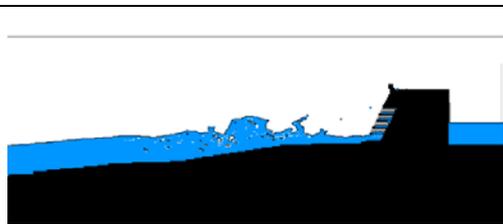
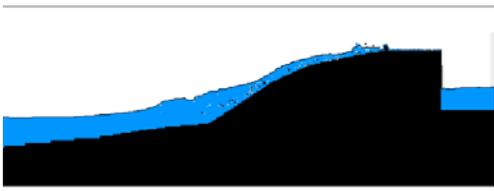
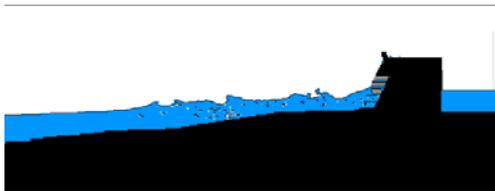
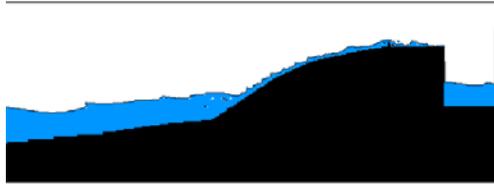
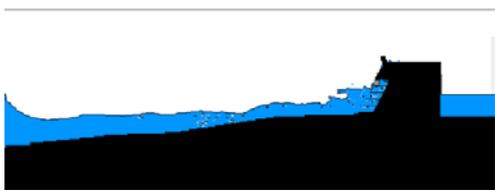
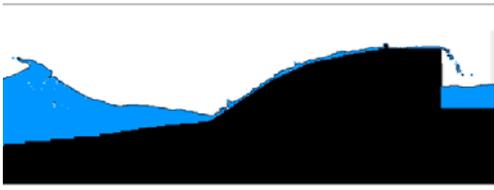
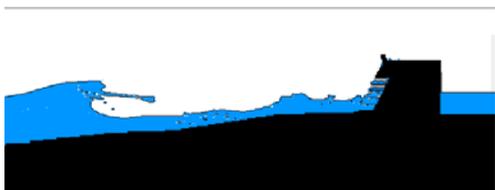
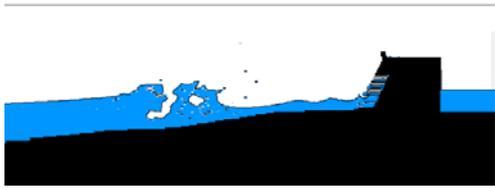
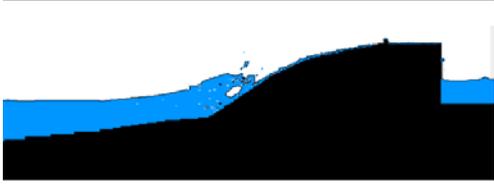
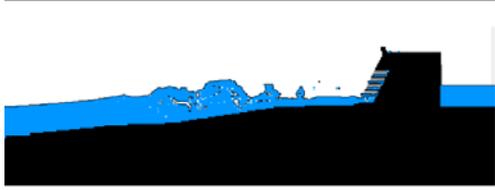
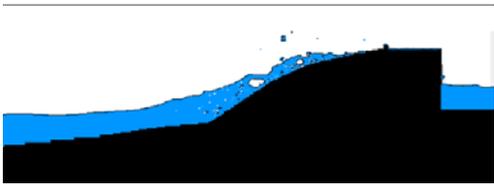
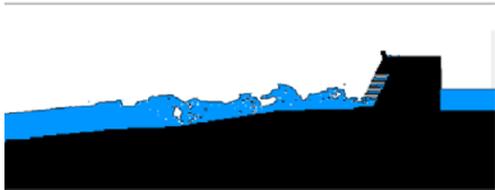
Time	ケース1 岩場	ケース2 標準部
84s		
86s		
88s		
90s		
92s		
94s		

表 4-6-3 (c) 波浪遡上状況(3)

Time	ケース1 岩場	ケース2 標準部
96s		
98s		
100s		
102s		
104s		
106s		

#### 4-6-4 護岸の安全性、車両の交通に関する評価

背後舗装済み護岸の許容越波流量は $0.2 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ である。ケース1 岩場における越波流量は $0.118 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ で護岸の被災限界越波流量を下回っており、護岸構造の安全性に関しては問題無い。

また、背後地の利用条件からみた許容越波流量を表 5-4-5、表 5-4-6 に示す。自動車が平常走行を行うためには越波流量を $1.1 \times 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ 以下に抑える必要がある。自動車が停車、低速走行するためには越波流量を $0.01 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ 以下に抑える必要がある。

越波流量計算結果と許容越波流量の比較を表 4-6-4 に示す。ケース1 岩場部では自動車の低速走行ですら困難な越波が生じている。ケース2 標準部では自動車の通常走行は困難であるが、低速走行であれば可能な越波流量となっている。

表 4-6-4 自動車走行に係る越波流量評価

	断面条件	越波流量 $\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$	自動車走行	
			通常走行 許容値 $1.1 \times 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$	停止・低速走行 許容値 $1.0 \times 10^{-2} \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$
ケース1	岩場	$1.18 \times 10^{-1}$	×	×
ケース2	標準部	$2.29 \times 10^{-3}$	×	○

これらの結果は、図 4-6-2 に示すように現地報告とよく整合しており、数値波動水槽（CADMAS-SURF）による波の遡上、越波流量の解析は再現性が高いといえる。



図 4-6-2 台風 1812 号による被災状況（出典：神奈川県県土整備部）

## 4-7 Wave-setup の観測

外洋に面した海岸での高潮には Wave Setup が寄与していることは知られているが、その振動特性は十分に認識されていない。これは高潮等の長周期波の観測方法に起因する。現在、海上保安庁のリアルタイム験潮観測（海上保安庁 HP16）は、海面変動の 30 秒平均値を 5 分ごとに間引いて表示したもので、5 min 程度の振動特性までは検知できるが、この結果はリアルタイムでしか公表されず、1 週間ごとに消されてしまう。最終的には 1 時間毎の観測結果が検潮記録として、気象庁で取りまとめられる。公表される検潮記録は 1 時間サンプルのみのデータである。湾内高潮の計測には大きな支障はないが、外洋に面した海岸での Wave Setup 高潮の計測には最低 5 min のサンプリングデータを残して公表することが必要である。

2019 年の台風 19 号で観測された、赤羽根、高知、三宅島での 5 min サンプリングデータを図 4-7-1 に示す。赤線は天文潮位で青線が観測水位変動を示す。赤羽根の記録は拡大した図も同時に示してあるので、周期 5 min の変動が辛うじて検出できていることが解る。赤羽根、高知での Wave Setup 高潮の波高は 50 cm 以上に達し、三宅島では 1 m を越えて、計測レンジをオーバーしていることが解る。このような振動は短周期ではあるが振動のピーク時に高波浪が重なる現象が発生した場合には、想定外の越波を発生させ、災害に至る事に着目した防災対策が必要である。

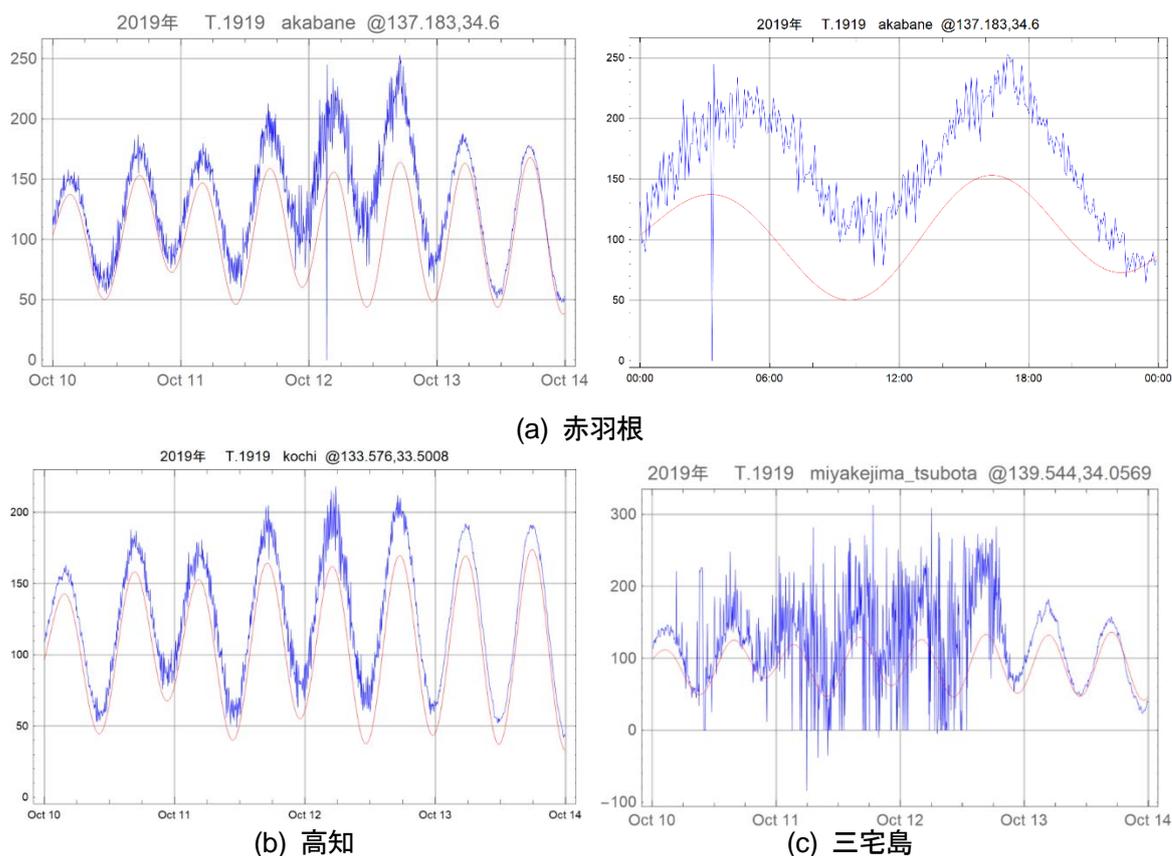


図 4-7-1 台風 1919 号によって発生した Wave Setup 高潮の観測例

## 4-8 相模湾の高潮災害に対する課題について

これまで高波災害対策を主体として、神奈川県により相模湾一律の設計潮位が設定され、海岸保全基本計画が立案された。この計画により相模湾西部も事業が進められてきたが、台風 1812 号により国道 135 号線沿線を中心に越波災害に見舞われた。この現象を踏まえ、解析を行った結果から高潮災害に対する課題について述べる。

### 1) 地先固有の現象を反映した海岸保全基本計画

地球温暖化による海面上昇は相模湾ではほぼ均一に発生するが、Wave Setup 高潮と高波浪が発生する地域は地形によって固定されている。地先別に個々の現象に応じた計画が必要で、相模湾一律に計画潮位を設定している現行の神奈川県による海岸保全基本計画は、きめ細やかな計画立案が不足している。個別の地先に発生する特有の現象である Wave Setup 高潮や短期振動を考慮した計画立案が必要である。

### 2) 海面上昇の越波流量に対する影響

相模湾西部に 1 m の海面上昇が生じた際に、台風 1812 号が来襲したと仮定し、数値波動水槽 (CADMAS-SURF) による越波流量を算定した。その結果を表 4-8-1 に取りまとめる。

この結果からわかるように 1 m の海面の上昇により、越波流量は 5 倍以上に増加し、道路が被災するレベルになる。この現象に対する適応策は、パラペットや防護柵による対策では壁高(柵高)が非現実的な規模となり、道路線形をセットバックにより陸側に移動する、道路縦断高を上げるなど抜本的な対策が必要である。

表 4-8-1 1m の海面上昇が生じた場合の越波流量

	条件	現状の越波流量 ( $\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$ )	1m上昇時の越波流量 ( $\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$ )	
ケース1	岩礁部	$1.18 \times 10^{-1}$	$5.6 \times 10^{-1}$	5倍
ケース2	標準部	$2.29 \times 10^{-3}$	$1.5 \times 10^{-2}$	7倍

## 4-9 本章のまとめ

気象潮位のうち、特に、台風等の気象擾乱によって発生する海面の異常な変動は高潮と呼ばれ、その発生機構は、大気圧の勾配によって海水位が静的に変化する「吸い上げ」と、風による流れ（吹送流）が陸で止められて水位が上昇する「吹き寄せ」とに分離される。この機構で発生する高潮は浅海域の湾内で顕著であり、周期の長い海面変動となる。一方で砕波帯砕波によって発生する平均海面の上昇も高潮と捉えることができる。砕波帯砕波を通して形成される流れは海浜流（波浪流）と呼ばれ、海浜流の変動が平均海面の変動と連動し、周期数分から数十分の短周期海面変動を発生させる。振動を伴う外洋に面した海岸での Wave Setup 高潮の計測には、1 時間間隔の計測では観測できない。最低 5 min のサンプリングデータを残して公表することが必要である。本研究では、周期数分から数十分の短周期海面変動を発生させる海面変動を Wave Setup 高潮と呼ぶこととした。鷲田ら (2019)<sup>14)</sup> の研究成果と筆者による追加計算結果を用いて、Wave Setup 高潮特性を以下に取りまとめる。

相模湾の高波と Wave Setup を含む高潮（Wave Setup 高潮）の解析を行い、以下の主要な結果を得た。

- 1) 外洋に面する相模湾沿岸の高潮は、気圧低下に起因する吸い上げ（0.2 m 程度）と砕波帯砕波で発生する Wave Setup が重なり合った Wave Setup 高潮が発生する。この Wave Setup 高潮の数値解析により、相模湾西部沿岸では、隣接する海岸においても Wave Setup 高潮は時空間的に変化し、現地で災害につながる現象を引き起こしていることを解明し、実用化を図ることができた。
- 2) 相模湾西部地域における Wave Setup 高潮は、時空間的に振動している。この短周期変動を伴った振動は、早川周辺で最大となり 2.5 m、安定な沿岸流が形成される米神漁港付近では 0.8 m 程度である。変動波形の周期は 30 min 程度の波形と、スペクトルで確認できる 300~500 s 付近に第一ピークのある振動成分である。
- 3) Wave Setup 高潮と高波浪が発生する地域は地形によって固定されており、両者が同時発生する時間帯では越波災害を引き起こすリスクが極めて高くなる。
- 4) Wave Setup 高潮は周期数分から数十分の短周期海面変動を発生させる。振動を伴う外洋に面した海岸での Wave Setup 高潮の計測には、1 時間間隔の計測では観測できない。最低 5 min のサンプリングデータを残して公表することが必要である。

## 参考文献

- 1) 気象庁ホームページ (2018) : 過去の台風資料, 台風の位置表, 平成 30 年 (2018 年), 台風 1812 号
- 2) 気象庁: 災害時気象報告: 平成 30 年台風第 21 号による 9 月 3 日から 5 日にかけての暴風、高潮等, 災害時自然現象報告書 2019 年第 1 号, 2019.
- 3) 山下隆男・中川勇樹 (2001) : 白波砕波せん断応力を考慮した波浪・高潮結合モデルによる台風 9918 号による八代海の高潮の再現, 海岸工学論文集, 第 48 巻, pp. 291-295.
- 4) SWAN Cycle III Version 41.01 (2014) : a copy of the license is available at, <https://www.tudelft.nl/en/ceg/about-the-faculty/departments/hydraulic-engineering/sections/environmental-fluid-mechanics/research/swan/> (2019. 5. 10 閲覧)
- 5) POM (Princeton Ocean Model) of in ECOMSED: Users Manual of ECOMSED Version 1.3, HydroQual, Inc., 2002, 188p.
- 6) 気象庁, GPV データ : (2019. 5. 10 閲覧) ([https://www.data.jma.go.jp/add/suishin/cgi-bin/catalogue/make\\_product\\_page.cgi?id=ZenModel](https://www.data.jma.go.jp/add/suishin/cgi-bin/catalogue/make_product_page.cgi?id=ZenModel))
- 7) 国土交通省港湾局・各地方整備局 (2018) : ナウファス(全国港湾海洋波浪情報網 : NOWPHAS : Nationwide Ocean Wave information network for Ports and HarbourS ), <https://www.mlit.go.jp/kowan/nowphas/> (2019. 5. 10 閲覧)
- 8) 米国国立海洋大気庁 (2018) : <https://polar.ncep.noaa.gov/waves/wavewatch/> (2019. 5. 10 閲覧)
- 9) 藤間功司・後藤智明・首藤伸夫: 非線形分散波理論の数値的な検討, 第 31 回海岸工学講演会論文集, pp. 93-97. 1984
- 10) 川崎浩司・岩田好一郎 (1996) : 3 次元波浪場に設置された潜堤による spilling 型砕波の変形過程に関する数値解析, 海岸工学論文集, Vol. 43, pp. 96-100.
- 11) 谷本 勝利, 趙 群, 中村 廣昭: LES-VOF 法によるリーフ上での数値波動解析, 海岸工学論文集, 45 巻, pp. 151-155, 1998
- 12) Hirt, C. W. and B. D. Nichols: "Volume of Fluid (VOF) Method for the Dynamics of Free Boundaries", J. Comput. Phys., Vol. 39, 1981.
- 13) 土木学会 (2012) 「数値波動水槽—砕波波浪計算の深化と耐波設計の革新を目指して—」
- 14) 鷺田正樹, 室井直人, 高橋智幸 (2019) : 台風 1812 号による相模湾西部の Wave Setup 高潮の数値解析, 土木学会論文集 B3 (海洋開発) 75(2), I\_61-I\_66, 2019.

## 第5章 波浪・3次元海浜流共存場の漂砂モデルによる 鳥取県北条海岸の冬季海浜変形の解析

### 5-1 はじめに

海浜変形の予測モデルは、これまで数多くの研究者によりモデルが提案され現地に適用されてきた。これら多くのモデルは波浪を外力としており、海浜で生じている現象を詳細にモデルに反映することなく、土砂移動を簡略化して論じているに過ぎない。

本研究では、気象擾乱時において発生する風によるせん断応力から波浪を推算し、波浪の変形過程を経て海浜流（戻り流れ、吹送流）を解析することで、海水面の変化（Wave-setup 高潮）、波、流れの共存場として海浜地形を論ずる数値モデルを構築する。これら3要素を反映できるモデルを構築することで、今後深刻化する海面上昇と海浜地形変化を論ずることができると考える。

従来から用いられてきた砕波帯内の土砂移動、特にこれまでの汀線に着目した海浜変化モデルから高度化を図り、風を駆動力とする吹送流と海浜流および戻り流れを反映できる3次元地形変化モデルを構築する。外洋波浪を気象庁の波浪 GPV で与え、第三世代の浅海域波浪モデル SWAN による波浪解析で高波浪時の高潮計算と連携し、POMにより吹送流と海浜流（平面流分布）、戻り流れ（鉛直成分）を合わせた流れ場の3次元特性を反映し、波・流れ共存場の漂砂量を解析するモデルを構築する。

### 5-2 海岸侵食

砂浜海岸において堆積土砂量が流出土砂量を下回れば、海岸から土砂が減少し汀線が後退する。このような状態が海岸の広範囲に渡って起これば、海岸侵食として問題視される。堆積土砂量の減少は、河川・海岸における土砂採取、流域の開発やダム等の建設による河川流送土砂の減少が等の土砂供給源の変化によるものと、港湾の防波堤、突堤、河川の導流堤、海岸護岸等の海岸構造物の建設により沿岸、岸沖漂砂特性が変えられ、いわゆる漂砂の連続性が断たれた場合に発生するものがある。前者は漂砂源の減少で後者は漂砂系の破壊が原因である。

この他にも、近年では地球の温暖化による海洋エネルギーの増大が、熱帯低気圧の強大化や極低気圧の強化を発生させ、これにより外洋波浪、うねり性波浪が増大してきている。これが原因で生じる漂砂特性の変化や、巨大化する波浪災害を防止するための海岸構造物の必要以上の建設が海岸侵食を発生させることも懸念されている。

海岸侵食によって日本では毎年 160 ha もの国土が失われていると報告されている。海岸侵食が深刻化すると、国土の喪失のみならず、砂浜の持つ高い消波機能が失われ、海岸護岸や人工的な消波構造物の建設が必要になってくる。このため、風光明媚であった白砂青松の砂浜海岸が消波ブロックの海岸線になってしまうケースが至る所で見られる。これを見て人々は自然環境の破壊と嘆くだけでなく、使用された夥しいコンクリート量、そのために放出された莫大な量の二酸化炭素へ思いを巡らし、砂浜海岸の必要性を再認識するのである。

海岸侵食対策としては、初期段階では、堤防、護岸、消波堤、突堤群が建設されてきたが、構造物からの反射波や戻り流れのために海浜砂は沖に持ち去られ、過度な沿岸漂砂の阻止が漂砂下手の海岸の侵食を助長し、海岸侵食は泥沼化する事が常であった。その後、回折波の力を利用した離岸堤工法が施工されるようになり、海浜を面的に見ながら波浪の力を利用して海浜を防護する発想が芽生え、海岸侵食対策に急速な進展があった。鳥取県の皆生海岸は典型的な成功例であり、離岸堤群の背後に静的に安定なポケットビーチが形成され、景観的にも美しい海浜の安定化が実施できた。海面上に積み上げたブロックの景観上好ましくないとの理由から、離岸堤を潜堤化した人工リーフ工法が提案、施工され始めた。この工法は、単一の人工リーフであれば潜堤背後の波浪の静穏化を実現し、砂浜海岸であればサリエント (salient) を形成する効果がある。しかしながら、砂浜海岸に離岸堤群に代え

て人工リーフ群を建設すると、人工リーフ間のギャップの海底を通して多量の海水が流出し、同時に堤内の海浜砂も大量に流出させ、人工リーフそのものも洗掘によって破壊される問題点が明確となった。これは、高波浪時に天端上で碎波した波浪の水塊が人工リーフ群内側の平均水位を高め、堤外との圧力勾配を作り、リーフ上で海水を取り込んではギャップから出す波浪ポンプのような効果が発生するためである。しかしながら海水中の構造物は外からは見えないため、このような問題が衆目に晒されるまでに時間がかかり、全国に多くの人工リーフ群が建設される結果となった。このため、海岸保全施設が海岸侵食を助長させる悪例となった海浜も少なからずあることは残念なことである。

この他、海岸侵食の要因としては、長期的な地殻変動や地盤沈下の影響も無視できない。綿密なGPS 観測網を持つわが国においては、海水温の上昇による海面上昇と合わせて、海岸侵食要因としての的確な監視が必要である。なお、地球温暖化による海面上昇が問題視されるが、これは年間数ミリメートルのオーダーであるため、波浪外力の増加や漂砂源の減少、海岸構造物による沿岸漂砂系の阻止等で短期間に発生する海岸侵食の要因としては無視できる。しかしながら、エルニーニョ南方振動(ENSO) や太平洋十年振動(PDO) のような海洋振動に伴う海水温の上昇による海面変動には十分な配慮が必要である。また、地球温暖化による平均海面の上昇により数百年規模で変化する海浜の動態に関しては、海面上昇で消失する砂浜の後退量の推定として、次節で考察する。

世界の海岸保全の工法は1970年代を境に大きく様変わりしてきている。海岸工学が市民のための工学として活動を始めた1950～1960年頃は港湾、海岸構造物の設計に力点が置かれ、波浪、潮位等の設計外力や安定で経済的な海岸構造物の断面形状の研究が行われ、実際に多くの海岸構造物が建設された。特に海浜の保全に関しては、自然環境、防災機能、景観等を総合的に考慮し、1970年以降は、欧米を中心に養浜による海浜防護が主流となった。オランダでは国土を浸水から護るバリアアイランドの保全に1970年以降30か所で150以上の養浜事業が行われ1億 $\text{m}^3$ 以上の土砂が投入された。米国でも構造物による海岸保全は全面的に廃止され、工費で90%を超える額が養浜工を主体とした工事に投入されるようになってきた。1980年代にはスペインの地中海側の海岸は人工海浜によるリゾート化が進み、欧州沿岸の海岸で養浜事業が活発に行われた。

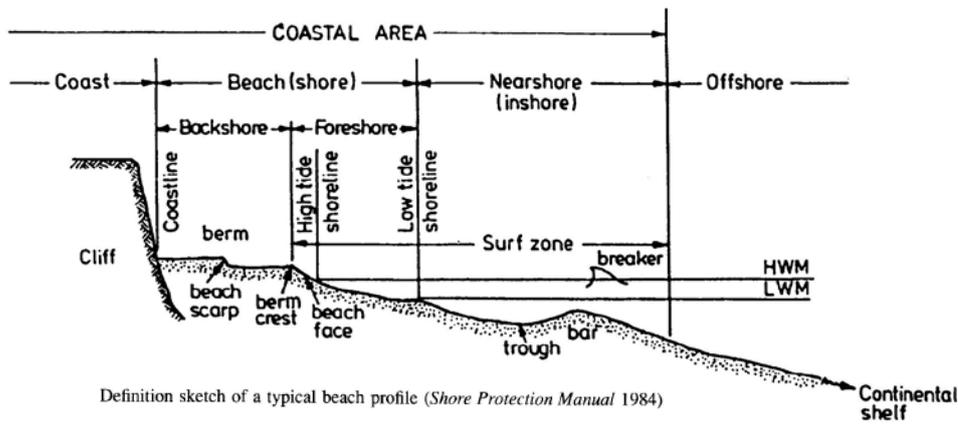
わが国では、漁業権の問題があつて養浜は欧米のように普及していなかったが、海岸法の改正で海浜が構造物と同様の扱いとなり、1980年代初頭に提案されたヘッドランド工法と併用する形で、安定海浜工法として養浜が行われるようになってきた。

### 5-2-1 海岸侵食機構

海浜の保全を考える場合には、海岸侵食機構を明確にしておかなければならない。ここではまず、安定な海浜断面形状特性と底質特性の関係を明確にし、平面的な海浜変形過程を確認する。その後、高波浪による海浜土砂の沖方向流出例を示し、海岸侵食機構の一側面について考察する。

#### (1) 海浜断面

海浜の典型的な断面形状名の定義を図5-2-1に、前浜(foreshore)における海底勾配と底質の中央粒径の関係を図5-2-2に示す。波浪や戻り流れによる分級が活発な前浜においても、海底勾配が1/40より緩やかになると底質粒径は0.2 mmに漸近する。碎波帯外においてもこの特性は変わらず、多くの場合、底質の中央粒径は0.2 mm程度である。これは、底質は粒径0.2 mm程度で沈降速度が急速に遅くなり、かつ凝集(floc)が発生する0.06 mm以下のシルト直前の粒径であるため、通常の波浪や流れによって、単一粒子として最も動き易い粒径であるため、粒径0.2 mmの底質が海底面上に留まり易いことに起因する。



Definition sketch of a typical beach profile (Shore Protection Manual 1984)

図 5-2-1 断面形状名称の定義

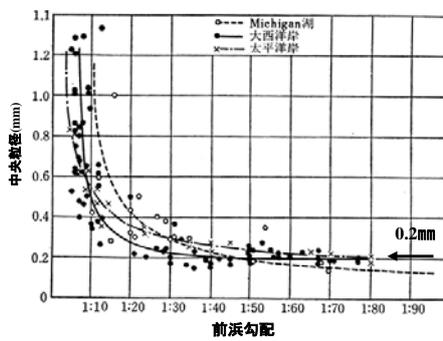


図 5-2-2 前浜(foreshore)における海底勾配と底質中央粒径の関係

前浜勾配が急になり、1/10に近づくと、底質粒径は急速に大きくなるが、粒径と海浜勾配には明確な関係が存在する。この関係は平衡海浜断面形状として、式 (1.1) のように示される (Dean (1977)<sup>1)</sup>。

$$h(x) = A(d_{50})x^{2/3} \quad (1.1)$$

ここで、 $h(x)$  は汀線からの距離  $x$  における水深であり、 $A(d)$  は形状係数で長さの次元 ( $m^{1/3}$ ) を持つ。 $A(d)$  は Moore (1982)<sup>2)</sup> と Dean (1987)<sup>3)4)</sup> により、図 5-2-3 のように示されているが、形状係数は中央粒径とともに増加し、平衡海浜断面形状も粒径の変化に対して敏感である。図 5-2-4 に示すように粒径が 0.22 mm の場合と 0.28 mm の場合とで平衡海浜断面形状を維持するために必要な土砂量に大きな差が出る。

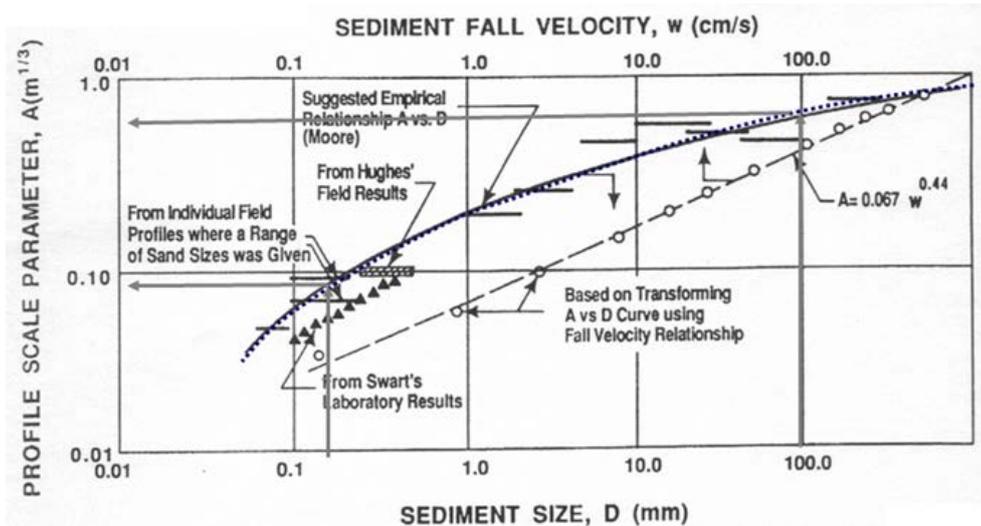


図 5-2-3 形状係数と中央粒径の関係

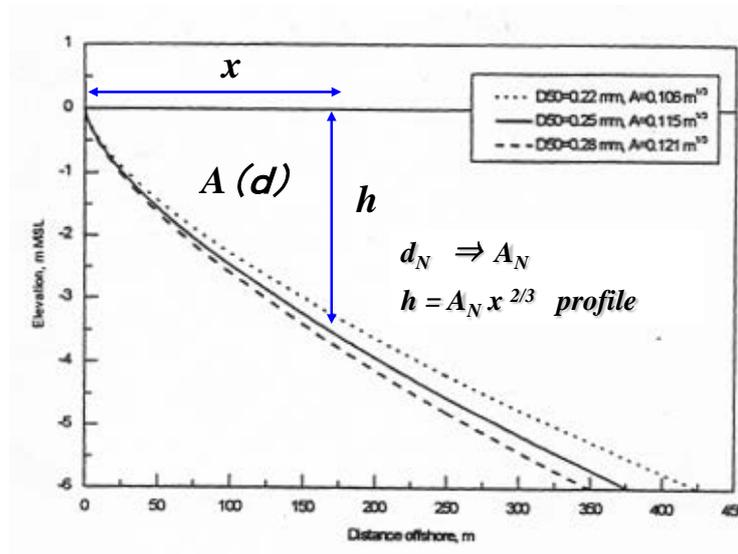


図 5-2-4 平衡海浜断面形状

(2) 平面的な地形変化

海浜の平面的な変形は、波形勾配、浪向き、エネルギー等の、来襲波浪特性に依存する。一般に波浪エネルギーの増加過程では海浜は侵食され、沖にバーが形成される。一方、波浪エネルギーの減少過程では沖のバーが岸に移動して堆積傾向となる。図 5-2-5 に海浜の平面的な変形過程を示す。この図の説明は、通常の波浪の季節変化に対して海浜が応答する過程を示しているため、波浪条件によって侵食海岸と堆積海岸をバーの移動に伴う底質移動で繰り返すことになっている。実際に、多くの海岸で、高波浪来襲後に沖にバーが形成され、その後の通常波浪でリズムックバーに変化し海浜が安定化する過程を見かける。しかしながら、異常な高波浪が長時間継続する場合には、バーがはるか沖合に形成され、通常波浪では戻らない場合も見受けられる。このような異常なバーの移動は、岸沖方向の土砂移動が年変動のサイクル(季節変動)から逸脱した海岸侵食のひとつの例である。

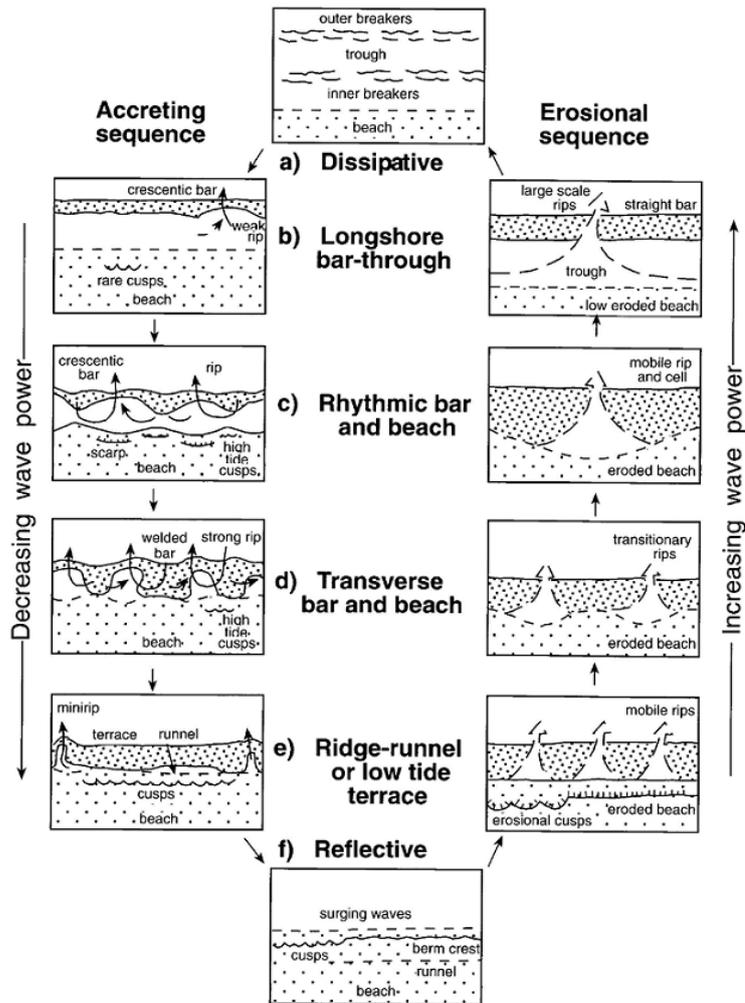


図 5-2-5 海浜の平面的な変形過程

### (3) 海岸侵食の要因

異常な高波浪で沖合にバーが形成され通常波浪では戻らない場合のケースを示す。図 5-2-6 は高知海岸長浜～戸原工区の例で、2003 年に 3 台風、2004 年に 6 台風、2005 年に 3 台風が連続して来襲した。平成 14 年 2 月 (2002 年) と平成 18 年 2 月 (2006 年) の海浜断面形状からバーが 100 m 以上も沖合に移動して、戻らなくなったケースである。これ以降どのくらいの年月をかけて、どのような機構で、元の位置 (平成 7, 14 年の位置) に戻るのかは興味のあるところである。波浪によって土砂が岸に移動して元の地形に戻ることは考えにくいので、戻り流れで沖に運ばれた土砂がバーに止められ、トラフが徐々に埋まって浅くなり、元の地形に戻るものと思われる。図 5-2-6 はこの傾向を示している。何れにしても高波浪の連続で、約  $300 \text{ m}^3/\text{m}$  (平成 7 年と平成 18 年の差) 以上の土砂が流出した痕跡がよく示されている。

このような異常波浪による沖合への土砂移動の場合、粗砂や礫が戻り流れで沖に輸送され、そこに留まった後、通常の波浪と流れで  $0.2 \text{ mm}$  の細砂がその上を覆う可能性が高い。どの程度の量の粗砂や礫が移動し、どの程度の量の細砂が被覆するのかを再現できるモデルが必要である。

図 5-2-7 は、富士海岸で、バー地形ではない海浜断面の底質粒径の鉛直構造を調べて結果である。厚さ  $2 \text{ m}$  程度の細砂層が粗砂や礫層を覆っていることがわかる。さらに、砂礫層は水深  $10 \text{ m}$  の位置にバーを形成していることもわかる。この 2 例のデータは、沖への土砂流出による海岸侵食機構を的確に示している。

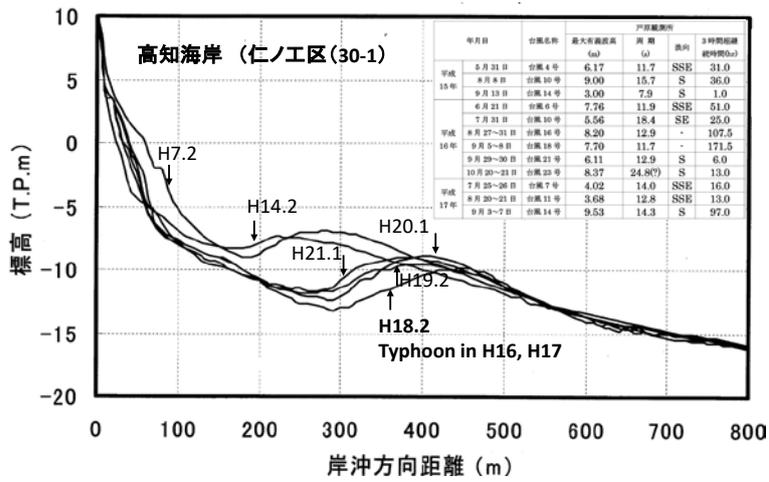


図 5-2-6 高知海岸での異常波浪による bar の沖への移動

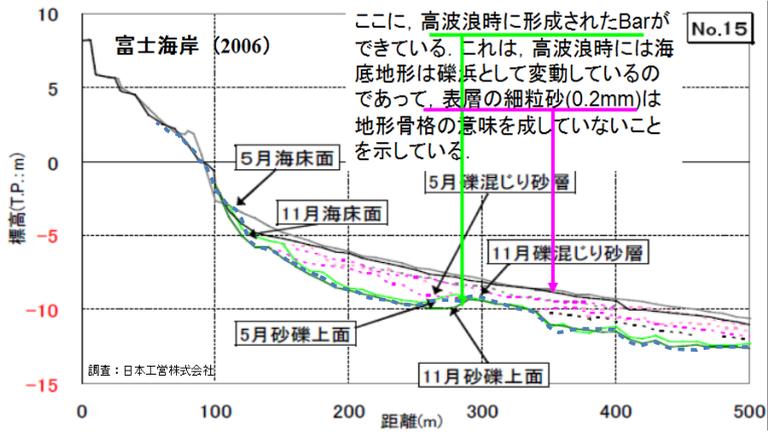


図 5-2-7 富士海岸における細砂、礫の堆積状況

## 5-2-2 海浜変形予測

日本では、1960年代から1970年代の前半にかけて急速に進んだ沿岸域の開発の結果、海岸侵食等の多くの環境問題が惹起され、沿岸開発と海浜変形の因果関係を客観的に事前予測するような社会的要請を背景に、漂砂及び海浜変形に関する研究がはじめられた。

米国においては、日本より10年程度先行する形でNearshore Sediment Transport Study (略称NSTS) と称する国家的共同研究が実施され、沿岸域における波浪変形及び海浜流等の現象とこれに伴う移動の研究がなされた。

これらの研究の目的は、沿岸開発に伴う海浜変形を予測するために数値モデルを開発しうることにある。従来、海浜変形の問題は、その外力である波浪特性等に対する海浜の応答を直結させ、いわゆる shore process (海浜過程) として論ぜられてきた。

しかし、数値モデルを構築するためには、これを掘り下げ、外力と海浜変形を shore mechanism として明らかにしようと研究が進められてきた。

数値シミュレーションによる海浜変形予測は、経験工学的手法や移動床水理模型実験などに比べ定量的予測に適している。移動床水理模型実験では、水の粘性力を自由に制御できない限り相似則は基本的に成り立たない。しかし、数値シミュレーションにおいては、粘性等の物理的諸量のみならず、対象海域のスケールや時間を計算機の許す範囲内であれば自由に選択でき、適用性は格段に向上する。その代償として関係する未解明の諸量に対して種々の仮定をする必要がある。したがって、数値シミュレーションの場合でも、水理模型実験と同様に、支配的現象に着目してモデル化することが要求される。複雑な漂砂現象を整理し、ひとつの観点から捉えることは、ひとつの思想の形成にも似ている。その捉え方によってモデルの形は異なったものとなる。数値シミュレーションを開発、発展させるためには、数値モデルが前提とする事柄を整理し、十分に理解していなければならない。ここにモデルの高度化と、実際の現地といかにして整合を図るかが鍵である。

本章ではBar-Trough型の自然海岸である鳥取県北条海岸<sup>5)</sup>において、Van der Werfモデルを基盤とした波浪・3次元海浜流共存場の漂砂モデルにより、冬季の海浜変形過程の数値解析を行い、深浅測量の結果と比較する。この海岸の3次元海浜流場、漂砂系、沖方向移動漂砂量および海浜変形特性の時空間分布の描写を試みる。漂砂の沖方向移動には河川からの出水による影響も考えられるため、一級河川天神川からの洪水流による海浜変形の影響についても検討する。この海岸の冬季風浪時には西側からの高波浪が卓越し、戻り流れによって冲向き漂砂が発生し、海浜を侵食する。このため、冬季の海岸侵食には海浜流の3次元性と波・流れ共存場での漂砂機構を考慮する必要がある。

2017年9月から2018年3月の期間についてBar-Trough地形の海浜変化特性について解析を行い、その適用性および妥当性を評価するとともに、Bar-Trough型の自然海岸に対する適応策についての提言の行う。なお本研究は、鳥取県中部総合事務所発注の「北条海岸外(天神川左岸流砂系)海岸長寿命化計画策定業務委託」において砂浜の海岸保全施設への指定に対しての検討モデルとして実用化し、業務成果に反映している。

### 5-3 深浅測量データの解析

鳥取県北条海岸の位置および M7000 のデジタル地形データから作成した周辺の海底地形を図 5-3-1 に示す。北条海岸では、水深データが春（3 月）、秋（9 月）の年 2 回、計測されている。沿岸方向に 200 m の側線間隔では、Bar-Trough の海浜地形計測には粗すぎるため、高い精度は期待できていない。解析に用いるデータは、岸沖方向には約 10 m、沿岸方向には約 30 m の格子点上に水深を線形補間し、Gaussian filter で面的に平滑化し、汀線から水深 10 m までの間の Bar-Trough 型を再現して用いた。2017 年 9 月と 2018 年 3 月に実施された深浅測量結果から、図 5-3-2 に侵食・堆積高さ (m) の鳥観図と Google Earth の衛星画像を示した。

図 5-3-3 に、侵食・堆積高さのコンター図と、単位幅当たりの侵食量 ( $m^3/m$ ) と堆積量の沿岸方向分布を示した。

冬季の侵食性の波浪作用下で沖の Bar が発達し、Trough が洗堀される地形変化の傾向が見られる。天神川河口部では明確な河口デルタの形成が確認できず、侵食傾向が認められる。この侵食が河川からの出水による土砂の沖方向移動に起因する可能性を検討するために、2017 年の 9 月と 11 月の大規模出水に関して、洪水流を考慮した 3 次元海浜流とそれによる海浜地形変化の解析を行う。

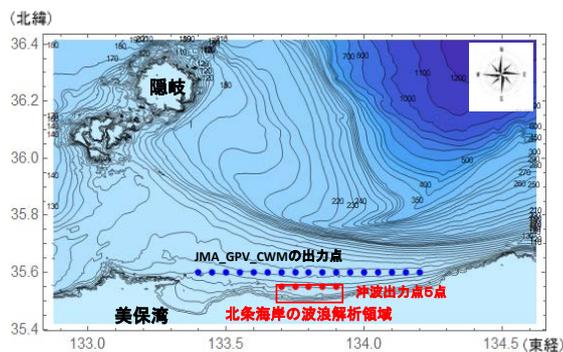


図 5-3-1 鳥取県北条海岸 位置図

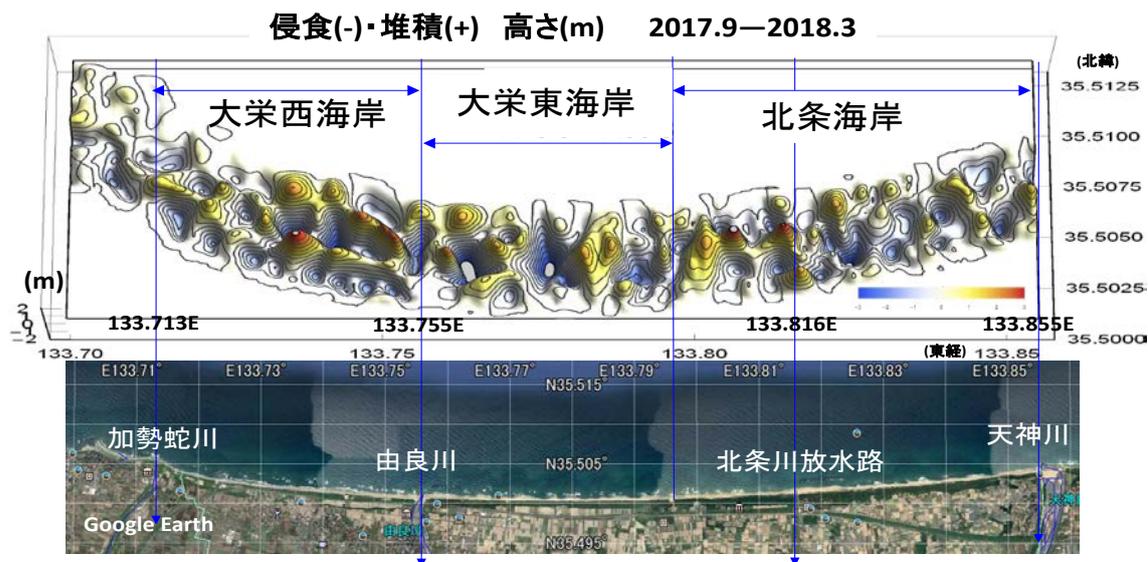


図 5-3-2 侵食・堆積高さ(m)の平面分布

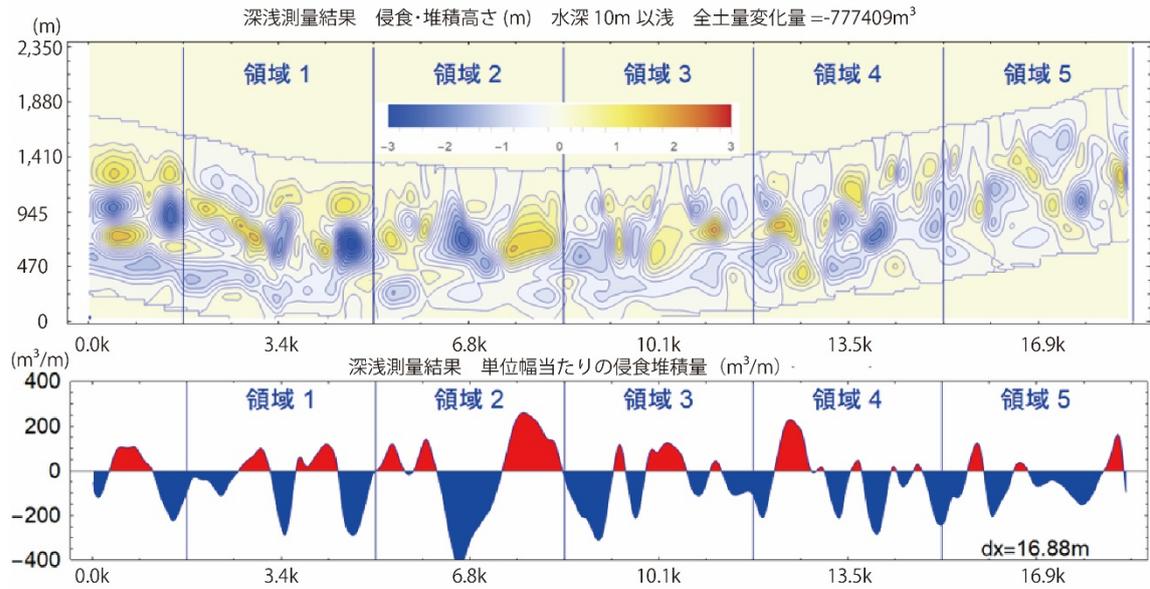


図 5-3-3 測深結果：侵食・堆積高さのコンター（上図）と単位幅当たりの侵食・堆積量 ( $\text{m}^3/\text{m}$ ) の沿岸分布 ( $dx=16.88\text{m}$ )

### 5-4 3 次元海浜流の解析

水深 10 m 以深は、M7000 シリーズ (M7013 隠岐) のデータを線形補間して、北条海岸の深浅測量結果 (10 m 以浅の bar-trough 地形) と重ね合わせて、解析対象域の深海から汀線までの水深データを作成した。図 5-4-1 に波浪解析領域と海浜流解析領域のコンター図 (上図) と沖方向から見た海底地形の鳥観図 (下図) を示す。

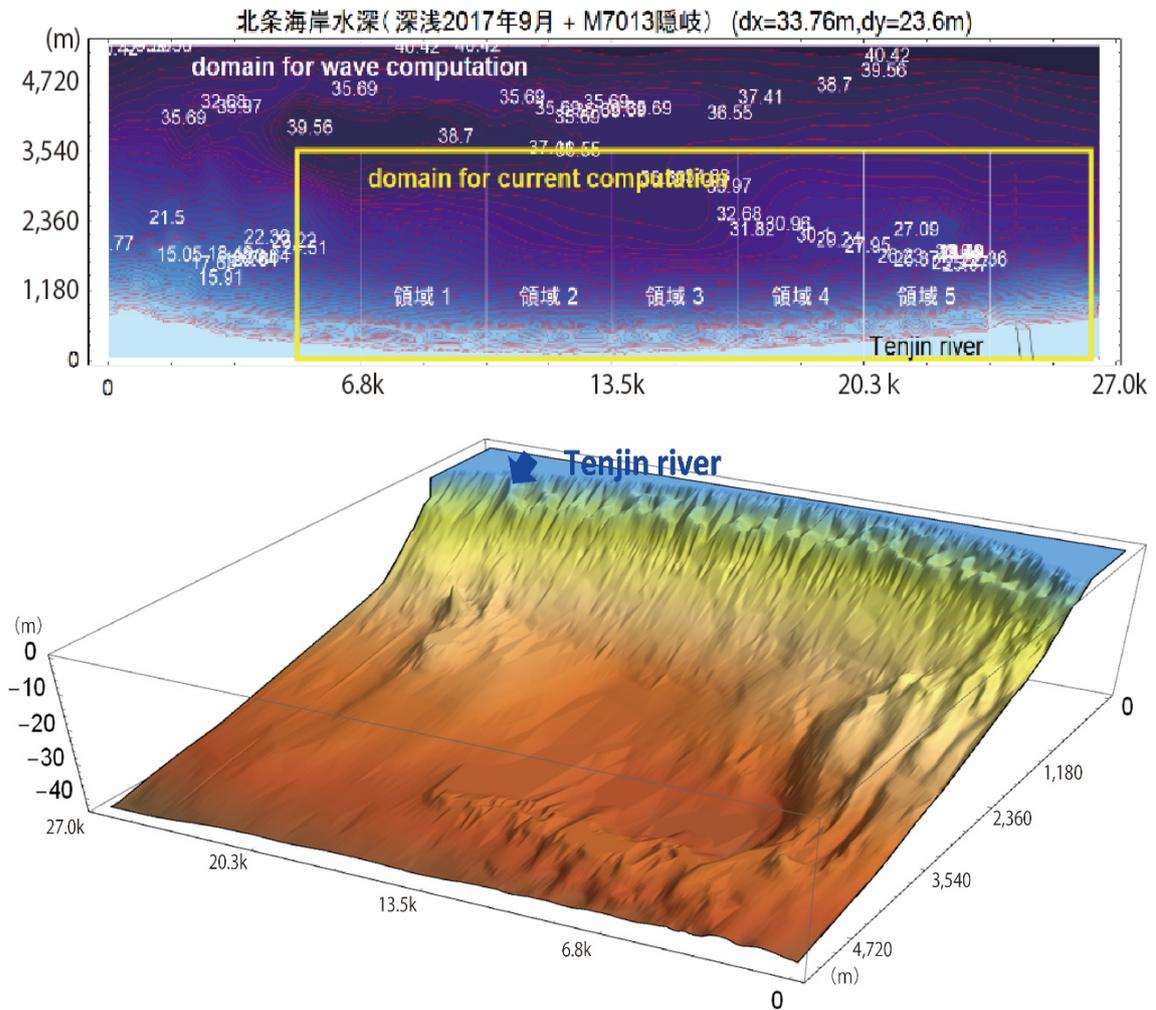


図 5-4-1 水深コンター (上図) と海底地形鳥観図 (下図)

### 5-4-1 数値モデルの概要

波浪変形の変形計算は第三世代波浪推算モデルの浅海域波浪モデル SWAN, 3 次元海浜流場の解析は海洋モデル POM (鉛直方向 11 層のシグマ座標) を用いた。

波浪解析における海上風場および沖波境界条件は, 気象庁の沿岸波浪モデル GPV(GWM)の予測値を用いた 3 時間毎の波浪再解析データを使用した。期間中の波浪エネルギーフラックス相当パラメター  $TH^2$  ( $H$ :波高,  $T$ :周期) の時系列変化と  $TH^2 > 50$  の条件で抽出した 31 個のストームを図 5-4-2 に示す。図中の W, E は西, 東向き等の波浪の卓越波向きを示している。9, 10 月は東向きの波浪が卓越し, それ以降では西向きが卓越している。最も強いエネルギーフラックスは storm\_4 で発生しているが, 継続時間は 45 hr と短い。継続時間の長いストームは, storm\_19 で 93 hr, storm\_24 が最長の 111 hr であった。

河川流量は, 国土交通省の水文水質データベースから天神川小田地点の時間観測流量を用いた。図 5-4-2 に緑色の線で観測流量を示した。高波浪 (storm\_4) 襲来時に出水があった 2017 年 10 月と, 小さな波浪 (storm\_1) 時に発生した大規模出水の 2017 年 9 月の 2 ケースについて, 河川からの出水を考慮した 3 次元海浜流の解析も実施し, 河川の出水が海浜変形に及ぼす影響の強さも検討する。ここでは, 3 次元海浜流の解析負荷が大きいため, 主要 4 ストーム (storm\_1, storm\_4, storm\_9, storm\_24) により冬季風浪の襲来波浪と洪水流の外力特性が記述できていると仮定した。

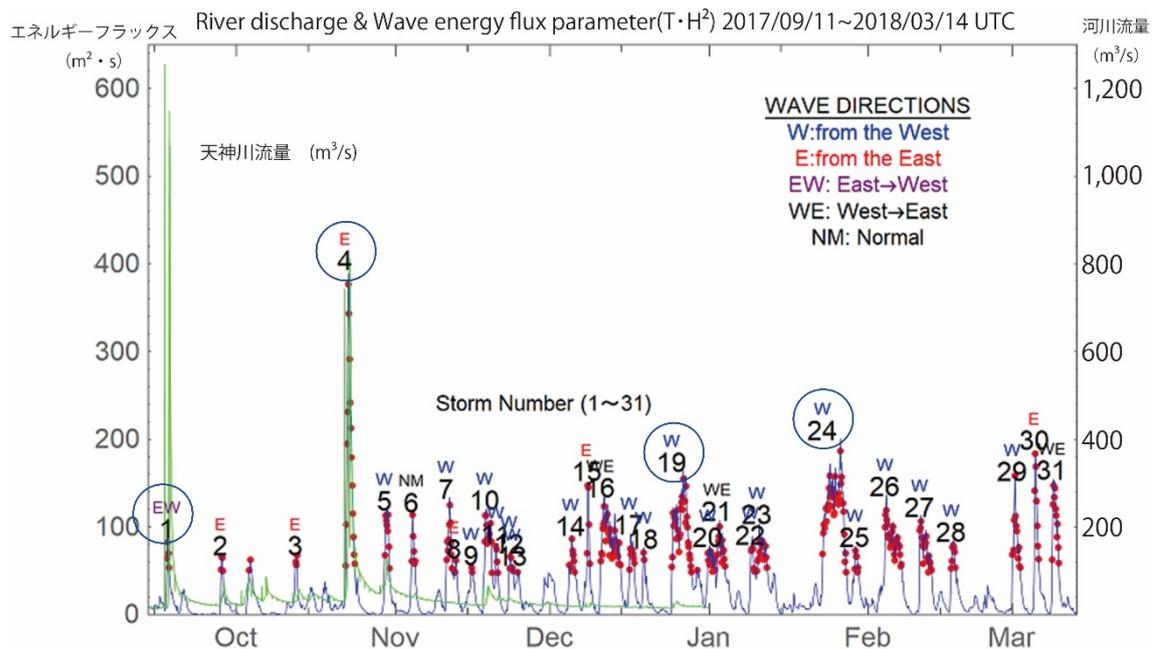


図 5-4-2 GPV による波浪エネルギーフラックスおよび天神川小田地点の時間観測流量

### 5-4-2 解析手法

各々のストームに関して 3 時間毎の波浪変形計算の定常解を求め, radiation stress 勾配と碎波せん断応力を計算した。この応力場を用いて, 平面 2 次元と 3 次元海浜流場の非定常計算を行い, 2, 3 次元の海浜流場を調べた。碎波せん断応力の碎波帯碎波エネルギーが海浜流を形成する効率を 25 %とした場合は, radiation stress 勾配を駆動力とした海浜流とほぼ同様の解が得られることを確認し, 本解析では, 25 %の碎波帯碎波エネルギーと 80 %の白波碎波エネルギーとから得られる碎波せん断応力を駆動力とした海浜流解析を実施した。

図 5-4-3 は 3 次元海浜流の鉛直分布 (11 層中の半分の 5 層, 赤 : 表層, 黒 : 底層, 青 : 中間層) とこれらの鉛直平均流速ベクトル (緑色) および平面 2 次元モデル (以下 H2D と呼ぶ) の流速ベクトル (橙色) を, 水深データと示した図である. H2D 解析結果では右向きに汀線に平行な沿岸流が形成されているが, 3 次元海浜流の底面近傍流速は沖向きになっており, 砕波帯からの戻り流れ成分が再現できている. また, 3 次元解析の鉛直平均流速 (緑色) は, H2D 解析のベクトルに近いことも示されている.

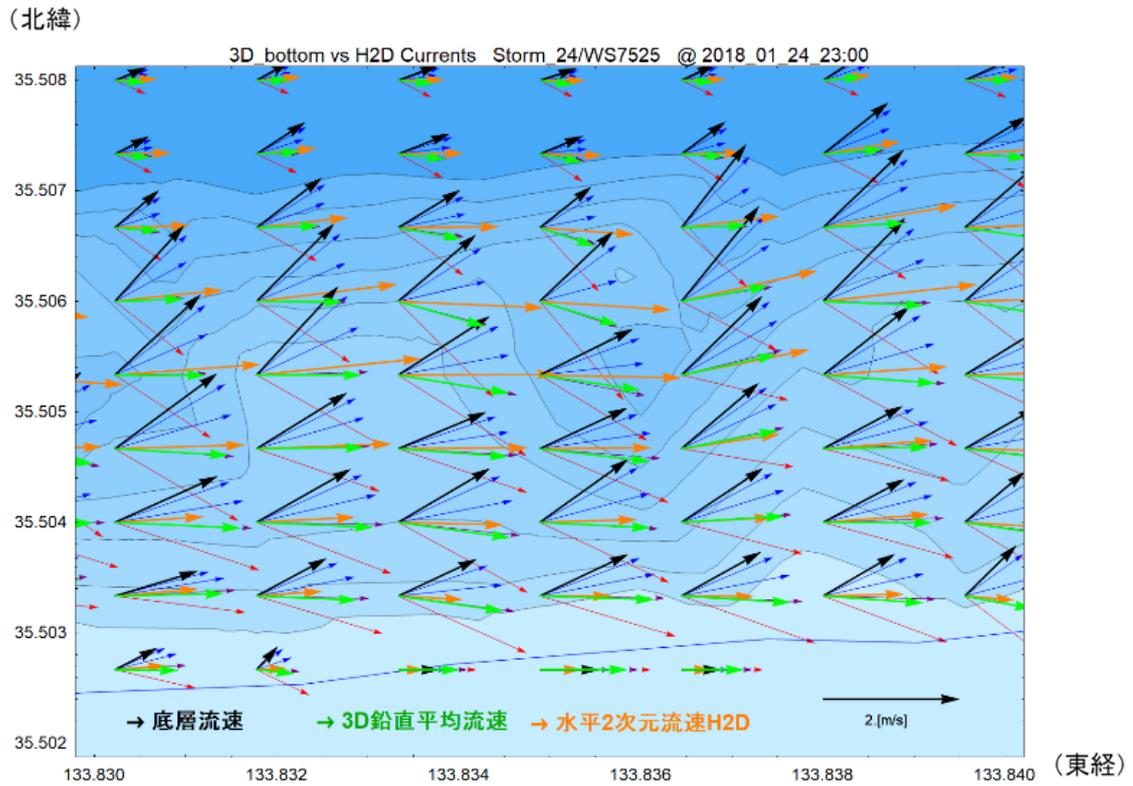


図 5-4-3 3 次元海浜流の流速ベクトル (赤 : 表層, 青, 黒 : 底層) と平面 2 次元解析の海浜ベクトル (橙色)

## 5-5 海浜流・波浪共存場の漂砂モデル

### 5-5-1 漂砂モデルの概要

ここで用いる漂砂モデルは Van der Werf モデルを基盤としたもので、波の峰と谷の位相での砂れんとシートフロー層からの漂砂の巻き上げと流れによる輸送をモデル化している。

底質粒径は漂砂量の推定において重要な要素であるが、粒径の空間分布を数値解析に反映できるだけの情報が得られない場合が多い。以下の漂砂量則の設定にも中央粒径との情報のみを用いている。波浪場に関しては、有義波高、有義波周期、波向きで、漂砂量則を設定する。

波高  $H$  の波の底面流速は、次式で表示される。

$$U = \frac{\pi H}{T \sinh kh} \quad (5.1)$$

その波の特性軌道速度（波の岸向き冲向き流速の和）は、次式で定義する。

$$\hat{u} = 2 \left( -0.4 \frac{H}{h} + 1 \right) U \quad (5.2)$$

波の岸方向流速と沖方向流速の流速ひずみは、磯部・堀川（1982）<sup>6)</sup>の成果を用いて岸向き流速、 $u_{on}$  を評価し、次式で波の冲向き流速を求めた。

$$u_{off} = \hat{u} - u_{on} \quad (5.3)$$

これにより、波の非対称性の程度を

$$R = u_{on} / (u_{on} + u_{off}) \quad (5.4)$$

で表わし、波の峰と谷の軌道速度、 $\hat{u}_i$  を以下の次式で決める。

$$u_1 = \sqrt{\frac{\hat{u}^2}{(2R-1)^2 + 1}}, \quad u_2 = (2R-1)u_1 \quad (5.5)$$

$$\hat{u}_c = u_1 + u_2, \quad \hat{u}_t = u_1 - u_2 \quad (5.6)$$

以上の波浪の軌道流速を用いて、波の冲向き、岸向き位相でのシールズ数は、次式で定義される。

$$|\theta_{bi}| = \frac{f}{2} \frac{\hat{u}_i^2}{\Delta g d_{50}} \quad i : c \text{ (crest) or } t \text{ (trough)} \quad (5.7)$$

ここに、 $\Delta$  は相対密度で、底質の密度  $\rho_s$  と海水の密度  $\rho$  から、で定義される。 $f$  は摩擦係数で、波による係数は次式で定義される。

$$\Delta = (\rho_s - \rho) / \rho \quad (5.8)$$

$$\begin{cases} f_w = \exp\left(-6 + 5.2\left(\frac{a}{k_{sw}}\right)^{-0.19}\right), & \frac{a}{k_{sw}} \geq 1.57 \\ f_w = 0.3, & \frac{a}{k_{sw}} < 1.57 \end{cases} \quad (5.9)$$

ここに、 $\kappa$  は海底における特性軌道振幅で、 $a = T\hat{u} / 2\pi$  で、粗度高さは次式で定義される。

$$k_{sw} = \max\{d_{90}, d_{50}(1 + 6(|\theta| - 1))\} \quad (5.10)$$

$$k_{sc} = \max\{3d_{90}, d_{50}(1 + 6(|\theta| - 1))\} \quad (5.11)$$

一方、流れによる摩擦係数 $f_c$ は、粗度高さを用いて、次式で定義される。

$$f_c = 2\left(\frac{0.4}{\ln(30 * 0.15 / k_{sc})}\right)^2 \quad (5.12)$$

また、波と流れの共存場での摩擦係数は、次式を用いる。

$$f_{cw} = \alpha f_c + (1 - \alpha) f_w \quad (5.13)$$

ここに、 $\alpha = U_b / (U_b + \hat{u})$  で、 $U_b$  は3次元海浜流の底面流速である。

以上のように定義される波、流れ場のシールズ数を用いて、シートフロー層からと砂れんにより巻き上げられた漂砂が、流れで運ばれる効果を考慮した共存場の漂砂量則を以下のように定義する (Van del Werf et. al. 2007) <sup>7)</sup>。

$$\bar{q} = \frac{m}{T} (\tau_c \Phi_c + \tau_t \Phi_t) \sqrt{\Delta g d_{50}^3} \quad (5.14)$$

式中の、 $\Phi_c$  および  $\Phi_t$  は波の峰と谷の位相での純漂砂量で、以下のように定義される。

$$\begin{cases} \Phi_c = (\Omega_c + \Omega'_c) \frac{\bar{u}_c}{|\bar{u}_c|} \\ \Phi_t = (\Omega_t + \Omega'_t) \frac{\bar{u}_t}{|\bar{u}_t|} \end{cases} \quad (5.15)$$

$\Omega_c, \Omega_t, \Omega'_c, \Omega'_t$  は、波の峰と谷の位相の位相遅れを考慮した共存場の漂砂量の寄与率で、砂れんおよびシートフローから巻き上げられた漂砂が流れにより運ばれ、波との位相遅れを記述する係数 $P_i$ を用いて、次式のように定義される (Dabajnia&Watanabe, 1992) <sup>8)</sup>。

$$\begin{aligned} \Omega_i &= \begin{cases} (\theta_i - \theta_{cr})^{3/2} & P_i \leq 1 \\ \frac{1}{P_i} (\theta_i - \theta_{cr})^{3/2} & P_i > 1 \end{cases} \\ \Omega'_i &= \begin{cases} 0 & P_i \leq 1 \\ \frac{(P_i - 1)}{P_i} (\theta_i - \theta_{cr})^{3/2} & P_i > 1 \end{cases} \end{aligned} \quad (5.16)$$

ここに、位相遅れ係数は、砂れんの波高 $\eta$ 、波長 $\lambda$ 、波の峰と谷の位相でのシートフロー層厚 $\delta_{si}$ 、周期成分 $T_i$ 、および沈降速度 $w_s$ 、モデルパラメーター $\alpha_r$ 、 $\beta\alpha_s$ を用いて次式で定義される。

$$P_i = \frac{\alpha_r \eta}{35d_{50}} + \frac{\beta\alpha_s \delta_{si}}{w_s T_i} \quad i: c \text{ (crest) or t (trough)} \quad (5.17)$$

$$\begin{cases} \frac{\eta}{\lambda} = 0.15 \left[ 1 - \exp \left( - \left( \frac{5000}{U / \omega d_{50}} \right)^{3.5} \right) \right] \\ \frac{\lambda}{U / \omega} = \exp \left( \frac{693 - 0.37 \ln^8 \psi}{1000 + 0.75 \ln^7 \psi} \right) \\ \psi = \frac{U}{\Delta g d_{50}} \quad (\text{Sediment mobility number}) \end{cases} \quad (5.18)$$

$$\frac{\delta_{si}}{d_{50}} = \begin{cases} 35|\theta_i| & d_{50} < 0.13\text{mm} \\ [35 - 275(10^3 d_{50} - 0.13)]|\theta_i| & 0.13\text{mm} < d_{50} < 0.21\text{mm} \\ 13|\theta_i| & d_{50} > 0.21\text{mm} \end{cases} \quad (5.19)$$

$$T_c = T \frac{u_{on}}{\hat{u}}, \quad T_t = T \frac{u_{off}}{\hat{u}} \quad (5.20)$$

$$w_s = \frac{v}{d_{50}} \left( \sqrt{10.36^2 + 1.049 D_{*s}^3} - 10.36 \right), \quad D_{*s} = \left( \frac{\Delta g}{v^2} \right)^{1/3} d_{50} \quad (5.21)$$

砂れんパラメーターは $\alpha_r=0.89$ 、シートフローパラメータは $\alpha_s=3.3$ で固定され、シートフロー層からの巻き上げを調節するパラメーター $\beta$ は1であるが、岸沖漂砂量を検討する場合、観測結果と合わせるため1以上（沖方向漂砂を強調）にする場合もある。本解析のようなbar-trough地形では、漂砂量係数 $\beta$ を2にすると波による沖向きの漂砂量が増え、barへの堆積が過大評価となるため、 $\beta=1$ が望ましい。共存場の漂砂量則は、図5-5-1に示すように、波の峰と谷の位相の軌道速度と平均流の速度のベクトル合成で、峰、谷位相の合成ベクトルに対する純漂砂量、 $\Phi_c$ および $\Phi_t$ を計算する。

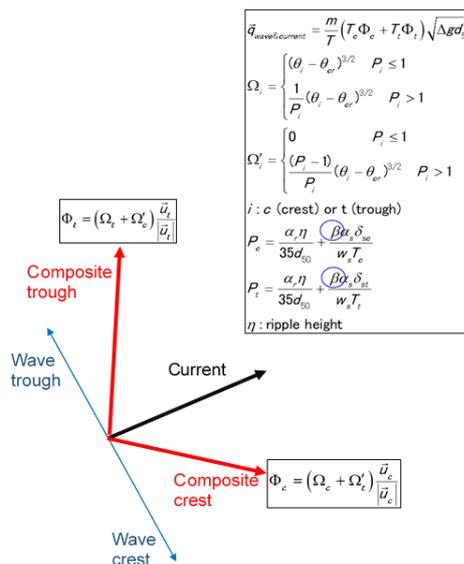


図 5-5-1 波の軌道速度と波・流れ共存場の漂砂量の関係

## 5-6 解析結果

### 5-6-1 3次元海浜流と洪水流の相互関係

天神川からの洪水流が沿岸流、沿岸漂砂に及ぼす影響を確認するため、高波浪襲来時である storm\_4 に発生した出水(2017年10月)と、比較的弱い storm\_1 襲来時に発生した大規模出水(2017年9月)の2ケースについては、河川からの出水を考慮した海浜流の解析も実施した。

図 5-6-1 に storm\_1 の3次元海浜流の表層および底層ベクトルを示した。この出水の時間最大値は  $1255 \text{ m}^3/\text{s}$  で、河口幅(約 340 m)から、流速の鉛直分布が一様で、洪水流送土砂、水温、塩分濃度を考慮しない洪水流が砕波帯に流入するとした。海浜流に比べて洪水流速が強く、表層、底層ともほぼ海岸線に対して直角に沖まで流出している。底層流速が表層に比べて大きいことがわかる。

図 5-6-2 に、最大強さの襲来波浪であった storm\_4 の河川水の流入を考慮した3次元海浜流の表層および底層ベクトルを示す。最大時間流量は  $813 \text{ m}^3/\text{s}$  であるが、高波浪が襲来しており、強い海浜流が形成されているため、砕波帯の外側に洪水流が流出できず、沿岸方向に洪水流の向きが変えられている。

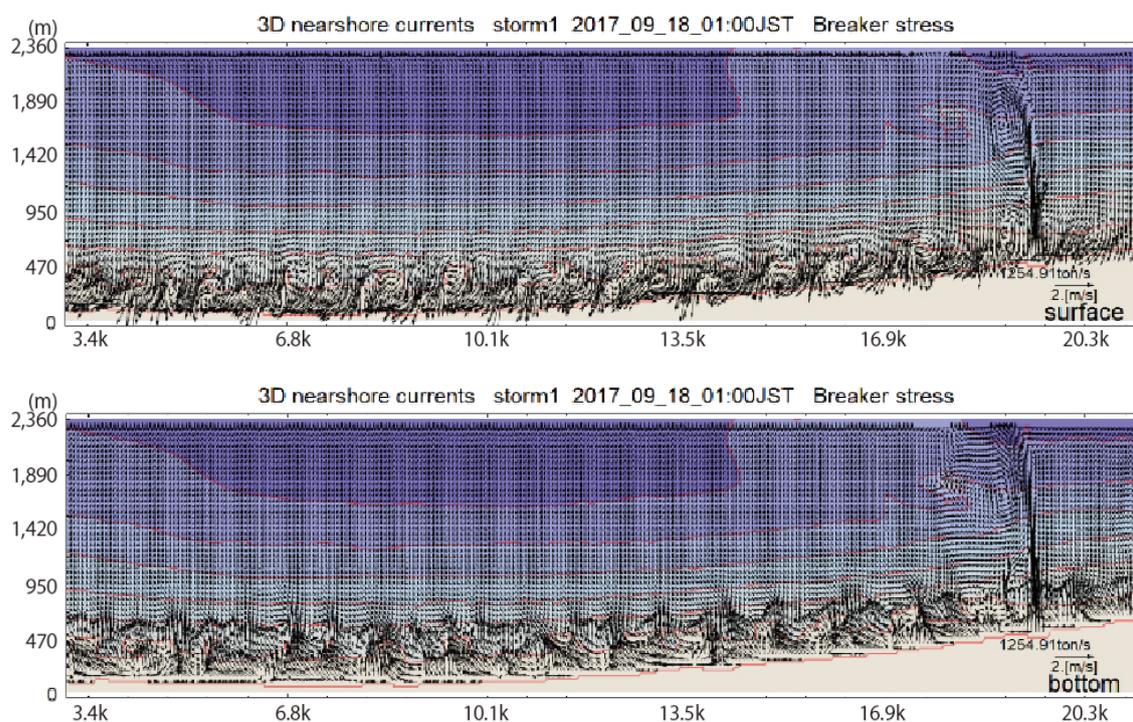


図 5-6-1 洪水流を考慮した storm\_1 の3次元海浜流の表層および底層ベクトル

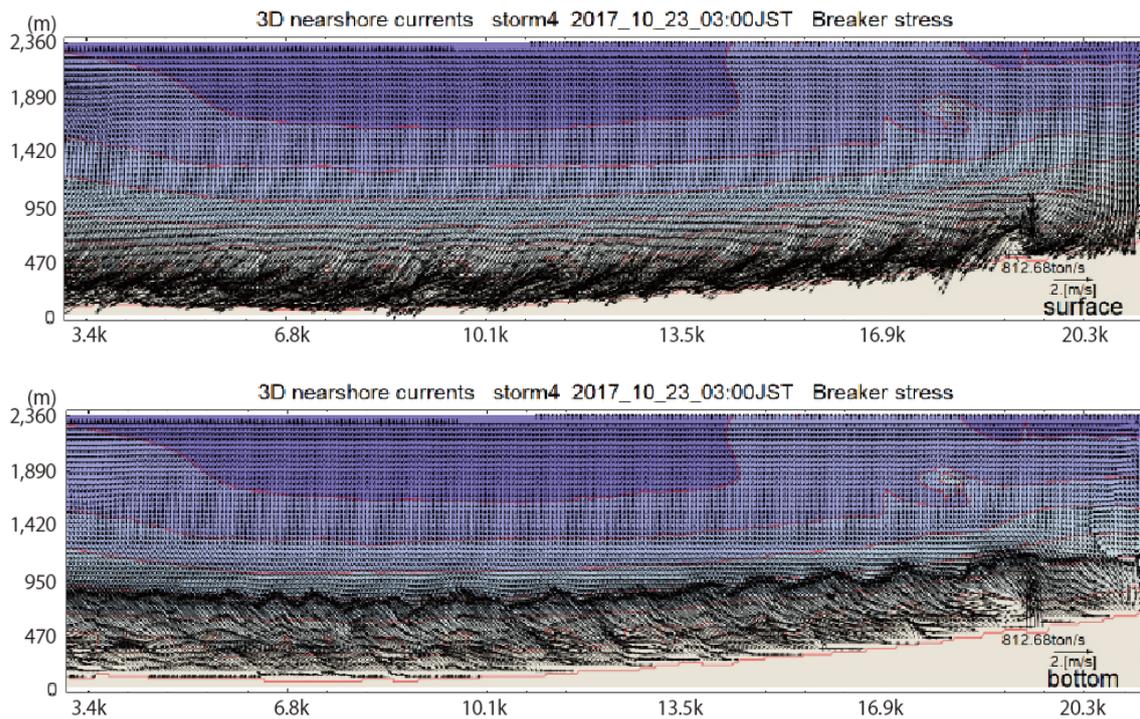


図 5-6-2 storm\_4 の洪水流を考慮した 3 次元海浜流の表層および底層ベクトル

#### 5-6-2 主要 4 ストームの海浜変形

図 5-4-2 に示した主要 4 ストームによる海浜変形を解析し、各々のストームに対する侵食・堆積高さを求めた結果、以下のような変形特性が見られた。

- 1) storm\_1 に関しては、洪水流の影響で、河口部 (19.6 k 付近) に冲向きの卓越した流れが確認される。また、Bar-Trough 地形における海浜流は顕著ではあるが、大きくはない。
- 2) 東からの高波浪と河川の出水が重なった storm\_4 では、Bar-Trough 地形における海浜流が顕著で流速も大きいですが、作用時間は長くない。また、洪水流の影響は、大きさ、範囲とも storm\_1 よりも小さい。

図 5-6-3 に storm\_4 および storm\_24 の全作用時間の平均漂砂量ベクトルの空間分布を示す。storm\_4 では東からの高波浪のため強い西向き漂砂が発生している。storm\_24 は西向き漂砂量が卓越しているが、storm\_4 に比べて漂砂量ベクトルは小さいが、作用時間が長いので、海浜変形にはこのストームの寄与が極めて大きい。

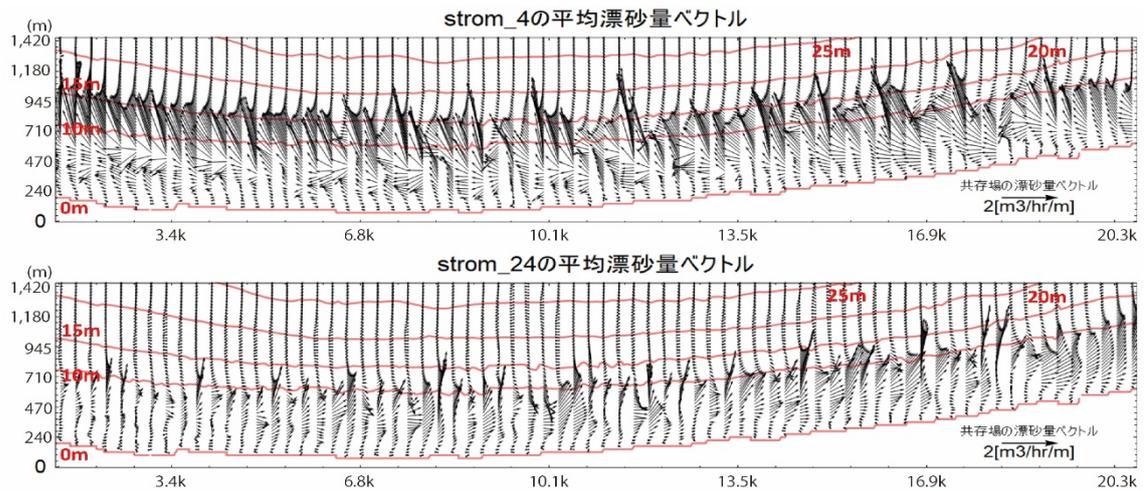


図 5-6-3 storm\_4 および storm\_24 の平均漂砂量ベクトル

### 5-6-3 2017 年 9 月から 2018 年 3 月までの海浜変形

図 5-6-4 に全ストームによる海浜変形から求めた侵食・堆積高さを示す。上図は高さのコンターを示しており、水深 10 m 付近の bar が強化され、背後の trough が深くなっている。特に 13.5 k～21.2 k の北条海岸では bar-trough の変形量大きい。この図から、汀線から水深 10 m までの単位幅当たりの侵食・堆積土量 ( $\text{m}^3/\text{m}$ ) の沿岸方向分布を示す。水深 10 m を設定した理由は、深浅測量結果の図 5-3-3 に対応させるためである。このため、両者が一致していれば、解析結果が測量結果を良く再現している事を意味する。両者の比較からは、測量結果には天神川左岸(領域 4, 5)の bar-trough 地形の岸沖方向の強化傾向は見られず、領域 1, 2 で沿岸方向の bar-trough 地形の強化が見られる。地形変形は必ずしも一致を示しているとは言い難いが、侵食・堆積高さはほぼ同一のオーダーである。

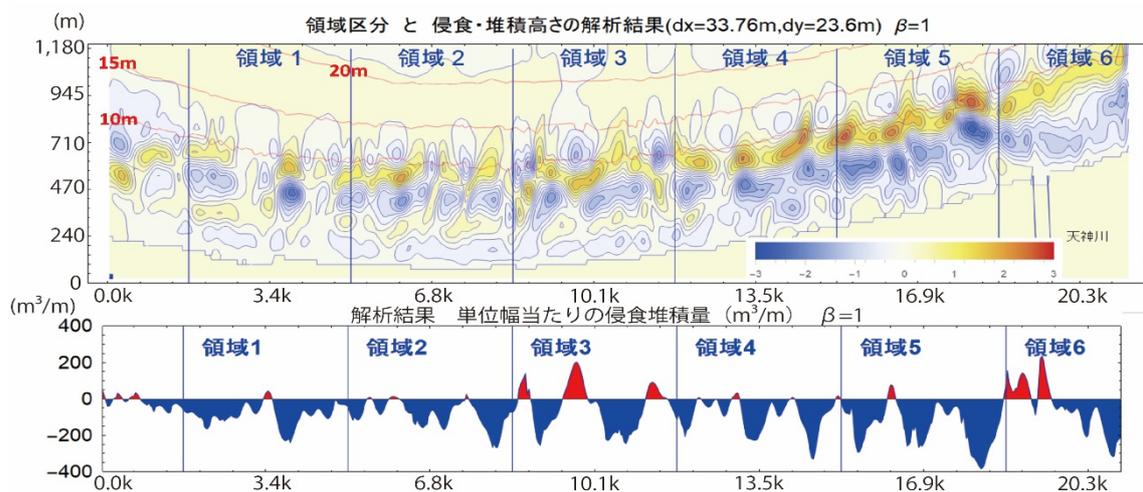


図 5-6-4 解析結果：侵食・堆積高さのコンター（上図）と単位幅当たりの侵食・堆積量 ( $\text{m}^3/\text{m}$ ) の沿岸分布 ( $\text{dx}=16.88 \text{ m}$ )

洪水流が海浜変形に及ぼす影響を確認するために、数値解析では河口部の領域6を追加した（河口部は測深が実施されていない）。領域6での単位幅当たりの侵食堆積土量を汀線から水深10mまでの間で解析し、洪水流の有無による変化量の相違を図5-6-5に示す。黒い実線が洪水流を考慮しない場合の結果である。この図より、洪水流の影響は河口部に限定され、洪水流により200 m<sup>3</sup>/m程度の土砂が沖方向に輸送されていることがわかる。汀線から水深10mまでの間の海底地形の測深データと解析値との空間分布を示すため、2017年9月測量と2018年3月測量の地形と2018年3月の地形の解析結果の鳥観図を比較して、図5-6-6に示した。解析結果は沖側のbarの強化が強めに出ているが、冬季風浪によってbar-trough地形の強化されている傾向は再現されている。

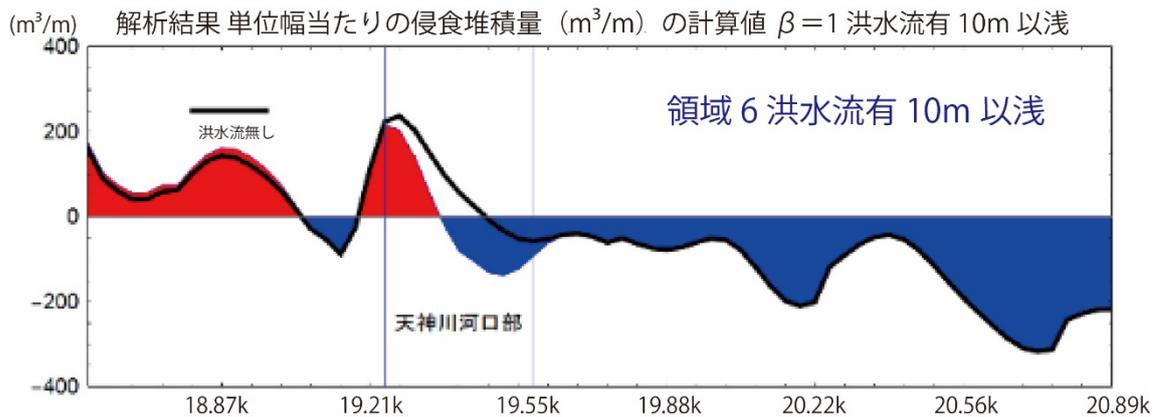


図 5-6-5 洪水流による土砂の沖方向移動の影響

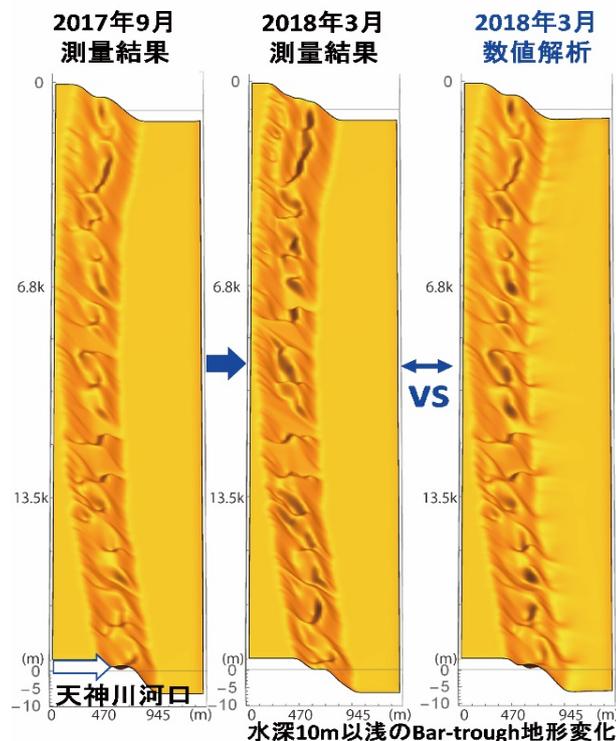


図 5-6-6 解析領域全域の bar-trough 地形の変化

図 5-6-7 に領域別の侵食・堆積土量の測深結果と解析結果の比較を示す。黒い実線は汀線から全域の領域内の侵食土砂量, 紫の実線は測深結果から求めた汀線から水深 10 m までの侵食土砂量, 赤, 青の細線は, 各々汀線から水深 10 m, 12 m までの侵食土砂量の解析結果を示す。赤と青の破線は, 洪水流を考慮しない場合の領域別侵食土砂量である。この図より, 対象海岸では冬季の風浪により, 領域 1 では約 3 万 m<sup>3</sup>, 領域 4 では 9 万 m<sup>3</sup>, 領域 5 では 7 万 m<sup>3</sup> の土砂が領域内から移動していることがわかる。全域は水深 30 m から 40 m に至る領域なので, 沖方向漂砂はないと考えられる。図 5-6-3 に示した storm\_24 の平均漂砂量ベクトルからわかるように, bar-trough 地形の碎波帯内では東向き沿岸漂砂で, 東側境界から沿岸方向に移動したと考えられる。水深 10 m 以浅の範囲での土砂量の変化を示す測深結果 (紫色) からは, 領域 1, 4, 5 で約 16 万 m<sup>3</sup>, 領域 2 で 4 万 m<sup>3</sup>, 領域 3 で 20 万 m<sup>3</sup>, 合計で約 72 万 m<sup>3</sup> 土砂が水深 10 m 以浅の領域から移動している結果になっている。全域での流出量が 20 万 m<sup>3</sup> なので, 10 m 以浅の領域から 52 万 m<sup>3</sup> が沖に移動する結果であるが, この大半は, 水深 15 m までの間に, bar を強化する形で留まっている。この bar 上に堆積した土砂は夏季の波浪で水深 10 m 以浅の領域に戻ると考えられるが, 沿岸方向に移動した土砂の可逆的な変化については, 今回は検討していない。春先の爆弾低気圧や夏季, 秋季の台風によって発生する北東方向からのうねり性の波浪で, 東側海域から再度補給されることが考えられるが, この現象は年単位の土砂収支だけで結論づけられるものではなく, 長期変動を考慮した検討が必要である。

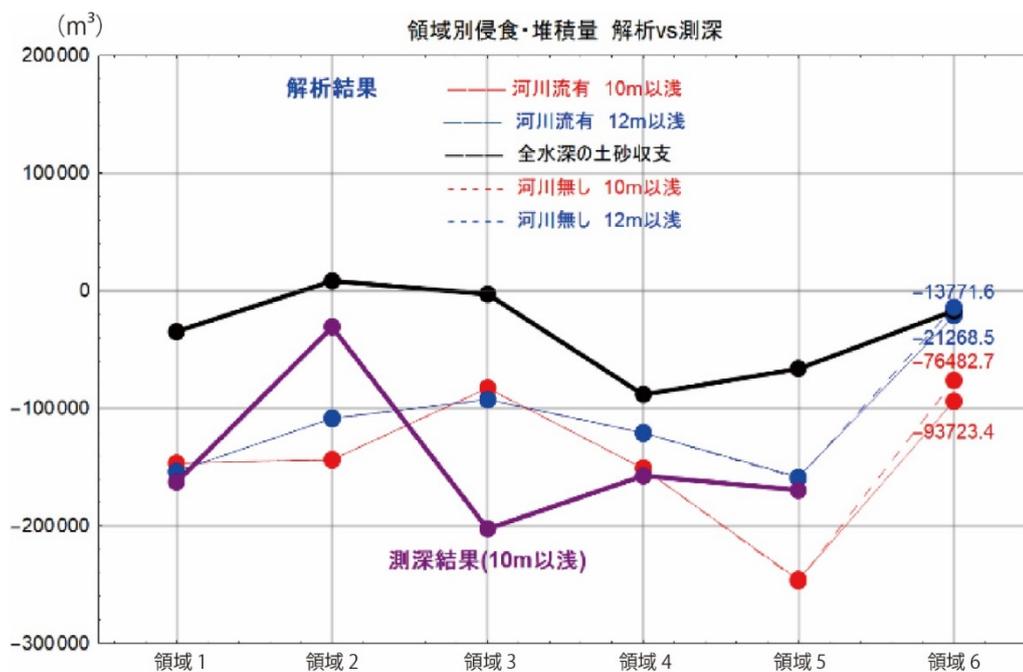


図 5-6-7 領域別の侵食・堆積土量の測深結果と解析結果の比較

## 5-7 Bar-Trough 型自然海岸の沿岸域管理に対する課題について

鳥取県では、平成 14 年に海岸保全基本計画が策定された。この基本理念に基づいて、港湾・漁港の航路や泊地の埋没、河口閉塞、海岸侵食などの“砂”に関わる問題を、山地から海岸までの流砂系一貫の立場から、各管理者等が連携しながら解決していくために、平成 17 年に「鳥取沿岸の総合的な土砂管理ガイドライン」<sup>9)</sup>を策定している。

鳥取県の中で土砂生産性の高いと考えられる大河川（千代川、天神川、日野川）において支川にはダムが設置されているものの、本川にはダムが設置されておらず土砂移動の連続性が断たれている状況にはないと考えられるが、海岸侵食が進行しており、これまでの対処療法的な対策では海岸侵食を防ぐことができない状況にあり、抜本的な対策として早急に総合的な土砂管理を行い、極力構造物に寄らない海岸管理を行っている（図 5-7-1）。

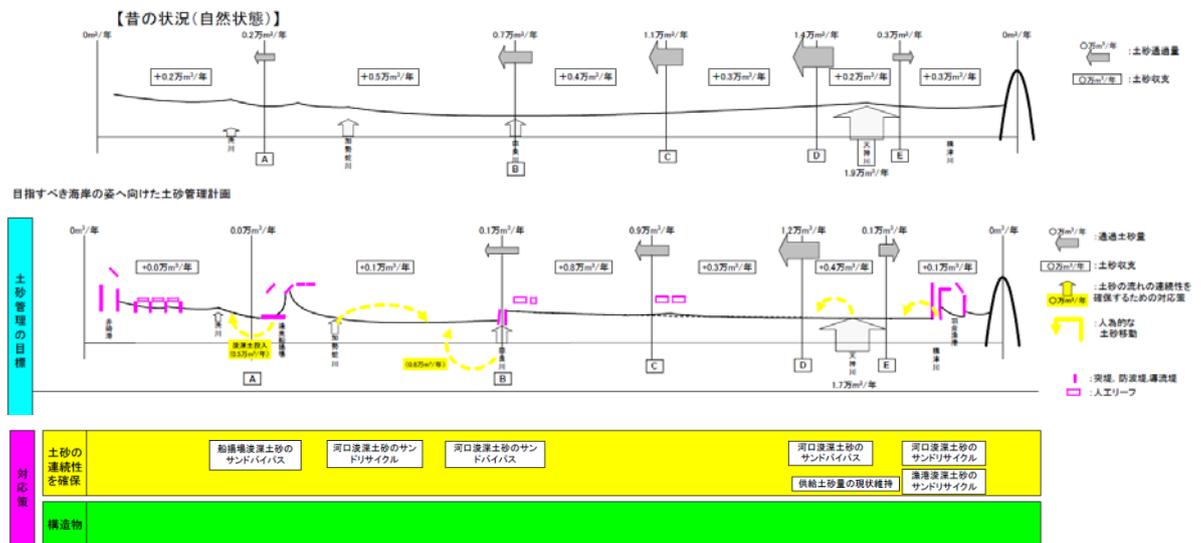


図 5-7-1 目指すべき海岸の姿へ向けた土砂管理計画<sup>5)</sup>

### (1) Bar-Trough 型の自然海岸に対する課題

#### 1) bar-trough 地形を有する海岸の解析手法の高度化

北条海岸は、鳥取県の策定した「鳥取沿岸の総合的な土砂管理ガイドライン」<sup>5)</sup>によって、海岸保全が計画・実施されているが、汀線変化モデル（One-Line モデル）によって解析された土砂収支のみが管理指標となっている。しかし、北条海岸は bar-trough 地形が発達する海岸で、3 次元的な砂の動態を把握することは極めて重要な視点で、波浪・3 次元海浜流共存場の漂砂モデルによる解析は重要な意味を持つ。

#### 2) 波による移動範囲から海浜流を考慮した移動範囲への視点

深浅測量結果や波浪・3 次元海浜流共存場の漂砂モデルによる解析からは冬季風浪による半年間（9 月～3 月）、52 万 m<sup>3</sup>の土砂が波による移動限界水深である 10 m 以深の bar 上に堆積している。波による移動のみならず、海浜流（戻り流れ、吹送流）に着目した土砂収支を考えていくことが必要である。

### 3) bar-trough 地形を保全する養浜

鳥取県北条海岸は、構造物に寄らないサンドバイパスやサンドリサイクルによる対策が取られている。しかし、波による移動限界水深内に限定した観点から、サンドバイパス等の対策は、移動限界水深内に限定されているのが実情である。

bar-trough 地形は、波浪の特性（侵食性の季節風、堆積性のうねり）に応じて位置、形状を変化させる極めて効果的な天然の海岸保全機能を有している。bar-trough 地形の動態を明らかにし、保全することで気候変動に対しても有効な対策となり得る。

bar-trough 地形の保全は最重要で、海上投棄とならない大水深への養浜が今後の海岸保全の要となるはずである。

## (2) 地形観測に対する課題

### 1) bar-trough 地形の観測

北条海岸は、シングルビームによる深浅測量を沿岸方向 200 m～500 m 間隔で秋季と春季の年 2 回行っている。しかし、bar-trough 地形の詳細な形状を把握するには、シングルビームでは十分でなく、マルチビームによる精度の高い観測が必須である。

## 5-8 本章のまとめ

本研究で得られた成果は以下のとおりである。

- 1) 3次元海浜流と波浪の共存場における漂砂モデルにより, bar-trough 型の自然海浜の冬季風浪による海浜変形を解析し, 測深結果との比較から微細地形の再現までは至らないが, 土砂収支を説明できるモデルであることを示した。
- 2) 3次元海浜流の鉛直分布と平面2次元モデル(H2D)の流速ベクトルを, 比較した結果, 3次元解析の鉛直平均流速は, H2D解析のベクトルに近い。ただし, H2D解析では右向き of 汀線に平行な沿岸流が形成されているが, 3次元海浜流の底面近傍流速は沖向きになっており, 3次元解析により碎波帯からの戻り流れ成分が再現できることを示した。
- 3) 洪水流の影響は河口部に限定され, 天神川の場合, 出水により  $200 \text{ m}^3/\text{m}$  程度の土砂が沖方向に輸送される。
- 4) 深浅測量結果から, 北条海岸では冬季に約  $72 \text{ 万 m}^3$  土砂が水深  $10 \text{ m}$  以浅の領域から移動し, 数値解析結果からは, 解析領域の全域で約  $20 \text{ 万 m}^3$  が移動しており, 水深  $10 \text{ m}$  以浅の領域の測深結果,  $72 \text{ 万 m}^3$  との差,  $52 \text{ 万 m}^3$  の土砂は,  $10 \text{ m}$  以深の bar 上に堆積していることが示された。
- 5) bar-trough 地形は, 波浪の特性(侵食性の季節風, 堆積性のうねり)に応じて位置, 形状を変化させる極めて効果的な天然の海岸保全機能を有している。bar-trough 地形の動態を明らかにし, 保全することで気候変動に対しても有効な対策となり得る。
- 6) 北条海岸は, 背後地の現利用状況等から海岸防護ラインをセットバックすることも適応策になりうる海岸と考えられる。bar-trough 地形と同様に, 自然のシステムで構築された砂丘地形は沿岸防災を論ずる上で極めて重要である。

## 参考文献

- 1) Dean, R. G., Equilibrium beach profiles, US Atlantic and Gulf Coast Ocean, University of Delaware, Engineering Report No.12, 1977.
- 2) Moore, B.D., Beach Profile Evolution in Response to Changes in Water Level and Wave Height. Masters Thesis, Department of Civil Engineering, University of Delaware, 1982.
- 3) Dean, R. G., : Coastal Sediment Processes:Toward Engineering Solutions. Proceedings of the Specialty Conference on Coastal Sediments '87, American Society of Civil Engineers, pp. 1-24, 1987a.
- 4) Dean, R. G., : Additional Sediment Input to the Nearshore Region. Shore and Beach, 55(3-4), 76-81, 1987b.
- 5) 安本善征, 宇多高明, 松原雄平, 佐藤慎司: 鳥取沿岸の総合的な土砂管理ガイドラインの策定と実施, 海洋開発論文集, 第 22 巻, pp.415-420, 2006.
- 6) 磯部 雅彦, 堀川 清司: 砕波帯付近における流速場の浅水変化に関する研究, 第 28 回海岸工学論文集, pp.5-9, 1982.
- 7) Van der Werf, J.J., J.S. Ribberink and T. O' Donoghue: Development of a new practical model for sand transport induced by non-breaking waves and currents. Coastal Sediments ' 07, ASCE, 42-55, 2007.
- 8) Dibajnia, M. and A. Watanabe: Sheet flow under nonlinear waves and currents, Proceedings of 23rd International Conference on Coastal Engineering, ASCE, 2015-2028, 1992.
- 9) 鳥取沿岸の総合的な土砂管理ガイドライン, 一天神川流砂系の土砂管理計画一, 平成 17 年 6 月, 鳥取県.

## 第6章 長期海浜変形解析手法の高度実用化

### -高知海岸南国工区を例として-

#### 6-1 はじめに

直轄高知海岸では、海岸保全対策を検討するために、長期海浜変形予測を解析する統合モデル<sup>1)</sup>が構築され、活用されてきた。統合モデルは、エネルギー平衡方程式に基づく波浪変形解析、等深線モデルによる沿岸漂砂量と、戻り流れと波浪の共存場漂砂モデルで岸沖漂砂特性をとり入れた解析方法であるが、多価関数のバー型の地形変化解析が十分でないため、平滑化操作により土砂収支を解析するモデルに留まっている。そのため、52基の離岸堤群と人工リーフ（図 6-1-1 (a)）が設置されている南国工区の海岸（図 6-1-1 (b)）での海浜変形予測には適用限界がある。

5章で述べたように、海浜変形解析は気象擾乱時において発生する風によるせん断応力から波浪を推算し、波浪の変形過程を経て海浜流（戻り流れ、吹送流）を解析することで、海水面の変化（Wave-setup高潮）、波、流れの共存場として海浜地形を論ずる数値モデルを構築し、実際の現象に対して実用化する必要がある。しかしこのモデルは計算負荷が大きく、短期間であれば適用可能であるが、数年の現象を対象とする解析には適用限界がある。

本研究では、異常波浪による南国工区の海浜変形（バーの沖方向移動による侵食過程）に着目して、2011年から2019年の主要な24ストームに対する海岸侵食機構を数値解析するために、3次元流れを簡略化してモデル化し、風による吹送流と砕波帯内の戻り流れで形成される波・流れ共存場の漂砂モデルで海浜変形過程を再現する数値解析手法を適用する。

この海岸ではマルチナロービーム深浅測量が各年に実施されており、海浜変形モデルの検証、改良が可能である。ここでは改良した海浜変形モデルにより、南国工区の海浜変形解析と漂砂制御工法の実効性の評価を行う。

本研究は、人工リーフの離岸堤化による地形変化解析、事業効果の検討および新しい対策の提案に実用化している。



図 6-1-1 (a) 高知海岸概況



図 6-1-1 (b) 高知海岸概況

出典：高知河川国道事務所資料に加筆

南国工区の漂砂特性をまとめると以下のようである。

- 1) 高知海岸の旧南国工区を含む物部川から高知新港に至る海岸では、海浜を回復させる常時波浪は沿岸漂砂を西から東へと運搬する営力を有している。すなわち波向きが 163 度より大きい西寄りの高波浪が卓越している。この波浪は、土佐湾の西側の海域を通過する熱帯低気圧や台風で発生した高波浪が風域から解放され、この海岸に襲来した「うねり」である。しかしながら、離岸堤群が設置されているため、常時波浪による東向き漂砂は弱められ、皆無に近い状況であると考えられる。
- 2) 台風が土佐湾に接近、上陸する場合に発生する**侵食性高波浪**の波向きは 163 度より小さく、波形勾配の大きな高波浪で、砕波帯内底層部で発生する「底引き流れ」と呼ばれる戻り流れ（undertow）で、土砂は沖方向に移動し、海岸侵食を発生させる。この時の沿岸漂砂は西向きである。すなわち、接近、上陸台風による漂砂は沖方向、西方向である。
- 3) 高知新港防波堤が整備された今日では、防波堤の遮蔽域は 47 号離岸堤より西側の海域であり、これより東側の海域では、常時波浪により東向き漂砂が発生する。防波堤の遮蔽域では常時波浪により沿岸方向に運搬される漂砂は少ない。常時波浪は岸向き漂砂を発生させるため、沖に堆積した沿岸砂州が岸に移動する形で海浜を修復させる営力を有している。
- 4) 接近、上陸する場合に発生する**侵食性高波浪**により高知新港港湾区域に土砂が運搬され堆積する。現在は港湾区域の東側に人工リーフが設置されているため、沿岸流はリーフ前面で弱まり、この沿岸漂砂は前面海域に堆積する。また、リーフの両端から流れ出る戻り流れにより、リーフ背後の土砂や前面に堆積した土砂は沖方向へ流出する。

本調査では、**侵食性高波浪**時に対して上述の漂砂特性を数値モデルにより確認する。**常時波浪**による海浜の復元力の数値解析は、今回は実施していないが、今後の解析テーマである。

## 6-2 南国工区の海浜変形

### 6-2-1 高知海岸南国工区の概要

1969年に直轄化された物部川右岸から高知新港に至る南国工区(8.15 km)では、52基の離岸堤群と西端部に隣接する人工リーフ1基による侵食対策が講じられている(図6-2-1参照)。人工リーフは越波制御には効果をあげているが、周辺では安定した海浜が形成されておらず、東第一防波堤北側の航路には土砂堆積が生じるなど漂砂環境の劣化が生じている。また、人工リーフ沖側端部では洗堀による基礎工の被災が生じ、洗堀防止マットなどの対策が講じられている。人工リーフの漂砂制御機能を強化するために、これを離岸堤化することが計画された。

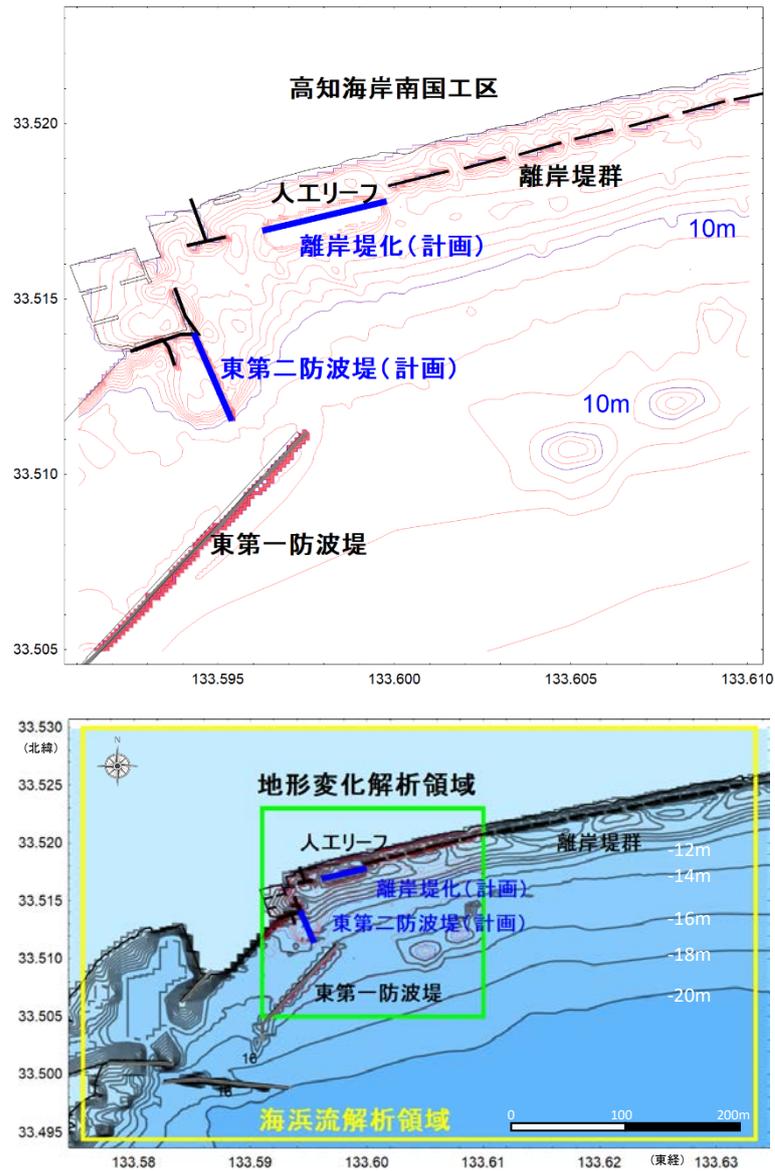


図 6-2-1 高知海岸南国工区の構造物配置(上)と解析領域(下)

図 6-2-2 に高知海岸南国工区の構造物配置と来襲波浪の波向き関係を示す。図の左上に 2011 年の来襲波浪の波向き（気象庁波浪 GPV データから）を示した。この海岸の地形変化に影響を与える台風時の波向きは、120～200 度の範囲に集中している。海岸線法線は 163 度で、120～163 度の範囲の波向きでは西向き漂砂が発生し、163～200 度の間では東向き漂砂が発生すると考えられる。200 度の波向きは南防波堤によって遮蔽域を形成する。120 度の波向きは、延伸後の東第一防波堤によって構内への波浪の侵入が制御される。

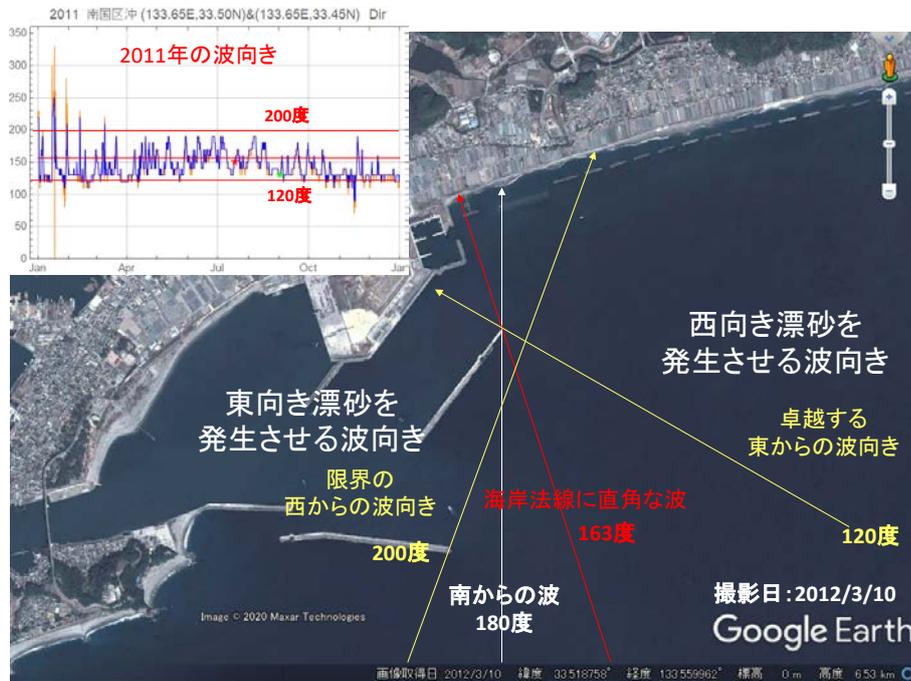


図 6-2-2 高知海岸南国工区の構造物配置と来襲波浪の波向きの関係

## 6-2-2 波浪による沿岸漂砂量の時系列特性

土佐湾沿岸の波浪は北西太平洋で発生した台風、熱帯低気圧により支配されている。高知海岸では、**図 6-2-3** に示すように、台風的位置により侵入する波浪の波向きが異なり、湾の西側を通過する台風では東向き漂砂を、接近台風では西向き漂砂を発生させ、紀伊半島より東側を通過する台風の影響は小さい。

気象庁の沿岸波浪数値予報モデル GPV (3 時間間隔) より、南国工区の沖波特性を与え、浅水変形とスネルの法則での屈折計算を行い砕波波高および波向きを計算し、CERC 公式で 2008~2019 年の 3 時間毎の沿岸漂砂量の時系列を作成すると **図 6-2-4** を得る。図中赤字で表示した台風は西向き (-) 漂砂を発生させ、黒字は東向き (+) 漂砂を発生させる台風である。

台風により急激に沿岸漂砂量が発生する。また、常時波浪による沿岸漂砂量も無視できず、接近台風が無い期間でも、定常的に東向き漂砂を発生させる営力が作用している海岸であることがわかる。この海岸は年間を通して、海浜の復元力が強い海岸で、台風の影響で沖方向に移動した土砂が、常時波浪 (うねり性の波が多い) で岸方向に戻され、砕波帯内の沿岸漂砂で東方向に運搬される海岸である事がわかる。

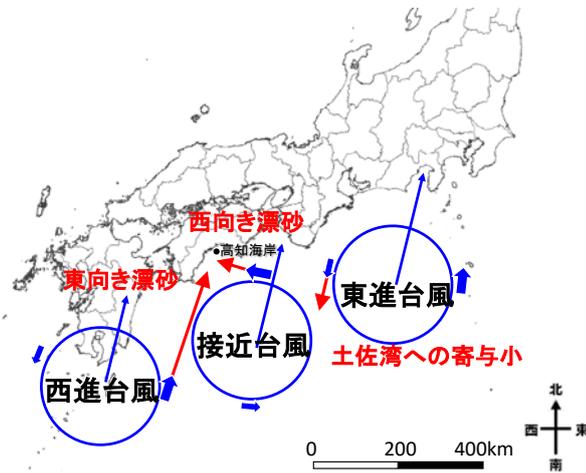


図 6-2-3 土佐湾の波浪・沿岸漂砂と台風経路



図 6-2-4 CERC 公式で推定した南国工区沿岸漂砂の時系列特性

### 6-2-3 マルチナロービーム測深結果の侵食・堆積特性

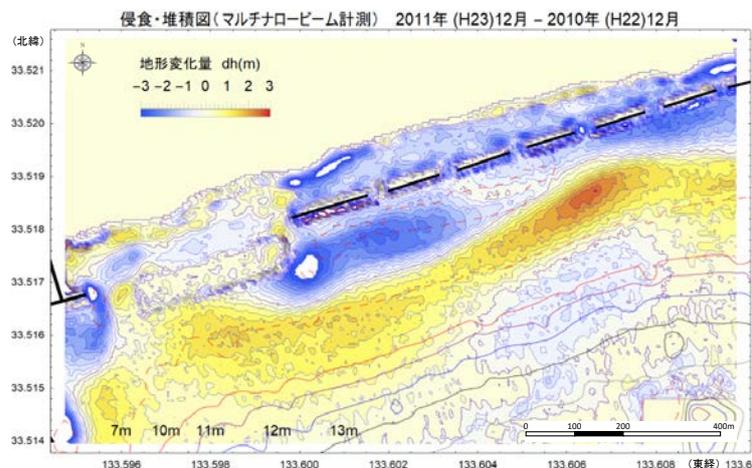
高知海岸南国工区では、2009年から、2012年を除く、各年の11、12月に水深20m以浅の領域でマルチナロービームによる測深が実施されている。この測深データは海浜変形過程を理解する上で極めて有用な情報を提供してくれる。

図 6-2-5 に測深結果から作成した年単位の侵食・堆積図の一例を示す。図 6-2-4 に示した襲来台風と沿岸漂砂特性から分かるように、海浜変形に大きな影響を与えた台風が連続して発生した2011年と2019年には、水深7m付近の領域に土砂が沖方向流出し、顕著な沿岸バーが形成されている(図 6-2-5(a)と図 6-2-5(b))。この沖方向への土砂流出が汀線を後退させて、海岸侵食が発生する。この海岸では、夏季、秋季の台風の接近、上陸により砕波帯内の底層で発生する沖方向流れ、所謂「戻り流れ(undertow)」が海岸侵食を発生させる。南国工区は離岸堤群が設置されているため、通常時には離岸堤内に侵入する波浪の回折効果で土砂が離岸堤背後に運搬され、トンボロ地形を形成する(離岸堤の堆積効果)。高波浪時には離岸堤群は砕波帯内になり、戻り流れを弱める効果があるが、離岸堤沖側の土砂は沖方向に流出する。しかしながら、通常波浪による岸方向への土砂移動で離岸堤前面まで戻され、海岸侵食が修復される。

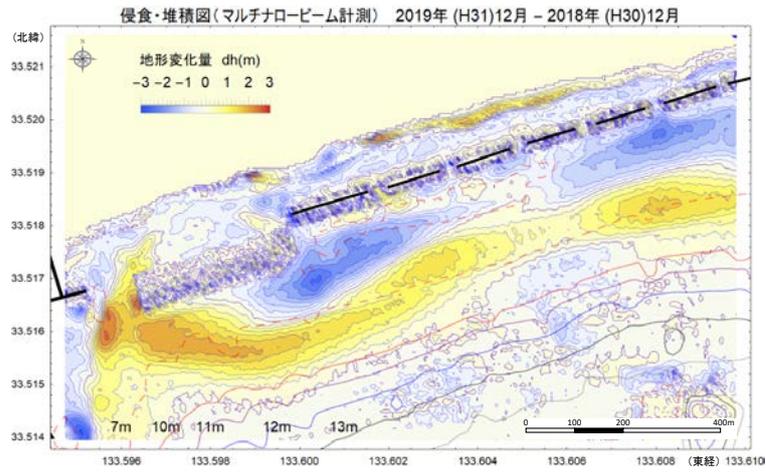
図 6-2-5(c)から解るように、接近台風の無い2017年では、北西太平洋、特に土佐湾の西側を通過する台風によって発生、襲来する常時波浪によって離岸堤前面の侵食部分を埋めるようなバー移動が生じて海浜を復元している。しかしながら、人工リーフが設置されている領域の沖では、この海浜の修復効果が見られない。さらに、人工リーフの西端部では、通常波浪によっても沖方向への流出土砂が発生している事が確認される。

2011年と2019年の海底地形からも、人工リーフ西端部の土砂の沖方向への流出が明確に確認できる。この沖方向への流出土砂量は東防波堤が延伸された2010年以降顕著になり、常時波浪によっても人工リーフ背後からの土砂の沖方向移動が認められる。

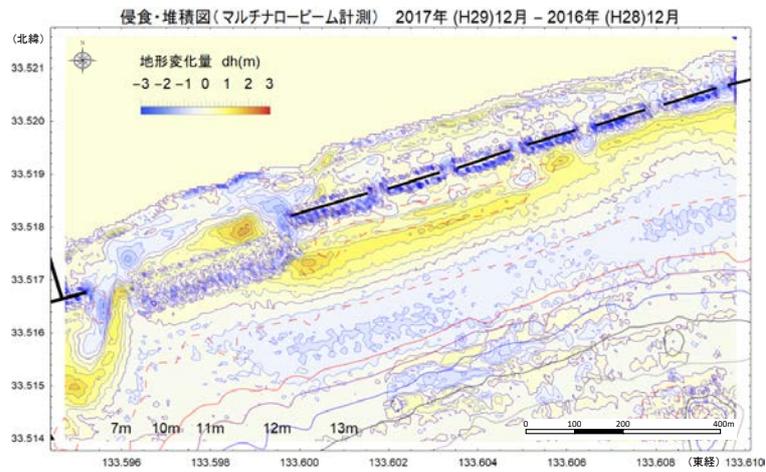
本文中の図は見やすさを優先し、凡例の値(地形変化量が $-3\text{m}\sim+3\text{m}$ )を超える量については、表示色は白色となるため、白抜きとして表示されている。この表示方法は図においても同様である。



(a) 2010年～2011年の侵食・堆積(2011年の台風による侵食)



(b) 2018年～2019年の侵食・堆積(2019年の台風による侵食)



(c) 2016年～2017年の侵食・堆積(常時波浪の堆積)

図 6-2-5 マルチナロービーム測深の年間侵食・堆積量分布

### 6-3 数値モデル

常時波浪による復元過程は重要な解析ターゲットではあるが、本研究では台風による南国工区の侵食過程に着目して、これを数値解析で再現することを試みる。

#### 6-3-1 波浪・吹送流・海浜流場

数値モデルでは、外洋波浪を気象庁の波浪 GPV で与え、第三世代の浅海域波浪モデル SWAN による波浪解析で吹送流、海浜流の駆動力を求め、これによって海洋モデル POM で準 3 次元または平面 2 次元の流れを解析する。波浪場と流れの駆動力の詳細は、高潮再現計算を行った Tanaka et. al<sup>2)</sup>で参照できる。風による吹送流を解析する場合、風速の 2 乗則で海面せん断応力を与える方法が一般的であるが、波浪が流れ場に与える影響が陽的に記述できない。また、外洋での radiation stress は計算格子が大きく、勾配の解像度が十分取れないため、吹送流の駆動力として使用することは難しい。ここでは、近年の高潮解析で用いられている、白波砕波せん断応力から流れを発生させ海面せん断応力を求める方法を使用して吹送流場を解析した。吹送流が漂砂移動に及ぼす影響は、田中ら<sup>3)</sup>の石川海岸での観測、馬場ら<sup>4)</sup>の大潟海岸での観測で水深 30 m 辺りまで漂砂を発生させる吹送流（ほぼ一様の鉛直分布）が発生していることが明らかにされ、山下<sup>5)</sup>は強風作用時の海浜変形予測には砕波帯内の戻り流れ、沿岸流に加えて風によって発生する砕波帯外の吹送流を考慮した流れ場を考慮することの必要性を指摘している。

一方、砕波帯内では radiation stress 勾配により海浜流の駆動力が求められるため、海洋モデル POM により準 3 次元の流れ場を解析することができるが、砕波帯内の海浜流解析には、砕波による乱流エネルギー生成項を考慮する等の乱流モデルの改良が必要で、平面 2 次元解析では、底層流に戻り流れの影響を考慮した解析が必要である。南国工区の海岸では、高波浪時に沖方向に移動する土砂量は、平面 2 次元、準 3 次元の数値解析結果よりかなり沖まで運ばれている。

この原因として、離岸堤群による反射の影響が考えられるが、現時点ではこれをモデルに取り込むことができていないため、本研究では、計算所要時間を短縮しながら測深結果を再現することを第一目標として、平面 2 次元で戻り流れの強度を調整する方法を用いた。

#### 6-3-2 漂砂モデル・海浜変形

波浪場、吹送流・海浜流場の解析結果を用いて、波・流れ共存場の漂砂量を求め水深変化解析を行うことが可能である。本研究では、流れ場は平面 2 次元解析として戻り流れを別途考慮することで、田中ら<sup>6)</sup>が用いた波・流れ共存場の漂砂量則を適用した。このモデルは、統合モデルで岸沖漂砂モデルに用いられている Van der Werf モデル<sup>7)</sup>であるが、ここでは等深線モデルの沿岸漂砂量ではなく、平面 2 次元の吹送流・海浜流と戻り流れを合成した流れと波浪の共存場の漂砂モデルとしている。

## 6-4 非定常吹送流・海浜流・海浜変形解析

3 時間間隔で再解析されている気象庁の波浪 GPV を外洋波浪として与え、風による吹送流と砕波帯砕波による海浜流を 1 時間毎に更新する非定常計算を行う。

### 6-4-1 計算領域と主要 24 ストームの選定

外洋波浪の諸元から、有義波高の二乗  $H_{1/3}^2$  と有義波周期  $T_{1/3}$  でエネルギーフラックス相当パラメータ EF を定義し、EF が閾値 90 を超える状態が 24 時間以上継続する 35 ケースを抽出し、そのうち海浜変形に影響を与えると考えられる表 6-4-1 に示す 24 ケースを主要ストームとして選定した。

表 6-4-1 選定した主要 24 ストームと作用時間

年_(台風)	作用時間	年_(台風)	作用時間
2011_(T1106)	69h	2014_(T1411)	96h
2011_(T1112)	81h	2014_(T1418)	45h
2011_(T1106)	33h	2014_(T1419)	60h
2011_(T1115)	30h	2015年7月熱低	63h
2012_(T1210)	33h	2015_(T1511)	75h
2012_(T1214)	63h	2015_(T1515)	51h
2012_(T1216)	42h	2018_(T1820)	33h
2013_(T1318)	21h	2018_(T1821)	33h
2013_(T1326)	30h	2018_(T1824)	27h
2013_(T1327)	36h	2019_(T1910)	60h
2014_(T1408)	81h	2019年9月熱低	24h
2014_(T1411)	27h	2019_(T1914)	48h

### 6-4-2 吹送流・海浜流

吹送流・海浜流の解析は、図 6-2-1 に示す解析領域で、波浪解析領域（約 50 m メッシュ）にネスティングした波浪・海浜流解析領域（約 10 m メッシュ）とその内側の海浜変形解析領域の 3 領域である。

図 6-4-2 に主要ストームの最盛期の吹送流・海浜流場のスナップショット（特定時刻の分布）を示す。砕波帯砕波による沿岸流と沖で発生する吹送流（強風で発生する流れ）が共存する流れ場が再現されている。

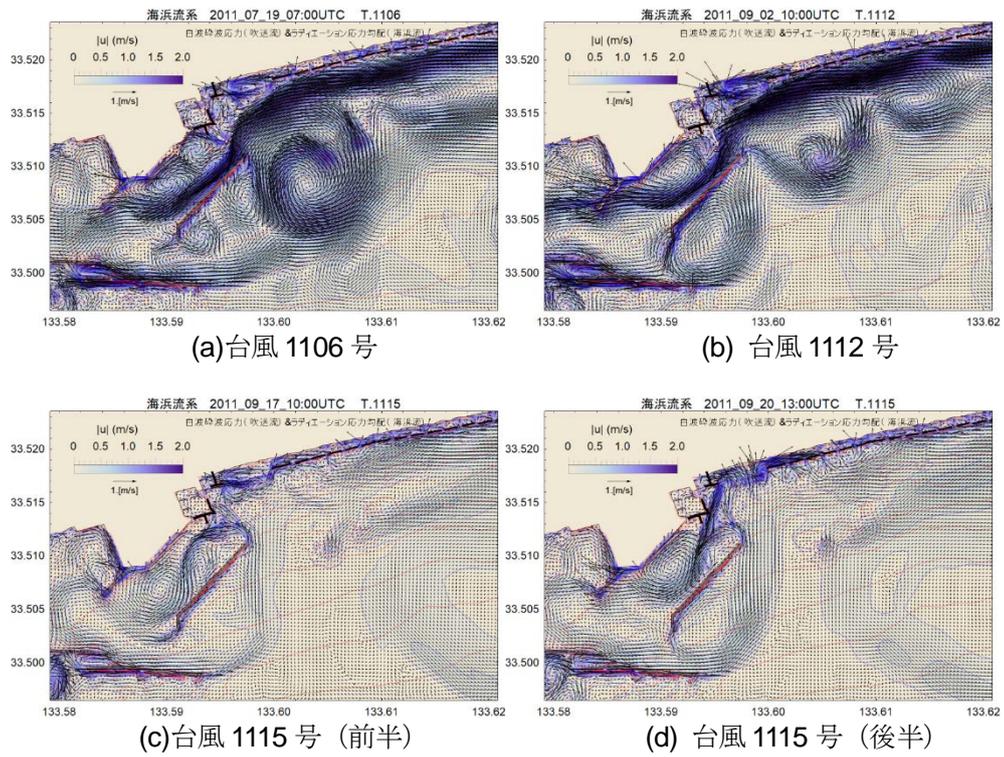


図 6-4-1 2011 年の吹送流・海浜流場

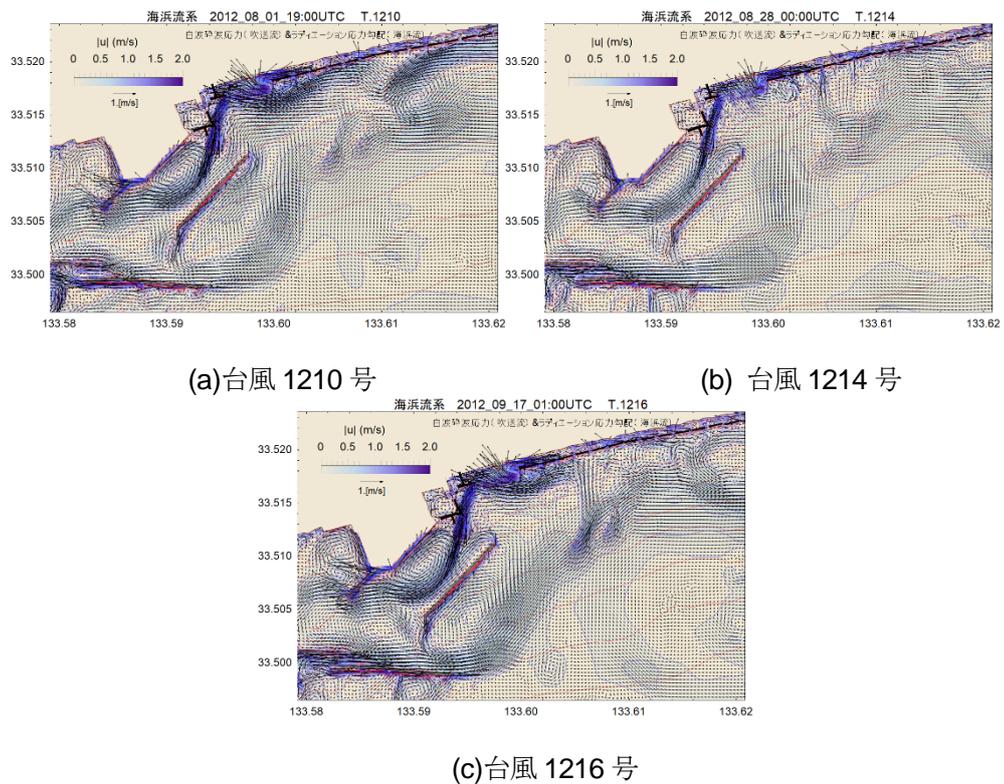


図 6-4-2 2012 年の吹送流・海浜流場

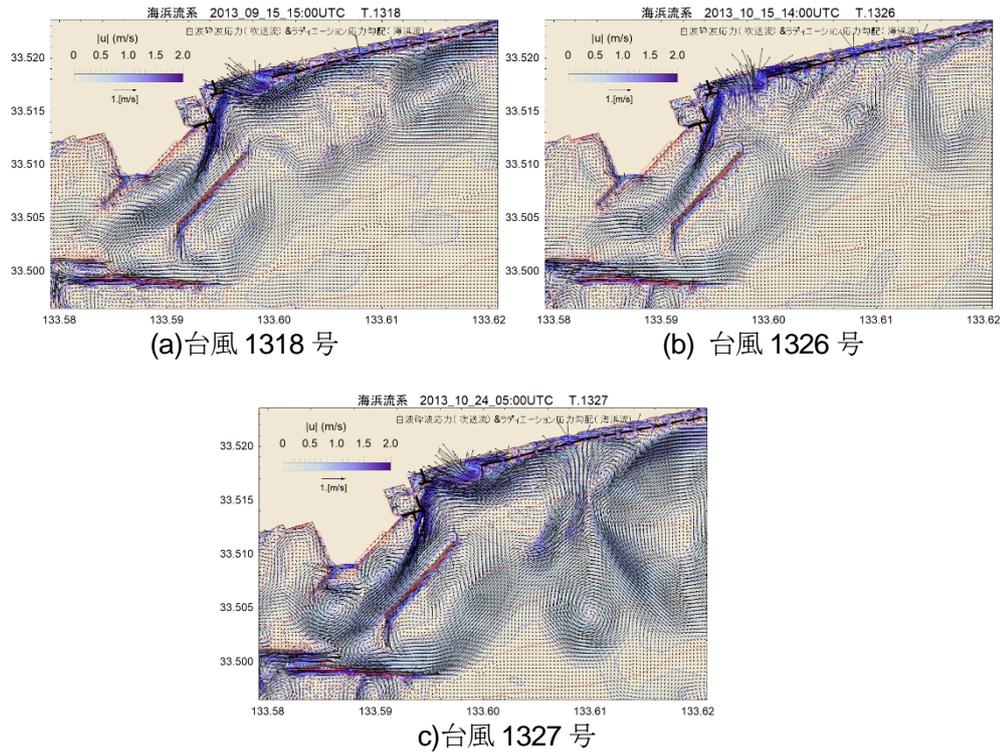


図 6-4-3 2013 年の吹送流・海浜流場

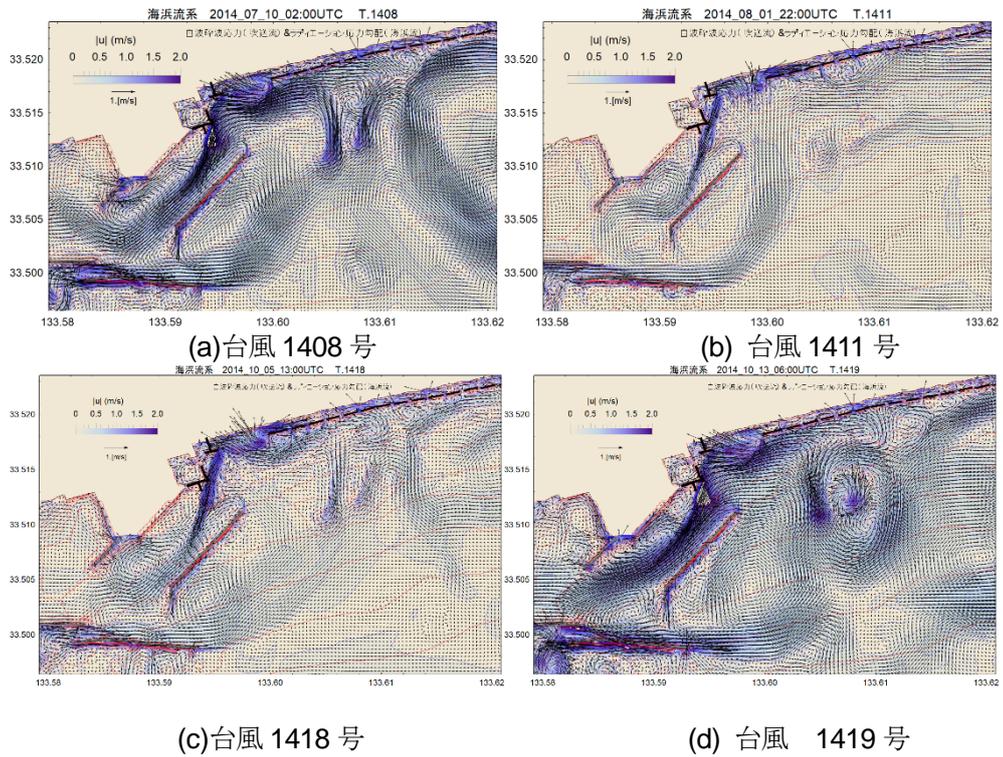


図 6-4-4 2014 年の吹送流・海浜流場

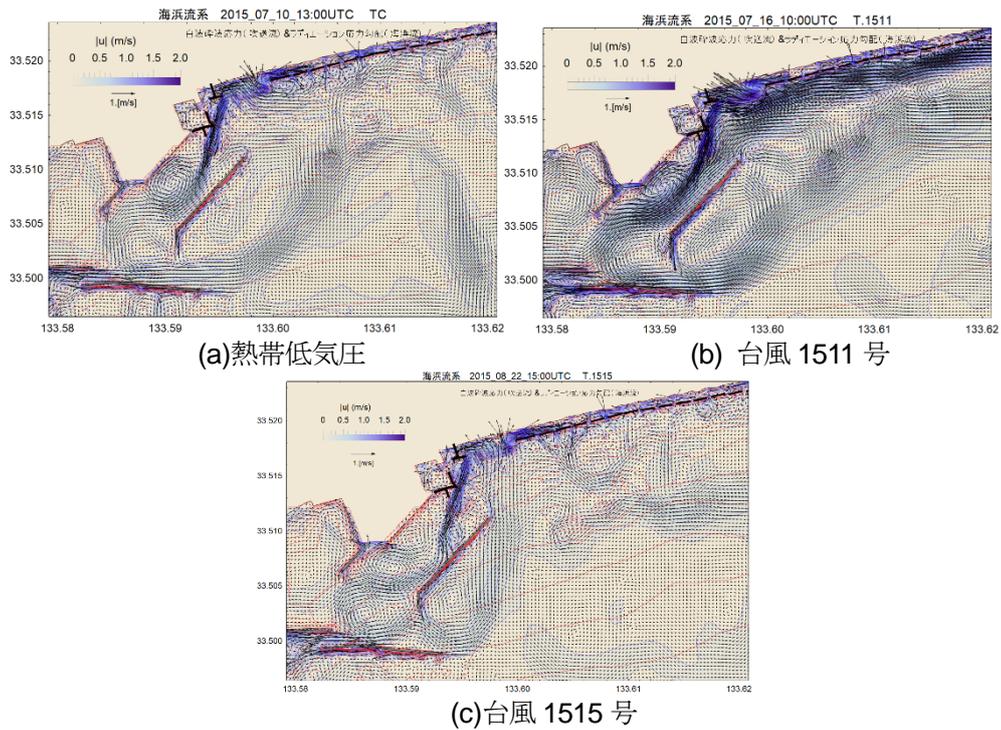


図 6-4-5 2015 年の吹送流・海浜流場

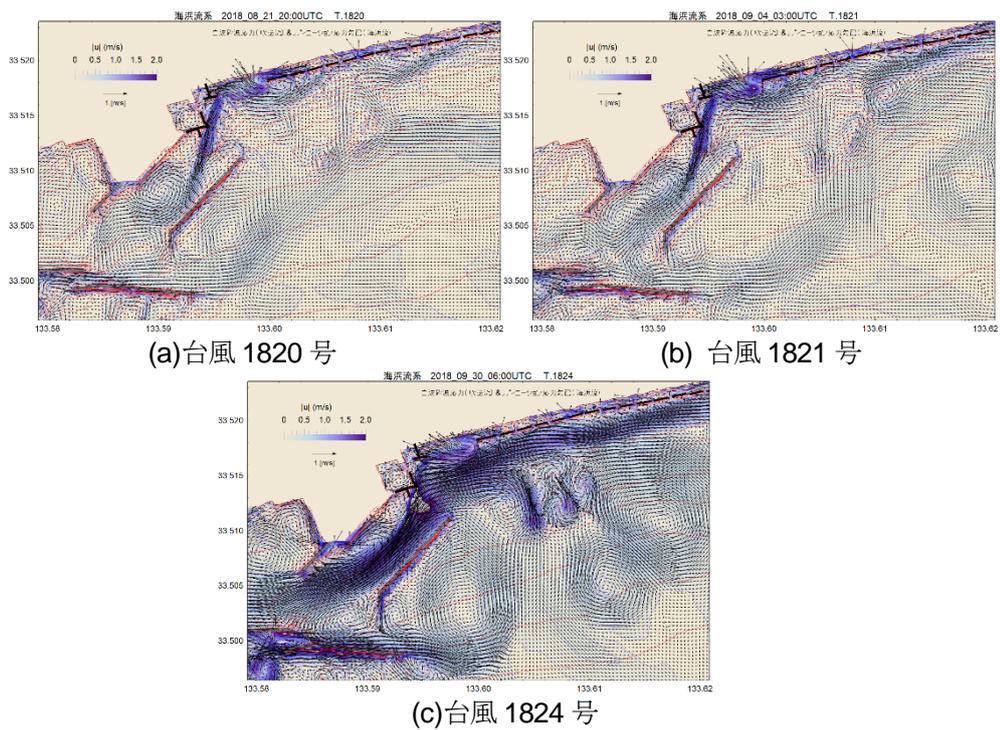


図 6-4-6 2018 年の吹送流・海浜流場

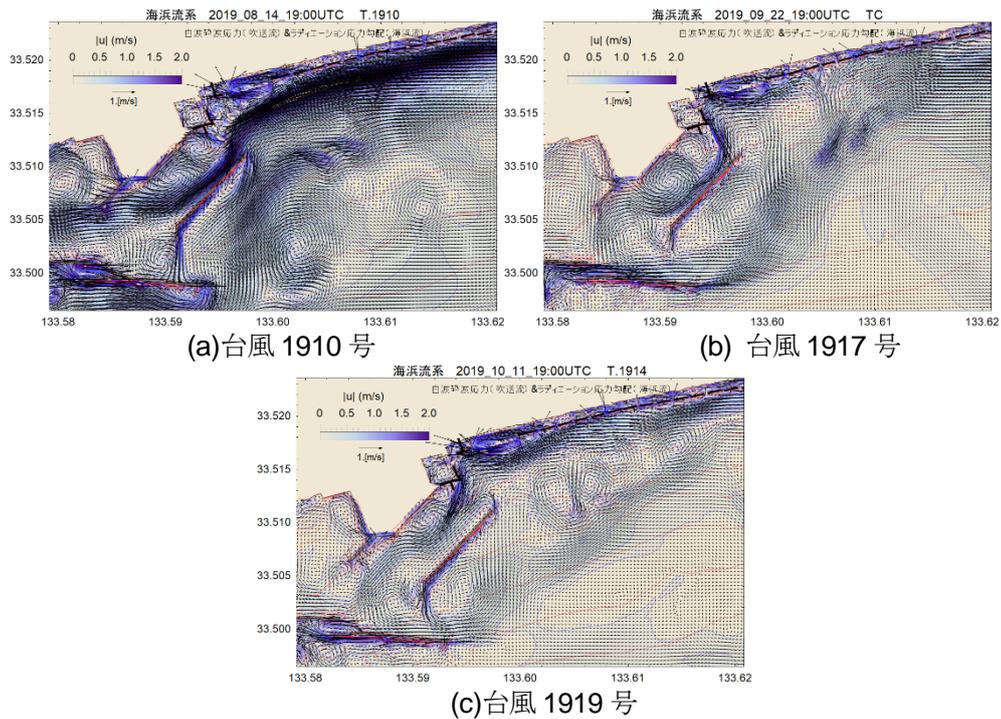


図 6-4-7 2019 年の吹送流・海浜流場

### 6-4-3 平面 2 次元海浜流+戻り流れによる漂砂量解析

POM の準 3 次元計算を長期間の海浜変形の流れ場として解析するには計算負荷が大きい。また、離岸堤の反射による地形に対する影響を適切に表現できない。ここでは、平面 2 次元計算に碎波帯内で形成される戻り流れを考慮することとし、次式で示される戻り流れ流速成分 ( $U_{udx}$ ,  $U_{udy}$ ) を、POM の平均流速成分に足し合わせて底面流速場を計算し漂砂量モデルに適用する。

$$U_{udx} = -\frac{\alpha}{h-\frac{H}{2}} \left( \frac{gH^2}{8C} + \frac{\pi H^2}{4T} \right) \cos(\pi - \theta) \quad (6.2)$$

$$U_{udy} = -\frac{\alpha}{h-\frac{H}{2}} \left( \frac{gH^2}{8C} + \frac{\pi H^2}{4T} \right) \sin(\pi - \theta) \quad (6.1)$$

ここに  $\theta$  は波向き、 $h$  は水深、 $H$  は波高、 $T$  は周期、 $c$  は波速、 $\alpha$  は戻り流れの強さを調整する係数で、本計算では高波浪時の沖方向漂砂によるバーの沖方向移動・位置が再現できるように調整した結果、 $\alpha=1.5$  を採用した。

図 6-4-8 に戻り流れを考慮せずに海浜変形を計算した場合の地形変化 (上: 侵食・堆積図) と計算期間中の漂砂量ベクトルの総和 (下) を示す。波浪による岸向き漂砂が卓越するため、沖側の土砂を岸方向に運搬し、離岸堤群前面に堆積している様子がわかる。離岸堤背後での漂砂量は極めて少なく、離岸堤の内側で土砂移動は皆無である。戻り流れを入れない場合は波浪による岸方向漂砂が卓越し、台風の襲来が無かった 2017 年の侵食・堆積、図 6-2-5 (c) に近い堆積形状になっている。図 6-4-9 には戻り流れの効果を検討できる POM の準 3 次元計算を実施した場合の海浜変形と全作用時間内の漂砂量ベクトル総和を示す。離岸堤群の沖側を西方向に流れる漂砂が再現できており、対応する 2011 年の測深結果である図 6-2-5 (a) に近い地形変化特性が計算されている。以上の結果から、平面 2 次元海浜流場を用いる海浜変形計算では戻り流れによる沖方向漂砂を考慮する必要がある事がわかる。

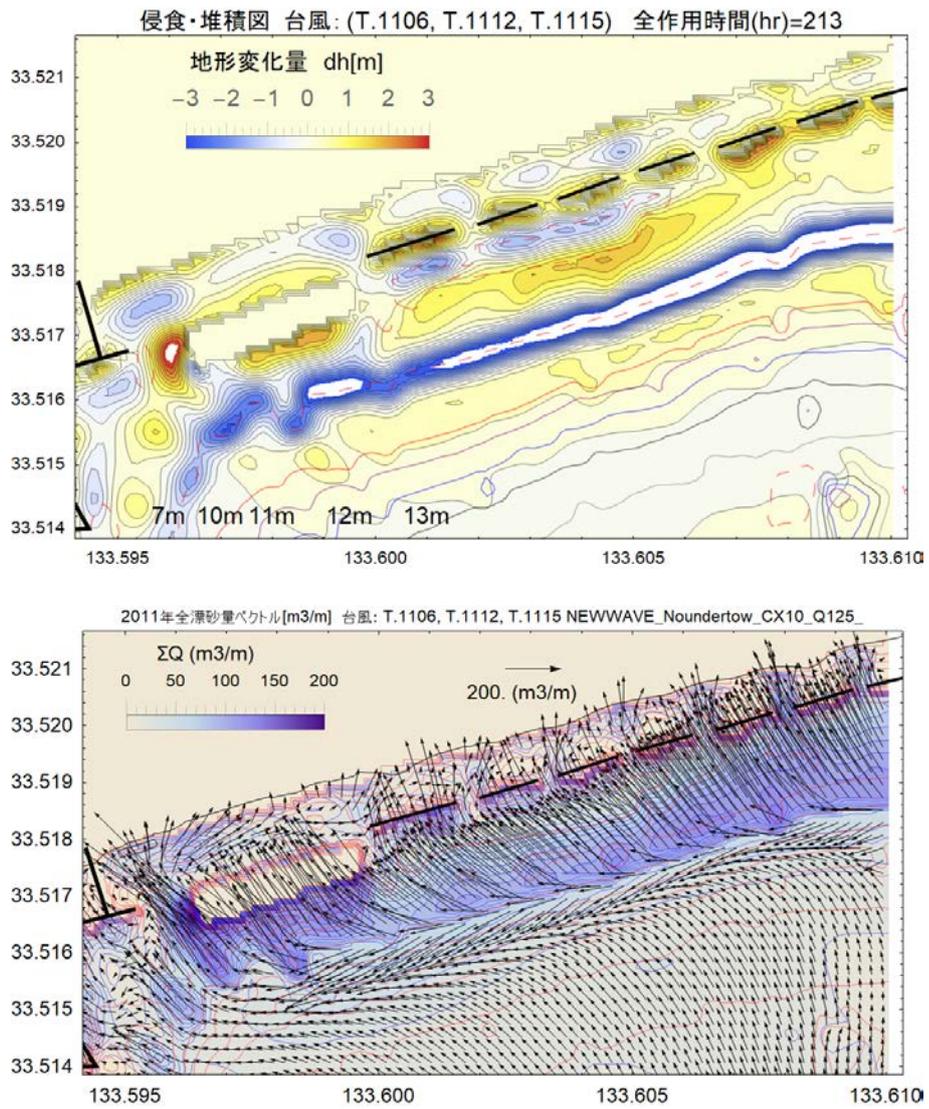


図 6-4-8 平面 2 次元海浜流・波浪共存場で解析した 2011 年の海浜変形（上）と全漂砂ベクトルの総和（下）

#### 6-4-4 漂砂・海浜変形解析結果

ここでは、解析対象期間中の高波浪来襲時の2011年および2019年の漂砂・海浜変形計算結果を示す。

##### (1) 2011年の3ストームの解析結果

2011年は台風6号、12号、15号の来襲があり、バーの沖方向移動が発生している。測深結果の図6-2-5(a)に近い海浜変形を再現するため、戻り流れを入れた作用時間213hrの結果を図6-4-9に示す。強めの沖方向漂砂が計算され、人工リーフ沖側に集中した堆積が計算されている。測深結果は人工リーフ沖側の堆積土砂は水深10m以深まで沖側に分散しているが、この現象は再現できていない。また離岸堤群の沖の堆積（バー形成）の形状も若干異なるのは、離岸堤からの反射波の影響も含まれていると考える。

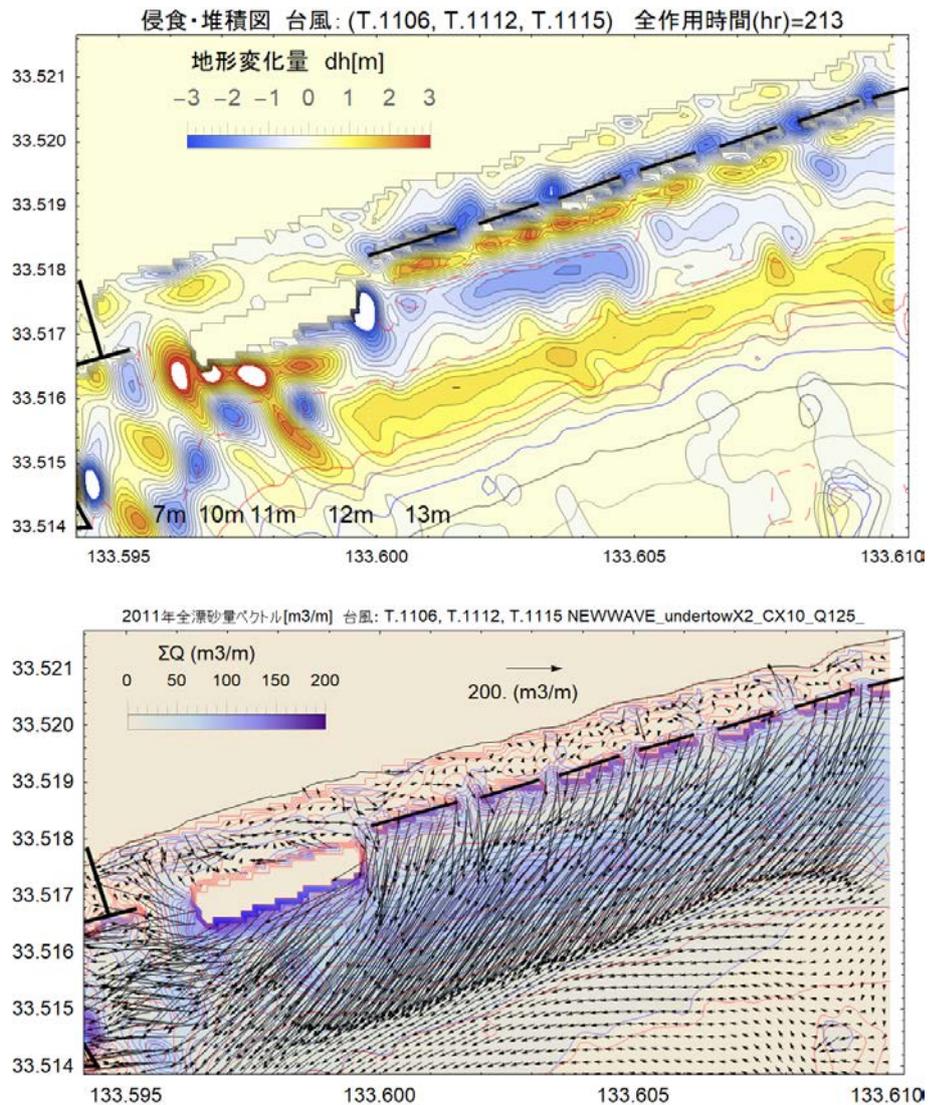


図 6-4-9 戻り流れを考慮した海浜流・波浪共存場で解析した2011年の海浜変形（上）と全漂砂ベクトルの総和（下）

## (2) 2019 年の 3 ストームの解析結果

2019 年も、測深結果の図 6-2-5(b)に示すように、強い西向きの漂砂を発生させる台風 10 号、17 号、19 号が沖方向土砂移動を発生させており、これを再現するために 2019 年の 3 ストームに対して解析を行った。

海浜変形と漂砂量ベクトル総和の解析結果を図 6-4-10 に示す。バーの形成位置と高さはほぼ再現できているが、測量結果で示されている人工リーフ西側での顕著な堆積は再現できていない。

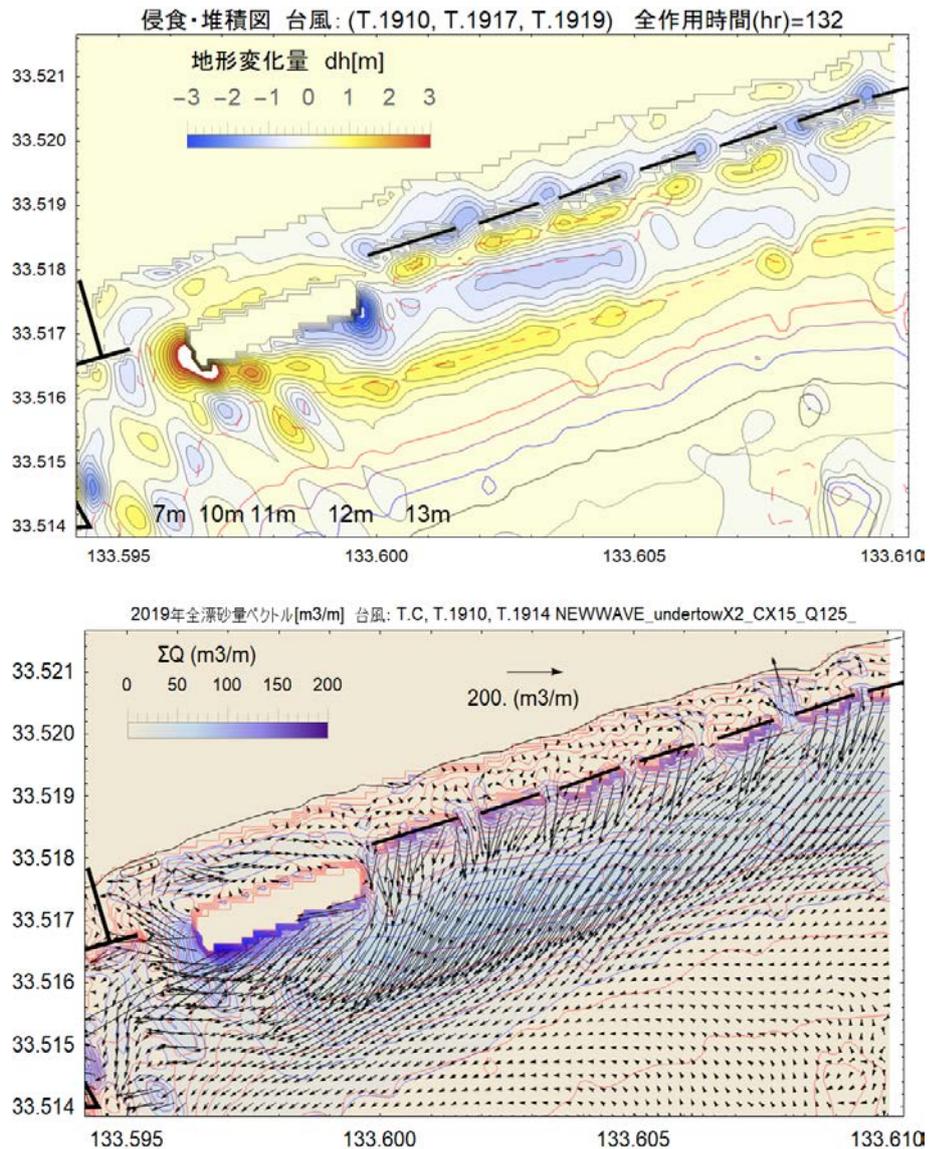


図 6-4-10 戻り流れを考慮した海浜流・波浪共存場で解析した 2019 年の海浜変形量（上）と漂砂量ベクトルの総和（下）

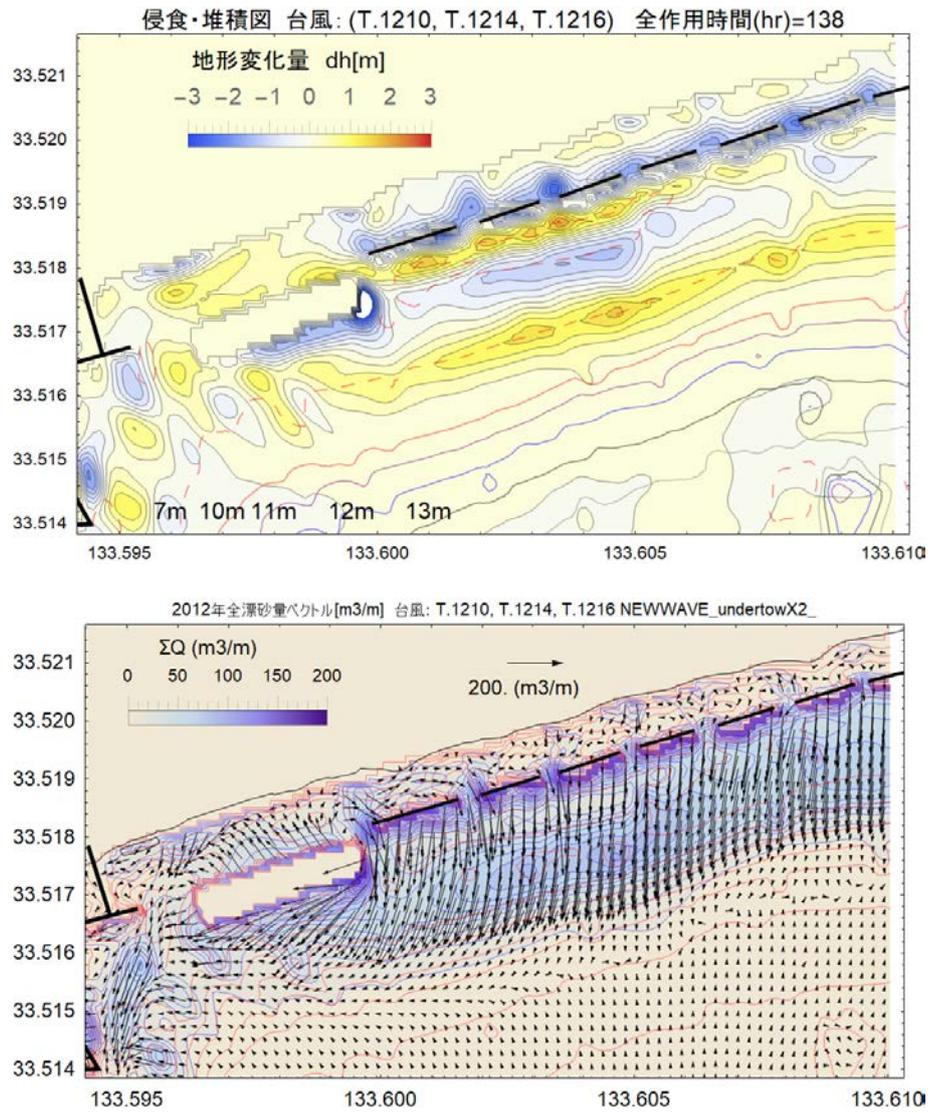


図 6-4-11 2012 年の 3 台風による海浜変形量 (上) と漂砂量ベクトルの総和 (下)

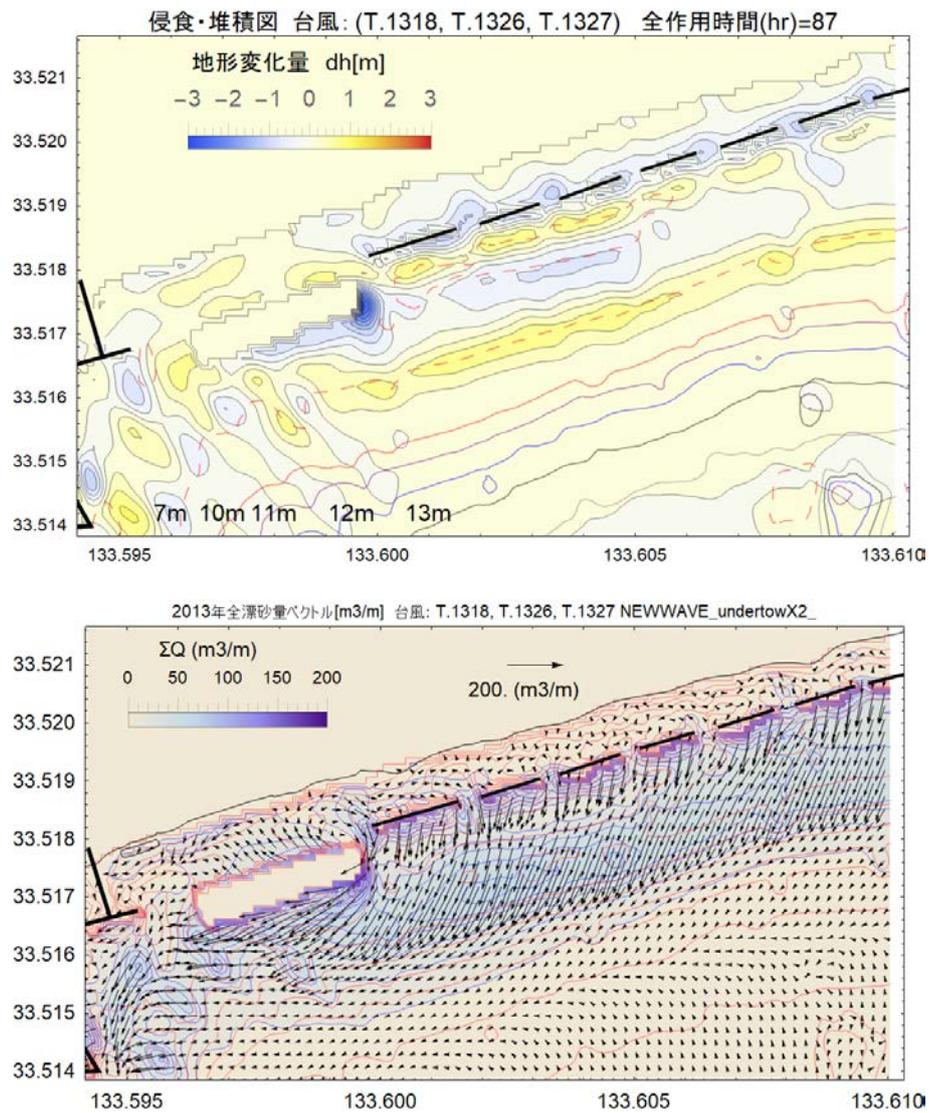


図 6-4-12 2013 年の 3 台風による海浜変形量 (上) と漂砂量ベクトルの総和 (下)

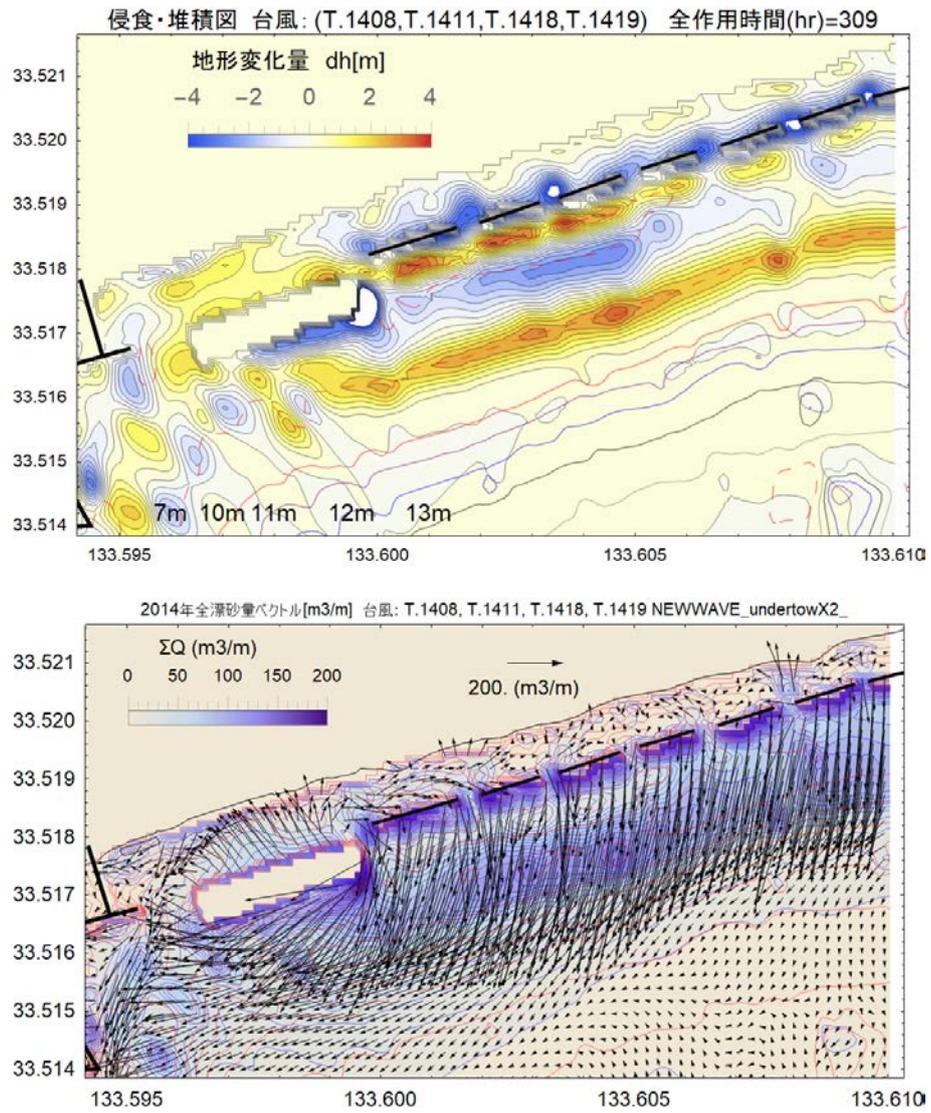


図 6-4-13 2014 年の 4 台風による海浜変形量 (上) と漂砂量ベクトルの総和 (下)

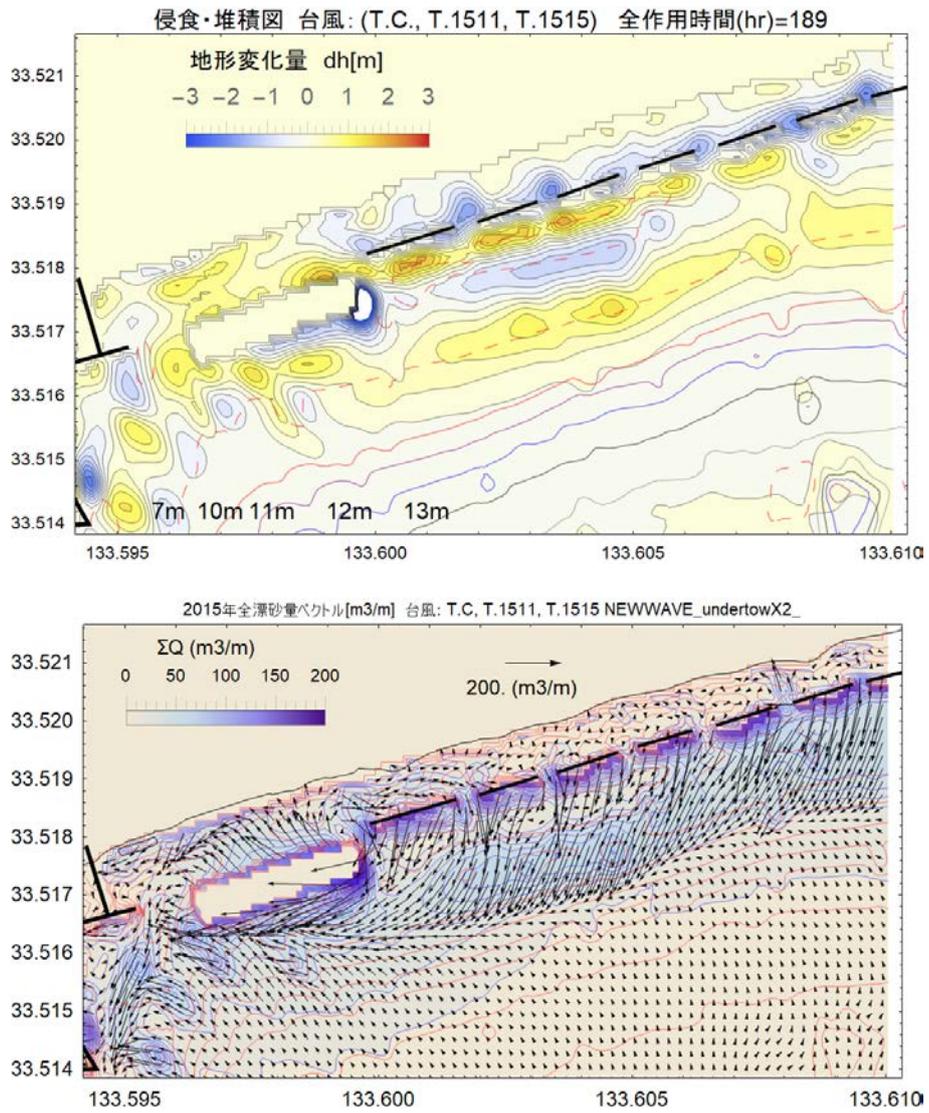


図 6-4-14 2015年の熱帯低気圧と2台風による海浜変形量(上)と漂砂量ベクトルの総和(下)

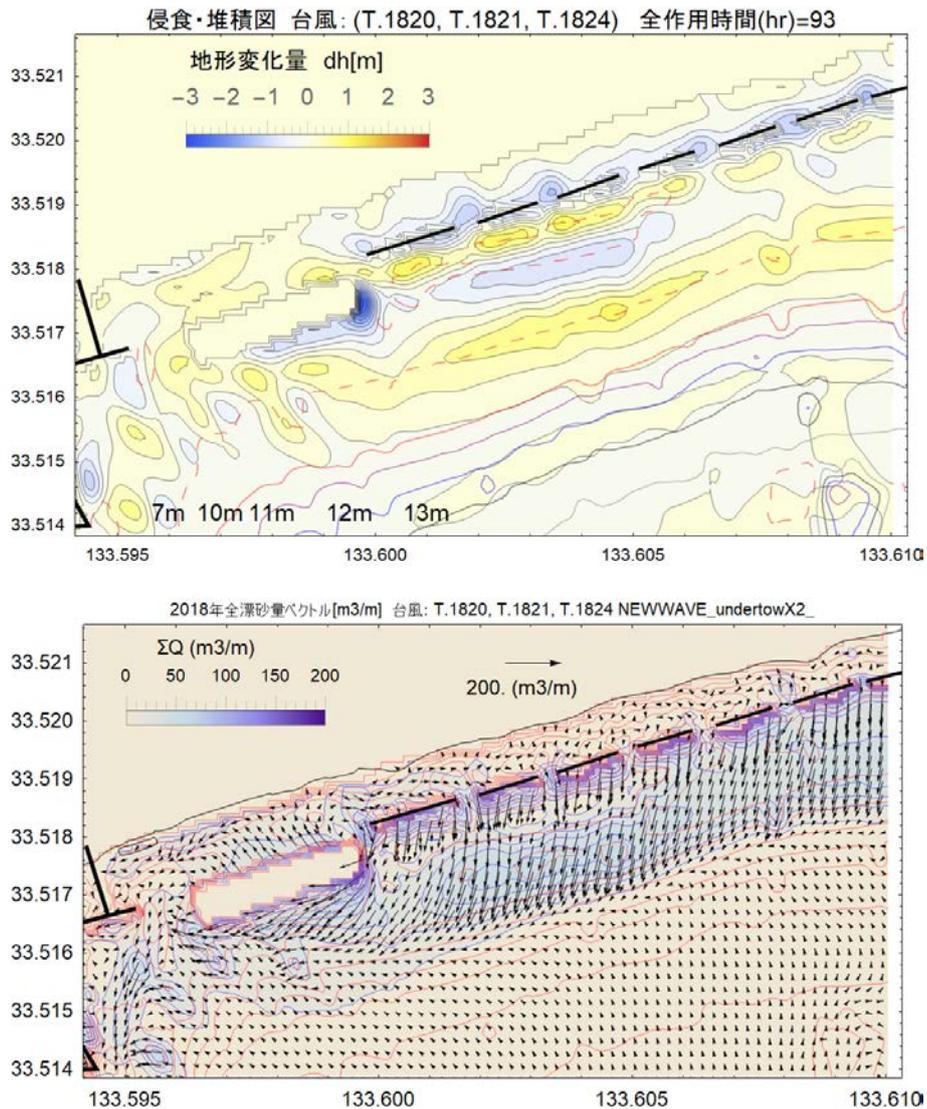


図 6-4-15 2018 年の 3 台風による海浜変形量 (上) と漂砂量ベクトルの総和 (下)

### (3) 侵食・堆積土砂量の岸沖総和

2011 年と 2019 年の結果を岸沖方向の全土砂量の沿岸方向分布特性を見るため、汀線から計算領域南端部まで、緯度方向に侵食・堆積土砂量を積分した、岸沖総和を求め、図 6-4-16 に示した。2012 年から 2018 年の間は地形変化量が小さいので、1 枚の図にまとめて示した。図中の赤線は測深結果から得られた 1 年間の侵食堆積データから求めた侵食 (-) 堆積 (+) の緯度方向の岸沖総和で、黒い線が 3 台風の計算結果である。人工リーフ周辺の侵食・堆積量のピーク値は概ね再現できているように見える。測量は 12 月に実施されており、常時波浪による埋戻し等が生じた地形であるが、解析ではストーム時だけを抽出して地形変化を計算している。このため、両者を直接比較することにはできないが、人工リーフ周辺海域での堆積が顕著で全体的な地形変化の傾向と侵食堆積量のオーダーはほぼ再現できているように見える。

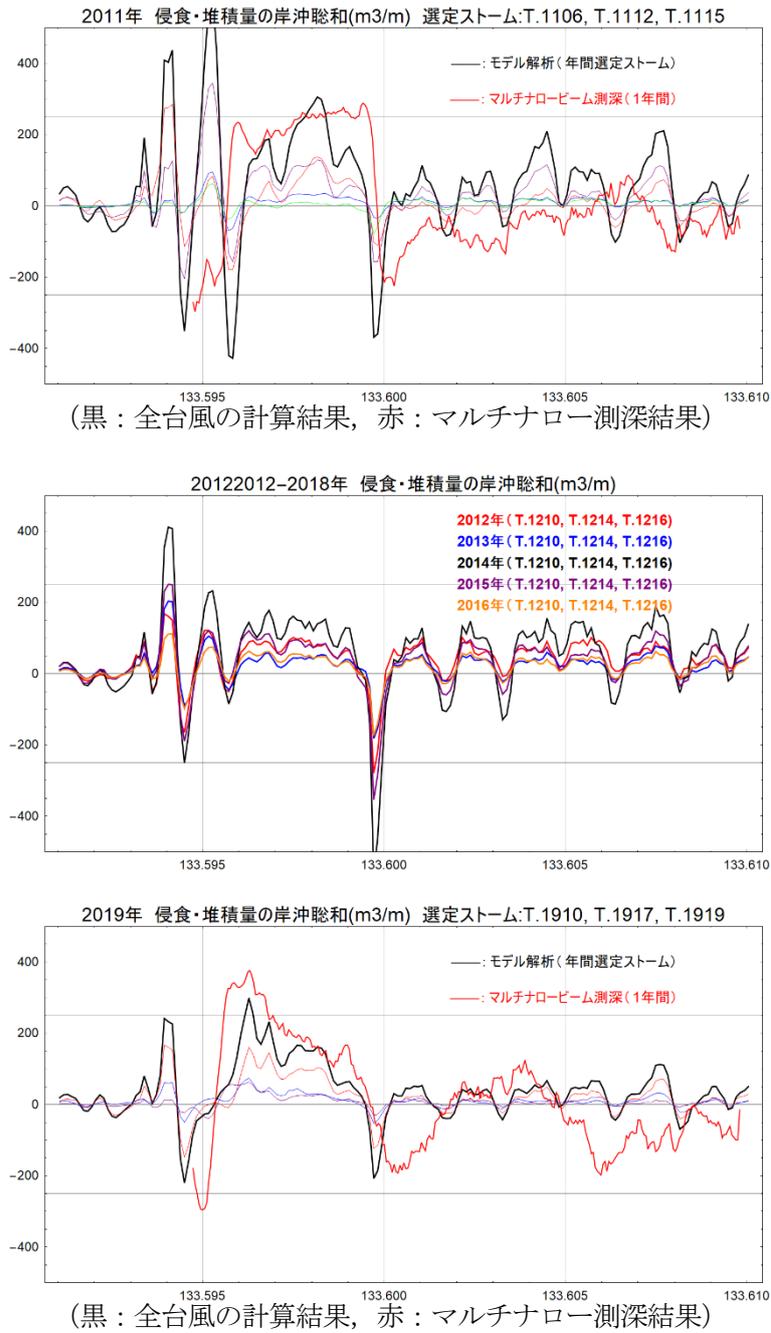


図 6-4-16 主要台風による侵食・堆積土砂量の岸沖総和 (m<sup>3</sup>/m) 2011 年と 2019 年はマルチナロー測深結果による年間変化 (赤) とも比較

#### (4) 離岸堤化・東第二防波堤の効果

南国工区の海浜保全の案として、人工リーフの離岸堤化が示されている。さらに、港湾区域でも湾内静穏度を維持するための東第二防波堤の建設が計画されている。これらの構造物が海浜変形に及ぼす影響を調べるため港湾域を含む範囲で、人工リーフ（現況）、離岸堤化、離岸堤化+東第二防波堤設置の3 ケースについて海浜変形解析を行った。

図 7-4-17 に 2011 年の場合の 3 ケースに対する侵食・堆積図および地形変化量の岸沖総和の沿岸分布を示した。2011 年は西向き漂砂を発生させる 3 台風 (T. 1106, T. 1112, T. 1115) が主要ストームで、バーの沖方向流出とともに、土砂の西方向への移動が生じている。このため、岸沖土砂量の変化は、港湾区域と人工リーフ領域で増加（それぞれ、 $+4,900 \text{ m}^3$ 、 $+27,067 \text{ m}^3$ ）、離岸堤群の領域では減少（ $-14,508 \text{ m}^3$ 、 $-6,183 \text{ m}^3$ ）している。この年に人工リーフが離岸堤化されていたと仮定すると、港湾区域と人工リーフ領域で、 $+7,885 \text{ m}^3$ 、 $+26,165 \text{ m}^3$ の堆積で、離岸堤群の領域では、 $-16,490 \text{ m}^3$ 、 $-4,848 \text{ m}^3$ に減少している。さらに、東第二防波堤も設置されていたと仮定すれば、西からの土砂流入が止められ、港湾区域から西へ土砂が流出し、 $-9,520 \text{ m}^3$ の減少となるが、人工リーフ前面に土砂の堆積が生じ、 $+28,314 \text{ m}^3$ の堆積となる。このことから、離岸堤化が行われれば、西向き漂砂の卓越する台風の場合は、人工リーフの前面での沿岸流が流れ易くなり、西向きの漂砂量が増加し、港湾区域への土砂流入量が増加する。この場合、東第二防波堤を設置すれば、港湾区域への土砂流入が阻止され、人工リーフ前面の堆積土砂量は増加し、離岸堤群の沖合の侵食量を低減させる。すなわち、現況の（ $-14,508 \text{ m}^3$ 、 $-6,183 \text{ m}^3$ ）から（ $-9,473 \text{ m}^3$ 、 $-1,471 \text{ m}^3$ ）へ侵食量が減少する。

図 6-4-18 に、東向き漂砂の卓越する台風 (T. 1408, T. 1411, T. 1418, T. 1419) が襲来した 2014 年の場合を示す。この年の作用時間は 309 hr で、土砂の変化量も多い。離岸堤化が行われたとすれば、人工リーフ前面海域への土砂堆積が増える。人工リーフでは  $9,800 \text{ m}^3$  であるが、離岸堤化の場合は  $28,815 \text{ m}^3$  となる。さらに、東第二防波堤を設置すれば  $44,892 \text{ m}^3$  まで増加する。

図 6-4-19 に西向き漂砂の卓越する 2019 年の場合の地形変化量の岸沖総和の沿岸分布を示す。離岸堤群の沖合が侵食され、人工リーフ前面に堆積している。離岸堤化を行うと人工リーフ前面の堆積が減少するが（ $27,984 \text{ m}^3 \rightarrow 18,216 \text{ m}^3$ ）、港湾区域への土砂流入量が増加する（ $-1,222 \text{ m}^3 \rightarrow 9,009 \text{ m}^3$ ）。これは離岸堤化に伴い、西向きの沿岸流が流れ易くなることに起因する。東第二防波堤を設置すれば、港湾区域への土砂流入量は抑制され、人工リーフ前面の土砂堆積量は増加する（ $31,964 \text{ m}^3$ ）。離岸堤群の海域では、土砂は西側海域へ移動し全域で侵食される。

その他の年の同様の解析結果は補足資料に添付した。

表 6-4-2 に、港湾区域、人工リーフ、離岸堤群 (No. 52, 51, 50)、離岸堤群 (No. 49, 48, 47) の 4 領域に分けた場合の岸沖変化土砂量 ( $\text{m}^3$ ) の分布を 2011 年、2014 年、2019 年について示した。

表 6-4-2 港湾区域, 人工リーフ, 離岸堤群の領域に分けた岸沖変化土砂量

2011 年	港湾区域	人工リーフ前面	離岸堤群 52, 51, 50	離岸堤群 49, 48, 47
現況	4,900 m <sup>3</sup>	27,067 m <sup>3</sup>	-14,508 m <sup>3</sup>	-6,183 m <sup>3</sup>
離岸堤化	7,885 m <sup>3</sup>	26,165 m <sup>3</sup>	-16,490 m <sup>3</sup>	-4,848 m <sup>3</sup>
+東第二防波堤	-9,520 m <sup>3</sup>	28,314 m <sup>3</sup>	-9,473 m <sup>3</sup>	-1,471 m <sup>3</sup>
2014 年	港湾区域	人工リーフ前面	離岸堤群 52, 51, 50	離岸堤群 49, 48, 47
現況	251 m <sup>3</sup>	9,800 m <sup>3</sup>	-4,727 m <sup>3</sup>	6,575 m <sup>3</sup>
離岸堤化	-4,941 m <sup>3</sup>	28,815 m <sup>3</sup>	-12,621 m <sup>3</sup>	3,740 m <sup>3</sup>
+東第二防波堤	-19,368 m <sup>3</sup>	44,892 m <sup>3</sup>	-12,840 m <sup>3</sup>	1,966 m <sup>3</sup>
2019 年	港湾区域	人工リーフ前面	離岸堤群 52, 51, 50	離岸堤群 49, 48, 47
現況	-1,222 m <sup>3</sup>	27,984 m <sup>3</sup>	-12,727 m <sup>3</sup>	-5,799 m <sup>3</sup>
離岸堤化	9,009 m <sup>3</sup>	18,216 m <sup>3</sup>	-14,180 m <sup>3</sup>	-4,361 m <sup>3</sup>
+東第二防波堤	-8,971 m <sup>3</sup>	31,964 m <sup>3</sup>	-10,707 m <sup>3</sup>	-3,195 m <sup>3</sup>

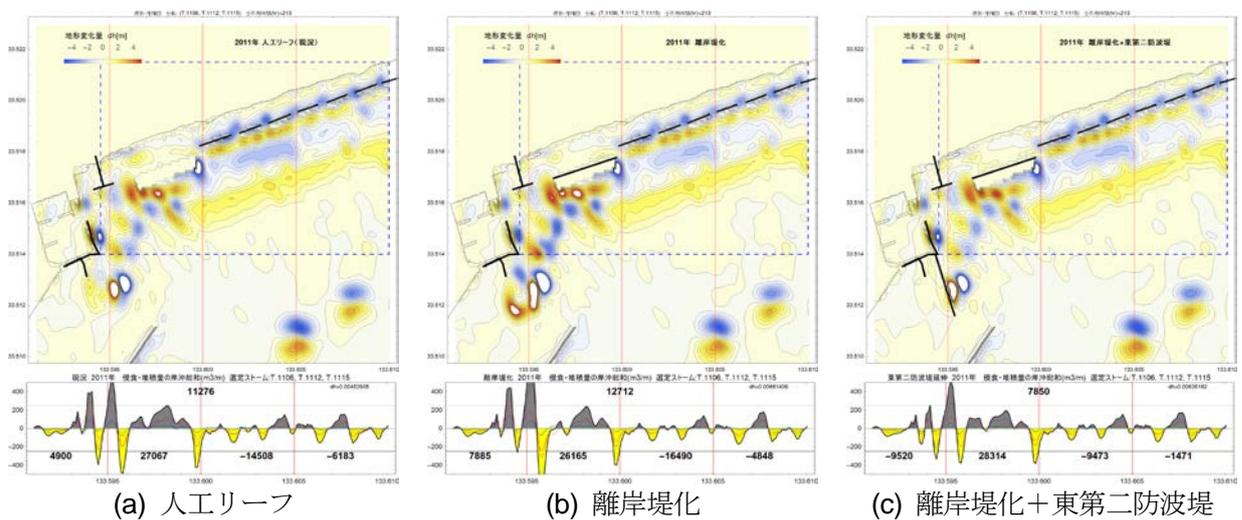


図 6-4-17 離岸堤化および東第二防波堤築造の場合の海浜変形の影響 (2011 年の場合) 図中に岸沖変化土砂量を数値で表示

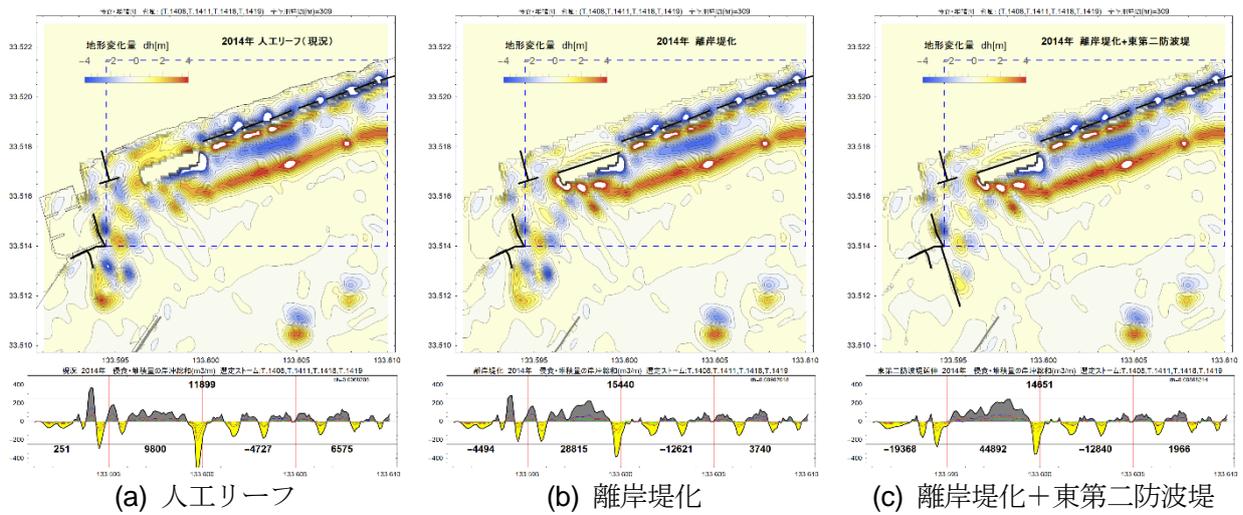


図 6-4-18 離岸堤化および東第二防波堤築造の場合の海浜変形の影響（2014 年の場合）図中に岸沖変化土砂量を数値で表示

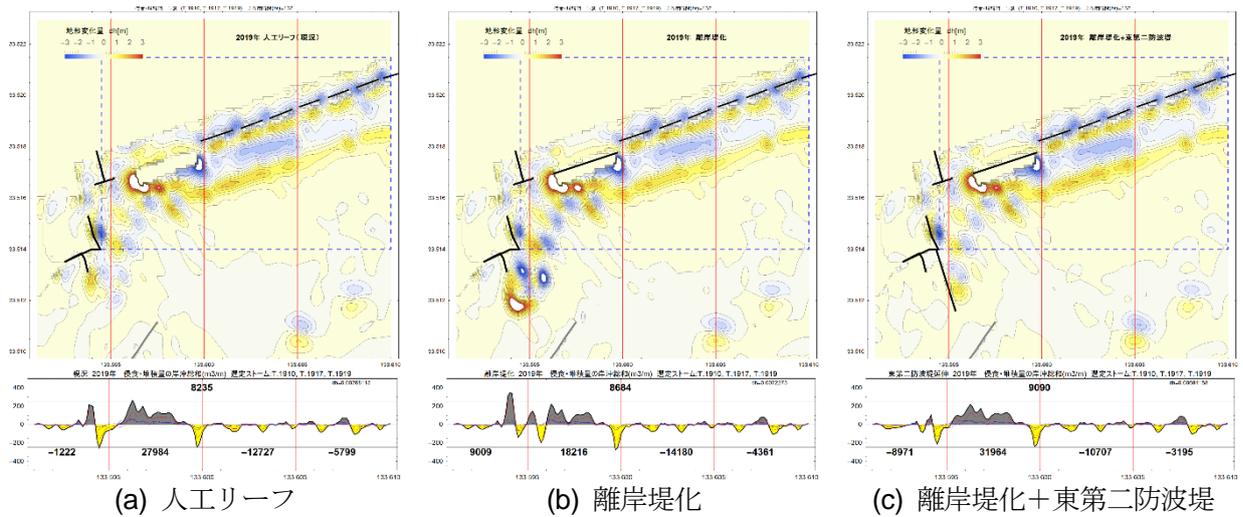


図 6-4-19 離岸堤化および東第二防波堤築造の場合の海浜変形の影響（2019 年の場合）図中に岸沖変化土砂量を数値で表示

## 6-5 海岸構造物の建設された海岸に対する課題について

高知海岸南国工区は、1969年に直轄化され、事業開始から50年以上経過し、海岸堤防、離岸堤、人工リーフが建設されている。また隣接する高知新港では、沖合に大規模な防波堤が建設されている。ここでは多くの構造物が建設された海岸について課題をとりまとめる。

1950年以降の高知海岸近郊の海面上昇は、13 cm程度（高知観測所：2.5 mm/年（1950年～2019年））である。高知海岸では離岸堤の被災、越波災害など近年は毎年のように海岸災害に見舞われてきた。海面上昇の影響は、小規模ながらすでに表面化している可能性がある。離岸堤、突堤など比較的浅い水深に建設された構造物に対する海面上昇時の影響と、自然海浜の重要性について、得られた結論をもとに提言を行う。

### (1) 構造物の安定性

図 6-6-1 に示す突堤、離岸堤群・人工リーフは、海面上昇後は消波ブロックの質量不足、リーフ被覆ブロックの質量不足が生じる可能性がある。ここでは設計基準をもとに、安定性を概査し評価する。

「海岸保全施設の記述上の基準（H30.8）」によれば、離岸堤の消波ブロックは、ハドソン式によって算出され、端部以外は算定した質量のブロックが採用され、天端高さは海面から1～2 m程度に設定される。ブロック質量で波力に抵抗するため、海面上昇により天端高が相対的に低くなると、海面下になるブロックが増加し、浮力増加と自重減の両面から不安定な方向となる。また作用する波力は、ハドソン式によれば波高の3乗に比例する。例えば波高が10%増加すると、33%増の波力が作用することになる。すなわち、海面水位が1 m上昇し、波高が10%増加すると、50年間をかけて投資・建設された52基の離岸堤は安定性を確保できないこととなる。

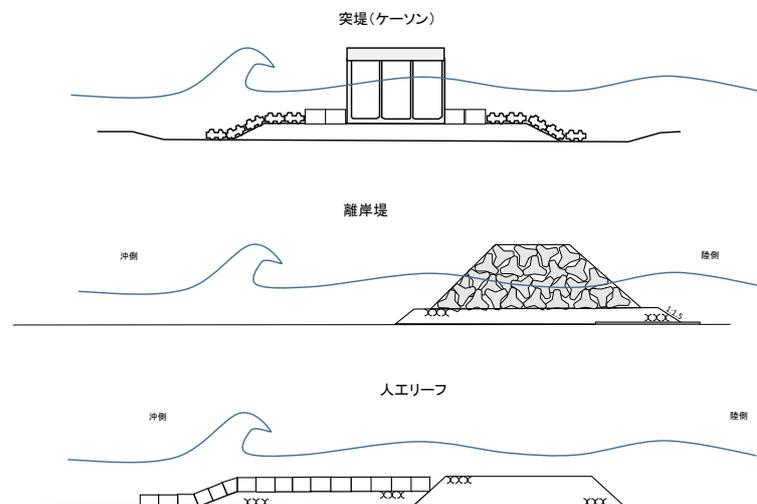


図 6-6-1 海岸構造物（例）

また、高知海岸の長浜工区の突堤に採用されている設置水深 T. P. -6 m のケーソン構造について、海面水位が1 m 上昇を想定して、「港湾の施設の技術上の基準」に準じて合田式を用いて安定計算を行った。その結果、転倒に対する安全性 1.21 が 0.91 まで低下し、1.0 を満足できなくなる結果となった。

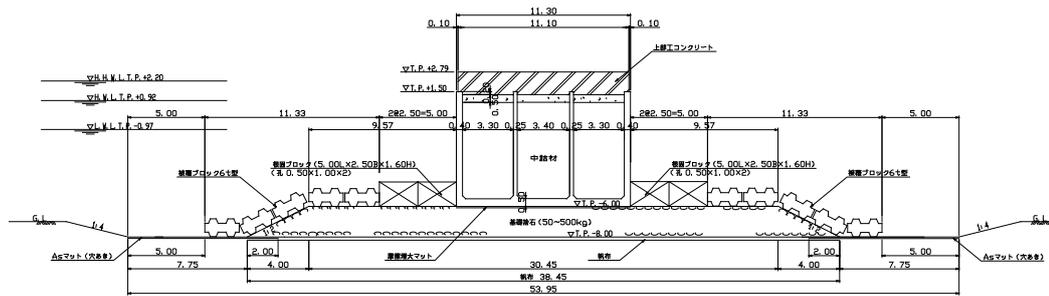


図 6-6-2 ケーソン式突堤（戸原 4 号突堤）

したがって、離岸堤や突堤については、単純に海面上昇分を嵩上げしても堤体の安定性は確保できないことは明らかで、再構築や抜本的対策が必要となる。高知海岸の人工リーフについても同様で、天端水深が増大することにより波浪低減効果が弱まるばかりか、被覆材の質量不足が生じ、構造物としての安定性も確保できなくなる。

## 6-6 本章のまとめ

本研究で得られた成果は以下のようである。

- 1) 高知海岸南国工区の波による移動限界水深は 10 m とされているが、移動限界水深より深い水深で、大規模な土砂移動が生じていることを深浅測量成果と波浪・平面 2 次元海浜流共存場の漂砂モデルにより確認した。すなわち構造物が建設されている海岸でも戻り流れと吹送流による海浜地形変化を考慮することが重要であることが示された。
- 2) 計算負荷を軽減するために、平面 2 次元計算に砕波帯内で形成される戻り流れを考慮することとし、戻り流れ流速成分 ( $U_{uds}$ ,  $U_{udy}$ ) を、POM の平均流速成分に足し合わせて底面流速場を計算し漂砂量モデルに適用する。戻り流れの強さを調整する係数  $\alpha$  は、高波浪時の沖方向漂砂によるバーの沖方向移動・位置が再現できるように調整した結果、 $\alpha=1.5$  を採用することで、現地に適用できることを示した。
- 3) 南国工区の離岸堤は、海岸堤防から 100 m 付近の沖合に建設されている。海岸堤防から 150 m~300 m の範囲には、bar-trough 地形が形状・位置を変化させながら存在している。この bar-trough 地形は、台風時に沖合に移動し、常時波浪（うねり性の波が多い）で岸方向に戻されている。この復元は 1 年間で生じていることが測深結果からわかった。
- 4) 高知海岸南国工区の海浜変形は接近台風による西方向漂砂と、戻り流れによる沖方向土砂移動で発生するバーの沖方向移動で特徴づけられる。この海岸の常時波浪は沖のバーの土砂を岸方向に回復させる十分な波浪の営力を有している。
- 5) 南国工区に計画されている海岸保全対策である人工リーフの離岸堤化は、西方向漂砂を低減しリーフ周辺海域での土砂堆積を促進する効果が見込まれる。また、港湾区域に計画されている東第二防波堤の設置も静穏度の維持のほか、港湾への土砂流入を減少させる効果が見込まれる。
- 6) 波浪エネルギーが大きい場合に沖側へ移動した bar 地形が、太平洋の長い fetch に乗って来襲するうねり性の波により、1 年間で岸に戻されていることを確認した。長い fetch が復元エネルギーにプラスに作用している。太平洋側では、日本海側にも増して bar-trough 地形の保全が重要である。

## 参考文献

- 1) 祭田佳奈江, 鷺田正樹: 岸沖漂砂の卓越する海岸における岸沖・沿岸漂砂統合モデル開発, 海洋開発論文集, 68 巻 2 号, p. I\_612-I\_617, 2012
- 2) Kazuhiro TANAKA, Masaki WASHIDA, Yoshihiro NISHIUKE, Tetsuya HIRAISHI: Numerical Simulation of Storm Surges and Waves Caused by Typhoon Jebi in Osaka Bay with Consideration of Sudden Change of Wind Field, *Journal of Natural Disaster Science*, Volume 40, Number 2, pp44-68, 2020
- 3) 田中茂信, 佐藤慎司, 川岸眞一, 石川俊之, 山本吉道: 石川海岸の沖合における漂砂機構, 海岸工学論文集, 第 43 巻, 551-555, 1996
- 4) 馬場康之, 加藤 茂, 木原直人, 山下隆男: 広域海浜流の観測と定式化, 京都大学防災研究所年報, 第 45 号 B-2, 459-465, 2002
- 5) 山下隆男: 海浜保全論, 水工学シリーズ 11-B-1, 土木学会, 1-1~1-20, 2011
- 6) 田中和広, 山部道, 平石哲也: 人工リーフ周辺の波浪変形・3 次元海浜流・海浜変形の数值解析, 土木学会論文集 B2 (海岸工学) Vol. 74, No. 2, pp. I\_937-I\_942, 2018
- 7) Van der Werf, J. J., J. S. Ribberink and T. O' Donoghue: Development of a new practical model for sand transport induced by non-breaking waves and currents. *Coastal Sediments '07*, ASCE, 42-55, 2007

# 第7章 海面上昇と高潮防災、海浜保全に関する提言

前章まで、海面上昇に対する研究、内湾・外洋高潮に関する研究、海岸侵食に関する研究を行ってきた。研究を通じて得た知見をもとに、国土の安全・保全を論ずるにあたり提言をとりまとめる。

## 7-1 国による海岸保全のあり方の提言

提言を取りまとめるにあたり、国の方針についてレビューを行った。国の国土交通省は、気候変動を踏まえた海岸保全のあり方検討委員会による提言として、「気候変動を踏まえた海岸保全のあり方」<sup>1)</sup>を令和2年7月に公表している。概要を図7-1-1に示すが、「モニタリングの継続」や「ソフト・ハード対策の適切な組み合わせ」など従来から提唱されてきているものが継続されているものも多く含まれている。海象現象の科学的な予測に基づく海岸保全を考えるべき時期にきている。

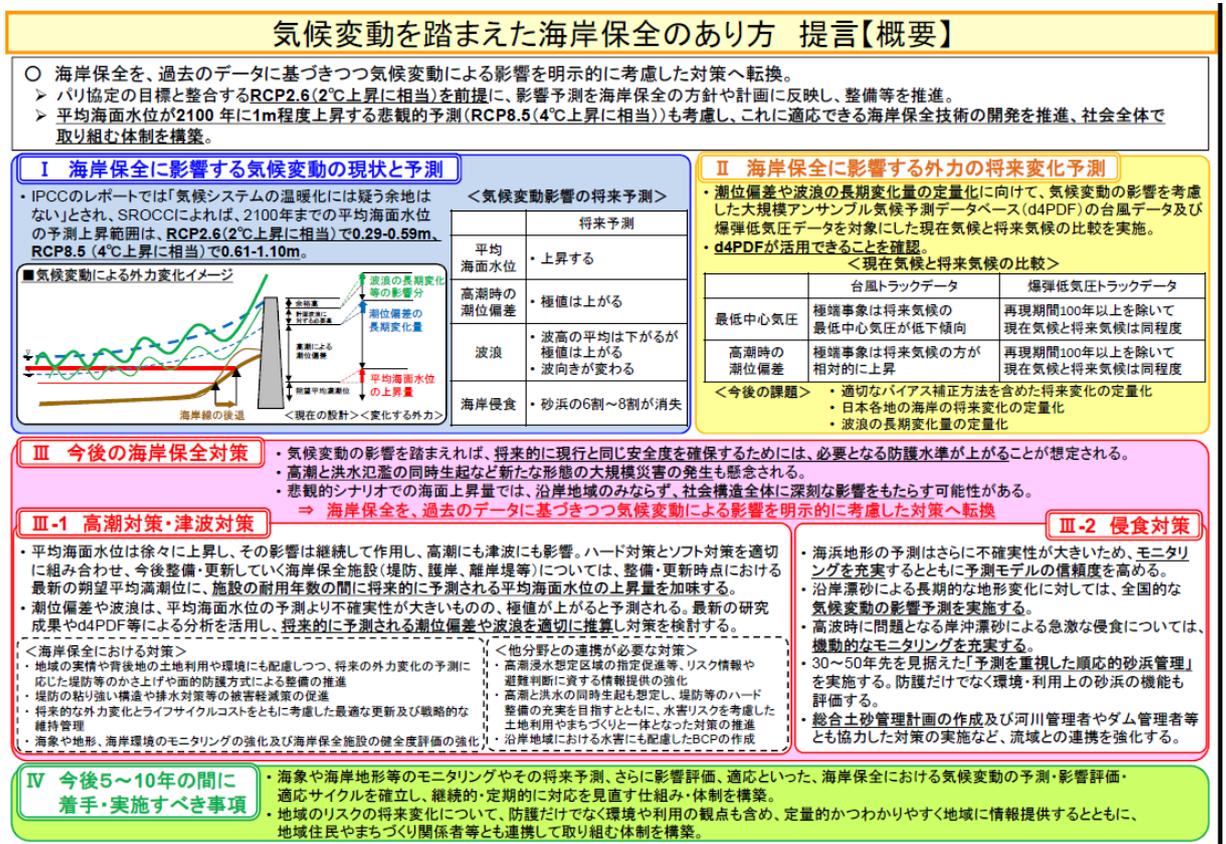


図 7-1-1 気候変動を踏まえた海岸保全のあり方<sup>1)</sup>

国土交通省の提案する気候変動、特に地球温暖化による平均海面上昇に対する適応策についての考え方を文章化したものを以下の囲い欄に示す。しかしながら、この提言では、提言内容に不明瞭な点が散見される。実務的に何をどのように行うべきかを示すべきであり、青字に着色した項目について筆者の疑問と意見を述べる。

4. 気候変動を踏まえた海岸保全の基本的な方針

○気候変動による平均海面水位の上昇や常時波浪の長期変化の程度，今後の台風や低気圧の強大化，強い台風等の頻発化の程度については，温室効果ガスの排出抑制政策の動向や気候変動予測の不確実性などから大きな幅が存在していることを考慮して海岸保全を進める必要がある。海岸保全基本計画や施設設計等の検討にあたっては，平均海面水位の上昇量等の外力の変化を現在の計画や設計の考え方に直接反映するとともに，外力の変化に対応するための追加コストなども考慮しながら，必要に応じてさらなる外力の増加にも配慮することが考えられる。

○海岸保全の目標は，2℃上昇相当（RCP2.6）を前提としつつ，広域的・総合的な視点からの取組は，平均海面水位が2100年に1m程度上昇する予測（4℃上昇相当（RCP8.5））も考慮し，長期的視点から関連する分野とも連携することが重要である。海岸保全の前提とする平均海面水位の上昇量予測が2100年以降に1m程度を超えることとなった場合には，改めて，その時点における社会経済情勢等を考慮し，従来の海岸保全の考え方による対応の限界も意識し，多様な選択肢を含めて長期的視点から適応策を検討することが考えられる。

国による提言には，アンサンブル気候予測データベース（d4PDF（database for Policy Decision making for Future climate change））の活用が盛り込まれている。現在公開されているデータベースには，気象場の予測のみで，海象や平均海面の上昇は入っていない。気象場だけでなく，海洋モデルの予測結果もd4PDFに追加すべきであり，海岸災害，環境，設計の業務においては，CMIP6のAOGCMの予測結果を解析し，海象や平均海面について精査すべきである。

アンサンブルメンバーの使い方にも注意が必要である。取り扱っている現象が，不確実性の多い非線形現象であることから，予測では初期条件を変化させて複数メンバーとして結果を出している。

気候変動の平均的傾向を調べる場合にはアンサンブル平均が有効であるが，災害など極端な現象を対象とする場合には，気象場のアンサンブル平均を使用すべきではない。極値を抽出する方法で複数メンバーの結果を使用すべきである。

緩和策の達成度に大きく左右される温度の上昇については，慎重に取り扱うべきである。国も提言しているように，2℃度上昇シナリオを前提としつつも，4℃度上昇シナリオ結果と比較しながら検討する必要がある。

【高潮・津波】

<ハード対策>

- ・ [堤防等のかさ上げ](#)
- ・ 粘り強い構造の堤防等の整備
- ・ 被災リスクの高い箇所及び更新時期を踏まえた海岸保全施設の戦略的な整備・維持管理
- ・ [養浜・侵食対策の実施](#)
- ・ 環境に配慮した海岸の整備やグリーンインフラ，Eco-DRRの実施

<ソフト対策>

- ・ [海象や地形，海岸環境のモニタリングの強化](#)
- ・ 最新の予測技術に基づいた設計外力の定期的な見直し，データベースや手引き等の作成，それらを継続的に実施する体制の構築
- ・ [モニタリングや海岸保全施設に関するデータベースの構築](#)
- ・ 超過外力が作用する場合の海岸保全施設への影響の把握
- ・ 海岸保全施設の健全度評価と防護機能の把握
- ・ ライフサイクルコストを考慮した最適な更新等の考え方の検討
- ・ [海岸侵食対策にかかる新技術の開発等](#)
- ・ 環境に配慮した整備や新工法等に関する調査研究

※「Eco-DRR（Ecosystem-based disaster risk reduction）：生態系を活用した防災・減災。生態系と生態系サービスを維持することで危険な自然現象に対する緩衝帯・緩衝材として用いる。

### 【海岸侵食】

- 海浜地形の予測はさらに不確実性が大きいので、モニタリングを充実するとともに予測モデルの信頼度を高めるべきである。
- 沿岸漂砂による長期的な地形変化に対して、全国的な気候変動の影響予測を実施すべきである。
- 高波時に問題となる岸沖漂砂による急激な侵食については、現時点では予測が難しいと考えられるため、機動的なモニタリングを充実すべきである。
- 極端事象に伴う土砂収支の大規模な損失も想定されるため、海浜地形のモニタリングも継続して実施すべきである。
- 自然現象のみを扱う将来予測だけでなく、人口減少等の人為的影響も考慮できるよう、観測データを継続的に蓄積していくべきである。
- 30～50年先を見据えた「予測を重視した順応的砂浜管理」を実施すべきである。その実施にあたっては、砂浜の防護機能だけでなく環境・利用上の砂浜の機能も評価すべきである。
- 気候変動による河川等からの土砂供給量の変化の予測や、それも踏まえた海岸の地形変化の予測から海岸への必要土砂量を算定する必要がある。また、それらに基づく総合土砂管理計画を作成し、総合土砂管理計画に基づき、流砂系における効率的な土砂移動を含めた対策を実施することなど、流域との連携を強化すべきである。

### 【高潮・津波】

「堤防等のかさ上げ」については、大阪湾など開発、高度利用されている沿岸では、現況の海岸堤防・海岸護岸の形状から、嵩上げは容易ではない。すでにパラペット等で嵩上げ済みか、設計上これ以上嵩上げできない限界高さに達している構造物が、高度利用されている都市域を中心に数多く存在する。嵩上げ可能な海岸堤防・護岸のマップを全国規模で作成すべきである。

「養浜・侵食対策の実施」については、高潮・津波対策のみならず、海岸侵食対策との連携、海面上昇への対応が必須であり、政府の提言で明記すべきである。

「海象や地形、海岸環境のモニタリングの強化」と「モニタリングや海岸保全施設に関するデータベースの構築」については、従来から様々な場所・機会でも多くの提案があるように、国際規格に準じたモニタリング結果の公表やDB化、利用方法の明確化が普及・活用の鍵である。

「海岸侵食対策にかかる新技術の開発等」は、海岸侵食を制御できれば海面上昇対策にもなることから開発の促進が喫緊の課題である。

### 【海岸侵食】

この項目については、全般にわたって総花的で「不確実」、「予測が難しい」、「モニタリングを充実」など、現在の技術的知見を踏まえた提言には至っていないと考えられる。現状で不足する項目を今後注力していく程度にしか受け止められない。

○海浜地形の予測はさらに不確実性が大きいので、モニタリングを充実するとともに予測モデルの信頼度を高めるべきである。

予測の不確実性は、予測に用いるデータの不確実性によるところが大きい。これでは、いったい何をモニタリングするのかわからない。例えば一ヶ月間隔の地形変化計測なのか、気象擾乱時の海浜流のモニタリングを充実するのか、意図する対象を明記すべきである。予測精度を向上させるために最も重要なのは「気象場の変化」「海岸構造物の情報（構造と建設年次、補修年次）」「河川流送土砂特性の変化」である。これらのモニタリングが重要であり、予測の不確実性を改善できるデータである。

○沿岸漂砂による長期的な地形変化に対して、全国的な気候変動の影響予測を実施すべきである。

本研究で、海面上昇量という「全国的な気候変動」について研究した。その結果が「長期的な沿岸漂砂特性の変化」にどのような影響を及ぼすかについては明確な解をもたない。海面上昇や台風の発生位置や進路に影響を与える研究成果もあるが、「全国的な気候変動」とは別の議論である。「全国的

な気候変動」が「長期的な沿岸漂砂特性の変化」にどのような影響を及ぼし、どのように予測すべきかについて方針が必要である。

○高波時に問題となる岸沖漂砂による急激な侵食については、現時点では予測が難しいと考えられるため、機動的なモニタリングを充実すべきである。

「岸沖漂砂による急激な侵食」の予測の可能性は、本論文で議論し、予測が可能であることを示した。「機動的なモニタリング」を充実させるのは、岸沖漂砂のどのような現象をモニタリングするのかが明記すべきであろう。本論文で得た知見から、海底地形の頻度・精度の高い面的な計測や、戻流れと吹送流の流速ベクトルの計測は有意と考える。また、底質特性の変化も地形変化に大きな影響を与える。bar-trough 地形の気象擾乱前後の粒径調査も有効である。

○極端事象に伴う土砂収支の大規模な損失も想定されるため、海浜地形のモニタリングも継続して実施すべきである。

「極端事象」として考えられるのはまず津波である。しかし、気候変動とは無関係であり津波ではないとすると、「未曾有の高波浪による大規模な地形変化」などが考えられるが、どのような事象を対象とするかを明記すべきである。また、「土砂収支の大規模な損失」についても「真の損失」「沖方向流失」「海底谷への流失」などがあり、対象とする事象によってモニタリングの範囲、対象も異なってくることから明確な説明が必要である。

○自然現象のみを扱う将来予測だけでなく、人口減少等の人為的影響も考慮できるよう、観測データを継続的に蓄積していくべきである

「人口減少等の人為的影響」がどのように海岸侵食に影響を与えるか具体的に示すべきである。たとえば、人口減少により沿岸域の利用状況などが変化することや、人口減少に伴って損害が減少することを想定しても、沿岸域への人口集中や損害の増加が与える影響のほうが海岸侵食にとっては問題と考える。

○30～50 年先を見据えた「予測を重視した順応的砂浜管理」を実施すべきである。その実施にあたっては、砂浜の防護機能だけでなく環境・利用上の砂浜の機能も評価すべきである。

必要な予測を明記すべきである。本稿を作成にあたって得た知見から、「気候変動予測」、「海象変化予測」、「海面上昇予測」に加え「人的影響予測」は必須と考える。順応的管理を考える上での施設（砂浜）の耐用年数の設定方法と併せて具体的に示すべきである。

○気候変動による河川等からの土砂供給量の変化の予測や、それも踏まえた海岸の地形変化の予測から海岸への必要土砂量を算定する必要がある。また、それらに基づく総合土砂管理計画を作成し、総合土砂管理計画に基づき、流砂系における効率的な土砂移動を含めた対策を実施することなど、流域との連携を強化すべきである。

業務の現場では2000年頃から総合土砂管理計画を一級水系直轄管理区間について検討、計画策定が行われてきた。しかし、大きな進展は見られないのが総合土砂管理の実情である。この提言はこれまでの内容と同じことを繰り返し述べているに過ぎない内容である。技術的な問題、担当部署の連携課題、部分の最適化による全体最適化の遅延などが考えられるが、原因を究明し対応すべきである。

気候変動予測、河川管理、流砂系解析、河口維持管理、漂砂系解析、海岸侵食対策を連携させることが重要で、そのための方策を示すべきである。

## 7-2 提言の骨子

今後、100年程度の海面上昇に対して、本研究においても IPCC の報告等からも海面上昇量が 1 m 程度に及ぶことは避けられない事実のようである。氷床の状況によっては、3~5 m、2300 年には 15 m の海面上昇が生じる可能性も指摘されている。このような状況を鑑み、提言を取りまとめる。

### (1) 防御ラインの強化（堤防嵩上げ）

現状の防護ラインを強化して、海面上昇や高潮・津波、海岸侵食に今後 100 年以上にわたって対応していくには限界がある。大阪湾など高度利用されている沿岸域では、現況の海岸堤防・海岸護岸の形状から、すでに限界に達しているエリアもある。水塊の侵入を遮断する可動式構造物を既存の構造物に付加するなど、用地取得を必要としない施設も必要である。

### (2) 防護ラインの設定（セットバック、海浜を構築）

高度に土地利用されていない場合は、セットバックが有効である。本研究成果の海面上昇量から、セットバック量を設定し、防災と利用・環境のバランスを図った対策を講じることができよう。大型の構造物、例えば沖防波堤による対策が効果的で、津波防災と併用することがコスト面からも有効である。しかし、施設配置によっては高潮を増幅させる可能性があるため、本研究成果の高潮モデルにより予測計算を行い、配置を詳細に検討する必要がある。この提案は津波防災との併用も効果的に行うことができる。

高潮に対して海浜で防災を図ることは、利用面、環境面においても有効な施策である。特に養浜は粒径の選択を適切に行うことで、高い防災効果を発揮してくれる優れた工法である。礫や岩礁などの材料の選択を含め、砂浜のみならず沖合の bar 地形の保全など、広範な範囲・視点で実施することが重要である。

### (3) 海浜保全に関する提言

現在、侵食のない海浜では、海面上昇による汀線後退は、降雨の激化による土砂供給量の増加や、海浜断面の変化により緩和されると考えられる。

現在侵食傾向にある海浜は、すでに土砂収支のバランスを欠いており、その傾向がより激化すると考えられる。現在、水深 6 m 程度までに設置されている海岸保全施設は海面上昇の影響を受け、安定性を欠くことになろう。海浜保全については、養浜による土砂投入がなによりも有効である。本研究で波浪による bar 地形の復元力を確認した。岸沖方向の移動を繰り返しながら、波向きによる沿岸方向の移動が加わっている。沖合方向には、波の営力によって岸に戻らない漂砂もあり、これを適切に補うことが重要である。漂砂の供給源（河川）を適切に管理し、海や河川のエネルギー、すなわち自然の営力を利用することにより海浜保全を図っていくことが重要である。

### (4) 沿岸域管理に関する提言

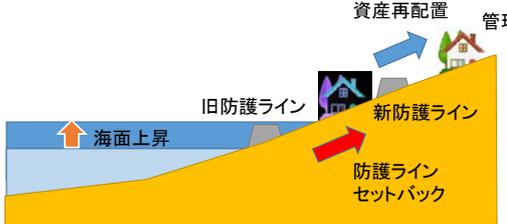
数百年規模の海面上昇に対しては、海面上昇量が 3 m を超えるとも 15 m を超えるとも報告されているが、不確実性が残る。しかし 1 m 規模の海面上昇に対しては、沿岸域管理で考察すべきであろう。沿岸域管理については、順応的管理と先行型管理の特性を見極め、計画の手戻りや過剰投資を避けるべく、慎重に判断し、施設寿命や更新時期を踏まえて、管理の中に「余裕」を積極的に設けることで対応することが重要である。

海岸地域の住まい方と海岸防護の規模・形態は連動する。これまでの海岸防護を強化する人工化から、海岸防護の現状維持や将来的撤去の視点で土地利用の見直しや、セットバックによる逆人工化を指向すべきである。

また、海外の事例に学ぶように海岸保全区域だけで防災を考えるのではなく、背後空間との防災連携シナリオが重要である。そして豊かな海岸地域を形成しつつ、防護・避難空間の日常利用・暮らしの豊かさとの共存が図られることが望ましい。海面上昇に対する適応策の選択肢を表 7-2-1 に示すが、地域の将来に大きくかわる選択になることから、次世代を担うステークホルダーと合意形成を図ることは言うまでもない。

背後地との連携を図るためには、災害保険の活用も有効である。個人資産（宅地等）を税金で再建するのは問題があるが、諸外国では民間の災害保険で個人資産を再建することを原則とする考えもある。大規模災害の保険料は高額になることから、自治体などで保険料の補助金を個人に対し給付する方法も考えられる。さらに、災害保険に対する保険会社の再保険に対して国庫補助金を投入する制度など、これまでと異なる側面からの後援・支援が、日本の沿岸域管理には必要である。

表 7-2-1 海面上昇に対する適応策の選択肢

概要	イメージ
<p><b>海面上昇を許容（順応）</b></p> <p>海面上昇に伴い海岸侵食が進行するが、これを許容することを選択し、海岸保全に一切投資しない。海面上昇によって引き起こされる遡上域拡大、冠水頻度増など自然のプロセス、自然な変化を受け入れる。</p>	 <p>何もしない</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>・海岸侵食を許容する</li> <li>・干潟化や湿地化への自然な変化を受け入れる。</li> </ul>
<p><b>セットバック（撤退）</b></p> <p>海面上昇量に応じて防護ラインをセットバックし、資産（経済活動含む）を陸側に移動する。</p>	 <p>管理しながら、資産等を再配置</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>・防護ラインをセットバック</li> <li>・資産を陸側に移動</li> </ul>
<p><b>防護ライン現状維持（防護）</b></p> <p>護岸等を嵩上げするなど変更し、海面上昇に耐えうる構造に改良し防護ラインを変更しないことで資産（経済活動含む）を現在の位置で維持する。</p>	 <p>防護ラインを現状通り維持し、資産等も現状を維持する</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>・護岸の嵩上げ</li> <li>・構造変更</li> </ul>
<p><b>防護ライン沖側移動（防護）</b></p> <p>防護ラインを沖側に移動し、既存の護岸等の海側に海岸保全施設（養浜、埋立、護岸）を設置することで、既存の資産（経済活動含む）を現在の位置で維持する。</p>	 <p>防護ラインを沖側に移動</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>・海側に海岸保全施設</li> <li>・資産は現状位置</li> </ul>

### 7-3 海面上昇と高潮防災，海浜保全の適応策に関する提言

海面上昇の影響は，各々が相互に関連を持ちながら多岐にわたる項目に影響を与えている．地球温暖化に伴う海面上昇等の自然的影響は長期的で，100年スケールである．

本研究により，高度化した高潮モデルにより，高潮・高波の解析・予測を実務レベルで行うことが可能となった．また，同様に海浜変形モデルについても，汀線のみならず，海面上昇で影響を受ける吹送流，海浜流，特に戻り流れによる地形変化解析・予測が可能となった．これらの現象が対象としているのは，限定された地域について，広くても湾スケールまでの現象を数時間から数日スケールで解析しているに過ぎない．

このように，時間・空間スケールの相違を持つ現象について高潮防災や海浜保全を扱う場合には，異なるスケールのアウトプットを関連づける必要があり，長期的な気候変動を踏まえた課題解決の方策を検討することが重要である．

図 7-3-1 に海面変動のエネルギーの分布イメージを示す．縦軸は現象とスペクトルの大きさを，横軸を対数スケールの時間（周期・秒）として示している．中段には，その周期の現象にかかわる主な力を，情報には変動を起こす主要因を示している．高潮や津波など時間単位で起こる現象と10年～100年スケールで継続的に生じる気候変動に起因する海面上昇を示している．海面上昇に加えて，海面上昇の発現周期よりも短い周期で発生する高潮やWave-setup 高潮振動，風波やうねりが重複して発生し得ることに注意が必要なのは言うまでもない．

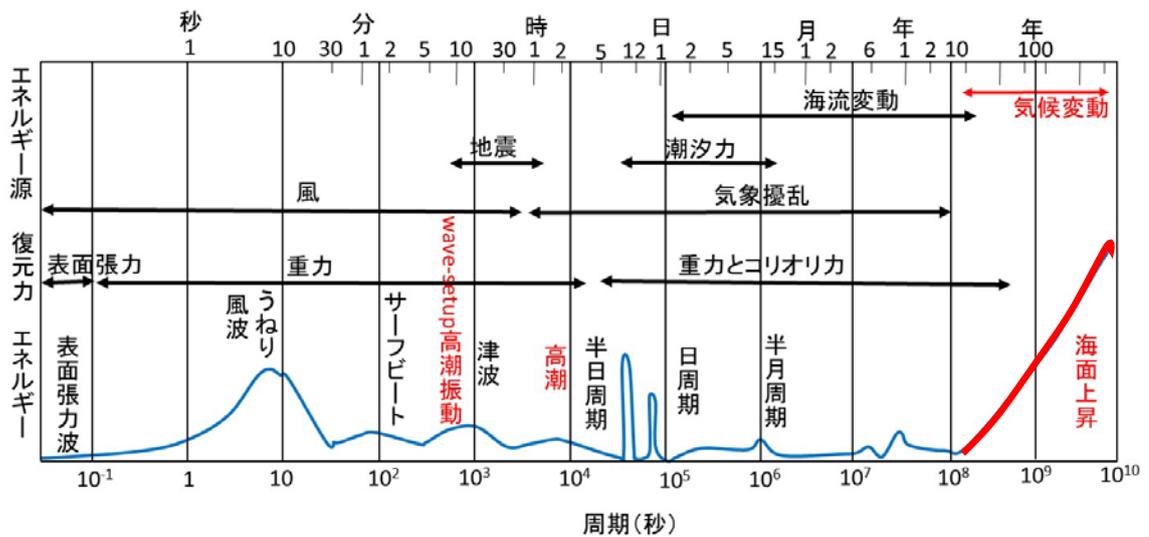


図 7-3-1 海面変動のエネルギーの分布イメージ

(宇野木・久保田 (1996) に朱書きを加筆)

## (1) 適応策について

二酸化炭素をはじめとする温室効果ガス（GHG）の排出抑制などによる緩和策と、主に施設による適応策は、気候変動、地球温暖化、海面上昇に対する対策として両輪となって機能する必要がある。緩和策と適応策の概念について、図 7-3-2 に示す。過去の災害外力は、変動はあるもののトレンドとしては一定で、防災力（インフラ整備）が劣っていたため災害が生じていた。現在は防災力が向上し、大災害が頻発しない程度まで防災力は向上したが、今後の温暖化の進行の影響を受けて、災害外力は増大していくことに疑いはない状況である。未来は緩和策によって災害外力を抑止しながら適応策により災害外力を上回る防災力を準備する必要がある。しかし、防災力の根幹をなすインフラの老朽化などにより防災力は低下することが懸念されており、インフラの更新時期や更なる防災力が求められている。本研究では、地球温暖化、特に海面上昇の影響を強く受ける沿岸域防災に関連するインフラの適応策を対象として提言を行う。

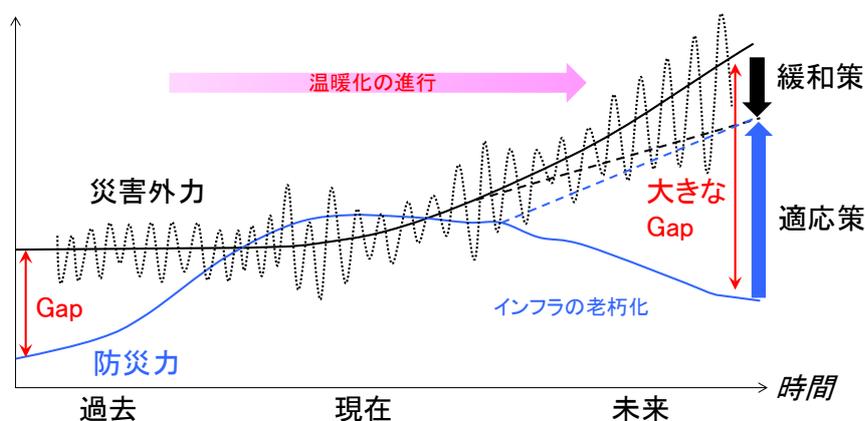


図 7-3-2 緩和策と適応策

(文科省・統合プログラムテーマ D 資料)

## (2) 予測の不確実性への対応

気候変動の予測については、モデルの特性であったり、データの誤差であったり、要因は多岐にわたるが、様々な不確実性が潜在する。IPCC, AR6 や鷲田ら (2018)<sup>2)</sup> においても海面上昇の予測値には幅がある。

気候変動に対する計画に予測の不確実性が内在することを踏まえ、沿岸域防災について考える上では、順応型管理と先行型管理の見極めが重要である。将来予測を過少に評価すると災害が発生し、対応にコストと時間がかかる。また予測を過大に評価すると施設はオーバースペックとなる。

IPCC, AR6 では、2100 年の海面上昇は 1 m 程度と予測されており、不確実性は 30 cm～60 cm である。

海岸保全施設や防災施設の施設寿命（更新）は一般に 50 年～100 年程度と言われており、高度成長期以降に建設された施設が、今まさに更新時期を迎えようとしている。図 7-3-3 に示すように、施設の計画、設計にあたっては、50 年程度を一つのタームとして考え、今後着手する適応策の施設については順応的管理によって更新していくのが妥当と考える。その際、施設に設定する余裕高や安全率の余裕の中に、不確実性を取り込み、運用していくことで適切な計画とすることができよう。

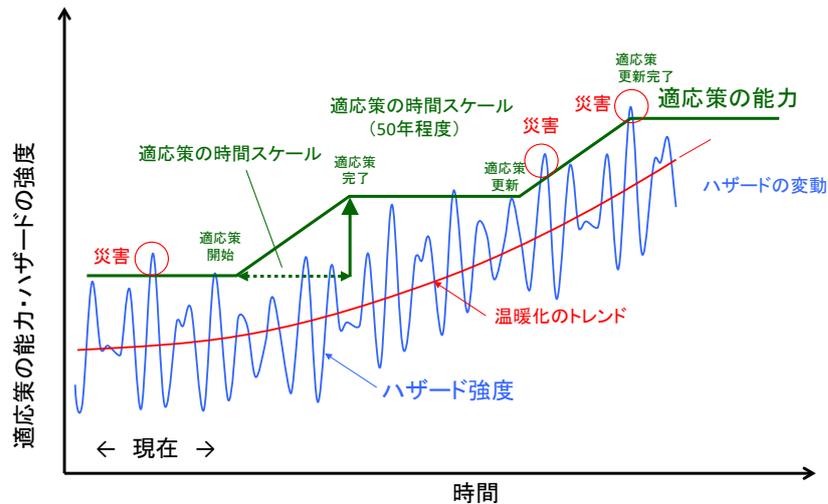


図 7-3-3 順応的管理による適応策の考え方

(文科省・統合プログラムテーマD資料)

気候変動の将来影響予測に基づいた代替案の設定や気候変動影響のモニタリング，将来影響予測の継続的改良等を行うことが成否の鍵である。計画の実施が代替案の検証となり，見直し段階に将来影響予測結果の活用がなされるように，実施，モニタリング，将来影響予測がパッケージとなるように計画することが重要である。

順応的管理は不確実性（即ちリスク）を伴う対象を取り扱う手法で，人間活動や事業によって生じるリスクを低減するために採用されている。「為すことで学ぶ」のが順応的管理であるが，科学的根拠と活用を図り，多様なステークホルダーと共考，協働しながら，創発的に管理を進める事が肝要である。

## 7-4 日本と海外の沿岸管理

### 7-4-1 日本の沿岸管理に関する法律

#### (1) 海岸法

我が国のこれまでの海岸防災は、海岸法のもとに実施されてきた。海岸法(昭和31年法律101号)は、昭和28年9月台風13号の被害を受けて1956年に「津波、高潮、波浪等の海岸災害からの防護」を目的として制定された。その後、1999年(平成11年)に「防護」に加え「海岸環境の整備・保全」「公衆の海岸の適正な利用」を三本柱とする大幅な改正を受け、砂浜が海岸保全施設として位置付けられた。その後、2014年(平成26年)には減災という考え方が取り入れられ、減災機能を有する堤防等の海岸保全施設への位置付け(粘り強い構造)、維持修繕基準の策定などが行われ、現在に至っている。

1999年までの海岸管理は、津波、高潮及び波浪による海水の侵入を海岸線で防止する防災対策が中心に実施されてきた。しかし「減災」の考え方を取り入れることにより、陸域まで海水が侵入した場合を想定する必要性が生じてきた。したがって、自治体の避難計画や土地利用計画やほかの防災・減災計画との連携、調整を行い、背後地も含めた沿岸域としての総合的な取り組み、つまり沿岸防災の考え方が必要となっている。

しかしながら、海岸保全区域として指定できるのは、図7-4-1に示すように、①都道府県知事が海岸保全施設の設置等を行う必要があると認めるとき、防護すべき海岸に係る一定の区域を指定し、②指定される範囲は、原則陸側は満潮時の水際線から50m以内、海側は干潮時の水際線から50m以内とされている。

保全区域における行為の制限としては、区域の占用、土石採取、工作物の設置等、土地の掘削等については行為の許可が必要で、禁止行為は海岸保全施設の損傷、海岸の汚損、自動車の乗り入れ、船舶の放置等とされている。海岸保全区域ではない一般公共海岸区域についても許可行為、禁止行為については同様である。現行海岸法では、海岸保全区域内であっても、沿岸防災に関する対策を講じようとしても規制すべき法的根拠に乏しい状況である。

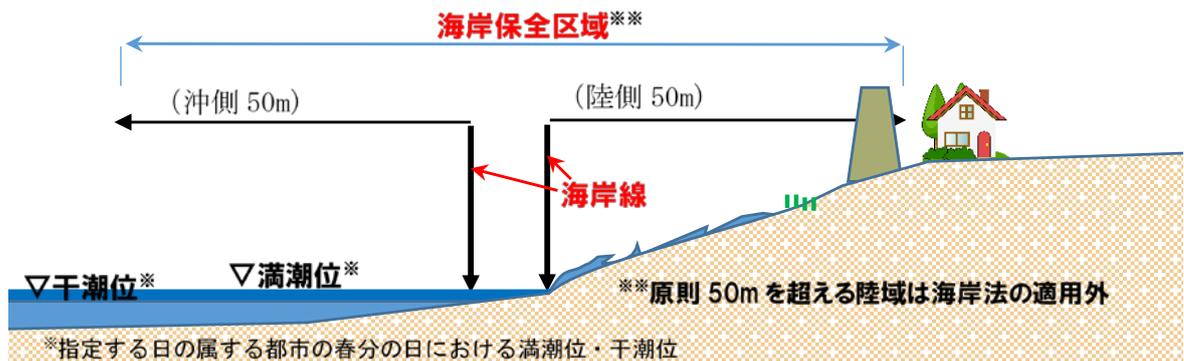


図 7-4-1 日本の海岸法の適用範囲

(国交省資料 (<https://www.mlit.go.jp/river/kaigan/main/coastact/index.html>) (2021.8.2 閲覧)) 加筆)

#### (2) 都市計画法

一方、陸域から見た場合については、都市計画法(昭和43年法律第100号)により規制がかけられている。この法律は都市の健全な発展と秩序ある整備を図り、もって国土の均衡ある発展と公共の福祉に寄与することを目的として策定された。2006年(平成18年)には、大規模集客施設の郊外

への出店を大幅に規制することを目指して建築基準法とともに改正された。さらに2020年（令和2年）には、頻発・激甚化する自然災害に対応するため、災害ハザードエリアにおける開発抑制、移転の促進など、安全なまちづくりのための対策を講じるために、都市計画法の一部が改正され、2022年（令和4年）に施行される（表7-4-1参照）。

都市計画法の考え方は、各自治体が定める条例により区域（条例区域）を指定することができ、エリア設定の定義や考え方や運用については地域性がある。例えば愛知県では、市街化調整区域の開発の厳格化として、条例区域や開発行為及び建築行為を行う区域に原則として災害リスクの高いエリアを含むことはできなくなっており、「溢水、湛水、津波、高潮等による災害の発生の恐れのある土地の区域」は開発行為に規制がかかっている。

表 7-4-1 都市計画法の改正概要

法改正の概要	政令改正の概要
<p>都市再生特別措置法の一部改正</p> <p>災害レッドゾーン内での住居等の開発について市町村長の勧告に従わない場合はその旨公表できる。災害レッドゾーンは、災害危険区域、土砂災害特別警戒区域、地すべり防止区域その他政令で定める区域</p>	<p>都市再生特別措置法施行令の一部改正</p> <p>政令で定める災害レッドゾーンの区域として急傾斜地崩壊危険区域を規定</p>
<p>都市計画法の一部改正</p> <p>浸水ハザードエリア等について市街化調整区域における住宅等の開発許可を厳格化市街化調整区域において特例的に開発が認められる区域を都道府県が条例で指定する場合に、浸水ハザードエリア等が除外されることとなるよう政令で基準を規定</p>	<p>都市計画法施行令の一部改正</p> <p>条例で区域を指定する際の政令で定める基準として、原則、以下の区域を除外することを規定</p> <p>災害危険区域、土砂災害危険区域、地すべり防止区域、急傾斜地崩壊危険区域、浸水想定区域のうち、洪水等が発生した場合に、建築物の損壊や浸水により住民の生命等に危害が生ずるおそれのあると認められる土地の区域</p>

国土交通省資料（令和2年11月24日）に加筆  
[https://www.mlit.go.jp/report/press/toshi07\\_hh\\_000166.html](https://www.mlit.go.jp/report/press/toshi07_hh_000166.html)（2021.8.2閲覧）

- ・都市再生特別措置法等の一部を改正する法律の一部の施行期日を定める政令 資料
- ・都市再生特別措置法施行令及び都市計画法施行令の一部を改正する政令 資料

海側から見た海岸法と陸側から見た都市計画法について概説したが、今後、沿岸防災を長期にわたって推進していくにあたり、現行の海岸法では海岸保全区域内であっても開発制限をかけることは困難で、海岸侵食や通常起こり得る高波に対して必要となる減災行為についても、日本の法律の枠組みでは、法規制をかけることについては課題がある。

## 7-4-2 欧米の沿岸管理

### (1) 日本と欧米の比較

日本の沿岸管理は、従来の国土保全、防災に重きを置いた考え方から、2001年に海岸法が改正され、法の目的に海岸の環境保全や、利用の促進といった観点が加えられた。一方、海外の主要国では、

表 7-4-2 のように環境条件や利用状況を反映して、環境保全等を目的とした海岸管理が行われている。日本と欧米を比較すると以下に要約される。

- 1) 保全方策の規模・質の差異はあるが、日本・欧米とも海岸保全を実施している。
- 2) 防災の責任は日本では海岸管理者、欧米では沿岸所有者並びに公益性の高い場合は地方自治体である。
- 3) 海浜の土地所有者は、日本ではおおむね公共地で原則自由使用である。欧米は概ね民有地で自由使用はできない。パブリックアクセスの確保が努力義務になっている。
- 4) 海浜の利用規制は、日本は公共用地であることから規制はないが、欧米では海浜地に土地利用規制がある。
- 5) 管理区域は、日本は原則海岸線から 50 m 岸・沖方向について管理され、欧米では沿岸域としてとらえ、岸沖方向、海岸線方向とも連続性と影響範囲を考慮して設定されている。

表 7-4-2 諸外国の海岸事業比較（海岸管理懇談会資料，1988 から抜粋）

	日本	米国	イギリス	フランス
主な法律	1951年海岸法	1972年沿岸域管理法 (CZMA)	1937年ナショナルトラスト法 1949年沿岸保全法	1963年海岸公物法 1986年沿岸域法
沿岸プログラム	海岸保全基本方針 (国) 海岸保全基本計画 (県)	沿岸域管理計画 (州)	沿岸域管理計画 (自治体) 海岸線管理計画 (環境庁)	海洋開発基本計画 (県, 市町村)
	海岸保全基本方針： 海岸保全の基本理念 海岸保全基本計画： 防護・環境・利用の調和のとれた総合的な海岸保全の計画 (71海岸)	経済開発と環境保全の調和を目的とするソフト対策を中心とした計画	沿岸域の三区表谷政策を実施するための計画 景観管理, 開発, レクリエーション, 保全問題を対象	沿岸域の多様な活動・海洋開発について保護と整備に関する計画
沿岸管理の枠組	国は財政支援, 技術支援	連邦政府は州に財政援助	開発許可審査, 国立公園としての維持管理 中央政府の資金援助 民間のナショナルトラストによる自然保護のための土地取得	リゾート整備を政府がコントロール 沿岸域の環境保全のため民有地の国有化 (国有化によるナショナルトラスト)
対象となる主な事項	海岸保全	海岸保全 環境保全 開発・利用	海岸保全 環境保全 開発・利用	環境保全 開発・利用 (海岸保全)
沿岸域の土地	概ね公共用地	概ね民有地		概ね民有地
海浜地の利用	原則自由使用	公共用地は自由使用可 民有地はパブリックアクセスの確保	民有地はパブリックアクセスの確保	公共用地は自由使用可 民有地はパブリックアクセスの確保
海岸保全の責務	海岸管理者	沿岸土地所有者 公益性の高い場合は地方自治体		沿岸土地所有者 公益性の高い場合は地方自治体

米国州による沿岸管理法の特徴は、基本的には水際線の海側何マイル、陸側何マイルといったゾーンを中心に、いわゆる土地利用規制と海岸線の潮間域や浅い海に対して埋立の原則禁止・許可制を採用するのが共通ルールとされていることである。

### 7-4-3 ハワイ州における沿岸管理

#### (1) 概要

岡田ら (2011)<sup>3)</sup> は、ハワイの沿岸管理について、文献調査とヒアリングを行っている。ハワイ州では、海岸地域を高波等から守るために住宅地を背後へ誘導するとともに、海岸景観や海岸環境に配慮すべく、海岸部には海岸構造物を極力設置しないという「海岸線セットバックルール (Shoreline Setback)」という制度が実施されている。かつてハワイでも水際線に建物とそれを守る海岸構造物を整備していたが、海浜減少などの反省から導入された制度である。この制度は、海岸整備と背後のまちづくりを一体的にとらえるという面で、日本より進んでいる。

#### (2) 米国ハワイ州の海岸線セットバックルール (Shoreline Setback) の概要

この制度は、ハワイ州法の 205A 章「沿岸域管理法」の中で基本方針が設定されている。海岸線付近の土地に建築物 (建物、道路、水路、護岸等) を設置する際、敷地毎に満潮時に波が上がる陸側上限を海岸線とし、「最低距離 (20~40 ft (6~8 m)) + 年次侵食距離 × 建物のライフサイクル (例: 25 ft + 年侵食距離 (ft) × 50 年)」でセットバック距離を算定する (図 7-4-2)。その距離から陸側で開発許可が下りる仕組みである。「必要な施設を整備するために海岸構造物を設置」するのではなく、「必要な施設を整備するためにはこの程度海岸線から離す」という考え方である。

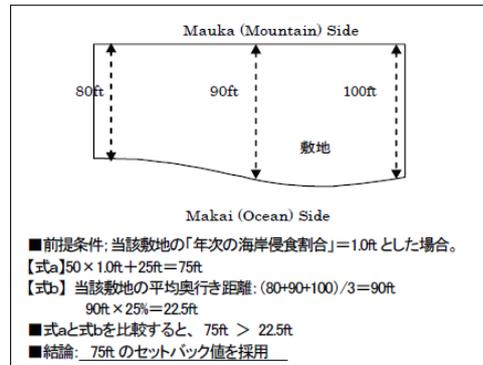


図 7-4-2 セットバック設定例<sup>3)</sup>

ここで、海岸線の定義と役割が重要となる。海岸線は1年間で最も高い波が来襲する季節の満潮時において波 (津波を除く) が来襲する上限と定義されている。図 7-4-3 に示すように通常は植生の端部によって証拠付けされるか、波による洗い出しによって瓦礫が露出している陸側上限とされている。



※高波の影響を受けて、地表面や植生帯が洗い出された箇所が複数みられるが、このうち、最も内側の位置が「海岸線」と定義される

図 7-4-3 ハワイ州の海岸線設定方法<sup>3)</sup>

### (3) ハワイのセットバックルール (Shoreline Setback)

海岸線を陸上に設定することにより、構造物等の設置許可用地や行政管轄界が明確になり、ハワイ州ではだれもが自由に往来できる権利「パブリックアクセス権」が、海岸線の延長方向に確保される。また、このルールの成否は、建物寿命年限 (建物ライフサイクル) に到達するよりも早期に当該敷地周辺に海岸構造物を設置せざるを得ないような海岸侵食が生じるか否かによるとされている。またカウアイ島では、セットバックルールを超えた事態も想定し、建築物のデザイン誘導が行われ高床式建築が減災建築デザインとして取り入れられ、日常の豊かさとの共存や風土的景観を形成している。

## 7-5 セットバックによる適応策

### (1) 日本におけるセットバックルールの提案

日本の土地に対する意識の高さ、こだわりが沿岸域管理の難易度を上げている。「セットバック」という考え方は、これまでの日本の沿岸管理では極めて限定された条件下でのみ適用されてきた。しかし、背後地の開発・利用が高度に進んでいない地域では、今後の地球温暖化に対する適用策の一つとなりうる考え方である。海外、特にハワイの考え方に学び、海岸法や都市計画法の中に「セットバック」という概念を取り入れて法整備を行い、沿岸域防災の推進を図るべきである。

### (2) 鳥取県北条海岸を事例として

北条海岸の海岸環境下における適応策について論じる。

2100年までの海面上昇量を80cm(鷲田ら(2018)<sup>2)</sup>)としてBruunの法則で試算すると、**図7-5-1**に示す現在の砂浜約50mは消失し、砂丘を侵食して現在の汀線から約100m海岸線が後退する可能性が高い。**図7-5-2**に示すように北条海岸の背後地は、主に砂丘と防砂防風林と荒地である。背後地の現利用状況等から、海岸構造物や沖合施設による対策ではなく、海岸防護ラインをセットバックすることも適応策になりうる海岸と考えられる。また、bar-trough地形が発達する海浜ではbarの保全を目的に有効利用の困難な0.3mm程度の浚渫土砂を養浜砂とすることも有効な対策である。

また、自然のシステムで構築された砂丘地形は、沿岸防災を論ずる上で極めて重要であることから、撤去ではなく移動してセットバックすることが肝要である。

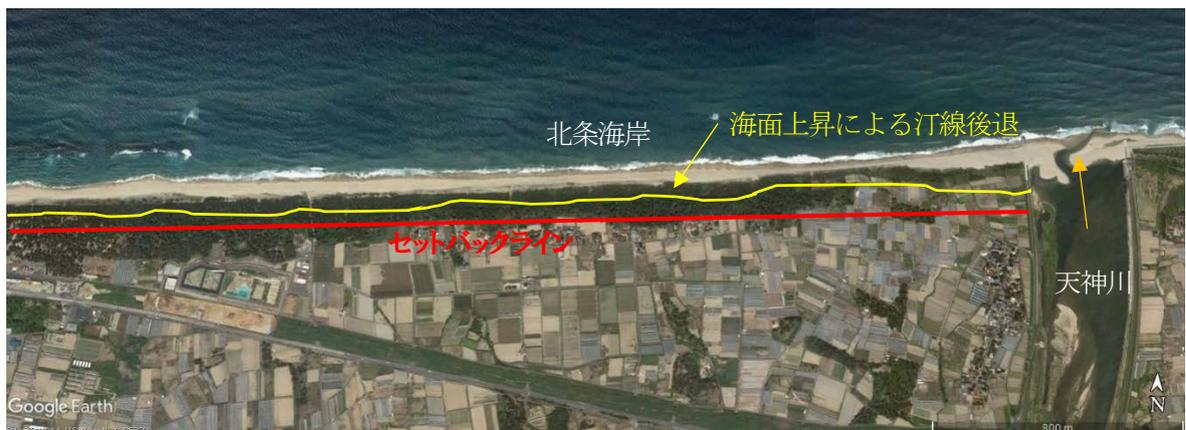


図 7-5-1 北条海岸

(出典：Google Earth に加筆)



図 7-5-2 北条海岸 利用状況とセットバックライン (2019年5月11日 筆者撮影)

### (3) 相模湾米神海岸を事例として

相模湾西部エリアは、海岸線に沿って国道 135 号線が建設されており、経済、生活を支える大動脈でありながら、台風 1812 号により越波災害に見舞われた。図 7-5-3 に示すように海岸線沿線には、海岸保全基本計画に沿って、直立消波ブロックに加えてパラペットによる対策がなされていたにもかかわらず、被災している。今後、さらに標高による対策や海側に向かって高潮対策を行うことは、新たな海岸の問題（沿岸漂砂の阻害、反射波による沖への土砂流出、漁業や環境への負荷増など）を引き起こしかねない。

相模湾西部エリアは黒潮の影響も強く受けることから、海面上昇の予測値に大きな不確実性を内包しているものの、100 年後の予測では 2 m 以上の海面上昇が生じる恐れも指摘されている（鷲田ら、2018）<sup>2)</sup> 相模湾西部エリアは、東京湾や大阪湾など高度利用された空間と比べれば、背後地へのセットバックの可能性は十分にあり、陸域を含めた管理へ舵を切る決断も必要である。



図 7-5-3 米神海岸 国道 135 号線の状況とセットバック（2020 年 12 月 10 日 筆者撮影）

## 7-6 構造物による適応策

### (1) 大阪湾を事例として

#### 1) 護岸の嵩上げ

野口ら (2019)<sup>4)</sup> によれば、堤防、護岸の嵩上げは、更新時期に合わせて想定する対応する海面上昇を見込んで、段階的に行うことを推奨されている。また、内湾エリアでは、2100年までに50cm程度の防潮堤の嵩上げが必要とされている。

図 7-6-1 に大阪府の護岸の例を示すが、耐震性の確保を兼ねて、すでに O.P. +5.2 m (T.P. +3.9 m) に嵩上げされており、耐震を含めた構造計算によって決定された2列のφ813 mmの鋼管杭に支持されたパラペット式護岸を、50 cm嵩上げすることは容易なことではない。背後地が高度に利用されている都市部では、用地取得交渉に時間を要し、事業として遅々として進まないことも多い。

また、環境や利用を考えたとき、現在でも背後地盤高 (T.P. ±0 m) から4 m近く突出したコンクリート壁に、これ以上の嵩上げを行うことは日照権や眺望など更なる問題を引き起こしかねない。

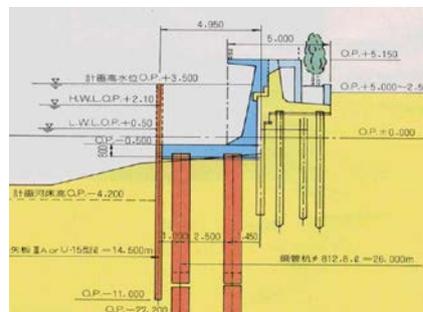


図 7-6-1 大阪府の護岸 (津波・高潮ステーション資料)

### (2) 高知県高知海岸を事例として

#### 1) 設置水深6 m 以浅の海岸構造物

海岸構造物の設計に際し、常時の安全率は1.2を確保すること、つまり20%の余裕を確保することが「海岸保全施設の技術上の基準 (H30.8)」に準じた構造物設計の基本的な考え方である。6 mの水深に対し、1 mの海面上昇は17%に相当し、水深増に対して波高も増大することから、20%の設計上の余裕を確保できないばかりか、安全率1を切って転倒・滑動することとなる。高知海岸のケーソン式突堤 (図 7-6-2) について、1 m海面上昇時の条件で転倒・滑動に対する安定計算を検証したところ、転倒に対する安全率が0.91となった。

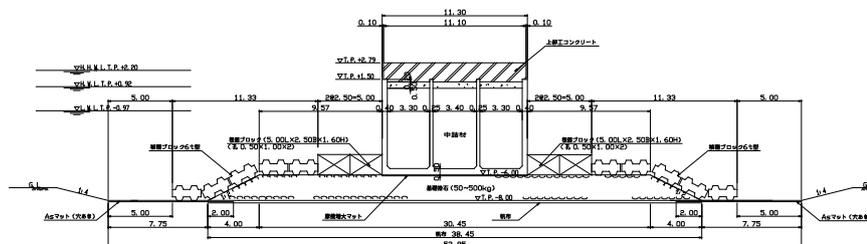


図 7-6-2 ケーソン式突堤 (戸原4号突堤)

すなわち、水深6 mまでの海岸構造物については、海面上昇の影響を受けて構造物としての安定性を欠くこととなり、浅い水深に設置されている構造物ほど影響が大きい。

特に離岸堤は水深5 mまでの比較的浅い水深の建設事例が多く（漁港の施設の技術上の基準，p. 3-2-2），影響は極めて大きく，大部分の離岸堤は増積みなど何らかの対策が必要である。

## 2) bar-trough 地形の回復

海岸保全施設が建設されても，bar-trough 地形が形状・位置を変えながら台風時に沖合に移動し，常時波浪で岸方向に戻され，天然の消波機能を消失するわけではない。高知海岸では，岸から100 m付近までを海岸構造物により防護し，その沖合はbar-trough 地形により波浪エネルギーをうまく低減し，これらの組み合わせにより防護機能が保たれている。ここで重要なのは，波浪エネルギーが大きい場合に沖側へ移動したbar 地形が，太平洋の長いfetchに乗って来襲するうねり性の波により，岸に戻されていることである。日本海側に比べfetchが長いことが，復元エネルギーにプラスに作用している。太平洋側では，日本海側にも増してbar-trough 地形の保全が重要である。

佐藤ら<sup>5)</sup>によれば，高知海岸南国工区の沖合500 m以沖では， $10^5$  m<sup>3</sup>/年のオーダーで侵食していると指摘しており，現状の物部川からの流出土砂量はそこまで多くないが，永瀬，吉野，杉田の本川ダムの堆砂量から，物部川流砂系では，28 万 m<sup>3</sup>/年程度の生産土砂量のポテンシャルがあるとしている。bar-trough 地形の回復，保全には流域，河川を含めた総合的な土砂管理が必要である。

## 3) セットバックの可能性

高知海岸南国工区で約1 mの海面上昇が生じる（鷲田ら（2018）<sup>2)</sup>）とすると，約130 m程度の汀線後退が生じると考えられる。現状の30 m程度の砂浜は消失し，海岸堤防の倒壊の恐れもある。海面上昇に対する適応策として，倒壊の恐れのある海岸堤防の強化（嵩上，粘り強い構造化）を続ける方法もあるが，養浜が最も効果的であることは言うまでもない。また，あまり利用度・資産の高くない背後地へセットバックする方法も選択肢として考えられる。

## 参考文献

- 1) 国土交通省：「気候変動を踏まえた海岸保全のあり方」提言（令和2年7月）
- 2) 鷺田正樹・山下隆男・高橋智幸：太平洋・日本近海での長期海面変動特性と海面上昇の将来予測，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol. 74, No. 2, I\_1396-I\_1374, 2018.
- 3) 岡田智秀・横内憲久：海岸空間とその背後空間を一体的に捉えた新たな海岸まちづくりに向けて—米国ハワイ州の“海岸線セットバックルール”に着目して，公益社団法人日本都市計画学会都市計画論文集，Vol. 46, No. 3, 2011.
- 4) 野口賢二・諏訪義雄：海岸保全施設の気候変動適応策の始動に向けて，土木技術資料 56-12, pp. 30-32, 2014.
- 5) 佐藤 慎司・三宅 悠介：高知海岸流砂系の土砂動態と海岸侵食対策の効果検証，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol. 77, No. 2, I\_637-I\_642, 2021.

## 第8章 結 論

18 世紀以降、世界の人口は大きく増加し、2020 年には 78 億人となり、2050 年には 92 億人に達すると予測されている。人間生活の基盤となる石油や石炭のエネルギー利用・消費によって、CO<sub>2</sub>などの温室効果ガスが産業革命以降、加速度的に大気中に放出され、放出されたエネルギー増加量の 9 割、二酸化炭素の 3 割は海洋が吸収・蓄積している状況である。

このような状況下にあるにも関わらず、実務における海岸・海洋の検証・予測計算や計画立案に際しては、将来の気候変動については考慮されておらず、海面上昇等については、過去の実現象による偏差等を用いた諸元が考慮されているに過ぎない。また、海浜変形過程の検証、予測手法については、Bar-Trough 地形や複雑に構造物が配置された環境の現象については、いまだ確立されてない状況にある。

これら高潮や海岸侵食の解析手法の高度実用化に向けた開発について研究を行い、沿岸防災に対する適応策の提案を行った。

高潮現象について、大阪湾、相模湾を対象に、SWAN による波浪計算、POM による高潮計算を連結して実施するモデルを構築し、高度化・実用化を図った。また、海岸侵食について、鳥取県北条海岸の短期現象を対象に波浪・3 次元海浜流共存場の漂砂モデルを、高知県高知海岸南国工区の長期現象を対象に非定常吹送流・海浜流・海浜変形解析モデルに戻り流れを考慮したモデルにより地形変化を解析し、海浜変形の物理的な機構を再現し、この結果に基づき海岸侵食対策工法の評価を試みた。

以下に各項目における主要な結論についてとりまとめる。

### 8-1 平均海面変動の研究の総括

#### (1) 全球の平均海面上昇

気候変動に関する政府間パネル(IPCC)、第五次報告書(AR5)<sup>1)</sup>で示された全球平均の海面上昇量は、1901～2010 年の観測で 1.7 mm/yr、1993～2013 年で 3.2 mm/yr である。将来予測では、2081～2100 年間の全球平均海面上昇量は、人間活動のシナリオ RCP2.6 で 0.26～0.55 m、RCP4.5 で 0.32～0.63 m、RCP6.0 で 0.33～0.63 m、RCP8.5 で 0.45～0.82 m となり、2100 年には RCP8.5 シナリオで 0.52～0.98 m の全球平均海面の上昇量が見込まれる。

実際の上昇量は海域により異なる。特に、貿易風の影響を受ける西赤道太平洋の海面変動量は全球平均の 3 倍以上になっている。赤道太平洋西部海域のフィリピンおよびニューギニア島の東部海域、黒潮が蛇行を始める房総沖から黒潮蛇行海域で 10 mm/yr 以上の高い上昇率になっている。

また、黒潮分岐流の対馬海流が流れ込む日本海で上昇率が高く、特に、日本海西部海域では高い上昇率が観測されている。

#### (2) わが国の平均海面上昇予測

季節変動型自己回帰和分移動平均過程(SARIMA 過程: Seasonal Auto-regressive Integrated Moving Average Process)モデルを構築し 2009 年以降 2070 年までの海面上昇量を、日本海沿岸(浜田沖、隠岐の島、若狭湾、能登沖)、太平洋沿岸(鹿児島、相模灘、遠州灘、鹿島沖、小樽)について将来予測した。

日本近海の海面上昇量は IPCC (AR5) で全球的に上昇量が多いとされる西太平洋の値としても大きく、海面水位の上昇量は、日本沿岸でも地点ごとにばらつきがあり、日本海側で約 60-80 cm、太平洋側では、100-150 cm の海面上昇量と予測された。日本海側では干満差が 30 cm 程度と小さいことから、これに対応した沿岸文化(例えば伊根の舟屋)が形成されており、海面上昇に対して対応しにくい地域事情も発生する。

## 8-2 高潮予測モデルの高度実用化の総括

### (1) 高潮予測モデル

高潮予測モデルは、従来の吸上げ効果と吹き寄せ効果に加え、強風による波浪の発生・発達過程を介して発生する海洋流を解析することで高度化を図った。

高潮は、気圧効果による水位上昇量（吸上げ効果）、台風による強風のエネルギーが海面に移行する物理過程（吹き寄せ効果）として捉えられてきた。ここに、波浪の発達（波高の増大）に伴い波浪の運動が前傾等のひずみ変形を発生し、最終的には砕波（波動運動の崩壊）し、平均流および乱流へと物理的なエネルギー保有形態を変化させ、海洋流を発生させることに着目した。強風のエネルギーが海面に移行する物理過程は SWAN により、海洋流は POM によるものとし、両者を結合したモデルを構築した。

内湾の大阪湾と外洋の相模湾西部を対象に、湾を取り巻く海岸環境・社会環境の異なるエリアに適用することで実用化をはかった。

### (2) 湾内高潮の解析：台風 1821 号により大阪湾の高潮

大阪湾エリアは、背後地に関西の人口・資産を抱えるエリアであるが、台風 1821 号による高潮と波浪の高さは、現在の海岸堤防高さを超えるものである。台風 1821 号は高速移動台風であり、大阪湾の湾奥で移動速度が加速されたため、地表風速の急激な増大により高潮・高波災害を発生させた。構築した高潮予測モデルを用いることで、このような高潮・高波を予測するには、中心気圧だけでなく移動速度も重要な要素であることを明らかにした。

構築した高潮・波浪結合数値モデルは、台風 1821 号が大阪湾北部湾奥での 2.77 m を超える高潮偏差を引き起こした現象を再現することができた。高速移動する台風について JMA GPV 地表風データに 1.35 の係数を乗じて風域場の修正することで再現性を確保できることを示した。関西国際空港島の南東側で計算された台風 1821 号による高潮と波浪の高さは、高潮・高波防災には低すぎる現在の海岸堤防の天端高さ C.D.L. +3.92 m を越えるものであった。今後の海面上昇を待つまでもなく早急な対策が必要な状況にあり、現実的に海岸堤防の強化・嵩上等を検討すべき段階にある。100 年後の紀伊水道沖の海面上昇量は 1 m 近くに達する可能性があることが指摘されている（鷲田ら, 2018)。海面上昇に加えて地盤沈下は人工島のさらなる脅威である。

### (3) 外洋高潮の解析：相模湾米神地区の Wave Setup 高潮

相模湾西部の米神地区について、台風 1812 号来襲時には砕波による波高減衰と、5～10 分程度の短周期変動を伴った Wave Setup 高潮が生じ、その最高水位は平均海面上 2.5 m に至り、観測値や旧来の解析手法では解析できなかった海岸災害の主要因を示すことができた。

外洋に面する相模湾沿岸の高潮は、気圧低下に起因する吸い上げ（0.2 m 程度）と砕波帯砕波で発生する Wave Setup が重なり合った Wave Setup 高潮が発生する。この Wave Setup 高潮の数値解析により、相模湾西部沿岸では、隣接する海岸においても Wave Setup 高潮は時空間的に変化し、現地で災害につながる現象を引き起こしていることを解明し、実用化を図ることができた。Wave Setup 高潮と高波浪が発生する地域は地形によって固定されており、両者が同時発生する時間帯では越波災害を引き起こすリスクが極めて高くなる。数値波動水槽（CADMAS-SURF）による越波流量計算は、現地の状況をよく再現し、海面上昇が 1 m 生じた場合、越波流量は 5 倍以上になり、道路交通規制のみならず、道路が被災するレベルになると考えられる。また、Wave Setup 高潮は 5～10 分程度の振動を伴っていることをスペクトル解析により解明した。気象庁の潮位観測は、毎正時毎の観測記録しか保管していないため、このような振動は多く議論されてこなかった。今後の研究を進めるために、最低でも 5 分間隔の潮位観測が必要である。

## 8-3 海浜変形モデルの高度実用化の総括

### (1) 海浜変形モデル

数値モデルは、従来から用いられてきた砕波帯内の土砂移動、特に汀線に着目した海浜変化モデルから高度化を図り、吹送流、海浜流、戻り流れを反映できる3次元モデルを構築した。外洋波浪を気象庁の波浪GPVで与え第三世代の浅海域波浪モデルSWANによる波浪解析で高波浪時の高潮計算と連携し、POMにより吹送流と海浜流（平面流分布）、戻り流れ（鉛直流成分）を合わせた流れ場の3次元特性を反映し波・流れ共存場の漂砂量を解析するモデルを構築した。

吹送流の駆動力は白波砕波せん断応力から流れを発生させ、海面せん断応力を求める方法を使用して吹送流場を解析し、海浜流の駆動力は、砕波帯内のradiation stress 勾配から求めた。漂砂モデルは、Van der Werfモデルを基盤とし、波の峰と谷の位相での砂れんとシートフロー層からの漂砂の巻き上げと平均流による輸送をモデル化し、有義波高、有義波周期、波向きで、漂砂量則を設定することにより高度化を図った。

### (2) 鳥取県北条海岸の解析からの知見

波浪・3次元海浜流共存場の漂砂モデルによりbar-trough地形に着目した海浜変形解析を行った。鳥取県北条海岸の海浜保全対策は、構造物に依存しないサンドバイパスやサンドリサイクルによる対策が取られているが、これらの対策では、波による移動限界水深（10 m前後）以浅に限定した海域での土砂収支のみが議論されており、顕著な海岸侵食を発生させる異常波浪時に問題となる通常の移動限界水深を越えた水深20-30 m海域への土砂流出が考慮されていない。沖方向に流出した土砂を岸に戻す大水深域からの養浜を含めたサンドリサイクルを検討する必要がある。広域の土砂収支を考慮した養浜が今後の海岸保全の要となるはずである。3次元海浜流と波浪の共存場における漂砂モデルにより、bar-trough型の自然海浜の冬季風浪による海浜変形を解析し、現地適用を行った。3次元海浜流の鉛直分布と平面2次元モデル（H2D）の流速ベクトルを、比較した結果、3次元解析の鉛直平均流速は、H2D解析のベクトルに近い。ただし、H2D解析では汀線に平行な沿岸流が形成されるが、3次元海浜流の底面近傍流速は沖向きになっており、砕波帯の戻り流れ成分が再現できることを示した。第2章の研究成果から、2100年までの西部日本海の海面上昇量を80 cmとし、第1章の1.8で示したBruun則で試算すると、北条海岸の砂浜は約50 m後退する可能性があり、現在の海岸防護ラインをセットバックすることも適応策になりうる。

### (3) 高知海岸南国工区の解析からの知見

鳥取県北条海岸では2018年の冬季季節風期のみを対象としたため、3次元海浜流場の解析を行った。一方、10年間の長期海浜変形を検討する高知海岸南国工区では、計算負荷を減らすため平面2次元海浜流解析に砕波帯の戻り流れを組み込んだ漂砂モデルで解析をする方法を提案した。この方法で、3次元モデルと同等の海浜変形解析ができることを示した。すなわち、2011年から2019年の期間について人工リーフや離岸堤等の海岸構造物の影響を考慮した波浪、吹送流、海浜流場を解析し、マルチナロービームで計測した海岸地形の変化特性と比較して、解析モデルの適用性および妥当性を評価した。その結果、高知海岸南国工区では台風によりbar地形が沖に移動することで海岸侵食が発生し、平常時の波浪で土砂が岸側に移動しbarの岸方向移動を発生させることで海浜を回復させる可逆的变化が顕著であることを解明した。

一方、海面上昇を考慮した長期海浜変形予測からは、浜幅20 m~40 m程度の高知海岸南国工区では、海面上昇により砂浜が消滅する可能性は極めて高い。このため、この海岸の保全には、海岸護岸の健全な維持、砂浜幅の確保、台風来襲時のbarの沖方向移動による侵食制御等を総合的に勘案した戦略的な対策が必要である。

## 8-4 海面上昇と高潮防災、海浜保全に関する提言の総括

### (1) 気候変動を踏まえた海岸保全対策

「堤防等のかさ上げ」については、大阪湾における適応策の提案でも述べた通り、現況の海岸堤防・海岸護岸の形状から、嵩上げは容易ではない。すでにパラペット等で嵩上げ済みか、設計上これ以上嵩上げできない限界高さに達している構造物が、高度利用されている都市域を中心に数多く存在する。嵩上げ可能な海岸堤防・護岸のマップを全国規模で作成すべきである。対策は連携。海面上昇への対応が必須であり、モニタリングやデータベースについて国際規格に準じたモニタリング結果の公表やDB化、利用方法の明確化が普及・活用の鍵である。これまでに海岸保全対策では、技術的な問題、連携課題、部分の最適化による全体最適化の遅延などが課題として挙げられるが、気候変動予測、河川管理、流砂系解析、漂砂系解析、海岸侵食対策を連携させることが重要である。

### (2) 高潮防災に関する提言

高度利用されている都市域を背後に抱える内湾では、これ以上機能付加できない構造物により防護されているのが実情である。海面上昇と汀線後退量に応じたセットバックによる対策が有効である。

また、外洋に面した開放性の海岸では、大型の構造物例えば沖防波堤による対策が有効である。しかし、施設配置によっては高潮を増幅させる可能性があるため、本研究により構築したモデルによる高潮予測計算により配置を詳細に検討する必要がある。

高潮に対して海浜で防災を図ることは、利用面、環境面を考慮して有効な施策である。特に養浜は高い防災効果を発揮してくれる優れた工法である。礫や岩礁などの材料の選択を含め、砂浜のみならず沖合の bar 地形の保全など、広範な範囲・視点で実施することが重要である。

### (3) 海浜保全に関する提言

100 年程度の海面上昇に対して、本研究においても IPCC の報告等からも海面上昇量が 1 m 程度に及ぶことは避けられない事実のようである。現在侵食のない海浜では、海面上昇による汀線後退は、降雨の激化による土砂供給量の増加や、海浜断面の変化により緩和されると考えられる。

現在侵食傾向にある海浜は、すでに土砂収支のバランスを欠いており、その傾向がより激化すると考えられる。現在水深 6 m 程度までに設置されている海岸保全施設は海面上昇の影響を受け、安定性を欠くことになろう。海浜保全については、養浜による土砂投入がなによりも有効である。本研究で波浪による bar 地形の復元力を確認した。自然の営力を利用することにより海浜保全を図っていくことが重要である。

数百年規模の海面上昇に対しては、海面上昇量が 3 m を超えるとも 15 m を超えるとも報告されており、不確実性が残る。しかし数 m 規模の海面上昇に対しては、沿岸域管理で考察すべきであろう。

### (4) 沿岸域管理に関する提言

海岸地域の住まい方と海岸防護の規模・形態は連動する。海岸防護を強化する人工化から、海岸防護の現状維持や将来的撤去の視点で土地利用の見直しや、セットバックによる逆人工化を指向すべきである。

また、海岸保全区域だけで防災を考えるのではなく、背後空間との防災連携シナリオが重要である。そして豊かな海岸地域を形成しつつ、防護・避難空間の日常利用・暮らしの豊かさとの共存が図られることが望ましい。地域の将来に大きくかわる選択になることから、次世代を担うステークホルダーと合意形成を図ることは言うまでもない。

## 謝 辞

本論文をまとめるにあたって、研究方針・課題設定・理論解析に至るまで、精神的・技術的に終始惜しみないご指導を賜りました関西大学大学院社会安全学部 高橋 智幸 教授に深甚なる感謝の意を表します。先生には、浅学な筆者の意見をお聞きいただき、本質を捉えた的確なご助言を、各局面で頂戴しました。また、研究活動においても取り組む姿勢や進め方など先生に多くのことをご教示いただきました。ここに深く御礼申し上げます。

関西大学大学院社会安全学部 桑名 謹三 准教授には、本論文に対し貴重なご指摘と親切なご指導を頂きました。ここに深く感謝を申し上げます。

広島大学大学院 山下 隆男 名誉教授には、本論論文の中核の一つである海面上昇の予測にあたって、適切なご指導を頂きました。先生との出会いがなければ、学位取得に挑戦するといった思いに至らなかったと感じています。さらに、研究活動における励ましのお言葉と本論文に対するご指摘を頂いたことに、厚く御礼申し上げます。

さらに、社会人大学院学生としての研修を承諾いただいた、セントラルコンサルタント株式会社 木原 一行 社長、樋口 吉隆 大阪支社長に感謝の意を表します。また、会社の所属部である大阪支社環境水工部の部員の方々には、ご支援と激励を頂きました。ここに、厚く御礼申し上げます。

最後に、橋本 宏 博士(元セントラルコンサルタント株式会社 専務取締役, 元建設省土木研究所河川部長)には、筆者が社会人となってから最初の直属の上司として、仕事の厳しさ・使命感等・社会人として必要なすべてを教えていただきました。海岸・海洋における現象について調査・計画・設計・研究ができるようにご指導くださったにもかかわらず、ほんのわずかしら吸収できていないのは筆者の不徳の致すところであります。橋本 宏 博士に深甚なる感謝の意を表します。

2022年3月

鷺田 正樹

図表リスト

1 章

図 1-1 1	三大湾の海面上昇前後の影響人口の変化 <sup>2)</sup> .....	1-2
図 1-1 2	緩和策と適応策.....	1-3
図 1-2 1	成層圏と対流圏及び放射の移動方向 .....	1-6
図 1-2 2	地球表層 (対流圏) のエネルギー・熱収支 (IPCC AR5 に加筆) .....	1-6
図 1-2 3	放射強制力 (IPCC AR5 <sup>1)</sup> に加筆) .....	1-7
図 1-2 4	RCP シナリオ (IPCC AR5 <sup>1)</sup> より) .....	1-8
図 1-2 5	放射強制力 (Radiative Forcing : RF) の再現結果 (AR5 <sup>1)</sup> より) .....	1-9
図 1-3 1	大気・海洋変動指標とその関連領域.....	1-10
図 1-3 2	PDO と MEI (ENSO 指標) (同位相の関係) .....	1-12
図 1-4 1	PDO (太平洋十年規模の海洋振動) と発生台風数の関係.....	1-13
図 1-4 2	北極振動の概念図 (出典 : Wallace (1998) <sup>4)</sup> ) .....	1-14
図 1-4 3	1951~2014 年台風発生数, 上陸数, 上陸率の経年変化と ENSO との関係.....	1-14
図 1-4 4	熱帯低気圧経路分布.....	1-15
図 1-4 5	熱帯低気圧存在頻度将来変化のアンサンブル平均. 単位は 25 年間の個数.....	1-16
図 1-4 6	米国デルレイ海岸の維持養浜過程 (左) 養浜砂の粒径による断面地形の相違 (右) ...	1-17
図 1-4 7	マイアミビーチの養浜例 (左) 一般的な養浜土砂の投入と安定化の過程 (右) .....	1-18
図 1-4 8	安定海浜の平面形状の変数と定数.....	1-19
図 1-4 9	人工リーフによる海浜砂の流出機構.....	1-19
図 1-5 1	海洋, 氷床, 陸地, 大気エネルギーの蓄積量 <sup>1)</sup> .....	1-20
図 1-5 2	Bruun 則による海面上昇時の海浜変形過程.....	1-21
図 1-5 3	移動限界水深別汀線後退量.....	1-22
図 1-7 1	海岸における流れ <sup>27)</sup> .....	1-26
図 1-7 2	海浜流の鉛直分布の模式図 (1989) <sup>28)</sup> .....	1-26
図 1-7 3	ストームでの物質輸送の概念図 (左) 広域海浜流モデルの概念図 (右) .....	1-27
表 1-4 1	中心気圧が低い台風 (統計期間 : 1951 年~2021 年第 2 号まで) .....	1-12
表 1-7 1	海浜変化モデルの概要.....	1-27

2 章

図 2-1 1	全球平均海面高さの観測値とモデルによる予測値 (IPCC AR5) <sup>1)</sup> .....	2-2
図 2-1 2	1998~2013 年の衛星海面高度計の計測データに基づく 海面の年間上昇率 (mm/yr) の分布 (IPCC, AR5) <sup>1)</sup> .....	2-3
図 2-1 3	1900 年以降 2300 年までの海面上昇の予測 (IPCC, AR6 の SPM より) <sup>2)</sup> .....	2-5
図 2-2 1	1986~ 2005 年から 2081~2100 年までの 相対的海面変化量 (m) RCP4.5, (IPCC, AR5) .....	2-7
図 2-2 2	CMIP5 の 21 モデル平均による 1951 年から 2005 年までの海面上昇量 (mm) の再現計算結果 (IPCC, AR5) .....	2-8
図 2-3 1	SARIMA モデルの構成.....	2-9
図 2-3 2	季節性を変化させた SARIMA モデルの予測結果.....	2-10
図 2-4 1	Tarawa で観測された一年間合計風速と MEI の関係.....	2-11
図 2-4 2	1 週間平均の海面変動の時系列.....	2-13
図 2-5 1	太平洋における年平均海面上昇率.....	2-15
図 2-5 2	黒潮影響領域での相対的海面上昇量の観測結果.....	2-15
図 2-5 3	日本海西部, 東部での相対的海面上昇量の観測結果.....	2-16
図 2-5 4	相模灘における海面上昇量の観測値と SARIMA モデルによる予測結果.....	2-17
図 2-5 5	日本近海における海面上昇量の観測値と SARIMA モデルによる予測結果.....	2-18
図 2-5 6	季節性を 30 年とした場合の海面上昇量の予測結果 (SARIMA モデルによる) .....	2-18

図 2-6 1	宮津湾 伊根町 伊根の舟屋 2017年5月26日 筆者撮影	2-19
表 2-2 1	CMIP5 の主なモデル (IPCC, AR <sup>5</sup> )	2-4
3 章		
図 3-1 1	風域場・波浪場・海域の流れのせん断応力の関係	3-2
図 3-3 1	海洋モデルの流体力学基礎方程式	3-5
図 3-3 2	Mellor-Yamada の 2.5 次の Turbulence Closure Model	3-5
図 3-3 3	ECOMSED での POM による流体解析の概要	3-6
図 3-3 4	気圧, 経度風の半径方向の分布	3-7
図 3-3 5	Myers モデルの変数の関係と吹込み角 (左) と風速分布とベクトル (右)	3-8
図 3-3 6	台風の最大風速半径と最低中心気圧との関係 (2001 年から 2014 年までの気象庁の台風位置表の全台風データから作成)	3-8
図 3-3 7	高潮を発生させる海面せん断応力一例 (スナップショット)	3-11
図 3-4 1	大阪湾における天文潮位と平均海面の基準 (Tokyo Pail : TP)	3-12
図 3-4 2	海底地形と計算領域 (大阪湾, 阪神港湾, 関西空港)	3-13
図 3-4 3	台風 1821 号の経路と中心気圧および移動速度	3-14
図 3-4 4	関西空港で計測された 10 分間平均風速 (赤線), GPV_MSM の地上風速 (青線) および GPV の修正風速 (黒線) の時間変化	3-15
図 3-4 5	風速場の修正による台風 1821 号の最大風速の空間分布の相違	3-16
図 3-4 6	SWAN によって計算された最大有義波高の分布。 修正した GPV 地上風速 (左図) とオリジナル GPV 地上風速 (右図)	3-17
図 3-4 7	神戸沖の SWAN の計算結果と NOWPHAS の観測結果	3-18
図 3-4 8	計算された有義波高の時間変化	3-18
図 3-4 9	修正した GPV 地上風で計算した最大高潮偏差の空間分布	3-19
図 3-4 10	オリジナル GPV 地上風で計算した最大高潮偏差の空間分布	3-19
図 3-4 11	高潮偏差の観測値と解析結果の比較。青線はオリジナルの GPV 地上風速, 青線は修正した GPV 地上風速による解析結果	3-21
図 3-4 12	修正した GPV 風速場で計算した阪神港エリアの最大有義波高の空間分布	3-22
図 3-4 13	阪神港湾エリアでの最大高潮偏差の空間分布 (修正 GPV 地上風使用)	3-23
図 3-4 14	高潮偏差と流速ベクトルの空間分布 (14:20 と 14:40 のスナップショット)	3-24
図 3-4 15	阪神港湾エリアの高潮偏差の計算結果	3-25
図 3-4 16	河口・河道内の最大高潮偏差の空間分布	3-27
図 3-4 17	浚渫による最大高潮偏差の差の空間分布 (cm)	3-28
図 3-4 18	最大高潮偏差発生時とその 10 分前の河川内の水面形の比較 (青線: 浚渫有, 赤線: 浚渫無)	3-28
図 3-5 1	空港島周辺の有義波高の最大値の空間分布の計算結果	3-30
図 3-5 2	高潮偏差の最大値の空間分布 (関空沖の計算領域)	3-32
図 3-5 3	高潮偏差の最大値の空間分布 (空港島周辺計算領域)	3-33
図 3-5 4	空港島周辺の高潮偏差と流速ベクトルのスナップショット (修正した GPV 地上風速使用)	3-34
図 3-6 1	阪神港湾エリアの計画天端高さ 台風 1821 号による最大水位の計算結果	3-35
4 章		
図 4-2 1	平成 30 年台風 12 号の経路と被害状況	4-2
図 4-3 1	相模湾と東京湾の高潮, 潮位のスナップショット	4-3
図 4-3 2	数値モデルの手順	4-3
図 4-4 1	計算領域	4-4
図 4-4 2	米神領域の出力点と海底地形	4-5

図 4-5 1	SWAN による海洋波浪の解析結果（黒実線：有義波高・青実線：ピーク周期）と NOWPHAS 観測結果/平塚沖観測塔の観測結果（●）との比較	4-6
図 4-5 2	米神領域での海浜流系と Wave Setup 高潮の空間分布のスナップショット	4-7
図 4-5 3	米神領域での海浜流と Wave Setup の空間分布の時間変化（10min 間隔）	4-8
図 4-5 4	米神領域での海浜流と Wave Setup の空間分布の時間変化（10min 間隔）	4-9
図 4-5 5	高潮計算領域（250 m メッシュ）の出力点における高潮偏差の時間波形	4-10
図 4-5 6	相模湾領域（50 m メッシュ）の Wave Setup を含む 高潮偏差の沿岸分布のスナップショット（2018 年 7 月 28 日 21:40 JST）	4-11
図 4-5 7	石橋周辺の Wave Setup 高潮	4-12
図 4-5 8	早川周辺の Wave Setup 高潮	4-13
図 4-6 1	検討断面位置空中写真	4-15
図 4-6 2	台風 1812 号による被災状況（出典：神奈川県県土整備部）	4-20
図 4-8 1	台風 1919 号によって発生した Wave Setup 高潮の観測例	21
表 4-6 1	海象条件	4-14
表 4-6 2	越波流量計算結果	4-15
表 4-6 3(a)	波浪遡上状況(1)	4-16
表 4-6 4	自動車走行に係る越波流量評価	4-19
表 4-8 1	1m の海面上昇が生じた場合の越波流量	4-21

## 5 章

図 5-2 1	断面形状名称の定義	5-3
図 5-2 2	前浜(foreshore)における海底勾配と底質中央粒径の関係	5-4
図 5-2 3	形状係数と中央粒径の関係	5-4
図 5-2 4	平衡海浜断面形状	5-5
図 5-2 5	海浜の平面的な変形過程	5-6
図 5-2 6	高知海岸での異常波浪による bar の沖への移動	5-7
図 5-2 7	富士海岸における細砂、礫の堆積状況	5-7
図 5-3 1	鳥取県北条海岸 位置図	5-9
図 5-3 2	侵食・堆積高さ(m)の平面分布	5-9
図 5-3 3	測深結果：侵食・堆積高さのコンター（上図）と 単位幅当たりの侵食・堆積量（ $m^3/m$ ）の沿岸分布（ $dx=16.88m$ ）	5-10
図 5-4 1	水深コンター（上図）と海底地形鳥観図（下図）	5-11
図 5-4 2	GPV による波浪エネルギーフラックスおよび天神川小田地点の時間観測流量	5-12
図 5-4 3	3 次元海浜流の流速ベクトル（赤：表層，青，黒：底層）と 平面 2 次元解析の海浜ベクトル（橙色）	5-13
図 5-5 1	波の軌道速度と波・流れ共存場の漂砂量の関係	5-16
図 5-6 1	洪水流を考慮した storm_1 の 3 次元海浜流の表層および底層ベクトル	5-17
図 5-6 2	storm_4 の洪水流を考慮した 3 次元海浜流の表層および底層ベクトル	5-18
図 5-6 3	storm_4 および storm_24 の平均漂砂量ベクトル	5-19
図 5-6 4	解析結果：侵食・堆積高さのコンター（上図）と 単位幅当たりの侵食・堆積量（ $m^3/m$ ）の沿岸分布（ $dx=16.88m$ ）	5-19
図 5-6 5	洪水流による土砂の沖方向移動の影響	5-20
図 5-6 6	解析領域全域の bar-trough 地形の変化	5-20
図 5-6 7	領域別の侵食・堆積土量の測深結果と解析結果の比較	5-21
図 5-7 1	目指すべき海岸の姿へ向けた土砂管理計画 <sup>5)</sup>	5-22

## 6 章

図 6-1 1 (a)	高知海岸概況	6-2
図 6-2 1	高知海岸南国工区の構造物配置（上）と解析領域（下）	6-4

図 6-2 2	高知海岸南国工区の構造物配置と来襲波浪の波向きの関係.....	6-5
図 6-2 3	土佐湾の波浪・沿岸漂砂と台風経路.....	6-6
図 6-2 4	CERC 公式で推定した南国工区沿岸漂砂の時系列特性.....	6-6
図 6-2 5	マルチナロービーム測深の年間侵食・堆積量分布.....	6-8
図 6-4 1	2011 年の吹送流・海浜流場.....	6-11
図 6-4 2	2012 年の吹送流・海浜流場.....	6-11
図 6-4 3	2013 年の吹送流・海浜流場.....	6-12
図 6-4 4	2014 年の吹送流・海浜流場.....	6-12
図 6-4 5	2015 年の吹送流・海浜流場.....	6-13
図 6-4 6	2018 年の吹送流・海浜流場.....	6-13
図 6-4 7	2019 年の吹送流・海浜流場.....	6-14
図 6-4 8	平面 2 次元海浜流・波浪共存場で解析した 2011 年の海浜変形 (上) と全漂砂ベクトルの総和 (下) .....	6-15
図 6-4 9	戻り流れを考慮した海浜流・波浪共存場で解析した 2011 年の海浜変形 (上) と全漂砂ベクトルの総和 (下) .....	6-16
図 6-4 10	戻り流れを考慮した海浜流・波浪共存場で解析した 2019 年の海浜変形量 (上) と漂砂量ベクトルの総和 (下) .....	6-17
図 6-4 11	2012 年の 3 台風による海浜変形量 (上) と漂砂量ベクトルの総和 (下) .....	6-18
図 6-4 12	2013 年の 3 台風による海浜変形量 (上) と漂砂量ベクトルの総和 (下) .....	6-19
図 6-4 13	2014 年の 4 台風による海浜変形量 (上) と漂砂量ベクトルの総和 (下) .....	6-20
図 6-4 14	2015 年の熱帯低気圧と 2 台風による海浜変形量 (上) と 漂砂量ベクトルの総和 (下) .....	6-21
図 6-4 15	2018 年の 3 台風による海浜変形量 (上) と漂砂量ベクトルの総和 (下) .....	6-22
図 6-4 16	主要台風による侵食・堆積土砂量の岸沖総和 (m <sup>3</sup> /m) 2011 年と 2019 年はマルチナロー測深結果による年間変化 (赤) とも比較.....	6-23
図 6-4 17	離岸堤化および東第二防波堤築造の場合の海浜変形の影響 (2011 年の場合) 図中に岸沖変化土砂量を数値で表示.....	6-25
図 6-4 18	離岸堤化および東第二防波堤築造の場合の海浜変形の影響 (2014 年の場合) 図中に岸沖変化土砂量を数値で表示.....	6-26
図 6-4 19	離岸堤化および東第二防波堤築造の場合の海浜変形の影響 (2019 年の場合) 図中に岸沖変化土砂量を数値で表示.....	6-26
図 6-6 1	海岸構造物 (例) .....	6-27
図 6-6 2	ケーソン式突堤 (戸原 4 号突堤) .....	6-28
表 6-4 1	選定した主要 24 ストームと作用時間.....	6-9
表 6-4 2	港湾区域, 人工リーフ, 離岸堤群の領域に分けた岸沖変化土砂量.....	6-24
 7 章		
図 7-1 1	気候変動を踏まえた海岸保全のあり方.....	7-1
図 7-3 1	海面変動のエネルギーの分布イメージ .....	7-7
図 7-3 2	緩和策と適応策.....	7-8
図 7-3 3	順応的管理による適応策の考え方 .....	7-9
図 7-4 1	日本の海岸法の適用範囲.....	7-10
図 7-4 2	セットバック設定例 <sup>3)</sup> .....	7-13
図 7-4 3	ハワイ州の海岸線設定方法 <sup>3)</sup> .....	7-14
図 7-5 1	北条海岸.....	7-15
図 7-5 2	北条海岸 利用状況とセットバックライン (2019 年 5 月 11 日 筆者撮影) .....	7-15
図 7-5 3	米神海岸 国道 135 号線の状況とセットバック (2020 年 12 月 10 日 筆者撮影) .....	7-16
図 7-6 1	大阪府の護岸 (津波・高潮ステーション資料) .....	7-17
図 7-6 2	ケーソン式突堤 (戸原 4 号突堤) .....	7-17

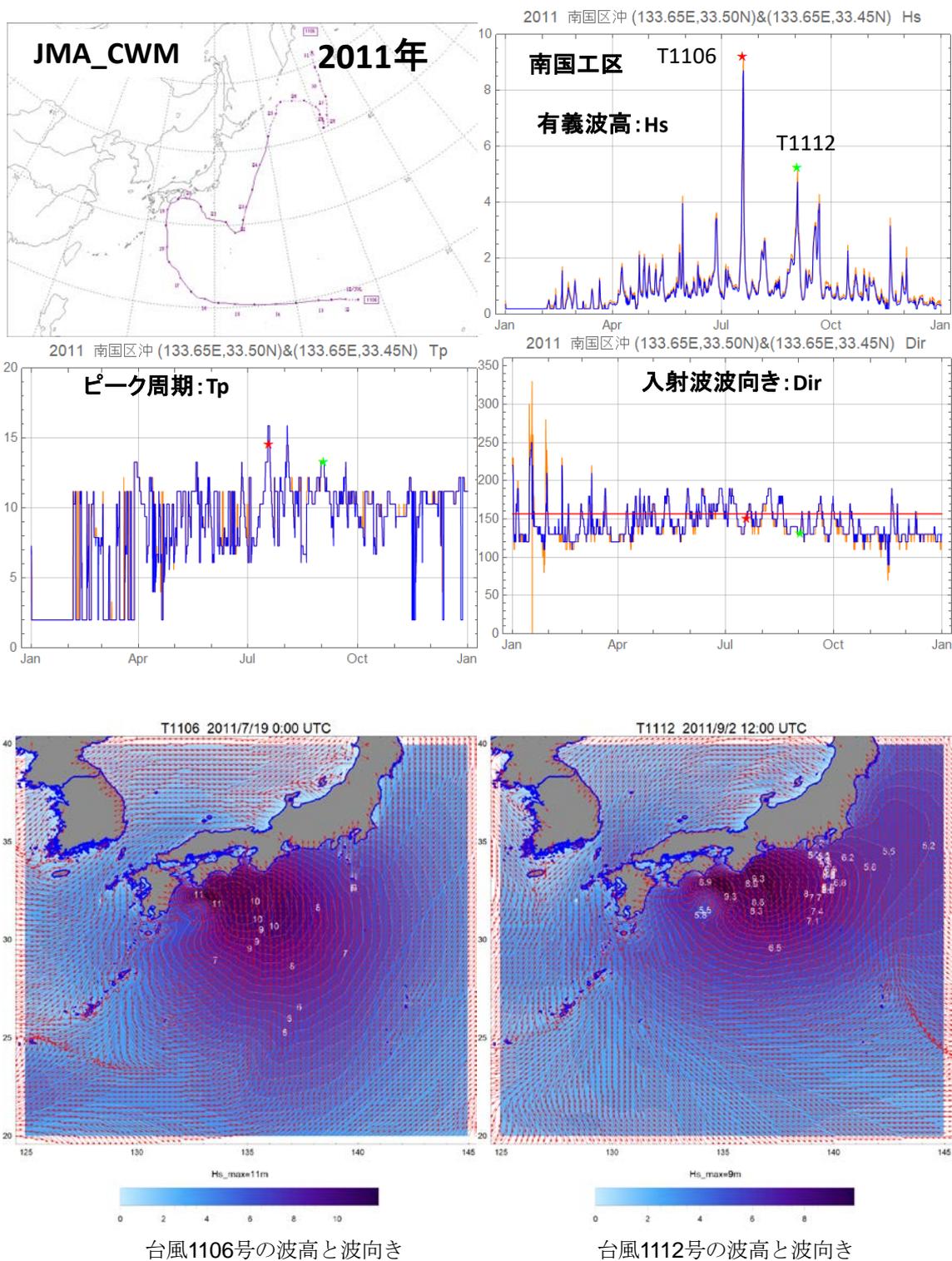
表 7-2 1	海面上昇に対する適応策の選択肢 .....	7-6
表 7-4 1	都市計画法の改正概要 .....	7-11
表 7-4 2	諸外国の海岸事業比較（海岸管理懇談会資料，1988 から抜粋） .....	7-12

## 8 章

図 8-4 1	海面上昇の影響 .....	8-5
図 8-4 2	気候変動を踏まえた海岸保全のあり方 .....	8-6
表 8-4 1	海面上昇に対する適応策の選択肢 .....	8-9

# 巻末資料

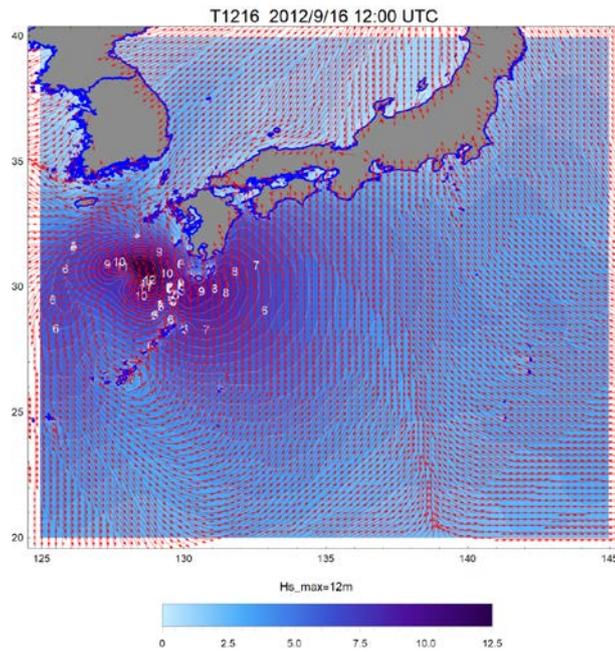
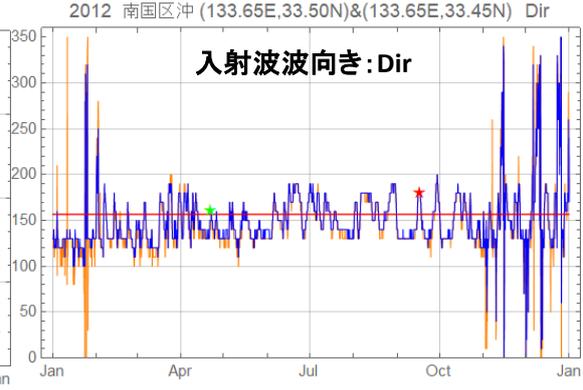
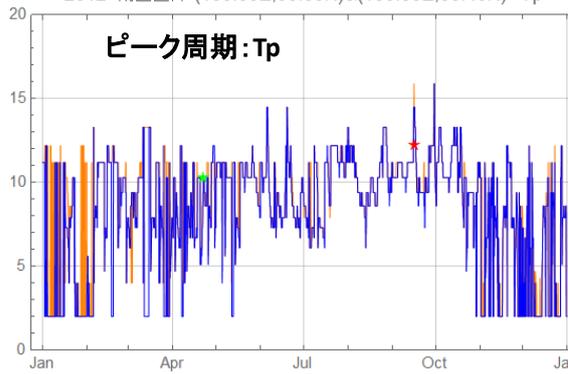
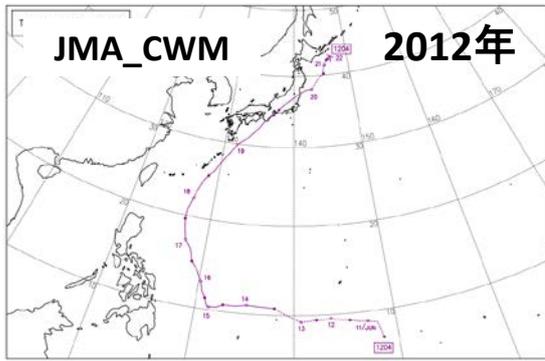
6章の計算資料を巻末資料として示す。



台風1106号の波高と波向き

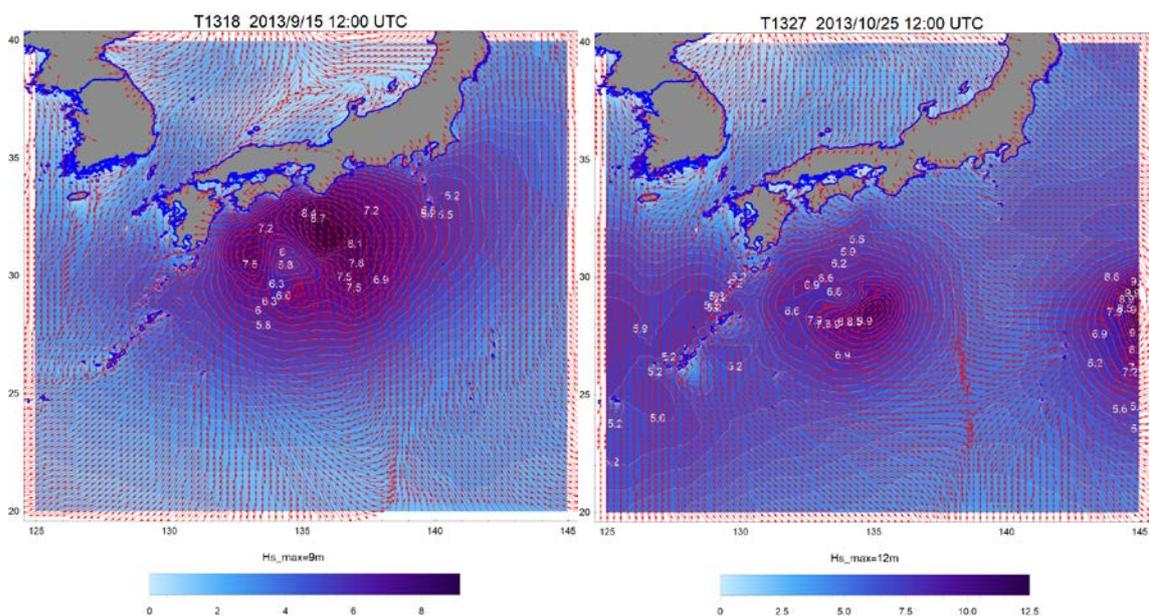
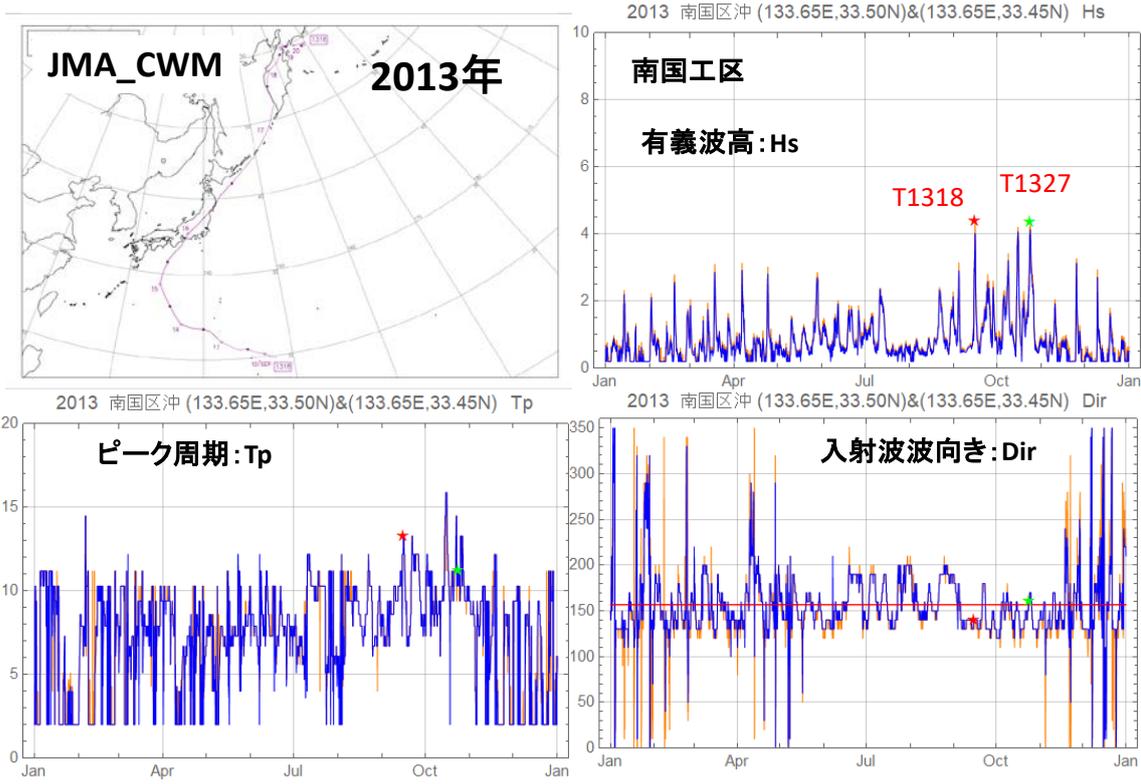
台風1112号の波高と波向き

2011年の沖波（気象庁波浪GPVデータより）



台風1216号の波高と波向き

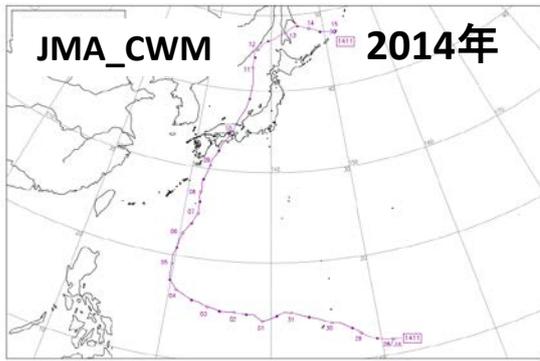
2012年の沖波（気象庁波浪GPVデータより）



台風1318号の波高と波向き

台風1327号の波高と波向き

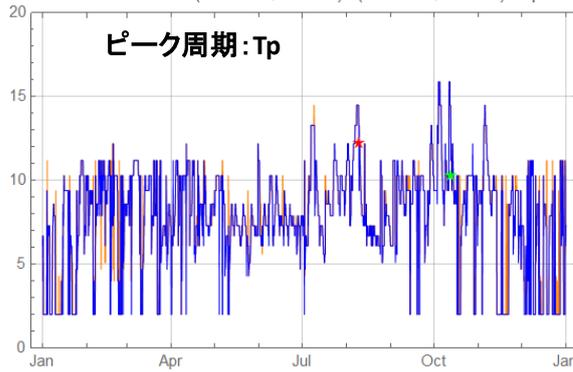
2013年の沖波（気象庁波浪GPVデータより）



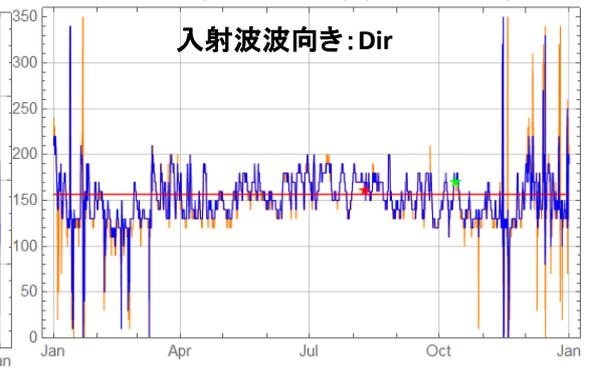
2014 南国区沖 (133.65E,33.50N)&(133.65E,33.45N) Tp



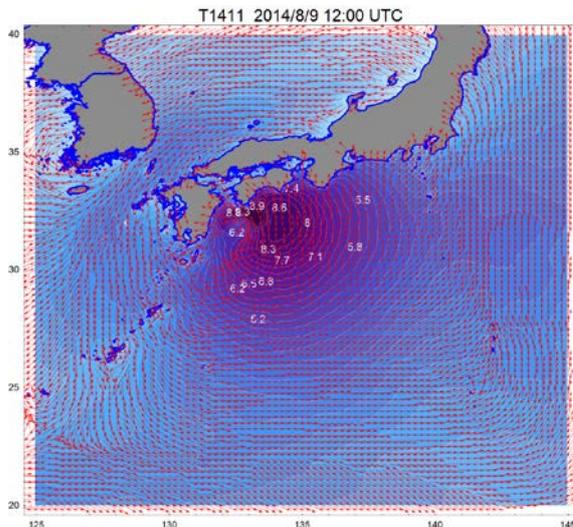
2014 南国区沖 (133.65E,33.50N)&(133.65E,33.45N) Hs



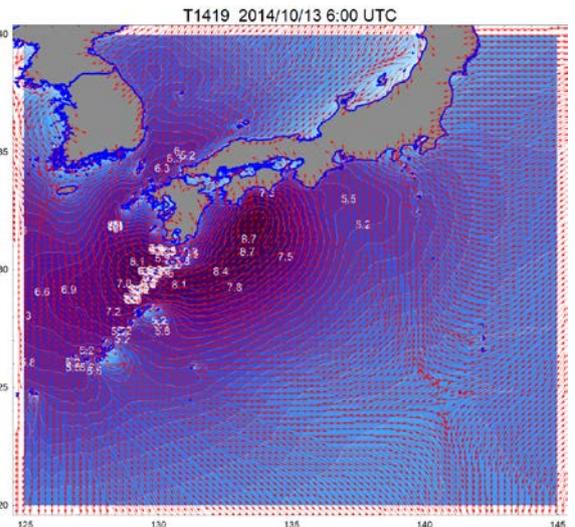
ピーク周期:Tp



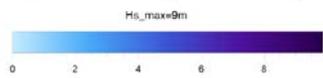
入射波波向き:Dir



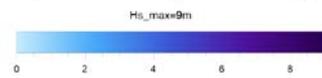
T1411 2014/8/9 12:00 UTC



T1419 2014/10/13 6:00 UTC

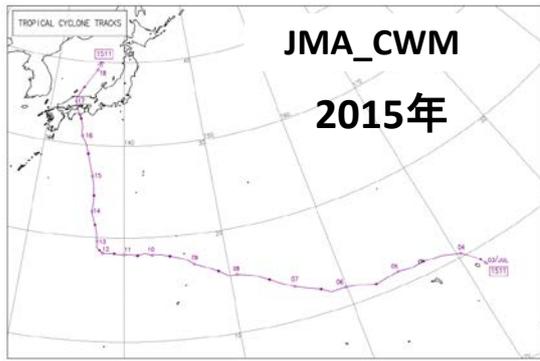


台風1411号の波高と波向き

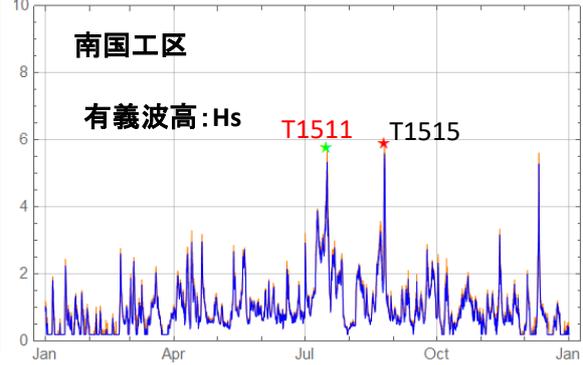


台風1419号の波高と波向き

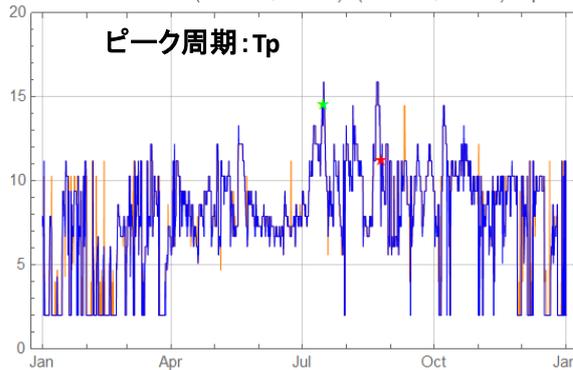
2014年の沖波（気象庁波浪GPVデータより）



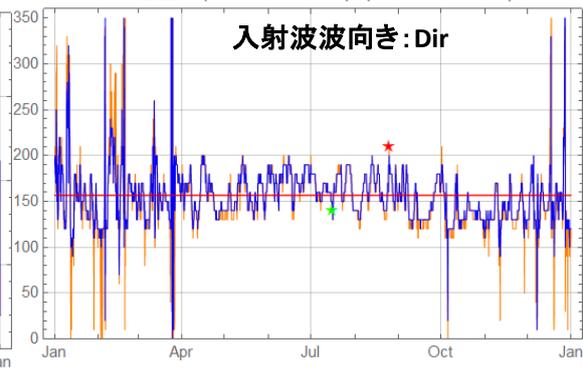
2015 南国区沖 (133.65E,33.50N)&(133.65E,33.45N) Hs



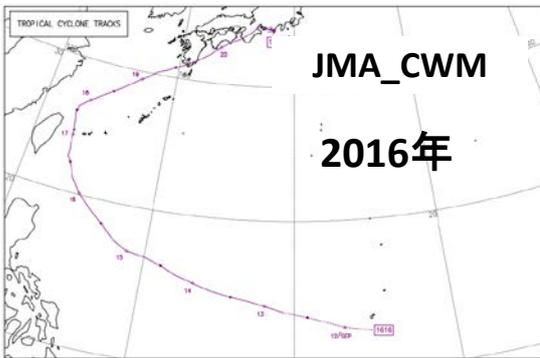
2015 南国区沖 (133.65E,33.50N)&(133.65E,33.45N) Tp



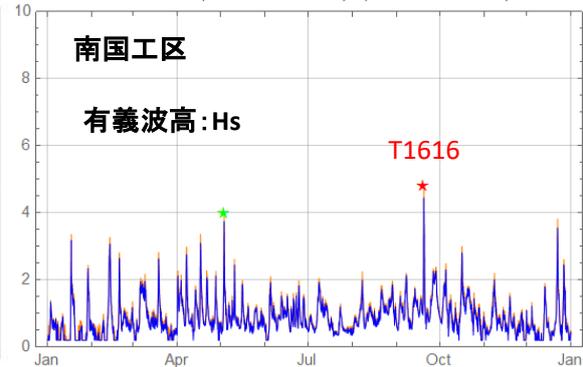
2015 南国区沖 (133.65E,33.50N)&(133.65E,33.45N) Dir



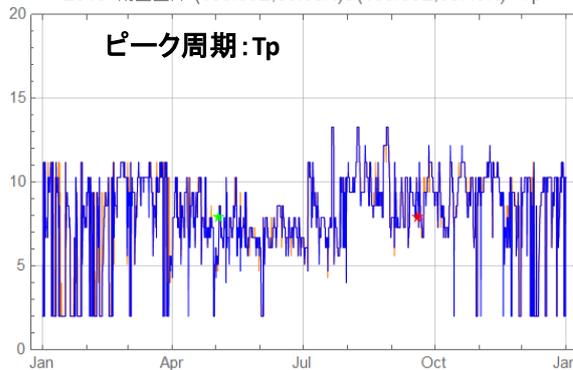
2015年の沖波



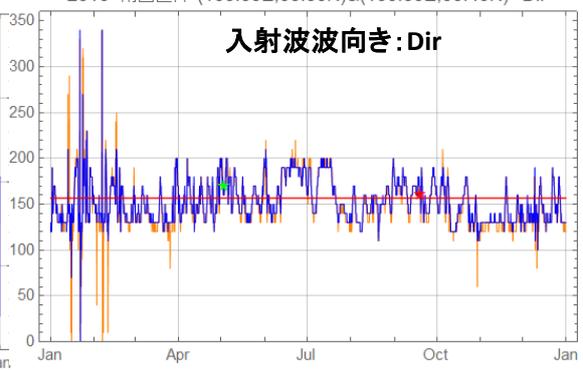
2016 南国区沖 (133.65E,33.50N)&(133.65E,33.45N) Hs



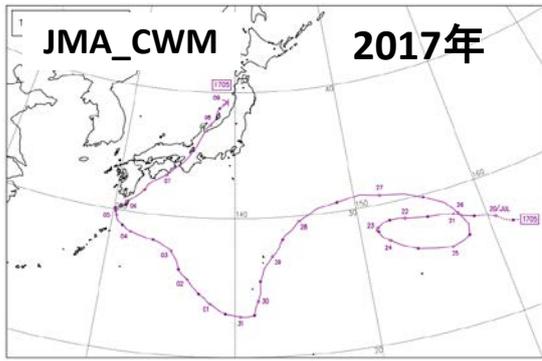
2016 南国区沖 (133.65E,33.50N)&(133.65E,33.45N) Tp



2016 南国区沖 (133.65E,33.50N)&(133.65E,33.45N) Dir



2016年の沖波 (気象庁波浪GPVデータより)

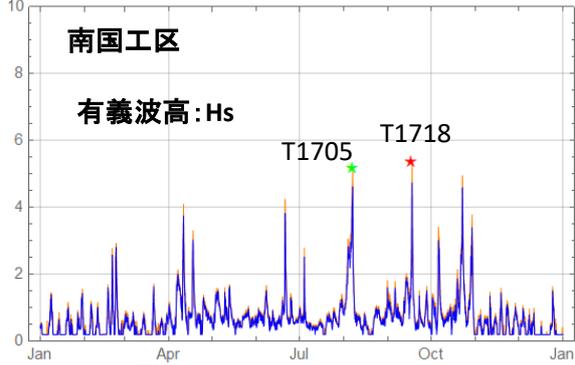


2017 南国区沖 (133.65E,33.50N)&(133.65E,33.45N) Tp

2017 南国区沖 (133.65E,33.50N)&(133.65E,33.45N) Hs

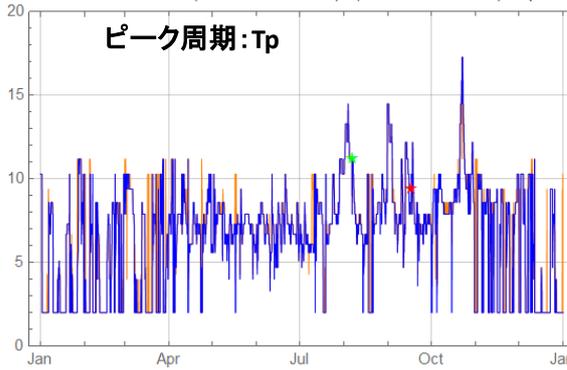
南国工区

有義波高:Hs

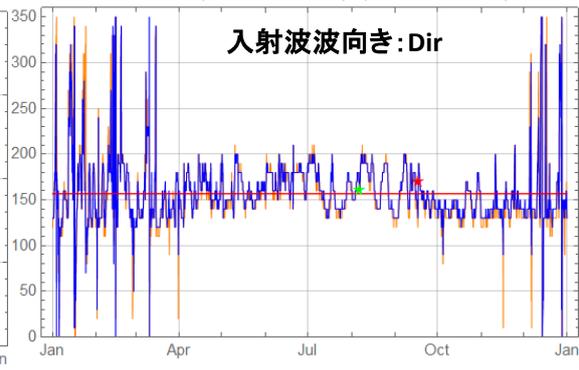


2017 南国区沖 (133.65E,33.50N)&(133.65E,33.45N) Dir

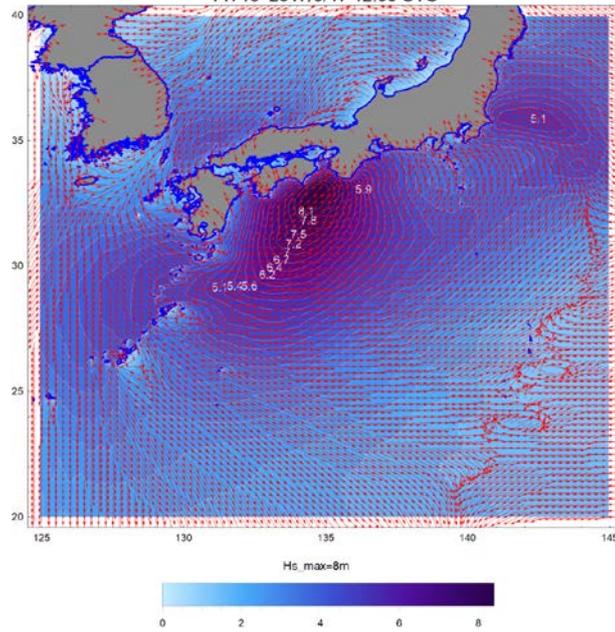
ピーク周期:Tp



入射波波向き:Dir

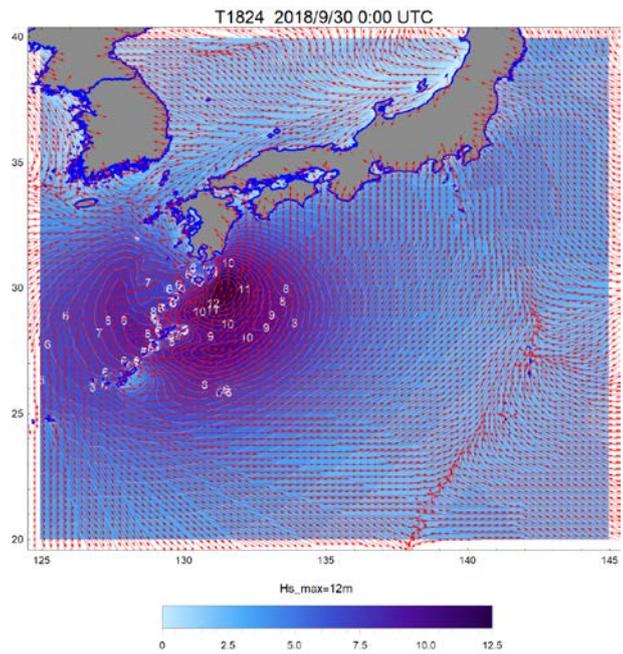
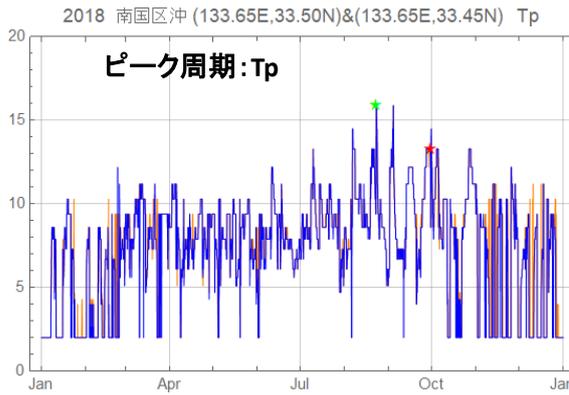
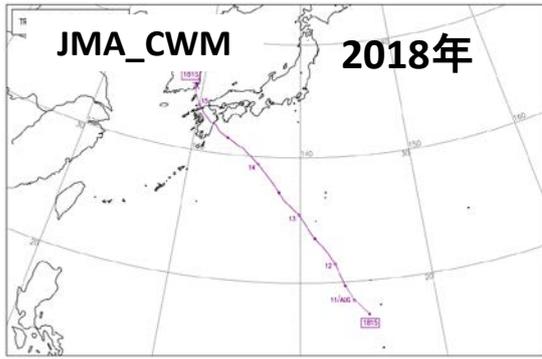


T1718 2017/9/17 12:00 UTC



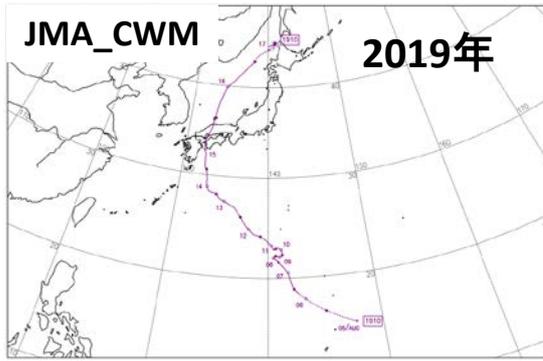
台風1716号の波高と波向き

2017年の沖波（気象庁波浪GPVデータより）



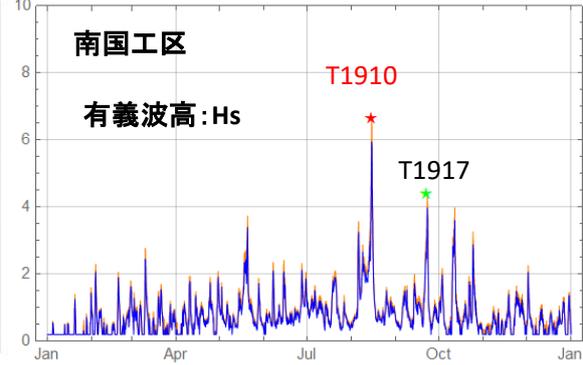
台風1824号の波高と波向き

2018年の沖波（気象庁波浪GPVデータより）

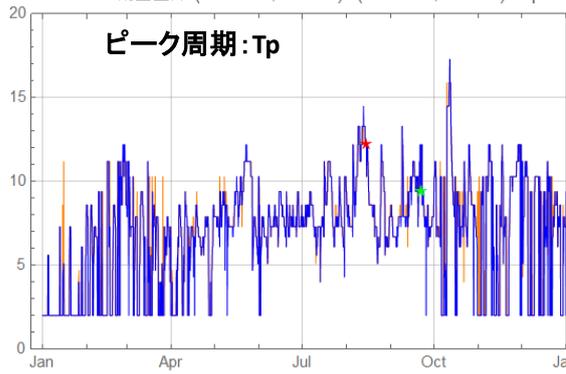


2019 南国区沖 (133.65E,33.50N)&(133.65E,33.45N) Tp

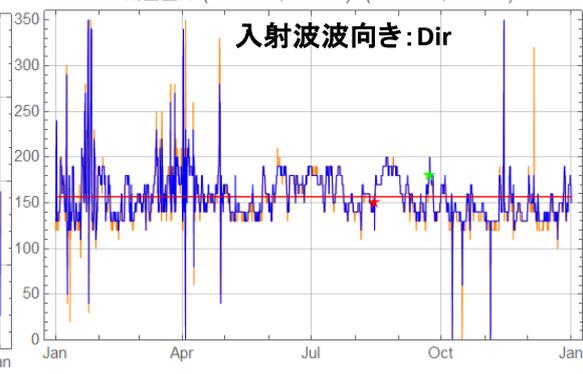
2019 南国区沖 (133.65E,33.50N)&(133.65E,33.45N) Hs



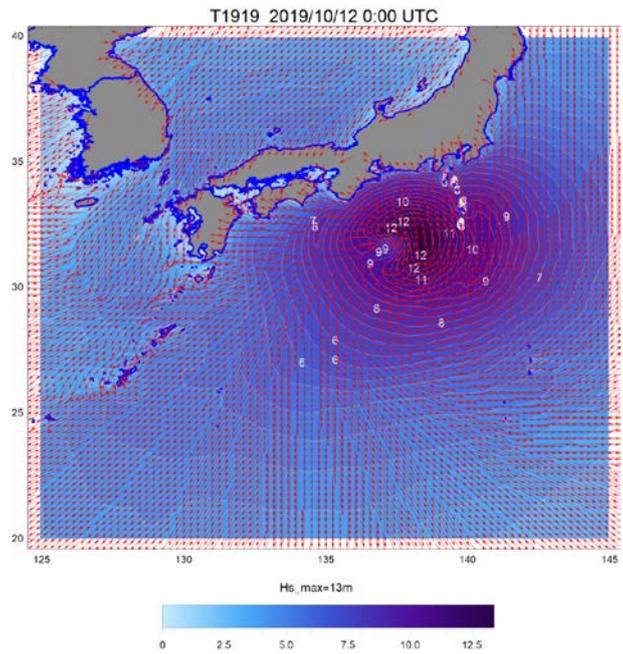
2019 南国区沖 (133.65E,33.50N)&(133.65E,33.45N) Dir



ピーク周期:Tp



入射波波向き:Dir

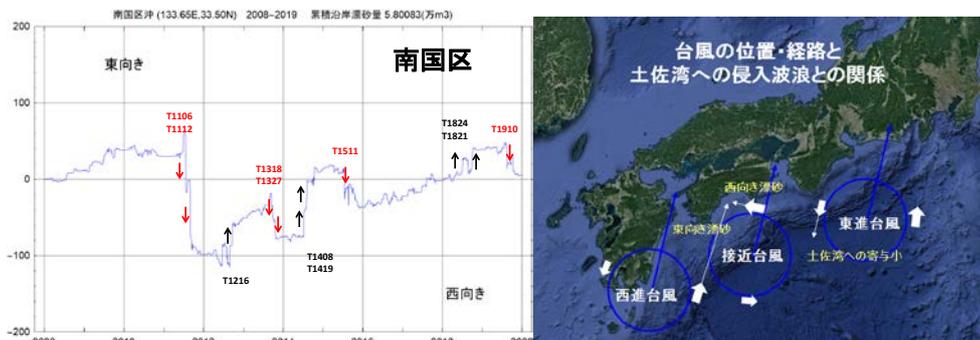


台風1919号の波高と波向き

2019年の沖波（気象庁波浪GPVデータより）

## 高知海岸の波浪・漂砂特性と台風との関係

- ・気象庁の波浪再解析GPVデータ(JMA\_CWM\_GPV)を使用して高知海岸の沖波特性を検討(波高, 周期, 波向き)
- ・自然海岸を仮定した高知海岸への沿岸漂砂量の推定(CERC公式)
- ・高知海岸の長期沿岸漂砂量変動特性



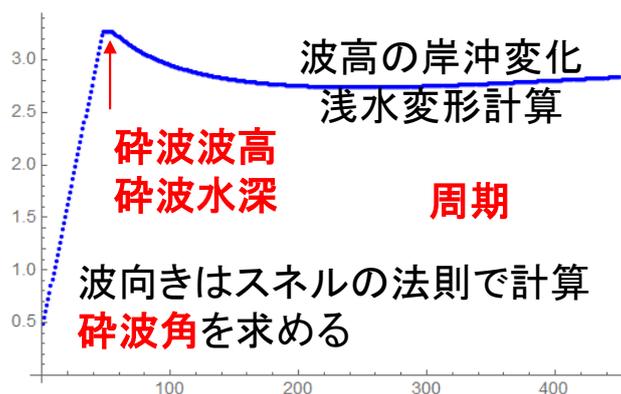
・漂砂特性と台風的位置・経路との関係

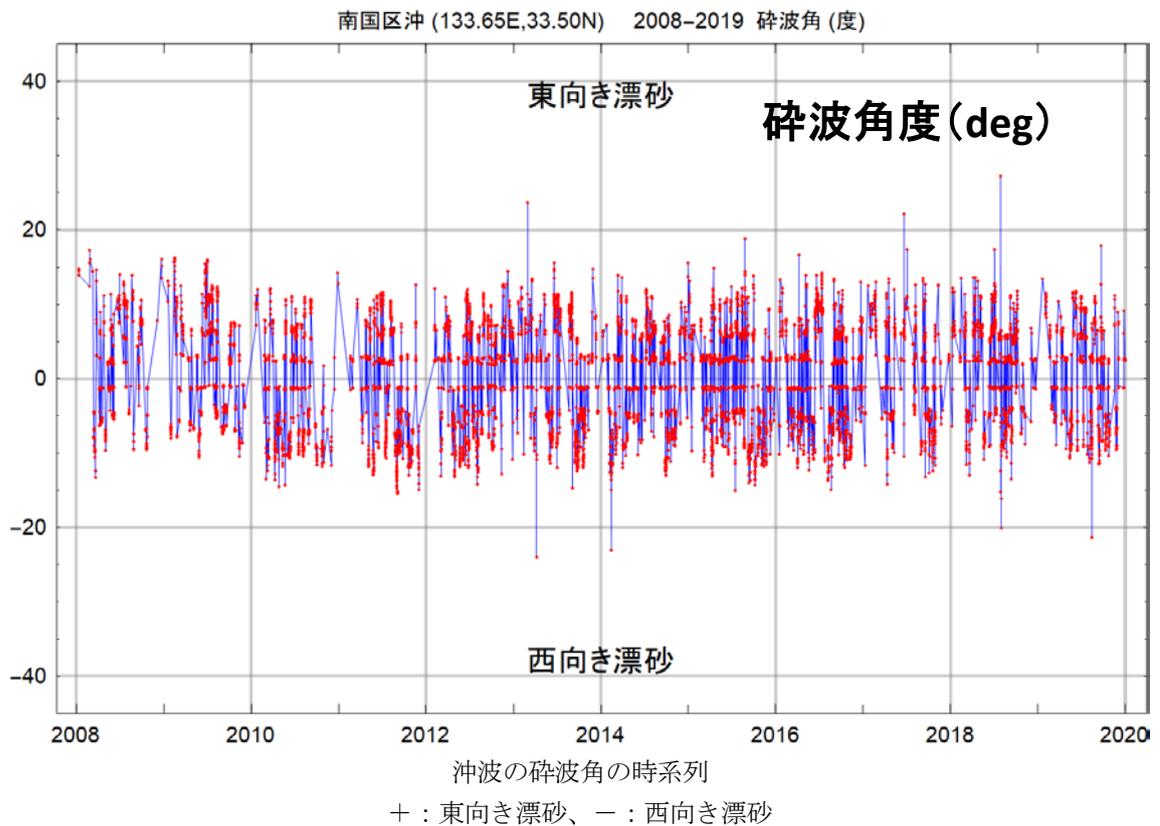
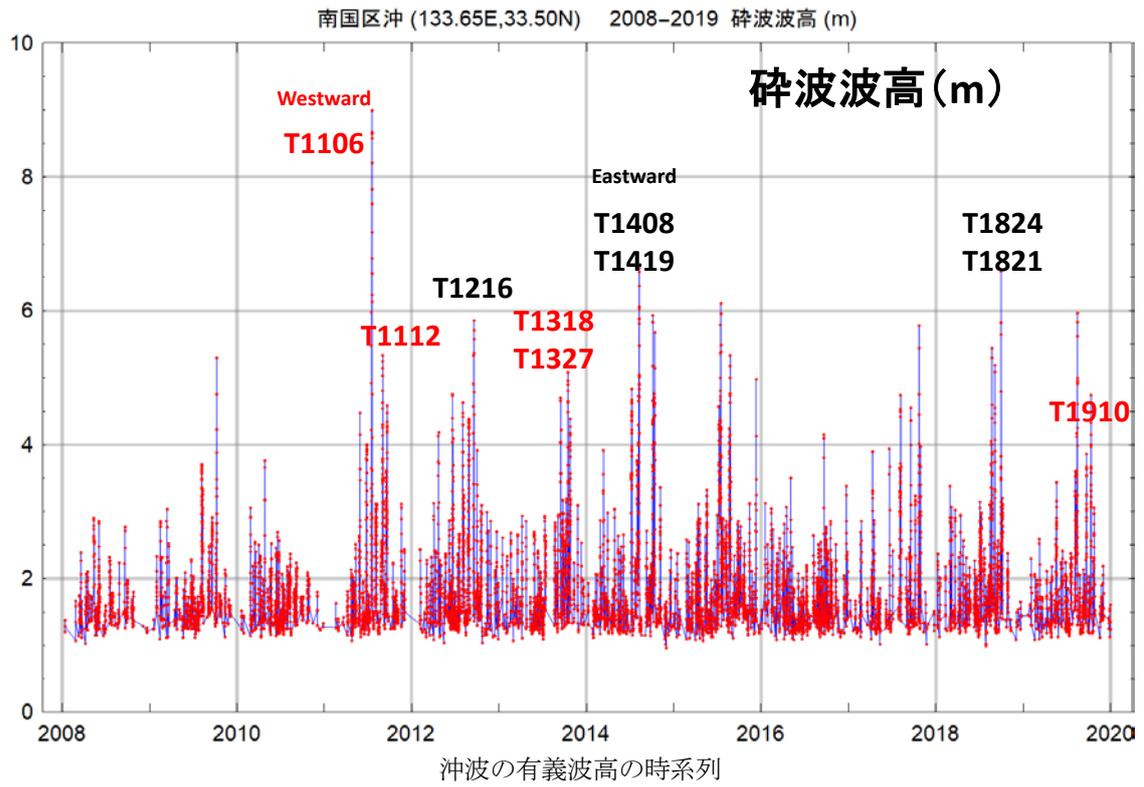
## 沿岸漂砂量の計算

### CERC公式

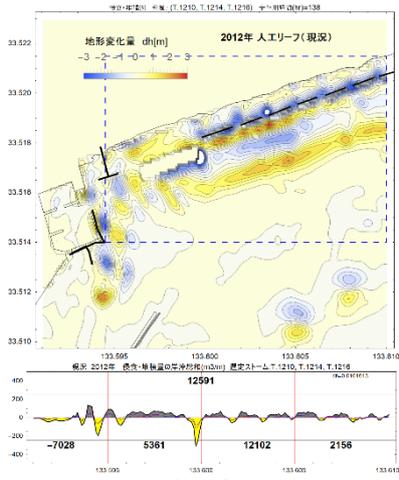
$$Q = \frac{1}{16} \rho g H_b^2 C_g \sin(2\alpha_b) \left[ \frac{W}{m} \right] \cdot \frac{K}{(\rho_s - \rho)g} \left[ \frac{m^3}{s} \right] \quad (\text{CERC公式})$$

$$C_g = nC = \frac{1}{2} \left( 1 + \frac{2kh_b}{\sinh 2kh_b} \right) \cdot \sqrt{\frac{g}{k} \tanh kh_b}$$

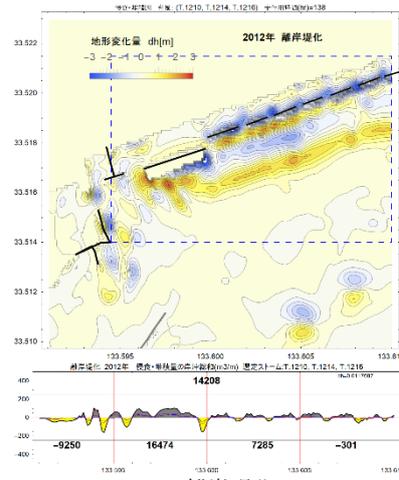




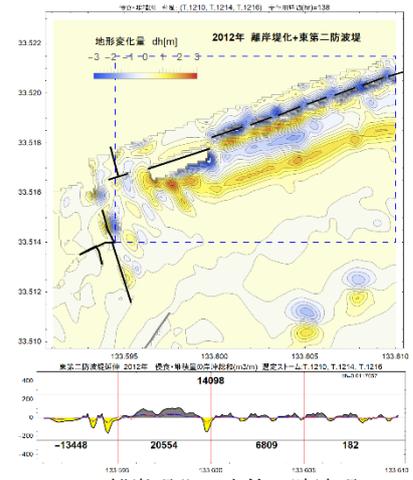
離岸堤化および東第二防波堤築造の場合の海浜変形の影響 (2012年, 2013年, 2015年, 2018年)



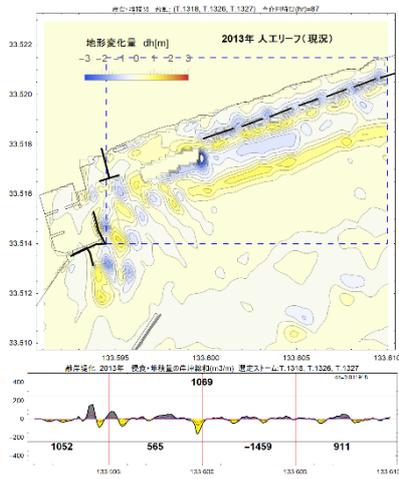
(a) 人工リーフ



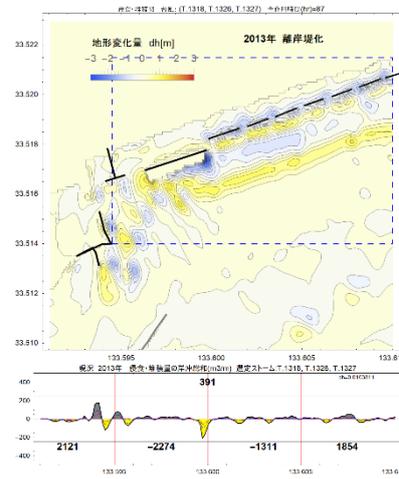
(b) 離岸堤化  
2012年の場合



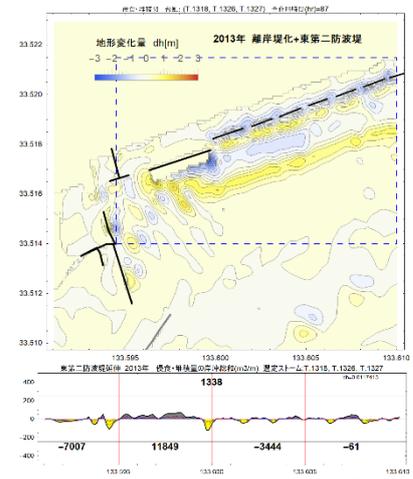
(c) 離岸堤化+東第二防波堤



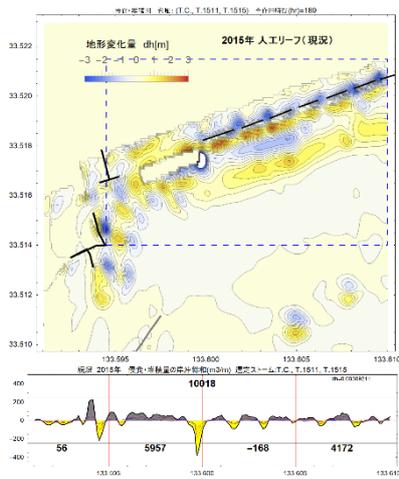
(a) 人工リーフ



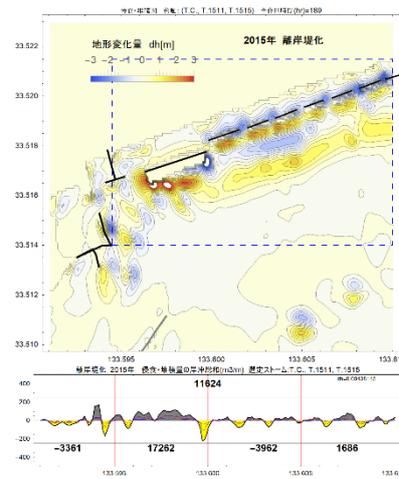
(b) 離岸堤化  
2013年の場合



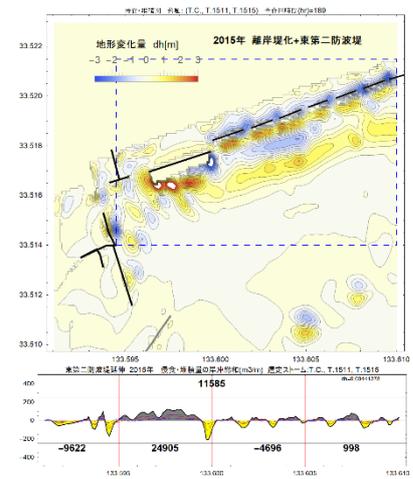
(c) 離岸堤化+東第二防波堤



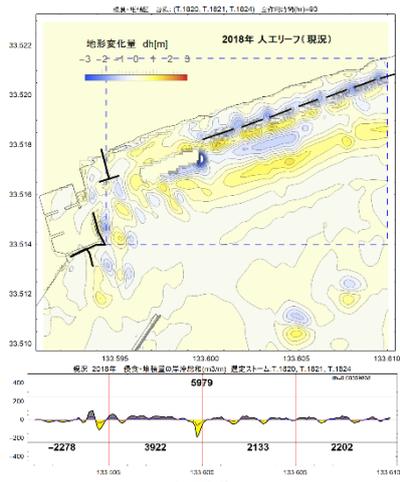
(a) 人工リーフ



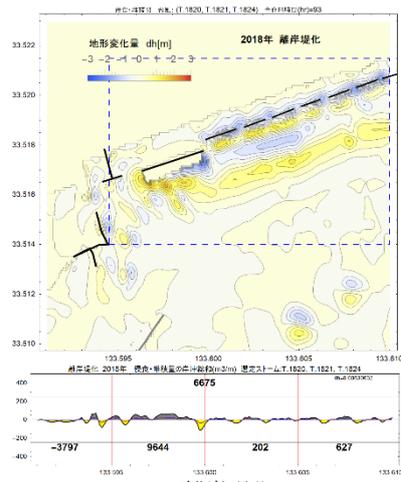
(b) 離岸堤化  
2015年の場合



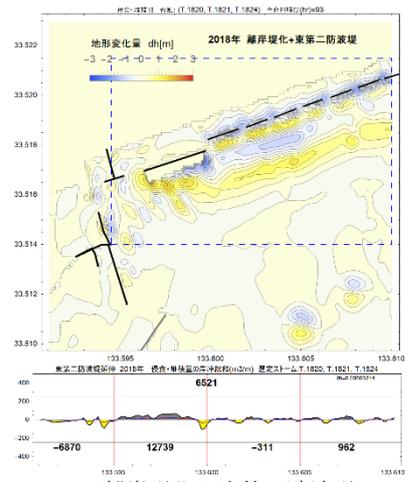
(c) 離岸堤化+東第二防波堤



(a) 人工リーフ



(b) 離岸堤化  
2018年の場合



(c) 離岸堤化+東第二防波堤