

高潮の数値防災研究

山下 隆男

教授

広島大学大学院国際協力研究科

〒739-8529 東広島市鏡山1-5-1

E-mail:tkoyamashita@hiroshima-u.ac.jp

1. はじめに

最近100年で地球の平均気温は0.6℃上昇しており、この温暖化による熱エネルギーの多くは海洋に吸収されている。最近の10年間で海面が3.1cm上昇し、2100年までには50cmの海面上昇が予想されている。特に、海洋の温度分布は高緯度で低く、熱帯低気圧の発生場所である低緯度で極めて高いことから、今後のハリケーンや台風の巨大化が危惧される。気候変動予測の数値シミュレーション結果からは、温暖化による台風の発生数の増加より規模の巨大化が指摘されている。

1998年には、中部アメリカでハリケーンMitchにより20,000人、中国では洪水で4000人が犠牲になり、バングラデシュでも記録的な洪水が発生した。ヨーロッパでは、2002年に深刻な洪水が発生し、2003年には記録的な猛暑となった。地球温暖化に起因する気候の急激な変化は着実に進行しており、過去の気候特性とこれから数十年先のそれとの線形関係が無くなってきていることは明白である。さらに、太平洋の表面海水温分布においては数十年周期の振動特性が気候に影響を与え「ゆらぎ」を発生させている。このゆらぎと指数関数的な温暖化現象が足し合わさり気候変動は顕著さを増幅しているようである。

1987年以降、飛行機による台風観測が実施されるようになり、北西太平洋で発生、消滅する台風情報まで正確に知ることができるようになり、これまでに観測された最強の台風はTipで、わが国では台風7920号として登録されており、和歌山県白浜町に上

陸し、台風7916号とともに大きな災害をもたらした台風である。ハリケーンに比べて台風が強いことや、1997年には北西太平洋上で連続してスーパー台風が発生していることや、大規模なハリケーンや台風は連続して同一年に複数発生する傾向がある（カトリーナに続いてリタが発生した）ことを周知しておく必要がある。

高潮・高波に対する防災対策、地球温暖化や気候変動のゆらぎに対する海岸防災の適応策の策定には、高潮現象を理解し的確に予測することで事前の防災耐力を養うことが最も重要であることは多くの方が認めるところである。このためには高潮現象を再現する数値モデルシステムが必須であり、全球気象シミュレーションとリンクしたメソスケールでの気象、海象、水文の総合的シミュレーション手法の構築と実用化が望まれる。この数値モデルシステムによる洪水流出解析、河口部での高潮・洪水解析、沿岸域での高波・高潮相互作用解析、外洋での台風・海洋相互作用解析等、重要ではあるが研究成果の実用化への進展が遅れているテーマの重点的な研究が必要であると思われる。これはまさに高潮数値防災とも言うべきものであり、本稿が今後の高潮数値防災研究の進展に貢献できれば幸甚である。

2. 高潮現象

2.1 高潮の発生機構

高潮の発生は次の2つの機構で説明される。ひと

つは、吸い上げの効果と呼ばれるもので、大気圧勾配による海水移動で発生する海水面変動である。定常状態に達した静的な状況では、吸い上げ効果は1 hPaの気圧低下に対して1 cmの海面上昇が見込める。例えば中心気圧870hPaの台風Tipの場合には1.3mの海面上昇に寄与する。

もう一つの機構は吹き寄せ効果と呼ばれるもので、強風によりされた吹送流が陸に阻止されて水位が急激に上昇する現象である。その大きさは強風が流動させ海水量に起因する。この度合いは、水深に反比例し、吹送距離と海面せん断応力に比例する。海面せん断応力は、定式上は風速の2乗に比例することになっているが、その抵抗係数は波浪と風速の関数である事が知られている。

図-1は伊勢湾台風による名古屋港での貴重な高潮の記録である。わが国の最大の偏差(実測潮位-推算潮位) 3.4mを観測した例である。この高潮の場合、気圧低下を $1000-960=40$ (hPa) とすると吸い上

げ成分は約40cmなので、吹き寄せ効果は約3mとなる。伊勢湾台風の高潮では如何に海水流動が高潮の発生に寄与していたかが理解できる。

2.2 波浪の影響

大気(風)から海洋(流れ)へのエネルギー伝達過程には、中間に波浪運動が介入する。大気乱流による海面せん断応力の大部分は、まず波浪を発生、発達させるために費やされる。これによって生じられた波動は進行方向にエネルギーを伝達するが、平均流成分としてはStokes drift程度の弱い流れしか発生させない。しかしながら、波浪が十分発達し、白波砕波により波浪エネルギーを散逸し始めると、この散逸分は乱流と平均流生成に使われる。ここに至って初めて、大気のエネルギーが流れへと伝達される。

外洋では波浪は水深の影響を受けないが、波長の

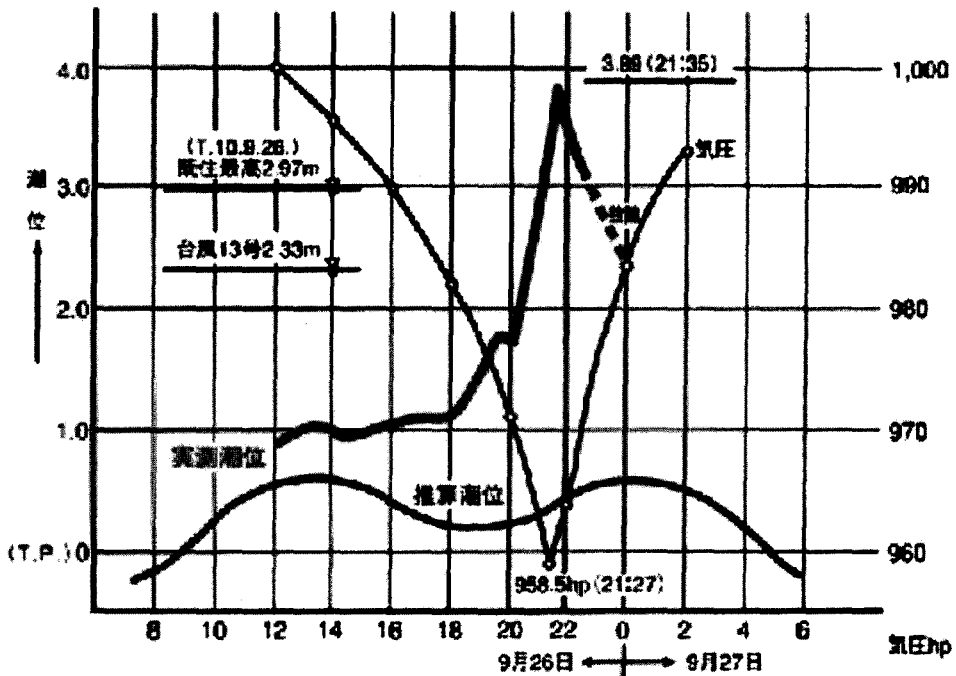


図-1 伊勢湾台風による名古屋港での高潮記録

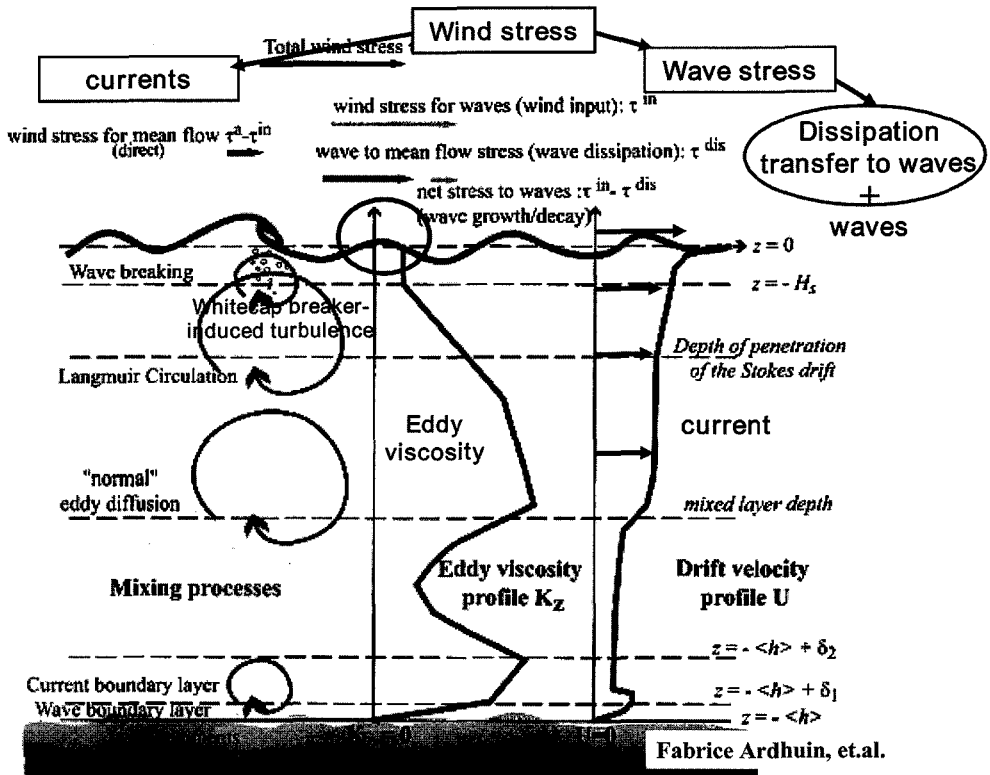


図-2 大気のせん断応力が波浪の生成を介して平均流へと変換される過程の模式図

半分より浅い海域（浅水変形海域）では、波形勾配や白波砕波率が水深により変化する。特に、白波砕波率は重要なファクターで、大半の風の運動量フラックスが波浪に遷移し、白波砕波過程を介して流れに移行するため、水深が浅くなり砕波し易くなると風のエネルギーはより効率的に海水流動へと受け渡される。換言すれば、浅い海域が長く続けば続けば、白波砕波の発生率が増え海水流動が活発化し、吹き寄せ効果が大きくなる。

図-2は大気のせん断応力が波浪の生成を介して平均流へと変換される過程を表した模式図で、2005年のEOS (Vol.85)からの抜粋である。この記事には、後述する白波砕波せん断応力のような概念は示されていないが、大気（風）から海洋（流れ）へのエネルギー伝達過程における波浪運動の重要性が的確に示されている。

2.3 極浅海域での高潮

前述したように、吹き寄せ効果は水深に反比例し海面せん断応力の2乗に比例するが、海面せん断応力には砕波の影響が直接的に効く。このため、極浅海域での大気、波浪、流れの相互関係を考えると、強風時には白波砕波および海底地形の影響を受けた砕波を介して波浪エネルギーが流れへと伝達される機構を考慮する必要がある。このような現象はベンガル湾の湾奥のような海域での高潮で典型的に見られ、ここでの高潮を再現するためには、砕波機構の考慮が必須となる。

ベンガル湾(Kim & Yamashita, 2005)、メキシコ湾(金ら, 2006)、有明・八代海(金・山下, 2004)、黄海の高潮においては、波浪と高潮および潮流の相互作用が問題となる。すなわち、波浪（風波）は大気エネルギーを海洋の流れに伝達する役割を負ってお

り、海洋の流れは波浪の伝播や変形を発生させる。潮汐も、高潮によって発生する吹送流に足しあわされる形で海洋の流れの一部として波浪変形に寄与する。このような相互作用場では風波の白波砕波がエネルギー形態の変換過程に寄与するため、この効果を導入したモデル連携が重要である(山下・中川, 2001)。金・山下(2004)は、八代海での高潮・波浪・潮汐の相互作用を検討し、極浅海域では白波砕波せん断応力の効果が重要で、これを考慮すれば、松合地区の観測高潮が再現できることと、極浅海域での流れによる波浪変形効果も同時に考慮すると、これにより高潮が若干減衰することを示した。

2.4 大陸棚での高潮

図-3は台風の中心気圧による高潮潮位の最大値を陸棚幅をパラメータとして表したものである。右の図は米国と日本にける観測値、左の図は数値実験により求めた結果である。この図より、陸棚幅が70kmから100kmの間に高潮が急激に大きくなる特性があることがわかる。これは、ハリケーンの規模(最大風速半径70~100km)と大陸棚の幅とで説明できる。前述したように、浅海域では吹き寄せによる強い流れのエネルギーが渦として維持される。これは台風の風域場に対応して形成される渦状の流れで、「高潮循環流」と呼べる大規模な流れである。この大規模渦が陸によって遮られると急激な水位上昇が発生する。このため陸棚の幅が広く、水深が浅い河海域では、同一規模の低気圧でも極めて大きな高潮が発生すが、最大風速半径よりも狭い陸棚幅では高潮循環流は形成されないため、図-3のような特性が生じる。ただし、わが国の海域には大きく発達した陸棚は無く、現在の台風規模では4mを超えるような高潮がわが国に発生することはないと思われる。ただし、地球温暖化により台風の規模が増大すれば高潮が大きくなるのは当然である(山下, 2005)。

2.5 台風・海洋相互作用

よく知られているように、台風が発生、発達する海水温は26度以上で、コリオリ力が渦やコンベクションタワーの回転運動を発生させ、大規模な熱帯低気圧へと発達する。台風のエネギー供給源は、

海面からの熱輸送である。海洋から大気への向かう熱フラックスは低気圧を発達させ、その逆の場合は衰弱する。

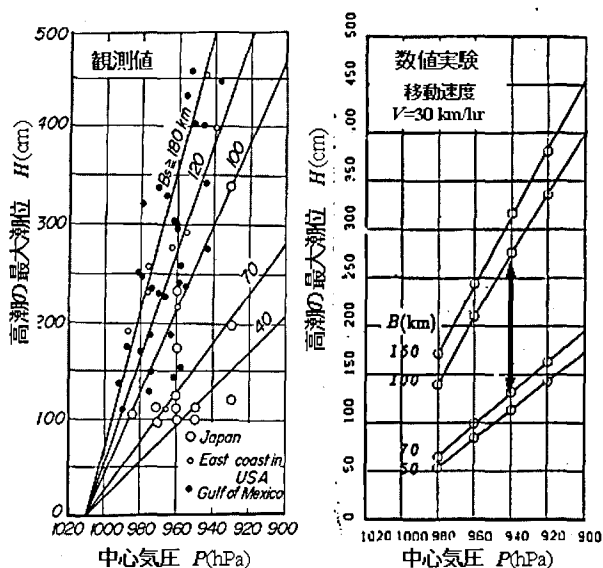


図-3 高潮最大偏差と陸棚幅の関係

海面水温が低気圧の発達に及ぼす理論や、数値実験による検討は、1970年代後から1980年代前半頃に行われている(Emanuel, 1986, Chang, 1979, Tuleya & Kurhara, 1982)が、熱帯低気圧と海洋との相互作用に関する検討は、大気・海洋の数値モデルが進歩した1990年代になってからである(Bender et. al. 1993)。

最近では、気象モデル、海洋の非静力学3次元モデルにより大気と海洋が結合した数値解析が可能となり、高潮解析のような実務的なレベル浸透してきている。大気、海洋の相互作用を考慮した海面での熱フラックス機構を適切にモデルに組み込むことは、台風の発達・減衰、台風に伴随する降雨場の正確な再現に貢献することになる。

図-4メソ気象モデルと海洋モデル(非静力学モード)により海面水温低下が台風(T0310)に与える影響を定量的に検討した数値実験である。図-4は観測結果と類似した結果となっているがやや水温低下範囲が大きめである。しかしながら、台風による海水温の低下と台風の減衰効果は無視できないものであることがわかる。

3. 高潮現象の数値解析

3.1 第1世代モデル

高潮の数値解析には、藤田や光田の台風モデルのように、同心円型の気圧分布を仮定し傾度風をベースとした簡易な台風モデル、いわゆる「傾度風型台風モデル」が気象場の再現計算に多用されてきた。また、流れの場も長波近似を仮定した水平2次元モデルが多用されてきた。このような初期のモデルは第一世代の高潮数値モデルと呼ぶことができよう。

3.2 第2世代モデル

わが国の主要湾沿岸部の風域場には、周囲の陸上地形の影響が強く反映され、高潮や高波の数値シミュレーションを困難なものにしていた(山下ら, 1996)。1990年代になってメソ気象モデルが使用されるようになり、更に90年代後半には米国海洋大気局からMM5 (NCAR Web site for MM5) が公開以降、わが国では、気象場における陸上地形の影響を考慮するために、MM5が使用されるようになり、高潮、高波の再現精度が格段に向上した。図-5は瀬戸内海の高

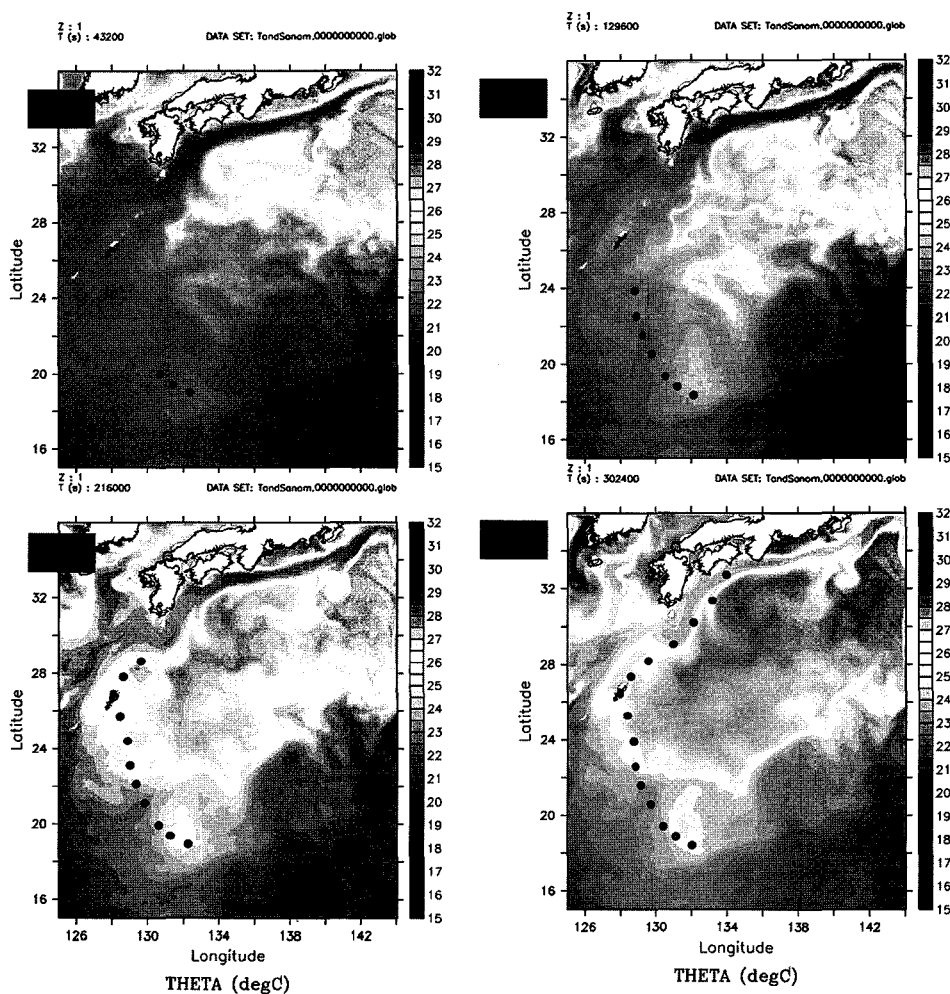


図-4 台風0310号を対象とした台風、海洋の相互作用の数値実験
(図中の点は台風の中心位置を示す)

潮の再現計算に、MM5による気象解析を適用した最初の例であるが、現在では同様の解析手法を適用し精度の高い高潮・高波シミュレーションが可能になっている(金・山下, 2004)。このようにメソ気象モデルと準3次元モデルであるPOM(Princeton Ocean Model)を用いたモデルは第二世代の高潮数値モデルと呼ぶことができよう。

3.3 第3世代モデル

1990年初めに海洋モデルが気象モデルに導入され全球規模の気候変動予測が可能になって以来、これに関連する科学技術は急速な進歩を遂げ、今ではエアロゾル、動的植生モデルを融合した地球環境予測モデルへと進化してきた。この進歩に伴い、地球科学の分野では各種数値モデルが多くの組織により作られ、公開されるようになってきた。海岸工学の分野でも、海洋モデルPOMやメソ気象モデルMM5は、一般の研究者の研究ツールとしてのみならず、今や業務レベルでの活用が頻繁に行われるようになってきている。特に、高潮研究においては大気・海洋結合モデルは大きな研究の進展をもたらしているように思われる。海岸工学の将来展望として、沿岸域での環境・防災問題に適用することを目的としたシミュレーターを構築することが期待される。気象学は勿論、河川工学、水文学、森林学、生態系学との結合により、流域・海域で一貫した物質輸送、水循環をシミュレーションできる数値システムの活用が海岸工学の分野においても必要であると思われる。

図-6に、現在、広島大学で稼働している「地域環境シミュレーター」の構成を示す。地域環境シミュレーターは、大気・海洋、大気・陸面および河口・海岸の3パートを結合した数値モデルシステムである。基本となるモデル要素は、現在既に多くの研究者によって使われてきた数値モデルである。気象モデルはMM5、海洋モデルはMITgcm(MITgcm HP)またはPOM、波浪モデルはWW3(Tolman, 2002)またはSWAN(Delft University of Technology, 2004)、陸面モデルはSOLVEG2(Nagai, 2002)で、水文流出モデルHSPF(HSPEXP, 1994)とDynamic Vegetationモデルと連携している。河口モデルはECOMSED + COSINUS(Fitri・山下, 2005)、海岸モデルは広域海浜流・海浜変形モデル、以上のモジュールが解析対象

に応じて結合を変えて使用できる。

図中の主な受け渡し変数の記号は、以下のような定義である。 $z_0, \bar{c}_p, \tau_{wave}$:海面の疎度高さ, ピーク周期の波速, 波動せん断応力, S_{dis}, S_{ij}, F :白波砕波エネルギー減衰率, radiation応力, 波浪エネルギーフラックス, τ_s, p_a, \bar{w} :海面乱流せん断応力, 海面気圧, 風速ベクトル, \bar{U} :海流の流速, Q, Q_m :流量, 物質輸送量, S, \bar{U}_{tide} :塩分濃度, 潮流流速ベクトル, $S_0, landuse$:物質の発生, 消滅量, 土地利用, \bar{w}, P, R :風速ベクトル, 降雨量, 放射量, $\Theta_s, q_s, flux$:地表面温位, 地表面比湿, 運動, 熱, 水蒸気等のフラックス全般, ref :アルベド, CO_2 :二酸化炭素等のトレーサガス濃度を示している。これ以外にも、モデル間での変数の受け渡しは多く存在するが、ここでは代表的なもののみを表示してある。

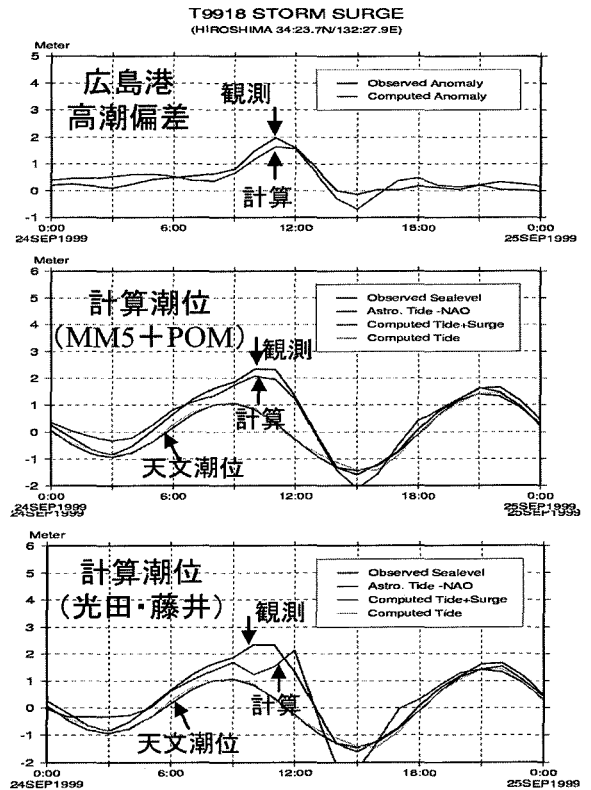


図-5 瀬戸内海の高潮計算にMM5を適用した例

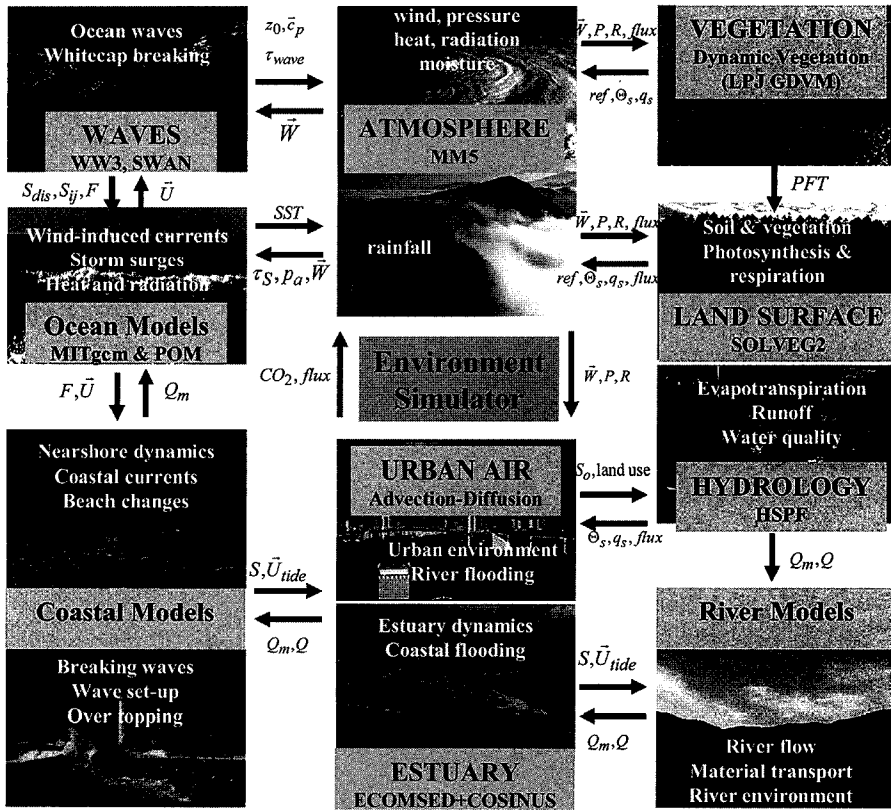


図-6 地域環境シミュレーターの構成

このような数値シミュレーターを用いた防災・環境研究は今後の中心的な数値解析研究となるものと思われ、これによる水域一貫した総合的な台風、高潮、高波の数値モデルを第三世代のモデルと呼ぶことができよう。このように相互作用をフルに考慮した複雑なモデルシステムの場合、観測データによるモデルパラメーターの検証やデータの同化が重要な研究テーマとなる。

4. 高潮数値防災

4.1 わが国の湾域における高潮

図-7に半径150kmの円で示すように、わが国の代表的な湾である大阪湾とベンガル湾では、スケールに大きな相違がある。台風は大阪湾を含むが、サイクロンはベンガル湾に含まれる。この相違を考慮し

た高潮特性の理解が必要である。特に、前者は卓越方向を持つ吹き寄せ、後者は高潮循環流の形成が高潮特性に大きく影響する。

以下にわが国の湾域における高潮数値解析の特性を示す。

(1)有明海：湾奥では潮位差が大きな浅海域が広く存在しているため満潮時に高潮の吹き寄せ効果が最大にあるような場合には甚大な高潮偏差が発生する。このため、潮汐・波浪と高潮の相互作用を同時に考慮した高潮の数値モデルが必要である。

(2)大阪湾・伊勢湾・東京湾：湾口が南にあるわが国の3大湾。吹き寄せ効果の卓越方向の再現計算が重要となる。このため、メソ気象モデルによる気象場の数値解析が必須。

(3)土佐湾：沿岸域での水深に規定された砕波による海面上昇(wave set-up)が卓越する高潮。高潮再現にはwave set-upが再現できる解像度が必要となる。

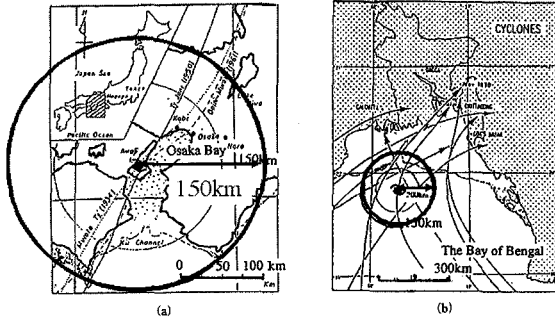


図-7 大阪湾とベンガル湾のスケールの相違

(4) 瀬戸内海：外洋と内海との海水の流動機構，周辺を山で囲まれた場での気象場の複雑さ。それを再現できる気象モデルが必須。MM5を用いることで，瀬戸内海の高潮の再現性を大幅に向上できる。

(5) 駿河湾：外洋と内海との海水の流動機構，周辺を山で囲まれた場での気象場の複雑さ。それを再現できる気象モデルが必須。MM5を用いることで，瀬戸内海の高潮の再現性を大幅に向上できる。

なお，高潮，高波の数値解析には，地域環境シミュレーターでは図-8に示すモジュール構成を用いることになる。

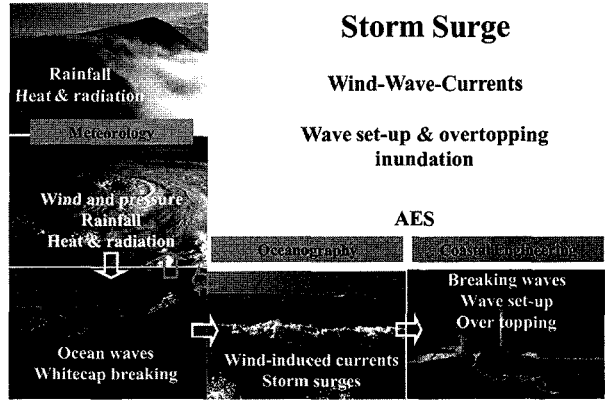


図-8 高波・高潮解析のための地域環境シミュレーターのモジュール構成

4.2 沖縄の高潮（リーフ海岸の越波・氾濫）

沖縄の高潮では，リーフ上での碎波を含む波浪変形とそれによるwave set-up，越波，越水量の算定が必須である。この沖縄県特有の海岸地形を考慮した高潮氾濫モデルが2007年度の沖縄県のハザードマップ作成で適用された（図-9）。すなわち，1) 指定した波浪，高潮偏差の条件で，VOF法（CADMAS-SURF）（(財)沿岸開発技術センター，2001）により計算した越波・越水量を予め表化し，2) 対象地域の地形，構造物条件と，波浪推算および高潮計算から求めた，波浪，高潮偏差の条件を，表化した計算結果を用いて線形補間により越波・越水量を求める，3) これを境界条件として陸上への氾濫計算を行う。

4.3 日本海の高潮

冬季，日本海では温帯低気圧が台風並みに発達し，

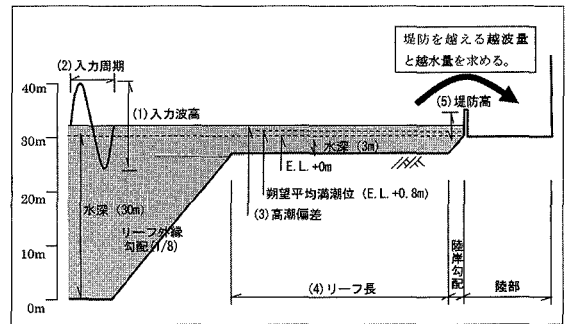


図-9 リーフ海岸での越波，越水量の算定方法

いわゆる爆弾低気圧となる異常気象が発生することがある。この低気圧の特徴として，エルニーニョ・ラニーニャ転換期に頻発する傾向が見られ，高緯度であるためコリオリ力効果が大きく，急速にかつ台風以上の強さに発達する。さらに，偏西風の経路や気圧配置によっては北緯40～50°に停滞し，高潮を伴う高波浪を発生させる。2008年2月の爆弾低気圧はこの典型的な例で，直江津から富山湾沿岸に「寄り廻り波」を，佐渡島では高潮・高波を，能登半島では高潮警報基準を超える高潮を発生させた。このような極度に発達した温帯低気圧による日本海の異常海象は，長周期成分を伴い，季節風時の海象とは異なる特性を持っているため，想定外の海浜崩壊や海岸構造物の破損・破壊，氾濫災害を発生させる（写真-1参照）。



写真-1 日本海の海岸構造物の破壊状況

日本海の高潮現象は複雑である。波向きおよび風向きが北西、西北西から北に、周期が長くなり、気圧低下と砕波によって発生した高潮を伴い、さらに低気圧の移動による海面変動が陸棚セイシュやエッジ波として高潮に重なり、想定外の海面上昇を発生させる。高潮と高波（波浪、陸棚セイシュ、エッジ波）の複合した現象として外力評価をする必要がある。日本海における海岸外力の考え方を見直す事を検討しなければならない。

吹き寄せによる効果が小さい日本海での高潮を考える場合には、潮汐、高潮、陸棚セイシュ、湾水振動、サーフビートの複合現象として検討する必要がある。このことを確認するために、図-10と図-11に示したNOWPHASの1分間隔波形とそのパワースペクトルを引用した。これより、外洋に面した酒田では36分程度の陸棚セイシュが顕著に出ている。陸棚セイシュで振幅10cm程度、湾水振動では10~20cm程度。これは、高潮の吸い上げ効果と同程度で、重なれば30~40cmの海面水位上昇となる。高潮の再現計算では実際の水位上昇量の半分程度しか考慮できていないことになる。

ことは、高潮の数値計算から見ると極めて難しい問題を提示されたことになる。吹き寄せ効果が卓越する高潮とは異なり、湾や陸棚の地形特性と波群特性を考慮した高潮・高波結合モデル化が必要となる。しかしながら現在の波浪解析モデルでは波群特性は再現できないため、サーフビートの再現は難しい。湾水振動や陸棚セイシュは計算の細メッシュ化で対応しなければならない。

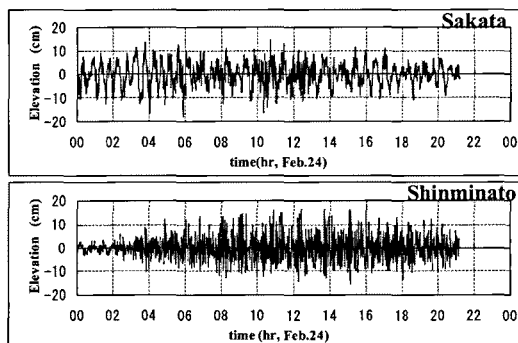


図-10 酒田, 新湊における1分間隔波形 (NOWPHAS観測)

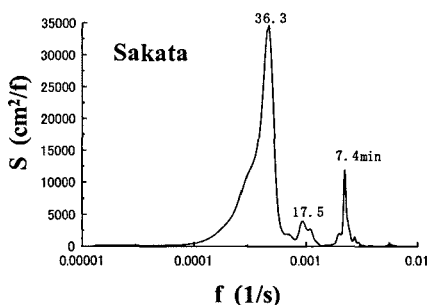


図-11 酒田の1分間隔波形のスペクトル (NOWPHAS観測)

4.4 ベンガル湾の高潮解析

ベンガル湾の湾奥はガンジス・ブラマプトラ川の堆積物により百数十キロメートルに渡り水深10m以浅の平坦な遠浅の海底地形となっている。ここでの高潮の数値解析では砕波を介した吹送流のダイナミクスを考慮することが必要である。

すなわち、海洋の平均流を発生させるために働く海面せん断応力を平均流生成海面応力と定義し、その全応力せん断力を τ_{total} とする。平均流生成海面応力は、大気乱流によって定式化されるせん断応力 τ_a および砕波（白波砕波および水深に規定される砕波）によって発生する砕波せん断応力 τ_{br} とに分離して考える（図-12）。

それぞれの全応力せん断への寄与率を α と β として、次式のように表現する。

4.5 ハザードマップ防災

津波や高潮防災の基礎情報を反映したのがハザードマップである。住民にとって的確な情報を与えられる有益なハザードマップが作成されるよう、費用の補助も含めて推進を図っていく必要があるだろう。さらに、ハザードマップは随時的更新が必要であり、地域住民と行政との津波防災に関する共通領域としてのハザードマップをどのように維持するのかを模索する必要がある。

わが国の中央防災会議から、現在出されている東海、東南海、南海地震の津波高の沿岸分布に従って、ハザードマップを作成し、津波防災を検討した場合、「災害危険区域」の設定をしなければならない領域が広範囲に発生することが想像される。これに対する地方公共団体の対応には限界がある。そのため、ハザードマップを作成せず、危険とわかっている「災害危険区域」の設定もせず、災害後に復興対策として防災まちづくりを実行する作戦に出てくるケースも十分考えられる。実際には来襲した津波高さが予測値よりもかなり小さく大事に至らないことも多々あろうと想像できるが、これでは津波防災として大きな問題を残すことになる。

沖縄県では将来発生が予想される津波・高潮について沖縄本島、宮古・八重山諸島沿岸域における津波・高潮それぞれの浸水・被害予測を実施した。これにより沖縄県の防災対策の基礎資料にするとともに、今後、各市町村が作成する津波・高潮の住民避難用ハザードマップに活用する基礎資料とすることを目的とした取り組みがなされている(山下ら, 2008)。

4.6 リアルタイム防災

気象庁を中心として、強風、豪雨、高波・高潮等の注意報、警報のリアルタイム予測とそれに基づく防災体制の構築は重要な課題ではあるが、その結果に対しては十分な責任を負うべきである。防災研究は災害調査に始まり、理論形成、数値予測モデルの研究が実施されるが、リアルタイム予測、将来予測に関する責任感が防災研究者に欠如している点が大きな問題である。

5. 近未来の高潮とその適応策

5.1 気候変動とそのゆらぎ

気候変動に関する政府間パネル (IPCC) の第4次評価報告書 (AR4) において、人為起源である地球温暖化を現実的に確認すると同時に、将来予測に関して気温および海面水位の上昇、極端現象の増加傾向などが強く懸念されるようになってきた。このため、近未来の極端現象の予測とそれによる自然災害への影響評価、炭素循環安定化予測の新たな進展の重要性が増してきている。しかしながら、地球システムモデルにおいては、雲および炭素のフィードバック効果の重要性および不確実性をどのように解決するかが、依然大きな問題として残されている。

このような地球規模での環境変化に対して、海岸防災、海岸環境保全の立場から、近未来への適応策を検討する場合、気候変動のトレンド以上に、その「ゆらぎ」に対してどのように対応するかを検討すべきであろう。ゆらぎと言えは不安定現象、乱れ成分、摂動成分として捉えがちで、不確実性として取り扱うべきであると考えがちであるが、気候変動のゆらぎは、果たしてそうであろうか？

アメリカ地球物理学連合のトランザクション, EOS の2007年11月, 第44号88巻にWood & Lean (2007) の寄稿, “Anticipating the Next Decade of Sun-Earth System Variations”があった。これによると、数十年スパンの地球規模での気候変動のゆらぎは、ほぼ再現できるというものである。すなわち、太陽放射の全量と、人為起源である地球温暖化のトレンドと、十数年に一度程度の間隔で発生している地球上の火山噴火と、熱帯太平洋の気象データから求めたエルニーニョ南方振動指標 (MEI) との結合で、地球の平均気温のゆらぎが再現できるのである。もし、このような予測が可能であれば、ゆらぎを不確実性の少ない変動として扱う事ができる。

一方、MEIには面白い変動特性があり、これが台風や発達した温帯低気圧の発生件数と関係がありそうなのである。北太平洋振動 (NAO) は、北アメリカ大陸およびヨーロッパの気候の明確な変動特性を示すことは良く知られているが、エルニーニョ南方振動が引き起こす亜熱帯高気圧と極低気圧との強弱変化も、日本海を通過する爆弾低気圧の発生頻度を支

配しているように思われる。すなわち、気候変動のゆらぎの第一要因であるエルニーニョ南方振動特性を知ることで、これを考慮した、台風や爆弾低気圧の発生頻度を予測することができるのではないかと考えている。このような気候変動のゆらぎが数十年のスパンで予測できれば、台風や温帯低気圧による海岸外力の変動を考慮した海岸保全対策の検討が可能になるのではないかと期待される。

5.2 気候変動予測における「ゆらぎ」

(1) 指数関数的な温暖化現象

地球温暖化の将来予測の根幹を担った気候モデルのデータセットはCMIP3 (Coupled Model Intercomparison Project) として引き継がれ、現在もアップデートが続いている。IPCCの評価報告書等に掲載されている、図-14にA2シナリオに対して、大循環モデルにより予測された地球の平均気温の変動予測の結果を示す。

ここでは、気温上昇のトレンドの他、数年から数十年の変動成分、すなわち(モデル毎に異なる)地球規模での気候の「ゆらぎ」のような変動を見ることができ、これは後述する気候変動のゆらぎではない。図-14に示された地球の平均気温の変動予測では指数関数的な気温の上昇傾向があることがわかる。

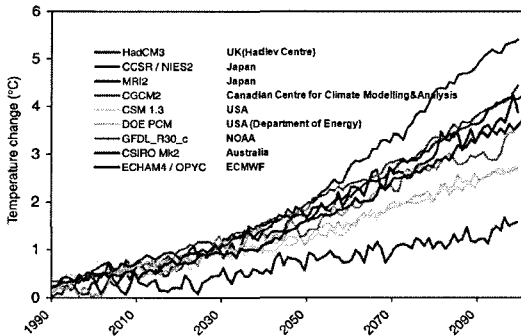


図-14 A2シナリオに対する地球の平均気温の変動予測結果

(2) ENSO, PDOに見る気候の「ゆらぎ」成分と台風、温帯低気圧との関係

MEI (Multivariate ENSO Index) は、ENSO (El Niño-Southern Oscillation) を表す指標として Wolterら (1993, 1998) により提唱された指標であり、熱帯太

平洋でのエルニーニョ・ラニーニャのようなゆらぎを表わす。さらに、太平洋での10年規模でのゆらぎを示す指標としてPDO (Pacific Decadal Oscillation Index) がある。PDO (NOAA Earth System Research Laboratory) は、図-15に示すような海水温の振動の傾向 (warm phaseとcold phase) が、数十年周期で振動している。すなわち、warm phaseはエルニーニョ期に相当し、cold phaseはラニーニャ期に相当する。

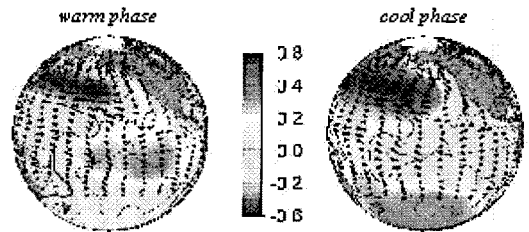


図-15 PDOのwarm phaseとcold phase (海水温の振動成分, 海面せん断応力, 気圧分布)

図-16に、ENSO, PDOに見る気候の「ゆらぎ」成分と台風、温帯低気圧との関係を示した。わが国への台風の上陸数、上陸時最低気圧の上位14台風の発生年を■で示す(上図)、その下にWolterらが1950~2008年の6成分の観測データに対して主成分分析を行ったときのMEIの経時変化と、さらに太陽黒点数の変動データ (NOAA National Geophysical Data Center (NGDC) HP)、最下図にPDOの1950年以降の変動を示す。MEIの図中の○で囲った数字は、日本海北部を発達しながら移動する温帯低気圧により発生した(顕著な)寄り廻り波の発生事例である。

なお、MEI (NOAA ESRL HPより) は、海面気圧 (SLP)、風速成分、海面水温 (SST)、海面気温 (SAT) および総雲量 (TC) 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で、負値であるときにラニーニャ現象であることを表している。また、PDO指標は正の時にエルニーニョ (warm phase)、負の時にラニーニャ (cold phase) を示す。

図-16には、●で災害を発生させた顕著台風、枕崎、ジェーン、ルース、13号台風、洞爺丸、狩野川、伊勢湾台風、T6523, T7010, T7919, T7920等を示している。

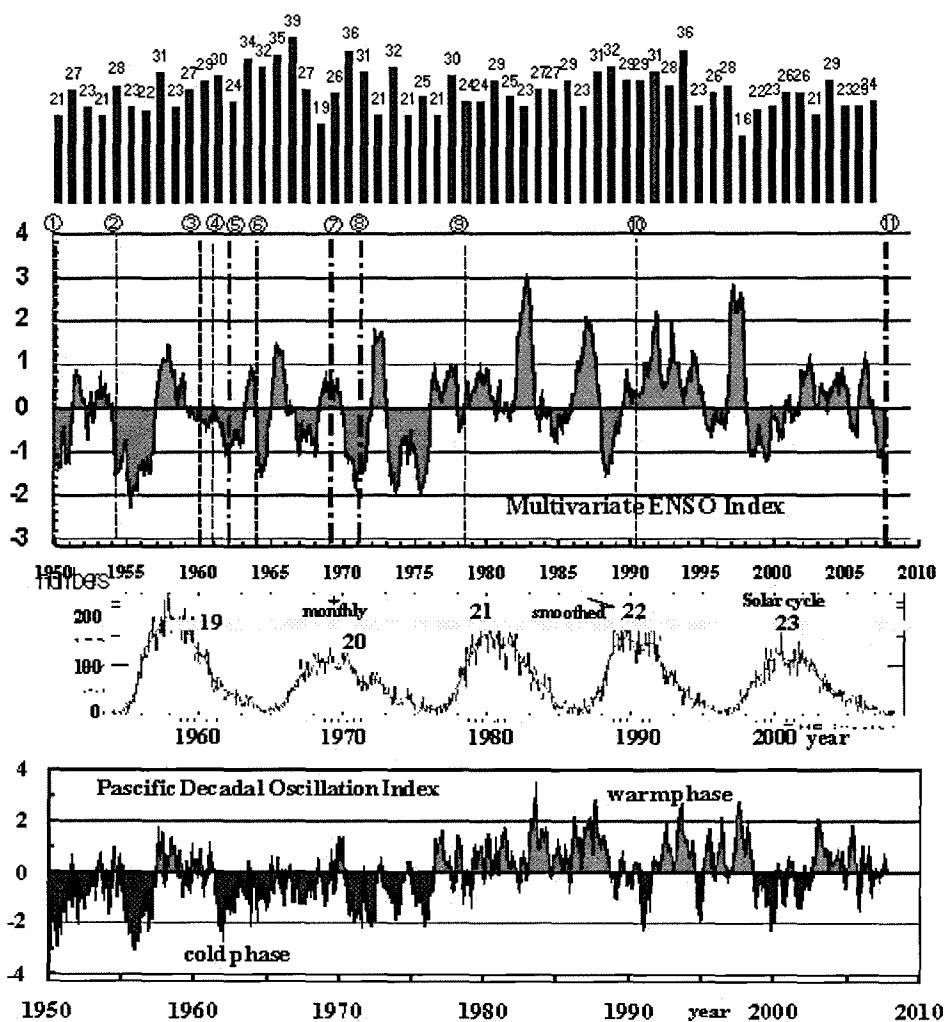


図-16 ENSO, PDOの気候の「ゆらぎ」成分と台風, 温帯低気圧との関係

この図から、気候の「ゆらぎ」成分と台風, 温帯低気圧との関係として、以下のようなことが明確に認められる。

- 1) MEIには、2年～5年周期のエルニーニョ・ラニーニャの繰り返し(ENSO)がある。
- 2) 1950～1980年はラニーニャ卓越期、その後はエルニーニョ卓越期である。これはPDOのwarm phaseとcold phaseの振動と一致していることから卓越期があることは明確である。このような長期の振動は、

図-17に示した北大西洋の振動指標のNAOにも見られ、NAOが負の時期(温帯低気圧の発達弱い期間)はラニーニャ卓越期、正の時(ゲールが発達する時期)はエルニーニョ卓越期になっている。

3) 図-16のMEI指標の変化の図(縦線)と上陸台風数(■:上位14台風)に示した様に、ラニーニャ卓越期(PDOのcold phase)には、我が国では強い台風や発達した温帯性低気圧による災害が多発している。

4) 図-16のMEI指標の図に縦線で示した様に、エルニーニョとラニーニャの変換時に、顕著な寄り廻り波が発生している。

5) 太陽活動が非常に活発であった1958年をピークとするSolar Cycle19の時期、特にピーク後には、ラニーニャ卓越期と重なって、寄り廻り波による災害および大型台風が頻発している。

6) 大型上陸台風発生期と、顕著な寄り廻り波の発生期（1950～1980年の間）とは一致しており、両者は同一の気候の「ゆらぎ」に支配されているように思える。

以上のことから判断して、もし約30年程度（22年または33年かも知れない？）のエルニーニョ卓越期とラニーニャ卓越期の周期があると仮定すれば、2008年以降の位相は、ラニーニャ卓越期に移行することになり、Solar Cycle 24の太陽活動が活発であれば、台風災害や爆弾低気圧による災害が頻発する可能性がある。特に、太陽活動のGrand cycle 55年周期（Yoshimura, 1979）を考えれば、1958年をピークとするCycle 19から2013年をピークとするCycle 24は要注意であると考えられる。ピークから少しの遅れを持って気候変動が活発になる傾向があることを考慮すれば、2014年以降の数年間には危険な時期と言える。

さらに、予想通り、この時期がラニーニャ卓越期となれば、大型台風の上陸や爆弾低気圧の頻発に対して十分な警戒が必要であると言える。

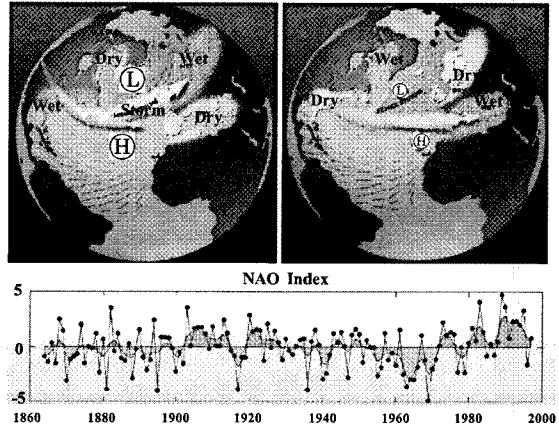


図-17 北大西洋振動の概念図とNAO指標の変化 (North Atlantic Oscillation (NAO) HPより)

(3) ゆらぎを考慮した海岸防災に向けて

前述した気候のゆらぎから予想されるように、北西太平洋地域では、特に2013年以降は発達した温帯低気圧、大型上陸台風が頻発することを想定し、高潮危険地域に対する対策の重要性が指摘される。この状況を図示すると図-18のようである。

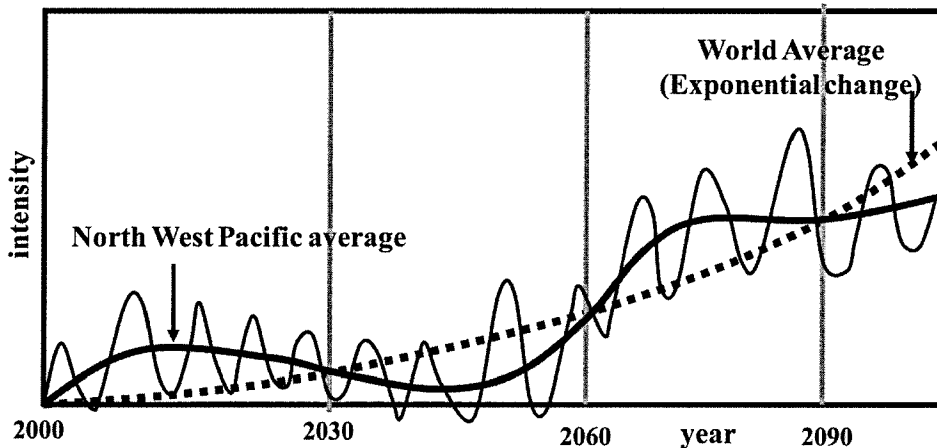


図-18 北西太平洋地域のゆらぎと指数関数で表示される全球平均の変化特性

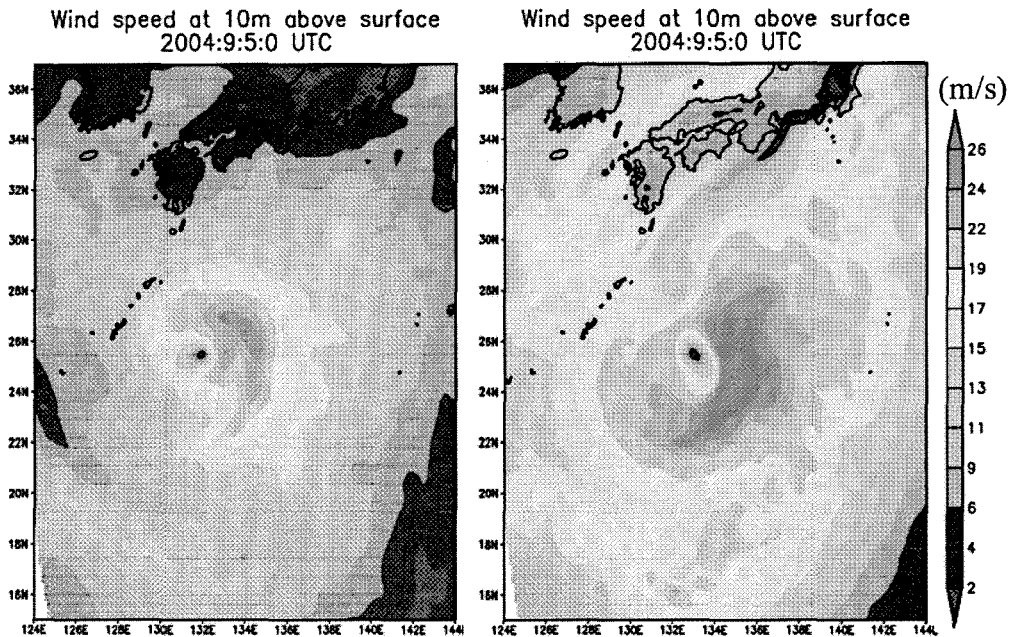


図-19 T0418を対象とした海水温上昇に伴う海面風速の相違の計算例
(右：現状，左：2℃上昇)

5.2 海水温上昇に伴う高潮の強大化

海水温の上昇に伴い台風がどの程度巨大化するかを大気・海洋の相互作用を考慮した数値モデルで試行的に再現してみた。計算は、T0418を対象として、台風(MM5)と海洋(MITgcm)の相互作用を考慮した数値解析を行った。現状の場合と海水温が2℃上昇した場合の海面風速の差を図-19に示した。

海水温の上昇が海面風速を大幅に増大させている様子が計算されている。

5.3 まちづくり津波・高潮防災の必要性

ハザードマップを作成し、津波防災を検討する場合、必ず住民参加型で進めるべきである。来襲津波の設定をどのように行うのか。災害危険区域の設定をどのように受け入れるのか。鉄筋コンクリート・ピロティー化をどの程度進めるのか。個人財産の防護との関係でこれらの問題を議論する必要がある。

1) 津波危険地域に対して：災害危険区域の設定を

行う必要がある地域の防災対策への積極的利用。

2) 浸水が見込まれる地域に対して：ハザードマップにおいて、災害危険区域ではないが、床上浸水が見込まれる区域の住民には、鉄筋コンクリート・ピロティー形式による家屋の耐浪化の導入を推奨することが望ましい。台風の巨大化や南海道地震津波発生までに30年以上の時間的猶予があるのなら、家屋の立替、補強時にこのような方法を推奨し、防災まちづくりを展開することが有効である。このような防災対策は、行政だけでは十分に対応できない場合が多いので、地域の大学、NGO、民間活力による家屋の耐浪化の導入運動の展開が望まれる。

参考のために、写真-2に2008年のハリケーンIKEによるガルベストンの高潮氾濫災害の様子を示す写真を載せておく。この写真に見られるようにガルベストン沿岸では大半の家屋がピロティー形式になっており、ここでは高潮のために海岸堤防は破堤して海水が陸域に氾濫しているが被害は軽微であることが想像できる。



写真-2 2008年のハリケーンIKEによるガルベ
ストーン湾沿岸の高潮氾濫の様子

6. おわりに

以上、高潮数値防災と題して、高潮現象とその数値解析手法、防災研究への数値シミュレーション法の活用について、著者らの行ったこれまでの研究成果を中心にまとめて示した。我田引水的な点は寛容な目で見ていただき、使える所だけ参考にし、高潮数値防災研究をさらに進展させていただければ、大きな喜びである。

この研究の主要部分は京都大学防災研究所で実施した研究成果であり、第三世代モデルと位置付けた「環境シミュレーター」は広島大学大学院国際協力研究科で完成させたものである。環境シミュレーターは、教育と研究の両面で地球・地域環境システムを理解するツールとして現在も進化を続けている。これらの研究は、多くの共同研究者、学生諸氏の協力の基に得られたものであり、関係各位の努力に敬意を表す。今後は国際協力の一環として、アジアの主要大学への移植、これを基盤とした共同研究を実施し、地球環境問題解決のための意思決定ツールとして実用化する方向で研究活動を展開する予定である。

参考文献

- Chang, S.W.(1979): The response of an axisymmetric model tropical cyclone to local variations of sea surface temperature, *Mon. Weather Rev.*, 107, 662-666.
- Bender, M.A, I. Ginis and Y. Kurihara (1993): Numerical simulations of tropical cyclone-ocean interaction with a high-resolution coupled model, *Jour. Geophys. Res.*, 98, D12 23245-23263.
- Delft University of Technology (2004) : SWAN Cycle III version 40.41 USER MANUAL.
- Emanuel, K. A. (1986): An air-sea interaction for tropical cyclones, 1. Steady-state maintenance, *J. Atmos. Sci.*, 43, 585-604.
- HSPEXP (Users Manual for an Expert System) for Calibration of the Hydrological Simulation Program -Fortran (1994), By Alan M. Lumb, Richard B. McCammon, and John L. Kittle, Jr., U.S. GEOLOGICAL SURVEY, Water-Resources Investigations Report 94-4168, Reston, Virginia.
- Kim K.O. and T. Yamashita (2005): WIND-WAVE-SURGE COUPLED MODEL: APPLICATION TO STORM SURGE SIMULATION IN THE BAY OF BENGAL, *Asian and Pacific Coasts 2005*, 1590-1604.
- MITgcm HP:http://mitgcm.org/pelican/online_documents/node2.html
- Nagai H. (2002), Validation and sensitivity analysis of new atmosphere-soil vegetation model, *Journal of Applied Meteorology*, 41, 160-176.
- NCAR Web site for MM5:
<http://www.mmm.ucar.edu/mm5/mm5-home.html>
- NOAA Earth System Research Laboratory (ESRL)HP :
<http://www.cdc.noaa.gov/ClimateIndices/>
- NOAA National Geophysical Data Center (NGDC) HP :
<http://www.ngdc.noaa.gov/stp/SOLAR/getdata.html>
- North Atlantic Oscillation (NAO) HP : <http://www.ideo.columbia.edu/res/pi/NAO/>
- Smith, S.D. and E.G. Banke (1975) Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed. *Quart. Journal of Royal Meteorological Society*, 101, 665-673.
- Tolman, H.L. (2002), User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 2.22, MMAB
- Tuleya, R.E. and Y. Kurihara (1982): A note on the sea

- surface temperature sensitivity of a numerical model to tropical storm genesis, *Mon. Weather Rev.*, 110, 2063-2069.
- Wolter, K. and M.S. Timlin (1993) Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index, *Proceeding of the 17th Climate Diagnostics Workshop*, Norman, Oklahoma, 52-57.
- Wolter, K. and M.S. Timlin (1998) Measuring the strength of ENSO events: How does 1997/1998 rank?, *Weather*, Vol.53, No.9, 315-324.
- Woods, T.N. and J. Lean (2007) Anticipating the Next Decade of Sun-Earth System Variations, *EOS*, Vol.88, No.44.
- Yoshimura, H. (1979) Solar-cycle period-amplitude relation as evidence of hysteresis of the solar-cycle nonlinear magnetic oscillation and the long-term (55 year) cyclic modulation, *Astrophys. J.*, Vol227, Issue 3, 1047-1058.
- (財)沿岸開発技術研究センター (2001) : CADMAS-SURF数値波動水路の研究・開発 数値波動水路の耐波設計への適用に関する研究会報告書.
- 金 庚玉・山下隆男・桜庭雅明(2008) : 極浅海域における高潮の数値解析, 海岸工学論文集, 第55巻, (印刷中).
- 金 庚玉・李 漢洙・Mohammed Haggag・山下隆男 (2006) : 大気・波浪・海洋結合モデルによるハリケーンカトリーナの高潮場のシミュレーション, 海岸工学論文集, 第53巻, 416-420.
- 金 庚玉・山下隆男(2004) : 大気・波浪・海洋結合モデルによる台風9918号の高潮・高波の追算, 海岸工学論文集, 第51巻, 236-240.
- Fitri Riandini, 山下隆男 (2005), 高濃度底泥の沈降・輸送モデルと移流・拡散型圧密方程式のECOMDSEへの導入, 海岸工学論文集, 第52巻, 991-995.
- 山下隆男・仲村佳輝・宮城栄喜・岡 秀行・西岡陽一・竹内 仁・喜屋武 昂・星 宗博 (2008) : 沖縄県沿岸域における津波・高潮の浸水・被害予測, 海岸工学論文集, 第55巻, (印刷中).
- 山下隆男 (2005) : ハリケーン・カトリーナによるニューオーリンズの高潮災害, 土木学会誌, 39-43.
- 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, 291-295.
- 山下隆男・別宮 功・ギャリー ワトソン(1996) : 陸上地形および表面粗度を考慮した高潮の数値計算, 海岸工学論文集, 第43巻, 266-270.

Abstract

Computational Disaster Prevention Study for Storm Surges

Takao YAMASHITA

Professor

Graduate School for International Development and Cooperation

Hiroshima University

1-5-1 Kagamiyama, Higashi-Hiroshima 739-8529, Japan

E-mail:tkoyamashita@hiroshima-u.ac.jp

This article summarizes the computational disaster prevention researches for storm surges in which atmosphere-ocean interaction through sea surface wave action plays a key role of numerical simulation of surge phenomena. Recent development of storm surge simulation model strongly depends on introduction of meso-scale meteorological model (MM5). This progress of the storm surge model can be defined as the second generation model. As the third generation model for storm surges, a regional environment simulator (water circulation numerical system) that is the coupled system of atmosphere, ocean, land surface and river/coastal modules is proposed. Adaptation measures for storm surge disasters with consideration of global warming, climate change and its fluctuation are also discussed. Finally a community-based disaster prevention with town planning is introduced as an effective measure for tsunami and storm surge disasters.

Key Words: storm surge, computational disaster prevention research, climate change