

特集 記事

自然災害研究の方法論

編集委員会

企画・総括 高橋 智幸*

編集担当 伊津野 和行**・北園 芳人***・橋本 晴行****・牧 紀男*****

本特集の趣旨

高橋 智幸*

自然災害は自然界で発生する物理的現象であると同時に、人間社会と接触することにより人的および経済的被害を引き起こす社会的現象としての側面も合わせ持つ。よって、自然災害とそれによる被害の発生メカニズムを理解するためには、自然科学および社会科学の両面からのアプローチが必要となる。このように自然災害は複雑な研究対象であるため、現在実施されている研究方法はインタビューや測量などの現地調査、直接的あるいはリモートセンシングなどによる観測、縮尺模型や単純化したモデルによる室内実験、さまざまな計算スキームによる数値シミュレーションなど極めて多岐に渡っている。さらに、それぞれの分野における研究レベルの向上にともない、研究内容はより専門的で高度になり、細分化が進んでいる。そのため、自然災害の研究者であっても、直接研究対象としていない災害に関しては、その研究方法について意外と知らない場合が多い。しかし、他の自然災害に関する最先端の研究方法をすることは、自らの災害研究の幅を広げるとともに、自然災害研究者間の相互理解にもつながるため大変有益である。また、複合災害や広域災害に

備えるためには、関連する多くの災害についても知っておくことは重要である。

そこで、本特集では様々な自然災害に関する研究の最前線で用いられている研究方法をそれぞれの専門家に紹介していただくことを目的にしている。その際、専門が異なる自然災害の研究者でも理解しやすいように、執筆者の方々には具体的かつ平易な説明を心がけていただいた。また、それぞれの災害や研究方法によってスタイルは異なるであろうから、記事の構成や方向性を全体的に統一することはあえて行わなかった。むしろ、それぞれの記事が個性的である方が、災害研究の多様性を読者に理解してもらえんと思っている。

今回は紙面の都合上8編に絞ったが、これら以外にも紹介したい自然災害や研究方法はたくさんある。また、企画担当者の不勉強のため、多くの自然災害およびその研究方法をバランス良く網羅できておらず、物足りなく感じる読者も多いであろう。さらに、現時点ではまだ十分な実績を上げていないが、将来期待される研究方法などもたくさんある。よって、また別の機会に、今回取り上げることでできなかった自然災害や研究方法を紹介できればと考えている。そのためにも、本特集を読んでいただいた上で、次はこのような研究方法を紹介してもらいたい、あるいは紹介したいと

* 秋田大学工学資源学部

** 立命館大学理工学部

*** 熊本大学工学部

**** 九州大学大学院工学研究院

***** 京都大学防災研究所

いう要望をいただければ幸いである。

1. 災害史研究における災害社会史の役割

北原 糸子*

はじめに

10年前の1999年に自然災害科学の編集部の求めに応じて、貴誌に「いま、なぜ災害社会史か？」(Vol. 18, No. 1号)と題して原稿を執筆している。当時書いた内容を読み返して、この10年間にどれだけ自分の研究が深まったのかを自問すると、ほとんど答えが出てこない。要するに年を取っただけということになるが、研究論文を発表するという閉じられた領域以外のところでの活動はやってきていた。今回は、そのことをふまえて、歴史学が災害学、あるいは防災学に寄与する可能性について考えてみようと思う。

1.1 ふたたび災害社会史について

まずは、10年前にわたしが主張していた災害社会史の現状はどうかという点を押さえておこう。そのまえにこの雑誌の読者にはあまり馴染みがないかもしれない「災害社会史」とはどのような領域で成り立つ学問なのか、10年前に主張した論文を引用しつつ、簡単に説明しておきたい。

そこでは、災害社会史について、以下の5項、研究対象、領域、方法、データ、目的に分けて説明している。

- ① 研究対象は、過去に災害を受けた地域、および人々の生活再建の過程を対象とする
- ② ここでいう過去とは広く歴史時代(古代～近現代)を含む
- ③ 分析方法是、当該歴史時代資史料の解読技術と時代把握に必要な前提的知識を必要とする
- ④ データは文字化された記録類、遺蹟、伝承、など過去の災害痕跡を残すあらゆる有形、無形の資史料であり、資史料に応じて適切な分析方法を考案する

- ⑤ 研究目的は、被害を克服して社会的復興を獲得してきた歴史過程を再現し、そこからわたしたちの社会が受け継ぐべき課題を引き出す

以上を述べて、最後に阪神大震災で歴史学系の研究者や学生が震災で破壊された家屋から史料類を救出する活動や震災そのものの史料保存などがこれまでにない運動として注目され始めたことに触れている。

阪神大震災から4年が経過した当時は、この災害によって衝撃を受けた多くの研究者が既存の分野に包括されない新しい課題に挑み、その成果が徐々に発表される段階であったと思う。なかでも、特にハードな側面での防災対策は行政的要請に限らず社会が注目するところとなった。また、社会学のなかでも災害社会学は社会的認知を受ける分野となり、多数の社会学者が阪神大震災以降の被災者、被災地に関する社会調査を実施した。残念ながら、災害社会史の領域が社会的認知を受けたといえるにはほど遠い状況ではあった。しかし、阪神大震災の被災者の多くが依然として避難所生活を送っていた現状は、こうした状況を改善しないことには震災に終りが来ないという思いを被災者に限らず、災害研究者を含め、多くの人が共有した。そのことがこれから研究を進めようという若い学生たちには、災害を総体として捉えるための学問領域があつてしかるべきと思わせたし、社会が要求する問題に直接対応できるのではないかという刺激と期待を抱かせた。この点は、わたしが属している歴史地震研究会誌「歴史地震」の発表論文のうちに、歴史系、人文系の発表論文が2000年以降多少なりとも増えている状況からもいえることである¹、災害社会史を標榜する講座での学生の受講者が増えた点からも指摘できる。

さらには、特に災害に遭った地域での史料や文化財の散逸を防ぐ被災資料救出の動きなどは、その後の宮城県沖、新潟中越、鳥取県、岩手・宮城内陸地震などでも受け継がれ、いまや被災地にお

*神奈川大学

¹北原糸子「歴史地震研究会と歴史研究」『歴史学研究』2008年6月号

ける資料や文化財の救出に関わることが歴史研究者や学生の常識となりつつある現代と比べると²、災害後の処理すべきさまざまな課題や解決方法を模索していた当時とは隔世の感がある。

また、阪神大震災で心身に癒しがたい傷を負った人、ボランティアで現場に入った人、あるいは現場から離れて支援を続ける人がともに育み、共有できる「災害文化」の創生を願う動き、また、被災地での防災だけに限らず社会に広く普及させるべき「災害教育」の実践などの次世代に向けて社会の防災力を高めようとする動き³、あるいは歴史都市京都の文化遺産の防災学の提唱など⁴、阪神大震災以降の一種の文化運動ともいえる状況は予想もしなかった広がりを見せている。そうした動きを包括的に論ずる余裕は今の筆者にはないが、阪神大震災の有形・無形の影響の大きさは現代日本の災害研究全般に亘る原点とも言うべき意味をもたらしたともいえるだろう。現在、ロンドンの大英自然史博物館の地球科学部門では、阪神大震災時の神戸のスーパーマーケット店内を模したコーナーで地震の揺れを再現しているが、もはや世界が共有する地震体験となっているのかもしれない(写真1-1、写真1-2)。

さて、日本の過去の「災害文化」を展示を通して確認するという方法はどうだろう。わたしは、これを災害社会史研究を社会化する方法の一環と位置づけたい。以下はその実践記録である。

1.2 災害文化を伝える試みー災害展示

展示による災害史復元のテーマは、1999年の拙稿でも言及していなかったし、当時は思いも着かない分野だった。この具体的事例を述べる前に、ここで不用意に使ってしまった「災害文化」とい

う用語については説明しておきたい。

アメリカの災害社会学に由来する災害文化という用語は、1982年の浦河地震の分析で廣井脩が導入した⁵。学界ではともかくも、一般的にはこの用語が導入された当初の日本では違和感を抱く人々が少なくなかったはずだ。災害は歓迎されざるもの、文化は人類の高い知性を示す価値の高いものというそれぞれ相反する含意の言葉をひとつに結びつけた用語に直感的な違和感があったから



写真1-1 大英自然史博物館地球科学部門への導入エスカレーター



写真1-2 大英自然史博物館の「阪神大震災展示コーナー」

² 寺田匡宏「復興と歴史意識ー阪神大震災保存運動の現在」『歴史学研究』701号、1997年；奥村弘「震災資料の調査・保存・活用」神戸大学＜震災研究会編。『阪神大震災研究 五 大震災を語り継ぐ』神戸新聞総合出版センター、2002年；奥村弘・佐々木和子「大災害の記録事始めー阪神淡路大震災資料の保存活用をめぐる」岩崎信彦・田中康雄・林勲男・村井雅清編『災害とともに生きる文化と教育』昭和堂、2008年；「災害と資料」(新潟大学災害復興科学センターアーカイブズ分野発行、現在2号まで発行) など

³ 岩崎信彦・田中康雄・林勲男・村井雅清編『災害とともに生きる文化と教育』昭和堂、2008年

⁴ 立命館大学文化遺産防災学「ことはじめ」篇出版委員会『文化遺産防災学』ことはじめ篇、アドスリー、2008年

⁵ 北原糸子「災害常襲地帯における災害文化の継承ー三陸地方を中心として」(『災害多発地帯の『災害文化』に関する研究』研究代表首藤伸夫、平成4年度科学研究費補助金(重点領域研究1)研究成果報告書、平成5年3月、所収)

であろう。しかし、学術用語にとどまっていたこの言葉は、阪神大震災以後、人によりその定義に違いはあるものの、被災者や現地での救助に携わる人々に限らず、阪神大震災に関するテレビ報道や情報を遠くはなれた土地で見聞きした人々の災害に対する感覚をも包括的に指し示す言葉として、一般社会においても違和感なく受け入れられるようになったと思われる⁶。それほどに阪神大震災の社会的衝撃度は大きく、罹災の有無を問わず多くの人々が報道や情報を通してこの震災についての災害像をそれぞれに形成していたということでもある。

さて、ここでわたしが唱える災害文化とは、日本の歴史災害の資料をみてきたものとして、阪神大震災に関する災害文化に限定してはいない。災害列島日本といわれるように、日本の各地では突発的自然災害に襲われた歴史を経験してきているものの、多大の被害を受けながらもそれを克服し、地域に刻み込まれた歴史と記憶も持っているところが多い。わたしがここでいう災害文化とは、こうした過去の災害の記憶や記録が地域に留められ継承されてきた総体を意味する言葉として使用している。

こうした地域に留められた災害文化の一端を博物館という場で再現して、観覧する人々がそれに直接触れることで、災害文化「共有」の場を作りだすことが出来るのではないかと考えた。つまり、博物館における災害展示を企画するということである。以下は、それらの実践と、振り返ってみての自己総括である。

1.2.1 展示事例1「ドキュメント災害史—1703～2003 地震・噴火・津波、そして復興」(国立歴史民俗博物館主催特別展示、展示期間2003年7月8日～9月21日、観覧者約4万人)

「ドキュメント災害史」展は、国立歴史民俗博物館による外部公募展示企画の募集に応募して2000年度に採用され、実現した企画であった。3ヵ年

に亘る災害展示のプロジェクトチームが作られ、2ヵ年の研究期間とその成果を踏まえた1ヵ年の展示企画を経て展示公開に至るという長丁場の経過を辿るものであった。わたしは企画応募者として、地震学、津波学、火山学、地理学、歴史学の分野からそれぞれ担当していただけたような研究者20名に参加を依頼し、さらに国立歴史民俗博物館から展示に関する専門家の参加をお願いしてこのプロジェクトを実施した。

展示タイトルに明らかなように、日本の江戸時代を中心とする自然災害の歴史を中心にして、最後に阪神大震災を取り上げて現代社会に位置づけることと、自然災害のメカニズム分析だけではなく、罹災後の復興過程についても可能な限り取り上げられることを展示の基本方針とした。展示可能な資料のある災害を選び、それらに関するこれまでの災害研究の成果を整理して、全体の流れの中に位置づける作業は、結局のところ研究期間の2ヵ年を要した。

重要なことは展示企画に参加していただける研究者の人選である。この過程でわたしがもっとも感心したのは、災害研究者たちはそれぞれの研究対象が社会的に活用されるという点では、展示に関する具体的イメージがなくても、企画への参加を快諾されたことであった。すでに学界で功なり名遂げた大家と呼ぶに相応しい諸先生、中堅の手堅い研究歴を持つ先生方にもごぞって参加していただいた。しかし、もっとも困難であったのは歴史系の研究者への説得であった。歴史系の人々を募り、災害の復興過程を展示で再現するという点はわたし自身が主張する災害社会史の実現のひとつの場として欠かせないものであったにもかかわらず、色よい返事をいただくことは困難であった。5年前とはいえ、当時は博物館に勤務する学芸員でもなければ、展示に関する具体的なイメージと持つ研究者は少なく、プロジェクトへの参加を呼びかけても快い返事がいただけなかったのである。そもそも災害研究という分野自体が日本の歴史学のなかでは形成されていなかったからである。

国立歴史民俗博物館の企画展示の4室、およびエントランスホールと展示室に通じる階段全体を

⁶ 田中重好「大都市災害の無力感にどう対処するのか—後衛の災害研究—」『自然災害科学』Vol. 18, No. 1, 1999年

使うというここで許される最大限の空間を使い、各地から災害の歴史展示に相応しい貴重な資料、たとえば、隆起以前の象潟を読んだ芭蕉の自筆の俳句や同じく隆起以前の象潟屏風といった文化財から善光寺地震で罹災した寺院の災害復興資金集めに使われた富くじ箱の模型での富みくじ実演(写真1-3)、あるいは2000年雲仙普賢岳噴火で破損したオートバイや公衆電話に至るまで多様な展示品が会場に集められ並べられた。津波の実験展示など歴史系の博物館としては、かつてになかった企画も取り入れた(写真1-4)。当時の漫画として若者に人気の鯨絵も布地に印刷して天井から下げるなどの遊びも取り入れた(写真1-5)。約2ヶ月半の間、千葉県佐倉市の国立民俗歴史博物館に足を運んでいただいた方は4万人に達した。図録



写真1-3 善光寺地震後の復興資金募集に使われた富くじ箱の模型(国立歴史民俗博物館展示)



写真1-4 津波高の再現コーナー(国立歴史民俗博物館展示)

を発行し、外国へ日本災害史研究を情報発信すべく、英語の翻訳を加えた(写真1-6)⁷。また、この展示で注目されたことは展示過程を「展示通信—歴史・災害・人間」という情報誌を発行して、展示情報を逐次公開したことである。歴博20周年を記念しての新企画であり、歴博の教員、職員、さ



写真1-5 安政江戸地震の鯨絵コーナー(国立歴史民俗博物館展示)

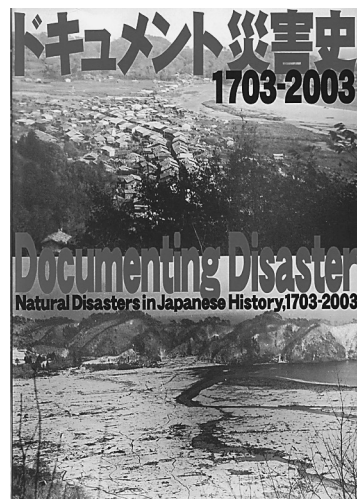


写真1-6 図録『ドキュメント災害史1703-2003』(国立歴史民俗博物館, 2003年)

⁷『ドキュメント災害史1703～2003～地震・噴火・津波、そして復興～』国立歴史民俗博物館, 2003年

らには会場での説明を担当していただいたボランティアの方々の協力を得て、3カ年を掛けた展示企画を大過なく終了することができた。

なお、当時丁度開館したばかりの雲仙岳災害記念館において、歴博展示の巡回可能な展示物を再構成した企画展を行った（展示期間：2003年11月17日～2004年1月8日）。

この展示を通して、研究論文発表という次元では味わうことのできない大勢の人々との展示場での交流は災害史を社会化する、言い換えれば、災害社会史からの情報発信の実験であった。それに劣らず予想しなかった大きな成果と考えられるのは、災害に関わる異なる分野の研究者同士が、どうすればわかりやすく事の本質を人々に伝えられるのかについて真剣な議論が展開されたことである。これは対象が防災という研究成果の社会化が必要な災害だからこそ実現できたことでもあると考えている。

1.2.2 展示事例2「地図にみる関東大震災」（国土交通省地理院主催、歴史地震研究会後援、展示期間2008年9月8日～11月3日）

これは2008年9月末現在、なお展示期間中の現在進行形のものである（写真1-7、写真1-8）。主催者は国土交通省国土地理院だが、歴史地震研究

会が展示企画と図録の作成を担当した。歴史地震研究会の責任者という立場上、わたしは展示企画、図録の作成全般に関わった。行事委員会が組織され、第25回研究大会（2008年9月13日～15日）に付属するイベントとしてこの展示が企画されたのである。

展示の目的は国土地理院の前身である参謀本部陸地測量部が関東大震災時に被害地を測量し、被害やその他の情報を書き込んだ地形図を展示することである。この地図は、当時地図作成の国家機関であった参謀本部陸地測量部の測量担当者94名が震災後の9月6日～15日までの間、東京市内と近郊、小田原熱海下田方面、松田惣領・山北・御殿場、沼津方面、加知山・飯山・白浜・南浅夷方面、甲府・八王子方面の5方面に震災に伴う地形地物交通網の変化を調査して地図のその情報を記したものであった。ここには地形地物の変化のみでなく、東京市内近郊の避難民や周辺地域での朝鮮人に関する流言の有無なども書き込まれており、震災直後の戒厳令下における住民状況の把握も兼ねたものであったと推定される。

国土地理院主催、震災応急測図の公開展示という趣旨を生かす構成とするために、地震学、地質学、地形学、歴史学のそれぞれの分野の専門家によって展示構想が立てられた。目玉の震災応急測図の生々しい記述からは、大震災下の混乱状況のなかでの調査の臨場感が匂い立つ。この災害がも



写真1-7 「地図にみる関東大震災」展のビラ



写真1-8 「地図にみる関東大震災」の展示場風景（国土地理院内「測量と地図の科学館」展示場）

たらしめた社会的緊張の強さを語ってあまりある。地図に書き込まれた情報を読み解くだけでなく、当時の社会の雰囲気伝える資料にじかに接することは知識を得るというだけに終わらない展示のもうひとつの余興であろう。地図の専門分野の機関が担当するということもあり、図録には可能な限り震災後に調査作成された地図を収録、解説を加えた⁸。

いまだ開場したばかりであって、厳しい批評も聞えては来ないが、旧字体で書き込まれた詳細な情報が読み解けない若い年齢層へのために、さらにひと工夫をあってしかるべきであったと反省してはいるが。

1.2.3 事例3 かわら版・鯉絵にみる江戸・明治の災害情報—石本コレクションから (東京大学総合図書館, 2008年10月24日～11月26日)

これはまだ展示展開がなされていない。しかし、図録の編集、展示構想はほぼ固まり、現在は図録編集の最終段階である(写真1-9)。石本コレクションは、石本巳四雄第2代地震研究所長(在

任期間1933年～1939年)が収集した江戸・明治を中心とする災害に関連するかわら版・鯉絵を中心とするものである。所長を務めた地震研究所にも同類のものが数多く所蔵されているが、今回は東京大学総合図書館にあるもののみを対象とする。この展示はわたし個人が企画を依頼されたので、歴史災害史に詳しい若手研究者、あるいは鯉絵などを博物館で長年手掛けてきた学芸員の参加を募り、協力いただいた。また、災害かわら版・鯉絵のうち、江戸・明治中期にいたる災害関連のものを選択したため、災害そのものについても最新の研究成果をパネルで示すことにし、地震学者、火山地形学の専門家にもご参加いただいた。

こうした個人のコレクションを展示するケースははじめての経験ではあるが、収集された鯉絵を含む江戸時代の災害かわら版、明治以降関東大震災にいたる間の噴火、津波、地震などの大災害に際して出版された鯉絵類を数多く備えている点では災害関係者にとっては貴重なコレクションとなるはずである。

今回ははじめての公開であるから、災害ものに関して全体の傾向が把握できるような構成とした。全体で582点のコレクションのうちには温泉案内や富士山や浅間山などの火山の名所絵、なども100点以上含まれるが、特に多くを占めるのは安政江戸地震の時に出版されたかわら版・鯉絵で、この数は244点に上る。温泉や火山の名所絵も災害学者として食指が動くものであったのだろうが、安政江戸地震のものが突出する理由はなぜなのか。この展示では、個人コレクターの展示ということも踏まえて、コレクター石本巳四雄とコレクションとの関係を考えてみることにした。図録には、読みにくいかわら版類の解説文も掲載し、巻末にコレクション目録を掲載して、広く利用の便に供する予定である。

1.3 まとめに換えて

災害展示はいまや珍しいものではない。阪神大震災後設けられた人と未来防災センターや雲仙普賢岳噴火後に雲仙岳災害記念館においても災害発生メカニズムの解説などともに、臨場感を狙っ



写真1-9 「かわら版・鯉絵にみる江戸・明治の災害情報—石本コレクションから」展のポスター(東京大学総合図書館)

⁸ 歴史地震研究会編『地図にみる関東大震災』日本地図センター, 2008年

た展示構成が採られている。しかしながら、過去の災害の絵図や文字の資料が多く残されているものの、それらを活用して、そこから現代社会に生きるわたしたちが有効な情報を受け継ぐ道筋は必ずしも確保されているわけではない。何百年、何十年という長い期間を秘かに蔵や収蔵庫の片隅で過ごしてきたこれらの資料類は至って寡黙である。これらの資料類に何かを語らせるには工夫が要るし、そのさまざまな語りにわたしたちが耳を傾けてこそ、これらの資料を現代に生かすことができる。そのひとつの手段としての展示は、遠い過去の災害を現代社会のなかで生かす有効な方法だと考えるのである。10年前に唱えた災害社会史の現状の一端を伝えて、稿を閉じることにしたい。

2. 災害エスノグラフィーとインタビュー

林 勲男*

2.1 はじめに

「調査などいらない。それより何を持ってきてくれたのか」。ある被災地で来訪の趣旨を説明した私に、その言葉が返ってきた。

大規模な自然災害が発生すれば、被災地に大量に集まってくるのは救援物資とボランティアを含めた支援者、そしてマスコミと研究者である。上の住民の言葉は、半ば予想していた反応であった。「住民の視点」「被災者の視点」からすれば、大学や研究機関に所属する研究者が、たとえ地元行政の紹介で、あるいは行政の担当者と共に調査目的で訪れたとしても、次から次へとやって来るマスコミの取材とそう大差はない。被災地の人びとは、繰り返されるインタビューや、アンケートの同じような質問に辟易している。

災害被災地での調査というと、ハザードの大きさや建造物の被害状況を把握するための実地調査か、被災者の生活への影響を調べるアンケート調査あるいは質問票による面接調査を思い浮かべる人が大半であろう。しかしその一方で、社会現象

としての災害実態をより詳細かつ総体的に把握し、記述する方法としてのエスノグラフィーへの関心が高まっている。

エスノグラフィーを用いた災害研究には、二つの方向性がみとめられる。一つは、体験者（被災者および災害対応者）の視点から、災害の状況、本人や周囲の人びとのとった判断や行動、その相互関係などを詳細に聞き取って記録することで、災害過程の総体的理解を得ようとするもの。もう一つは、やはり体験者の視点を重視しながら、災害の直接的・間接的影響や個人・集団・組織の対応状況とその相互関係を数年あるいはそれ以上の長期にわたり詳細に調査し、災害発生以前の社会・文化状況に照らしあわせて、当該の災害そのものの理解を深めようとするものである。両者ともに、災害という非日常状況を、人びとの生活の背景となる社会構造や価値体系との関連性において捉えようとする点では共通しており、災害の多層性・複雑性を解明することで、防災力・減災力の増進に寄与するものと考えられている。

エスノグラフィー調査では、調査者が一方的に聞く側に立つのではなく、互いに影響しあう相互行為関係に、さらには対象地域の社会関係に参入し、そうした相互行為の結果として、インタビューや観察によるデータを収集していく。したがって、冒頭に紹介したような反応は、被災後間もない調査地では決して珍しいものではない。

2.2 フィールドワーク

2.2.1 人類学的フィールドワーク

社会・文化人類学（以下、人類学）では、1年あるいはそれ以上にわたって現地に住み込んでの調査を行う。多くの場合が、海外のいわゆる「異文化」での単独調査である。「住み込む」ということは、その土地の言語を習得し、社会生活に参加することが求められる。社会生活に参加しながら、観察やインタビューを主な手段として、「住民の視点から（from the native's point of view）」の物事の見方や出来事の解釈の仕方、さまざまな課題解決のプロセスを理解し、それをフィールドノートに記録していく。そのフィールドワークで収

*国立民族学博物館 / 総合研究大学院大学

集したデータを、研究テーマおよび調査地域に関する先行研究などの文献資料と総合させて書き上げるのが民族誌、すなわちエスノグラフィーである。そして多くの人類学者は、研究テーマに関する現象の変化と持続性を捉えるため、あるいは新たなテーマを持って、同じ調査地でのフィールドワークを断続的に継続していく。

当然のことながら、こうした長期間に及ぶフィールドワークにはさまざまな困難が伴う。それらの問題を解決していくプロセスの中で、対象社会・文化への理解も深まっていく。とりわけフィールドワークの初期段階で重要なのは、研究という名目はあるにしても、フィールドワーカーはその社会の住民からすれば他所者の一人にすぎず、これからその地域のことを学んでいくという姿勢である。調査地では、この他所者に対して関心を持つ人もいれば、まったく持たない人もいるし、警戒心や猜疑心を持たれることも珍しくない。そして人びとの対応は、調査者との相互関係性に依存し、変化するものである。

2.2.2 量的調査と質的調査

人類学ほどの長期間に及ぶ調査は稀だとしても、研究者自身が現地に赴いてフィールドワークを行うことは、すでに社会科学のさまざまな分野で行われている。そして社会現象に関するデータ収集法は、一般に量的調査と質的調査に分けられる。量的調査とはデータを統計処理可能な形で収集するもので、十分な標本数の確保と効率化を図るためにアンケートを実施したり、直接面接の方法を採用するにしても、あらかじめ準備した質問

リストに即した形での、一問一答方式が基本である。一方の質的調査は、参与観察や聞き取りによって、個人の体験やその周囲の人びととの関係、体験に関する考えや感情などについても詳細に記述していくため、短期間に効率よく大量の標本数を確保することはできない。

表2-1に示すとおり、量的調査と質的調査は、それぞれに有用性が異なるため、調査の目的によって使い分けなければならない。ただ、質的調査の訓練プログラムを確立することは難しく、経験の蓄積、調査者の資質や能力に依存する部分が大きいので、検証可能性を重視する「科学的な」方法ではないとの批判も受けやすい。確かに、収集データの質が調査者次第という「職人芸」に近い側面はあるが、それは決して否定されるべきものではなく、社会現象の性質によっては、むしろ必然的な調査方法であるし、調査者の経験や資質、能力が正確なデータを収集する必要条件であることは、量的調査のための質問用紙を作成する場合でも同様であろう。

エスノグラフィーは、量的調査を全く実施しないわけではないが、質的調査をデータ収集の中心に据え、行為者の視点に立ち、その個人が自らの体験に基づいて構築した現実（リアリティ）の多様性を、インタビューによって具体的な事例として収集し、それら相互の関係性あるいは個々の事例を成り立たせている社会構造や政治・経済的状况、さらにはそれらの歴史的経緯や価値体系などの解明と、それらに照らした具体的事例の理解をめざすものである。

表2-1 量的調査と質的調査の比較（間淵 2006）

	質的調査	量的調査
調査・分析の手法	主観的	客観的
調査・分析手続の透明性	低	高
調査可能な標本数	少量	多量
調査内容の臨機応変度	高	低
調査に必要な能力の修得方法の標準化	困難	容易
調査結果への感情移入	容易	困難
調査結果から母集団の状況を推計すること	不可能	可能

2.2.3 ラポールの形成

人類学におけるフィールドワークの先駆者であるマリノフスキーは、フィールドワークについて4つの基準ないし条件を設けた。それらは、(1)現地での長期滞在、(2)現地語の習得、(3)現地社会の一員として受け入れられること、(4)現地の人びととの間に信頼関係(ラポール)を築くこと、である(マリノフスキー 1967)。災害に関する現地調査を実施しようとする研究者のほとんどは、異文化での長期滞在型のフィールドワークは行なわないとしても、面会を重ね、個人の体験や見解について詳細に調査しようとする場合、信頼関係の形成は不可欠である。

だが、信頼関係を形成したからといって、必ずしも調査対象者の「本音」を引き出せるとはかぎらない。そもそも「本音を引き出す」と考えること自体が、体験のすべてを言語化できるとの誤った前提に立つ危険性を含んでいる。ましてや九死に一生を得、今後の生活に不安を抱いている段階の被災者が、いつ、どのような状況で自らの体験を語り出すことができるかは、かなりの個人差がある。また、確かに体験の語りには「本音」と呼べるものもあることは事実であるが、語りとは体験そのものというよりも、語り手による体験の解釈であり、語りという行為はかなり状況に依存した、流動的で変化しやすいものであることを忘れてはならないだろう。それは決して「建て前」とか「嘘」というものではなく、個人が自分の体験を語る際の特徴と認識すべきである。

長期の住み込みはせずとも、数年あるいはそれ以上の期間にわたって被災地の変化を追う目的で、断続的なフィールドワークを実施する研究者は増えているようである。そうした研究者は、当然のことながら研究成果の現地への還元が期待されるのと同時に、調査完遂の目的だけで信頼関係を築くことは難しく、信頼関係は対象地域への参加によって形成される社会関係に大きく依存することに気づくであろう。

2.3 エスノグラフィック・インタビュー

「エスノグラフィー」という言葉は、フィールド

ワークの結果をまとめた報告書という意味以外に、フィールドワークという調査方法やその調査の作業プロセス自体を指しても用いられる。後者の意味で用いる場合にも、「グラフィー(-graphy)」が示すように、フィールドワーク中にメモをとったりフィールドノートを整理したりと、書く行為あるいは書いたものが重要視されていることがわかる。フィールドワークの方法や、エスノグラフィーを完成させる作業手順については、近年多くの書籍が出版されている(例えば、桜井, 2002; 佐藤, 2002, 2008)ので、詳細はそれらに譲るとして、ここでは私の経験に基づいてインタビュー調査について述べておきたい。

エスノグラフィーでは当事者の視点を重視するため、インタビューによって収集されるデータの重要度が高い。インタビューというと、時間と場所をあらかじめ設定した面接調査を思い浮かべやすいが、フィールドワーク中、当事者からの話を聞く機会はさまざまな場面で訪れる。もちろん、調査者と被調査者の双方にとっての限られた時間や質問内容を考慮して、面接調査を設定することは時には必要であるが、そうしたフォーマルなセッティングとは別に、前もって考えていた質問ではなく、シチュエーションに応じて必要な情報を尋ねることはよくある。

すでに述べたように、エスノグラフィーのためのフィールドワークでは、調査地の社会関係に参加することも必要であり、インフォーマルな場面で言葉を交わす機会も多い。調査テーマにとって必要な情報とは何か、それはいつ、どのような場面で誰に質問するのが適切か、などを常に意識すべきである。言い換えれば、インフォーマルな場面で観察したことや質問への答え、面接調査での質問に対する答えの中から、新たな「意味のある問い」を発見していくことが重要だと言える。

インフォーマル・インタビューでは、その内容をその場でレコーダーやメモなどに残すことはせずに、後で忘れないうちにメモを取っておき、さらにそのメモを参考にしながら、記憶が鮮明なうちにその時の状況と答え方などの情報も含めてフィールドノートに記録しておく。ただ、時には

調査モードをオフとし、調査地域の人たちとの親交を深めることも必要である。酒の席で重要と思われる情報を得ることはよくあることだが、なんとかメモに記録したもの、翌日になって、なぜその情報を重要と考えたのかがわからなくなってしまっていることも時にはある。

エスノグラフィー調査の特徴の一つは、調査地で得た新たなデータから調査の焦点を絞っていく、仮説を組み立て、その検証に必要となるデータを収集するのに、誰に、どのような設定でインタビューをしたらよいかを調査中に常に考えることである。そのためには、インフォーマルおよびフォーマルなインタビューで得た情報をこまめにメモし、そのメモをもとにして、その日のうちにフィールドノートをまとめる作業をすることである。フィールドノートは、データを得た状況や他のデータとの関係性、新たに発見した問い、仮説なども同じノートに記述しておいたほうが、後で読み返した時、とくにエスノグラフィーをまとめる際に役立つ。

収集したデータを総合し仮説を構成し、それを検証するための質問を練ることが質問の構造化であり、仮説検証の質問の場としては、調査者と被調査者の役割が明確なフォーマル・インタビューの設定が適切である。佐藤はフィールドワークにおけるさまざまなインタビューについて、簡潔な図に整理している（図2-1）。

面接調査あるいはフォーマル・インタビューに

ついては、社会調査に関する多くの本にその方法が書かれているので、それらを参考にして欲しい。災害調査に限らず、フィールドワークとりわけエスノグラフィー調査では、インフォーマル・インタビューとフォーマル・インタビューの両方を、データ収集の進展に応じて適切に組み合わせていくことが必要である。

2.4 災害エスノグラフィー

「はじめに」で、災害研究におけるエスノグラフィーには二つの方向性があると指摘した。一つは、災害発生直後から復旧・復興期にかけての災害過程に焦点をあてたもので、災害の現場に居合わせた被災者や災害対応者に直接インタビューし、彼らの視点から災害像を描くものである。日本では阪神淡路大震災に関する研究において、研究者個人の資質や能力への依存部分が大きいというエスノグラフィーの特質を乗り越えるため、インタビューとデータの体系化のための標準的手法の開発も試みられ（林・重川, 1997; 田中・林, 1998; 田中・林・重川・浦田・亀田, 2000・2001）、他の災害への応用も行われている（田中・重川; 2002）。これらの研究は、調査対象者が語った内容を、現実起きた出来事の断片的な体験の語りとして扱い、それらを集めて体系化することで災害過程の全体像を再構成しようとするものである。その一方で、調査対象者自身による体験の解釈やその解釈に基づく語りの内容や語り方は、災

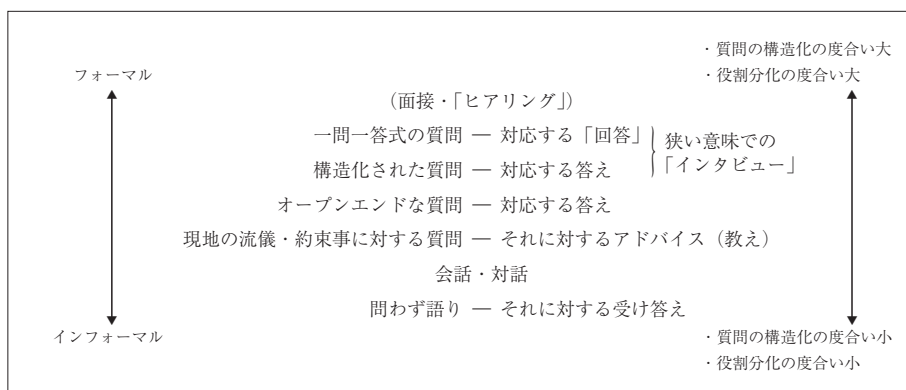


図2-1 様々なタイプのインタビュー（佐藤 2002）

害体験のみによって形づけられるものではなく、それまでの人生経験が大きく影響しているわけであり、語り手の人生経験というコンテクストに照らした、語りのテキスト分析の可能性が開けてくる事実を見逃してはならない。

もう一つの方向性として、体験者の視点に立ち、災害の様相を長期にわたり調査し、それを現出させた地域社会の特徴を、社会・経済・政治等における人間活動をとらえて構築されたものとして、その総体を共時的のみならず通時的に解明しようとするエスノグラフィーも書かれている (Oliver-Smith 1986; Bolin, R. and L. Stanford 1998など)。例えば、エスニシティ・ジェンダー・宗教・年齢・貧富などの差異が、救援物資の配給や生活再建支援策の適用において何らかのファクターとして働いたかどうかの状況把握は、詳細な具体的データの収集を必要とする。これらのファクターが当該地域での災害に対する社会的脆弱性を構成する要素としていかに再生産されるかは、日常生活における人びとの活動にまで注目することが不可欠である。それは脆弱性の再生産や、そのプロセスの背景となる価値観や社会・経済・政治構造の同定、さらには対策を要する課題などを明確化することにも連なっている。

人類学や社会学がこれまで洗練させてきた、フィールドワークやエスノグラフィーの方法・課題・可能性についての議論を踏まえないと、単に現地へ赴き、災害体験を直接聞き取り、それらを統合する研究者による別の語りを編集したものとしてのエスノグラフィーの量産にのみ向かってしまう危険性があることは留意すべきであろう。特定の被災地の災害プロセスに現れる特徴は、災害発生以前の社会・文化状況の反映であり、災害後の状況だけでは捉えきれない場合がほとんどである。エスノグラフィーは被災地の長期調査を必要とするが、災害後だけでなく、災害以前のその地域社会の歴史状況をも視野に収めることが不可欠である。

2.5 おわりに

質的調査は経験の蓄積、調査者の資質や能力に

依存する部分が大きく、訓練プログラムを確立することは難しいと先に述べたが、「職人」と同様、エスノグラファーを育成することは可能である。そのためには、教科書や講義に加え、フィールドワークの実習が不可欠である。しかし、災害研究だからといって、被災地でいきなり実習というのでは、調査する側と受け入れる側の双方にとって戸惑いが大きすぎるであろう。そこで災害からすでに長い年月が経過している地域か、住民による自主防災活動が盛んな地域を選択し、その地域の住民理解を得たうえで、まずは住民自身が重要と考えている課題を発見し、フィールドワークを開始するのは、そう無理なことではないであろう。人類学や社会学では、調査実習がカリキュラムに組み込まれているケースが多い。災害をテーマとしたものでなくとも、そうした実習に参加することでも多くを学ぶことができる。

さらには、フィールドワークやエスノグラフィーを重視する人類学や社会学の研究者との共同研究や共同調査を通じて、エスノグラファーの育成・訓練プログラムの開発が求められる。もはや人類学はいわゆる「未開社会」を選定してフィールドワークをおこなう学問ではなく、開発途上国の一地域を調査地としていても、グローバリゼーションのなかで人びとが対峙している現実 (リアリティ) を把握しようとしている。たとえば、国内でも開発プロジェクトの現場をフィールドとしたエスノグラフィーも出版され (小國, 2003; 石井, 2007など)、激動する現代世界に暮らす人びとが抱える問題に取り組んでいく実践人類学 (anthropology in action) も生まれている。

自然災害の社会的影響やその様相を決定する社会的・歴史的要因の解明は、詳細な調査データの統合・分析によって可能となる。人類学から生まれたエスノグラフィーは、同じフィールド・サイエンスとしての災害・防災研究においても、高い利用価値を持つものと確信する。

参考文献

- Bolin, Robert and Lois Stanford: The Northridge earthquake: vulnerability and disaster, Routledge,

- 1998.
- エマーソン, R., R. フレッツ, L. ショウ (佐藤・好井・山田訳): 方法としてのフィールドノート, 新曜社, 1998.
- マリノフスキー, B. (寺田和夫・増田義郎訳): 西太平洋の遠洋航海者, 泉 靖一 (編) 世界の名著, 59, 中央公論社, 1967.
- 林 春男・重川希志依: 災害エスノグラフィーから災害エスノロジーへ, 地域安全学会論文報告集, No. 7, pp. 376-379, 1997.
- 石井洋子: 開発フロンティアの民族誌—東アフリカ・灌漑計画のなかに生きる人びと, 御茶の水書房, 2007.
- 間淵領吾: 社会調査の諸類型(3): 調査法とデータ分析法の種類による分類—量的調査と質的調査—, http://www.k3.dion.ne.jp/%7Emabuchi/lectures/soc_res_meth06.htm, 2008年9月12日
- 小國和子: 村落開発支援は誰のためか—インドネシアの参加型開発協力に見る理論と実践, 明石書店, 2003.
- Oliver-Smith, Anthony: The martyred city: death and rebirth in the Peruvian Andes, University of New Mexico Press, 1986.
- 桜井 厚: インタビューの社会学—ライフストーリーの聞き方, セリカ書店, 2002.
- 佐藤郁哉: フィールドワークの技法—問いを育てる, 仮説をきたえる, 新曜社, 2002.
- 佐藤郁哉: 質的データ分析法—原理・方法・実践, 新曜社, 2008.
- 田中 聡・林 春男: 災害人類学の構築に向けての試み—災害民族誌の試作とその体系化—, 地域安全学会論文報告集, No. 8, pp. 14-19, 1998.
- 田中 聡・林 春男・重川希志依・浦田康幸・亀田弘行: 災害エスノグラフィーの標準化手法の開発—インタビュー・ケースの編集・コード化・災害過程の同定—, 地域安全学会論文集, No. 2, pp. 267-276, 2000.
- 田中 聡・林 春男・重川希志依・浦田康幸・亀田弘行: 災害エスノグラフィーをもちいた災害過程における共通構造に関する考察, 地域安全学会論文集, No. 3, pp. 181-188, 2001.
- 田中 聡・重川希志依: 災害エスノグラフィーをもちいた2001年9月11日ニューヨーク世界貿易センタービル災害における災害過程の分析, 地域安全学会論文集, No. 4, pp. 1-10, 2002.

3. 全国港湾海洋波浪情報網 NOWPHAS による海象のモニタリング

河合 弘泰*

3.1 はじめに

全国港湾海洋波浪情報網 (Nationwide Ocean Wave information network for Ports and Harbours, 略してNOWPHAS, ナウファス) とは, 1970年から国土交通省 (運輸省) 港湾局が中心となって整備してきた波浪観測システムである。現在も国土交通省港湾局, 東北から九州の各地方整備局, 北海道開発局, 沖縄総合事務局, 国土技術政策総合研究所, 港湾空港技術研究所が共同で運営している。その中で港湾空港技術研究所は, 全国各地で観測されたデータの集中処理・解析を担っている。図3-1は2008年4月現在の観測地点の配置であり, 61地点ある。これらの地点では毎日, 20分または2時間毎に, 20分間の水面を0.5sまたは1s間隔で測定し, 波浪の統計量を計算している。

本稿では, NOWPHASの観測機器, 解析方法, 最近の観測事例に加え, 近年の波候のトレンドについても紹介したい。

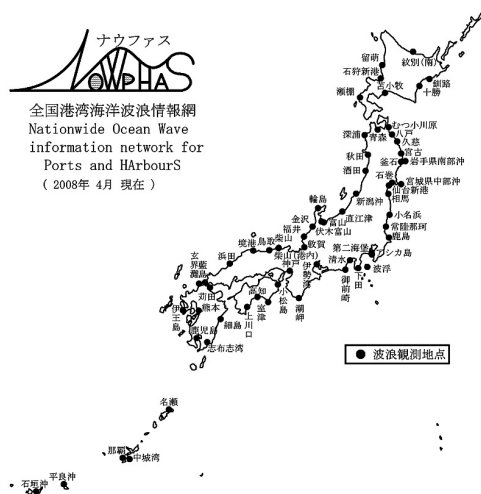


図3-1 全国港湾海洋波浪情報網

*独立行政法人港湾空港技術研究所
海洋・水工部海象情報研究領域長心得

3.2 観測機器

NOWPHAS の波浪観測機器には海底設置式とブイ式とがあり、図3-1で岩手県南部沖と宮城県中部沖がブイ式である他は、海底設置式である。

3.2.1 海底設置式の波浪計

波浪は、図3-2に示すように、水粒子の楕円軌道によって生じており、この楕円軌道の半径は海底に向かって小さくなる。水粒子が海底でも動いていれば、ここに水圧センサを置き、観測した水圧の経時変化から水面の経時変化を逆算できる。

この原理を用いた波高計が水圧式波高計である。例えば理論的には、周期が3sの波であれば水深7mまで、8sであれば水深21mまで、水粒子は運動している。水圧式波高計には、短い周期の波浪を観測できない限界はあるが、高感度な圧力センサが開発され、今でも重要な役割を担っている。

超音波式波高計は、海底から水面に向かって発射した超音波パルスが水面で反射して戻ってくるまでの時間をもとに、水面の高さを計測するもので、センチ単位の計測が可能である。200kHzの超音波パルスが使われており、水深30mのところでは約0.04sで戻ってくる。さらに、超音波パルスを真上だけでなく、斜め上の3方向にも発射し、海底と海面の中間層の水粒子速度をドップラー効果の原理で測定することで、波の進行方向まで計測できる機器もある（橋本ら、1995）。図3-3が海象計と呼ばれているその機器であり、NOWPHAS

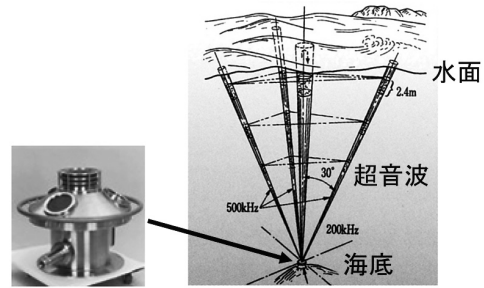


図3-3 海象計

では主力の計測機器になっている。

超音波式波高計を用いると、水圧式よりも高精度に、海底に水圧変化が生じない短い周期の波浪でも、観測できる。その反面、砕波で海水に気泡が含まれたり、波や流れて海底の土粒子が巻き上げられたりすると、超音波パルスが気泡や土粒子で反射するため、水面を計測できない。海象計は、水圧センサも搭載し、静穏時は感度の良い超音波パルス、荒波時で超音波パルスにノイズが入れば水圧と、両者の長所を生かした計測ができる。

3.2.2 ブイ式の波浪計

海底設置式の波高計は、圧力センサや超音波の送受波器の性能、設置にかかわる潜水作業の制約から、これまでは概ね50mより浅い海底に設置してきた。この水深でも沖波に近い波浪は観測できるが、防波堤の設計でしばしば使われる周期が13s以上の波浪を、屈折や浅水変形の影響を受けない状態で観測するためには、もう少し深い場所で観測する必要がある。例えば理論的には、周期が13sの波浪に対して水深は132m以上となる。このような場所での観測には、ブイ式やタワーに取り付ける方法が適している。ただし、従来のブイ式の波高計は、鉛直方向の加速度を測定し、これを二回積分することでブイの高さ、すなわち水面を求めていた。この方法では、短い周期の波浪にブイの動きが追従できないばかりか、長い周期の波浪も加速度が小さ過ぎて正確に計測できないために感知できない、という限界があった。

これに対し、NOWPHASで最近になって導入

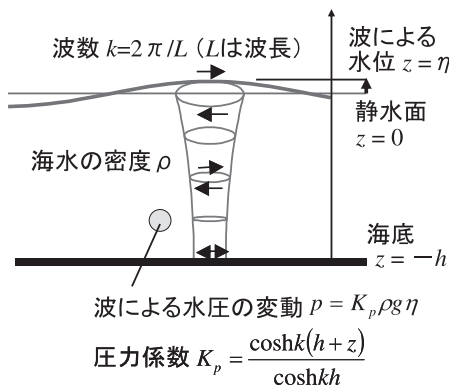


図3-2 波による水粒子の運動

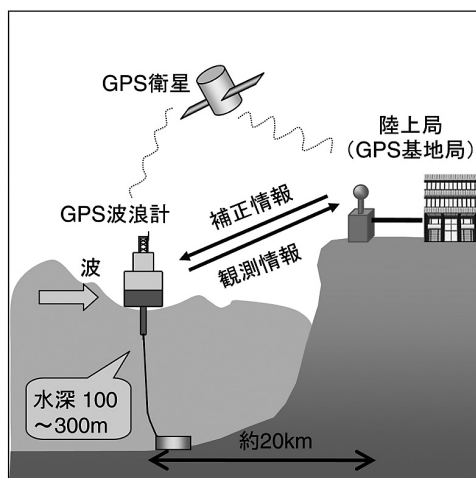


図3-4 GPS 波浪計システム

を進めているブイには、GPSセンサを搭載している。ブイは、図3-4に示すように、海岸から最長で20km程度沖合の、水深100～300mの場所に、チェーンで係留している。GPS測位には様々な方法があるが、衛星と沿岸部の基地局からの電波の位相情報を用いる、RTK方式を採用している。その測位の精度は、GPS衛星の配置や電波の状態が良いときに数センチと言われている。この方法で1s間隔のブイの高さを測定すれば、従来のブイでは観測が難しかった、長い周期の波浪も精度良く測定でき、天文潮、高潮、津波、海流などによる潮位変化のモニタリングにも活用できる。ただし、ブイの挙動はチェーンにも拘束されているので、その影響を考慮した、より高精度な解析技術の開発が求められている。

3.3 観測データの解析

次に、こうして得た観測データの基本的な解析方法について紹介したい。

3.3.1 波浪の解析方法

NOWPHASでは20分間の水面波形から波浪の解析を行っている。この解析にあたっては、図3-5に示すように、波形記録に平均水面の線（ゼロ線）を引き、水面がこの線を上向きにクロスする点を波の始まりと定義する。そして、個々の波

に含まれる一番高い峯と一番低い谷との差が波高である。この方法をゼロアップクロス法という。

こうして得た全ての波の波高を羅列すれば、海が荒れているか穏やかかの見当はつくが、いつも羅列していたら大変である。そこで、海の状態を表す代表的な波として、以下のものを求めている。

- ① 最高波：波高が最も高い波
- ② 1/10最大波：波高の高い方から1/10を取り出して平均したもの
- ③ 有義波：波高の高い方から1/3を取り出して平均したもの
- ④ 平均波：全てを平均したもの

海洋工学や海岸工学では、単に波高といえば、有義波の波高を指す。その歴史的経緯の説明は省くが、人が海で波を見ると、大きな波が目につくので、全ての波の高さの平均を求めたつもりでも、有義波の波高に近い値になってしまうようだ。

次に、水面波形をフーリエ変換して、周波数スペクトルを求める。波浪のスペクトルは、図3-6

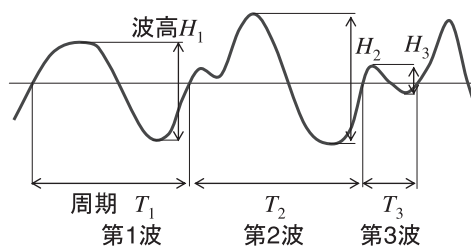


図3-5 ゼロアップクロス法による波の定義

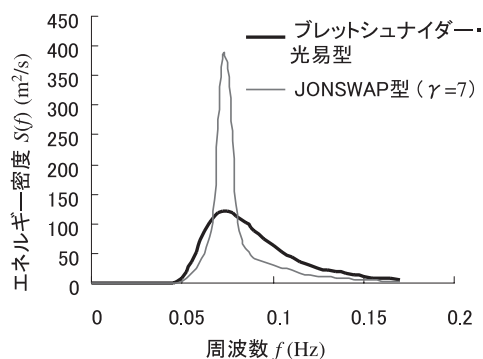


図3-6 周波数スペクトル

に示すような、一つのピークをもつ滑らかな形状になることが多い。ブレットシュナイダー・光易型,

$$S(f) = 0.257 H_{1/3}^2 T_{1/3} (T_{1/3} f)^{-5} \exp[-1.03 (T_{1/3} f)^{-4}]$$

のように、有義波の波高 $H_{1/3}$ と周期 $T_{1/3}$ の関数で表わす標準的なスペクトル形も知られている。

海象計では、海底から4つの方向に超音波パルスを発射して水粒子運動を計測しているの、これらの組合せから波浪の方向スペクトルも推定する。図3-7は、実際に観測された波浪の方向スペクトルの例であり、北からのエネルギーが卓越している。一方、GPS波浪計においても、ブイの三次元的な運動から波向を推定する方法が開発されている(清水ら, 2007, 2008b)。

3.3.2 リアルタイム処理

NOWPHASでは、観測データを自動的にある種のアルゴリズムを通して解析する「リアルタイム処理」と、事後に精緻なチェックを行う「ノンリアルタイム処理」の2種類の処理を行っている。リアルタイム処理した結果は、国土交通省のホームページ <http://nowphas.mlit.go.jp/> を通じて公開しており、この情報は海上工事や荷役の可否の判断、沿岸部の防災など、幅広く活用されている。

図3-8は北海道・東北地方の波高計で直近に観測した有義波高、有義波周期、波向を示したものであり、他の地方も同様に表示できる。

図3-9は、ある一つの観測地点における、一週間の有義波の経時変化を示したものである。グラ

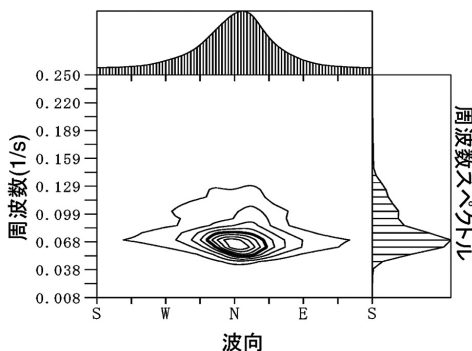


図3-7 方向スペクトル



図3-8 波浪の実況

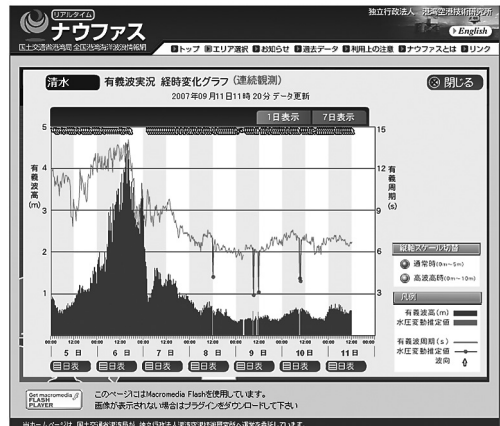


図3-9 有義波の経時変化グラフ

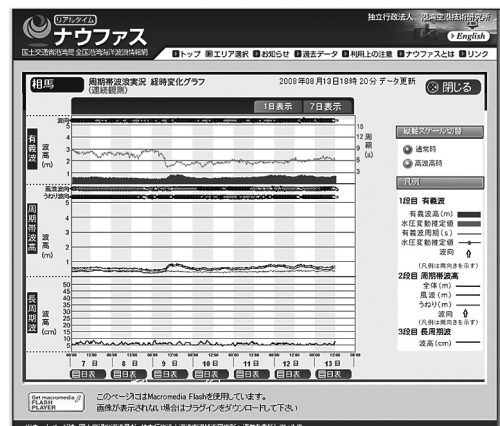


図3-10 周期帯波浪の経時変化グラフ

フの左の方では4 mを超える波高が観測されている。各時刻の数値は一覧表形式でも見ることができる。

図3-10は、8s以下の成分を風波、8～30sの成分をうねり、30s以上の成分を長周期波と定義して、それぞれの波高を示したものである(永井ら, 2002b)。風波とうねりの波向は必ずしも同じではない。また、風波は低くても長周期波が起きれば、港内に係留した船舶は動揺する。このような周期帯の情報も安全な港湾活動に役立っている。

3.3.3 ノンリアルタイム処理

事後に行うノンリアルタイム処理では、波形からノイズを取り除き、超音波式の欠測を水圧式の観測値で補間するなど、手間をかけた波形の吟味を行っている。この作業を終えてから改めて、ゼロアップクロス法で各時刻の有義波、平均波、最高波の諸元を求める。こうして得た値が「確定値」である。波形の修正によって、確定値はリアルタイム処理時の値と少し異なることもある。

さらに、その年の最大有義波の検索、波高・周期の出現頻度表の作成、観測開始以来の上位の有義波のランキングなどを行う。例えば、図3-11は、比較的古くから観測が続いている地点について、既往最大の有義波高(速報値を含む)を示し

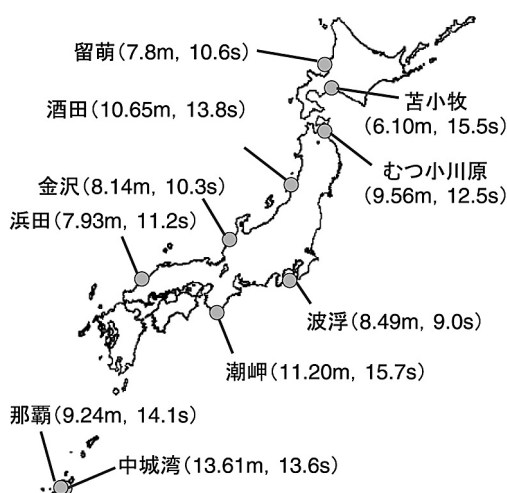


図3-11 既往最大の有義波

たものであり、10mを超える波高も観測している。

これらの結果は、港湾空港技術研究所資料(例えば、永井, 2002a; 清水ら, 2008a)などとして刊行する他、海象情報研究チームのホームページ <http://www.pari.go.jp/bsh/ky-skb/ks-jyo/kaisy/index.htm> にも掲載している。そして、様々な場面で活用されている。例えば、港湾計画を立案する際には、沖合で観測した波高・周期・波向の頻度表をもとに、港内の波高の出現頻度を求め、荷役稼働率が所定の値を満たすように、防波堤などの配置を考えている。また、防波堤などの構造物を設計する際には、50年確率の波浪を用いることが多く、沖合で観測した波浪の極値統計をしている。

3.4 最近の観測事例

このようなNOWPHASで観測した台風0709号による波浪とペルー沖地震津波を、永井ら(2008)の論文から抜粋・要約して紹介したい。

3.4.1 台風0709号による波浪

台風0709号は、図3-12に示すように、2007年9月6日深夜に中心気圧965hPaで関東に上陸し、東北、北海道地方を縦断した。図3-13に示す有義波の経時変化のうち、上の3カ所が海底設置

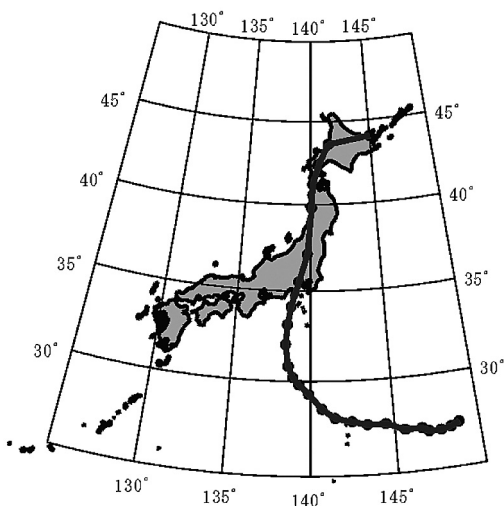


図3-12 台風0709号のコース

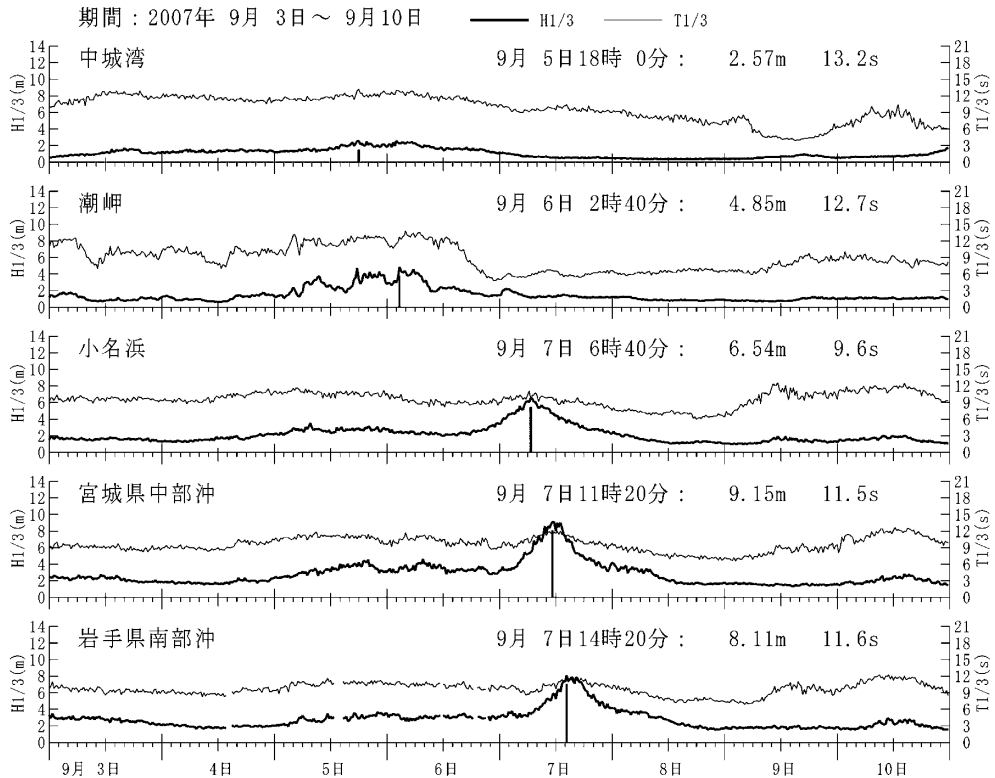


図3-13 有義波の経時変化 (永井ら, 2008)

式, 下の2カ所がGPS波浪計によるものである。沖縄県の中城湾では有義波高が最大でも2.57mであったが、東北沿岸の小名浜、宮城県中部沖、岩手県南部沖では6mを超えた。

図3-14は、図3-13に示した2基のGPS波浪計とそれぞれの最寄りの海底設置式波浪計を選び、台風最接近時の有義波を示したものである。各地の最大の有義波高は、宮城県中部沖のGPS波浪計で9.15m(9月7日11時20分)、石巻港沖の海象計(海底設置式)で5.77m(12時0分)、岩手県南部沖のGPS波浪計で8.11m(14時20分)、釜石港沖の超音波式波高計(海底設置式)で2.11m(13時20分)であった。海底設置式波浪計に比べてGPS波浪計による波高が高いのは、GPS波浪計が海底設置式波浪計よりも沖合にあり、岬などの陸上地形による遮蔽や、屈折など浅海変形の影響が小さいためであると考えられる。

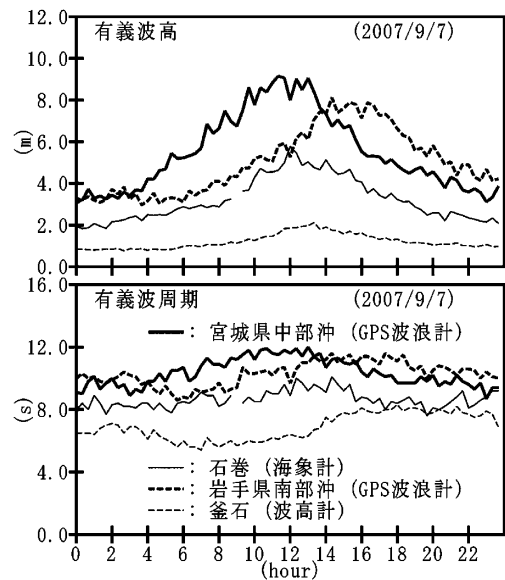


図3-14 有義波の経時変化 (永井ら, 2008)

3.4.2 ペルー沖地震津波

図3-15は、2007年8月17日のペルー沖地震津波が来襲したときの、岩手県南部沖のGPS波浪計、釜石港沖の超音波式波高計、海上保安庁の釜石港内の検潮所で観測された水面波形から、短い周期の波浪や天文潮を、清水ら（2006b）の数値フィルターで取り除いたものである。気象庁の数値計算によれば津波の来襲時刻は4時頃である。釜石港沖の超音波式波高計と港内の検潮所では、遅くとも6時には4時以前と大きく異なる波形が現れ、最大両振幅がそれぞれ15cm、20cm程度の弱い津波を観測した。しかし、岩手県南部沖のGPS波浪計の記録から津波を識別できなかった。GPS測位はその瞬間のGPS衛星の配置や電波の状態にも左右されるため、数cmの見かけ上の長周期波が波形に現れる。そのため、振幅が小さな津波を捉えることは困難であった。

3.5 波候の長期トレンド

これまでNOWPHASによる海象のモニタリングは、港湾計画、防波堤など施設の設計、海上工事や荷役の安全性確保、防災などを目的にしてきた。ところが、データの蓄積された近年では、地球温暖化への関心の高まりと相まって、波候の長期トレンドの解析に対する期待も高まっている。

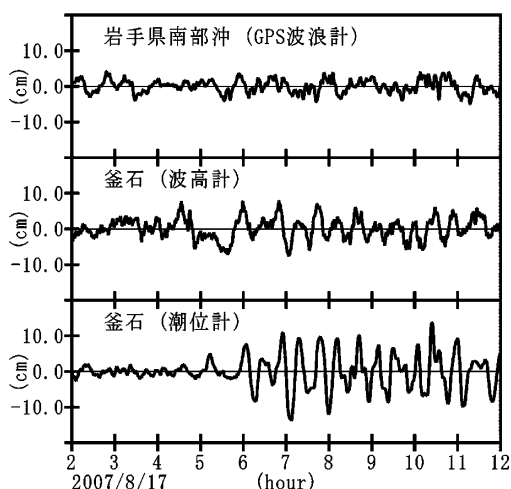
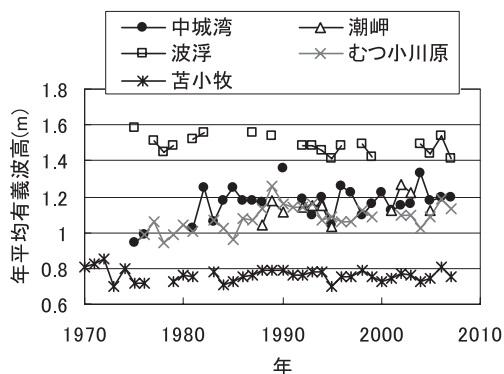


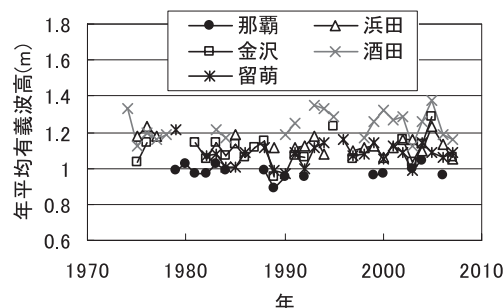
図3-15 ペルー沖地震津波来襲時の長周期海面変動記録（永井ら，2008）

図3-16は、清水ら（2006a）にならい、古くから観測している地点を選んで、2007年までの各年の平均の有義波高（2006年までは確定値、2007年は速報値）を求めた結果である。ただし、12ヶ月全ての月で測得率が50%を超えた年のみを示した。少なくともこの図に示した地点では、年平均有義波高に10%程度の不規則な年変動は認められるものの、経年的に顕著な増加・減少傾向は見られない。

ところが、台風や低気圧で生じる顕著な高波（いわゆる極端現象）に限ると、図3-17に示すように状況は少し異なる。この図の左軸および棒グラフは、観測開始から2004年までに観測した上位30個の最大有義波高を発生させた気象要因の内訳を示し、右軸と折れ線グラフは、5m以上の有義波高を観測した気象擾乱の回数を示す。この図に示す中城湾、潮岬、むつ小川原のように、近年になって高波の観測頻度が増加してきた地点もある。



(a) 太平洋沿岸



(b) 日本海沿岸

図3-16 年平均有義波高の経年変化

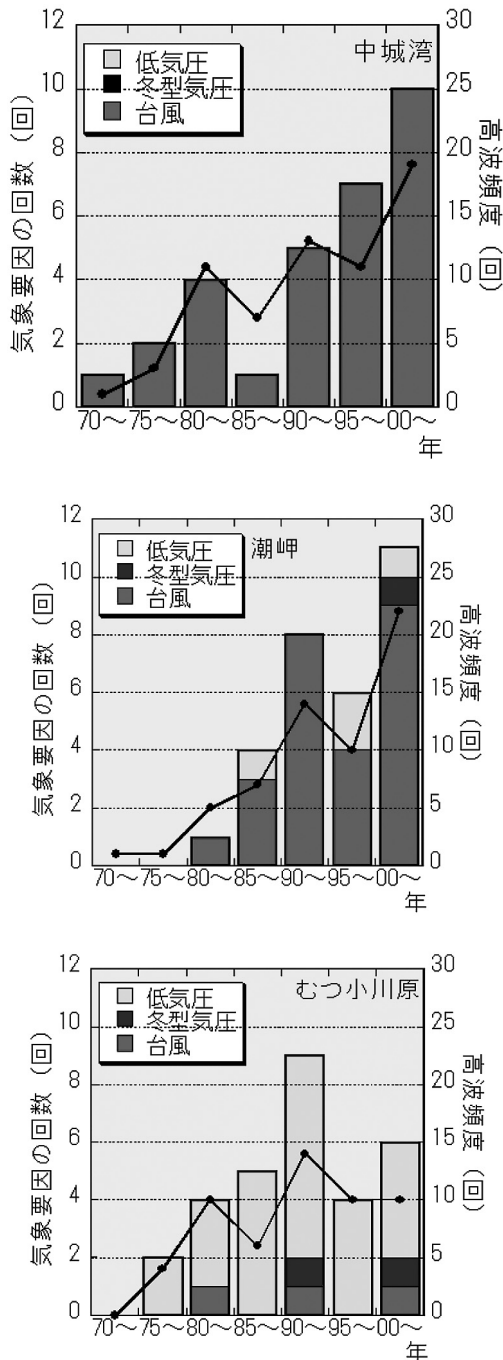


図3-17 顕著な高波の発生頻度(清水ら, 2006aより抜粋)

ただし、このような波候の長期トレンドを厳密に議論するためには、海が荒れているときのデータの測得率、波高計の性能の変遷も考慮に入れる必要がある。また、欠測を推算値で補完した上で統計をとるのが理想である。近年では、気象庁やECMWFなどの気象機関から提供される気象客観解析データ(気象GPV)を用いて過去の波浪を推算し、その結果をデータベースとして構築して、各地の波候を調べる、という研究(橋本ら, 2004)もなされるようになった。波浪観測と波浪推算の両方を駆使した解析が期待されている。

また、「最近になって、波浪の周期にも少し変化が現れてきた?」という印象を持つこともある。例えば、図3-18は、台風0612号が東北沿岸から500km以上東方の太平洋上を北進したときに、小名浜、常陸那珂、鹿島で観測された波浪の経時変化を、周期帯別に波高で表したものである。常陸那珂の最大有義波は4.8m, 16.8sであり、この諸元は防波堤の設計波より波高は低い、周期は長い。周期帯別の波高でも f_0 成分(16.0~25.6s)が非常に発達した。これまでの一般的な経験に比べると、波高の割に周期の長い波浪が発生した例と言える。同じ波高でも周期によって、防波堤に作用する力や係留船舶の動揺は異なるので、波高だけでなく、周期にも目を向けて行く必要がある。

3.6 おわりに

本稿で紹介したNOWPHASの波浪観測は、筆者がまだ若い1970年に始まり、間もなく40歳を迎える。ここ数年、NOWPHASに限らず、海象モニタリングを取り囲む環境にはいくつかの変化が生じている。その一つが、IPCCの地球温暖化予測に触発され、過去のトレンドの解析とモニタリングの継続に対する要請が少しばかり高まってきたことである。もう一つの例は、港湾構造物の設計に性能設計が導入され、偶発的な波浪や高波の継続時間など、新たな統計量や概念が設計が必要になってきたことである。このように、海象のモニタリングは、時代とともに少しずつ視点を変えながらも、やるべきことはまだまだ多いと考えている。

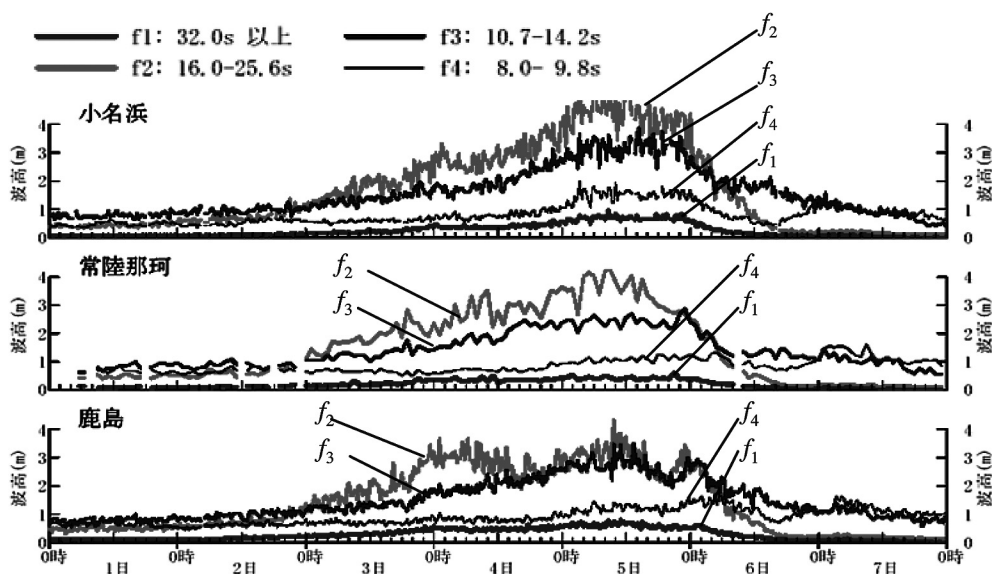


図3-18 台風0612号による波浪

参考文献

- 清水勝義・永井紀彦・里見 茂・李 在炯・富田雄一郎・久高将信・額田恭史：長期波浪観測値と気象データに基づく波候の変動解析，土木学会，海岸工学論文集，第53巻，pp.131-135，2006a.
- 清水勝義・永井紀彦・李 在炯・泉 裕明・岩崎峯夫・藤田 孝：沖合水面変動記録を用いた津波成分即時抽出法に関する研究，土木学会，海洋開発論文集，第22巻，pp.523-528，2006b.
- 清水勝義・永井紀彦・橋本典明・岩崎峯夫・足立重昭・奥勇一郎：GPS ブイ式波浪計を対象とした複合的な波向計算手法の提案，土木学会，海洋開発論文集，第23巻，pp.231-236，2007.
- 清水勝義・佐々木誠・永井紀彦：全国港湾波浪観測年報 (NOWPHAS 2006)，港湾空港技術研究所資料，No.1172，93p.，2008a.
- 清水勝義・橋本典明・岩崎峯夫・安立重昭・額田恭史：GPS ブイ式波浪計を対象とした複合的な波向き計算手法の改良，土木学会，海洋開発論文集，第24巻，pp.843-848，2008b.
- 永井紀彦：全国港湾海洋波浪観測30年統計 (NOWPHAS 1970-1999)，港湾空港技術研究所資料，No.1035，388p.，2002a.
- 永井紀彦・額田恭史・岩崎峯夫・久高将信：切れ目のない連続観測とスペクトル周期帯表示による全国沿岸の長周期波観測情報システム，土木学会，海洋開発論文集 第18巻，pp.149-154，2002b.
- 永井紀彦・清水勝義・佐々木誠：太平洋北東岸 GPS 波浪計観測網が捉えた大水深域における海象特性，港湾空港技術研究所報告，Vol. 47，No. 2，2008.
- 橋本典明・永井紀彦・高山知司・高橋智晴・三井正雄・磯部憲雄・鈴木敏夫：水中超音波のドップラー効果を応用した海象計の開発，土木学会，海岸工学論文集 第42巻，pp.1081-1085，1995.
- 橋本典明・鈴木勝之・永井紀彦：ECMWF 風 (Operational data, ERA15, ERA40) による長期波浪推算精度の検討，土木学会，海岸工学論文集，第51巻，pp.201-205，2004.

4. リモートセンシング技術を用いた新しい津波災害研究の展開

越村 俊一*

4.1 序論

従来，災害研究におけるリモートセンシング技術の応用は，地震による被災地や建物被害，地形変化や地盤変動の抽出を中心として研究が進められてきた。2004年12月26日に発生したスマトラ島

*東北大学大学院工学研究科，災害制御研究センター

沖地震津波を契機として、津波災害研究においても衛星画像をはじめとするリモートセンシング技術を活用されることとなったことは記憶に新しい。地震や津波災害といった巨大災害の発生直後は、激甚な被害を受けた地域からの情報が断片的となり、被害全容の把握がきわめて困難になるとともに、被災地の救援活動や復旧活動も難航する。従来の津波研究のアプローチでは、津波発生から2週間を目途に、被災地周辺沿岸部の津波来襲状況や被害の把握を目的として国際的な現地調査チームを結成し、現地に派遣してきた。しかし、被災地が広大である場合、激甚な被災地がどこにあるかを把握することが困難であると同時に、現地調査期間や人的資源の制約により被害全容を把握するには自ずと限界があった。

本稿では、近年その技術的發展が著しい高解像度衛星画像や地理情報システム（GIS）を活用することにより、上記問題のブレークスルーを図るための展開について、筆者らが取り組んできた研究を中心に論ずる。

4.2 津波被害把握における高解像度衛星画像の利用

リモートセンシング衛星に搭載されたセンサは、対象とする物体に相互作用した、または対象物体から放射された電磁波を検出するものである。その電磁波を受動的に検出するものを受動システム、衛星から電磁波を放出し対象物に反射・散乱して戻ってくる波を検出するものを能動システムとして位置づけている¹⁾。受動システムは、主に太陽光からの紫外・可視・近赤外の帯域の電波を受信したり、物体が放出する熱放射（熱赤外）を検出する。我々が日常的に活用している Google Maps や Google Earth のコンテンツは、可視の帯域の電磁波を検出した光学画像を利用している。近年に打ち上げられた人工衛星に搭載された光学センサは、家屋一棟毎を判読できる高分解能のものがある。その代表的なものが IKONOS（1999年に米スペースイメーシング社が打ち上げ、2000年にサービスを開始）と QuickBird（2001年に米 Digital Globe 社が打ち上げ）であり、それぞ

れ 1 m、60 cm という高い空間分解能をもつ。従来の光学画像の空間分解能は高くとも数メートルであり、家屋一棟毎の被害有無の判読は不可能であったが、IKONOS や QuickBird の画像を利用すれば津波被災地における家屋被害等の詳細な判読を行うことができる。

図 4-1 に示すのは、2004 年スマトラ島沖地震津波で壊滅的な被害を受けたスマトラ島北部 Banda Aceh の IKONOS 画像（被災前と後のもの）とその被害判読結果（大破、流失）である²⁾。ここでは、被災前後の画像を屋根の有無に着目して比較し、目視により家屋被害の判読を行った。衛星画像を利用する最も大きな意義は、現地調査では不可能である、被害の全容に関する面的な情報を得ることができることにある。

4.3 津波数値解析との統合による津波脆弱性の構築

津波被害の量的な推計には、対象とする地域の推定津波高や津波浸水深（外力）を数値解析により求め、それら外力との関連で被害を推計するのが一般的である。例えば、首藤（1992）の津波強度指標（表 4-1）は、既往の津波被害実績から津波高および浸水深と被害程度との関係を丹念に調べたものであり³⁾、津波浸水による家屋被害の推計に最も多く利用されてきた。中央防災会議では、首藤の津波強度指標を採用し、数値解析により得られた津波浸水深分布に応じて表 4-1 に示す建物被害率（または全壊・半壊）を乗じて被害棟数を算出している。

一方、近年の津波数値解析技術は、その空間的・時間的分解能が劇的に向上し、場合によっては数 m の空間分解能で浸水計算を実施することが可能になった。衛星画像から判読された建物被害情報と津波の外力情報を統合し、津波外力の大きさと建物被害の大きさを関連づけることができれば、首藤の津波強度指標よりも詳細な津波被害推定指標が得られる。ここでは、新しい津波被害想定指標としての津波脆弱性を構築する。津波脆弱性とは、建物被害率を、津波外力の大きさ（津波遡上高、浸水深、流速、流圧力）

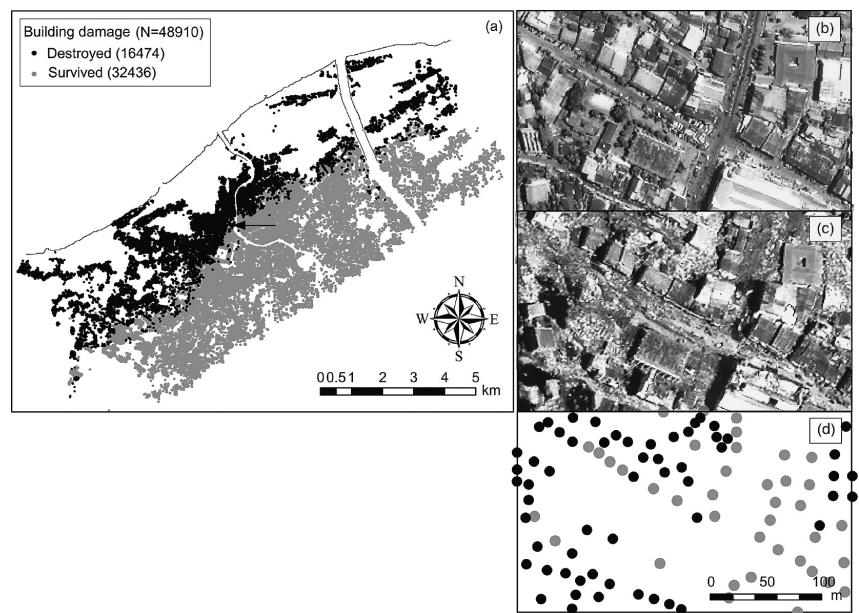


図4-1 IKONOS 画像を用いた津波被害家屋の判読結果 (Koshimura et al, 2008)

表4-1 首藤 (1992) の津波強度指標と被害の関係 (オリジナルの表から構造物被害・漁船被害の部分を抜粋)

津波強度	0		1		2		3		4		5	
津波高 (m)	1		2		4		8		16		32	
木造家屋被害	部分的破壊				全面破壊							
石造家屋被害	持ちこたえる					資料なし			全面破壊			
鉄筋コンクリートビルの被害	持ちこたえる						資料なし				全面破壊	
漁船被害					被害発生		被害率50%		被害率100%			

の関数として表したもので、地震工学の分野において建物被害関数（フラジリティ関数）として研究が進められてきた⁴⁾。

上記の被害把握結果と、津波数値解析結果を融合することにより、建物被害関数（津波フラジリティ）を構築する。津波フラジリティの構築は、以下の手順で行う。

- (1) 被害情報を取得する。ここでは2004年インド洋大津波災害前後のIKONOS画像を利用したスマトラ島 Banda Aceh の家屋被害判読結果（図4-1）を採用する。
- (2) 津波外力を推定する。対象地域の津波氾濫解

析を実施し、最大浸水深および最大流速分布を得る（図4-2）。計算結果は、現地調査結果等との比較を通じてその精度を検証しておく。

- (3) 家屋被害率 P を求める。建物被害率の母数は、浸水深（または流速）の範囲に対して同数となるように設定する。ここでは母数を1000棟程度となるように浸水深の範囲を決定してヒストグラムを作成する（図4-3）。
- (4) 外力と被害率の関係から、被害推定式を求める。外力 x に対する家屋被害率 P は、村尾・山崎（2000）に倣い、標準正規分布の累積確率分布関数を用いて、正規分布または対数正規分布で表せると仮定し、（1）式のように表現

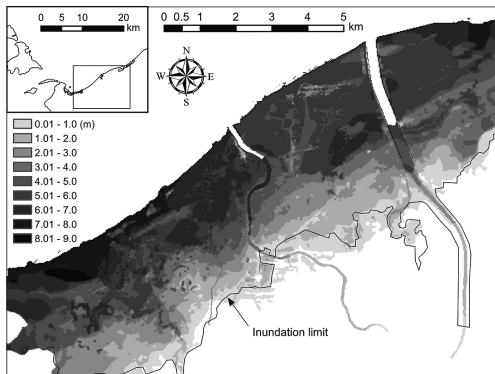


図4-2 スマトラ島 Banda Aceh の津波浸水計算結果

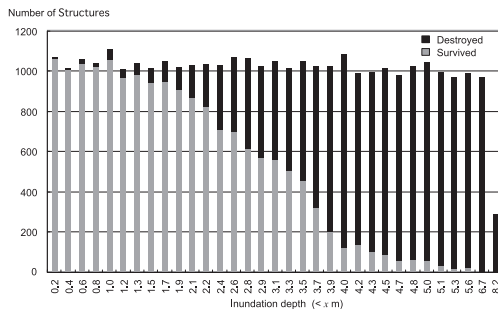


図4-3 被害家屋棟数と浸水レベルのヒストグラム

する。ここで $\lambda(\mu)$, $\zeta(\sigma)$ は $\ln x$ または x の平均値および標準偏差である。これらのパラメータは、確率紙を用いた最小二乗法により求める。

$$P = \Phi[(\ln x - \lambda)/\zeta] \text{ or } P = \Phi[(x - \mu)/\sigma] \quad (1)$$

図4-4に、得られた津波フラジリティ（浸水深に対する建物被害率）を示す。浸水深が2 mを越えると家屋被害率は急激に増加し、4 mではほとんどの建物が全半壊となることが分かる。ただし、ここで示した津波フラジリティは、津波外力と被害の関係において建物構造や土地利用、津波氾濫流の状況など（サイトコンディション）により異なることに注意が必要である。また、津波外力を推定する際の解析精度にも依存するため、利用にあたっては注意が必要である。

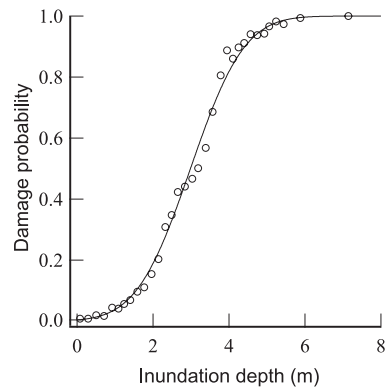


図4-4 2004年スマトラ島沖地震津波の事例から得られた津波フラジリティ（浸水深と建物被害率の関係）

4.4 高解像度衛星画像を利用した建物被害判読

次に、高解像度衛星画像を利用した建物被害判読手法について述べる。図4-5は、2007年4月1日（UTC）に発生したソロモン諸島沖地震津波の被災地となった Ghizo 島の QuickBird 衛星画像である。QuickBird 衛星画像は、パンクロマティック（白黒）画像（分解能0.6 m）と可視3バンドと近赤外域1バンドのマルチスペクトル画像（分解能2.4 m）があり、両者を合成して高分解能のパンシャープン画像（分解能0.6 m）が得られることが特徴である。

図4-5に示した領域ⅠからⅤのそれぞれにおいて、被災前後の画像を目視で比較して建物被害を評価する。評価基準は Miura et al. (2005) を参考に、図4-6および表4-2に示す5段階で設定した。判読結果をGIS上で表示し、建物被害の空間分布を明らかにする。図4-7に、領域Ⅳ及びⅤでの判読結果を例示する。領域ⅣとⅤは半島の南北に隣り合って位置しているが、領域Ⅴではほとんどの建物が無被害であったのに対し、領域Ⅳでは大きな建物被害が発生していたことが分かる。また領域Ⅰ-Ⅲにおいては、大破もしくは流失の被害を受けた建物が非常に多いことが分かった。現地調査の結果では、領域Ⅰ-Ⅳにおける最大津波高はそれぞれ4 mを超えていたのに対し、領域Ⅴでは2 m未満であったこと、また領域Ⅴには

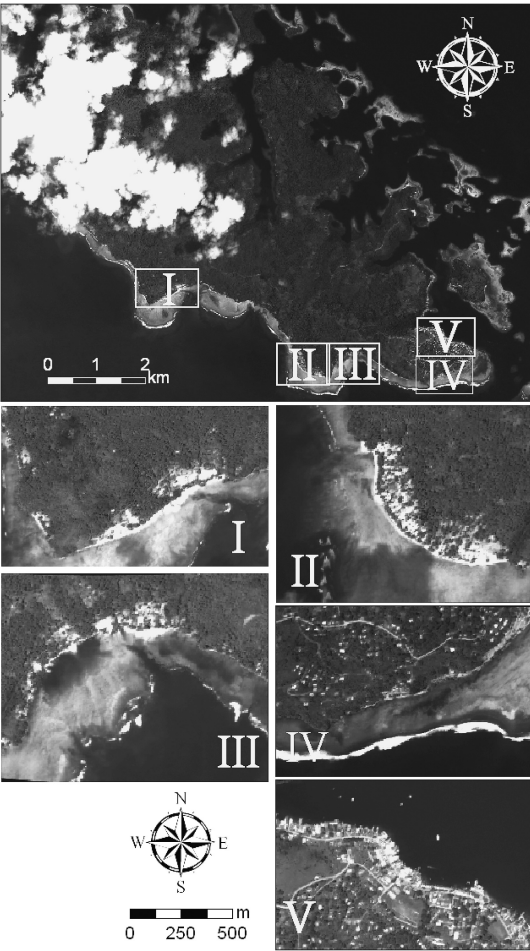


図4-5 Ghizo 島の QuickBird 衛星画像 (2007年4月5日撮影)

港湾施設が集中しており、領域 I-IV に多い伝統的高床式住居に比べ頑強な構造物が多かったことが確認されており、被害判読結果はこの津波の特徴を反映していると言える。

次に、津波の浸水域を推定する。図4-8に示すのは、津波遡上域の QuickBird 画像の津波来襲前後の比較である。この画像を注意深く観察すると、被災前後で植生が著しく変化した範囲とその境界線（津波遡上線）が明瞭に確認できる。津波遡上が確認された場所は、もともとそこにあった植生が津波氾濫流により破壊される、塩水遡上により枯死するなどの状況が確認されることがある。すなわち、植生の



図4-6 津波による建物被害の目視判読例

表4-2 建物被害の目視判読基準

評価	判読基準
不明	新しく建設されたと考えられる
無被害/小破	画像から確認できる明確な変化なし
中破	建物形状に変化が見られるが屋根は残存する
大破	屋根は無くなっているが、建材は残存する
流失	建材も含めて津波により流失している

活性度に着目すれば、津波の浸水域を推定することが可能である。この境界線上にある100地点の NDVI 値を教師データとし、その平均値以下の NDVI 値を持つピクセルを浸水域として分類する。ここで、NDVI はピクセル毎に次式で算出される。

$$NDVI = \frac{IR - R}{IR + R} \quad (2)$$

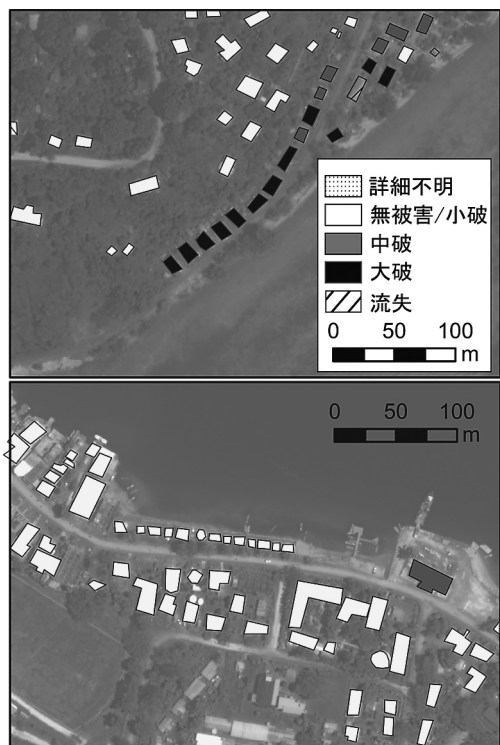


図4-7 QuickBird 画像を用いた建物被害判読結果の例

IR, R はそれぞれ近赤外域バンド, 可視域赤バンドの反射率に対応し, QuickBird 画像においてはそれぞれバンド4, バンド3が相当する。結果, 津波遡上線上の NDVI 値は0.340を平均として上下に0.05ほどのばらつきが見られた(図4-9)。この値を閾値として, それ以下の NDVI 値を持つピクセルを浸水域として抽出する。図4-10に, 領域Iでの抽出結果と現地調査時の遡上高調査点を重ねて示す。この図より, 浸水域の抽出結果は実際の津波遡上の様子を良好に再現していることが分かる。

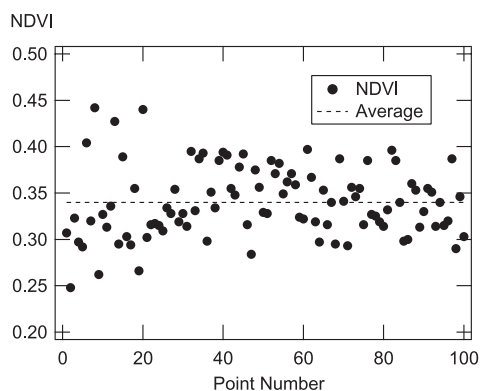
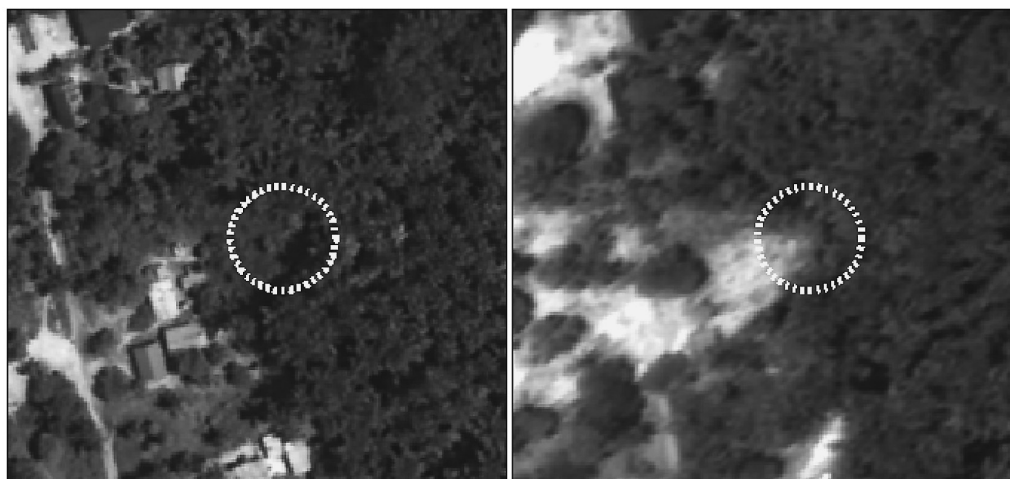


図4-9 津波遡上域周辺の NDVI (植生指標) の分布



被災前

被災後

図4-8 津波遡上域周辺の QuickBird 画像の比較

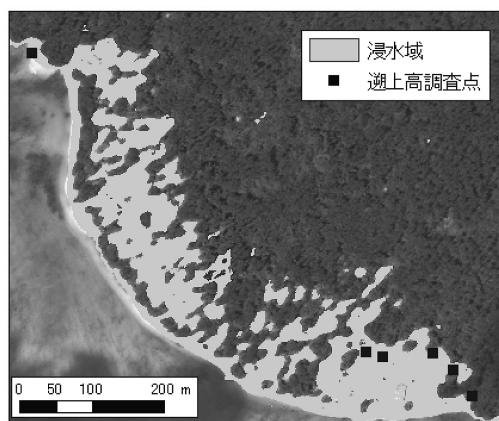


図4-10 NDVI から推定した津波浸水域

4.5 現地調査結果との融合による津波フラジリティの構築

4.3では、衛星画像を用いた津波被害判読結果と津波数値解析との統合について述べた。対象領域の詳細な津波氾濫解析を実施できる場合には、詳細な外力情報が得られるので津波フラジリティの構築も可能である。しかし、詳細な津波氾濫計算を実施するには、対象領域の高い精度・分解能をもつ海底地形・陸上地形の情報（メッシュデータ）を必要とする。ここでは、詳細な数値解析が実施できない場合に、現地調査結果を利用した津波フラジリティの構築について述べる。

まず、前章で得られた建物被害状況と浸水域から、各領域における浸水域内の建物被害率を求め

る。ここでは、特に大破以上の被害を受けた建物を被害建物と定義する。浸水域内にある建物棟数、うち大破以上の被害を受けた建物数を数え、各領域の建物被害率を求める。

次に、現地調査結果から得られた各領域での津波高と建物被害率の関係を示す津波フラジリティを構築する。ここでは、大破以上の被害を受けた建物について、津波フラジリティを被害率 P および測定された津波高の関連で求める。津波フラジリティの構築手法自体は、上述したものと変わらない。現地で測定された津波高の空間分布を作成し、領域毎に最大測定値、平均値、下限値を求め、衛星画像から判読した家屋の大破率との関係をプロットする。次に、上記関数を確率紙を用いた最小二乗法によりパラメータ μ および σ を決定する。図4-11に結果の一例を示す。これは各領域で計測された最大津波高に対する建物大破率を示したものである。津波高3 mを超えると被害率は急激に増加し、5 mではほぼすべての建物が大破・流失していたことが分かる。

4.6 おわりに

津波被害の早期把握を目的としたリモートセンシング技術の応用について、筆者らがこれまで実施してきた研究を中心として述べた。従来、現地調査からしか得られなかった津波被害の情報が面的に得られるという点で、リモートセンシング技術は津波被災地および被害の早期把握に貢献でき

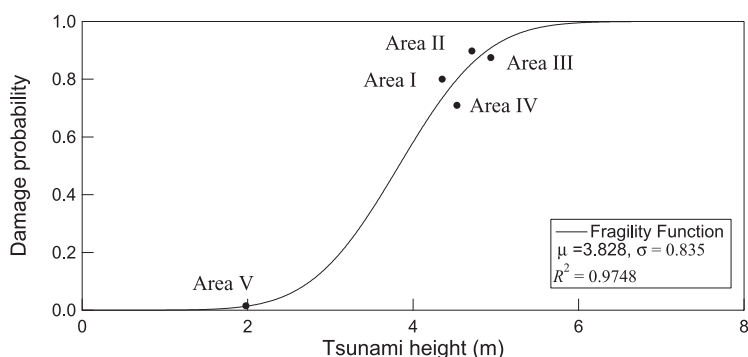


図4-11 2007年ソロモン諸島沖地震津波で得られた津波フラジリティ（各領域で測定された最大津波高に対する建物大破率）

る。現時点では建物一棟毎の目視による判読は可能であると言えるが、より迅速な被害把握のためには、得られた画像から被害を自動で抽出するための高度な画像処理技術を開発する必要がある。これについては、Vu et al. (2007) による先駆的な研究がある^{6,7)}。また、建物一棟毎の被害把握は空間分解能の制約から不可能であるが、天候等に左右されない合成開口レータを用いた被災地検出について、たとえば松岡・山崎(2002)が地震の被災地を対象として技術開発を行っている⁸⁾。これらの先駆的技術を津波災害の時空間の把握にどのように活用するか、筆者自身の今後の課題としたい。

謝 辞

本稿の執筆にあたり、東北大学大学院工学研究科 萱場真太郎氏、柳澤英明氏の協力を得た。また、2007年ソロモン諸島沖地震津波の現地調査チームの測定結果を防衛大学校 藤間功司教授より提供頂いた。ここに記して謝意を評する。

参考文献

- 1) W.G. Ress, リモートセンシングの基礎(第2版), 久世宏明, 飯倉義和, 竹内章司, 吉森久(共訳), 森北出版, 320p., 2005.
- 2) Koshimura, S., T. Oie, H. Yanagisawa and F. Imamura (2008): Developing fragility functions for tsunami damage estimation using numerical model and post-tsunami data from Banda Aceh, Indonesia, Coastal Engineering Journal, JSCE, submitted.
- 3) 首藤伸夫, 津波強度と被害, 東北大学津波工学研究報告, 第9号, pp101-136, 1992
- 4) 村尾 修, 山崎文雄: 自治体の被害調査結果に基づく兵庫県南部地震の建物被害関数, 日本建築学会構造系論文集, 第527号, pp. 189-196, 2000.
- 5) Miura, H., A.C. Wijeyewickrema and S. Inoue: Evaluation of Tsunami Damage in the Eastern Part of Sri Lanka Due to the 2004 Sumatra Earthquake Using High-Resolution Satellite Images, Proceedings of 3rd International Workshop on Remote Sensing for Post-Disaster Response, 2005.
- 6) Vu, T.T., M. Matsuoka and F. Yamazaki [2007], Dual - scale approach for detection of tsunami affected areas using optical satellite images, International Journal of Remote Sensing, Vol.28, Nos. 13-14, pp.2995-3011.
- 7) Vu, T.T., F. Yamazaki and M. Matsuoka, Context-based Detection of Post-disaster Damaged Buildings in Urban Areas from Satellite Images, Urban 2007 (4th IEEE GRSS/ISPRS Joint Workshop on Remote Sensing and Data Fusion over Urban Areas), Urban Remote Sensing Joint Event 2007, ID: DIS6, 5p., 2007.4.
- 8) 松岡昌志, 山崎文雄: 人工衛星 SAR 強度画像を用いた被害地域検出手法の最近の地震への適用とその妥当性の検討, 日本建築学会構造系論文集, No. 558, pp. 139-147, 2002. 8

5. 津波の水理実験

今井 健太郎*

5.1 はじめに

津波災害を理解するためには、津波の発生、津波の伝播、陸上に溢れた津波(津波氾濫流)の物理を明らかにすることが重要であり、それらの知見を今後の防災・減災に役立てることが重要である。津波の発生や伝播については、津波の物理理論に基づいた数値解析による方法を用いるのが一般的である。しかし、浅海域でのソリトン分裂現象や碎波機構、物的、人的被害を生じ得る陸上に溢れる津波の挙動については、未解明な点が多く、水理実験により検討されている。また、陸上氾濫流速や津波による土砂移動など、観測例が少ない場合に水理実験を行い、その傾向をつかむ場合もある。そこで本稿では津波水理実験における津波模擬方法や近年行われている津波に関する実験について紹介していく。

5.2 津波実験の相似則と模擬津波の発生方法

津波の実験に限らないが、水理実験は以下の方法に大別される(須賀ほか, 1990)。

- ① 対象領域を広い海域とし、地形模型の水平

*東京大学大学院情報学環

と鉛直縮尺を変えて実験水槽内で再現する
歪み模型実験

- ② 比較的狭い領域に限定し、鉛直、水平縮尺
を同一とする無歪み模型実験

津波に関する実験においては、①は主にソリトン分裂など、浅海域を伝播する津波の挙動を調べるために行われることが多く、②は津波氾濫流の挙動や構造物への作用流体力を調べるために行われることが多い。

原型、模型の相似律を満足させる方法としては対象となる物理現象に関する次元解析を行い、支配的な力学的相似則を導く方法が一般的である。津波に関する実験の場合、その運動は流体の粘性力に比べて慣性力（流速）が大きいことから、慣性力と重力の比であるフルード数を原型、模型間で一致させる方法を用いることが多い。フルードの相似則を式（1）に示す。

$$Fr = \frac{U_p}{\sqrt{gD_p}} = \frac{U_m}{\sqrt{gD_m}} \quad (1)$$

ここで、 Fr はフルード数、 U は代表となる流速（例えば、氾濫流速）、 D は代表となる長さ（例えば、浸水深）、 g は重力加速度であり、下添字 p は原型、 m は模型を示す。

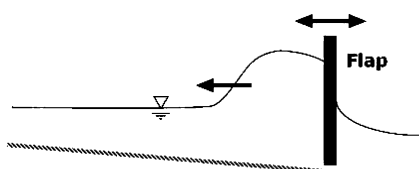
津波氾濫に対する物体の抵抗などを検討する場合には、慣性力と粘性力の比で示されるレイノルズ数（ $=UD/\nu$ 、 ν は動粘性係数）を原型、模型間で一致させる相似則が考慮されることもある。しかし、フルード則とレイノルズ則を同時に満足させることは難しいため、フルード則を満足させ、物体の抵抗係数に関するレイノルズ数の依存性を考慮した上で縮尺を決定する場合が多い。また、土砂移動に関する実験は、シールズ数（ $=u_*^2/(sgd)$ 、 u_* は摩擦速度、 s は砂粒の水中比重、 d は砂粒径）なども考慮される。

対象とする現象に支配的な力学的相似則を適切に選択することはもちろんであるが、原型と模型の間には縮尺率に起因したスケール効果（例えば、乱れの発達過程が縮尺率により制限を受ける）が存在することも認識しておく必要がある。

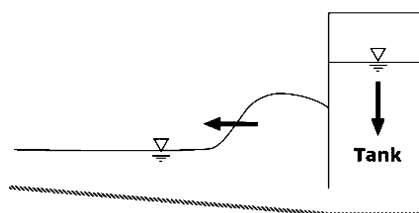
津波の多くは地震に伴う海底の地殻変動によっ

て発生する。水深数千 m の海域を伝播し、浅海域に到達した津波は非線形により前傾化し、碎波段波となって陸上に押し寄せる場合が多いため水理実験における模擬津波は、段波として取り扱うことが多い。模擬津波の発生方法としては以下の方法が挙げられる（首藤ほか、2007）。

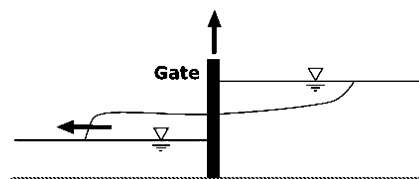
- a) ピストン型造波板による方法：ストロークの大きいピストン型造波板を比較的長い周期で駆動させ、孤立波や段波を発生させる（例えば、松山ほか、2005）。
- b) 水塊の落下による方法：貯水タンクに貯めた水



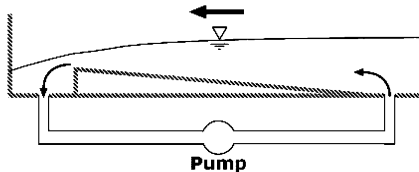
(a) ピストン型造波板による方法



(b) 水塊落下による方法



(c) ゲート急開による方法



(d) 流れ発生機による方法

図5-1 模擬津波を発生させる装置の概略

を一度に落として段波状の模擬津波を発生させる（例えば、平石ほか，2001）。

- c) ゲート急開による方法：隔てたゲートの前後で水位差を作り，ゲートを急開することにより段波を発生させる（例えば，松富ほか，1998）。
- d) 流れ発生機による方法：水流ポンプで水を循環させる。ポンプの出力を操作して任意波形の津波を発生させる（例えば，安田ほか，2003）。

図5-1に装置の概略を示す。近年実施されている津波氾濫の実験では，(a)，(c)の方法が多く用いられている。なお，これらの方法は津波実験に限ったものではなく，洪水氾濫実験にも用いられている。

5.3 様々な津波の実験

津波は外洋におけるプレート境界型地震に伴って発生する場合が多いが，場合によっては海底地すべり，土石流や氷塊の海面突入によるものもある。しかし，土砂突入による津波の生成については，不明点が多い。浅海域の津波は非線形性と分散性によりソリトン分裂を生じることがあり，その発生条件や分裂後の碎波機構など，未解明な点もある。沿岸に押し寄せた津波は陸上を氾濫し，被害を発生させる。その形態としては土砂移動による港湾内の地形変化による航路埋没，津波波力，流体力による構造物の破壊，氾濫流に伴った漂流物衝突氾濫流による人的被害など，多岐にわたる。しかし，陸上氾濫津波についても，その振る舞いについて未解明な点は多い。今日では計算機演算速度の向上により，高精度な数値シミュレーションを比較的短時間で行えるようになってきてはいるが，モデル化が難しい物理現象の解明については物理実験に頼らざるを得ない。ここでは，津波の生成，津波の伝播と碎波機構，津波による土砂移動，津波氾濫水の挙動，津波の波力・流体力に関して，実験的に検討を行った研究例を紹介していく。なお，詳細については参考文献を参照されたい。

5.3.1 津波の生成

海底変動による津波生成に関する実験的検討例

は少ないが，最近では渡部ほか（2007）が行っており，平面水槽底部に設置されている震動台を周期的，非周期的に動かしたときの水表面の応答特性を検討している。

津波は土砂が海面に突入することによっても生じる。今村ほか（2001）は土砂突入による津波生成に関する実験を行い，土砂と流体の境界で生ずる界面抵抗の算定に成功し，数値モデルとの検証を行っている。ここでは，新たな可視化技術により土砂の挙動を検討している重松ほか（2006）を紹介する。土砂粒子群が水中を運動する際に誘起される水面波の諸特性を解明するために，土砂粒子群をゲート急開により水面に突入させる水理模型実験（図5-2）を行っている。水深，斜面角度，粒子量，粒子の初期位置をパラメトリックに変えて実験を行い，発生波の波高および，周期の推定式を算定している。さらに，新たなPIV手法（流跡線連結法なる画像計測アルゴリズム）を開発して高濃度固液混相流場における流体運動の計測手法を提案し，その有用性を示すとともに，水面波の生成過程における流体と粒子群の運動の詳細（図5-3）について検討している。

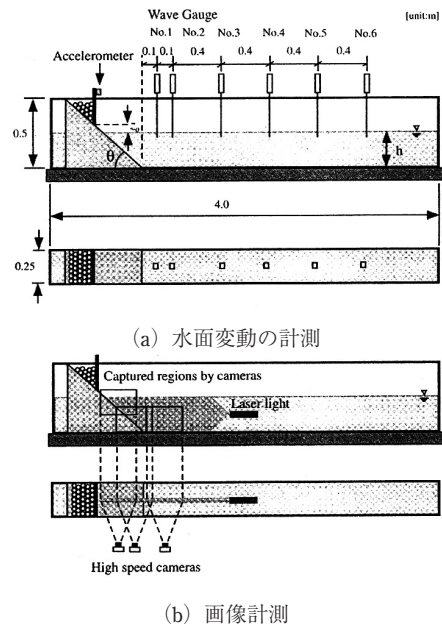
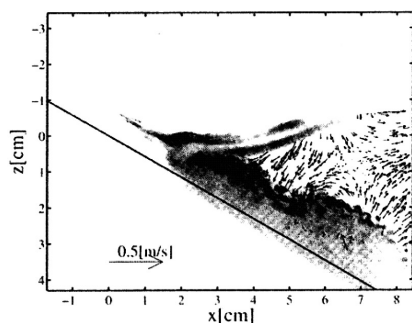
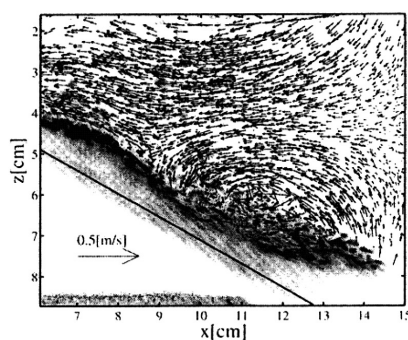


図5-2 実験装置の概略（重松ほか，2006）



(a) 0.232秒後



(b) 1.544秒後

図5-3 斜面上を運動する粒子群および流況
(重松ほか, 2006)

5.3.2 津波の伝播と砕波

外洋で発生した津波は沿岸近くの浅海域に達すると津波の非線形性と分散性によってソリトン分裂が生じる。これらの現象は1983年日本海中部地震津波や2004年インド洋大津波でも確認されている。

津波の砕波限界については、風波における砕波限界を利用する方法が現状であったが、岩瀬ほか (2001), 安田ほか (2006) などは長周期波におけるソリトン分裂の発生要因や砕波限界について実験的に検討を行っている。しかし、実験装置の寸法的な制約により外洋、大陸棚、浅海域、陸域と再現した実験例は少ない。ここでは、松山ほか (2005) の実際の大陸棚を模した無歪みな実験装置を用いて検討を行っている実験を紹介する。

津波のソリトン分裂現象と分裂波の砕波限界を

把握するために、長さ200mの大型造波水路を用い、水路上流端に設置されているピストン型造波板により津波を発生させ、大陸棚上を伝播する津波の実験を行っている。大陸棚は長さ約100mで、地形勾配は1/100, 1/150, 1/200と3つの条件でそれぞれ実施し (図5-4), 砕波近傍での波形について、詳細な計測を行っている。実験結果から、津波のソリトン分裂時の発生位置は波峰から分裂を始める場合が多いが、津波周期が長く、波高が小さくなるほど、分裂開始位置は波峰前方へ移動することや、同じ津波条件において、大陸棚の地形勾配が大きくなるほど、津波高と水深の比が大きくなることを明らかにしている。また、水位の時系列データから、砕波限界の指標である水面の空間波形や水表面流速波速比を算定する方法を提案し、実験データを適用している。その結果、砕波限界の最大水面勾配は20~50度 (図5-5), 水表面流速波速比は0.5~1.2と従来用いられていた

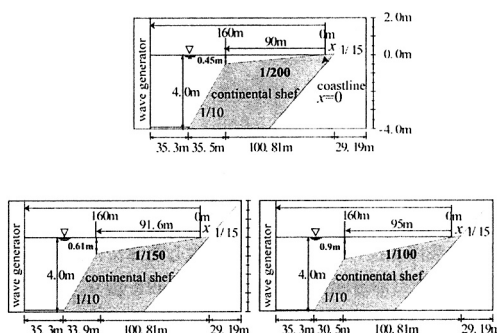


図5-4 大陸棚を模した実験の概略図
(松山ほか, 2005)

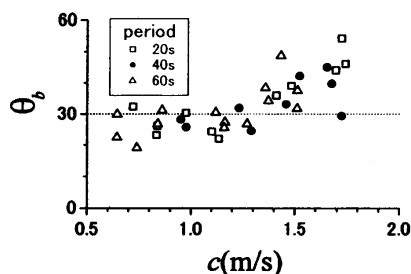


図5-5 砕波限界時の最大水面勾配 θ と波速 c
(松山ほか, 2005)

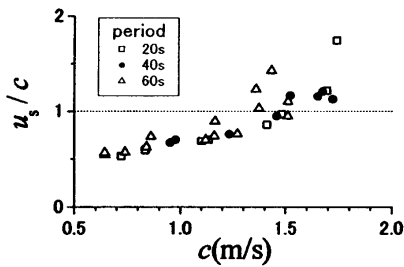


図5-6 碎波限界時の水表面流速波速比 u_s/c と波速 c (松山ほか, 2005)

碎波限界値より大きいことを明らかにしている(図5-6)。

津波は碎波したのち、段波となって沿岸に押し寄せる。鉛直壁や斜面に対して斜め入射する碎波段波の反射特性を実験的に検討した松富ほか(2004)の研究もある。

5.3.3 津波による土砂移動

港湾などの浅海域へ来襲した津波は大量の土砂を運搬し、災害や大規模な地変を引き起こすため、津波防災上、重要な課題の一つである。

津波を対象とした土砂移動に取り組んだ先駆的な研究例としては高橋ら(1993)の研究例がある。河川流などの土砂移動形態と異なり、津波は流速が大きく、大きな乱れにより浮遊砂が卓越する。しかし、津波に適用される掃流砂(流れの直接の抵抗を受けて下床またはその近くを移動する流砂)と浮遊砂(流れの乱れによる拡散現象のため水中を浮遊して輸送される流砂)の量を与える理論は現在導かれていないことから、大きい流速を生じさせるためのヘッドタンクと砂床区間を含む検査断面から構成される津波規模の大掃流力を想定した実験装置(図5-7)での砂移動に関する実験を行い、津波による土砂移動に適用可能な掃流砂、浮遊砂量に関する経験式を導いている。

菅原ほか(2003)は一樣斜面上を津波に伴って移動する津波堆積物について、水理実験を実施し、津波水理量と堆積物形成との関係を検討している。

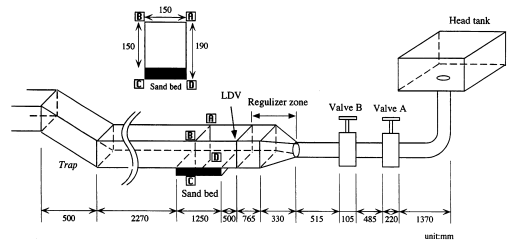


図5-7 津波規模の大掃流力を想定した実験装置(高橋ほか, 1993)

5.3.4 津波氾濫の挙動

津波氾濫の挙動を明らかにするためには、流体運動の物理は勿論のこと、陸上を氾濫する津波が受ける抵抗や地形条件の影響を検討する必要がある。

激しく乱れている津波先端のメカニズムや抵抗則を明らかにした研究例としては、藤間・首藤(1988)がある。藤間・首藤は、滑らかなポリウレタンゴム製の底面が走行する水路(図5-8)を用いた水理実験により、津波先端部を再現し、先端部の詳細な水面波形や流速分布、レイノルズ応力を測定している。津波先端部における境界層の乱れ構造は平板境界層のものと類似し、摩擦抵抗もほぼ同じであることなどを見出している。

2004年インド洋大津波では、バンダ・アチエ市街において漂流物を伴った津波氾濫が観測された。松富ほか(2007)は漂流物を伴う氾濫流の水理実験を行い、漂流物を取り込んだ場合の段波伝播速度や氾濫流速に関する理論解を誘導し、実験との比較を行っている。流体と漂流物との総合抵抗係数(漂流物間の摩擦抵抗や漂流物域層密度などのパラメータ)を適切に選択することにより、津波氾濫流中の漂流物速度に関する理論解と実験値を説明可能であることを示している。また、流木やコンテナなど、氾濫流に伴った漂流物の衝突力に関する実験的研究も行われている(例えば、松富, 1999; 池野ほか, 2001; 有川ほか, 2007)。

港湾部や市街地の地形条件を具体的に模した大規模な津波氾濫実験例もある。都市臨海部においては、土地利用の高度化や地下空間の利用拡大と

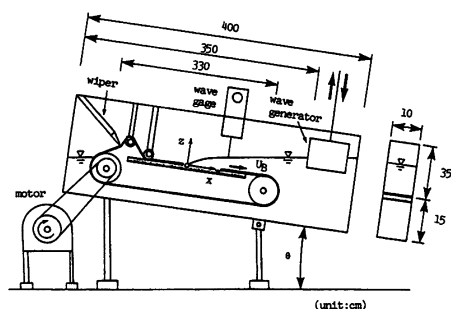


図5-8 底面走行式水路
(藤間・首藤, 1988)

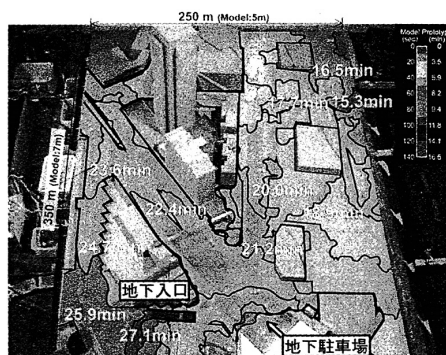


図5-9 市街地模型と浸水範囲の経時変化
(安田ほか, 2003)

いった高度利用が促進される反面で、伊勢湾台風を契機に整備されてきた海岸保全施設の老朽化、異常潮位や温暖化による海面上昇など、大きなリスクが生じつつある。安田ほか（2003）は以上の状況を鑑み、元禄関東地震津波を想定した詳細な都市臨海部の模型実験（図5-9）を行い、建物と地下施設が混在した首都圏の複合市街地を対象に、氾濫水の挙動特性や地下での浸水深、流速などを測定し、津波による浸水危険度の高さを調べている。実験結果から、構造物へ作用する津波流体力を算出し、家屋などへの被害判断基準（飯塚・松富, 2000）と比較から、建物が崩壊する危険性は小さいが、エントランスなどのガラス製の部分については、破壊されて浸水に至る危険性を指摘している（図5-10、図中、横軸は浸水深、縦軸は水流圧力、参考として、ランク②はコンクリートブロックが小破する危険度レベルである）。また、地下空間の危険度は高く、氾濫水の流入により避難が非常に困難な状態になることを指摘している。

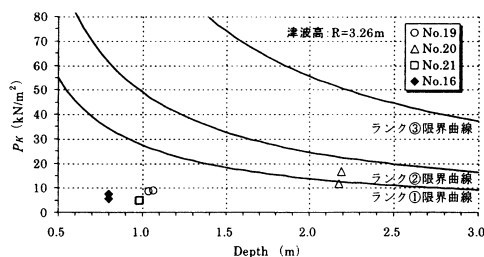


図5-10 建物に対する危険度評価
(安田ほか, 2003)

5.3.5 津波の波力・流体力

構造物などに作用する津波の波力や流体力を把握することは、護岸設計や津波氾濫流に対する家屋崩壊、沿岸樹木破壊に対する危険度評価に繋がる。津波の波力や流体力については、多くの研究例があるが（例えば、水谷・今村, 2002；チャレスほか, 2007），ここでは、有川ほか（2006）が行った、大規模水槽（図5-11）による遡上津波力の実験を紹介する。津波避難ビルの耐津波評価を

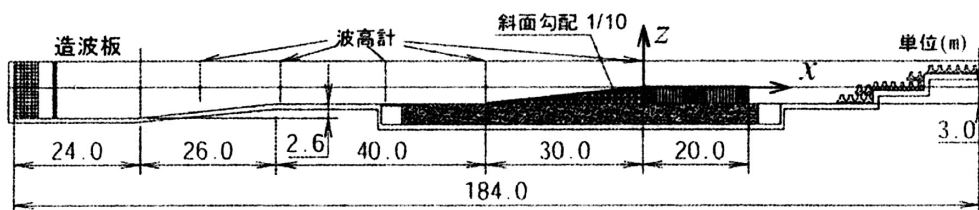


図5-11 大規模実験水路（有川ほか, 2006）

する際の基準や人に対する津波の危険度を明確にするために、構造物・人体に対して大規模津波実験を行っている。津波先端部での波圧特性を調べており、その結果、瞬間的に波力が大きくなる衝撃津波力が発生する場合は既存の式では過小評価につながることを、少なくとも津波先端部が $F_r > 1$ でない衝撃津波波圧は生じないことを明らかにしている。さらに、遡上津波と人体に作用する津波力の関係を示し、成人男性ならびに女性に対する滑動・転倒する目安を示している（図5-12）。

日本のみならず、アジア沿岸における津波減災システムとして需要が高まりつつある沿岸林による津波減勢に関する検討を行う際には樹木が受ける津波流体力の特性を検討する必要がある。沿岸林の津波減勢効果に関する検討例としては平石ほか（2001）、原田・今村（2003）、今井・松富（2008）などが挙げられる。著者は模型実験（図5-13）において、流れに晒され柔軟に樹形を変形させる樹木の様子（図5-14）を再現可能とするために、枝部のヤング率を模型縮尺に合わせて選択する力学的な相似則を提案し、樹形変形の影響を考慮した樹木の流水に対する抵抗係数 C_D の評価を行っている（図5-15）。

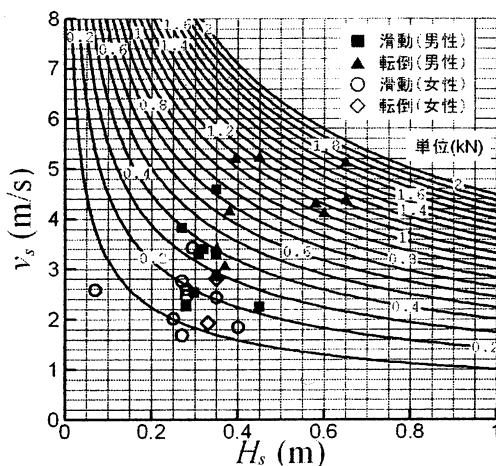


図5-12 人体流下実験の結果と計算された重複津波力（有川ほか，2006）

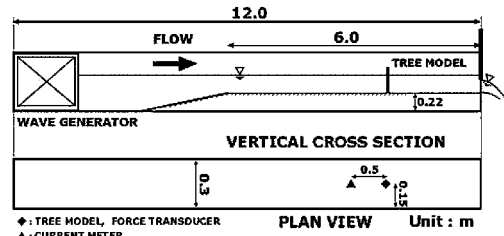


図5-13 実験装置の概略（今井・松富，2008）

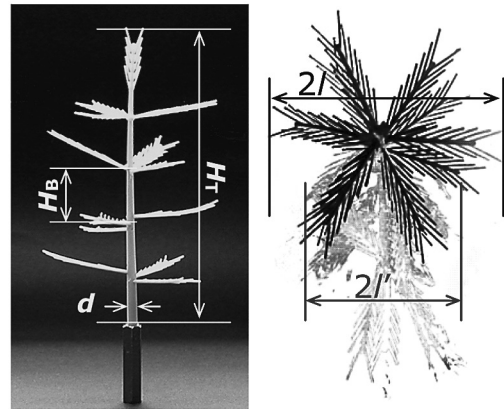


図5-14 流れに晒され柔軟に樹形を変形させる樹木模型の一例（今井・松富，2008）

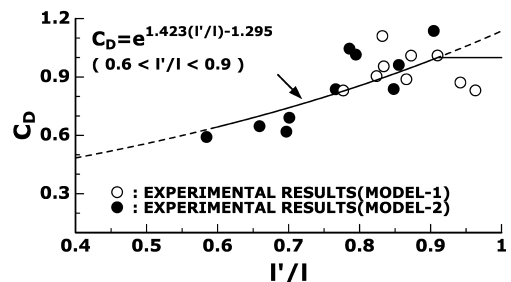


図5-15 樹形変形の影響を考慮した樹木の流水に対する抵抗係数（今井・松富，2008）

5.4 おわりに

ほんの一部ではあるが、近年行われてきた津波災害を科学するための水理実験の紹介を行った。実験装置の規模は千差万別であるが、解明すべき現象に沿って開発された装置や方法には研究者の創意工夫が満ち溢れている。また、そういった

実験により物理現象が解明され、数値シミュレーションの発展に貢献しているとも思われる。

津波災害は発生頻度が低いいため、現在でもなお、その全容を完全に把握できたわけではない。しかし、2004年インド洋大津波のように一度起されば甚大な被害が生じる。適材適所、水理実験、理論解析、数値シミュレーションにより津波災害を検討していくことが重要と考えられる。

参考文献

- 1) 須賀堯三編著：水理模型実験，山海堂，pp. 35-37, 1990.
- 2) 首藤伸夫・今村文彦・越村俊一・佐竹健治・松富英夫：津波の辞典，朝倉書店，pp. 240-241, 2007.
- 3) 松山晶史・池野正明・榊山 勉・柳沢 賢・藤井直樹：大陸棚上におけるソリトン分裂した津波の碎波に関する無歪み模型実験，海岸工学論文集，第52巻，pp. 241-245, 2005.
- 4) 平石哲也・竹村慎治・永瀬恭一：南太平洋地域における植林による津波対策法の適用性，海岸工学論文集，第48巻，pp. 1411-1415, 2001.
- 5) 安田誠宏・平石哲也・稲垣茂樹：臨海部の津波氾濫に関する模型実験，海岸工学論文集，第50巻，pp. 271-275, 2003.
- 6) 松富英夫・飯塚秀則：津波の陸上流速とその簡易推定法，海岸工学論文集，第45巻，pp. 361-365, 1998.
- 7) 渡部勇太・高橋智幸・菅野高弘：急激な底面変動により水面に発生する高周波成分に関する水理実験，海洋開発論文集，Vol. 23, pp. 111-116, 2007.
- 8) 今村文彦・後藤大地・鳴原良典・喜多村雄一・松原隆之・高岡一章・伴 一彦：土砂突入による津波発生機構に関する基礎検討，海岸工学論文集，第48巻，pp. 321-325, 2001.
- 9) 重松孝昌・河野哲也：斜面上を運動する粒子群に誘起される流体運動に関する実験的研究，海岸工学論文集，第53巻，pp. 136-140, 2006.
- 10) 岩瀬浩之・深澤雅人・後藤智明：ソリトン分裂波の碎波変形に関する水理実験と数値計算，海岸工学論文集，第48巻，pp. 306-310, 2001.
- 11) 安田誠宏・高山知司・山本博紀：ソリトン分裂津波の変形と波力特性に関する実験的研究，海岸工学論文集，第53巻，pp. 256-260, 2006.
- 12) 松富英夫・神 昭平：斜め入射する碎波段波の斜面からの反射，海岸工学論文集，第51巻，pp. 256-260, 2004.
- 13) 高橋智幸・今村文彦・首藤伸夫：津波移動モデルの適用性と再現性の検討，海岸工学論文集，第40巻，pp. 171-175, 1993.
- 14) 菅原正宏・大久保慈生・菅原大助・箕浦幸治・今村文彦：津波により一様斜面上を移動する土砂および津波石に関する水理実験，海岸工学論文集，第50巻，pp. 266-270, 2003.
- 15) 藤間功司・首藤伸夫：ドライベッドを遡上する長波の抵抗則，土木学会論文集，第399号/II-10, pp. 203-212, 1988.
- 16) 松富英夫・藤井 碧・山口 健：漂流物を伴う氾濫流の基礎実験とモデル化，海岸工学論文集，第54巻，pp. 226-230, 2007.
- 17) 松富英夫：流木衝突力の実用的な評価式と変化特性，土木学会論文集，No. 621/II-47, pp. 111-127, 1999.
- 18) 池野正明・森 信人・田中寛好：碎波段波津波による波力と漂流物の挙動・衝突力に関する実験的研究，海岸工学論文集，第48巻，pp. 846-850, 2001.
- 19) 有川太郎・大坪大輔・中野史丈・下迫健一郎・石川信隆：遡上津波によるコンテナ漂流力に関する大規模実験，海岸工学論文集，第54巻，pp. 846-850, 2007.
- 20) 飯塚秀則・松富英夫：津波氾濫流の被害想定，海岸工学論文集，第47巻，pp. 381-385, 2000.
- 21) 水谷 将・今村文彦：津波段波の衝撃性および越流を考慮した設計外力算定フローの提案，津波氾濫流の被害想定，海岸工学論文集，第49巻，pp. 731-735, 2002.
- 22) チャルレス シマモラ・鳴原良典・藤間功司：建物群に作用する津波波力に関する水理実験，海岸工学論文集，第54巻，pp. 831-835, 2007.
- 23) 有川太郎・大坪大輔・中野史丈・下迫健一郎・高橋重雄・今村文彦・松富英夫：遡上津波力に関する大規模実験，海岸工学論文集，第53巻，pp. 796-800, 2006.
- 24) 原田賢治・今村文彦：防潮林による津波減衰効果の評価と減災のための利用の可能性，海岸工学論文集，第50巻，pp. 341-345, 2003.
- 25) 今井健太郎・松富英夫：樹冠部の変形を考慮した樹木の抵抗則とそれを用いた沿岸林域の氾濫計算，土木学会論文集B, Vol. 64, No. 3, pp. 214-225, 2008.

6. 地震時地すべり再現試験機と高速長距離地すべり発生機構

福岡 浩*

6.1 はじめに

土砂移動現象の大部分は、地すべり・崩壊・土石流のタイプに属するが、近年、発生頻度は少ないものの自然斜面だけでなく谷埋め盛土のように人工斜面においても広い範囲を高速で移動する高速長距離土砂流動現象が発生し、極めて殺傷率の高い災害が目立つようになってきた。

高速長距離運動機構を解明するために、京都大学防災研究所では佐々恭二（現・京都大学名誉教授）が開発したリングせん断試験機をさらに発展させ、佐々と著者らが可視型地震時地すべり再現試験機を2002年に開発した。この試験機は土層流

動化の過程とメカニズムを多面的・実証的に解明するための鍵として、試験機内で地すべり・斜面崩壊におけるすべり面あるいはせん断ゾーンの形成を再現させ、固相から液相に変化する過程を力学的要素（せん断応力、過剰間隙水圧、せん断変位/速度、体積変化）の計測、及び流動状態の観察とビデオ撮影による速度分布の計測を可能とする試験機（可視型地震時地すべり再現試験機）（図6-1）である。

6.2 可視型地震時地すべり再現試験機本体の開発

本試験機は、リングせん断型土質試験機で、せん断箱上下の間隔を1/1,000mmの精度で制御し、ゴムエッジと上箱との接触圧を一定に保つことで非排水試験を可能にした。間隙水圧についてはセ

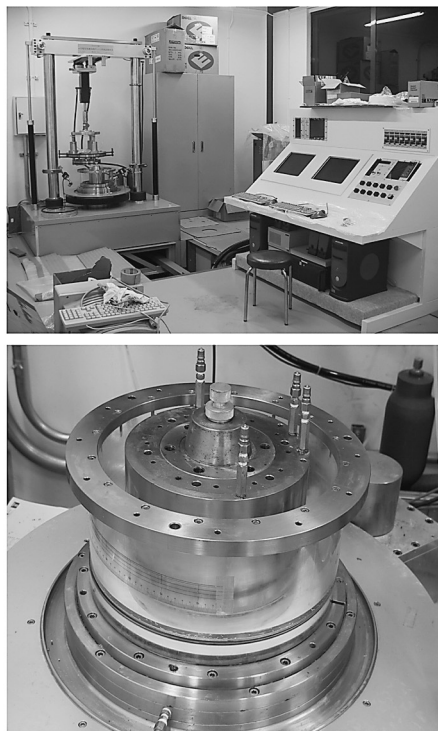
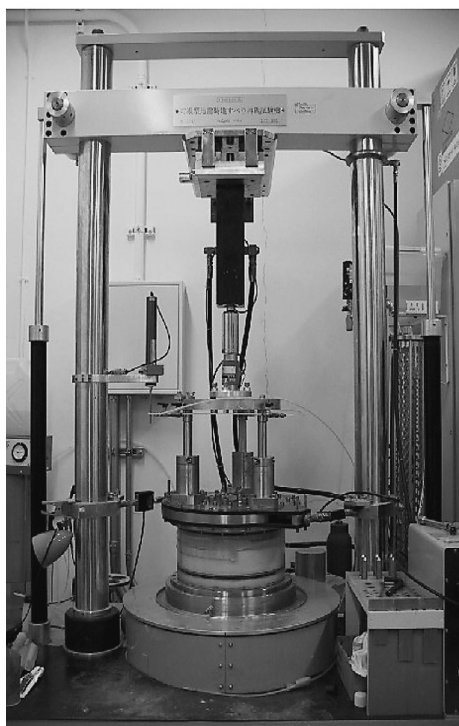


図6-1 京都大学防災研究所斜面災害研究センターの可視型地震時地すべり再現試験機（DPRI-7）。左：試料箱と載荷ユニット。右上：試験機本体と制御・計測コンソール，右下：可視型の試料容器。

*京都大学防災研究所

断面付近での測定が可能である。ドーナツ状のサンプルに対し、地震時を含む高速の応力変化を再現し、サンプルを非排水状態でせん断し、かつ、すべり面近傍での間隙水圧の測定を行う。垂直応力载荷システムは油圧サーボ、せん断応力载荷システムはサーボモーター二台を用い、速度制御、応力制御、変位制御が可能で、せん断中の試料の様子が外部から観察できるよう、透明なアクリル製試料箱（外壁）を備えた。また、高速せん断中もせん断箱から一滴の間隙水も漏れさぬように試験するために、極めて高精度の加工が必要な特殊なゴムエッジと間隙水圧測定制御用のポーラスメタルを備えている。開発に際して決定した主な仕様は以下の通り。最大垂直応力：500kPa、せん断は応力制御、速度制御、変位制御が選択可能、最大せん断応力：500kPa、最大せん断速度：300cm/sec、垂直応力・せん断応力の繰り返し载荷時/波形载荷時の最大周波数：5Hzで200Hzまでの任意波形を载荷可能である。試料飽和用/間隙水圧制御用水タンクおよびサーボ制御システム、せん断箱は圧密時、せん断時とも非排水状態が可能で試料内の間隙水圧をせん断中も連続して計測可能である。また、試験中の土粒子の動きを側方から観察するため、デジタルビデオカメラおよび CCD 撮像センサと高速画像入力装置で追跡し、土層の流動化状態を観察し、PIV 解析可能なシステムを開発した。

製作した可視型地震時地すべり再現試験機は、防災研究所においてすでに開発した地震時地すべり再現試験機と同じ基本的な考え方と構造を持つが、可視型にするためにせん断箱と過剰間隙水圧計の計測位置が異なる。図6-2に試験機の構造を示す。リング上のサンプルに油圧ピストン（OP1）で垂直応力を载荷する。载荷圧力（ロードセル N1で計測）の一部はサンプルボックスの側面摩擦に変わるのでこれをロードセル N2で計測し、せん断面にかかる垂直応力（N1-N2）をサーボシステムで制御する。図6-3はせん断箱の半分の断面模式図であり、せん断面のエッジ部分を拡大して示している。せん断箱（下箱）の上面にはゴムエッジが取り付けられており、このゴムエッジが

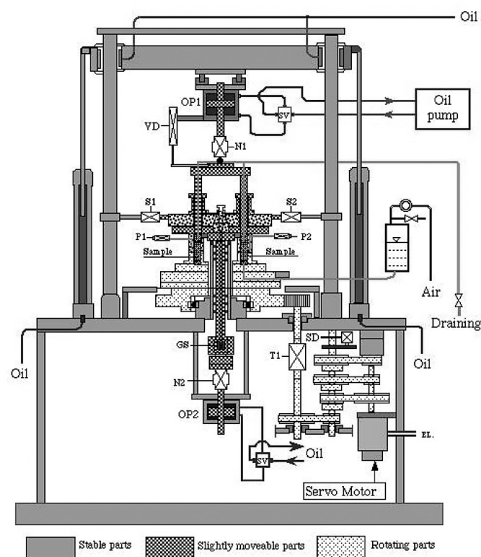


図6-2 可視型地震時地すべり再現試験機の構造図

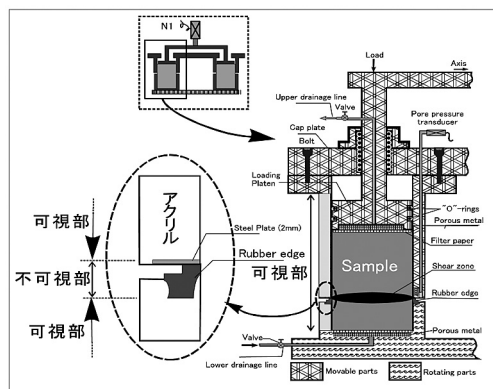


図6-3 可視型リングせん断試験機のせん断箱

せん断箱（上箱）底面に取り付けられた厚さ 2 mm のステンレス板に押しつけられている。この接触圧をサンプル内で発生する過剰間隙水圧より常に高く保つことにより、せん断箱内の間隙水圧水が一滴も漏れない非排水構造を保っている。接触圧力の制御は、Gap Control サーボ制御回路で行っている。すなわちゴムの圧縮量を0.001mmの精度で測定し、これを常に一定に保つようにサーボ制御システム介して油圧ピストン（OP2）を用いて5Hzの精度で制御している。また、可視型にす

るために、この試験機以前にはせん断箱の外側上箱に取り付けてきた間隙水圧測定システムが取り付けられなくなったため、せん断箱の内側上箱に取り付けることにした。間隙水圧は、せん断箱上側内輪のせん断面から 2 mm のところにポーラスメタルでカバーした溝を全周に渡って穿ち、これと間隙水圧計をつなぐ形で計測している。また、間隙水圧(背圧)も空気圧制御の水タンクから PC 制御で与えることが出来、豪雨時のように地下水上昇時のすべり面の状態を再現し高速地すべりの発生メカニズム、三次クリープの発現機構に関する実験も実施している。

6.3 エルサルバドル沖地震によるラスコリナス地すべりの再現実験

上記試験機を用いた地すべり再現試験のひとつの例として、2001年1月13日にエルサルバドル沖を震央とする Ms7.8 の地震により同国首都郊外のヌエバ・サンサルバドルのラスコリナス地区において発生した地すべりの再現試験を紹介する。これは中規模の流動性崩壊が発生し斜面下部の居住地区を広範囲に破壊した。犠牲者数は最大747名と報じられ、単一の地すべりによる死者数としては相当に大規模な災害となった。著者らは平成13年11月に合同現地調査を実施した。図6-4は発生直後に撮影されたラスコリナス地すべりの全景と滑落崖である。直下に広がる住宅地は主に中産階級の住宅地で、昼間発生したにもかかわらず、地震と同時に高速で運動したため避難することができなかった。同国には多数の火山があり、活断層も数多く走っている。ラスコリナス地すべりの源頭部は断層崖の上で過去に発生した地すべりの滑落崖頂部にあり、後退性地すべりと思われる。

源頭部ではパミスなどの火山堆積物が露出していたが、すべり面に主に堆積していたのは、火山灰起源と思われる赤色のシルトであった。これは風化火山灰層であると思われる。他の層の堆積物と異なり比較的高い含水比を示しており、この土層がせん断中に過剰間隙水圧を発生し高速運動の鍵となったと思われるため採取し日本へ運搬し地震時地すべり再現試験を実施した。

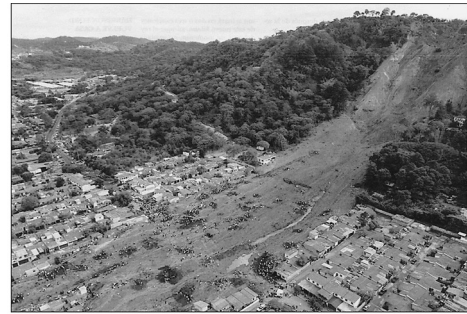


図6-4 発生直後のラスコリナス地すべり全景と滑落崖

図6-5は飽和非排水条件下で行った地震時地すべり再現試験の結果である。ラスコリナス市内で観測された本震の三成分加速度波形記録から源頭部すべり面方向に変換した応力波形に、さらに崖のへり(崖つぶち)で加速度が増大する効果を考慮して2倍および3倍した波形を与え実験を行った。図6-5上はそれらのうち、3倍の波形を載荷した試験の経時変化である。横軸がせん断変位を対数で表示し、垂直応力、せん断抵抗、せん断速度をプロットした。せん断抵抗の上限のエンベロープは2 mm をすぎた頃から緩やかに低下し、主要動が終わった頃にせん断変位は約 1 cm で、せん断抵抗は初期せん断応力を下回った。この状態は地震動が終わっても自重で加速していくことを意味する。間隙水圧の測定は試料の透水性が悪いために遅れが生じており、応力経路は一時的に破壊線から離れたが、過剰間隙水圧が発生し、すべり面液状化が発生し流動化して高速運動の原因となったと思われる。

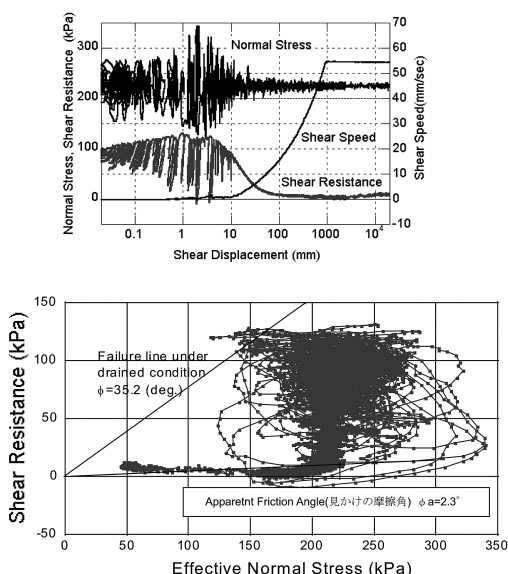


図6-5 加速度波形から変換した応力波形を源頭部で採取したシルト質土砂に載荷した地震時地すべり再現試験結果。上：せん断変位～応力・速度関係図，下：有効応力経路。すべり面液状化が発生したが、試料の透水係数が低く、破壊線上を下がっていない。定常状態での見かけの摩擦角 ϕ_a は2.3度。

図6-5下は有効応力経路で、図中の破壊線は試験終了後排水条件下で一定速度で得たものである。応力経路は地震波形を載荷直後に破壊線に到達した後、下方に下がり、その後左に向かって破壊線に近づき定常状態に達した。定常状態時での見かけの摩擦角は初期垂直応と定常状態のせん断抵抗の交点から原点に引いた直線の傾きで表せるが、2.3度まで低下した。ラスコリナス地すべりの見かけの摩擦角は10度程度なので、十分小さい値である。2度と10度の違いは源頭部や流動部でのすべり面が完全飽和でなかったり、斜面下部の家屋の抵抗の影響が考えられる。

6.4 すべり面液状化と地すべりの高速運動維持機構

地震力がある程度以上働くと応力状態は破壊線に到達し、せん断破壊する。図6-6に示すように、せん断の進行に伴ってせん断ゾーンでは粒子

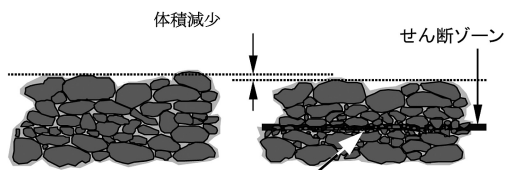


図6-6 すべり面液状化の模式図

破碎が生じ、細粒が空隙に入ることにより、土粒子骨格の体積が収縮傾向を示す。そのため、非排水条件下では過剰間隙水圧が発生するが、垂直応力と同等程度まで上昇（液状化）した場合を、すべり面液状化（Sliding-Surface Liquefaction）と呼び通常の液状化と区別している。その際、せん断ゾーンが飽和あるいは飽和状態に近ければ、地震の載荷時間は短いのでほぼ非排水状態と見なされ、体積の収縮傾向の程度に応じて過剰間隙水圧が発生し、その分發揮できるせん断抵抗は低下する。先述の通りせん断抵抗が初期せん断応力を低下すると、せん断が進めば進むほど体積収縮傾向は進行し、より大きな過剰間隙水圧が発生するという連鎖反応が引き起こされる。そのため、せん断は止まらないどころか加速度も増大する事態となり、高速地すべり運動が発生すると考えられる。一方、粒子破碎は同時にせん断ゾーンの透水係数を低下させるため、せん断ゾーン内に発生した過剰間隙水圧が発散しにくくなり、間隙水圧を閉じこめる働きもする。現在実施している不飽和試料を用いた試験結果からもせん断の進行と共にせん断ゾーンの飽和度が上昇することが示唆されている。これらの現象は先述のすべり面液状化が発生する条件である飽和非排水条件を強化することになり、地震の主要動後も過剰間隙水圧が発散することなく高速運動を継続する原因となると考えられる。この過程はある程度以上の地震力が働き、一旦粒子破碎が始まると高い過剰間隙水圧を閉じこめ高速で長距離運動を持続できるせん断ゾーンが自己組織的に形成されることを意味する。この自己組織化過程が「すべり面液状化」状態を安定・維持することを通して高速長距離運動に寄与していると考えられる。

参考文献

- Fukuoka, H., Wang, G., Sassa, K., Wang, F.W., Matsumoto, T. (2004): Earthquake-induced rapid long-traveling flow phenomenon: May 2003 Tsukidate landslide in Japan. *Landslides*, Vol.1, No.2, pp.151-155.
- Fukuoka, H., Sassa, K., Wang, G., Sasaki, R. (2005): Measurement of velocity distribution profile in ring-shear apparatus with a transparent shear box. *Landslides - Risk Analysis and Sustainable Disaster Management* (eds. K. Sassa, H. Fukuoka, G. Wang, F. Wang), Springer Verlag, pp. 149-156.
- Fukuoka, H., Sassa, K., Wang, G., Sasaki, R. (2006): Observation of shear zone development in ring-shear apparatus with a transparent shear box. *Landslides*, Vol.3, No.3, pp.239-251.
- Fukuoka, H., Sassa, K., Wang, G. (2007): Influence of shear speed and normal stress on the shear behavior and shear zone structure of granular materials in naturally drained ring shear tests. *Landslides*, Vol.4, No.1, pp.63-74.
- Konagai, K., Johansson, J., Mayorca, P. Uzuoka, R., Yamamoto, T., Miyajima, M., Pulido, N., Sassa, K., Fukuoka, H., Duran, F. (2004): Las Colinas landslide; rapid and long-traveling soil flow caused by the January 13, 2001, El Salvador earthquake. *Natural hazards in El Salvador*, R. William, B. Julian, L. Dina, C. Michael, M. Jon (eds.), Special Paper - Geological Society of America, 375; pp.39-53.
- Sassa, K., Fukuoka, H., Wang, G., Ishikawa, N. (2004): Undrained dynamic-loading ring-shear apparatus and its application to landslide dynamics. *Landslides*, Vol.1, No.1, pp.9-17.
- Sassa, K., Wang, G., Fukuoka, H., Wang, F., Ochiai, T., Sugiyama, M., and Sekiguchi, T. (2004): Landslide risk evaluation and hazard zoning for rapid and long-travel landslides in urban development areas. *Landslides*, Vol.1, No.3, pp.221-235.
- Sassa, K., Wang, G., Fukuoka, H., Vankov, D.A. (2005): Shear-displacement-amplitude dependent pore pressure generation in undrained cyclic loading ring shear tests: an energy approach. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, ASCE, Vol.131, No.6, pp.750-761.
- Sassa, K., Fukuoka, H., Wang, F.W., Wang, G.H. (2005): Dynamic properties of earthquake-induced large-scale rapid landslides within past landslide masses. *Landslides*, Vol.2, No.2, pp. 125-134.
- Sassa, K., Fukuoka, H., Ochiai, H., Wang, F., Wang, G. (2005): Aerial prediction of earthquake and rain induced rapid and long-traveling flow phenomena (APERITIF) (M101). *Landslides - Risk Analysis and Sustainable Disaster Management* (eds. K. Sassa, H. Fukuoka, G. Wang, F. Wang), Springer Verlag, pp.99-108.

7. 大地震の強震動シミュレーション

古村 孝志*

7.1 はじめに

世界の大地震の約1割が発生する地震国日本では、マグニチュード(M)7級の被害地震が年間1~2回、そしてM8級の巨大地震が10年間に1回以上の高い頻度で起きている。これらの大地震が、いつどこで発生するかを正確に予測する「地震予知」は、現時点ではまだまだ困難である。しかし、将来の大地震の強い揺れをコンピュータシミュレーションにより予測することができれば、地震災害軽減に大いに役立つことは言うまでもない。

地震の強い揺れ(強震動)は、震源断層から放出された地震波が、不均質な地下を伝わり、地表付近の柔らかい地盤で強く増幅され発生する。強震動の予測には、地下の不均質構造と、震源断層運動を適切にモデル化し、地震波伝播をコンピュータシミュレーションから評価する必要がある。シミュレーション結果を検証し、モデルの高度化を進めるために、高密度の地震観測データも必要である。

強震動シミュレーション技術は、過去10年間で急速に進んだ。背景には、1) 人工地震等を用いた物理探査による、主要平野の堆積構造と表層地

*東京大学大学院情報学環総合防災情報研究センター/地震研究所地震火山災害部門

盤の詳しい調査、2) 大規模数値シミュレーションのための高速計算機環境、そして3) 日本列島全域に広がる高密度強震観測網の整備、の3つの進展があげられる。こうして、過去の被害地震、そして将来の大地震の揺れを、高精度の地下構造モデルを用いて計算したり、そして観測データとの比較からモデルの検証と高度化をすすめることができたのである。

ここでは、2004年新潟県中越地震と2007年新潟県中越沖地震による長周期地震動の観測とシミュレーションを例に、地震動の大規模シミュレーションの現状と、日本の高密度地震観測の有効性について紹介する。

7.2 高密度観測で見る、中越沖地震の揺れの広がりかた

1995年兵庫県南部地震を契機として、大地震の揺れを記録し、そして災害発生の原因を詳しく探る目

的に、全国に地震計と震度計の設置が進められた。防災科学技術研究所により設置されたK-NET、KiK-net 強震計の数は1,800台になり、20~25 kmの間隔で日本列島全域をカバーしている。これに加えて、発災時の初動対応のために、全国の自治体により設置された震度計は3,800カ所以上にのぼる。

7.2.1 新潟県中越沖地震による長周期地震動

図7-1は、高密度強震計記録を用いて作成した、2007年7月16日の新潟県中越沖地震(M6.8)の揺れの広がる様子の可視化画像である¹⁾。地震計記録を時間・空間的に補間し、地震発生から20秒、60秒、120秒、180秒後の日本列島の各地の揺れの強さを色と高さで表している。大きな震幅を持つ横波(S波)が、およそ秒速3.5~4km/sの速度で日本列島全域に広がる様子を見ることが出来る。関東や名古屋、大阪などの人口の集まる平野

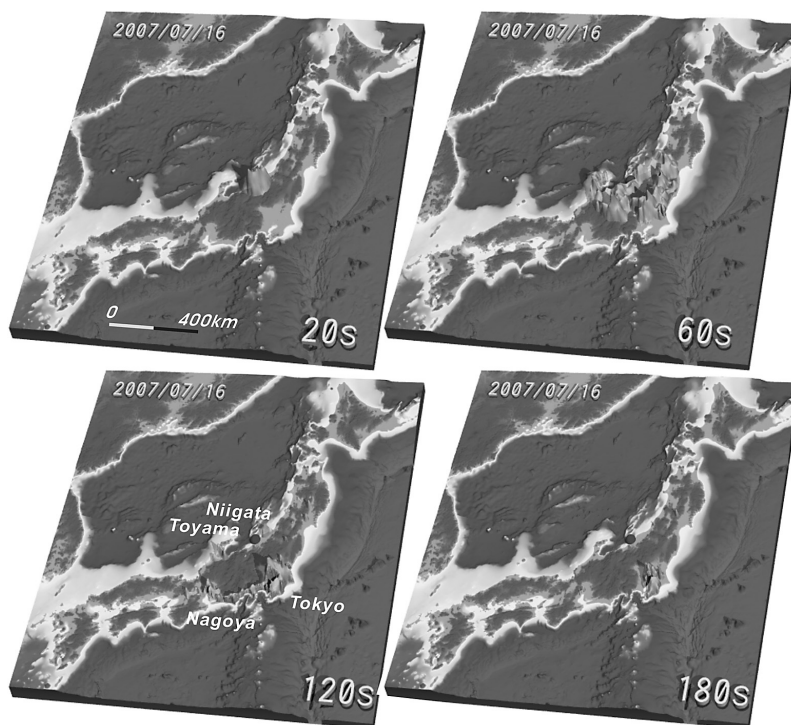


図7-1 日本列島の1800カ所に設置された高密度強震観測網(K-NET/Kik-net)で捉えられた、2007年新潟県中越沖地震の揺れの広がり方。地震発生後20, 60, 120, 180秒後。

に地震波が入射すると、揺れが数倍大きく増幅され、平野が大きく長く揺れる様子もわかる。このとき、関東平野では大きな揺れが3分間以上も長く続いたこともわかる。

関東平野の地下を覆う堆積層の厚さは3000～5000m 以上にもなる²⁾ (図7-2)。堅い基盤岩と地表面に挟まれた堆積層では、6～12秒の長い周期を持つ地震動(長周期地震動)が共鳴を起こし、強く増幅される。こうして生まれた長周期地震動の大きさは、都心で最大5 cm にもなった。平野を南北に横切る方向に地震計記録を並べると、長周期地震動が、平野内を伝わるにつれて大きく長い波群へと成長するようすが良くわかる (図7-2)。

7.2.2 都心に集まる長周期地震動

都心の長い揺れの原因はそれだけではなかった。2004年新潟県中越地震の揺れを、関東一甲信越に設置された自治体の震度計データ(SK-net; 東大地震研究所)を使って詳しく調べたところ、関東西縁山地に沿って神奈川方面に向かっていった長周期地震動が突然方向転換し、都心に集まってくる様子が見えてきた¹⁾ (図7-3)。基盤深度が浅

く、表面波の伝播速度が速い周囲の山地から、堆積層が厚く表面波の伝播速度が遅い都心部へと向けて一種の屈折現象が起きたものと考えられる。こうして、都心に向かっていろいろな経路から長周期地震動が集まって、何分も続く長い揺れが生まれたのである。

都心で強く生成する周期7秒の長周期地震動は、およそ70階建て以上の超高層ビルや、数十万キロリットルの容量を持つ石油備蓄タンクの固有周期に一致する。これら長周期地震動に共振した構造物の揺れは、地面の揺れよりも大きく、かつ長時間続くことに注意が必要である。加えて、鉄骨造の超高層ビルや石油タンクの浮屋根は減衰が小さいため、いったん揺れ始めると止まらない問題もある。こうして、2004年新潟県中越地震(M6.8)では、都心の超高層ビルが大きく揺れ、エレベーターケーブルが損傷した。また、2004年9月5日の紀伊半島南東沖の地震(M7.4)では、東京湾岸の石油タンクの浮屋根がスロッシング振動により破損する事故も起きた。このように、長周期地震動は現代構造物にとって重大な意味を持つ。

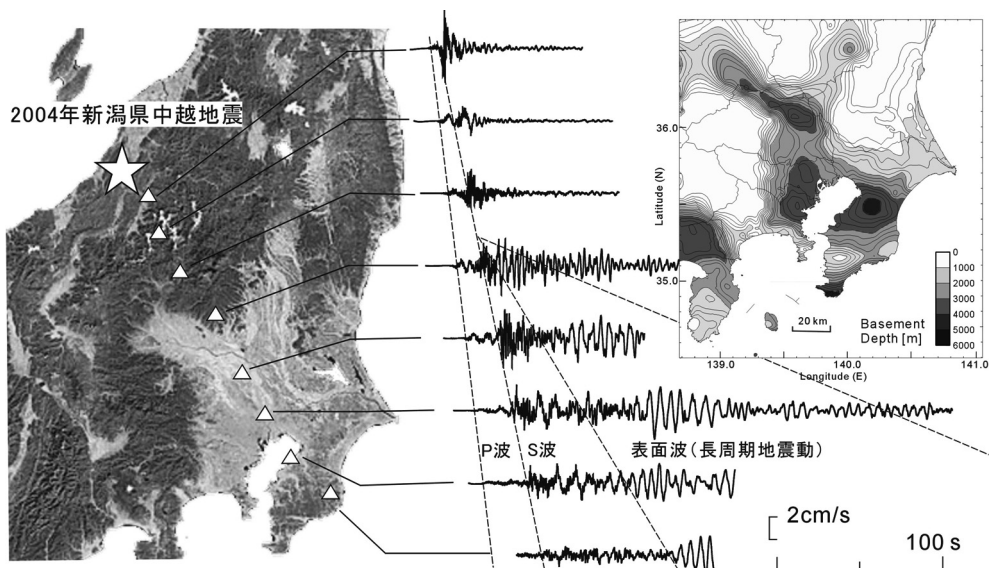


図7-2 2004年新潟県中越地震による、地震波の伝播と関東平野での長周期地震動の増幅・発達過程。図右上は、関東平野の基盤深度分布(コンター間隔200m)。

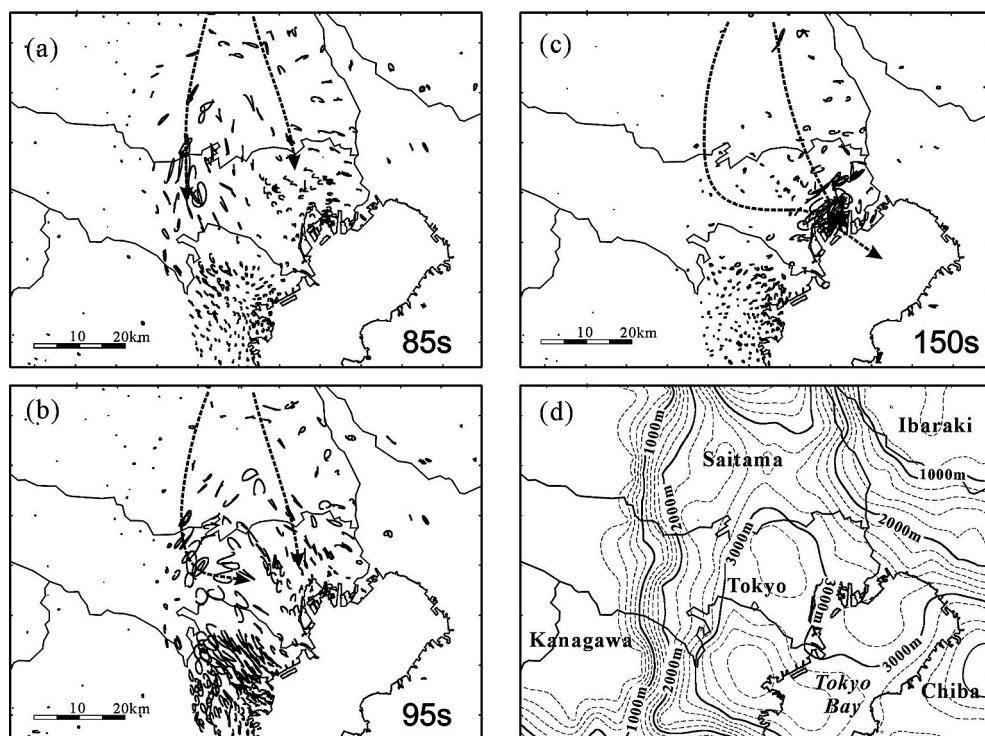


図7-3 中越地震による関東平野の表面波の伝播特性 (a)–(c) 平野内の自治体震度計と強震計で記録した、各時刻の地面の揺れの軌跡(震動軌跡)と推定される表面波の伝播方向(矢印)。(d) 基盤深度分布。

7.3 長周期地震動のシミュレーション

中越地震による関東平野の長周期地震動の生成をコンピュータシミュレーションにより確認しよう。

7.3.1 地震波の伝播計算

地震波伝播は、弾性体中の無限小歪みの現象であり、線形の運動方程式と、応力–歪みの構成方程式を交互に時間発展させながら繰り返し解くことにより評価できる。また、非弾性減衰 (Q_p/Q_s) の影響は、応力–歪みの構成方程式に時間遅れの効果を組み込むことにより評価することができる。なお、表層地盤に強い加速度が働くと、地盤が非線形的な振る舞いを示すことがある。ただし、地盤の非線形応答は、地下数メートル以下の場所に限られるので、その影響は必要に応じて別途評価するのが一般的である。

地震動シミュレーションに必要な入力データ

は、地下の物性値(P波速度, S波速度, 密度, 非弾性減衰係数)と地震断層の破壊過程(震源モデル)である。関東平野の堆積層モデルとして、人工地震探査や深層ボーリング調査のデータの統合モデル²⁾が整備されている。また、震源モデルは、近地強震波形や遠地地震波形の逆解析(インバージョン)から求められたもの³⁾が利用できる。

本計算では、計算対象領域を、甲信越から関東にかけての $440\text{ km} \times 240\text{ km} \times 160\text{ km}$ の範囲に選び、200メートルの格子間隔で細かくモデルを離散化した。各格子点上には、地下構造の物性値を与え、地震断層の位置には、断層運動と等価な物体力(外力)を与えた。断層破壊の進行とともに、外力が加わった格子点から地震波が次々と放射され、やがて計算領域全体に弾性波が広がる。なお、計算モデルの周囲の境界の物理境界からの反射波を抑えるために、周囲の20格子点には吸収境界条件を設置し、外に向けて広がる地震波を徐々

に消失させた。

7.3.2 差分法による地震波伝播計算

以上の一連の計算は、運動方程式の差分法 (FDM) 計算から評価することができる。FDM 計算では、方程式の時間・空間微分が、差分近似を用いて計算される。差分公式の次数を上げると計算の精度も向上するが、計算時間の増大を伴うため、一般には時間 2 次、空間 4 次の中央差分計算が行われる。近似の誤差を小さくするためには、空間の離散化幅 (格子間隔) を地震波の波長に比べ十分小さく選ぶ必要もある。たとえば、4 次精度の FDM 計算では、波長の $1/6 \sim 1/4$ 以下の格子が一般に用いられる。

格子間隔を半分の大きさに小さく設定すると、計算可能な地震波の周期を $1/2$ に短く (周波数を 2 倍高く) することができる。しかし、これにより格子数は 8 倍に増え、さらに時間ステップ数も 2 倍に増えるために、計算量は 16 倍に激増する。このように、数値計算の精度は計算機の性能に大きく制約される。

7.3.3 並列計算機による大規模計算

大規模な FDM 計算の実現には、計算領域を細かく分割し、多数の CPU で分担しながら計算を

進める「並列計算」が必須である (図 7-4)。各 CPU は、割り当てられた小領域の地震波伝播を独立に計算するとともに、領域外への波動伝播を進めるために、隣接する CPU とのデータ交換が必要になる。データ通信には、MPI (Message Passing Interface) と呼ばれる並列計算ユーティリティが用いられる。MPI を用いて書かれた並列プログラムは移植性が高く、多数の PC をコンピュータネットワークで接続した PC クラスタでも、地球シミュレータのような専用並列計算機でもそのまま実行可能である。

ただし、並列計算による地震波動伝播計算の高速化にも限度がある。一般的なプログラムの中には、並列化により計算時間が短縮できる部分 (並列化部分) のほかに、データ通信や入出力処理のように並列化できない部分がいくらか含まれているためである。このため、CPU 数が増えると計算速度の加速率が徐々に低下し、やがて計算速度は頭打ちとなる (図 7-4)。並列化部分の割合が大きいほど加速率は高く、より多数の CPU を用いた大規模計算が実行可能である。並列計算の効率性は、並列計算機のデータ通信性能にも大きく依存する。CPU が高速になると、データ通信の時間が無視できなくなるためである。

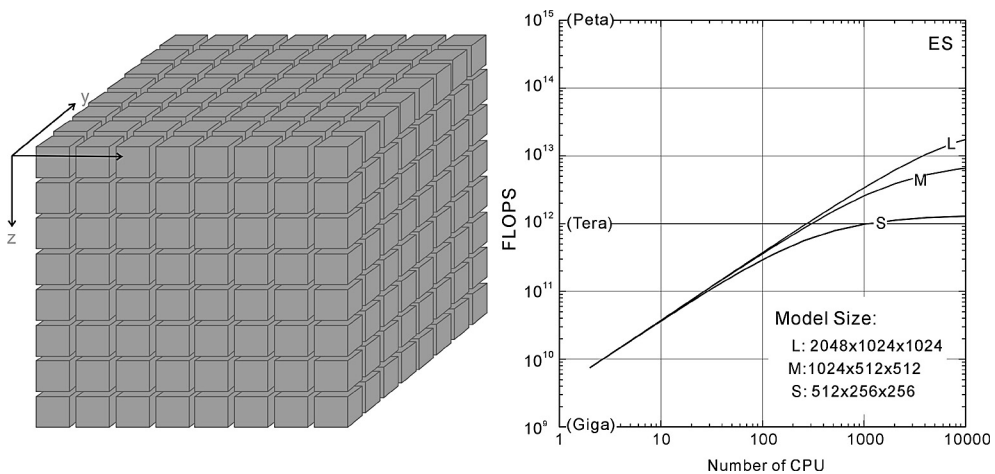


図 7-4 3次元領域分割にもとづく、並列計算モデルと、並列計算による計算速度の変化。大 (L)、中 (M)、小 (S) の3つのモデルについて、地球シミュレータを用いた計算結果。

7.3.4 新潟県中越地震のシミュレーション

図7-5は、地球シミュレータによる並列計算から得られた、新潟県中越地震の揺れの伝わる様子¹⁾である。地震発生から2分間の揺れの計算は、160台のスーパーコンピュータ（CPU数1280個）を用いた並列計算により30分で完了した。

シミュレーションでは、地震観測のような制約がなく、任意の場所に「仮想地震計」を置き、地表や地中の揺れの広がる様子を詳しく見ることができる利点がある。シミュレーション結果をよく見ると、地震発生から約20秒後に、関東平野の北端で長周期地震動が強く増幅・発生し、その後、都心に向かって真っ直ぐ伝わる地震動のほかに、平野の西端部を伝わる別の地震動が、国分寺付近で東転して都心へと向かってくる様子が再確認できる。その後、都心下の厚い堆積層に集合した長周期地震動は、東京湾を通して千葉県北西部へと

渡り、同じ経路を伝って再び都心に戻ってきたこともわかった。東京湾には地震計がなく、観測データからは確認できなかったが、シミュレーション結果から中越地震で東京湾の海底も大きく長く揺れたことが推察される。こうして、関東平野の基盤の最深点に長周期地震動の揺れが長く停滞したことがわかる。

シミュレーション結果の妥当性は、計算から求められた長周期地震動の波形が、観測記録と良く一致することから確認できる（図7-5）。ただし、長周期地震動が到着する前の、P波とS波の短周期地震動の部分の一致は良くない。これは、震源モデルの断層運動の不均質性と、中越から関東にかけての地下構造の微細構造の知見が不十分であることを意味している。震源インバージョンの精度を高め、そして地下構造探査を一層進める必要があるが、これらの努力にも経済的や原理的な限

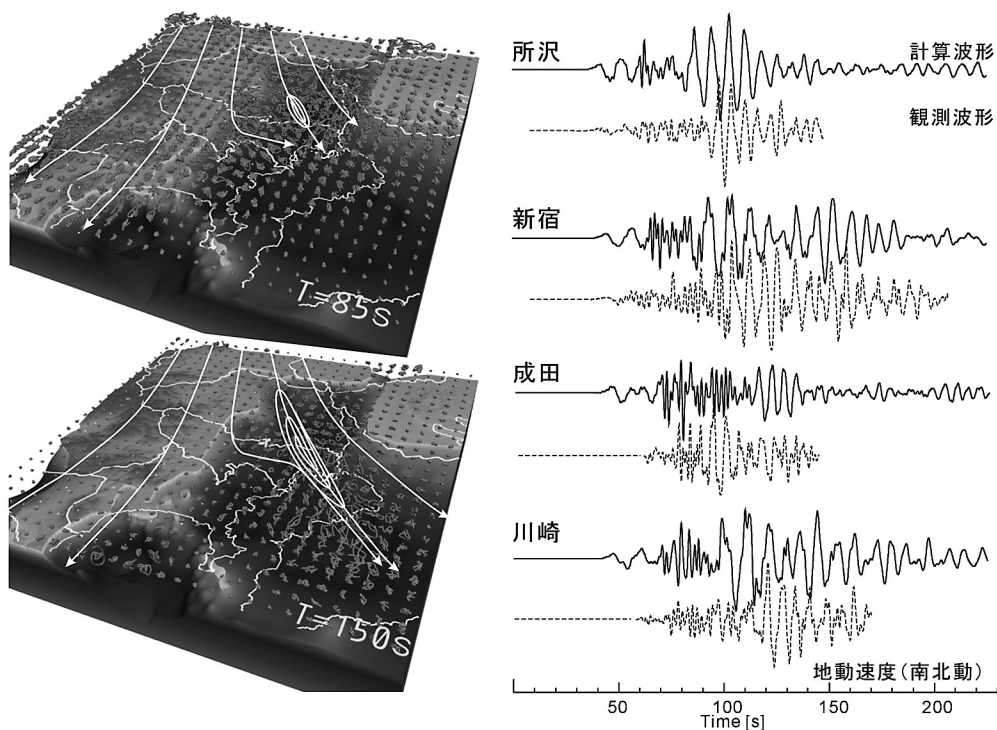


図7-5 計算から求められた、新潟県中越地震による関東平野での長周期地震動の伝播。仮想地震計の震動粒子軌跡（地震後85秒、150秒）と伝播方向（矢印）。計算から求められた地震波形（上）と新潟県中越地震の地震計記録（下）。4つの観測地点（所沢、新宿、成田、川崎）での比較。

界がある。

シミュレーションのモデルの精度を高め、より短周期地震動まで正しく計算できるようにするためには、シミュレーション結果と、高密度地震観測から得られた地震波形の一致が改善するように、モデルの微修正を繰り返し進める「モデルチューニング」が必要である。

7.4 強震動シミュレーションの課題

ここで紹介した長周期地震動の評価のように、現在のFDM計算による地震動シミュレーションは、周期1～2秒以上の、やや長周期地震動に限られている。これは、計算機性能の制約によるものではなく、震源と地下構造モデルの分解能の問題である。

強震動による木造家屋の被害を具体的、定量的に評価するためには、ターゲットとする地震動の周期帯を、周期0.5～2秒以下のまで下げる必要がある。近年、長周期構造物のほかに、精密機械や工場の生産ラインなど、周期0.5秒以下の短周期構造物が増えてきていることから、地震による近代都市の被害を考察するためには、シミュレーションの範囲を広帯域化する必要がある。

広帯域強震動予測の実現には、1) 長周期～短周期地震動の放射に関わる震源断層運動の不均質性の理解、2) 短周期地震動の伝播と散乱を強く支配する、短波長不均質構造のモデル化、3) 大規模並列計算のための計算コードの整備、の3つを一層進める必要がある。このためには、高密度地震観測と地下構造調査、そしてシミュレーションの連携が重要である。

強震動シミュレーション結果を地震防災に直接生かすためには、たとえば強震動予測結果を入力データとして、地盤と構造物の揺れの相互作用を評価するシミュレーションを行ったり、超高層ビルの揺れに伴う家具の移動や転倒シミュレーションを行うなど、複数のシミュレーションの連携が必要である。また、海域の浅い地震による海底地殻変動は津波を引き起こすため、海溝型巨大地震の被害予測では、地震シミュレーションと津波シミュレーションの連成が欠かせない。

これまで地震や津波、そして地震による構造物の揺れと被害の評価は、個別に行われてきた。個々のシミュレーション要素技術が十分に高度化した現在では、これらの異なる物理モデルを結びつけることが十分可能な段階にある。こうして、地震のシミュレーションから被害予測シミュレーションへの飛躍が今後強く期待される。

謝 辞

地震波伝播計算は、海洋研究開発機構の地球シミュレータを用いて行いました。また、防災科学技術研究所のK-NET、KiK-net強震観測網のデータを使用しました。

参考文献

- 1) Furumura, T. and T. Hayakawa, Anomalous propagation of long-period ground motions recorded in Tokyo during the 23 October 2004 Niigata-ken Chuetsu (Mw6.6) earthquake, Japan, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.97, pp.863-880, 2007.
- 2) 田中康久・三宅弘恵・額額一起・古村孝志・早川俊彦・馬場俊孝・鈴木晴彦・増田 徹, 首都圏下の速度構造の大大特統合モデル(2), 日本地球惑星科学連合大会講演予稿集, S116-P014, 2006.
- 3) Hikima, K. and K. Koketsu, Rupture processes of the 2004 Chuetsu (mid - Niigata prefecture) earthquake, Japan: A series of events in a complex fault system, Geophys. Res. Lett., Vol.32, L18303, doi:10. 1029/2005GL023588, 2005.

8. 高潮の数値防災研究

山下 隆男*

8.1 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年間で平均海面が3.1 cm上昇し、2100年までには50 cm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

*広島大学大学院国際協力研究科・教授

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。

8.2 高潮現象

8.2.1 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870 hPaの台風 Tip の場合には1.3 m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8-1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。我が国の最大の偏差（実測潮位－推算潮位）3.4 m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40 cmなので、吹き寄せ効果は約3 mとなる。伊勢湾台風の高潮では如

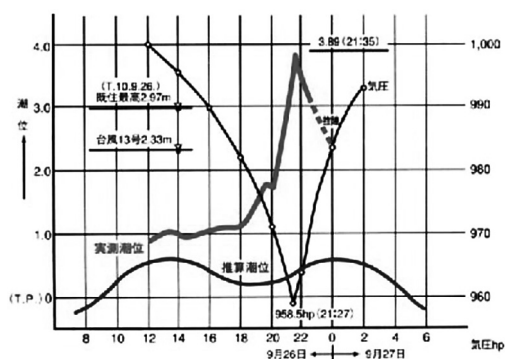


図8-1 伊勢湾台風による名古屋港での高潮記録

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。

8.2.2 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くほど、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8-2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、

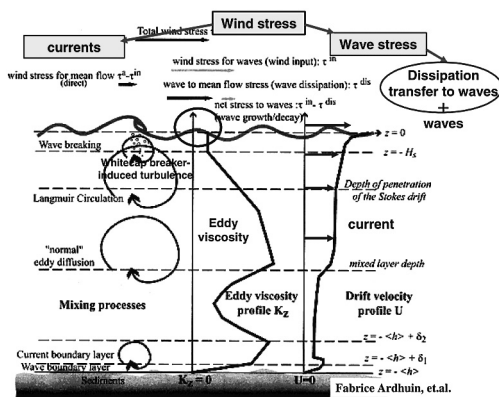


図8-2 大気のせん断応力が波浪の生成を介して平均流へと変換される過程の模式図

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。

8.2.3 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）は大気の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。

8.2.4 大陸棚での高潮

図8-3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、

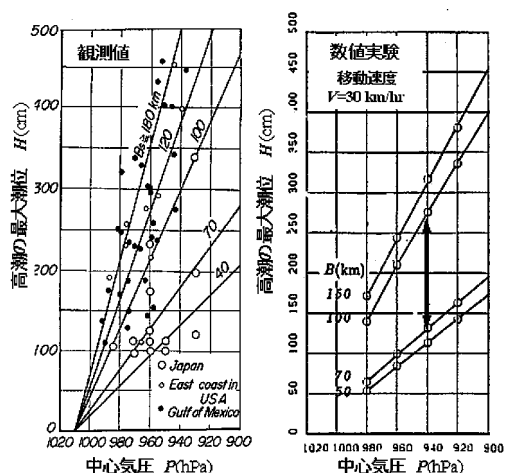


図8-3 高潮最大偏差と陸棚幅の関係

陸棚幅が70 km から100 km 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70～100 km）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るが、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8-3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4 m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）。

8.2.5 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。

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・衰滅、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8-4 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8-4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。

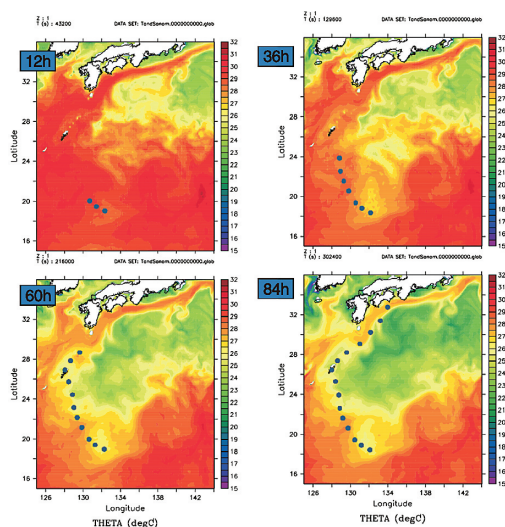


図8-4 台風0418号を対象とした台風。海洋の相互作用の数値実験（図中の点は台風の中心位置を示す）

8.3 高潮現象の数値解析

8.3.1 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る。

8.3.2 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8-5は瀬戸内海の高潮の再現計算に、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る。

8.3.3 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8-6に、現在、広島大学で稼動している「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

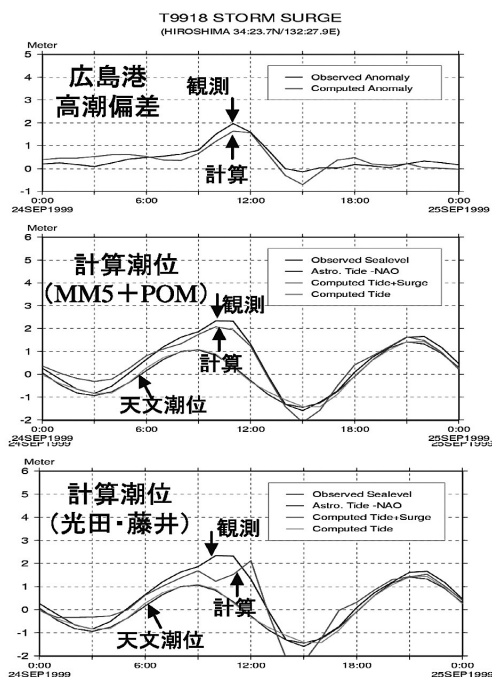


図8-5 瀬戸内海の高潮計算にMM5を適用した例

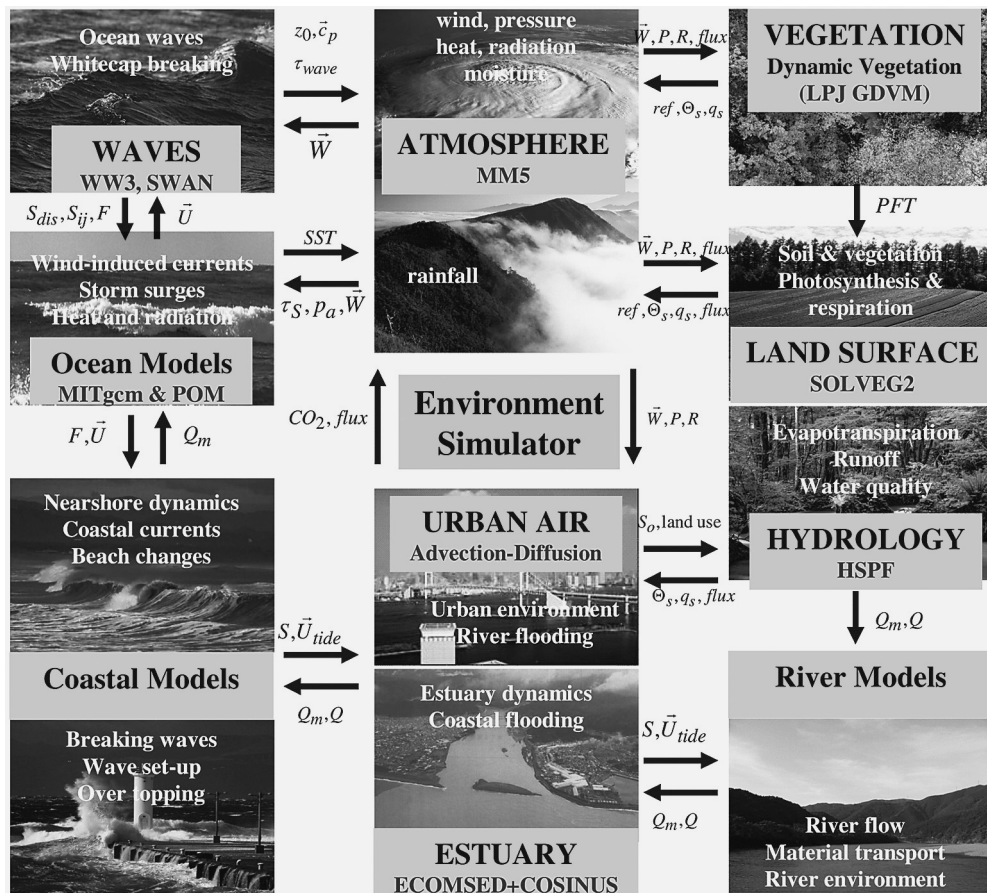


図8-6 地域環境シミュレーターの構成

(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, $\tau_s, P_a, \bar{W}$: 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, $s_o, landuse$: 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, $\Phi_s, q_s, flux$: 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ー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。

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の検証やデータの同化が重要な研究テーマとなる。

8.4 高潮数値防災

8.4.1 わが国の湾域における高潮

図8-7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。

(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

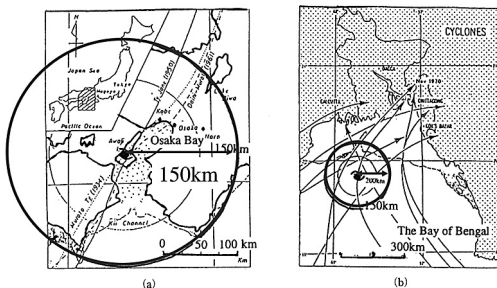


図8-7 大阪湾とベンガル湾のスケールの相違

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8-8に示すモジュール構成を用いることになる。

8.4.2 沖縄の高潮（リーフ海岸の越波・氾濫）

沖縄の高潮では、リーフ上での砕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8-9)。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

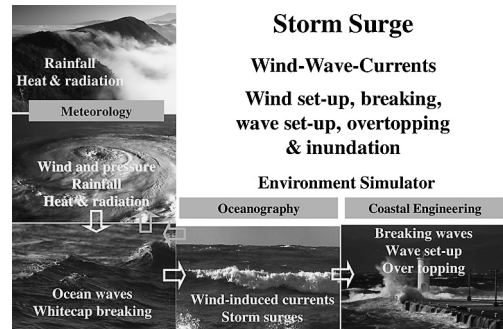


図8-8 高波・高潮解析のための地域環境シミュレーターのモジュール構成

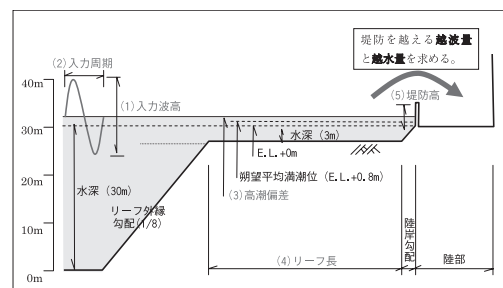


図8-9 リーフ海岸での越波、越水量の算定方法

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。

8.4.3 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，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8-1参照）。

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，気圧低下と碎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8-10と図8-11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。

このことは，高潮の数値計算から見ると極めて

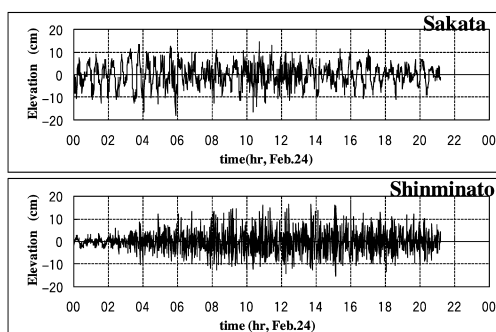


図8-10 酒田，新湊における1分間隔波形（NOWPHAS観測）



写真8-1 日本海の海岸構造物の破壊状況

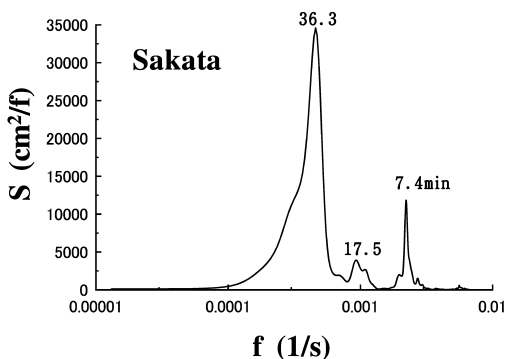


図8-11 酒田の1分間隔波形のスペクトル（NOWPHAS観測）

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。

8.4.4 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8-12）。

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

$$\tau_{total} = \alpha \cdot \tau_{br} + \beta \cdot \tau_a \quad (1)$$

ここで、大気乱流によって定式化されるせん断応力 τ_a および砕波せん断応力 τ_{br} は、以下のように定義する。

$$\tau_a = \rho_a u_*^2 = \rho_a C_D |U_{10}| U_{10} \quad (2)$$

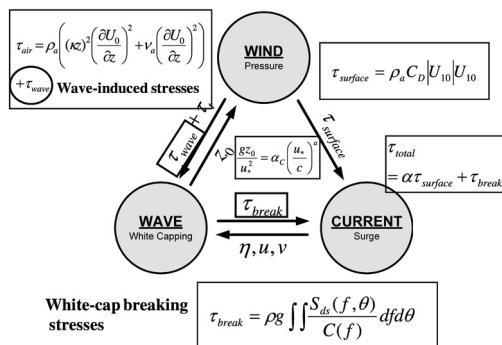


図8-12 大気・波浪・海流間のせん断応力関係

$$C_D = (0.63 + 0.066 |U_{10}|) \times 10^{-3} \quad (3)$$

$$\tau_{br} = \rho g \iint \frac{S_{ds}(f, \theta)}{C(f)} df d\theta \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial F}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial \phi}(\dot{\phi} F) + \frac{\partial}{\partial \lambda}(\dot{\lambda} F) + \frac{\partial}{\partial \phi}(\dot{\phi} F) \\ = S_{in} + S_{nl} + S^{dis} + S_{bot} \end{aligned} \quad (5)$$

ここに、 U_{10} :10m 高度での風速、 ρ_a :大気密度、 ρ :海水密度、 $C(f)$:波浪の周波数、 $S_{ds}(f, \theta)$:式(5)で示すSWANにおけるエネルギー散逸率(白波砕波および水深に規定される砕波の和)である。また、式(3)で表示される海面抵抗係数は、Smith and Banke (1975) によるものである。

この係数の中には、大気乱流と海洋波浪との乱流特性に対する相互作用は考慮されているが、波浪から海洋の平均流に移行するエネルギー過程に関する情報は入っていないため、波浪の発生、発達過程をモデル化するための海面せん断応力としては適用できるが、海洋の平均流を再現するための情報としては不十分である。このため、ここでは平均流生成海面応力 τ_{total} を、式(1)により、砕波せん断能力を考慮した形で表現しているが、その寄与率 α と β は数値実験により明確にする必要がある。

金ら (2008) は寄与率として、 $\alpha = 0.3$ および次式の $\beta(U_{10})$ を提案している。

$$\beta(U_{10}) = \begin{cases} 0.1 & \text{for } U_{10} \leq U_1 \\ 1 - 0.9 \frac{U_{10} - U_1}{U_2 - U_1} & \text{for } U_1 \leq U_{10} \leq U_2 \\ 1.0 & \text{for } U_{10} \geq U_2 \end{cases} \quad (6)$$

以上の関係を使いベンガル湾における1990年のサイクロンによる高潮の沿岸分布を再現した結果を図8-13の上図に示す。図中、黒丸は痕跡高から推定した高潮遡上高さ、実線は天文潮位、点線は波浪の影響を考慮しない場合の第二世代のモデルによる計算結果、一点鎖線は上述した方法による計算結果、破線は $\alpha = 0.1$ 、 $\beta = 1$ とした場合の計算結果である。これらの結果から、ベンガル湾の高潮では波浪の影響を考慮しなければ、極浅海域では1m～1.5m程度の過小評価になり、数

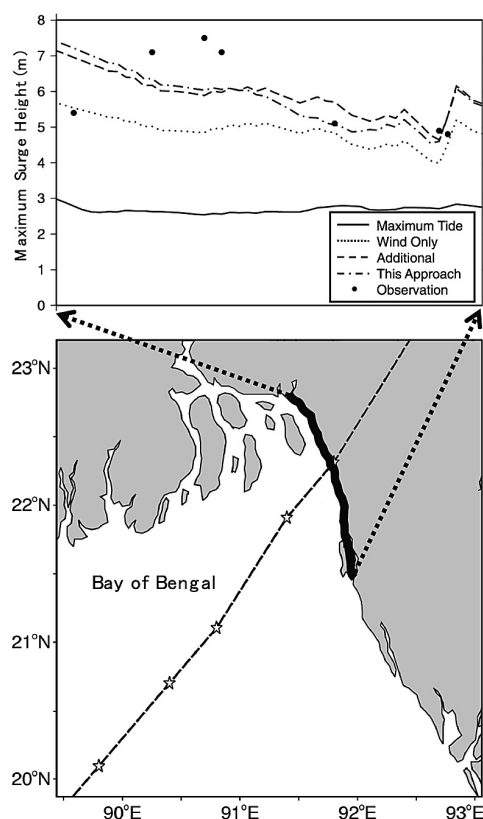


図8-13 1990年のサイクロンによるベンガル湾沿岸の高潮の最大潮位の沿岸分布の計算値

値解析においては波浪の影響を考慮することが必須であることがわかる。

8.4.5 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も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ぬ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、危険とわかっていても「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）。

8.4.6 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。

8.5 近未来の高潮とその適応策

8.5.1 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。ゆらぎと言えば不安定現象、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。

8.5.2 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8-14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。

ここには、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8-14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。

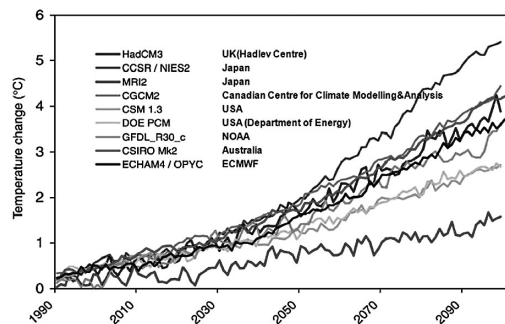


図8-14 A2シナリオに対する地球の平均気温の変動予測結果

(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8-15に示すよう

な海水温の摂動の傾向(warm phaseと cold phase)が数十年周期で振動している。すなわち, warm phaseはルニーニョ期に相当し, cold phaseはラ

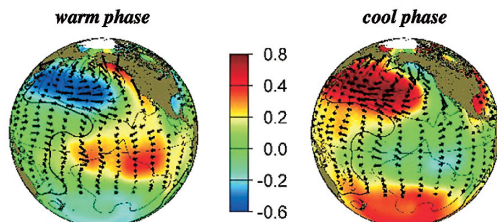


図8-15 PDOの warm phaseと cold phase (海水温の摂動成分, 海面せん断応力, 気圧分布)

ニーニャ期に相当する。

図8-16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。

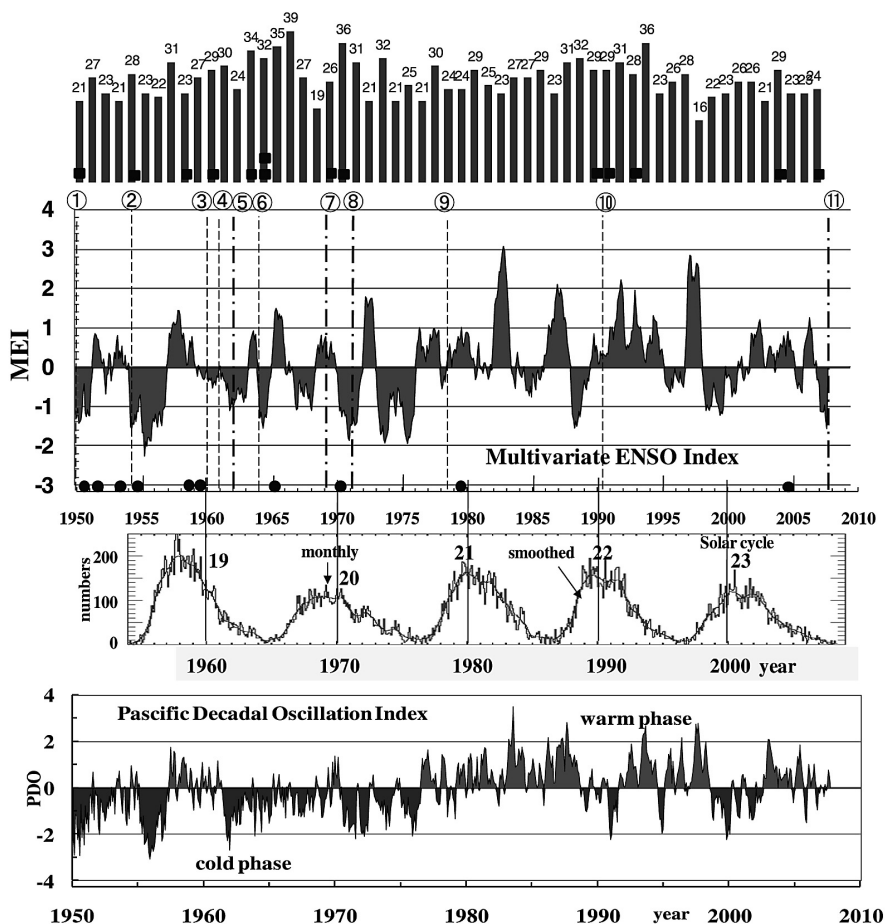


図8-16 ENSO, PDOの気候の「ゆらぎ」成分と台風, 温帯低気圧との関係

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8-16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。

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8-17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

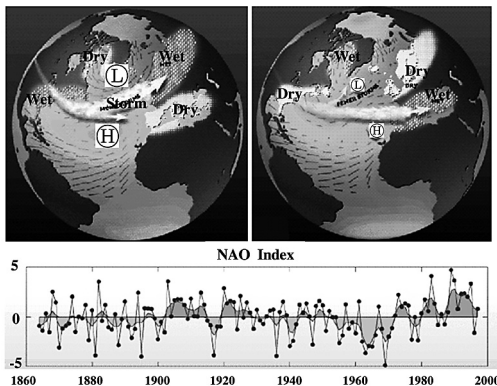


図8-17 北大西洋振動の概念図とNAO指標の変化 (North Atlantic Oscillation (NAO) HPより)

期) はエルニーニョ卓越期になっている。

- 3) 図8-16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8-16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 Cycle 19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。

(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8-18のようである。

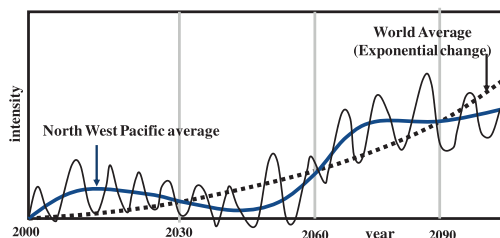


図8-18 北西太平洋地域のゆらぎと指数関数で表示される全球平均の変化特性

8.5.3 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8-19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。

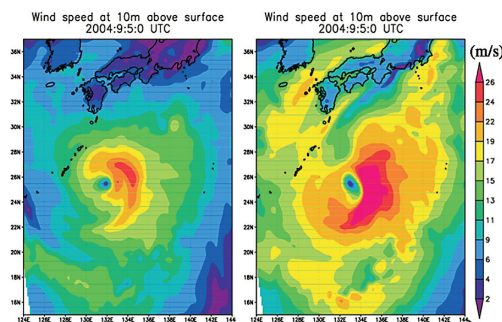


図8-19 T0418を対象とした海水温上昇に伴う海面風速の相違の計算例(右:現状, 左:2℃上昇)

8.5.4 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な行うのか。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8-2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8-2 2008年のハリケーンIKEによるガルベストン湾沿岸の高潮氾濫の様子

8.6 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る。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.ldeo.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, pp.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, In *Proceeding of the 17th Climate Diagnostics Workshop*, Norman, Oklahoma, pp.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, pp.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.*, Vol.227, Issue 3, pp.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 ECOM-SED への導入, 海岸工学論文集, 第52巻, pp. 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・カトリナによるニューオーリンズの高潮災害, 土木学会誌, pp. 39-43.
- 山下隆男・中川勇樹 (2001) : 白波碎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.
- 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.