



集中豪雨・局地的大雨予測への取り組み

斉藤和雄・瀬古弘・小司禎教・川畑拓也・折口征二・露木義（気象研究所予報研究部）



はじめに

数値予報技術の進展に伴って、天気予報の精度は近年めざましく向上しているが、災害につながるような強い雨についての定量的な予測精度はまだ十分ではない。集中豪雨や局地的大雨の予測が難しい原因として、以下の3つが挙げられる。

- 1) 現象の空間的・時間的スケールが小さく、現在の数値予報では積乱雲を直接的な予測の対象にできていない。
- 2) 数値モデルに取り込む観測データが十分でなく、初期値の精度が現象のスケールに対して十分でない。
- 3) 不安定な大気状態で発生する現象で、僅かな初期値や計算条件の違いで結果が大きく変わる。

気象研究所では、重点研究「メソスケールデータ同化とアンサンブル予報に関する研究」において、数値モデルを用いた集中豪雨・局地的大雨の予測研究を行っている。

研究内容

上記に関連して、以下の3つの課題に沿った研究を行う。

- 1) 雲物理過程を扱って降水系を再現・予測する非静力学モデルでのデータ同化技術（4次元変分法、アンサンブルカルマンフィルタ、アンサンブル予報を用いた変分法的データ同化手法など）を開発する。
- 2) GPSやレーダーなどさまざまな観測データを現象のスケールに応じて利用する技術を開発するとともに、集中豪雨・局地的大雨予測におけるそれらの観測データの有効性を調べる。
- 3) 高解像度アンサンブル予報に基づいて、短期量的予測に信頼度や確率情報を付加する技術を開発する。

結果の例

東京都杉並区を中心に多数の家屋浸水被害をもたらした平成17年9月4日の局地的大雨の事例について、4次元変分法を用いた再現実験を行った結果を示す(Kawabata et al. 2011)。この実験では、図1に示す高密度の観測データ(GPS可降水量、アメダス地上風と気温、ドップラーレーダー動径風と反射強度)を水平格子間隔2kmの非静力学モデルに短時間間隔で同化することにより、実際に生じた深い対流による降水システムを再現することに成功した(図2、3)。

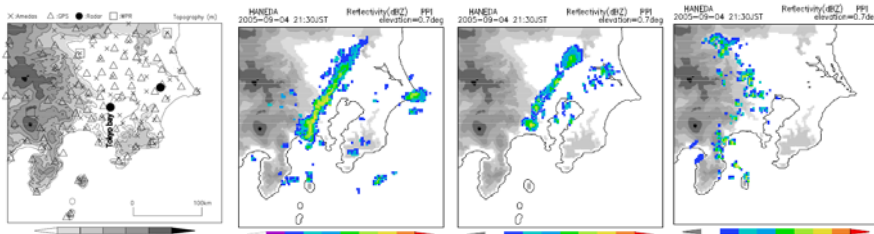


図1 同化した観測データ

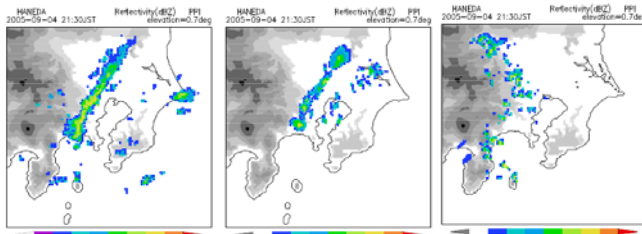


図2 観測された21時30分のレーダー反射率(左)と同時刻のモデルから計算したレーダー反射率。中)4次元変分法の結果。右)データ同化しない場合。

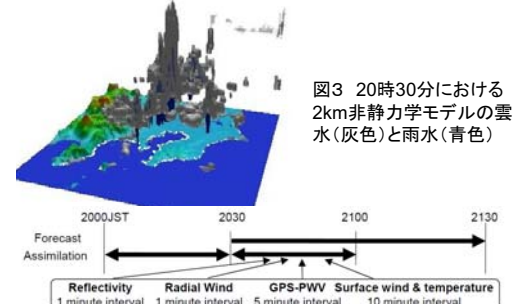


図3 20時30分における2km非静力学モデルの雲水(灰色)と雨水(青色)

短期予測への確率情報付加の取り組みとして、平成23年7月新潟・福島豪雨について雲解像モデルによるアンサンブル予報を行った結果(斉藤ほか、2011)を図4に示す。このケースでは3時間50mm以上という非常に強い降水の発生が高い確率で予測された。

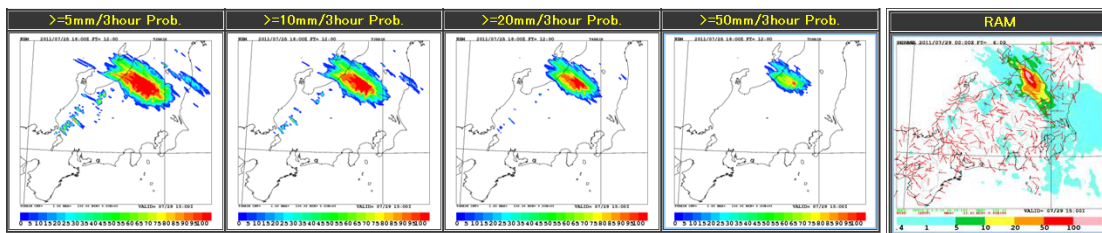


図4 平成23年7月29日の新潟・福島豪雨の事例についての水平格子間隔2kmの非静力学モデルによるアンサンブル予報に基づく降水強度別発生確率。前日21時からの予報による29日12-15時の3時間降水量の予報。左から、5mm、10mm、20mm、50mm以上の確率。レーダーアメダスによる実況の降水分布(RAM)を右に示す。

アンサンブル予報では、予報の誤差を定量的に推定することが出来るため、実用的なリスクマネジメントのために有効な情報が得られるほか、予報誤差の情報をデータ同化にも用いることが出来る。アンサンブルカルマンフィルタを用いた局地的大雨の同化実験も行っている(例えば、Seko et al. 2011)。

まとめ

集中豪雨の正確な予測や局地的大雨の事前予測は現状では困難が多いが、最先端の研究ベースでは期待できる成果が出始めている。数値モデルで積乱雲を表現することと精度の良い初期値を用意することが重要である。

実用化には多くの開発と膨大な計算資源が必要で、HPCI(次世代スパコン)戦略プログラムなどでも他の研究機関や大学と連携した豪雨予測研究を行っている。

局地的大雨のメカニズムや積乱雲の詳細構造を理解し、モデルで再現するためには、高密度な観測データが必要で、観測的研究との連携にも取り組んでいる。

参考文献

- Kawabata, T., T. Kuroda, H. Seko and K. Saito (2011) A cloud-resolving 4D-Var assimilation experiment for a local heavy rainfall event in the Tokyo metropolitan area. Mon. Wea. Rev., 139, 1911-1931.
- 斉藤和雄・折口征二・小司禎教・瀬古弘・LeDuc (2011) アンサンブル予報に見られる集中豪雨/局地的大雨の予測可能性について。第13回非静力学モデルに関するワークショップ予稿集。
- Seko, H., T. Miyoshi, Y. Shoji and K. Saito (2011) A data assimilation experiment of PWV using the LETKF system -Intense rainfall event on 28 July 2008-. Tellus, 63A, 402-414.



平成23年新潟・福島豪雨のメカニズム

加藤輝之（気象庁予報部数値予報課／気象研究所予報研究部併任）



はじめに

顕著現象は多大な災害をもたらす、社会的影響が極めて高く、顕著現象の実態把握・機構解明はその予報精度の向上と災害の軽減を目指すために必要不可欠である。そこで気象研究所では、重点研究として「顕著現象の機構解明に関する解析的・統計的研究」を行っている。また、顕著現象発生後しばらくの間は社会的関心が非常に高く、顕著現象の発生要因についての速やかな情報発信は、一般社会のニーズに応え社会全般における防災意識の啓発に大いに役立つ。本研究内容は、平成23年7月新潟・福島豪雨発生後、5日間という短期間で解析を行って気象庁から報道発表したものである。

平成23年7月新潟・福島豪雨は今年7月28日から30日にかけて新潟県と福島県で発生し、9時間の降水量が局所的に500mmを超え、大雨が長期化して3日間の合計で1000mmに達する豪雨となった。本研究では、平成10年8月の新潟での豪雨及び平成16年7月新潟・福島豪雨と比較し、今年の豪雨の発生要因について考察した。

過去の豪雨との比較

24時間降水量（図1左）をみると、平成10年は海上から平野部が主体で、平成16年は平野部から山岳部に強雨の中心がある。今年は内陸部に強雨域が幅広く分布し、山岳の影響もあると考えられる。なお、佐渡島の地形の影響は数値実験から確認できなかった。最盛期の9時間降水量（図1右）で比較すると、過去2事例では一連の大雨はほぼ1つの線状の降水システムによってだが、今年は複数のシステムによってもたらされていた（図3）。

大雨の発生条件は下層が暖湿かつ上空が寒冷なことである。暖湿な空気の流入（図2左）は対馬海峡からで、過去の事例と共通しているが、新潟付近に流入する水蒸気量が一番多かったのは今年ではなく、平成10年である。上空の気温（図2右）をみると、今年は -6°C 前後と過去の事例よりかなり低く、この低温が今年の豪雨をもたらした大きな要因だと考えられる。

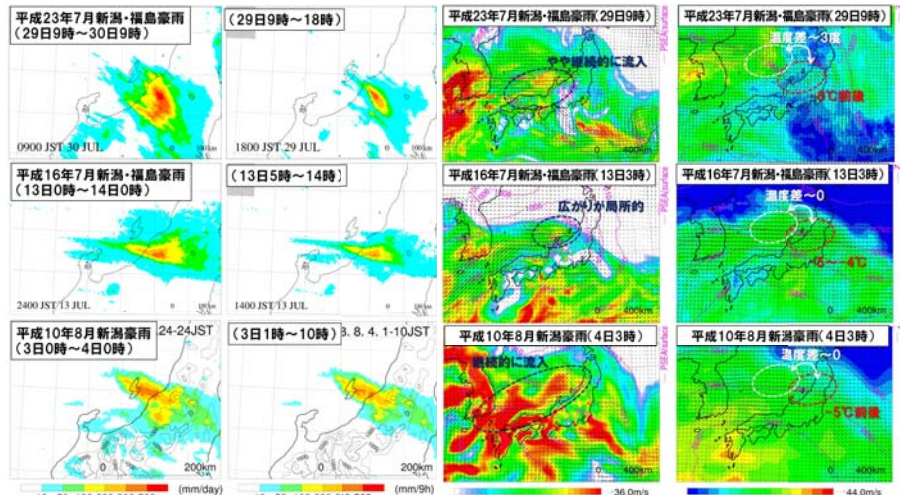


図1 24時間積算降水量（左図）と最盛期の9時間積算降水量（右図）。降水量は気象庁解析雨量から作成。下図におおよその標高を示す。

図2 豪雨発生時の高度500mの水蒸気量（左図）と500hPa面（高度約5800m）の気温。気象庁の数値予報資料から作成。

今年の豪雨の発生要因

今年の豪雨では図3に示すように、29日12時から30日9時に限っても6つの降水システムによって大雨がもたらされていた。これにより、大雨が長期化し、総降水量が増大した。また、6つの降水システムの多くは線状の形状をしており、バックビルディング型形成（積乱雲が風上で繰り返し発生すること）によって維持されていた。

上空の低温は、乾燥空気が流入し、それが上昇して断熱冷却することでもたらされた（図4）。通常大気は1km上がると約 6°C 低下しているが、水蒸気が凝結しない（雲にならない）で空気が上昇すると1kmで約 10°C 低下する（差し引き1kmで約 4°C 低下）。過去の事例では風上域が湿潤で、仮に空気が上昇しても水蒸気が凝結するので、断熱冷却は起こらない。また、特に強雨が観測された29日12時には高度約11km付近に小規模な気圧の谷がみられ、それにとまう高渦位域によって上空の気温がさらに低下した。

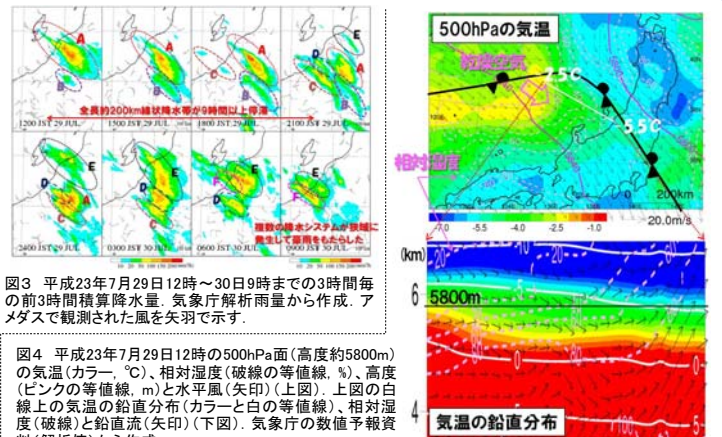


図3 平成23年7月29日12時～30日9時までの3時間毎の3時間積算降水量。気象庁解析雨量から作成。アメダスで観測された風を矢印で示す。

図4 平成23年7月29日12時の500hPa面（高度約5800m）の気温（カラー、 $^{\circ}\text{C}$ ）、相対湿度（破線の等値線、%）、高度（ピンクの等値線、m）と水平風（矢印）（上図）。上図の白線上の気温の鉛直分布（カラーと白の等値線）、相対湿度（破線）と鉛直流（矢印）（下図）。気象庁の数値予報資料（解析値）から作成。

まとめ

今年の新潟・福島豪雨では、下層での暖湿な空気の流入と上空での低温状態が長時間維持したことで、大雨が持続して記録的なものとなった。上空の低温状態は、上昇流に伴う断熱冷却によってもたらされ、特に強雨が強かった期間にはより上空に高渦位域が流入することでさらなる低温化を引き起こしていた（図5）。

今後も、顕著現象の発生時にはその要因についての速やかな調査と情報発信を行っていく予定である。

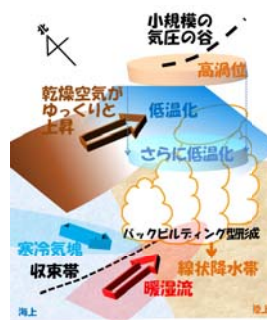


図5 平成23年7月新潟・福島豪雨の発生メカニズム。

謝辞

本研究は科学研究費補助金基盤研究(C)「豪雨・豪雪をもたらす大気状態の統計的研究」の支援を受けています。

参考文献

- Kato, T. and H. Goda, 2001: Formation and maintenance processes of a stationary band-shaped heavy rainfall observed in Niigata on 4 August 1998. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 899–924.
- Kato, T., and K. Aranami, 2005: Formation factors of 2004 Niigata–Fukushima and Fukui heavy rainfalls and problems in the predictions using a cloud-resolving model, *SOLA*, **1**, 1–4.
- 気象庁報道発表資料, 2011: 平成23年7月新潟・福島豪雨の発生要因について～過去の豪雨事例との比較～。



梅雨の過去の長期変化

遠藤洋和（気象研究所気候研究部）



1. はじめに

日本を含む東アジアの初夏には明瞭な雨季が存在し、この季節を日本では梅雨（ばいう、つゆ）と呼んでいます。梅雨の変動は社会活動に大きな及ぼします。たとえば、梅雨前線の活発化による集中豪雨は洪水や土砂崩れなどの大規模災害を引き起こします。反対に、梅雨の降水量が少ないと、干ばつ・水不足などの被害が出ます。また、梅雨が長引くと、低温や日照不足により農作物の生育に影響が出ます。このため、梅雨の長期的な変化の実態を明らかにすることは重要です。

本研究では、気象庁が観測した過去100年以上の降水量データを用いて、梅雨の長期変化を季節進行に着目して調べました。100年以上の長期観測データに基づく同様の調査は過去に類がありません。なお本研究は、気象研究所における重点研究「異常気象・気候変動の実態とその要因解明に関する研究」のもとで行われました。

2. データ

解析した観測データは、東日本と西日本の37地点の気象官署で観測された日降水量データです。対象期間は1901年～2009年の109年間で、これら地点では移転などによる統計切断はありません。観測地点分布を図1に示します。

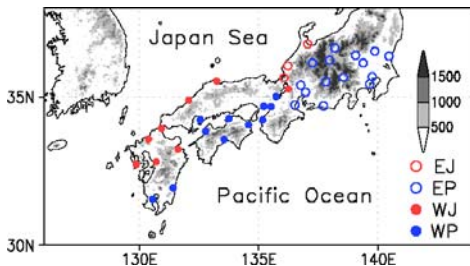


図1 解析対象とした気象官署の位置と地域区分。地域区分は気象庁の区分に従った。

4. まとめ

本研究では、過去100年以上の日降水量の長期観測データをもとに、梅雨の長期変化を季節進行に着目して調べました。100年以上の長期観測データに基づく同様の調査は過去に類がありません。その結果、以下のことがわかりました。

- 梅雨初期（6月1日～20日）は、有意水準10%で有意に減少トレンドが見られる。また、20世紀前半に明瞭な数十年規模の変動が卓越している。
- 梅雨中期（6月21日～7月10日）および梅雨期（6～7月）は、有意なトレンドは見られない。
- 梅雨末期（7月11日～31日）は、日本海側地域では有意水準5%で有意に増加トレンドが見られ、年々変動も増加傾向にある。

今後、梅雨の季節進行に関する長期変化が他の長期観測データ（気温、日照時間、地上気圧、地上風など）で同様に見られるのか、調べる必要があります。また、観測データで検出された梅雨明けが遅れる傾向は、気候モデルによる温暖化予測シミュレーションの結果と類似していることから、観測された変化が人為起源で説明できるのか気候モデルによる再現シミュレーションを通して調べる必要があります。

3. 結果

近年は梅雨の時期が遅くなっている

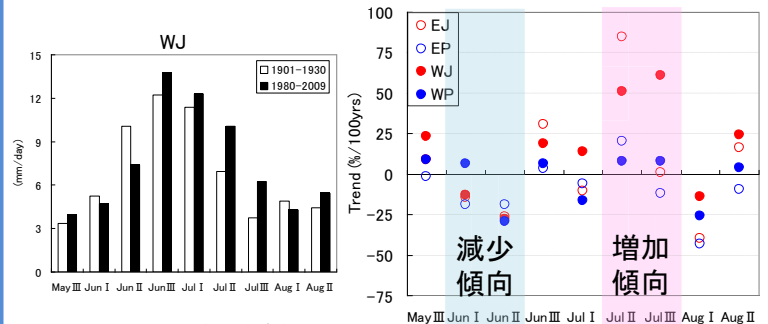
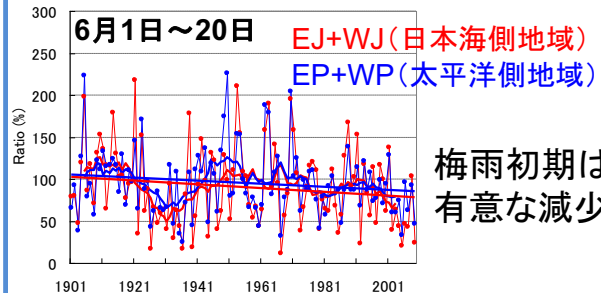
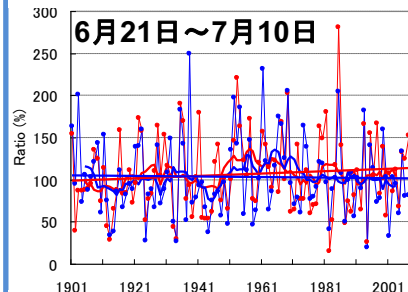


図2 WJ地域（西日本日本海側）における、最初の30年（1901～1930年、白抜き棒グラフ）と最後の30年（1980～2009年、黒塗り棒グラフ）の平均降水量。

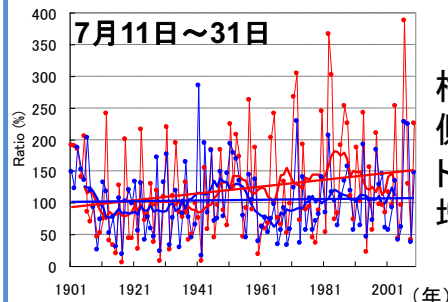
図3 1901～2009年の期間における降水量のトレンド（%/100年）。I：上旬、II：中旬、III：下旬。



梅雨初期は、
有意な減少トレンド



梅雨中期は、
有意なトレンドなし



梅雨末期は、日本海側地域で有意な増加トレンド、年々変動の増大。

図4 降水量平年比の期間別の時系列。細線は年々の値、太線は11年移動平均値、直線は線形回帰直線。平年値期間は1901～1930年。

表1 降水量の1901～2009年の長期トレンド（%/100年）と統計的有意性。Mann-Kendall (MK) の順位検定と最小2乗検定 (LS) を行い、有意水準5% (10%) で有意な場合について、* (* *) で示す。

Region	1-20JUN			21JUN-10JUL			11-31JUL			1JUN-31JUL		
	Trend	MK	LS	Trend	MK	LS	Trend	MK	LS	Trend	MK	LS
EJ	-22			8			54	*	*	13		
EP	-19			-2			3			-7		
WJ	-23			16			54	*	**	12		
WP	-17			-5			8			-6		
EJ+WJ	-23			14			54	**	**	12		
EP+WP	-18			-3			5			-6		
E+W	-20	*	*	2			20			-1		



時間スケール別にみた日本の極端降水の気候学的特性

宮島純也（筑波大生命環境）・藤部文昭（気象研究所予報研究部）

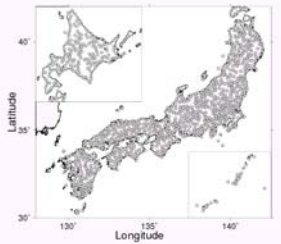


はじめに

気象研究所では、異常気象の多発に対する社会的関心の高まりを受け、重点研究「異常気象・気候変動の実態とその要因解明」を実施し、極値統計手法や長期データを利用した定量的な現象把握のための研究を進めている。本研究では、しばしば突発的な災害を引き起こす短時間強雨の統計的特徴を解明するため、まだ研究が少ない10分間降水量の資料を利用し、日本における極端降水の空間分布の気候学的特徴を時間スケール別に評価することを試みた。

資料

アメダスによる16年間（1994年4月～2009年12月）の10分間降水量（毎時00分に始まる10分間毎の降水量）、1時間降水量（毎時00～60分の降水量）、および日降水量（00～24時の降水量）のデータを用いた。極端降水の尺度として、各地点における対象期間中上位1番目、3番目、5番目、10番目、50番目、100番目の降水量を用いた。



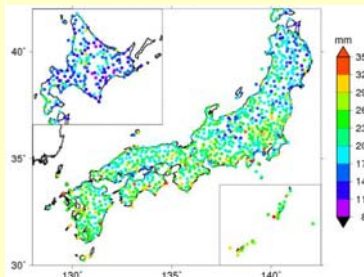
解析対象地点（1088地点）。

結果

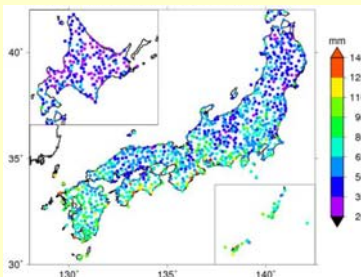
1. 降水量1位値の分布

- すべての時間スケールの降水量1位値に南北傾度が見られる。
- 1時間、日降水量1位値の空間分布では、太平洋側斜面で降水量が大きい傾向が見られ、地形による局地性が著しい。

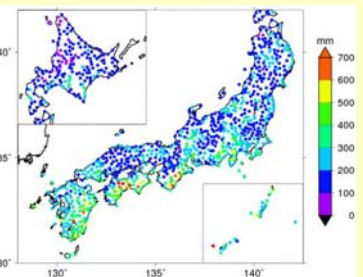
10分間降水量1位値



1時間降水量1位値



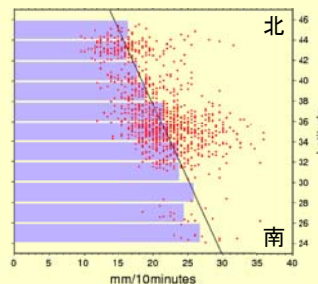
日降水量1位値



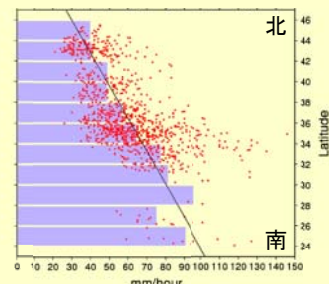
2. 降水量1位値の南北傾度

- 時間スケールが大きくなるほど、南北傾度（平均値に対する相対値）は大きくなる。
- 10分間降水量1位値は同じ緯度帯でのばらつきが小さいのに対し、日降水量1位値は同じ緯度帯でのばらつきが大きい。

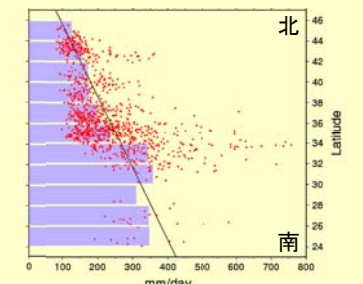
10分間降水量1位値



1時間降水量1位値



日降水量1位値



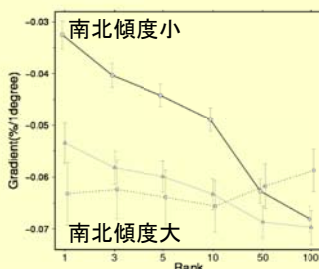
3. 南北傾度の順位別比較

- 10分間、1時間降水量については、順位が低いほど南北傾度が大きくなり緯度との相関も強くなる。
- 日降水量については、順位による南北傾度の明瞭な変化はないが、相関は強くなる。

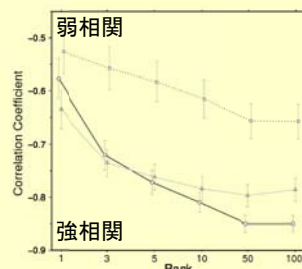
時間スケールと順位ごとの南北傾度（平均値に対する相対値、単位＝%/度）。

	10分間降水量	1時間降水量	日降水量
1	-3.25	-5.34	-6.32
3	-4.03	-5.82	-6.24
5	-4.42	-5.99	-6.39
10	-4.89	-6.33	-6.56
50	-6.27	-6.87	-6.17
100	-6.81	-6.97	-5.87

回帰直線の傾き



相関係数



○は10分間降水量、△は1時間降水量、□は日降水量、エラーバーは95%信頼幅。

まとめ

- 10分間降水量の地点毎の1位値の空間分布には、緩やかな南北傾度（-3.25%/度）が見られる。一方、時間スケールが大きくなるほど南北傾度が大きくなり、かつ、地形効果（特に、西日本の太平洋側斜面での高値）が顕著になる。
- すべての時間スケールで、極端降水の順位が低くなるほど緯度と極端降水の相関が強く、特に10分間降水量でこの傾向が顕著であった。

本研究の成果は、大雨の南北分布や地域性に関する時間スケールごとの特徴を見出したものである。同様の研究は二宮（1977）により行われているが、本研究はこれを、順位ごとの特徴の違いを含めてより定量的に記述したものと言える。なお、統計期間が比較的短い（16年）ことに関しては、より長期間の気象官署データ等を利用した解析が望まれよう。

参考文献

- Miyajima, J. and F. Fujibe, 2011: Climatology of extreme precipitation in Japan for different time scales. SOLA, 7, 157-160.
- 二宮 光三, 1977: 豪雨の時間スケールからみた降水強度極値の地理的分布. 天気, 24, 63-70.

謝辞 本研究は第1著者が2011年3月に筑波大学生命環境科学研究科へ提出した修士論文に基づいている。本研究は気象研究所と筑波大学の連携大学院制度の一環として行われた。



渇水対策・水資源確保のための人工降雨・降雪技術の現状

村上正隆（気象研究所物理気象研究部）



はじめに

国連などが2025年までに世界の2/3の人口が水不足に直面すると指摘。多くの人口密集地域では潜在的に水不足の状態。日本でも渇水は10年に2~3回と頻発しており、10年に1度は深刻な渇水が発生。今後地球温暖化が進むと少雨・渇水や豪雨・洪水が起こりやすくなることが指摘。

→ 安定的水資源確保を目的とした人工降雪技術、渇水対策に即効性のある人工降雨技術に関する研究を立ち上げ、今後予想される水不足問題・干ばつ等の災害軽減対策を講じる必要あり。

- これまでの研究で明らかとなってきた山岳性降雪雲の人工調節手法の高度化を図り、水資源確保のための人工降雪技術の確立を目指す。一方、渇水対策のために望まれる人工降雨に関して、その可能性を明らかにするための基礎的研究を行う。
- 数値気象モデル・水文モデルを連携した水資源管理技術を確立し、人工降雨・降雪による安定的水資源確保・渇水対策としての有効性を総合的に評価する。

手法

本研究では、統計解析、多波長ドップラーレーダー・2波長ライダー・多波長マイクロ波放射計などの地上リモセン、衛星リモセン、研究用航空機による雲・降水の直接観測、航空機及び地上からのシーディング技術、高精度高分解能の数値気象モデル、積雪融雪流出モデル、雲生成チェンバーなどの種々の手法を用いて、これまでになかった総合的な人工降雨・降雪研究を実施し、渇水緩和対策としての水資源管理技術の高度化を図る。研究内容として、人工降雨の高度化と人工降雨の可能性評価に二分され、これらの研究に先立ち事前評価を実施する。

【事前評価】人工降雪及び人工降雨の研究対象となる有望な地域・時期を特定する。過去の気象・水文データを解析し、水資源確保や渇水被害軽減の可能性を評価する。大規模な大気循環環境の解析、メソスケール気象データの統計的解析により過去の渇水時の天気パターンを明らかにする。

【人工降雪】各種リモセン技術を用いた微物理構造導出アルゴリズムを開発し、シーズンを通した人工降雪に適した雲の出現頻度を把握する。航空機による直接観測及びシーディング実験により降雪機構を解明し、物理的手法を用いてシーディング効果を把握する。種々の観測データから統計的評価法の改良、数値モデルの精度向上を図り、人工降雪効果の定量的評価を行う。気象モデル・水文モデルを組み合わせた総合的な水資源予測システムを構築し、過去の渇水年を対象に人工降雪の水資源確保技術としての有効性を実証的に評価する。

【人工降雨】雲生成チェンバーや詳細雲物理ボックスモデルを用いた最も有効なシーディング物質の物理化学特性の同定、ドライアイスへの吸湿性粒子によるシーディング実験も扱える高精度なシーディングモデルの開発・改良、それを用いた数値シーディング実験を行う。寒候期と同様、各種リモセン技術を用いて暖候期仕様のアルゴリズムを開発し、人工降雨に適した雲の出現頻度を把握する。航空機による雲の直接観測及びシーディング実験により降雨機構を解明し、シーディング効果の有無を明らかにする。改良型総合的な水資源予測システムを構築して、シーズンを通した数値シーディング実験を行い、人工降雨の渇水対策技術としての有効性を評価する。

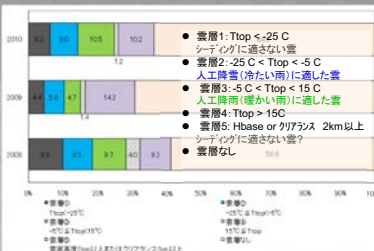


結果：人工降雨

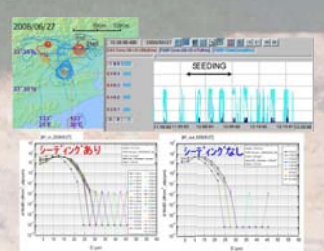


地上観測機器の配置図(高知県、リモセンおよび降水観測装置)

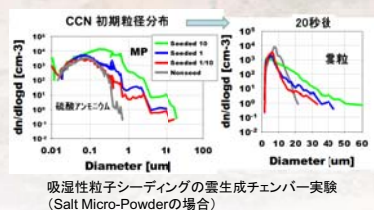
航空機搭載機器(観測用およびシーディング用)



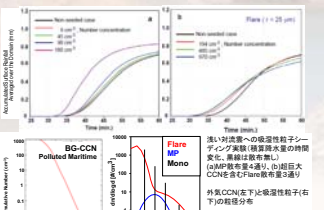
地上リモセン観測から推定した夏季の人工降雨有効雲の出現頻度



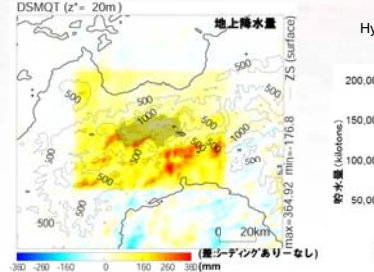
航空機による吸湿性粒子シーディング前後の雲底付近で観測された雲粒粒径分布の比較(Flareの事例)



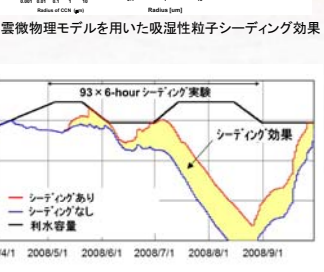
吸湿性粒子シーディングの雲生成チェンバー実験 (Salt Micro-Powderの場合)



Hybrid雲微物理モデルを用いた吸湿性粒子シーディング効果

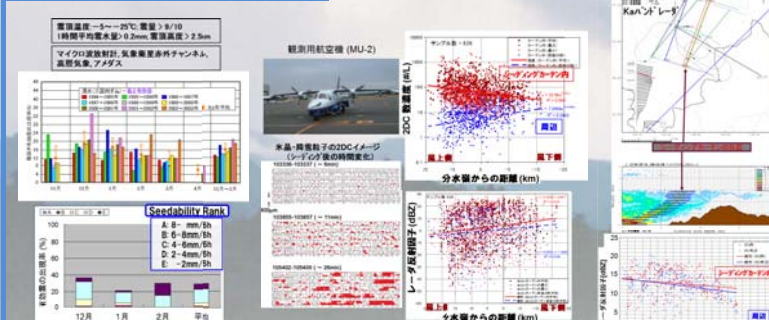


一夏を通した吸湿性粒子シーディングの数値実験 (早明浦ダム周辺、2008年、Salt Micro-Powder)



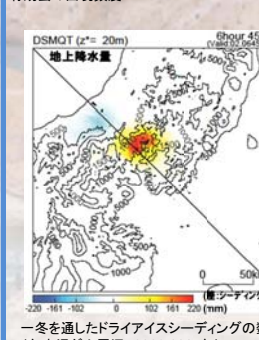
ダム貯水量からみたシーディング効果の数値実験(早明浦ダム)

結果：人工降雪

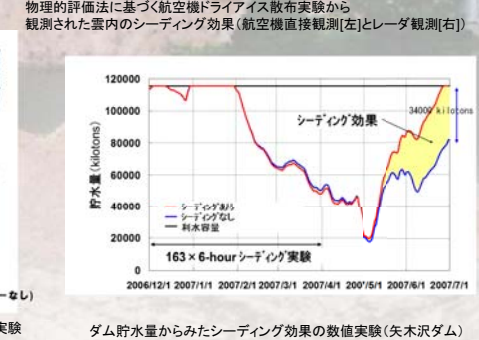


リモセン観測から推定した冬季の人工降雪有効雲の出現頻度

物理的評価法に基づく航空機ドライアイス散布実験から観測された雲内のシーディング効果(航空機直接観測[左]とレーダー観測[右])



一冬を通したドライアイスシーディングの数値実験 (矢木沢ダム周辺、2006-2007年)



ダム貯水量からみたシーディング効果の数値実験(矢木沢ダム)

まとめ

本研究では事前評価、各種リモセン観測、航空機等の直接観測とシーディング実験、気象・水文モデルの連携、室内実験などあらゆる手法を用いて、過去に類を見ない総合的な人工降雨・降雪研究を実施した。

寒候期のドライアイスシーディング実験では、安定的水資源確保として有効性を確認して定量的に評価できた。一方、暖候期の吸湿性粒子シーディング実験では限られた条件で有効であることを示したが、その有効となる条件や定量的な評価などには未だ総合的に調べる必要がある。

本研究で構築した総合的な水資源予測システムや各種リモセン技術を用いた雲の内部構造推定法は、今後その他の地域への応用も可能である。国内外から人工降雨技術に関する問合せや技術提供の協力要請があり、適切な予算措置のもと今後も施策課題の実現に向けた取り組みが継続されると思われる。

謝辞

本研究は文部科学省科学技術振興調整費「渇水対策のための人工降雨・降雪に関する総合的研究」(H18~H22)の一環として実施されました。



気象研究所の研究活動

気象研究所企画室



気象研究所の概要

気象研究所は、気象庁の施設等機関で、気象業務に関する技術についての研究を行うことを使命とし、気象、気候、地震や火山及び海洋などの地球科学を総合的に研究する国立試験研究機関です。

気象研究所の組織と沿革

気象研究所の9研究部

研究の主なターゲット

予報研究部	数時間先や明後日までの予報
気候研究部	地球規模の気候変動
台風研究部	台風のメカニズム・構造・予報
物理気象研究部	雲・雨、地表面付近の現象、日射
環境・応用気象研究部	大気微量物質の変動、都市気象、地域気候
気象衛星・観測システム研究部	観測手法の高度化
地震火山研究部	地震・津波・火山の観測・予測
海洋研究部	海洋変動の観測・予測
地球化学研究部	大気・海洋中の温室効果ガスや放射性物質

沿革

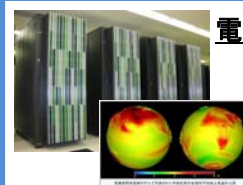
- 昭和21年(1946年) 東京都杉並区に中央気象台研究部が発足(気象研究所創立)
- 昭和22年(1947年) 中央気象台 気象研究所と改称
- 昭和31年(1956年) 中央気象台が気象庁となり、気象庁 気象研究所に。予報や地震などの研究部が誕生
- 昭和35年(1960年) 伊勢湾台風をきっかけに台風研究部が設立
- 昭和55年(1980年) 筑波研究学園都市に移転
- 昭和62年(1987年) 気候研究部などができ、気候分野を専門とする研究を開始
- 平成9年(1997年) 応用気象研究部を環境・応用気象研究部に改組

気象研究所の成果



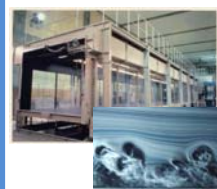
気象研究所の成果は、気象庁の業務改善や国土交通省を通じて、国民生活に役立てられます。また、JICAや世界銀行の研修プログラムに参画し、世界の国々に貢献しています。これらの研究は、単独で行うものだけでなく、さまざまな機関との共同で実施しています。

主な研究施設



電子計算機システム(スーパーコンピュータ)

気候変動、台風や豪雨、地震火山現象などのメカニズム解明や予測を行うため、様々な数値モデルを用いて大規模な数値計算を行っています。



大型気象風洞装置

この風洞装置は、温度や風速の鉛直分布を人工的に作り出すことができ、自然界の流れに類似した大気の層を再現できます。この装置で大気の流れを測定し、温度の変や熱・物質の輸送などの研究を行っています。



低温実験施設

この施設には、 -40°C と -90°C まで冷却できる実験室があり、低温下における雲や雪などの発生過程を解明する実験や装置の性能試験などを行っています。

気象研究所の広報活動

気象研究所では、同じ敷地内にある高層気象台・気象測器検定試験センターと合同で施設一般公開イベントとして、4月に科学技術週間の一般公開、8月に「お天気フェア」をそれぞれ開催しています。

このほか、研究成果発表会などを開催し、当所の研究活動を広く社会一般の方々にご理解して頂く催しも行っております。

気象研究所を見学するには？

見学は事前予約、10~40名程度の団体での受付になります。見学希望日の半月前までに、下記までご相談ください。お待ちしております。

メール : ngmn11ts@mri-jma.go.jp

電話 : 029-853-8546 FAX: 029-853-8545

所在地 : 〒305-0052 茨城県つくば市長峰1-1

※その他、講演依頼、研究への質問・意見・苦情、取材、国際貢献・研修、共同研究・研究協力についても、上記へご相談ください。



筑波山

つくばセンター

気象研究所

つくばセンターの4キロ南にあります

高層気象台、
気象測器検定試験センター
が同じ敷地内にあります



平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震の地震像

青木重樹・吉田康宏・勝間田明男・横田崇（気象研究所地震火山研究部）
碓井勇二・上野寛*・清本真司（気象庁地震火山部）

*現所属：気象研究所地震火山研究部



はじめに

海溝沿い巨大地震に係るいっそう適切な評価や被害把握等、災害の拡大防止等に直結する地震防災情報の提供を目指して、気象研究所では重点研究「**海溝沿い巨大地震の地震像の即時的把握に関する研究**」を平成22年度から開始しており、巨大地震発生直後にその震源断層の広がりや断層のすべり量分布を把握する手法開発を行うと共に、推定された震源断層の広がり・すべり量分布に基づき地震動分布を推定する手法を5カ年で開発する計画である。また、その研究初年度にあたる本年3月の**東北地方太平洋沖地震の発生**をうけて、気象庁マグニチュードが頭打ちするマグニチュード8を超えるような地震の際でも、**規模の過小評価の可能性を速やかに判断**する、あるいは**規模の概算**をするための手法の開発にも乗り出している。

本発表では、「地震波解析から推定される**東北地方太平洋沖地震の破壊の様子**」や、「**地震発生直後における地震規模の適切な推定**に関する取り組み」を紹介する。

東北地方太平洋沖地震の破壊の様子

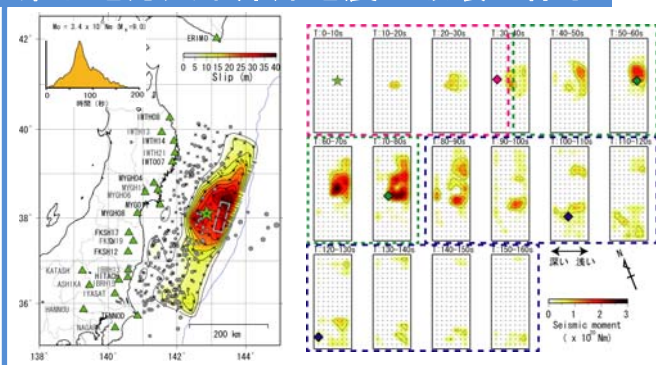


図1. 近地強震記録から推定されたすべり量分布と震源時間関数¹⁾。青四角は津波記録から推定された強海面上昇域²⁾。灰丸は余震。
図2. 10秒毎の破壊のスナップショット¹⁾。菱形は高周波の地震動から推定された強震動励起源³⁾。点線は、破壊の3つのステージの区切りを示す。

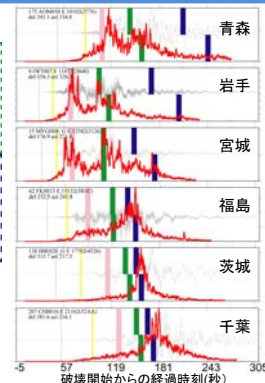


図3. 強震記録の4-8Hzの速度RMSエンベロープ（赤線）と速度波形記録（灰線）。宮城県以北では2ピーク、以南では1ピークが顕著に現れる。黄、桃、緑および青線は破壊開始点、ステージ1、2および3の強震動励起源（図2の菱形）それぞれからのS波到達時刻を表す。二段に分かれた緑と青線は上が海溝側、下が陸側の励起源からのものを表す。

【まとめ】東北地方太平洋沖地震の破壊の特徴

- 断層は約450km（長さ）×200km（幅）（図1）
- 破壊継続時間は約170秒、 M_W （モーメントマグニチュード）は9.0（図1）
- 最大すべりは約38mで破壊開始点より海溝寄りに位置し、強海面上昇域と一致（図1）
- 破壊を概観すると以下の3つのステージ（図2）
 - ①35秒まで破壊開始点周辺が破壊
 - ②35-80秒で最大すべり。破壊開始点周辺と海溝軸間で破壊が南北に進展。
 - ③80秒以降に福島沖と茨城沖に破壊が進展。
- 強震動の励起源は以下の破壊ステージに対応（図2、3）
 - 宮城県以北の東北地方で現れた2ピーク：ステージ①&②
 - 福島および関東東方に現れた1ピーク：ステージ③

地震規模の迅速で適切な推定に向けて

図4は東北地方太平洋沖地震の発生をうけて気象庁がまとめた津波警報発表の課題である。そのうち、「第一報発表時に過小な津波予測とならないための手段」として、地震規模を迅速に求める各種手法（図5-9）について調査を進めている。

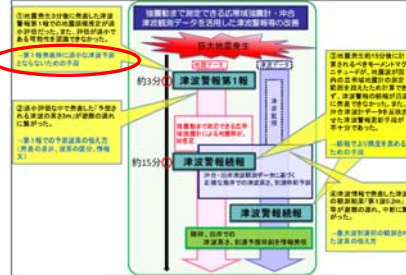


図4. 津波警報発表の課題⁴⁾

○強震域の広がり（震度分布）

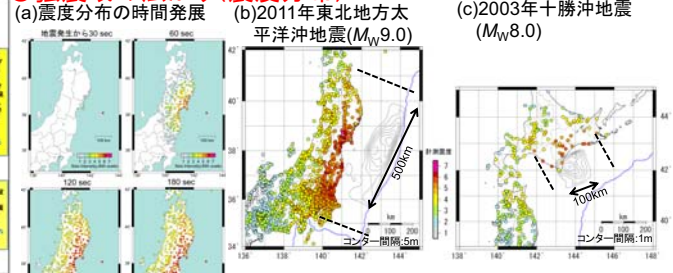


図5. 東北地方太平洋沖地震の(a)時間とともに広がる震度分布と(b)すべり量分布¹⁾との比較⁵⁾。(c)2003年十勝沖地震の震度分布とすべり量分布⁶⁾の比較。

○強震動の継続時間

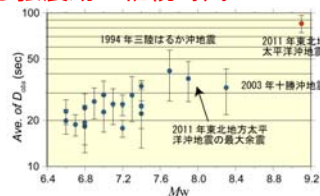


図6. 強震動の平均継続時間と M_W （GCMT）の関係⁷⁾。東北地方太平洋沖地震の継続時間は極めて長い。全体的にばらつき大だが、正の相関あり。

○様々な周波数での振幅の振舞

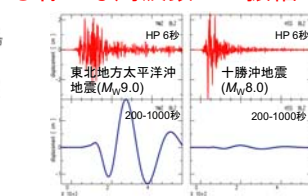


図7. 東北地方太平洋沖地震（左列）と十勝沖地震（右列）の短周期（赤）と長周期（青）変位波形の比較。短周期振幅は同程度だが、長周期は規模の違いを反映。

M9前後推定可能

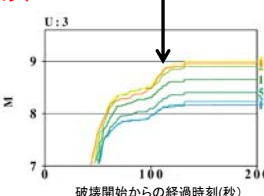


図8. 東北地方太平洋沖地震の周期帯ごとの最大振幅を利用した変位マグニチュードの成長⁸⁾。右端の数値は低域遮断の周期（秒）。

○ M_W の即時的推定（ M_{WP} ）

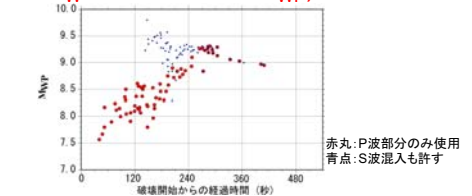


図9. 東北地方太平洋沖地震の国内観測点での M_{WP} の推定結果⁹⁾。P波到達から2分間経過S波到達の時点で M_{WP} は遠地記録に適用されてきた¹⁰⁾が、国内観測点でもMの成長監視が可能。

参考文献

- Yoshida, Y., H. Ueno, D. Muto, and S. Aoki, *Earth Planets Space*, **63**, 565-569, 2011.
- Hayashi, Y., H. Tsushima, K. Hirata, K. Kimura, and K. Maeda, *Earth Planets Space*, **63**, 809-813, 2011.
- 青木重樹・吉田康宏・干場充之・勝間田明男, *日本地球惑星科学連合2011年大会*, MIS036-P38, 2011.
- 気象庁, 東北地方太平洋沖地震による津波被害を踏まえた津波警報の改善の方向性について, 2011
- 横田崇・甲斐田康弘, *日本地震学会2011年秋季大会*, P2-22, 2011.
- 吉田康宏, *気象庁技術報告*, **126**, 9-14, 2005.
- 青木重樹・吉田康宏・勝間田明男, *日本地震学会2011年秋季大会*, P2-42, 2011.
- 勝間田明男・青木重樹・吉田康宏・木村一洋, *日本地震学会2011年秋季大会*, P2-67, 2011.
- 吉田康宏・青木重樹・勝間田明男・横田崇, *日本地震学会2011年秋季大会*, P2-69, 2011.
- Tsuboi, S., K. Abe, K. Takano, and Y. Yamanaka, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 606-613, 1995.

謝辞

本報告では、(独)防災科学技術研究所のK-NET、KiK-netおよびF-net、地方公共団体の震度計、気象庁の震度計および87式強震計のデータを利用させていただきました。また、一元化震源情報*およびGlobal CMT Projectによる情報を利用させていただきました。

*国土院、北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学、独立行政法人防災科学技術研究所、独立行政法人産業技術総合研究所、独立行政法人海洋研究開発機構、青森県、東京都、静岡県、神奈川県、温泉地学研究所及び横浜市内からデータの提供を受け、気象庁が文部科学省と協力して処理した結果



平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震に伴う津波

対馬弘晃・林 豊・平田賢治・木村一洋・前田憲二（気象研究所地震火山研究部）



はじめに

沿岸へ到達する前に津波を予測するためには、津波波源の推定、津波伝播の再現および、予測誤差低減のための沖合津波データ等の活用が必要である。気象研究所では、津波予測の精度向上に資するため、これら津波予測の3要素に着目した重点研究「**沖合・沿岸津波観測等による津波の高精度予測に関する研究**」を平成21年度から5カ年計画で開始しており、地震津波の発生・伝播メカニズムの解明のための研究を進めるとともに、沖合津波観測データ等を用いた津波予測手法の開発に取り組んでいる。こうした研究は、**津波警報更新のための有効な手段**の一つになりうるため、本年3月の**東北地方太平洋沖地震の発生**を受けて、ますます加速して開発を進めている。

本発表では、東北地方太平洋沖地震を対象として、その沖合津波観測データを活用して行った「**津波波源域の推定**」と「**津波予測の実験**」について紹介する。

東北地方太平洋沖地震の津波波源域

北海道から関東地方にかけての太平洋沿岸及び沖合の津波観測点で得られた津波の到達時刻から逆算した。

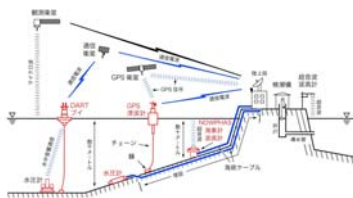
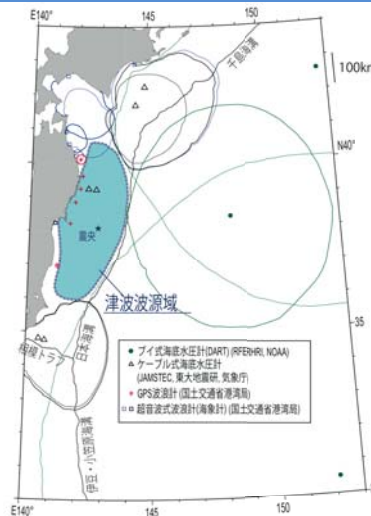
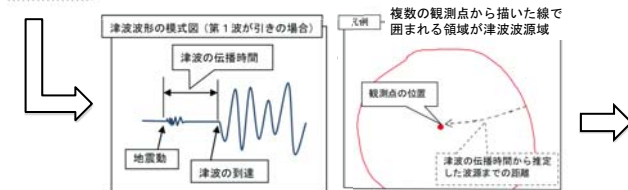


図1 沖合・沿岸において津波を観測する施設。赤字が本研究で津波波源域の推定に用いた施設（岩崎・平田，2007）。



Hayashi et al. (2011)

津波波源域

岩手県沖から茨城県沖の長さ500 km、幅約200 kmの範囲に及ぶ領域

図2 津波の到達時刻から推定される津波波源域。赤、緑、黒の実線は、それぞれの津波観測点における津波到達時刻と津波の伝播速度から推定した津波の発生源までの距離を示す。地震動とほぼ同時に津波が観測された観測点は、波源域の中に含まれると推定される。

東北地方太平洋沖地震の津波予測実験

北海道から東北地方にかけての太平洋沖合にある津波観測点で得られた津波波形から津波の初期水位分布を推定し、沿岸における津波波形を予測した。

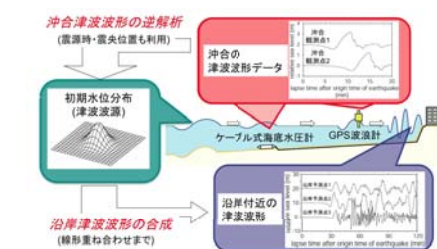
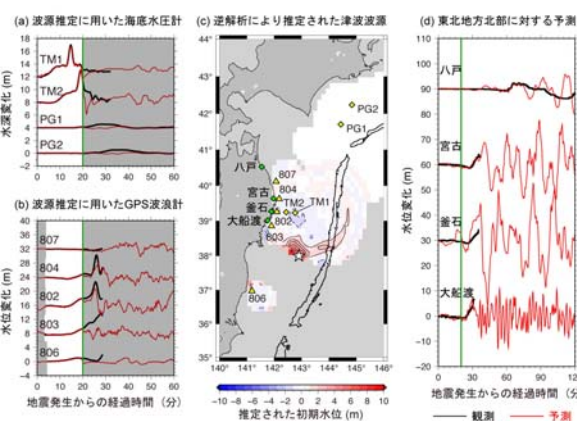


図3 沖合で得られる津波波形データから沿岸における津波波形を予測する手法の概念図。

地震発生後20分における津波予測結果



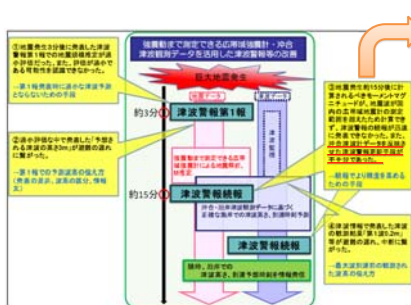
Tsushima et al. (2011)

津波予測結果

東北地方北部沿岸に対し、津波が来る5分以上前に10 mに及ぶ津波が襲来することを予測できる可能性

図4 東北地方太平洋沖地震に伴う津波に対する地震発生後20分の予測結果。(a)波源推定に用いた海底水圧計、(b)GPS波浪計における観測波形(黒線)と理論波形(赤線)の比較。(c)逆解析により推定された初期水位分布。(d)(c)に示した波源から予測される津波波形(赤線)と観測津波波形(黒線)の比較。(a)、(b)、(d)の緑線は予測を行う時刻を示す。

今後の研究について



「沖合津波計データを活用した津波警報更新手段」としての実用化に向け、上記手法等の性能評価をより詳細に進める。

図5 2011年東北地方太平洋沖地震による津波被害を踏まえた津波警報の改善の方向性(気象庁，2011)より抜粋。

参考文献

- Hayashi et al. (2011), *Earth Planets Space*, **63**, 809-813.
 岩崎伸一・平田賢治 (2007), 津波の事典, 首藤伸夫, 他・編, 朝倉書店.
 気象庁, 東北地方太平洋沖地震による津波被害を踏まえた津波警報の改善の方向性について, 2011.
 Tsushima et al. (2011), *Earth Planets Space*, **63**, 821-826.

謝辞

本研究では、(独)海洋研究開発機構、東京大学地震研究所、国土交通省港湾局、海上保安庁、米国大気海洋庁 (NOAA)、ロシア極東水文研究所 (RFERHRI)、気象庁のデータを使用しました。感謝致します。