

日本気象学会

九州支部だより

No. 136 2021年11月



発行者

日本気象学会九州支部

〒810-0052

福岡市中央区大濠1-2-36

福岡管区気象台防災調査課内

Tel: 092-725-3614

Fax: 092-725-3163

Mail: info@msj-kyushu.jp

HP: <http://msj-kyushu.jp/>

今回の記事

- ◆2021年度 第21回気象教室 開催報告「気候変動による大雨・線状降水帯」
- ◆研究紹介「ラニーニャ現象の持続に及ぼすオーストラリア冬季モンスーンの影響」
- ◆特別寄稿「真鍋淑郎先生のノーベル物理学賞受賞に寄せて」
- ◆第22回 12月気象教室のご案内

2021年度 第21回気象教室(10月17日) 開催報告

「気候変動による大雨・線状降水帯」

Zoomウェビナー&YouTube配信に 約180名 参加

気象教室は、気象に関する最近の話題や最新の研究成果などについて、第一線で活躍する専門家の先生にわかりやすくお話しいただき、学会の会員以外の皆様にも広く気象に関する理解を深めていただくことを目的にしています。今年も新型コロナウイルスの影響で、オンラインでの開催とし、10月と12月の2回開催します。今回はその第1回目です。九州大学応用力学研究所がZoomウェビナーのホストとなり、気象研究所、九州支部事務局の三者をネットで接続し、同時にYouTubeでのライブ配信も行ないました。質疑は、Zoomのチャット機能を駆使して、スムーズに行なわれました。事前申込者数は264名で、当日は、Zoom参加92名、YouTube最大接続数85名で、合計約177名の方に参加していただきました。また、講演会終了後、1週間継続したYouTube動画配信には、388回のアクセスをいただきました。

ご挨拶: 気象学会九州支部 常任理事

福岡管区気象台 気象防災部長 中辻 剛 氏

本日は、気象教室にご参加いただきましてありがとうございます。福岡では、ここしばらく暑い日が続いていましたが、今日は、ようやく秋らしい天候となりました。気象教室は、2001年から開始し、お蔭様で、今回で21回目になります。共催としてホストを引き受けていただきました九州大学応用力学研究所様、後援として広報にご協力いただきました日本気象予報士会西部支部様、講演を快諾いただきました気象庁気象研究所の加藤様、川瀬様には大変感謝いたします。この場を借りて御礼申し上げます。

毎年テーマを決めて開催してきていますが、今年は8月に記録的な大雨となり、九州でも各地で災害が発生しました。一方で、世界に目を向けると、IPCC(気候変動に関する政府間パネル)の第6次評価報告書が同じく8月に公表さ

れました。また、記憶に新しいところですが、真鍋先生のノーベル物理学賞の受賞が決定し、気象業界ではお祝いムードが続いております。災害も発生しましたが、気象学的、社会的に関心の高い大きな出来事が続いているということで、気象学会九州支部では、10月と12月の2回、気象教室を開催することとしました。今年度1回目となる今回は、「気候変動による大雨・線状降水帯」をテーマにしました。

第1講演は、気象研究所応用気象研究部主任研究官の川瀬様より、地球温暖化に伴う気候変動と近年の豪雨との関係、将来変化予測について、最新の研究も交えてお話していただきます。第2講演



開会の挨拶 中辻 剛 常任理事

では、気象庁気象研究所 応用気象研究部長の加藤様より、線状降水帯という用語の由来から発生メカニズム、予測可能性について解説していただくとともに、今年8月の大雨時での発生例についても紹介していただきます。

災害に直結するこれらの自然現象が最新の科学でどのように解明されているのか、ご参加の皆様にとって今回の気象教室が、それらを知り、考えるためのきっかけとなれば幸いです。

第1講演：気候変動で変わる大雨

気象庁気象研究所 応用気象研究部 主任研究官 川瀬 宏明 氏

地球温暖化の現状と日本の大雨の変化

8月に、IPCC第6次評価報告書第1作業部会の政案決定者向け要約が公表されました。その中で、「人間の影響が大气、海洋及び陸域を温暖化させてきたことには疑う余地がない」ことや、「人為起源の気候変動は、世界中の全ての地域で、多くの気象及び気候の極端現象に既に影響を及ぼしている」などがあげられており、今日の話のメインのイベント・アトリビューションの話題はこの極端現象に関する話です。

世界平均気温は100年あたり0.72度で昇温してきており、近年10年は1900年頃と比較すると1度くらい昇温しています。日本の平均気温も都市化の影響の小さい地点で評価すると、100年あたり1.26度の上昇率となっており、昨年は浜松市で日最高気温41.1℃を観測するなど、極端な高温の記録も更新されました。

また、気温の上昇とともに、日降水量100mm以上の大雨日数や1時間50mm以上の非常に激しい雨の回数も増加傾向が見られます。近年は、気象庁が命名するような豪雨が増えていますが、基本的には地球温暖化以外の原因で発生すると考えられます。本質的な要因は、線状降水帯、梅雨前線、台風、偏西風の蛇行など気象が本来持っているメカニズムに起因しますが、地球温暖化がどの程度寄与しているのかに興味があるところです。



第1講演：川瀬宏明氏（気象研究所）

国連気候変動に関する政府間パネル (IPCC)
第6次評価報告書 (AR6) が受諾 第一作業部会 (WG1) 報告書

IPCC AR6 SPM (政策決定者向け要約)

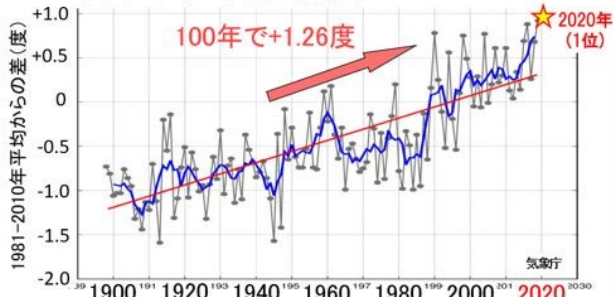
8月 公表

- 人間の影響が大气、海洋及び陸域を温暖化させてきたことには疑う余地がない。
- 大气、海洋、雪氷圏及び生物圏において、広範囲かつ急速な変化が現れている。
- 人為起源の気候変動は、世界中の全ての地域で、多くの気象及び気候の極端現象に既に影響を及ぼしている。
- 向こう数十年の間に温室効果ガスの排出が大幅に減少しない限り、21世紀中に、工業化前から1.5℃/2℃以上上がる。
- 極端な高温や大雨の増加、強い熱帯低気圧の割合が増加、並びに北極域の海水の縮小などが今後も進む。

加速する地球温暖化:世界の気温

日本の平均地上気温

※都市化の影響が小さい地点のみ



国内歴代最高気温は41.1度

(2020年8月17日 静岡県浜松市 2018年7月23日 埼玉県熊谷市)

日本の大雨の増加

日降水量100mm以上の年間日数

気象官署等
1900年～

全国【51地点平均】日降水量100mm以上の年間日数



(気候変動監視レポート2020)

近年の豪雨に対する地球温暖化の影響 ～豪雨のイベント・アトリビューション研究～

地球温暖化が豪雨に及ぼす影響評価の手法としてイベント・アトリビューションという方法がありますが、気象研究所では、確率的評価と量的評価の2つの手法で行なっています。確率的評価とは、地球温暖化が豪雨の出現頻度(発生確率)にどの程度影響を与えるかを評価するもので、量的評価とは、豪雨の量(降水量)などへの影響を評価するものです。

イベント・アトリビューションの研究は、気候モデルを用います。大気と海の流れや様々なプロセスを、格子に分けて、物理法則に基づいて計算する仕組みですが、自然起源要因(太陽活動、火山噴火等)と人為起源要因(温室効果ガス排出、土地利用の変化、等)を与えてやる必要があります。自然起源要因、人為起源要因それぞれの有無を加味したシミュレーション実験を比較することにより、要因分析を行ないます。

IPCCの最新の報告書でも示されたとおり、1980年頃からの地球温暖化は、人為起源と自然起源を両方加味した場合のみ、よく再現できています。

1850年頃の人為起源の要素を固定した実験を「温暖化しなかった地球」と仮定して、「温暖化が進行した地球」と比較して、人間活動の影響を評価できます。1個の実験だけでは、極端現象(豪雨など)のような発生頻度が少ない現象を再現することは困難なので、多数個の地球(同じ条件で初期値が少しずつ違う実験)を用いた計算を行ないます。また、地球全体について多数個の実験を行うことは解像度が粗く再現できないという問題があり、ダウンスケーリングした領域での高解像度の計算を行ないます。

地球温暖化が豪雨に及ぼす影響を評価する方法

～イベント・アトリビューション～
異常気象[極端現象]の要因分析

◇ 確率的評価手法(確率的アプローチ)

地球温暖化が近年の豪雨と同程度の豪雨の出現頻度(発生確率)をどの程度変化させたか? (2020.10.20 気象研究所報道発表)

◇ 量的評価手法(量的アプローチ)

地球温暖化が実際に発生した豪雨の量(降水量)にどの程度影響を及ぼしたのか? (2020.12.24 気象研究所報道発表)

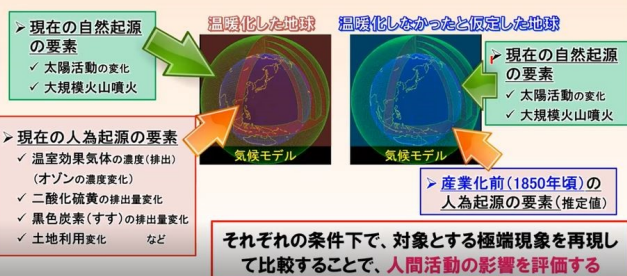
世界平均気温(年平均)の変化

観測値並びに人為・自然起源両方の要因を考慮した推定値及び自然起源の要因のみを考慮した推定値(いずれも1850年～2020年)



IPCC AR6 SPM (政策決定者向け要約) 11

イベント・アトリビューション(Event Attribution)を行うために



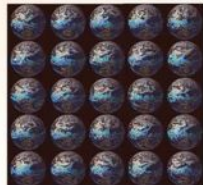
豪雨の発生確率に対する地球温暖化の影響

発生確率を対象とする場合、

2つの条件下で多量の地球を作り出し、何割の計算(メンバー)が観測されたような極端現象を再現したかをカウントして比較する

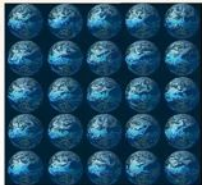
温暖化が進行している現実の条件

過去(再現)実験 100個の地球



温暖化しなかったと仮定した場合

非温暖化実験 100個の地球

ざっくり、
2/100個なら50年に一度
10/100個なら10年に1度

豪雨の発生確率に対する地球温暖化の影響

発生確率を対象とする場合、

2つの条件下で多量の地球を作り出し、何割の計算(メンバー)が観測されたような極端現象を再現したかをカウントして比較する

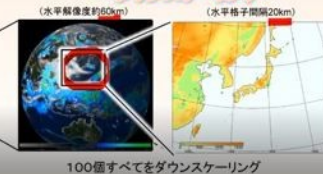
温暖化が進行している現実の条件

過去(再現)実験 100個の地球



日本付近だけ高分解能で計算

～ダウンスケーリング～

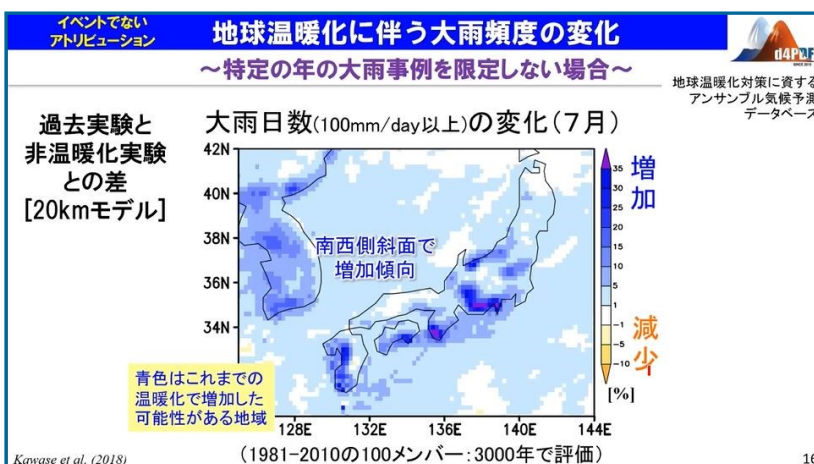


100個すべてをダウンスケーリング

※ ダウンスケール実験の動画はこちらから閲覧できます。→ https://www.youtube.com/watch?v=Y_Gq0EmlBic

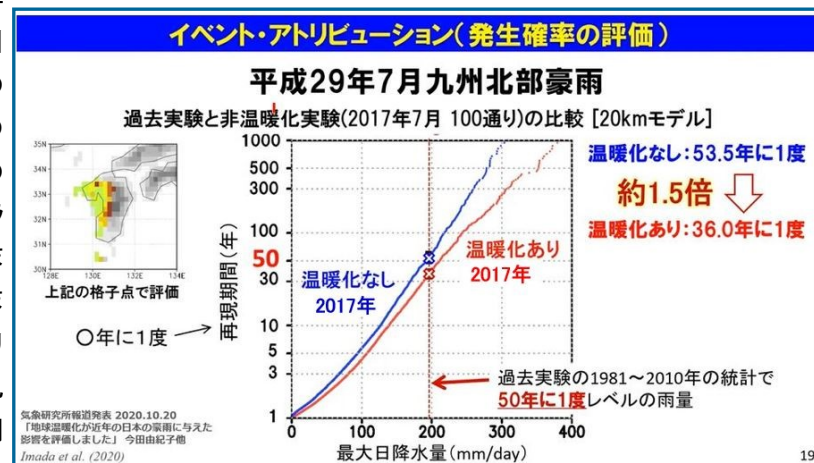
地球温暖化に伴う大雨頻度の変化(イベント・アトリビューションでない手法)

イベント・アトリビューションは特定の豪雨に対して行いますが、同じ手法を用いて、現在気候と温暖化前を比較して、大雨が増えているのか減っているのかといった議論ができます。右図は7月の大雨日数の変化で、青色は増加を示し、特に九州西部、四国、紀伊半島、東海地方で増加が大きいことがわかります。九州西部で大雨日数の増加が大きく、東部では小さいのは、大雨の要因が西部と東部では異なっており、西部では梅雨末期のときのような太平洋高気圧周辺からの水蒸気の南西からの顕著な流れが温暖化のシグナルとして大きく、東部では台風による大雨が温暖化の影響として検出されにくいからと考えられます。



地球温暖化に伴う大雨頻度の変化(イベント・アトリビューション:確率的評価)

イベント・アトリビューションにおける確率的評価手法の例として、平成29年7月九州北部豪雨、平成30年7月豪雨(瀬戸内)の例が紹介されました。2017年と2018年の月の海面水温の分布を似せて、100通りの大気の流れの計算を行うと、それぞれバラバラな大気の流れや雨の降り方になりますが、それぞれ大雨になることがわかります。その差を見るのがイベント・アトリビューションです。例えば、平成29年の九州北部豪雨の九州西部の大雨の再現期間を見積もると、50年に一度の大雨(約



200ミリ)の発生確率は、温暖化なしの場合に比べて、温暖化ありの方が約1.5倍であることがわかります。

平成30年7月豪雨の瀬戸内の大雨でも同様に、50年に一度の大雨は約3.3倍に増えていますが、このイベントを起こす大気の流れでは、そのような結果でしたが、全てのイベントで増えているわけではなく、全体として瀬戸内では大雨日数はあまり増えていないことに注意が必要です。

ここまでの結果は、20km格子での計算であり、線状降水帯まで表現できるものでなく、地形効果までの再現となっています。更に格子を5kmにした実験では、平成29年7月九州北部豪雨が発生した九州北部に線状降水帯が再現されています。温暖化がなかった場合と比較すると、これまでの温暖化によって、線状降水帯の発生頻度が高まった可能性があることを示唆する結果が出ています。

地球温暖化に伴う大雨頻度の変化（イベント・アトリビューション: 量的評価）

イベント・アトリビューションにおける量的評価手法(降水量そのものを対象とする)の例として、令和元年台風第19号の例が紹介されました。コンセプトのキーワードは、「もし、台風第19号が気温上昇が進行する前に来ていたら」です。

実際の大気状態を基に5km格子で計算した再現実験と、近年の気温・海面水温のトレンドを除去した状態で計算した台風第19号の降水量を計算する「擬似非温暖化実験」を行ない、両者を比較する方法です。1980年以降の見積もりと産業革命前からの見積もりの2種類の結果が示されました。

関東・甲信地方の矩形領域で平均した1時間降水量の時系列グラフにおいて、温暖化しなかった場合に比べ、温暖化した現在気候の方がピーク時の降水量が増え、積算降水量が10.9%（1980年以降）・13.6%（産業革命前以降）多い結果となっています。気温上昇による水蒸気量の増加と、海面水温上昇による台風の強化がみられます。

領域平均でなく、降水量差の分布図の特徴を見ると、関東・甲信、東北南部などで増加、西側で減少という、温暖化によるコントラストがみられます。台風経路は再現実験と擬似温暖化実験で大きな差はありません。北緯36度の東西鉛直断面でみると、再現実験では中部山岳の東側に上昇流域があり、西側で下降流域という構造をしており、温暖化により、東側の上昇流は更に強まり、西側の下降流は更に強化されているという特徴がみられています。



令和元年東日本台風の大雨に対する影響

◎ 再現実験（さきほどの過去実験に相当）

実際の大気状態（気象庁メソ解析値）を基に5kmメッシュの気象モデル（JMA-NHM）を用いて、台風第19号の降水量を計算する。

◎ 擬似非温暖化実験（さきほどの非温暖化実験に相当）

実際の大気状態から近年の気温/海面水温上昇分を除去した上で、台風第19号に伴う降水量を再度、計算する。

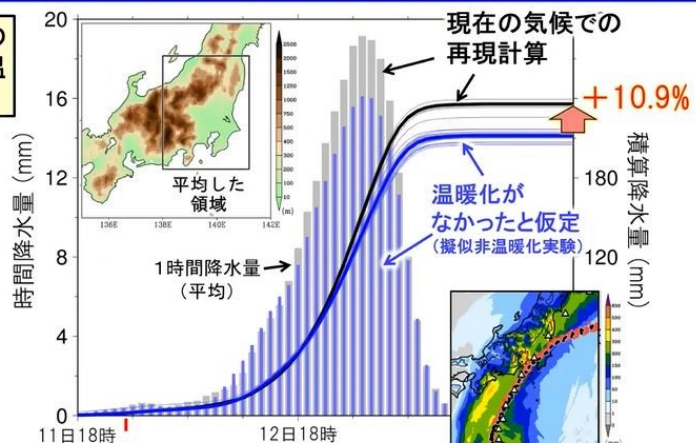
気温上昇は1980年以降（再解析値からの見積もり）と、産業革命以降の2種類。

※相対湿度は変えない＝水蒸気量は気温によって変わる。
※いずれも初期条件等を変えて複数の計算を実施している。
※産業革命以降はJ4PDFからの見積もり。

24

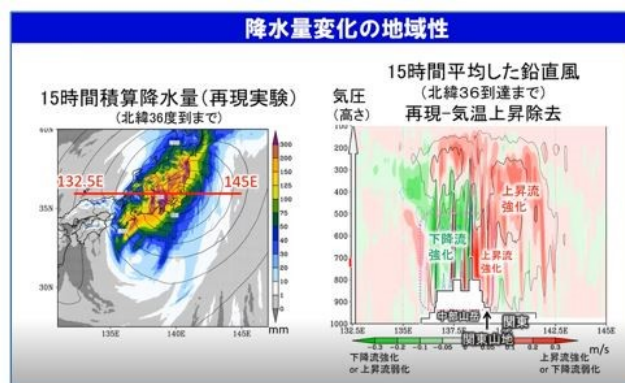
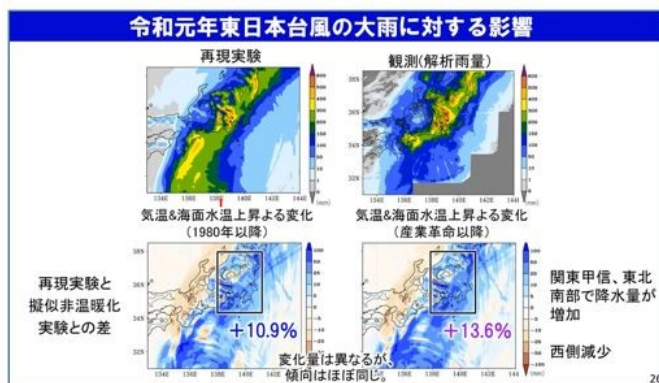
令和元年東日本台風の大雨に対する影響

1980年以降の
気温/海面水温
上昇の影響



気象研究所報道発表 2020.10.20
「近年の気温上昇が令和元年東日本台風
の大雨に与えた影響」 川瀬他
Kawase et al. 2020

- 気温及び海面水温の上昇に伴う水蒸気量の増加
- 海面水温の上昇に伴う台風の強化



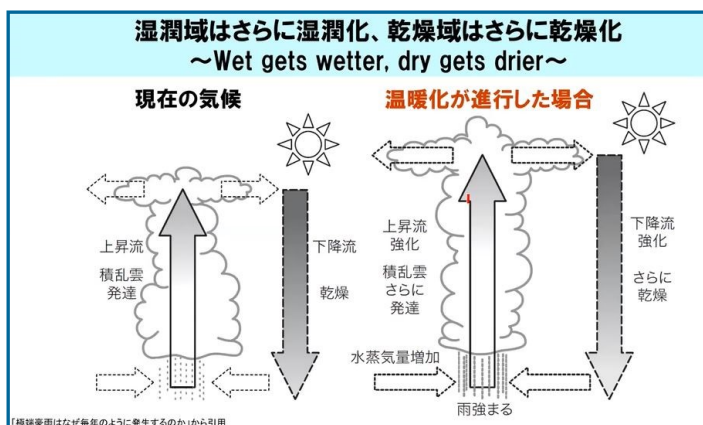
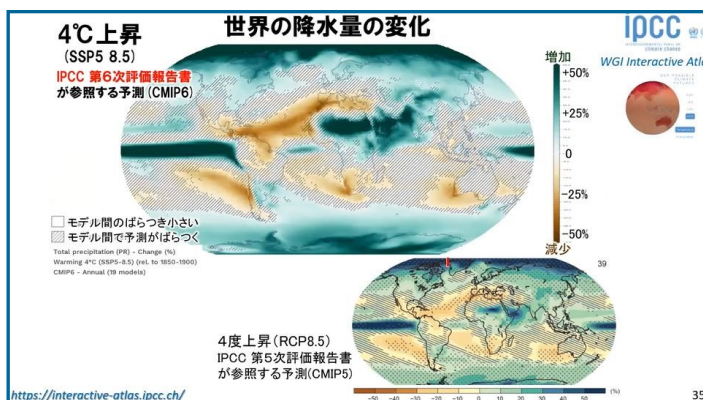
令和3年8月の大雨についても同様な擬似温暖化実験を産業革命前からとの比較で行なったところ、温暖化の影響により、九州の広い範囲で降水量が増えたことが示唆されています。特に、8月12日～14日の九州に着目すると、再現実験では九州北部に線状降水帯が表現できていたものが、擬似非温暖化実験では線状降水帯が不明瞭となり、温暖化がなければ線状降水帯も検出されなかった可能性が示唆されています。これらの実験結果は、速報的結果として、9月13日に発表された異常気象分析検討会の報道発表資料でも簡単に記述されているところです。

※異常気象分析検討会資料「令和3年8月の記録的な大雨の特徴とその要因について」は、こちらです。→<https://www.jma.go.jp/jma/press/2109/13a/kentoukai20210913.html>

将来の大雨の予測

将来予測では、自然要因の太陽活動・大規模火山噴火は過去の経験をもとに仮定して与えます。人為起源の温室効果ガス等のシナリオについては、IPCC第5次評価報告書(AR5)で採用されたRCP(代表的濃度経路)、IPCC第6次評価報告書(AR6)ではSSP(共通社会経済経路)-RCPが採用されています。最も温暖化が進んだシナリオでは、21世紀末には産業革命前と比べ、世界平均気温が4℃上昇する予測となっています。一方、2050年頃に温室効果ガスの排出をほぼゼロにし、大気からCO₂を吸収するシナリオでは、気温上昇は2℃程度に抑えられる予測がされています。

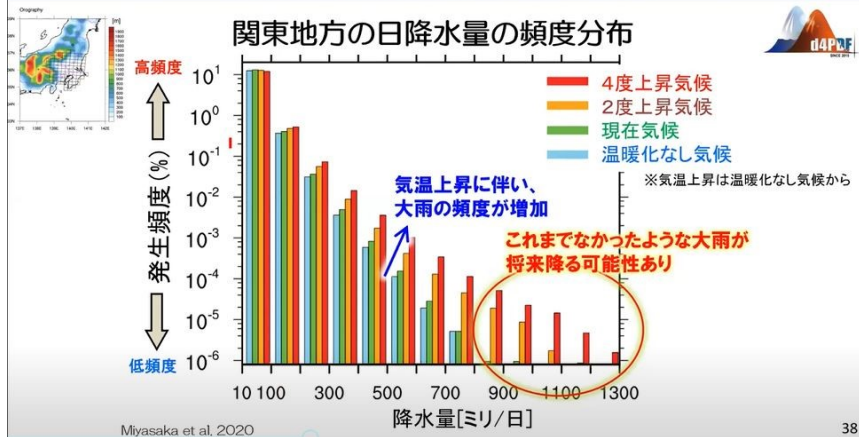
IPCC AR6によれば、世界の降水量の変化は温暖化により、増加する地域もあれば、減少する地域もあることが示されています。これは、現在気候において上昇流の発生する地域では、温暖化により更に水蒸気量が増加し、対流が強化され、その上昇流を補償する下降流の地域では、下降流が強化され、一層、乾燥化が強まると理解できます(「Wet gets wetter, Dry gets drier」)。



日本の降水量の将来変化は、シミュレーションによると、年最大日降水量は1980年頃と比べ2100年頃は、九州、四国、東海、北日本では1.3倍～1.4倍になっていることがわかります。関東地方の日降水量の頻度分布をみると、100mm以下の日数は将来減少傾向ですが、100mm以上の大雨日数は増加し、現在気候ではなかったような日降水量1000mmといった雨も降る可能性が指摘されています。全国の地域別にみると、どの地域でも

温暖化による気温上昇に対応して、大雨日数が増加する予測となっています。また、1時間50mm以上の非常に激しい雨の頻度も全国的に増加する一方で、無降水日の日数も増加し、雨の降り方がより極端化する予測となっています。年降水量については、変動が大きく、将来どうなるかははっきりわかっていないのが現状です。

極端な大雨の将来変化（関東地方）



質疑応答（抜粋）

質疑では、以下のような質問が出ました。

Q1: 擬似非温暖化実験では、初期値はどのように作成しているのでしょうか？

A1: 再現実験については、モデルのメソ解析値をそのまま境界として与えます。擬似非温暖化実験の方は、各鉛直層で日本周辺で領域平均した気温のトレンドを求め、解析値から引く処理を行なって初期値を与えています。その際、8個の初期値を作成し平均しています。

Q2: 昔、本が講演で、現在気候を再現するのにモデルに非現実的な拡散をいれたり、再現と現実の差を誤差として予測から差し引いたりするということを聞いたことがあります。現在はそのようなことをしなくても現在気候を再現できるようなモデル精度になっているのでしょうか？温暖化議論では温度も1度2度という細かい数字なのでモデルの精度がどのようになっているのかが気になります。

A2: 拡散についてはよく把握していません。再現と現実の差を差し引くことは、やってはいけないのではなく、モデルのバイアスを補正する意味で気温の予測では行っています。今回の降水の場合は、確率評価の計算では、実際の雨量より少ないという誤差があります。一方、量的評価の方では、なるべく観測に近くしなければならないので、観測された降水量とほぼ同じような量を再現したうえで、温度上昇の効果を見ることが重要です。

Q3: イベントアトリビューション分析で、現在と温暖化前の計算条件の違いはどのような点に集約できますか？気温が1℃くらい低い、CO2濃度や人為起源の煤(すす)やエアロゾルの量が少ない、海面水温は2つの計算で同じ、その他注目すべき条件がありましたら教えてください。

A3: 確率的な手法は少し複雑です。自然起源のみの実験では、CO2濃度や煤(すす)やエアロゾルの量は減らしています。海面水温は評価方法がいろいろあり、気候モデルで計算した水温を使う場合と、実際にどれだけ水温が上昇したかを気候モデルに与えたうえで評価する場合があります。海面水温が同じと言ったのは、エルニーニョ現象などのパターンは同じだが、非温暖化実験では少し低い水温を与えるという意味です。量的評価におい

ては、気温と海面水温のみで評価しています。1個の事例だと、CO2濃度よりも気温と海面水温でほとんど決まってしまうので、量的評価では気温と海面水温だけで評価しています。

Q4:「多数の地球」とは、モデルの初期値が異なるアンサンブル予測のようなイメージでしょうか？

A4:初期値が違うことと、海面水温に少しだけ観測誤差のようなものを加えて、そこでもバラツキを出すようにしています。いわゆる境界値にも摂動を与えており、その両面でアンサンブルを行なっています。

Q5:温暖化によって雨の降らない日が増えるということは、晴れる日や猛暑の日も増えるだろうということですか？もしかしたら、雪が降る日も増えますか？寒い日も増えますか？

A5:猛暑は増えてきます。極端な高温が増えるかどうかは、まさに今研究しているところで、地域によって少し違うだろうというのが出ています。雪が降る日数は、ほぼ100%減少すると思われます。ただ、大雪、強い雪については、厳冬期に増える可能性が、シミュレーションから示唆されています。寒い日については、現在より平均気温が上がるため、今より増えることはないと考えています。

Q6:令和元年東日本台風の時間降水量で、台風での雨の降り始めも早まるように見えますがその理解で間違いないでしょうか？

A6:1つの台風のシミュレーションとしてこのようになっていますが、たまたまなった可能性は否定できないため、断言するのは難しいと考えます。

Q7:今後、温暖化が進んだ場合の降水量変化ですが、台風や線状降水帯などまとまった雨が予測される場合は雨の強弱のコントラストがより明瞭になるとのこと。では梅雨期や秋雨期などにはどのような影響が予測されるのでしょうか？

A7:梅雨末期については、気候的に雨が降りやすい雨期になっていて、今の気候でも上昇流が持続する場になっており、雨の降りやすい状況が続くと考えられます。しかし、今年の8月のような大雨が起こると、風上に当たる九州で多量の雨が降って、風下の西日本や東海辺りではそこまで降らない可能性もあります。

第2講演：集中豪雨をもたらす線状降水帯とは

気象庁気象研究所 応用気象研究部 部長 加藤 輝之 氏

大雨災害・事例数と水蒸気の関係

戦後初期と比べると、大雨による土砂災害や水害で亡くなる方の数はかなり減っていますが、平成30年7月豪雨、平成30年台風第19号、令和2年7月豪雨の災害で多くの方が亡くなっています。

大雨をもたらすのは積乱雲です。積乱雲の発生・発達には3条件があり、①大気下層と上空の温度差が大きいこと、②下層に水蒸気が十分あること、③下層の空気を上空へ持ち上げる外力、となります。日射による温度差を解消するように



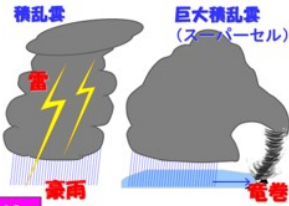
第2講演：加藤輝之氏（気象研究所）

大気の運動が起こるわけですが、赤道と極の温度差を解消するために水平運動が起こり、傾圧不安定波、低気圧・高気圧が発生します。また、鉛直方向も地表面付近が加熱され、上空が冷たいということで、対流が発生することにより大気の不安定が解消されます。つまり、温度差が大きいほど、顕著な大気現象が発生することとなります。大気

大雨をもたらすものは

キーポイント

積乱雲



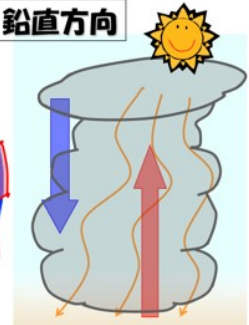
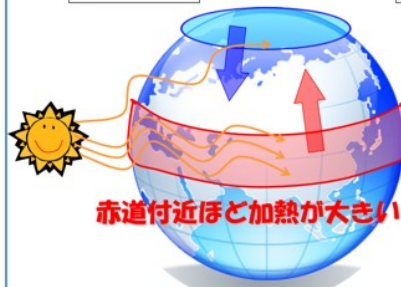
積乱雲の発生・発達3条件

- ・大気下層と上空の温度差が大きいこと
- ・大気下層に水蒸気が十分あること
- ・大気下層の空気を上空に持ち上げてくれる外力

日射による温度差の解消 ➡ 大気の運動

水平方向

鉛直方向



温度差が大きいほど
顕著大気現象が発生しやすい

大気中から水蒸気を絞り出したら

大雨の素になる水滴を作り出すだけでなく、大気に熱を放出

その熱が爆薬となって、積乱雲を発達させる



積乱雲の発生・発達3条件

- ・大気下層と上空の温度差が大きいこと
- ・大気下層に水蒸気が十分あること
- ・大気下層の空気を上空に持ち上げてくれる外力

空気の塊を上空に持ち上げると

気圧が低下するとともに、膨張することで気温が低下する

周囲の空気で冷やされるのではない

大気中から水蒸気が絞り出される(凝結)

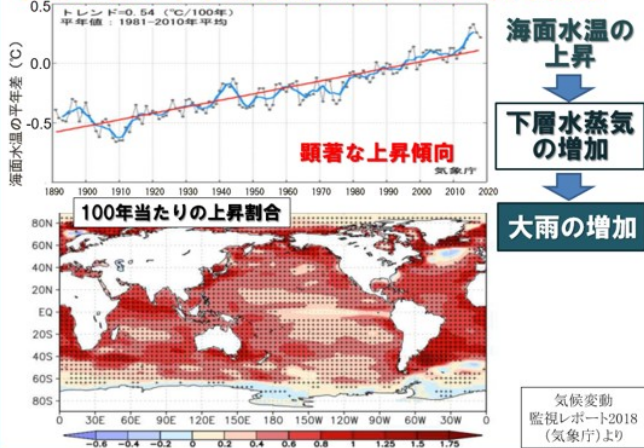
積乱雲の発生・発達3条件

- ・大気下層と上空の温度差が大きいこと
- ・大気下層に水蒸気が十分あること
- ・大気下層の空気を上空に持ち上げてくれる外力

下層の水蒸気は上空に持ち上げると、膨張し、気温が低下することで凝結し、水滴を作るほか、大気に熱を放出することで、積乱雲を発達させます。下層の水蒸気を上空に持ち上げる外力として、前線や地形による強制上昇などがあります。

現在、世界平均の海面水温は上昇してきており、海面水温が上昇すると、下層の水蒸気量が増えます。下右図に示したように、気温が10℃上昇すると、大気中に含まれる水蒸気量は約2倍になります。

世界全体の年平均海面水温平年差の経年変化

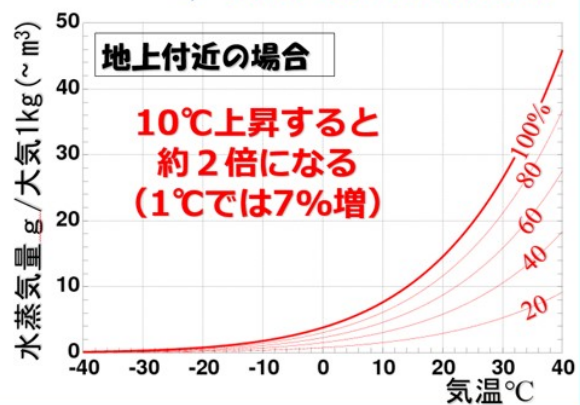


大気中に含まれる水蒸気量

➡ 気温が上昇すると急増する

地上付近の場合

10℃上昇すると
約2倍になる
(1℃では7%増)

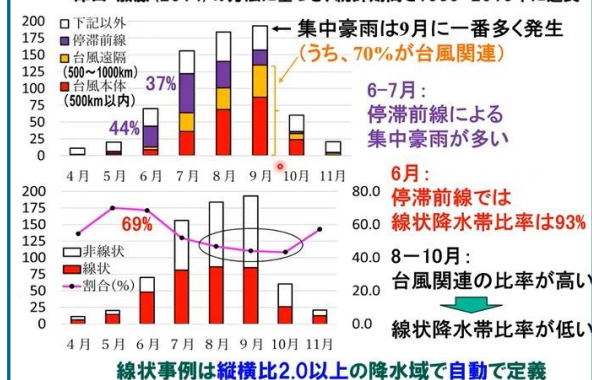


線状降水帯の定量的・統一的な定義はありませんが、気象庁では「数時間にわたってほぼ同じ場所を通過または停滞する」「長さ50～300km、幅20～50km」の強い降水を伴う雨域として定義しています。停滞していることが重要で、移動するレインバンドは線状降水帯とは言えないことがわかります。また、適切な英訳も存在しません。しかし、定性的な定義だけでは調査できないため、24時間降水量、3時間降水量、同一事例の除外といった客観的な抽出指標を定めて、集中豪雨の事例を抽出しています。その調査によると、太平洋側で多くの事例が抽出され、北日本の北海道南側でも多数抽出されています。

客観的方法で抽出した集中豪雨事例を線状降水帯かそうでないかで分類すると、北・東日本では半数程度だが、九州を含む南日本では、ほとんどの事例が線状降水帯に分類される結果となっています。台風・熱帯低気圧の事例を除き、集中豪雨の64.4%が線状降水帯の事例で、台風・熱帯低気圧を含むと、約半数が線状降水帯による事例となります。季節別に見ると、九州を含む南日本では梅雨期(6～7月)に線状降水帯による豪雨が多く、梅雨末期になると、北日本でも多くなります。月別にみると、6月～7月は梅雨前線による集中豪雨が多く、そのなかで、7割程度が線状降水帯によるものです。8月～9月では台風の影響もあり集中豪雨は多くなりますが、線状降水帯によるものの比率は低くなっています。

集中豪雨・線状降水帯事例の月別発生数

津口・加藤(2014)の方法に基づき、統計期間を1989～2015年に延長



線状降水帯のスケールと定義



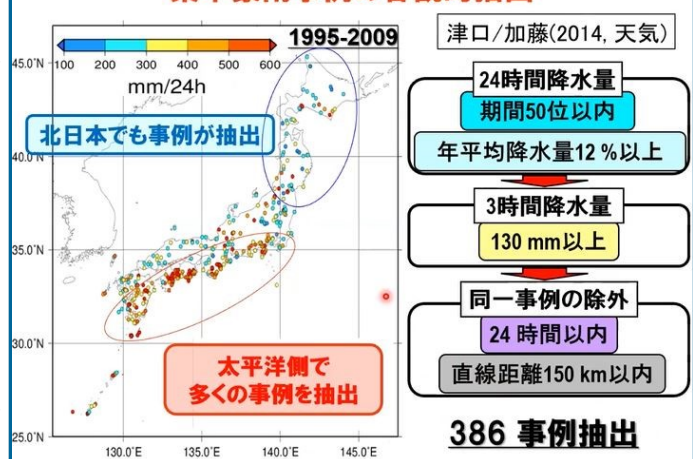
気象学的に厳密な定義は存在しない
2000年頃に日本で作られた新しい用語

気象庁用語集での定義

次々と発生する発達した雨雲(積乱雲)が列をなした、組織化した積乱雲群によって、数時間にわたってほぼ同じ場所を通過または停滞することで作り出される、線状にのびる長さ50～300km程度、幅20～50km程度の強い降水をともなう雨域。

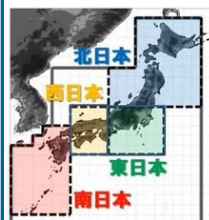
移動する降雨バンドは線状降水帯でない!
定量的な定義は存在しない
適切な英訳も存在しない→“Senjo-Kousuitai”

集中豪雨事例の客観的抽出



降水系の形状別の集中豪雨事例の発生数

台風・熱低本体による豪雨事例は除く



	北日本	東日本	西日本	南日本	合計
線状	25	38	45	60	168(64.4%)
その他	32	38	16	7	93(35.6%)
合計	57	76	61	67	261

線状事例は縦横比3.0以上の降水域で手動で定義

線状降水帯は集中豪雨事例の 64.4%
(台風・熱低本体も含むと約半数: Kato 2020)
特に南日本で豪雨事例のほとんどが線状降水帯!

線状降水帯の形成タイプと組織化過程

線状降水帯の形成過程には主に、破線型とバックビルディング型があります。破線型は、局地前線に暖湿流が流入すると、前線上に積乱雲が一気に発生して、それが線状に連なるといいます。一方、バックビルディング型は、一つの積乱雲が発生すると、風上側に新しい積乱雲が次々と発生し、組織化することで、線状になっていくパターンで、これによるものが一番多いです。

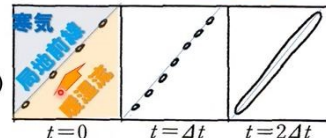
破線型の例は、2013年台風第26号による伊豆大島の大雨です。関東平野からの先行降雨による冷氣外流出と暖湿流の間に局地前線が形成され、線状降水帯が発生しています。バックビルディング型形成の例は、2014年8月の広島での大雨事例で、停滞前線の南側約300kmくらいの位置に、集中豪雨が発生しています。このように前線から離れた所に、集中豪雨が発生するのは、特に梅雨期に多いパターンです。何故、広島県のこの場所に発生したかは、『中小規模気象学』の教科書に詳しく解説しています。(※『中小規模気象学』は気象庁HPで公開しています。→ http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/expert/pdf/textbook_meso_v2.1.pdf) バックビルディング型形成の典型例を、一番下の図に示しています。

日本でみられる線状降水帯の2つの形成過程

(1) 破線型(broken line type)

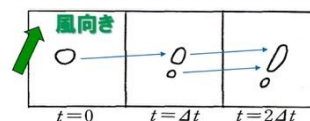
ほぼどちらか

局地前線上に暖湿流が流入することで、個々の積乱雲(降水セル)が同時期に発生



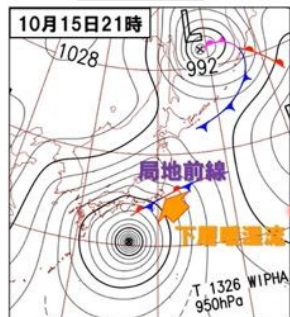
(2) バックビルディング形成型 (back building type)

降水セルからみて環境の風の上流方向に新しいセルが次々と出現し、それが成長するとともに移動して線状になる

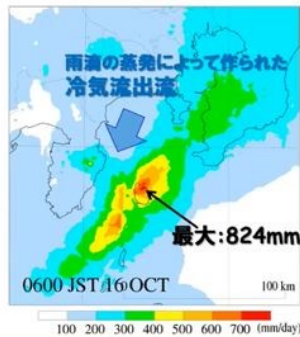


破線型形成による線状降水帯の例 (2013年台風26号にともなう伊豆大島の大雨)

地上天気図



24時間積算解析雨量

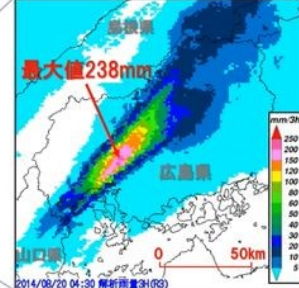


バックビルディング型形成による線状降水帯の例 (2014年8月広島での大雨)

地上天気図

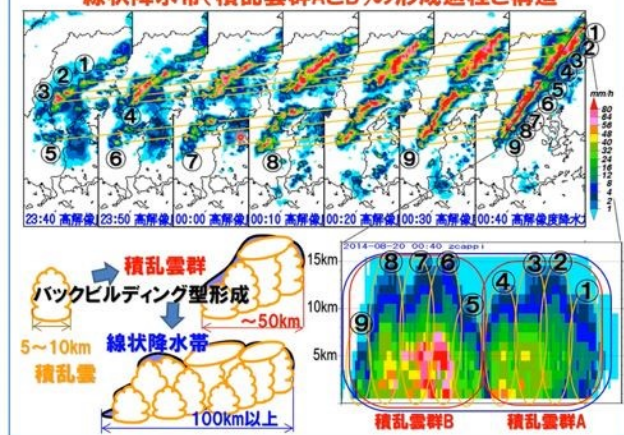


3時間積算解析雨量

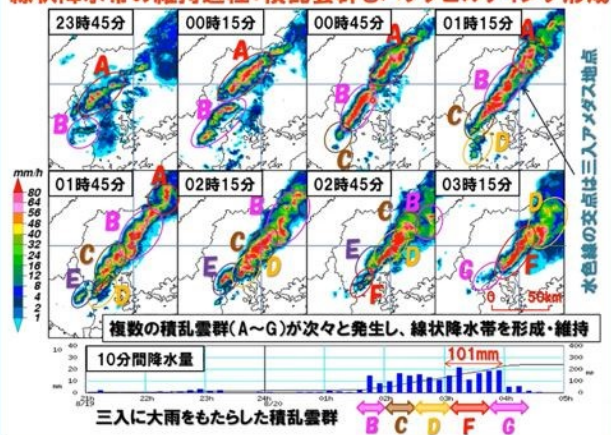


(停滞)前線の約300km南側で、集中豪雨が発生

線状降水帯(積乱雲群AとB)の形成過程と構造



線状降水帯の維持過程: 積乱雲群もバックビルディング形成



線状降水帯の数値モデルでの再現性

数値モデルで豪雨を予測できるかどうかは、「積乱雲の大きさ」と「モデルの分解能」がキーポイントになります。積乱雲は、鉛直スケール5～15km〈圏界面〉、水平スケール5～15kmの、ほぼ鉛直：水平＝1：1の構造をしています。積乱雲の中では上昇流と下降流が存在するため、気象庁の全球数値モデルの格子20kmでは積乱雲を全く表現できません。2km格子でもまだ十分ではありませんが、積乱雲をどうにか表現できるようになります。1km格子でかなり表現できるようになりますが、これでもまだまだ十分とは言えません。（（注）実際は、20km～5km格子のモデルの場合でも、雨を表現する必要があるため、対流のパラメタリゼーションという仕組みを用いて、モデルの中で雨を降らせるように工夫しています。）

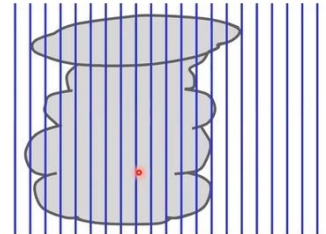
実際の広島の大雨について、各スケール格子モデルで再現した結果をみると、5km格子モデルでは降水域は予測されていますが、線状降水帯の強い雨は再現できていません。この事例では、2km格子より細かい格子モデルで、実際の雨量をよく表現できています。水平分布のほかに、内部構造も表現できているかどうかに着目すると、気象レーダーで観測された鉛直断面図で見られた複数の積乱雲群は、250m格子モデルでは全く同じでないにしても同等の構造をもつものが再現されていますが、2km格子モデルでは積乱雲群の中の構造を表現するには不十分となっていました。つまり、積乱雲群の構造を表現するには解像度250m程度が必要ということです。今回の事例では、初期値が最新のものに近づくほど再現性がよくなるという結果になってなく、線状降水帯の予測が非常に難しいことがわかります。

数値モデルで豪雨は予想できるの

キーポイント

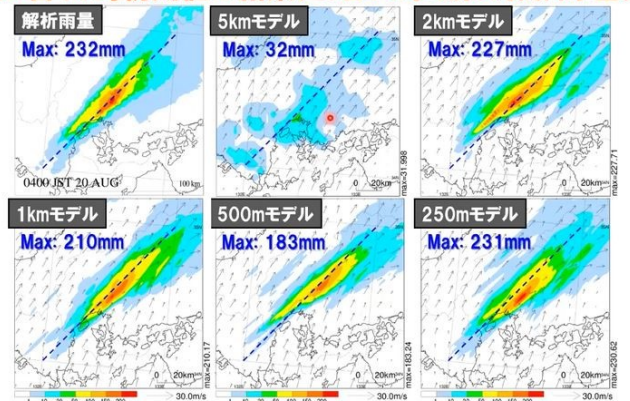
モデルの分解能: 1km

モデルの分解能と積乱雲の大きさ



積乱雲を
まざまざ表現できる

19日18時初期値の結果(20日04時の前3時間降水量)



本ケースでは、水平分解能2kmがあれば線状降水帯を予測可能

線状降水帯を診断的予測するための好条件

過去の線状降水帯の発生から、どのような大気状況で発生しやすいか調べられています。

条件の一つとして、風の鉛直シア（大気下層と上層の風向風速の違い）が重要です。2次元モデルでのマルチセル型ストームの再現実験では、ある程度、風速の鉛直シアを与えると、積乱雲群を表現できます。更に強い鉛直シアを与えると、ストームを構成する積乱雲のセルの一つが大きく発達し、積乱雲群の数が減るといった特徴が見られます。下層と上層の風速の違いがあることで、積乱雲群が組織化するということが分かっています。また、風速だけでなく、3次元的に風向も加味した風の鉛直シアとバックビルディング型との関係も研究が行われています。鉛直シアの客観的指標としては、ストーム（積乱雲）の移動ベクトルと風の水平ベクトルの鉛直分布から計算するSREH（Storm Relative Helicity）が使用されています。

上空の湿度も重要な条件で、上空が湿っていないと積乱雲は発達しません。積乱雲が発達していないときは、上

空は乾燥していますが、中層の湿度が60%以上になると、積乱雲が発達できます。大気中層が乾燥していると、雲が蒸発して、積乱雲は発達しません。線状降水帯が発生するためには、①大気下層への暖湿流の流入、②自由対流高度が低く対流が発生すること、③中層の湿度が高いこと、④鉛直シアの存在、⑤総観場の上昇流域であること、⑥対流発達(700~850hPaの対流発達抑制のないこと)の6つの条件があげられます。

この6条件を広島の大雨について検証すると、およそ16時間前の予報値から、線状降水帯の発生地域を予測できていたことがわかります。

気象庁で2016年から現業で利用

線状降水帯発生6条件

- ① 水蒸気供給: FLWV(500m高度) > 150 g m⁻² s⁻¹
- ② 対流発生: dLFC(500m高度) < 1000 m
- ③ 中層の湿度: RH(500hPa & 700hPa) > 60%
- ④ 鉛直シア: SREH > 100 m² s⁻²
- ⑤ 上昇流域: W(700hPa, 400km平均) > 0
- ⑥ 対流発達: EL(500m高度) > 3000 m

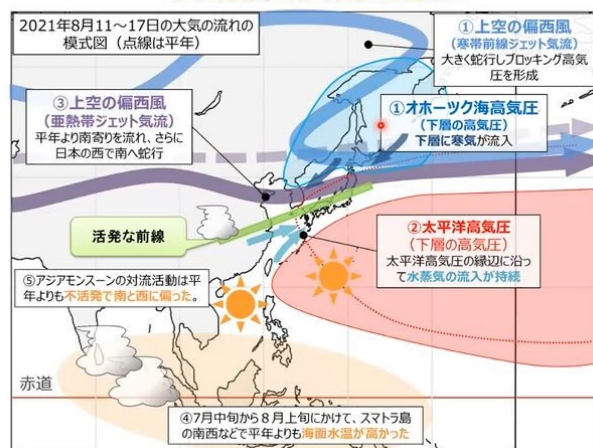
総観場の上昇流域を判断

700-850 hPa付近にしばしば流入する高温域による対流発達抑制を除外するため

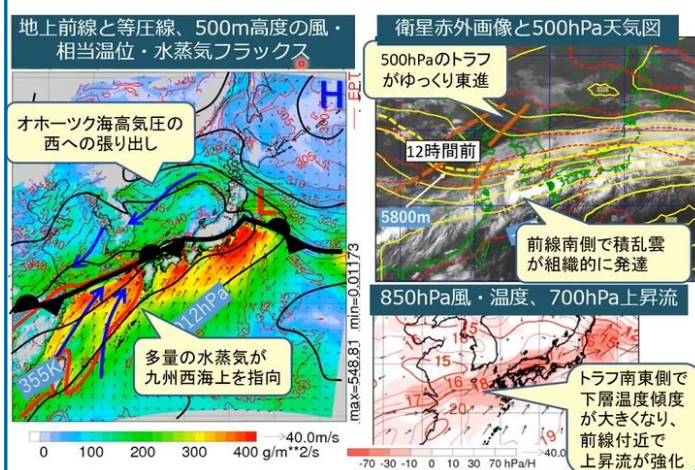
2021年8月の記録的な大雨

2021年8月の大雨時には、太平洋高気圧が日本の南海上に張り出し、日本の北ではオホーツク海高気圧がこの季節としては強まり、梅雨期に大雨となる状態と似た状況になっていました。九州付近では、南北の温度傾度により前線が強化され、基本的には層状性降水が多量に降りました。九州で大雨が降った8月14日未明から明け方の総観場の特徴としては、対馬海峡に停滞前線があり、オホーツク海高気圧から相対的に冷たい空気が北東から流れ込み、南から暖湿流が入っています。九州付近では南北の温度勾配が大きく、前線が強化され、層状性の雨を多量に降らせる状況になっていたうえ、前線の南側での大量の水蒸気の流入により、積乱雲が発生し線状降水帯となって大雨となりました。実際に発生した線状降水帯を抽出した解析では、今回の8月11日~14日の総降水量への線状降水帯の寄与率は最大30%強程度で、全体の大雨に占める線状降水帯の割合は小さかったといえます。一方、平成29年7月九州北部豪雨では線状降水帯の寄与率が70%以上、令和2年7月豪雨でも場所によっては70%を超えるように、線状降水帯の寄与率は非常に高かったといえます。今年の8月のケースでは、全体の大雨への線状降水帯の寄与率は低かったが、線状降水帯がトリガーとなって大雨の特別警報が発表されるなど、その影響は非常に大きいということがわかります。

2021年8月の記録的な大雨をもたらした大規模な大気の流れ



8月14日未明~明け方頃の総観場の特徴



質疑応答(抜粋)

Q1: 線状降水帯を表す英語がないということでしたが、研究論文ではどのような英語表現が用いられているのでしょうか。最も適切な英語表現を教えてください。単にRainbandという表現はよろしくないのでしょうか。

A1: 基本的には、そこで発生している雨の分布を見て、「大雨というイメージを持つものではない」というのが基本です。レインバンドといった表現は、レインバンドは移動するものが多数で、講演では「移動するものは線状降水帯ではない」と説明しました。レインバンドには停滞するものもあるのですが、なかなか適切な良い表現がなく、元のイメージと違うイメージを持たれることを避ける意味で、「Senjo-kousuitai」という表現を使用しました。(※気象研究所の廣川康隆氏の論文では、「elongated and stagnated mesoscale convective system」という表記が使用されていると紹介されました。)(※後日、加藤さんから追加コメントをいただきました。→「気象集誌の線状降水帯のレビュー論文(Kato 2020)では、「Quasi-stationary band-shaped precipitation system」と記載しています。また、Araki et al. (2021)では「quasi-stationary convective band」との記載があり、米国などでは「quasi-linear convective system」という近い表現がありますが、停滞するという意味合いが含まれていません。)

Q2: 「診断的予測」の意味を教えてください。

A2: お医者さんが患者さんを診るときに「診断」という言葉を使うように、現状の雨の降り方や大気状態を見て、今後大雨が降るかどうかを考えていくということです。ベテラン予報官が資料をみて、判断するというのが、まさに診断的ということになります。

Q3: 直近の初期値よりも10時間前の「18時の初期値のときが最も予想が的中した」という話ですが、その後の初期値のときに予測が大きく外れた理由は大気の「カオス」のためでしょうか？

A3: もっと先の予報になると、カオスの影響が大きくなりますが、最新の初期値になるほどカオスの影響は小さくなります。何か不都合な観測値が混入したなどの原因が考えられますが、何が原因かはまだ特定できていません。

Q4: 台風の北東方向数100kmで竜巻が発生しやすいといった知見がありますが、線状降水帯についてもこのような特徴はあるのでしょうか？

A4: 竜巻と同じようなところで発生しやすいというのは確かです。ストームに相対的なヘリシティ(SREH)が、基本的にはその領域で大きくなります。この条件は大きな竜巻が発生しやすい条件の一つですので、線状降水帯も鉛直シアの大きなところで発生しやすいといえます。また、台風の北東側は暖湿流が入りやすい場ですので、線状降水帯も同様に発生しやすいといえます。

Q5: 日本以外の大雨でも、線状降水帯が原因の場合が多いのでしょうか？

A5: 論文では線状降水帯という言葉は使われていませんが、東アジア以外でこのような解析した論文は見たことがありません。朝鮮半島ではそれに近い、おそらく線状降水帯による大雨が報告されています。特に、日本周辺の東アジア域で多い傾向があるようです。

Q6: 今日のメカニズムの話からそれますが、大雨の数時間前に避難できるように、事前に線状降水帯が市町村単位ぐらいで予報できるようになるのはいつ頃だとお考えですか？

A6: 市町村単位までいくかどうか分かりませんが、県単位くらいなら、気象庁の目標としては2030年頃を目指して取り組んでいるところです。ピンポイントでの予測は難しいため、確率的表現になると思われますが、まだこれからの検討となります。

Q7: NHMにおける鉛直解像度に関することで水平は2km程度で表現可能とのことですが、鉛直方向の層数は多い方が再現はよいのでしょうか。

A7: その実験は行っていないので分かりませんが、現状、鉛直50層くらいとっているので、積乱雲の再現性については問題ないかと思います。もう少し多く取った方が再現性が良くなる可能性は否定できないと思います。

Q8: 初期値の問題で、一般的に再現計算を行う場合の初期値境界値は、MANAL等の客観解析値を用いると線状降水帯は再現できることが多いのでしょうか？

A8: 一番重要なのは下層の水蒸気がどこから入って来るのかが重要で、基本的に九州の場合は、東シナ海海上の観測がないことが、予測をする上では非常に難しい問題となっています。

Q9: 線状降水帯を見るときに地表面近くの降水量の分布に着目していますが、降水域の立体構造はどのように見ているのでしょうか？

A9: 基本的には、積乱雲が圏界面付近にまで発達し、組織化している点に着目しています。

Q10: 線状降水帯の予報に水蒸気の観測が大変重要だと思いますが、実際にデータ取りが困難な洋上が多いのですが、現在どのようにデータが取られているのでしょうか。また今後、そのデータ量や質を向上させるためにどのようなことが検討されているのでしょうか？

A10: 気象庁でも海洋気象観測船を使って、海洋上の観測データを増やそうとはしています。その他、衛星によるリモート観測も考えられますが、現在のひまわりデータからは下層の水蒸気量は観測できない状況です。今後、ひまわりが更新されるときに新しい測器が搭載されれば、下層の水蒸気量をとりえる新しいデータが使える可能性がある所以、検討しているところです。

Q11: 線状降水帯発生の6条件のうち、特に重視する項目はありますか？

A11: 6条件はどれ一つ欠けてもダメだと思います。全て重要だといえます。

Q12: 線状降水帯は局所的な海水温上昇と関係ないのでしょうか。例えば、原発の近くは海水温が高いと聞きますが、その近くで起こりやすいと言うことは無いのでしょうか。

A12: 原発付近の海面水温は別として、例えば、黒潮付近では海面水温が高いので、その影響は多少なり受けると考えられます。そこで水蒸気量が増えますが、質問されているようなもっと局所的な影響は、おそらくないと考えます。

Q13: 線状降水帯予測について、風上側にあたる東シナ海海上にレーダー積載の船を配置して予測精度を向上させるという計画があったように思いますが、これにより発生が予測される場所と降水量の精度向上はかなり上がるのでしょうか？

A13: レーダー配備という計画はありません。あれば精度は向上するだろうと思います。

(※レーダーではありませんが、水蒸気ライダーを船舶に搭載する話は近年、検討されているところです。)

Q14: 中層は湿度が高い方が線状降水帯は発生しやすいのでしょうか？中層が乾燥しているほど対流不安定というのとは全く別物でしょうか？

A14: 「対流不安定」という大気状態で積乱雲が発生するのかというところでもなく、条件付き不安定(潜在不安定)によって積乱雲は発生します。対流不安定は層ごと持ち上げられるということなので、層ごと持ち上げられたところだけ不安定になり、積乱雲のように下層から上層まで貫くような対流が発生することはありません。対流不安定な大気状態の働きとして、中層が乾燥していて、上空に持ち上げられると、低温化して湿潤化するということで条件付き不安定度を強化する働きにはつながります。非常に乾燥していると、蒸発が起こり浮力を失って全然発達しませんが、若干乾燥している程度であれば、そこで持ち上げられると、大気状態がより不安定になるため、それによって大雨になるケースもあります。詳しくは『中小規模気象学』の教科書を参照ください。

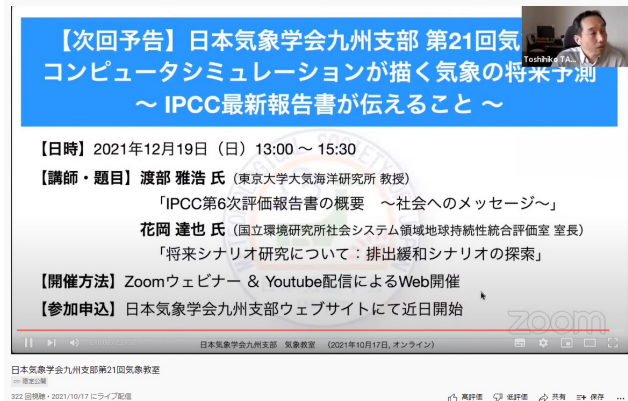
座長:Zoomウェビナーホスト、質疑の司会進行、YouTube動画配信

共催:九州大学応用力学研究所 主幹教授 竹村 俊彦 理事

共催の九州大学応用力学研究所の竹村先生には、講師の先生方との連絡・調整をはじめ、当日のZoomウェビナーのホスト、質疑の司会進行、YouTubeへの動画配信など、オンライン開催に必要な技術的な面について、ほとんど全て引き受けていただきました。



座長:竹村俊彦 理事(九州大学)



YouTubeへの動画配信画面

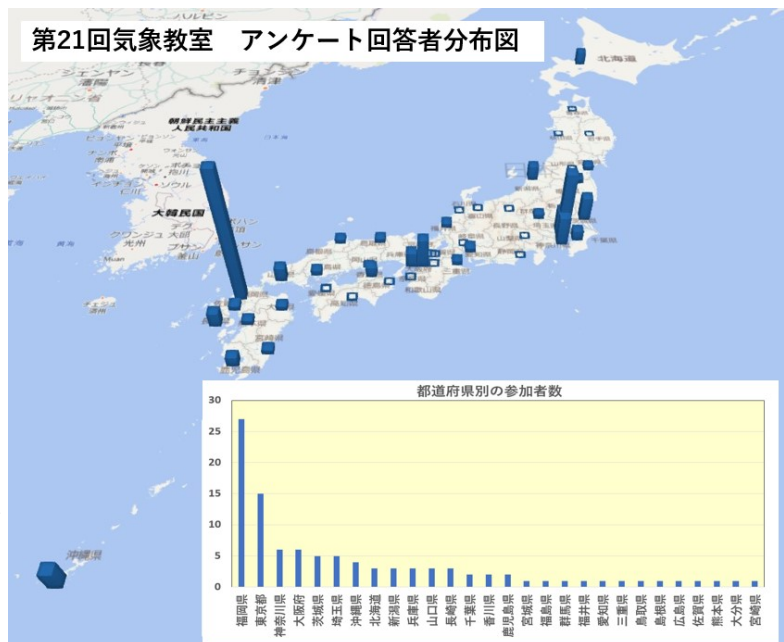
気象教室アンケート集計結果より

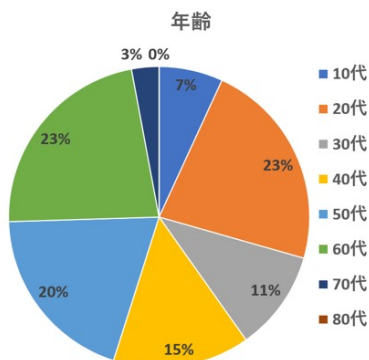
当日の約180名の参加者およびYouTubeアクセス388回の参加者から、102名の方よりアンケートにご協力いただきました。オンライン開催ということで、九州支部に限らず、全国から多数参加いただきました。どうもありがとうございました。

当日は、事務局の不手際により、開始時間が10分遅れ、講演順番を急遽入れ替えるなど、ご迷惑をおかけしました。この場を借りて、お詫びいたします。

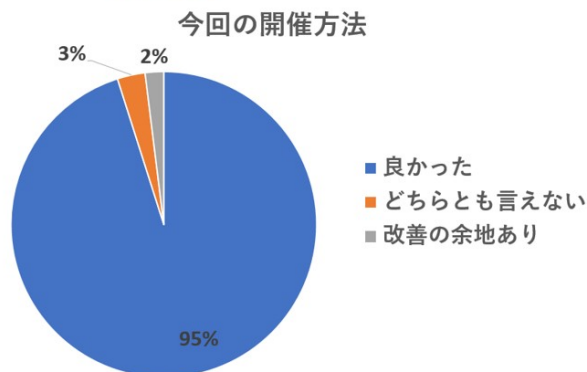
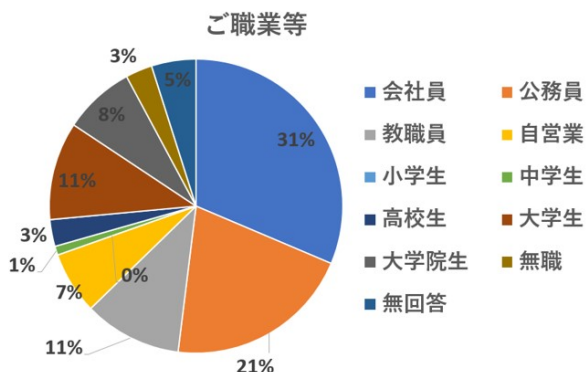
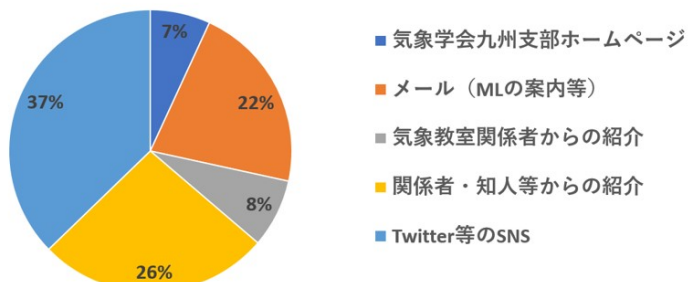
アンケートでは、「とても分かりやすかった」という声が多数寄せられました。アンケートによりいただいたご意見をもとに、日本気象学会九州支部では、気象知識の普及に向けて、幅広い年齢層の方々に気軽に参加でき、知識を深めていただけるような場を今後も提供してまいります。

最後に、本気象教室にご講演いただいた講師の皆様および座長の先生に厚く御礼申し上げます。

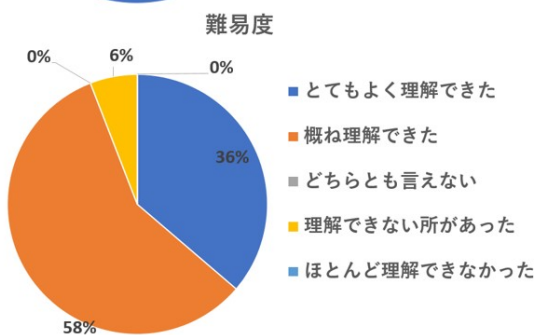
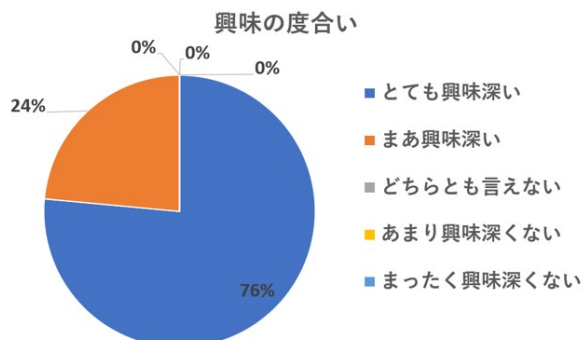




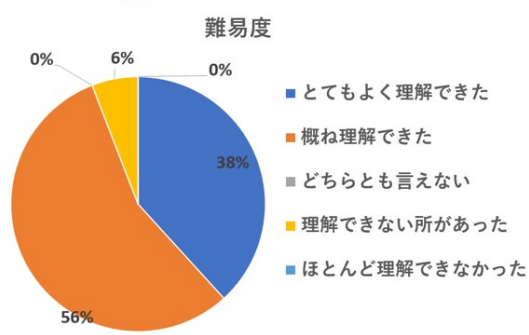
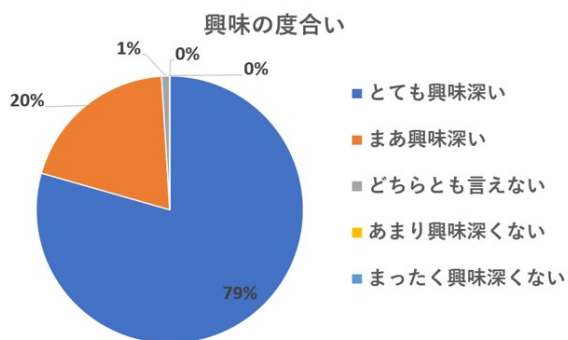
気象教室をどこで知りましたか？



「気候変動で変わる大雨」



「集中豪雨をもたらす線状降水帯とは」



今回の気象教室で配布した講演要旨集は、以下のページよりダウンロードすることが可能です

（日本気象学会九州支部トップページ → 九州支部会員専用）

ID・パスワードをご存じない会員は、九州支部事務局までご連絡ください。

<http://msj-kyushu.jp/member/others.html>

研究紹介

「ラニーニャ現象の持続に及ぼすオーストラリア 冬季モンスーンの影響」

熊本大学 大学院先端科学研究部 基礎科学部門
地球環境科学分野 富田智彦 氏

一般にラニーニャ(LN)イベントは、エルニーニョ(EN)イベントよりも長く持続することが知られています(Okumura and Deser 2010, DiNezio and Deser 2014, Chen et al. 2016など)。ここでは、LNイベントの持続に影響を及ぼすオーストラリア冬季モンスーン(AWM)の効果について簡単にご紹介します。詳細を確認されたい方は、下記原著論文をご一読ください。

Tomita, T., T. Shirai, and T. Yamaura, 2020: Effects of the Australian winter monsoon on the persistence of La Nina events. *J. Meteor. Soc. Japan*, **98**, 189-211.

https://www.jstage.jst.go.jp/article/jmsj/98/1/98_2020-011/_article/-char/ja

1. はじめに

LN現象は、EN現象とならび世界の気象・気候に大きな影響を及ぼしています(Enfield and Mestas-Nunez 2000など)。例えばLN現象が発生している冬季、日本は寒冬になる傾向の強いことが知られています(気象庁資料など)。そして2021年から22年にかけての冬季はLNになることが予想されています(気象庁資料など)。そこでEN現象のみならずLN現象についても、その影響をより詳しく調べていく必要があります。

図1は、気象庁が2021年3月に発表したエルニーニョ監視速報No.342と9月に発表した同No.348から抜粋したEN/LN現象の経過と予測を示しています。気象庁は3月10日時点(図1a)に、7月頃、エルニーニョ監視領域の海面水温(SST)偏差は正に偏り、この夏にLNイベントは終息する可能性が高いと発表しています。しかし、実際には7月時点でSST偏差は負に踏みとどまり、その後、冬にかけて負偏差状態が続きLNイベントが再発達する可能性が高いと予測を修正しました(図1b)。

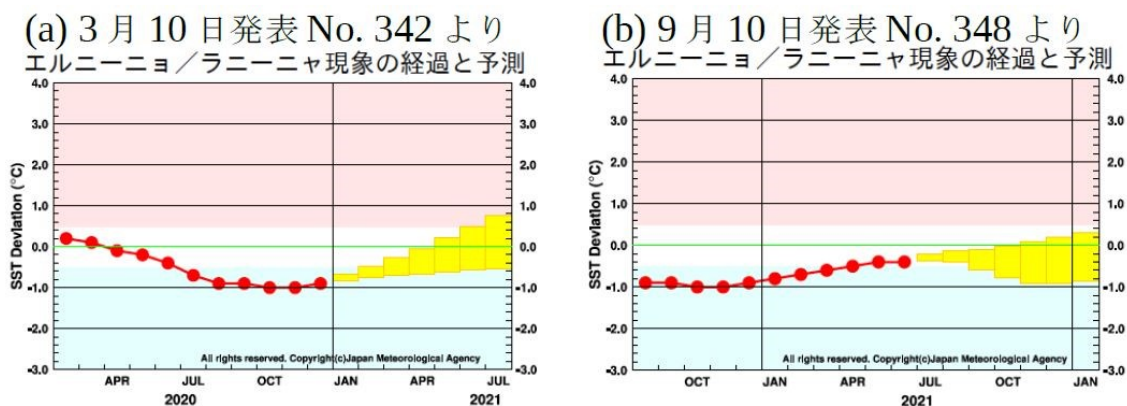


図1 気象庁発表のエルニーニョ監視速報(No. 342、2021年3月10日発表)と同(No. 348、2021年9月10日発表)から抜粋したEN/LN現象の経過と予測の図。(a) No.342より、(b) No.348より。縦線は1月1日を表す。

また図2は、過去11例のLN/ENイベントの時間発達の相違を示しています。LNイベント(図2a)では、図1bと同様にSST偏差は、夏季、負偏差で踏みとどまり、その後、冬にかけてLNイベントが再発達する様子を示しています。一方、ENイベント(図2b、比較が容易になるようにSST偏差に-1がかけられている)では、図1a同様、夏頃までにSST偏差の正負反転が起こり、ENイベントはこの時までには終息することが読み取れます。

LN/ENイベント間になぜこのような相違があるのか？本研究ではその理由として、現在のLN/ENイベントの発達衰退モデルに適切に反映されていない現象があるのではないかと仮定し、その候補としてオーストラリア冬季モンスーン(AWM)を検討、AWMがいかにLNイベントの持続に影響を及ぼしているかを明らかにしました。

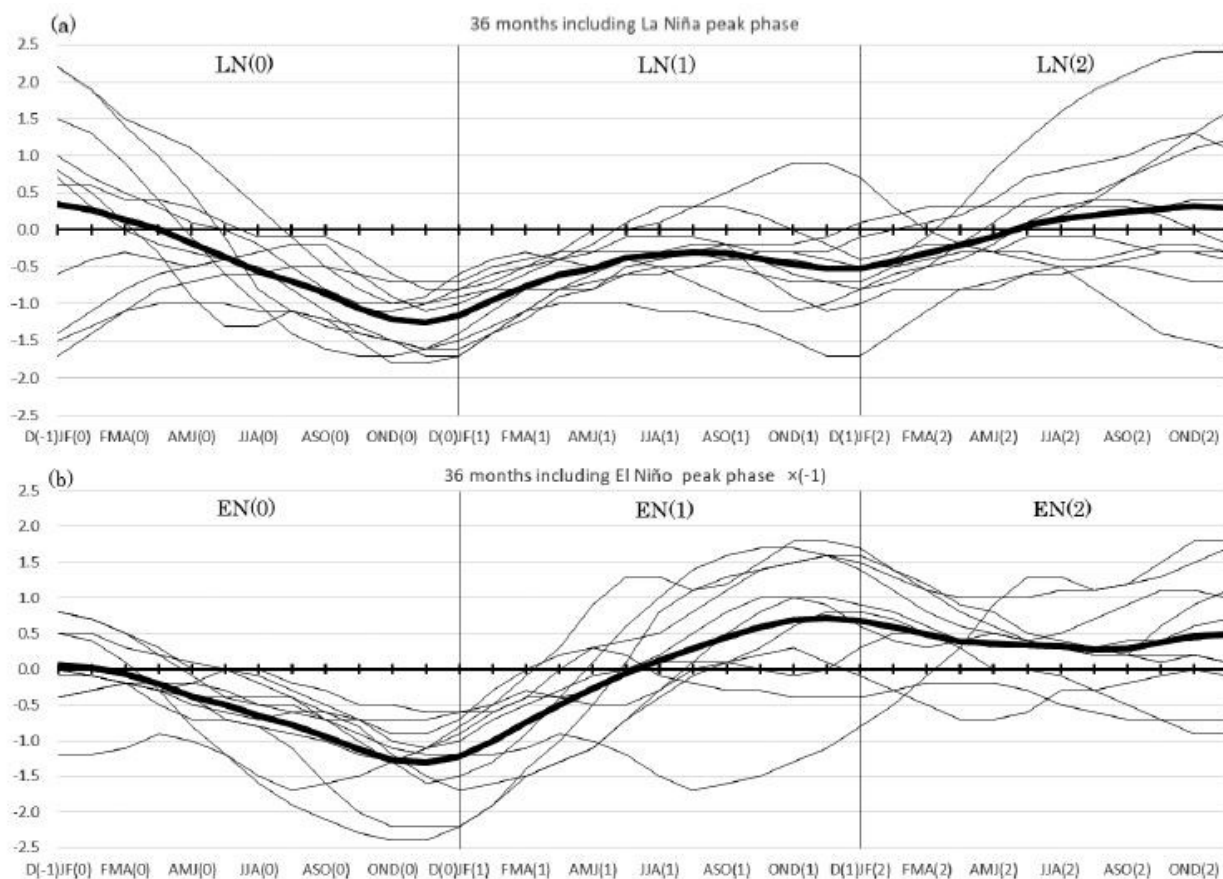


図2 エルニーニョ監視領域(NINO3.4; 170° – 120°W、5°S – 5°N)のSST偏差の時間推移(°C)。(a) LNイベントの3年間、(b) ENイベントとそれに続く期間を含む3年間。3ヶ月の移動平均がかけられている。細い線は各イベントの時間推移、太い線はLN/ENそれぞれの11イベント平均を示す。LN(0)とEN(0)をイベント発生年と設定。翌年をLN(1)/EN(1)、その翌年をLN(2)/EN(2)と表記する。比較を容易にするために(b)のSST偏差には-1がかけられている。

2. データと解析方法

本研究の解析には、次の3データを使用しています。(1) ERA-Interimデータ(Dee et al. 2011)。様々な物理量の表面ならびに等圧面高度データ。1979-2014年(36年間)の月平均データを使用。空間解像度は 0.75° で領域は全球。(2) GPCP降水量データ(Adler et al. 2003)。1979-2014年(36年間)の月平均データ。空間解像度は 2.5° で領域は全球。(3) 米国NOAA作成の海洋Nino指数。

https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php

NOAAでは、NINO3.4領域($170^\circ - 120^\circ\text{W}$, $5^\circ\text{S} - 5^\circ\text{N}$)の3ヶ月移動平均した SST 偏差が5ヶ月連続で -0.5°C 以下($+0.5^\circ\text{C}$ 以上)のイベントを LN(EN) イベントと定義しています。本研究では、この定義に従い LN イベント/EN イベントを2年にまたがる冬季で表1のように選定しました。そして図2を参考に、発生年に0、翌年に1、さらにその翌年に2をあて、LN イベントの期間を LN(0)、LN(1)、LN(2)のように表記しています。EN イベントについても同様です。そして本研究では、1979-2014年(36年間)平均を長期平均とし、この長期平均からのずれで偏差を定義しています。また相関係数と2平均値の差の統計的有意性は両側 t 検定で検定されています。

表1 1979年以降2012年までのENイベントとLNイベント。SST偏差絶対値の極大出現冬季を中心とする2年で示す。

El Niño	79/80, 82/83, 86/87, 87/88, 91/92, 94/95, 97/98, 02/03, 04/05, 06/07, 09/10 (11 events)
La Niña	83/84, 84/85, 88/89, 95/96, 98/99, 99/00, 00/01, 05/06, 07/08, 10/11, 11/12 (11 events)

3. LNイベントの持続とオーストラリア冬季モンスーン

LNイベントは、ENイベントと異なり、2冬季にわたって持続することが多く、イベントによっては3冬季まで持続することがあります(図2参照)。LNイベントの第1ピーク冬季の次のLN(1)/LN(2)冬季にSST偏差が依然として負であり続ける割合は、11イベント中9イベント(図2a)、一方、ENイベントのピーク冬季の次のEN(1)/EN(2)冬季には、11イベント中8イベントがSST偏差の符号を反転させています。

次にLN/EN両イベントのピーク冬季(D(0)JF(1))から続く夏季(JJA(1))までのSST・降水量・10 m高度水平風、の偏差の季節推移を示します(図3)。これ以降、北半球と南半球の季節表記の混乱を避けるため、季節は英語頭文字を用いD(0)JF(1)(December (0), January, February (1))のように表記します。

まずD(0)JF(1)においてLNとENは、正負対称の偏差場を示すことが読み取れます(図3a,3d)。LNでは、太平洋赤道域に東風偏差、インド洋赤道域に西風偏差が現れ、インドネシア海大陸域を中心に降水量増、水平風偏差に顕著な変形場(東西風に収束、南北風に発散)を確認することができます。そしてLNを定義づける太平洋赤道域でのSST負偏差の広がりを確認することができます。ENでの偏差分布はこの逆になります。この後MAM(1)にかけて、LNではインドネシア海大陸域を中心に正の降水率偏差が持続(図3b)、さらに弱くなりながらもJJA(1)まで持続している状況が読み取れます(図3c)。そして対応してMAM(1)からJJA(1)にかけて太平洋中西部赤道域に東風偏差が残ります。しかしインド洋赤道域の西風偏差はJJA(1)までに弱まります。一方、ENではMAM(1)までに、インドネシア海大陸域の降水率負偏差域は小さくなり(図3e)、JJA(1)にはこの領域の西方より正の降水率偏差域が広がってきている状況が読み取れます(図3f)。そしてJJA(1)までに太平洋東部赤道域にSST負偏差域が広がりENの終息が確認されます。

本研究は、LNのMAM(1)(図3b)に、オーストラリア大陸北部からインドネシア海大陸域にかけて広がる正の降水率偏差域に着目し、この正の降水率偏差域が例年より強い冬季オーストラリアモンスーンの寒気の吹き出しによると仮定しその検証を行いました。

SST & Rainfall & Wind Anomaly

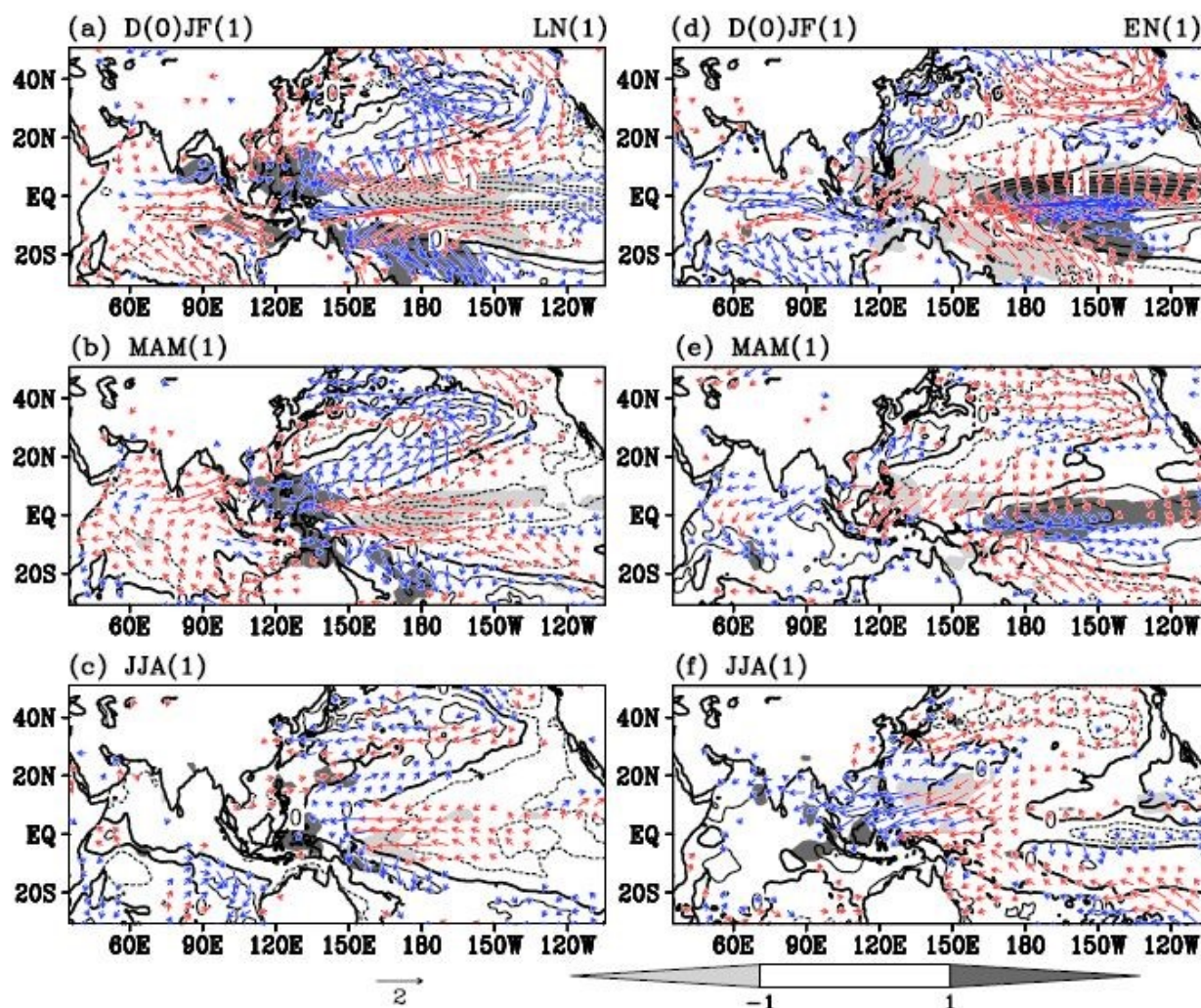


図3 LN/ENイベントの合成偏差場。SST(°C;等値線)、降水率(mm/日;陰影)、10 m高度水平風(m/s;ベクトル)について。表1の年をもとに作成。左列はLN、右列はENの季節変化を示す。等値線間隔は0.25°Cで、負値は点線、ゼロは太実線で示す。陰影のスケールとスケールベクトルは図下の通り。赤(青)ベクトルは、風速偏差において正(負)値であることを表す。

モンスーンは、季節に応じて生じる大規模な海陸温度差、そしてそれにともない生じる気圧差によって起きます。図4は、2 m高度気温のLN/EN合成季節偏差の推移を示します。ここではLNが終息するLN(2)(図2参照)における季節偏差推移も合わせて示しています。まずLN(1)において、D(0)JF(1)(図4a)からJJA(1)(図4c)にかけて特にオーストラリア大陸上に大きな負偏差域の広がる状況が読み取れます。これはLN時、インドネシア海大陸域を中心とする積雲対流活動の活発化にともなうオーストラリア大陸の低温化と考えられます。そして南半球冬季、MAM-JJA、のオーストラリア大陸上の低温偏差は、AWMの強化を促すと考えられます。この状況は特にMAM(1)(図4b)において統計的にも有意に確認されます。一方、EN(1)ではD(0)JF(1)(図4d)からJJA(1)(図4f)にかけて、オーストラリア大陸上に正偏差域が広がります。これは南半球冬季、MAM-JJA、にオーストラリア大陸が高温化していることを示し、AWMにともない寒気の吹き出しは弱まると考えられます。そして平均LNの終息年すなわちLN(2)では、D(1)JF(2)-JJA(2)にオーストラリア大陸上に負偏差域が広がるものの(図4g-i)その値はLN(1)での値に比べ小さくかつ統計的にも有意ではありません。この2m高度気温の偏差分布は、太陽放射の下向き表面フラックスと表層土壌水分量に対応し生じます(図略)。

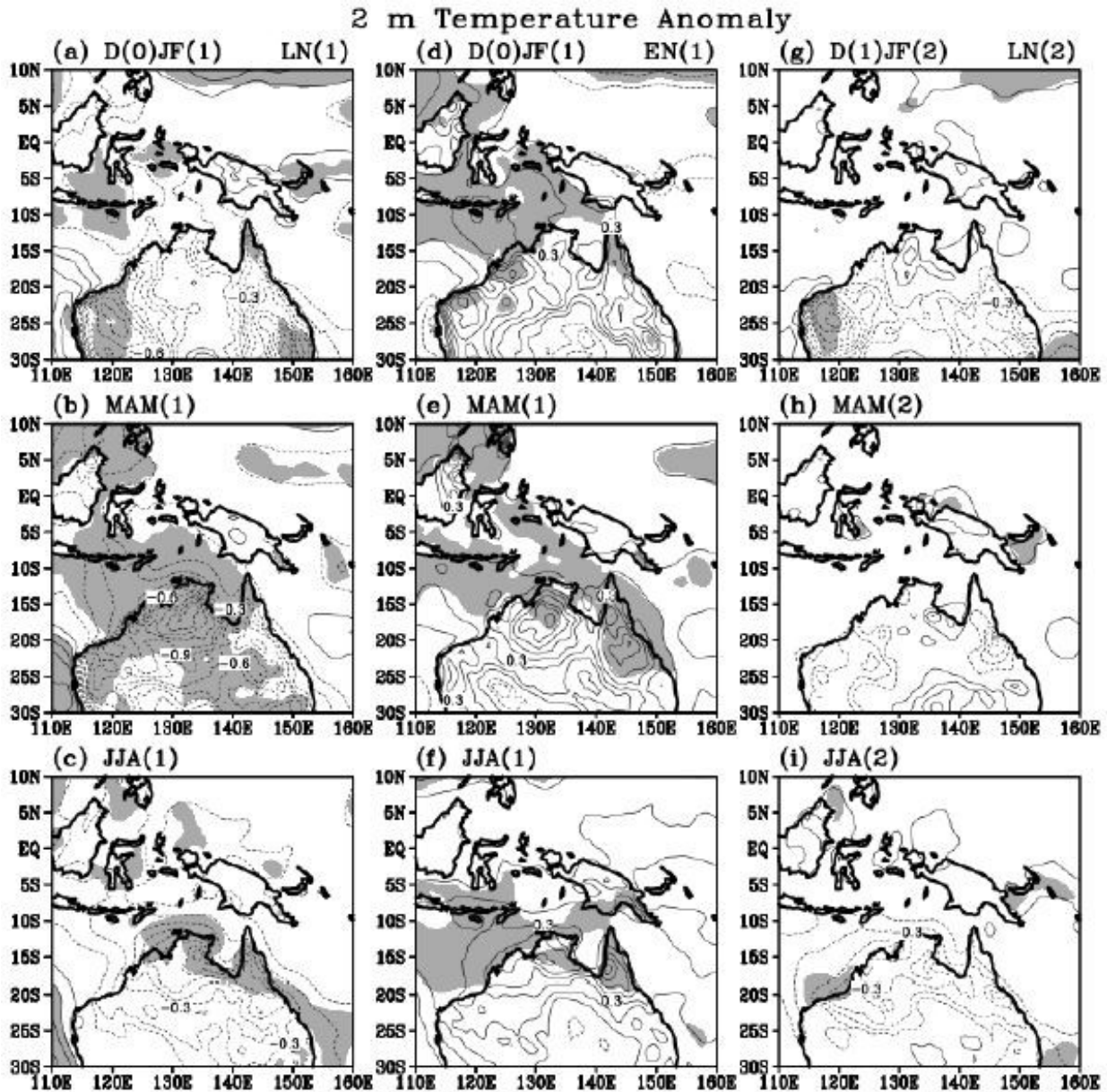


図4 LN(1)(左列), EN(1)(中列), LN(2)(右列)の2m高度気温偏差(°C; 等値線)のDJFからJJAにかけての季節推移。等値線間隔は0.1°C、破線は負偏差を示す。陰影は10%の有意水準で統計的に有意な領域を示す。

次に図4の2m高度気温偏差のデータを用い、インドネシア海大陸とオーストラリア大陸の気温差(インドネシア海大陸値 - オーストラリア大陸値)の時間推移を見積もります(図5)。LN(1)では、MAMを中心に統計的に有意かつ大きな正值の出現することが読み取れます。これはオーストラリア大陸の大きな低温化(図4b)により生じた正值であり、AWMが例年より強くなることに対応します。一方、EN(1)では、FMA頃を中心に負値で推移します。これはオーストラリア大陸の高温化により(図4e)、AWMが弱まりオーストラリア大陸からの寒気の吹き出しが弱まることに対応すると考えられます。平均LNの終息年、LN(2)、ではFMAを中心に値はほぼゼロになっています。これはLN(2)におけるAWMはほぼ平年並みであることを示します。

以上の結果より、LNはAWMが強い年には持続し、例年並に弱化する年に終息する、そしてENではAWMは常に例年より弱く、ENはMAMからJJAにかけて規則正しく終息する、という対応関係が想起されます。次は南北風偏差でAWMの強弱を評価しこの対応関係を検証します。

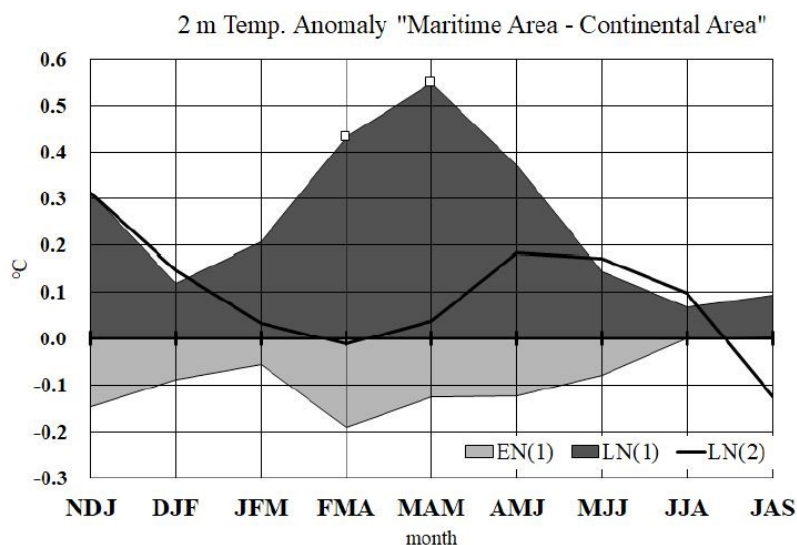


図5 図4のデータから見積もられたインドネシア海大陸とオーストラリア大陸の2m高度気温差の時間推移(インドネシア海大陸値 - オーストラリア大陸値)。インドネシア海大陸域として(120°-140°E, 15°S-0°)、オーストラリア大陸域として(120°-140°E, 30°-15°S)をとる。濃陰影はLN(1)、淡陰影はEN(1)、そして太実線はLN(2)の推移を表す。白四角は10%の有意水準で統計的に有意な差を示す。

図6は、10m高度の南北風そして降水率の偏差の時間-緯度断面図を示します。平均した経度は図5と対応させ120°-140°Eとしています。

LN(1)では、南半球の秋季(3月頃)から冬季(7月頃)にかけて、オーストラリア大陸の北端緯度(15°S)付近から南風偏差の卓越、すなわちAWSの強化が起こり、この強化に伴い南風偏差域の北端付近に多雨域の出現することが読み取れます。これはオーストラリア大陸からの相対的な寒気の流出、これに伴いその北方熱帯域に広がるより暖かく湿った空気の上昇が起こったためと考えられます。一方、EN(1)では、北風偏差の対照的な卓越は生じていません。ただし5-6月頃、10°-5°S域に降水率の負偏差が確認されます。

LN(1)ではEN(1)とは非対称的なAWMの強化が起こり、この強化が7月頃までのインドネシア海大陸付近の多雨を誘導していると読み取れます。そしてこの偏差的なインドネシア海大陸付近での多雨は10月頃まで持続します。これはLNイベントの持続と対応します。一方、EN(1)では、7月頃を境にインドネシア海大陸付近の降水率は負偏差から正偏差に反転します。この反転はENイベントの終息と対応します(図2,図3f)。

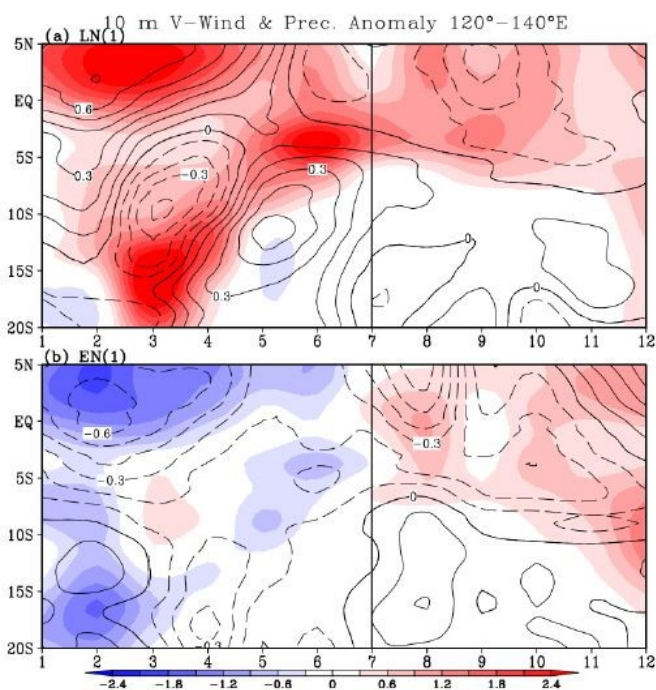


図6 10m高度南北風(m/s; 等値線)と降水率(mm/日; 陰影)の偏差の時間-緯度断面図。120°-140°Eの経度平均値を示す。等値線間隔は0.1 m/s。実線は南風偏差、破線は北風偏差を表す。陰影のスケールは図下の通り。縦実線は7月を表す。

最後に対応する偏差的な対流活動域の季節的な南北推移を鉛直圧力速度の緯度-高さ断面図を用い示します(図7)。LN(1)のJFM(1)(図7a)において、赤道-15°Nあたりに大きな上昇流偏差域の広がりが確認されます。これはLNにともなうインドネシア海大陸域付近での対流活動の活発化と対応します。同時に南半球側にも上昇流偏差域が広く広がっている状況が読み取れます。これはオーストラリア大陸上での下向き表面太陽放射フラックスの減少ならびに降水増にともなうオーストラリア大陸での土壌水分量の増加に対応します。その後、赤道-15°N付近の偏差的な上昇流域は弱まりながら幾分北上します(図7b-d)。この時、南半球20°-10°S付近にあった偏差の上昇流域が強まりながら赤道域まで北進する状況が読み取れます。この北進は、図6aに見た正の降水率偏差域の北進に対応します。LN(1)において、赤道付近の偏差的な上昇流域は、JFM(1)(図7a)からJJA(1)(図7d)にかけて、赤道-15°Nあたりに広がっていた上昇流偏差域からオーストラリア大陸北端緯度(15°S)付近に広がっていた上昇流偏差域によってかわられることが読み取れます。

一方、EN(1)ではこのような偏差的な対流活動域の南北移動にともなう交代は見られません(図7e-h)。EN(1)では、下降流偏差が卓越していたJFM(1)赤道域付近において、対流圏下層には上昇流偏差域が広がっており、この上昇流偏差域が季節の進行にともない鉛直方向に拡大発達していく状況が読み取れます。またLN(2)(図7i-l)では、南からの上昇流偏差域の北進、交代に失敗しており赤道付近上空、対流圏下層にあった下降流偏差域が季節の進行にともない鉛直方向に拡大発達しています。これはLNの終息に対応しており、この過程はENの終息過程と類似しています。

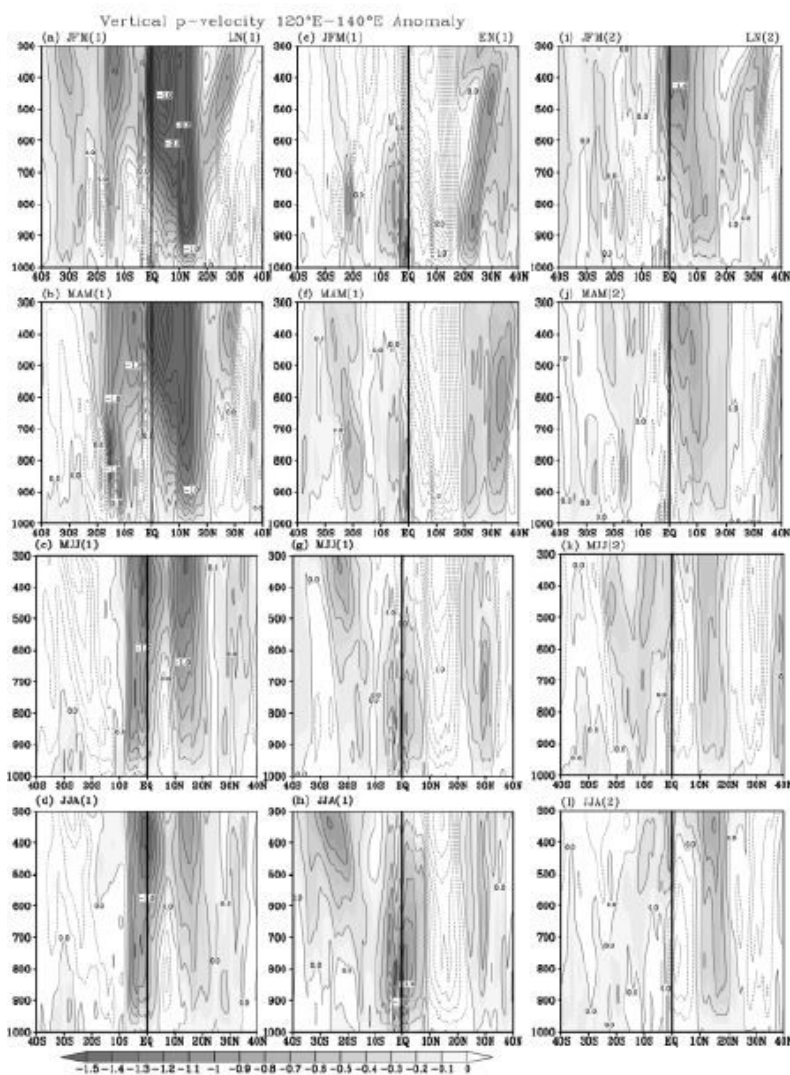


図7 LN/ENの持続/衰退時における鉛直圧力速度(Pa s^{-1})偏差の緯度-高さ断面図。120°-140°Eの経度平均をとり、JFMからJJAまでの季節平均偏差を示す。左列LN(1)、中央列EN(1)、右列LN(2)。実線と陰影は偏差的な上昇流域を、点線は偏差的な下降流域を示す。縦実線は赤道上空を表す。等値線間隔は、 $0.2 \times 10^2 \text{ Pa s}^{-1}$ 、陰影のスケールは図下の通り。

4. まとめ

本研究は、LNイベントの持続に及ぼすAWMの影響を明らかにしました。そしてLNにともなうオーストラリア大陸の冷却、この冷却にともなうAWMの強化がインドネシア海大陸域の対流活動を活発化させ、LNイベントを延命させるメカニズムを見出しました(図8)。LNは海洋力学を通し西部熱帯太平洋のSSTを高く維持しますが、オーストラリア大陸の表面温度は、海洋力学の適用外で、下向き表面太陽放射フラックスの減少ならびに土壌水分量の増加により下がります。そして南半球冬季に生じるこの海陸温度差の増大はより強いAWMを生みます(図8a-b)。より強いAWMは、インドネシア海大陸域の強い対流活動を誘導・維持することを通し、LN型のウォーカー循環偏差を維持します。LNはENと異なり、そのメカニズムに自分自身を延命するメカニズムを内蔵していると言えます。本研究ではこれをLN-AWMフィードバックと呼びます。このLN-AWMフィードバックがLN(2)においても機能した場合、LNイベントはさらに持続すると考えられます。実際、1998-2001の3年にわたるLNイベントがこれに相当すると思われる。

本研究は、LNイベントが持続するかいなかの判断としてAWMの監視が重要であることを指摘します。ENイベントには、このような延命メカニズムがないもしくは強く機能していないため、北半球の春から夏にかけて規則正しく終息すると考えられます。

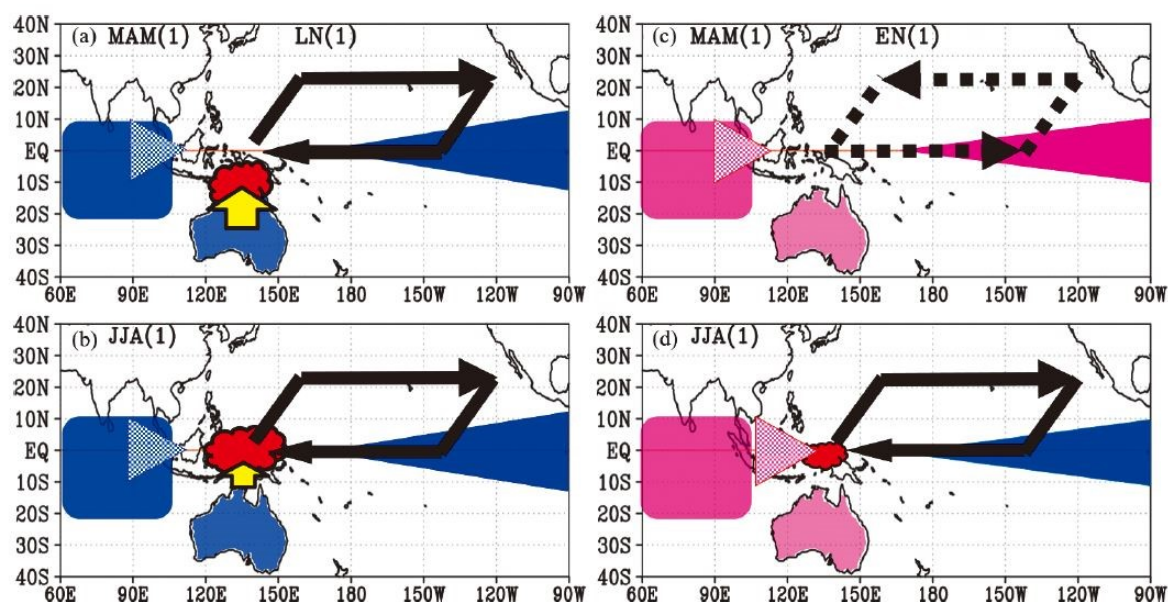


図8 AWMがLNイベントを延命するメカニズム。ENイベントとの対比で示す。(a) LN(1)のMAM(1)、(b) JJA(1)、(c) EN(1)のMAM(1)、(d) JJA(1)。青(赤)は表面温度の負(正)偏差、赤色雲は、偏差的に強い対流活動とこれにともなう正の降水率偏差を示す。黄矢印は、例年より強いAWMを、黒の実線・点線矢印は、偏差的なウォーカー循環を表す。青(赤)三角は、偏差的なウォーカー循環の東方移動にともなう下降(上昇)流偏差擾乱を示す。

<参考文献>

- Chen, M., T. Li, X. Shen, and B. Wu, 2016: Relative roles of dynamic and thermodynamic processes in causing evolution asymmetry between El Nino and La Nina. *J. Climate*, **29**, 2201–2220.
- DiNezio, P. N. and C. Deser, 2014: Nonlinear controls on the persistence of La Nina. *J. Climate*, **27**, 7335–7355.
- Enfield, D. B. and A. M. Mestas-Nunez, 2000: Global modes of ENSO and non-ENSO sea surface temperature variability and their associations with climate. *El Nino and the Southern Oscillation: Multiscale Variability and Global and Regional Impacts* (book, edited by H. F. Diaz and V. Markgraf, ISBN 0-521-62138-0), 89–113.
- Okumura, Y. and C. Deser, 2010: Asymmetry in the duration of El Nino and La Nina. *J. Climate*, **23**, 5826–5843.

特別寄稿

「真鍋淑郎先生のノーベル物理学賞受賞に寄せて」 気象庁気象研究所 全球大気海洋研究部 部長 山中吾郎 氏

2021年のノーベル物理学賞は、複雑系物理システムの理解に画期的な貢献をした3人の研究者が受賞した。このうち、プリンストン大学地球物理学研究所(GFDL)の真鍋淑郎先生と独マックスプランク研究所のクラウス・ハッセルマン教授は、地球の気候と、それに対する人間の影響に関する研究が評価されての受賞である。受賞理由は「地球気候の物理モデル化、変動性の定量化、及び信頼度の高い地球温暖化予測」である。真鍋先生は1958年に渡米し、米国を拠点として地球の気候の物理モデルの開発を先導されてきた。僭越ながら、この機会に真鍋先生のこれまでの主な業績を簡単に振り返ってみたい。

真鍋先生の研究の特徴は、複雑なシステムをできるだけ単純化してモデル化することにより、現象の本質を明らかにしようとする点にある。1960年代の顕著な業績として、一次元放射対流平衡モデルを用いた研究がある。このモデルでは、大気の大気対流過程を「対流調節」という簡便な方法で表現していたが、Manabe and Strickler (1964)は、観測される大気の大気温度構造がこのモデルでよく表現でき、二酸化炭素や水蒸気、オゾンなどの大気成分がそこでどのような役割を果たしているかを明らかにした。次に、この一次元放射対流平衡モデルを用いて、大気中に与える二酸化炭素濃度を変化させた場合の気温分布を詳細に調べた(Manabe and Wetherald, 1967)。その結果、大気中の二酸化炭素濃度を2倍にした場合、相対湿度は変化しないと仮定すると、全球平均の地上気温の変化(気候感度)は、約 2°C (2.36°C)上昇すること、成層圏では逆に低温化することを示した。なお、最新の気候モデル結果に基づくIPCC報告書(AR6)では、気候感度は $2.5\sim 4^{\circ}\text{C}$ (可能性の高い範囲)と見積もられており、一次元放射対流平衡モデルという単純化したモデルで得られた上記の値とよく一致していることには驚かされる。放射収支と大気の大気鉛直輸送の相互作用を研究し、大気中の二酸化炭素の増加が地表の温度上昇につながることを実証した意義は大きく、その後の地球温暖化研究の先駆けとなった。

地球温暖化の過渡的な応答を明らかにするには、熱容量の大きい海洋の影響を無視できない。1960年代末には、三次元の大気大循環モデルと海洋大循環モデルを結合させた大気海洋結合モデルを世界に先駆けて開発した(Manabe and Bryan, 1969)。その当時、大気大循環モデルは気象予報の分野で既に実用化されていたが、海洋大循環モデルはカーク・ブライアン博士(GFDL)によって開発されたばかりだった(Bryan, 1966, Bryan 1969)。この大気モデルの解像度は、水平約500kmで鉛直9層、海洋モデルの解像度は水平約500kmで鉛直5層というスペックだったが、当時の貧弱な計算機環境では計算に多大な労力を要したことは想像に難くない。1970年代には、この大気海洋結合モデルを用いて(ただし海洋の熱輸送を考慮しない)、大気の大気二酸化炭素濃度を倍増した時の気候影響を調べた(Manabe and Wetherald, 1975)。その結果、二酸化炭素の増加はモデルの大気対流圏の気温を上昇させるが、成層圏の気温を低下させること、気温上昇が高緯度で増幅されること、水循環の強度が増加することなど、現在知られている温暖化の基本的特徴の多くを明らかにした。1980年代末から1990年前後にかけては、海洋の熱輸送を考慮した、より精緻化されたモデルを用いて、過渡的な温暖化応答が南北半球間で非対称性を示すことを明らかにした(Stouffer et al., 1989, Manabe et al., 1990)。南半球では南極周極流域の深い子午面循環に伴う混合のため、海洋表層の温暖化が抑制される一方、北半球ではIce-albedo フィードバックの影響および対流圏下層が安定なことにより、地上気温の上昇は早く、緯度とともに増加する。なお、この約30年前のモデルの地上気温の分布の将来予測結果を、過去半世紀の間に得られた観測を用いて、近年検証したところ、良く一致することが報告がされている(Stouffer and Manabe, 2017)。真鍋先生の開発した大気海洋結合モデルは、世界各国の気象局や研究機関で開発・使用されている気候モデルの原型となっている。

真鍋先生は、温暖化研究以外の分野にも多くの業績がある。深海堆積物や大陸氷床の解析によれば、地球の気候は過去の地質時代に大きく変動していたことがわかっている。古気候の分野では、今から約18,000年前に存在した大陸氷床の気候影響を調べた研究(Manabe and Broccoli, 1985)や、大気中の二酸化炭素濃度を現在の半分から8倍まで様々に変化させ、過去の二酸化炭素濃度の変動が気候に及ぼす影響を調べた研究(Manabe and Bryan, 1985)がある。また、約11,000年前の最終氷期から間氷期に遷移する際の急激な気候変化(Younger-Dryas event)に着目して、北大西洋高緯度の氷床が融解して北大西洋に淡水が流入することにより、北大西洋の熱塩循環が弱化し一時的な寒冷化を引き起こすことを指摘している(Manabe and Stouffer, 1995)。他にも、大気海洋結合モデルを用いて、モデルで再現されたENSOや太平洋十年規模変動などの自然変動のメカニズムを調べた研究(Knutson et al., 1997, Knutson and Manabe, 1998)もある。

真鍋先生が土台を築いた地球温暖化研究は、徐々にその重要性が認識され、1979年に全米科学アカデミーが「二酸化炭素と気候に関する報告書」(チャーニー報告書)をまとめた。この報告書は、人為起源による大気中の二酸化炭素の増加が社会経済活動に深刻な影響を与えることに警鐘を鳴らした。これは、やがて気候変動に関する政府間パネル(IPCC)の設立につながっていく。1990年のIPCC第1次評価報告書(FAR)では、真鍋先生の多くの研究が引用されている。

余談になるが、FARの気候予測の章は、真鍋先生とともに共同執筆者として気象研究所気候研究部の時岡達志室長(当時)が参画した。これを機に、大気海洋結合モデルによる地球温暖化予測研究について研究情報の交換が密になされ、気象研究所においても1991年に気候研究部に新たな研究室が設置され、本格的に地球温暖化予測研究を開始することになる(時岡, 2015)。ちょうどその頃、筆者は一時帰国された真鍋先生のお話を伺ったことがある。筆者にとって雲の上の存在であった真鍋先生は、研究について熱心に語る非常にエネルギッシュな方、という印象である。

今年(2021年)の8月には、IPCCの最新の第6次評価報告書(AR6)が発表された。それによると、「人間の影響が大気、海洋及び陸域を温暖化させてきたことには疑う余地がない」と記述されており、世界が温暖化の危機感を共有するようになった。今や、温暖化の緩和策や適応策への取組は各国の喫緊の課題であり、カーボンニュートラルの達成が政策目標になるなど、社会の仕組みそのものが変革を求められている。地球温暖化問題は、科学が政策立案に大きく寄与したという点において、他に類を見ないものと言える。地球温暖化問題がこれほど注目を浴びる前の1960年代から、大気中の二酸化炭素増加の影響に着目し、研究を積み重ねてきた真鍋先生の慧眼には敬服せざるを得ない。今回のノーベル賞は、ようやく「時代が真鍋先生に追いついた」と言えるのではないだろうか。

謝辞: 本稿の作成にあたり、適切な助言をいただいた気象研究所気候・環境研究部の行本誠史氏に感謝します。

<参考文献>

- Bryan, 1966, *Monthly Weather Review*, **94**, 39-40.
- Bryan, 1969, *Journal of Computational Physics*, **4**, 347-376.
- Knutson et al., 1997, *Journal of Climate*, **10**, 138-161.
- Knutson and Manabe, 1998, *Journal of Climate*, **11**, 2273-2296.
- Manabe and Strickler, 1964, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **21**, 361-385.
- Manabe and Wetherald, 1967, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **24**, 241-259.
- Manabe and Bryan, 1969, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **26**, 786-789.
- Manabe and Wetherald, 1975, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **32**, 3-15.
- Manabe and Broccoli, 1985, *Journal of Geophysical Research*, **90**, 2167-2190.
- Manabe and Bryan, 1985, *Journal of Geophysical Research*, **90**, 11689-11707.

Manabe et al., 1990, *Journal of Physical Oceanography*, **20**, 722-749.

Manabe and Stouffer, 1995, *Nature*, **378**, 165-167.

Stouffer et al., 1989, *Nature*, **342**, 660-662.

Stouffer and Manabe, 2017, *Nature Climate Change*, **7**, 163-165.

時岡達志, 2015, *天気*, **62**, 557-568.

真鍋淑郎博士のノーベル物理学賞受賞を報じた10月6日の新聞記事を改めて見てみると、「地球温暖化を予測」が大見出し、「気候変動のモデル開発」という言葉がその次くらいの大きさの見出しで紹介され、地球温暖化予測のパイオニアとして大きく取り上げられています。一方で、上の山中様の記述にもあるとおり、真鍋博士は温暖化研究以外にも、大気海洋結合モデルを使って、古気候分野でも先駆的な研究をされています。ヤンガー・ドリマス期の寒冷化と関連する、大西洋の熱塩循環のシミュレーション実験を行ない、映画「デイ・アフター・トゥモロー」のヒントとなった話は有名です。

新聞記事では伝え切れていない真鍋博士の多数の業績について、専門家の観点からの話を聞いてみたいという思いから、今回、大気海洋結合モデルの専門家である気象研究所の山中部長に、急遽、紹介記事の執筆をお願いしたところ、快諾いただきました。この場を借りて、御礼申し上げます。

(事務局 西郷)

支部事務局からのお知らせ

第22回 12月気象教室のご案内

今年2回目の気象教室を12月19日(日)13時からオンラインで開催します。テーマは「コンピューターシミュレーションが描く気象の将来予測 ～IPCC最新報告書が伝えること～」です。

【講演1】「IPCC第6次評価報告書の概要」～社会へのメッセージ～

講師：渡部雅浩氏(東京大学大気海洋研究所 教授)

【講演2】「将来シナリオ研究について：排出緩和シナリオの探索」

講師：花岡達也氏(国立環境研究所 社会システム領域 地球持続性統合評価室 室長)

【座長】九州大学応用力学研究所 主幹教授
竹村俊彦氏

【共催】日本気象学会九州支部、九州大学応用力学研究所、【後援】日本気象予報士会西部支部

Zoomウェビナー(先着990名様)とYouTube Live(無制限)によるオンライン開催となります。参加費は無料ですが、以下のとおり事前の参加申し込みとインターネット接続環境が必要です。

第22回 気象教室

コンピューターシミュレーションが描く
気象の将来予測

～ IPCC最新報告書が伝えること ～

2021年12月19日(日)
13:00～15:30

参加費無料(事前申し込みが必要)
ZoomウェビナーとYouTubeライブ配信による
オンライン開催

2021年8月、気候変動に関する政府間パネル(IPCC)第1作業部会の報告書が6年ぶりに更新され、人間の影響が大気、海洋及び陸域を温暖化させてきたことには疑う余地がなく、何も対策が取られなければ、今世紀中に温暖化は更に進み、影響は広範囲に及ぶことが示されました。第22回気象教室では、今回のIPCC報告書の執筆や研究に深く関わった講師の方から、最新のIPCC第6次評価報告書の内容について、分かりやすく解説していただきます。

第1部

13:10～14:10 (13:00～接続開始)

「IPCC第6次評価報告書の概要」
～社会へのメッセージ～

講師：渡部雅浩(東京大学 大気海洋研究所 教授)



第2部

14:20～15:20

「将来シナリオ研究について」
：排出緩和シナリオの探索

講師：花岡達也(国立環境研究所 社会システム領域
地球持続性統合評価室 室長)



共催：日本気象学会九州支部、九州大学応用力学研究所
後援：日本気象予報士会西部支部
申し込み先：http://msj-kyushu.jpのフォームから 締切：12月16日
問い合わせ先：気象学会九州支部事務局 E-mail: info@msj-kyushu.jp

お申込みはこちら → 

お申し込みは、学会ホームページ(<http://msj-kyushu.jp/>)からイベント、気象教室、参加申込みフォーム(<https://forms.gle/tPNnb4pEQjoEP8NE8>)へ進み、参加申込みフォームを利用してお申し込み下さい。

- (1)登録フォームに必須事項を記入して登録。(締め切りは12月16日)
- (2)気象学会九州支部からご登録頂いたメールアドレスへ12月17日までに接続に必要な情報をご連絡致します。
- (3)当日は、メールのご案内に従って、開始時刻までに接続をお願いします。