

水蒸気起源から読み解く 線状降水帯の発生環境場の形成プロセス

西村はるか (九州大学大学院理学府)
川村隆一, 李肖陽, 川野哲也, 望月 崇 (九大院・理),
一柳錦平 (熊大院・先端), 芳村 圭 (東大・生産研)

1. はじめに

近年、2017年7月、2018年7月、2020年7月、2021年8月に代表されるような九州地方での大雨は線状降水帯(本研究ではQSCB; quasi-stationary convective band と呼ぶ)を伴うことが報告されている(e.g., Ogura, 1991; Tsuguti and Kato, 2014; Unuma and Takemi, 2016; Goto and Satoh, 2022)。QSCBの形成・発達・維持には多量の水蒸気供給が不可欠であることは言うまでもないが、水蒸気を集積させるメソスケールの下層収束が極めて重要であることが示されている(e.g., Kato and Goda, 2001; Kawano and Kawamura, 2020)。ここでは、QSCBが陸上だけでなく、その周辺の海上でも頻繁に発生していることに着目したい。海洋上でメソスケールの下層収束がどのように引き起こされるのかについて理解することは、QSCB形成メカニズムを解明する上で非常に重要である。

2020年7月の極端な大雨では、QSCBが東シナ海から九州の陸上まで発達していた(eg., Araki et al. 2021; Kawano and Kawamura, 2022; Li et al., 2023)。Li et al.

(2023)は、同位体トレーサーを組み込んだ領域スペクトルモデル(Yoshimura et al., 2010)を用いて、QSCBの形成に対する遠隔起源の水蒸気と近海起源の水蒸気の相対的な寄与を調査した。その結果、対流圏中下層のAM起源(インド洋、南シナ海、東アジア大陸)の水蒸気流入が、大気境界層を介したNPSH起源(フィリピン海、太平洋水蒸気)の水蒸気流入とマージし、QSCBを形成することが示された。彼らはQSCBの水蒸気起源に新たな知見をもたらしたが、メソスケールの下層収束とそれに伴うQSCBをトリガーするメカニズムは依然として明らかになっていない。

本研究では、2021年8月中旬の九州における大雨に着目し、Li et al. (2023)と同様の方法でQSCBの発生に関係する水蒸気起源を調べた。さらに、メソスケール下層収束の観点から、QSCB形成に寄与する環境場の形成プロセスの解明を目的として調査した。

2. 使用モデル及び解析手法

本研究では、同位体領域気候モデル(IsoRSM; Yoshimura et al., 2010)を使用して数値シミュレーションを行った。計算期間は2021年8月6日00UTC-9月1日00UTCであり、そのほかの実験設定はLi et al. (2023)と同様である。また、水蒸気起源を明らかにするために色水解析(CMA; Yoshimura et al., 2004)を行っている。その際使用した起源域は8つである(図1)。九州大学で採水した降水サンプリングとIsoRSMで再現された降水の安定酸素・水素同位体比の相関係数はそれぞれ0.71, 0.69と高い値を示した。CMAによる水蒸気起源の推定は同位体比変化を計算することによって行われるため、CMAを行うのに十分な精度が確保されていると考えてよい。

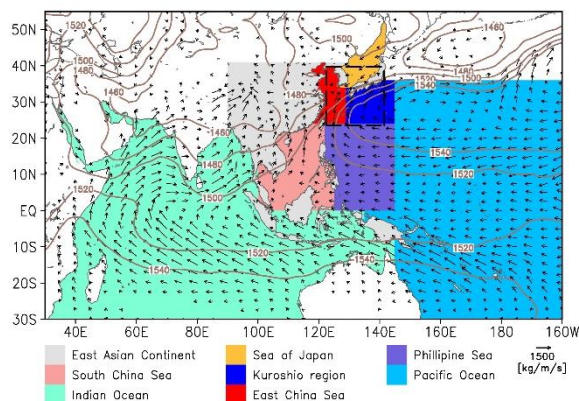


図1 水蒸気起源域の区分図。異なる色で異なる起源域を示している。IsoRSMの計算領域を黒破線の矩形で示している。等値線は2021年8月12~13日で期間平均した850hPaのジオポテンシャル高度、ベクトルは鉛直積算水蒸気フラックスを示す。

3. 結果

3.1 九州における大雨の水蒸気起源

2021年8月中旬、戻り梅雨のような気圧配置となった。停滞前線と張り出した太平洋高気圧によって、南風や南西風による水蒸気供給が盛んになり、九州地方で線状降水帯が発生し、大雨となった。

図2をみると、総可降水量は8月11日から約5日間、常に50mmを超えており、大雨の必要条件を満たしている。近海起源の水蒸気の寄与は全期間を通して非常に小さい一方で、2日間(8月12日~13日)の平均では遠隔起源の水蒸気が優勢で総可降水量の約85%を超えている。総凝結量については、時間変動は大きいですが、5mm/hを超える総凝結量はこの2日間に集中している。着目したいのは、8月12日はNPSH起源の寄与が大きく、逆に8月13日はAM起源の寄与が顕著なことである。このような特徴から、8月12日および8月13日をそれぞれPeriod1およびPeriod2と呼ぶことにする。Hiraoka et al. (2011)やKudo et al. (2014)は、梅雨が始めるとインド洋(IO)の水蒸気が著しく増加すると主張していることから、この極端な大雨の期間は、梅雨の状況に戻っていたと言える。なお、近海起源の水蒸気の寄与は10%以下であるため、その動態については以下では省略する。

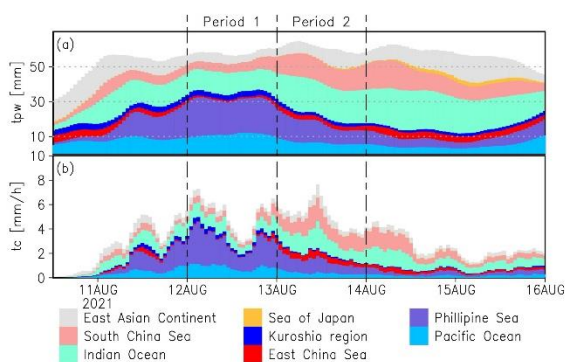


図2 (a) 九州地方で領域平均した総可降水量の時間変化。(b) (a)と同様であるが、総凝結量の変動。図1に示すように、色の違いは異なる起源を表す。

3.2 水蒸気起源の空間分布

Period1では、65mmを超える総可降水量が東シナ海から九州に流入している領域に

QSCBが分布する(図3)。AM起源の水蒸気については、QSCBの北側で卓越し、全体の50%以上を占めるが、QSCB付近では25mm未満である。しかし、NPSH起源の水蒸気はQSCB近傍で35mmを超え、全体の少なくとも50%を占めている。Period2では九州地方への水蒸気の流入がさらに強まっている。QSCBの北側で総可降水量が最大(70mm以上)となっており、これは主にAM起源の水蒸気(55mm以上)の挙動によって特徴づけられる。一方で、NPSH起源の水蒸気は南東へ後退し、その大部分はQSCBの南側に位置し、Period1の特徴とは異なる。

このように、両期間で異なる特徴があるものの、QSCB近傍の可降水量が非常に多いのは、AM起源とNPSH起源の両方の寄与によることを強調しておきたい。このようなAM起源とNPSH起源がQSCB付近でマージするという特徴はLi et al. (2023)の結果と整合的である。

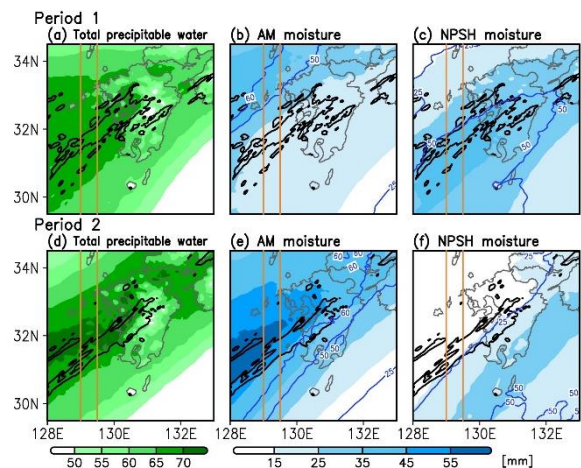


図3 (a-c) Period1における(a)日平均総可降水量、(b)AM起源可降水量、(c)NPSH起源可降水量の空間分布。黒太線は凝結率が10mm/hを超える領域を示す。青い等値線は総可降水量に対する各起源の可降水量の割合を示す。(d-f) (a-c)と同じであるが、Period2のものである。

図4の鉛直断面図より、Period1では、総比湿の鉛直分布はNPSH起源の鉛直分布を強く反映している。10g/kgを超えるNPSH起源の多くは、約900hPa以下の大気境界層内を經由してQSCBへ南から流入する。QSCBの南側のNPSH起源は、大気境界層内の全比湿の約50~60%を占めている。一

方、QSCB 付近の対流圏下層・中層における AM 起源の寄与は、NPSH 起源に比べて小さいものの、無視できない。逆に、AM 起源は Period2 においてより活発になっている。AM 起源は QSCB 付近の地表面付近から 600hPa にかけて分布し、その寄与は総比湿の 75%を超える。さらに、AM 起源が最大となる高度は 800hPa~900hPa で、自由大気の下層に相当する。NPSH 起源が大気境界層を通過して南から QSCB に侵入している様子も Period1 に続いてまだみられるが、その割合は 30%未満である。このように、NPSH 起源は大気境界層で顕著であるが、AM 起源は特に対流圏中層で優勢である。これは Li et al. (2023)の結果と一致する。

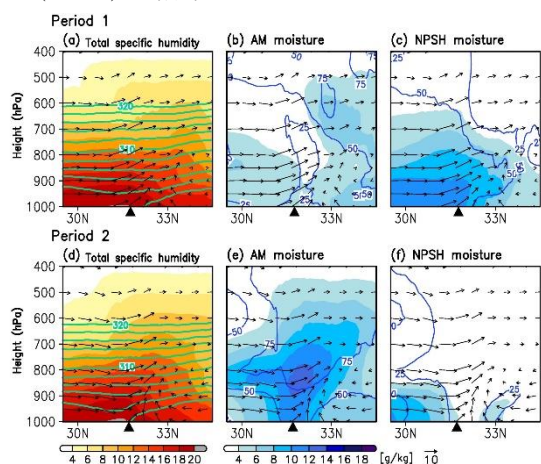


図4 (a-c) Period1における(a) 日平均総比湿(陰影)、温位(緑等値線)、南北風と鉛直風(ベクトル)、(b) AM 起源の比湿(陰影)、(c) NPSH 起源の比湿(陰影)の緯度高度断面(図3のオレンジ線で経度平均した)。(b-c)の青い等値線は、総比湿に対する各起源の比湿の割合を示す。黒い三角形は QSCB の中心位置を表す。(d-f) (a-c)と同様であるが、Period2 のものである。ベクトルは南北風を 10 [m/s]、鉛直風を 10 [$\times 2$ Pa/s]で示す。

3.3 メソスケール環境場

本節では、QSCB の形成・発達に対してメソスケール環境場がどのような役割を果たしているかを検討する (Period2 の結果を示す)。図 5a から、35 を超える高い K インデックス (KI) 値が東シナ海から九州にかけて広がっていることがわかる。KI (George, 1960)は雷雨の発生確率を予測するための診断パラメータで、KI 値 36~40 は非常に不安

定で、雷雨発生確率が 80~90%であることを示している。QSCB がこのような不安定な環境内で発生するのは合理的である。しかし、KI 値が高い領域全体で大雨が降るという訳ではない。このことは、KI 値が高いことは QSCB 形成の必要条件ではあるが、十分条件ではないことを示唆している。

次に、図 5b では、北向きの水蒸気フラックスが QSCB 南側で顕著であり、大気境界層経由で QSCB に大量の水蒸気が流入していることが示されている。境界層内の水蒸気の約 25~50%が NPSH 起源である (図 4f)。対照的に、QSCB 北側では水蒸気フラックスは非常に弱い。ただし、QSCB 北側では南側に比べて KI 値が高くなっている (図 5a)。KI 値は 700hPa 付近の中層が湿潤の時に高くなる傾向があるため、QSCB 北側の KI 値が高い領域は、AM 起源のかなりの部分に起因している可能性がある (図 3e, 図 4e)。

QSCB 北側と南側で大気境界層内の水蒸気フラックスが大きく変化した理由を明らかにするため、水平気圧勾配とそれに伴う大気境界層内の水平収束の観点から検討する。図 5c をみると、QSCB 上で境界層内の水平風収束が顕著であり、QSCB 南側で水平気圧勾配がかなり強く、大気境界層を介して QSCB への水蒸気流入を促進していることがわかる (図 5b)。一方、QSCB 北側は、南側に比べて気圧勾配が弱い。その結果、QSCB 北側では水蒸気フラックスは弱化している。このように、QSCB は境界層内の水平風収束を伴い、緯度方向の気圧勾配が弱くなる領域周辺に位置している。さらに、大きな鉛直シア (VWS) が QSCB 南側で見られる (図 5d) ことから、QSCB 南側では地表面摩擦により大気境界層が発達し、対流不安定も強化されていることがわかる (図略)。境界層の発達、上空の強い水平気圧勾配に起因していると考えられ、境界層内において QSCB への水蒸気流入を促進する。このとき、950 hPa の風速は、QSCB 北側では水平気圧勾配の弱化に伴って減速している。このような減速によって QSCB 付近の大気境界層でメソスケール収束がもたらされると推察さ

れ、図 5c と整合的である。以上より、水平気圧勾配が緯度方向に大きく変化していることによって、QSCB の南北で水蒸気フラックスと境界層の流れが大きく変化していることが理解できる。また本稿では省略するが、Period1 でも同様の環境場の特徴がみられた。

NPSH 起源が QSCB 近傍で AM 起源とマージする様子は両期間でみられるが、それぞれの水蒸気起源の相対的な寄与は両期間で変化する。両期間に共通する特徴は、QSCB が大気境界層における北向きの水蒸気フラックスの北縁に位置していることである。前述したように、両期間ともその北縁近傍で水平気圧勾配の緯度方向の顕著な弱化が見られ、それに伴う境界層流の減速によって水平風の収束が引き起こされると予想される。このような QSCB 周辺の大気境界層におけるメソスケール収束には、エクマン収束が関連していると考えられる。エクマン収束は境界層上端で upwelling を生じさせることが知られている。エクマンの理論(Ekman, 1905)に基づき、エクマン層の厚さを 1.5km とする仮定と QSCB 近傍の相対渦度から、境界層上端での上昇流の大きさは約 5 cm/s 程度と推定できる。これは、境界層内の空気塊が数時間後に自由対流高度まで到達可能な規模の上昇流であり、この upwelling が対流不安定を解消させるトリガーになっていると示唆される。実際に両期間とも、QSCB 南側で対流不安定の状態になっており、QSCB 北側で対流不安定が急速に解放されている (図略)。

4. 議論とまとめ

CMA によって可視化された異なる遠隔起源の水蒸気が QSCB 付近でマージすることで、地表面から対流圏中層までの深い湿潤層を形成していることがわかった。このような特徴は、2020 年 7 月に九州で発生した極端な大雨事例を調査した Li et al. (2023) にもみられることから、共通的な特徴である可能性が高い。

境界層過程については、QSCB の南側では境界層内の風速が強いが、その北側では水平気圧勾配が弱まるため、境界層内の風速が弱化する。これにより、エクマン収束が局所的

に強化され、境界層上端の upwelling を誘起する。この upwelling の持続による上昇運動が、対流不安定の解放をもたらし、QSCB 発生トリガーとなる。もちろん、QSCB 内の対流加熱によって上昇流が強化されるので、convection-circulation feedback のような正のフィードバックが QSCB を発達・維持している可能性も十分考えられる。とはいえ、エクマン収束域の形成は QSCB 発生トリガーする要因として非常に重要な力学的過程であることを強調したい。

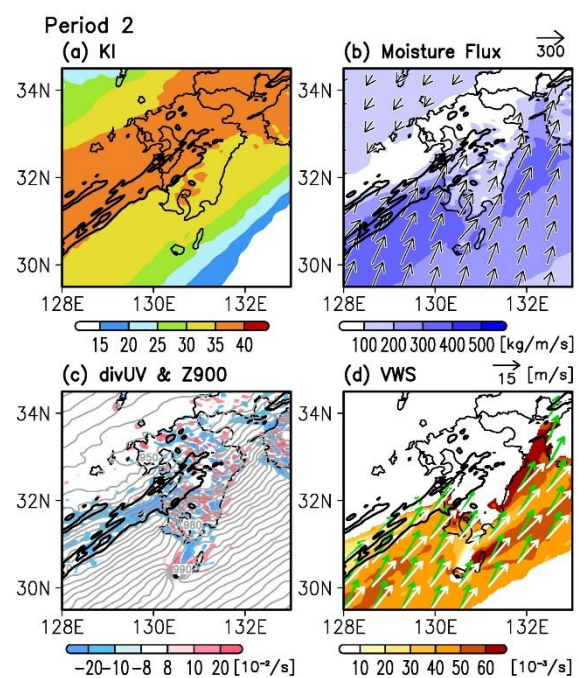


図 5 IsoRSM で再現された 2021 年 8 月 13 日 (UTC) の日平均場。(a) K インデックス。(b) 境界層での鉛直積算水蒸気フラックス(陰影, ベクトル)。(c) 境界層での鉛直積算水平風収束(陰影), 900hPa ジオポテンシャル高度(灰色等値線)。(d) 950hPa-850hPa 間の水平風の鉛直シア(VWS)(陰影), 950hPa 風ベクトル(緑色), 850hPa 風ベクトル(白色)の水平分布。但し VWS と水平風ベクトルは 950hPa 風が 15 m/s 未満の領域は描いていない。(a)~(d) 黒色の等値線はそれぞれ凝結率 10 mm/h を示している。

参考文献

Li et al., 2023: *Atmospheric Research*, **286**, 106693. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2023.106693>
 Yoshimura et al., 2010: *J. Geophys. Res. Atmos.*, **115**, 1-13. <https://doi.org/10.1029/2010JD014032>