

相関関係の急激な変化があり、日本の気象も10年スケールのグローバルな大気海洋変動の影響を大きく受けていることがわかった。

PNAパターンに代表される赤道海面水温の変化と中高緯度の大気大循環のテレコネクション現象が1989年以降弱まったことに注目する。1976年から1988年までは北太平洋の海面水温が低く、PNAパターンが強化され

(Tokio et al., 1985; Pitcher et al., 1988), 親潮と亜寒帯循環の異常南下を生じるアリューシャン低気圧の正のフィードバックが生じる。しかし、1989年以降北太平洋の海面水温は顕著な高温であり、正のフィードバックが生じないために赤道域の海面水温と中高緯度のテレコネクションが弱くなったことが理解される。

1998年梅雨期における長江流域の大雨と大規模場について

加藤内蔵進・稲岡 肇

岡山大学教育学部

GAME/IOPの1998年には、長江流域で6月下旬と7月下旬の2回にわたり大洪水があったが、その時の大雨の持続に関連した梅雨前線活動の特徴とアジアモンスーン活動の中での位置づけについて解析した。

第1回目の大雨期(6月22日~27日)には、中国大陸の梅雨前線へ向かうとりわけ大きな北向きの水蒸気フラックス成分の持続に伴って、多量の降水域が期間を通して広域で持続した。この事例では、梅雨前線の南側では最初は西側の下層の低圧部の深まりが、期間後半は日本南方での亜熱帯高気圧の西への張り出しがあり、気圧システムこそ遷移時期であったにもかかわらず、下層南

風に関連した東向きの気圧傾度が維持された点が興味深い。

このような亜熱帯域での下層気圧場の振る舞いは、インドシナ半島から南シナ海を経て熱帯西太平洋への対流活動の東進に同期していた。しかし、南シナ海から熱帯西太平洋域へ東進した対流活動域の更なる発達はなく、再び、インドシナ半島域へ後退した。つまり、この年はエルニーニョからラニーニャに転じた後であったにもかかわらず、熱帯西太平洋での対流活動の抑制されていた状況下での対流活動域の東進サイクルに伴って、長江流域での大雨イベントがもたらされたものと推論される。

日本における原因別豪雨分布とその変動

高原 宏明・松本 淳

東京大学大学院理学系研究科

日本の豪雨分布に関する研究は過去に多数あるが、過去の研究では、例えば「日降水量100mm以上」のような基準がよく用いられていた。しかし、このような基準を日本全域に適用すると豪雨頻度の南北差が非常に大きくなり、(南北差以外の)分布の一般的特徴を示すには適当ではない。そこで、豪雨頻度の南北差の一因であると考えられる可降水量の南北差に基づいた基準を用いて、豪雨分布図を原因(台風・停滞前線・温帯低気圧)別に作成し、擾乱出現頻度や豪雨時の卓越風向との対応を調べた。なお、降水量データはアメダス日降水量(1979-1997)を用いた。その結果、台風による豪雨は特に太平洋側の山地・山脈の南東側斜面において多く発生し、大まかにみると南部で頻度が高く、北部で頻度が低いことが明らかになった。それらは、台風による豪雨時の卓越風向が南東であることや、台風そのものの出現頻度が南ほど高いことと関係していると考えられる。

停滞前線による豪雨は特に九州西部で多く発生し、豪雨頻度の南北差が非常に大きい(南高北低)ことが明らかになった。それらの結果は、停滞前線による豪雨時の

卓越風向が西南西であることや、停滞前線そのものの出現頻度に大きな南北差が存在する(南高北低)ことと関係していると考えられる。

温帯低気圧による豪雨頻度の分布はかなり複雑であり、顕著な南北差や東西差は見られなかったが、特に太平洋側の山地・山脈の南東側海岸沿いにおいて豪雨頻度が高かった。これは、温帯低気圧による豪雨時の卓越風向が南東側海岸沿いにおいては南東であり、他の地域(西南西風)とは異なることと関係している可能性もある。また、温帯低気圧の顕著な経路は日本南岸沿いと津軽海峡付近であり、豪雨頻度の特に高い地点はその周辺に位置していた。

以上より、可降水量の南北差の影響を除いた豪雨分布は、擾乱出現頻度や地形・卓越風向と強い関連があると言える。また、対象期間中(1979-1997)の豪雨発生数のトレンドを調べたところ、一部の地域で有意な増加傾向・減少傾向が認められたが、擾乱出現数のトレンドと一致していない地域もあったため、今後は他の要素の変動との関連を調べる必要がある。