1982年7月に観測された梅雨前線帯の

大規模およびメソα規模の様相

二 宮 洸 三*

要旨

1982年7月の梅雨前線,梅雨前線雲ゾーン・降水ゾーン(以下雲ゾーン・降水ゾーンと略記)の大規模・中規模の状況を観測データと再解析データ等に拠って調べた.

チベット高原東縁から北西太平洋に延びる雲ゾーンは亜熱帯ジェットの南縁と太平洋高気圧の北縁に位置していた. 雲ゾーンは降水ゾーンとほぼ一致していた. 雲ゾーンは~35℃Nの傾圧ゾーン内に存在し,大陸近傍の雲ゾーンは大きな降水量・比湿・比湿傾度と湿潤不安定成層によって特徴づけられる. 北西太平洋では比湿は小さく成層は安定である. 雲ゾーンの北側(35~55℃N)の下層の傾圧性は大陸上で小さく北西太平洋上で大きい. 大陸と北西太平洋では雲ゾーンの状況は異なり,日本は両域の遷移域である.

雲ゾーン内の雲量・降水の中規模的変動は中国東部一西日本において顕著であった.40~65°N域の上層トラフと 地上低気圧の変動は梅雨前線低気圧の変動に影響を与え、梅雨前線低気圧に伴って雲・降水システムが発現する.

1982年7月における観測事実が、梅雨期の一般的・共通的様相なのか、この期間特有の状況なのかを先行報告と 比較して調べた、大規模環境場の様相は他期間にも共通して見られるが、その状況は期間により異なり、大規模系 の差異が梅雨前線における差異を生じている、中規模現象については共通な様相も見られるが、期間・事例毎に差 異があり、多様性が見られる。

1. はじめに

アジア夏季季節風に伴う降水は日本では梅雨,中国 ではメイユと呼ばれ (Tao and Chen 1987),降水はメ イユ・梅雨前線と呼ばれる停滞性前線に沿って出現す る.以下メイユと梅雨をまとめて梅雨と記す.

アジア夏季季節風全般に関する研究成果は Chang and Krishnamurti (1987), Fein and Stephens (1987) および Chang (2004) 編集の書籍に要約されている.

梅雨についての先行研究は、対象とした現象の規模 に応じて次の4種類に分類される:(1)全球規模現象

*	Kozo N	NINOMIYA	(無所属)	
	E-mail : knino@cd.wakwak.com			
			一2019年6月6日受	領一
			—2019年11月5日受	理一
C	2020	日本気象学	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	

との関連の研究. (2) 梅雨前線帯の大規模・中規模 (メ ソα規模: Orlanski 1975)の様相に関する研究. (3) 中規模梅雨前線帯低気圧・降水系に関する研究. (4) 小規模 (メソβ-γ規模)降水系に関する研究. 以下, 本報告に関連する先行研究 (2) および (3)を簡潔に 引用する.

中国の夏季季節風・メイユについては,(Tao and Chen 1987) および Ding (1991)の総合報告がある(日 本の梅雨については述べられていない).

Matsumoto (1985) は1979年夏季の東アジア全域の 降水分布と前線の気候学的調査を行い,Kato (1989) は1979年の中国上の夏季季節風季の下層循環系の季節 的変化を調べている.

Saito (1985) は梅雨に関連する循環系として「梅雨 リッジ」と「梅雨トラフ」に注目し、「梅雨トラフ」の 発現・西進・消滅が梅雨の季節進行に関連していると 述べた. Ninomiya and Muraki (1986) は「梅雨トラ
 フ」が梅雨期全期間を通じて西進するとは限らないと
 指摘している. Ding (1991) が例示した「梅雨トラフ」
 の位置・状態は Saito (1985) の事例とは異なる.

Ninomiya (1984) は梅雨前線が南西風下層ジェット 流・亜熱帯ジェット・強い水蒸気混合比傾度・不安定 成層・中規模低気圧によって特徴付けられる亜熱帯前 線であると指摘した.Kodama (1992), Yamazaki and Chen (1993) は亜熱帯前線に及ぼす亜熱帯ジェットの 力学的影響を指摘している.Sampe and Xie (2010) は再解析データを使用した梅雨前線のメカニズム研究 を行い,梅雨前線に対する中層西風ジェットの力学的 効果を解析している.Takahashi (1993) は高緯度帯 のポーラー前線,アジア亜熱帯前線に関連する梅雨前 線帯の変動を解析した.田上・新野 (2006) は再解析 データを用いて梅雨前線の明瞭・不明瞭年を下層の相 当温位傾度などによって判定したが,明瞭年と多雨年 が対応しないと述べている.

梅雨前線の詳細な事例解析は1968-1972年の九州を 中心とした研究観測期間についてなされた. 当時は静 止気象衛星のデータは無く、解析は地上・高層・レー ダ観測データに依存していた. Matsumoto et al.(1970. 1971) は下層ジェット・比湿傾度・不安定成層に特徴 付けられる梅雨前線と中規模梅雨前線低気圧の観測的 事実を指摘した. これらの報告では中規模低気圧のス ケール(水平波長・時間周期)が観測期間によって異 なることも示している. Ninomiya and Akiyama (1971)は梅雨前線低気圧に伴う降水系の事例解析を報 告している. Akiyama (1973) は1968年の梅雨期につ いて広域の気団解析・水蒸気輸送・水蒸気収支解析を 議論している. Yoshizumi (1977) は. 梅雨前線中規 模低気圧の事例解析でその構造を議論している、彼が 扱った中規模低気圧の空間スケールは Matsumoto et al.(1970)のそれより大きい.これらの解析結果は Ninomiya and Murakami (1987) の総合報告でも述べ られている.

その後も特定の現象に着目した事例解析がなされた. Akiyama (1975)は豪雨期間の水蒸気収支解析で豪雨域への南風による大きな水蒸気流入を指摘している. Ninomiya (1978)は梅雨前線低気圧内の降水分布を解析し, Ninomiya and Yamazaki (1979)はその豪雨域における相当温位の移流によって生成された成層不安定が積雲対流により解消される過程を解析している. Ninomiya (2000)は1991年の長江豪雨事例の広域

の循環場を解析している.

Akiyama (1989, 1990a, b) は強い降水を伴う中規模 循環系の構造を解析し, Ninomiya and Akiyama (1992), Shibagaki and Ninomiya (2005), Ninomiya and Shibagaki (2007) は「梅雨前線帯の多種スケール 現象 (multi-scale features) の概念モデル」を示した.

Kawatani and Takahashi (2003) は全球モデルに よって, Tagami *et al.*(2007), Tochimoto and Kawano (2017) は客観解析データや狭領域モデルによって, 梅 雨前線・低気圧の機構について事例研究を行っている.

梅雨前線に関する先行事例研究は特定の現象が発現 した期間・地域においてなされ、また長期間について の解析は現象の詳細に触れていない.このため梅雨前 線の総合的全体像はまだ充分に理解されていない.

各事例研究の結果が「特別な事例報告」なのか「一 般性・共通性のある結果」なのかの疑問が持たれる. これについて著者は次のように考えている.「地球科 学分野の研究では,各研究は基本的に"多様な自然の 抜き取り検査"であり,その積み重ね・相互比較によっ て"現象の共通性"と"各事例の特異性を含めた多様 性"の理解が深まる.特に1月間程度の長期間につい ての詳しい調査が必要である.」

本報告では梅雨前線の総合的全体像の理解を深める ため、1982年7月の梅雨前線の大・中規模の様相を単 純な解析によって記述し、先行報告と比較する.1982 年7月は23-24日の北九州豪雨(長崎豪雨)期間と豪雨 の無い期間を含み、多様な擾乱・降水系が出現してい たので、梅雨前線の調査に適すると考えた.

2. 使用したデータ

本調査では主として以下の観測データ等を用いた.

(a) high-cloud cover $(C_H) \neq \neg \neg \neg$

気象衛星センターが作成した,静止気象衛星の赤外 放射観測から得られた緯度・経度2°メッシュ内の 400-hPa面より高い雲の雲量の00,12UTCのデータ. このデータは活発な対流雲の雲量を表す.

- (b) アジアの日降水量データ
- (c) アジアの地上総観観測データ・高層観測データ さらに次の資料も使用した.
- (d) ERA40再解析データ (Uppala et al. 2005)
- (e) 気象庁が作成した各種解析図

3. 1982年7月の概況と雲分布・降水分布

梅雨入りと梅雨明け確定値(気象庁 2019)によれ

"天気"67.3.

ば、1982年の梅雨期の終止は平年より10日ほど遅く, 九州とそれ以東の地域の梅雨期は7月末から8月初旬 まで続いた. 梅雨期降水量の平年比は九州北部で 121%,四国で120%,東海で116%であったが,九州南 部・近畿・関東甲信・東北南部は平年値,中国・北陸・ 東北北部では80%以下であった.

なお、九州北部では、1953年、1954年、1957年、1972 年の梅雨期降水量平年比はそれぞれ185%、173%、 154%、160%であった、これらの多雨梅雨期の詳しい 調査は無いので本報告と比較できない。

最初に雲分布の状況を記述する. 第1図aは1982年 7月の月平均 C_H の分布図である. 第1図bにはチベッ ト高原 (T. P.) の1500m および3000m の等高線を示し てある. この図には、日本海 (J. S.)、黄海 (Y. S.)、 東シナ海 (E. C. S.)、南シナ海 (S. C. S.)、トンキン湾 (G. T.)、ベンガル湾 (B. B.) も示してある.

多 C_H域はチベット高原からベンガル湾に至る地域 と、太平洋熱帯収束帯(~10°N)に見られる.チベッ ト高原東縁から北西太平洋に伸びる C_H 30%以上の ゾーンが梅雨前線雲ゾーン(以下雲ゾーンと略記)で ある.太平洋亜熱帯高気圧圏内(~25°N)では雲量は 少ない.この雲ゾーンは他期間にも共通して見られる が、各事例により差異が見られる.1991年の長江豪雨



事例 (Ninomiya 2000) と比較すると, 1982年では雲 ゾーンが北西太平洋まで伸びている.

7月中の雲ゾーンの変動を調べるため、各時刻にお いて最大の雲量を示した格子域の緯度を「雲ゾーンの 緯度」と定義し、「雲ゾーンの緯度」を中心とする3格 子域の平均雲量を「雲ゾーンの雲量」と定義した、第 2図は1982年7月の「雲ゾーンの緯度」と「雲ゾーン の雲量」の月平均値と標準偏差の経度分布を示す、中 国大陸上(90-120°E)では雲ゾーンは~31°Nに位置 し、それ以東では北側に移り北西太平洋上(170°E)で は~36°Nに達している、「雲ゾーンの緯度」の標準偏 差は大陸上で大きく、~130°E以東で小さい、すなわ ち、雲ゾーンは北西太平洋域ではほぼ一定の緯度に停 滞している、また「雲ゾーンの雲量」は大陸上で大き く、北西太平洋上で相対的に大さい、先 行報告にはこのような解析は無く、比較できない。

第3図はアジアの1982年7月の月降水量の分布図で ある.降水量分布は局地的で等雨量線を示すことが困 難であるので,各地点の降水量を挿入図に記載した記 号によって示した.梅雨前線降水ゾーン(以下降水 ゾーン)はチベット高原東端(~31°N/105°E)から九 州(~32°N/130°E)を経て関東地方(~34°N/140°E) に伸びている.特に大きな降水量は中国の~31°N/ 115°E近傍と九州・西日本太平洋岸で観測されている. 大きな降水量はチベット高原の南縁(インド北東部) や南シナ海沿岸部でも観測されているが,中国南東部 の多降水域と梅雨降水ゾーンは~25°N/110-120°Eの 寡雨ゾーンによって分離されている.なお,降水ゾー ンの北方(40-50°N/115-135°E)でも~100mm以上の



降水がある. 1991年長江豪雨事例 (Ninomiya 2000) と 比較すると, 1982年7月の降水量は中国で少なく, 西 日本で多い.

つぎに, 雲ゾーンと低気圧の関係を調べる. 1982年 7月の地上天気図(気象庁印刷天気図)上で検出した 12時(UTC)に於ける総観規模・中規模低気圧の中心 位置を第4図に示した. 雲ゾーン内に存在した低気圧 を梅雨前線低気圧と定義し○で示し,前線帯北方域の 低気圧を●で,熱帯低気圧(TD)を□で示した. 梅雨 前線帯の北(45-60°N)にも多くの低気圧が存在して いる. 先行調査では類似の解析はない. 高緯度域低気 圧と梅雨前線低気圧の関係は第6節で調べる.

4. 月平均場に見られる梅雨前線帯の大規模環境

1982年7月の月平均海面気圧分布図と月平均 500hPa高度分布図を第5図に示す.月平均海面気圧 分布図(第5図a)では、大きな低圧部は北極域およ びインド亜大陸近傍に広がっている.太平洋亜熱帯高



第3図 1982年7月の月降水量の分布図.各地点降水量を挿入図に記載した記号によって示す.



第4図 1982年7月の12UTCの地上天気図に解析 された低気圧の中心位置. 梅雨前線雲 ゾーン上の低気圧を○で, 雲ゾーンの北 側域の低気圧を●で, 熱帯低気圧 (TD)を □で示す.

気圧は東太平洋上に見られる.九州近傍から~35°N/ 160°E 近傍に伸びる海面気圧のトラフ(第5図 a の破 線)は梅雨前線に対応している.この状況は他梅雨期 に共通して見られるが、太平洋亜熱帯高気圧の位置・ 状況は年により異なる.1982年7月に比較すると、 1991年長江豪雨事例(Ninomiya 2000)では太平洋亜 熱帯高気圧は西に伸長していた.

月平均500hPa高度分布図(第5図b)では、太平洋 亜熱帯高気圧(中心は~30°N/170°E)から中国南部 (25°N/110E)に伸びる高気圧帯があり、北極上空に大 きな低圧部がある。60°N/180°Eにある切離低気圧か ら日本東方(40°N/150°E)に向かって明瞭なトラフ (破線で示す)が伸びている。また~60°N/130°Eに リッジが見られる。このトラフとリッジは先行研究で は、「梅雨トラフ」、「梅雨リッジ」と記されているが、 それらの出現位置や強さは年により異なる。「梅雨 リッジ」の西側にも弱いトラフ(点線で示す)がある が、梅雨前線との関係は不明であり、梅雨期に常に出 現するかは確認していない。1991年長江豪雨事例



第5図 1982年7月の平均海面気圧分布図a) と月平均500hPa高度分布図b).気象 庁解析図に加筆.a)の長破線は梅雨 前線を,b)の破線と点線は「梅雨ト ラフ」と「西のトラフ」を示す.
a)の海面気圧等圧線は4hPa間隔,
b)の等高線は50m間隔.

152

(Ninomiya 2000) では中緯度の切離低気圧は55°N/
 160°Eに位置し、梅雨トラフは1982年に比べて顕著ではなかった。

第6図は500hPaと1000hPa間の月平均層厚分布図 である.層厚は500-1000hPa間の「層厚温度」に比例 するから、この図は対流圏中~下層の気温場を示して いる.チベット高原上では高温の高気圧がある.北極 上空には大きな寒冷低気圧が、 $60^{\circ}N/180^{\circ}E$ には切離 寒冷低気圧がある.この切離寒冷低気圧から日本海 (~ $40^{\circ}N/135^{\circ}E$)に伸びる寒冷トラフは「梅雨トラフ」 であり、梅雨トラフの西側($40-70^{\circ}N/\sim120^{\circ}E$)には 温かい「梅雨リッジ」がある.

第6図の~5500mの等層厚線に沿う傾圧帯はポー ラー前線帯に対応する傾圧帯であり、アジア大陸上で は~70°N緯度圏にあり、北西太平洋上では梅雨トラフ の近傍(~45°N/140-180°E)に位置する.一方,~35° N緯度圏の5700mの等層厚線に沿う傾圧ゾーンは北西 太平洋域の梅雨前線帯に対応する傾圧帯である.大陸 上ではポーラー前線傾圧帯と梅雨前線傾圧帯は遠く離 れ、北西太平洋上では接近している.梅雨前線北側 (35-55°N)の「層厚温度」の南北傾度は大陸で小さく (傾圧性が弱く)、北西太平洋で大きい(傾圧性が強い).

第7図はERA40から得られた200hPa(a)および 850hPa(b)の月平均風速分布図である.200hPaでは 亜熱帯ジェット流が~40°N 緯度圏に沿って伸びてお り、雲ゾーンはその南側に位置している.この位置関 係は他の梅雨期にも共通して見られる.

第7図bでは標高1500m以上の地域を陰影域で示した.850hPaに見られる主要な循環系は、インド季節風 (西風流),太平洋亜熱帯高気圧に伴う高気圧性循環、 および太平洋貿易風(東風流)である、インド季節風



第6図 1982年7月の平均500hPa-1000hPa間層 厚分布図.気象庁解析図に加筆.破線は 「梅雨トラフ」を示す.等層厚線は50m間 隔.

西風流と貿易風東風流は125°E 近傍で合流・収束して 亜熱帯高気圧西縁に沿う強い南南西流を生じている. この南南西流は雲ゾーンに向かって湿潤空気を輸送し ている.インド季節風西風流と貿易風東風流の合流・ 収束は他期間にも共通して見られるが、合流の位置は 期間によって異なる.1991年の長江豪雨事例 (Ninomiya 2000)では、合流・収束は110°E に見られ、 中国大陸上の強い南風循環を生じていた.

先行研究では豪雨域近傍に強い南西風下層ジェット が出現し風速は~ $15m s^{-1}$ に達すると報告されている が,九州近傍の月平均850hPa風速は~ $7m s^{-1}$ に過ぎ ない.これは月平均による平滑化のためである.

バイカル湖近傍(~50°N/105°E)と北西太平洋(~ 45°N/155°E)に高気圧性循環が見られる.北西太平洋 の高気圧性循環は他期間に共通して見られる.

第8図でも,標高1500m以上の地域を陰影域で示し



た. 第8図 a は ERA40から得られた850hPa 面の比湿 の月平均値分布図である. ミャンマー・ベトナム北部, 中国大陸南部では比湿は非常に大きい(14-16g kg⁻¹) が, 同緯度の北西太平洋上では比湿は小さい(10-12 g kg⁻¹). 強い比湿傾度帯は \sim 35°N 緯度圏に沿って東 西に伸びており,その傾度は中国大陸上で特に強い. 中・高緯度帯でも大陸上では比湿は大きいが(~9 g kg⁻¹),オホーツク海近傍の比湿は小さく(~7 g kg⁻¹),海陸間に大きな差異が見られる. これらの比 湿分布の大規模場の状況は他期間にもほぼ共通して見 られる.

先行論文(Ninomiya 1984)は、相当温位の鉛直傾 度を調べ、梅雨前線帯は湿潤不安定一中立成層によっ て特徴付けられると述べている、本報告では相当温位 と同等の熱力学的意味を持つ"moist static temperature MST(湿潤スタティック温度)"を解析する. MST は式(1)によって定義される:





第8図 ERA40から得られた850hPa 面の比 湿(単位はg kg⁻¹)a), および[(*h*/ *c*_p)₅₀₀-(*h*/*c*_p)₈₀₀]/3.5(単位はK (100hPa)⁻¹)b)の月平均値分布 図.1500m以上の高地を陰影で示し た.

$$MST = h/c_p = (c_p T + g Z + L q)/c_p$$
(1)

ここで, *h* は湿潤スタティックエネルギーであり, *c*_p, *g*, *L*, *T*, *Z*, *q* は, それぞれ, 空気の定圧比熱, 重力 加速度, 水蒸気潜熱, 気温, 等圧面高度と比湿である.

第8図bはERA40から得られた $[(h/c_p)_{500}-(h/c_p)_{500}]/3.5$ の分布図であり、単位はK $(100hPa)^{-1}$ で示してある.負の値は、不安定成層を、正の値は安定成層を示す.大陸上のインド季節風西風領域と太平洋貿易風東風領域では大きな不安定域が広がっており、特に中国大陸南部では著しい不安定成層が見られる.そして最大の降水量が観測された西日本近傍では中立成層または弱い不安定成層が見られる.

1991年の長江豪雨事例(Ninomiya 2000)では、長 江流域豪雨域で弱い不安定成層が見られた. Ninomiya and Yamazaki (1979) は豪雨域における不安定の解消 過程を解析している.

中・高緯度帯を見ると、大陸上では弱い不安定成層 域が北方にまで広がっており、北西太平洋およびオ ホーツク海域では安定成層の領域が広がっている.北 西太平洋およびオホーツク海域の安定成層は他期間に 共通して認められる.

第9図は1982年7月の月平均海面水温(sea surface temperature: SST:単位C°)分布図である.120-140°E では、日本列島南岸(~30°N)に比較的大きなSST の南北傾度ゾーンがあり、日本東方の北西太平洋で は~35°Nに傾度ゾーンある.この傾度ゾーンはほぼ BFC 雲ゾーン(第4図)と一致している.もう一つの SST 傾度ゾーンは日本海上と,北西太平洋上の45-40°N 圏に見られる.この傾度ゾーンは梅雨トラフの位置 (第5図)とほぼ一致している.これらのSST 分布の 様相は各年にほぼ共通して見られる.



分布図. 気象庁解析図を引用.

以下の解析では、高層観測データを使用した解析 で、再解析データによる解析結果を補強する、第10図 は観測点の分布図であり、各地点に国際気象通報式の 地域一地点番号を付した.なお、第10図の範囲は第3 図(降水量分布図)の範囲と異なる。

第11図に~115°E, ~130°E および~140°E 子午線に 沿う月平均気象変数(観測値)の南北分布を示した. *T*₅₀₀, *T*₈₅₀, *q*₈₅₀, MST850, MST₅₀₀, *R*は, 500hPa気 温, 850hPa気温, 850hPa比湿, 850hPaおよび500hPa 湿潤スタティック温度, 月平均日降水量を示す. 各図 上段に高層観測点の地域一観測点番号を記入した.

各子午線上の降水ゾーンの位置を月平均日降水量に よって示す.降水ゾーンは~115℃子午線上では~33℃N にあり、~130℃子午線上では~33℃N にあり降水量は 非常に大きい. ~140℃子午線上では降水ゾーンは~ 35℃N にあるが,降水の極大値は小さい.

次に500hPa 気温の分布を観察する. 各子午線上で は、その南北傾度は降水ゾーンの北側で大きい. ~ 115°E および~130°E においては、気温南北傾度は降 水ゾーンの南側で小さい.

850hPa 気温の分布に関しては,各子午線の間に大 きな差異がみられる.その南北傾度は大陸上(~115°E) で小さく,日本東岸 (~140°E) で大きい.

850hPa 比湿の分布に関しても、各子午線の間に大きな差異がみられる. ~115°E および~130°E においては、その南北傾度は降水ゾーンの北側で大きいが、~140°E では南北傾度は大きくない、各経度で見られる違いは比湿傾度の差異だけではな

く,降水ゾーン南側の比湿の差異である.
 大陸上の比湿は~14g kg⁻¹と大きいが,~
 140°Eでは~10g kg⁻¹に過ぎない.

850hPaと500hPaの湿潤スタティック温 度(MST₈₅₀, MST₅₀₀)の緯度分布は前述の 各気圧面の気温と比湿分布によって定まっ ている.大陸上では広範囲で, MST₈₅₀が MST₅₀₀より大きい(不安定成層).多降水 域(九州近傍:~130°E)ではMST₈₅₀と MST₅₀₀はほぼ等しく(中立成層),多降水 域で不安定が解消されている.~140°Eで は、安定または中立成層が観測されてい る.降水ゾーン内・外の状態は中国大陸と 北西太平洋域で大きく異なり,日本近傍は この二つ領域の遷移域である.この大規模 場の状態は他期間にほぼ共通して見られる が,各事例の多降水域の位置の差異に対応して成層安 定度分布も変化している.

5. 梅雨前線帯内部の雲量と降水量の変動

第5節では1982年7月中に観測された梅雨前線帯内 の雲量(C_H)・降水量の時間的変動を調べる.

第12図は、緯度・経度6°の領域で平均した C_{H} の時 系列データである、24-30°N、30-36°N および36-42°N の緯度帯はそれぞれ、雲ゾーンの南側部分、中心部お よび北側部分にほぼ対応している、7月の雲ゾーン は、大陸上では~31°N にあり、それ以東では北側にシ フトし北西太平洋上では~37°N に位置しているため、 24-30°N の緯度帯では~140°E 以東の雲量が少ない。

第12図の各領域で見られる雲量の時間的変動は複雑 であるが、日変化、~2日周期変動(中規模変動)お



第10図 本解析で使用した観測点の地図.国際気 象通報式の地域-地点番号を付した.



第11図 ~115°E, ~130°E および~140°E 子午線における月平均 気象観測値の南北分布. T₅₀₀, T₈₅₀, q₈₅₀, MST₈₅₀, MST₅₀₀, R は500hPa 気温, 850hPa 気温, 850hPa 比湿, 850hPa と500hPa の湿潤スタティック温度, 月平均日降 水量を示す.



第12図 1982年7月における,幾つかの緯度・経度6°の領域で平均した C_Hの時系列データ.



び~5日周期変動(大規模変)が相対的に大 きな領域を斜線域で示す.

よび~5日周期変動(大規模変動)が特定期間・地域 で相対的に大きい.

第13図に、これらの3種類の変動が相対的に大きな 領域を主観的に定めて斜線域で示した。日変化はチ ベット高原近傍と中国東南部で大きい。90°Eでは 00UTCは地方時の06時に、12UTCは地方時の18時で ある。~2日周期変動(中規模変動)はチベット高原 の東側と中国・日本上の雲ゾーン内で大きく、~5日 周期変動(大規模変動)はチベット高原北側と北西太 平洋上の雲ゾーンで大きい。チベット高原近傍の大き な日変化は先行論文でも示されているが、~2日周期 変動(中規模変動)と~5日周期変動(大規模変動) についての言及は無く,先行報告と比較できない。

第14図は幾つかの観測点における日降水量時系列で ある.図の左側にはインド季節風西風域の時系列を, 中央には中国の降水ゾーン内の時系列を,右側には韓 国・日本の降水ゾーン内の日降水量の時系列を示して ある.インド季節風西風域のインド(42-220)とミャ ンマー(48-082)の大きな月降水量は数日間以上に継 続した大雨によってもたらされ,日本や中国の大きい 月降水量の過半は特定の日に発現した豪雨によっても たらされている.日本の観測点(47-843,47-819,47-778)の大雨の発現には2~3日周期(中規模周期) と~5日周期(大規模周期)の周期性が見られる.中 国の観測点(57-237,58-027)では、~5日間隔で大 雨が発現している.このような時系列データは先行報 告では示されていないので比較できない.

6. 梅雨前線帯に影響を及ぼす高緯度帯の循環系

第6節では、雲ゾーン・降水ゾーンの変動と、高緯 度帯の大規模循環系の変動の関連を調べる.

第15図は~115°E 子午線に沿う500hPa 高度(a) と 850hPa 高度(b)の緯度一時間分布図である.この図 に使用した高層気象観測点の位置は第10図に示してあ る.~55°Nの緯度圏から南に伸びる500hPa 面の5つ のトラフ(B, C, D, E, Fで示した)が準周期的に~ 115°E線を通過している.このうちトラフCとDは~ 35°Nより南に伸びていない.850hPa 面の5つのトラ フ(B, C, D, E, F)は、それぞれ対応する500hPa

"天気" 67. 3.

面トラフに伴っている. 850hPa 面トラフ C と D は~ 35°N より南に伸びていない.

第16図は~140°E 子午線に沿う500hPa 高度(a) と 850hPa 高度(b)の緯度—時間分布図である.~45°N の緯度圏から南に伸びる500hPa 面トラフ(A, B, C, D, E)が周期的に~140°E 線を通過している. 850hPa 面のトラフ(A, B, C, D, E)はそれぞれ対応する 500hPaトラフに伴っている.しかし16日に通過した 850hPaトラフC*は500hPaトラフに直接的に付随し ない「浅い構造」のトラフである. 850hPa 面トラフ A, B, C, D は~30°N(降水 圧・低温域の移動を第17図の経度一時間分布図に示 す. これらの低気圧・低温域の緯度は挿入図に示した 記号で示した. 低気圧・低温域に付した A, B, C, D, E, Fは第15, 16図のトラフとの関連を示す. 低気 圧・低温域の多くは50-65°N/90-110°E域で発現し東 南東に移動し, その幾つかは梅雨前線帯近くまで南下 している. さらに, 第17図は上層低気圧・低温域の発 現位置と移動の季節的な変化を示している. すなわ ち, それらの発現位置は7月下旬には90-130°Eに見ら れ, 移動速度が遅くなっている.

ゾーン近傍)に達している. これらの500hPaトラフは、500hPa面の低気圧(冬季の寒冷低気圧ほど顕著ではない)から南に伸びている(図示していない). 500hPa面低気圧が閉じた等高度線では示されていない場合にも、低圧域に伴う低温域が認められることがある.3日間以上にわたり追跡できた500hPa面低気気気



a) Z500

401

412

lat-ti



582 590 646 678 971 06 12 UTC 01 31 21 16 11 26 section along 140E Jul 1982 b) Z850 lat-tim 401 FT 150 1440 45N 1440 1500 - E 412 E* \C 1440 D 1470 B C* 405 582 1470 590 646 1470 35N 153 678 1470 30N тD 1530 971 12 UTC 01 31 26 21 16 ~140°E子午線における 第16図 500hPa 高度 (a) および850hPa 高度(b)の時間-緯度分布図. トラフに大英文字を附した.

ne section along 140E

Jul 1982

5760

45N

次に40-65°N ゾーンで3日以上の期間にわたり追跡 できた地上低気圧の発現と移動を経度一時間分布図 (第18図) に示した.この緯度帯の低気圧が990hPaに まで深まったのは7月前半だけであり,移動速度は中 旬以降遅くなっている.また40-65°N ゾーンの低気圧 が頻繁に発現する経度帯が季節進行とともに~140°E 以西にシフトしている.

45-60°N/100-120°E 域の地上低気圧(第18図)は50-65°N/90-110°E 域の500hPa 面低気圧・低温域(第17



第17図 1982年7月に見られた500hPa 面低気圧・低温 域の移動を示す時間-経度分布図.低気圧・ 低温域の緯度は図中に表示した記号で示す. 関連したトラフの英大文字を附した



第18図 1982年7月中に65-40°Nゾーンに見られた地 上低気圧の発現と移動を示す時間一経度分布 図. それらの緯度は図中に表示した記号で示 す.

図)の前面で発達し、南下すると中国大陸上の下層の 南風をもたらす(図示していない).この南風の環境場 の中で中国上の梅雨前線低気圧が発生する.

つぎに、梅雨前線低気圧の発現位置と移動について 調べる.3日以上の期間にわたり追跡できた低気圧の 移動を経度一時間分布図(第19図)に示した.その多 くは~120°Eで発現し東進しているが、その一部は北 西太平洋に到達していない.また幾つかの低気圧は~ 140°Eで発現している.130-140°Eを通過する低気圧 の頻度は7月中旬に高く、東進速度は7月下旬には遅 い.日本近傍を通過した低気圧を英小文字で示した. 類似な調査は先行論文になく、比較できない.

7. 梅雨前線に伴う雲システムの様相

第20図は35°NにおけるC_Hの経度一時間分布図であ る. 雲ゾーンが存在する~35°Nの緯度帯で,幾つかの 中規模雲システム(数字番号で示してある)が周期的 に通過している. これらの中規模雲システムは小規模 の内部構造を持ち,複雑に時間的変化するが,全体と して中規模雲システムを維持している.

次に,擾乱と雲システムの関係を観察する.上層ト ラフ・上層低気圧,高緯度帯低気圧,梅雨前線低気圧, 雲システムの空間的・水平的スケールは異なるため, 相互関係は時間の経過と共に変化する.したがって, ある期間・領域内で認められる相互関係は,その期 間・領域内での限られた関係である.





第19図 1982年7月中の梅雨前線低気圧の移動を示す 時間一経度分布図.日本を通過した低気圧に 英小文字を附した.

系の関係を観察する. 850hPaトラフC(第16図 b)に 伴って低気圧 d と e(第19図)が出現し,低気圧 d の 前(東)方に降水系3,4(第20図)が,低気圧 e の 前方に降水系5が通過している.この相互関係は先行 研究で指摘された「梅雨前線の多種スケール構造・階 層的構造」に矛盾しない.しかし,すべての低気圧や 降水系が発達したトラフに直接的に付随して発現する とは限らない.

なお,7月23-24日の西日本の降水極大は顕著なト ラフに付随していない.類似例の先行報告がなく,こ れが一般的事例か,特殊事例かは判断できない.

8.残された問題の考察

8.1 梅雨前線の年々変動

Ninomiya and Mizuno (1987) は1951-1980年におけ る日本の梅雨期降水量変動に関連する大規模場変動を 観測データによって調べた.多雨梅雨の大規模場は太 平洋高気圧西縁の大きな下層南風成分と北東日本の低 温によって特徴付けられる.強い南風は高温・湿潤気 流の流入による相当温位傾度の強化と気層の不安定化 を,梅雨前線北側の低温は強い傾圧性を意味する.

田上・新野(2006)は1958-2002年の45年間の梅雨前 線の状態を再解析データによって調べた.梅雨前線帯 の850hPa相当温位の南北傾度と500hPa気温の南北傾



第20図 35°N における C_Hの時間-経度分布図. C_Hの
 40, 60, 80, 100%の等値線を示し, 80%以上
 の雲域を陰影で示した. 日本を通過した雲シ
 ステムに番号(数字)を附した.

度から定義した梅雨前線インデックスによって梅雨前 線の明瞭・不明瞭を判別し,大規模現象との関連を議 論している.彼等は「梅雨前線の明瞭・不明瞭年と多 雨・少雨年が対応しない」と指摘し,このインデック スが降水変動を捉えていないと説明した.

今後の研究では相当温位傾度以外の気象変数も考慮 した「梅雨前線の活動度の総合的判定」が必要である.

8.2 梅雨前線の構造の時間的変化

Akiyama (1989, 1990a) は1982年7月の梅雨前線と 低気圧の状況を「活発で深い構造の期間」、「活発で浅 い構造の期間」、および「不活発の期間」の三種類に分 類した.「活発で深い構造の期間」は上層ジェットの擾 乱の前面に発達する背の高い低気圧の期間であり、 「活発で浅い構造の期間」は上層ジェットに伴う背の高 い低気圧の南側に発現する背の低い低気圧の期間であ る. これらの状況は大規模場の変動に伴い、他の状況 と交代する.

Takahashi (1993) は, 1979-1981年の6・7月の大 規模場変動と降水変動を解析した. 梅雨期間にはユー ラシアポーラー前線帯と亜熱帯前線が共存している. 南西日本で数日間降水が継続する場合には, ポーラー 前線帯は高緯度に位置し, 亜熱帯前線が梅雨前線とし て日本の降水をもたらす. 降水が継続しない場合は, 日本近傍まで南下したポーラー前線低気圧が降水をも たらし梅雨前線はポーラー前線的な状況を示す.

これらの先行研究は梅雨前線の基本的性格の変動に 注目しているが、異なる「状況の定義」を使用して梅 雨前線の状況を分類している.今後の研究では梅雨前 線帯より北側(45-60°N)の上層低気圧・トラフ・地 上低気圧の変動が梅雨前線に対する影響、「亜熱帯前 線的梅雨前線」と「ポーラーフロント的梅雨前線」に ついての総合的考察が求められる.

8.3 梅雨前線帯低気圧の数値実験

先行研究も本報告も梅雨前線帯の状態は中国大陸と 北西太平洋で異なり,梅雨前線低気圧の発生・発達過 程も異なることを指摘している.日本域は両者の遷移 域である.Tochimoto and Kawano (2017)の狭領域 数値実験では梅雨前線帯の西側と東側の低気圧の発達 過程を個別に調べている.しかし西側で発生し東方に 移動する低気圧の変化,遷移域における発達過程,高 緯度の擾乱が及ぼす梅雨前線帯低気圧への影響,発達 しない低気圧の数値実験は扱っていない.

8.4 大気大循環モデルによる実験

大気大循環モデル (AGCM) による実験は梅雨前線

の理解に役立つ. Kawatani and Takahashi (2003) は 数値積分スピンアップ終了2年後の6月における梅雨 前線の状況を解析し,梅雨前線が再現されたと述べ た.梅雨期の降水最大期は7月であるのに6月を調べ た理由として,AGCM実験では7月に梅雨期が終わっ たからだと説明されている.梅雨期の季節進行が適切 に再現されないAGCM実験で梅雨前線の再現性を議 論することの正当性についての説明が求められる.

Ninomiya et al. (2003) の AGCM 実験にも同様な問 題がある. 彼等は「梅雨期の複数の大規模循環系が適 切に再現された期間にのみ,梅雨前線が適切に再現さ れる.」と指摘した. 彼等は,適切に再現された数値積 分スピンアップ終了7年後の6月を選び,梅雨前線の 大・中規模変動を解析し観測的事例解析と比較し,「大 規模状態は適切に再現された場合でも,中規模変動は 必ずしも十分に再現されていない.」と指摘した.

8.5 再解析データによるメカニズム研究

Sampe and Xie (2010) は, 再解析 (JRA25) デー タを使用して梅雨前線形成・維持のメカニズムを研究 している. 彼等は, JRA25の梅雨降水量は GPCP (Global Precipitation Climatology Project) データに 比較して少ないと述べ, JRA25の降水量を示さず GPCP データを図示している. 少ない降水量と整合し ている JRA25の気象変数で「GPCP の降水量で示した 梅雨前線」を議論することの妥当性の説明が無い.

1991年7月の長江豪雨解析(Ninomiya 2000)にも 同様な問題がある.観測データによって梅雨前線降雨 ゾーンを示し,少ない降水量と整合している ERA40 の気象変数を用いて梅雨前線の上昇流・水蒸気収束・ 非断熱的熱源などを解析していることの説明が無い.

降水集中ゾーンである梅雨前線の解析に再解析デー タを使用する場合の問題についての議論が望まれる.

9. まとめ

1982年7月の梅雨前線と雲ゾーン・降水ゾーンの変 動を調べた.その結果は以下の様に要約される.

- (1) この期間、チベット高原東縁から北西太平洋に延びる雲ゾーンは亜熱帯ジェットの南縁と太平洋高気圧の北縁に位置していた、雲ゾーンは降水ゾーンとほぼ一致していた。降水ゾーン内の降水分布は局地的であり~115°E、~130°Eで降水量極大が観測された。
- (2) 雲ゾーンは~35°N に沿う傾圧ゾーン内に存在しており、中国大陸の雲ゾーンは大きな降水量、比

湿, 比湿傾度と湿潤不安定成層によって特徴付け られるが, 北西太平洋では安定成層が見られる. 雲ゾーン北側(35-55°N)の傾圧性は大陸上で小 さく, 北西太平洋上で大きい.大陸と北西太平洋 では雲ゾーンの状況は大きく異なり, 日本は両域 の遷移域である.

- (3) 雲ゾーン内の雲量変動には地域性があり、北西太 平洋では~5日周期(大規模)変動が卓越し、中 国一九州近傍では~2日周期(中規模)変動が卓 越している.九州近傍の降水には~2日周期(中 規模)変動が見られる.
- (4) 高緯度帯(45-60°N)の上層低気圧・トラフ・地 上低気圧の変動は、梅雨前線低気圧の変動に影響 を及ぼし、低気圧の変動に伴って雲ゾーン・降水 ゾーン内の雲量・降水も変動する、多くの梅雨前 線帯雲システムは低気圧に伴って出現し、梅雨前 線帯の「多スケール的構造」が認められたが、す べての降水系が顕著なトラフに付随して発現する とは限らない、7月末の日本の降水極大事例は顕 著なトラフに付随していない。
- (5) 1982年7月についての観測事実が、梅雨期の共通 的様相なのか、この期間固有の状況なのかを先行 報告と比較し記述した.大規模環境場の様相は他 期間にも共通して見られるが、同一状態では無く 期間により差異がある.そして大規模系の状態の 差異が梅雨前線の差異を生じている.中規模現象 については類似した先行報告が少なく比較しがた い.ほぼ共通な様相も認められるが、各事例間の差 異も大きく梅雨中規模現象の多様性を示している.

謝 辞

使用したデータの多くは1982年に気象庁予報部で収 集された. ERA40解析は2011年に海洋研究開発機構横 浜研究所でなされた. C_Hデータ出力図を1990年に秋山 孝子博士(気象研究所,当時)から頂き,「アジア日降 水量データ(非公開)」を2014年に松本 淳教授(首都 大学東京)から頂いた. 御援助に御礼申し上げます. 二名の査読者から有意義なコメントを頂きました.

参考文献

- Akiyama, T., 1973: The large-scale aspects of the characteristic features of the Baiu front. Pap. Met. Geophys., 24, 157-188.
- Akiyama, T., 1975: Southerly transversal moisture flux

into the extremely heavy rainfall zone in the Baiu season. J. Meteor. Soc. Japan, **53** 304-316.

- Akiyama, T., 1989: Large, synoptic and meso scale variations of the Baiu front, during July 1982. Part I : Cloud features. J. Meteor. Soc. Japan, 67, 57–81.
- Akiyama, T., 1990a: Large, synoptic and meso scale variations of the Baiu front, during July 1982. Part II: Frontal structure and disturbances. J. Meteor. Soc. Japan, 68, 557–574.
- Akiyama, T., 1990b: Large, synoptic and meso scale variations of the Baiu front, during July 1982. Part II: Space-time scale and structure of frontal disturbances. J. Meteor. Soc. Japan, 68, 705-727.
- Chang, C.-P. ed., 2004: East Asian Monsoon. World Scientific Publishing, 564 pp.
- Chang, C.-P. and T. N. Krishnamurti, ed., 1987: Monsoon Meteorology. Oxford University Press, 544 pp.
- Ding, Y.-H., 1991: Monsoon over China. Kluwer Academic Publishers, 419 pp.
- Fein, J. S. and P. L. Stephens, ed., 1987: Monsoons. John Wiley and Sons, 632 pp.
- Kato, K., 1989: Seasonal transition of the lower-level circulation systems around the Baiu front in China in 1979 and its relation to the northern summer monsoon. J. Meteor. Soc. Japan, 67, 249–265.
- Kawatani, Y. and M. Takahashi, 2003: Simulation of the Baiu front in a high resolution AGCM. J. Meteor. Soc. Japan, 81, 113-126.
- 気象庁, 2019:昭和26年(1951年)以降の梅雨入りと梅雨 明け(確定値).

https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/baiu/index.html (2019.9.24閲覧)

- Kodama, Y., 1992: Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. J. Meteor. Soc. Japan, 70, 813– 836.
- Matsumoto, J., 1985: Precipitation distribution and frontal zones over East Asia in the summer of 1979. Bull. Dep. Geogr., Univ. Tokyo, (17), 45-61.
- Matsumoto, S., S. Yoshizumi and M. Takeuchi, 1970: On the structure of the "Baiu front" and the associated intermediate-scale disturbances in the lower atmosphere. J. Meteor. Soc. Japan, 48, 479-491.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya and S. Yoshizumi, 1971: Characteristic features of "Baiu" front associated with heavy rainfall. J. Meteor. Soc. Japan, 49, 267–281.
- Ninomiya, K., 1978: Heavy rainfalls associated with frontal depression in Asian subtropical humid region (I) Syn-

optic-scale features. J. Meteor. Soc. Japan, 56, 253-266. Ninomiya, K., 1984: Characteristics of Baiu front as a predominant subtropical front in the summer northern

- dominant subtropical front in the summer northern hemisphere. J. Meteor. Soc. Japan, 62, 880-894.
- Ninomiya, K., 2000: Large- and meso- α -scale characteristics of Meiyu/Baiu front associated with intense rainfalls in 1-10 July 1991. J. Meteor. Soc. Japan, 78, 141-157.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1971: The development of the medium-scale disturbance in the Baiu front. J. Meteor. Soc. Japan, 49, 663–677.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1992: Multi-scale features of Baiu, the summer monsoon over Japan and the East Asia. J. Meteor. Soc. Japan, **70**, 467–495.
- Ninomiya, K. and H. Mizuno, 1987: Variations of Baiu precipitation over Japan in 1951–1980 and large-scale characteristics of wet and dry Baiu. J. Meteor. Soc. Japan, 65, 115–127.
- Ninomiya, K. and T. Murakami, 1987: The early summer rainy season (Baiu) over Japan. Monsoon Meteorology (P.-C. Chang and T. N. Krishnamurti, ed.), Oxford Univ. Press, 93-121.
- Ninomiya, K. and H. Muraki, 1986: Large-scale circulations over East Asia during Baiu period of 1979. J. Meteor. Soc. Japan, 64, 409-429.
- Ninomiya, K. and Y. Shibagaki, 2007: Multi-scale features of the Meiyu-Baiu front and associated precipitation systems. J. Meteor. Soc. Japan, 85B, 103–122.
- Ninomiya, K. and K. Yamazaki, 1979: Heavy rainfalls associated with frontal depression in Asian subtropical humid region (II) Mesoscale features of precipitation, radar echoes and stratification. J. Meteor. Soc. Japan, 57, 399–413.
- Ninomiya, K., T. Enomoto, T. Nishimura, T. Suzuki and S. Matsumura, 2003: Synoptic- and meso-α-scale variations of the Baiu front simulated in an AGCM. J. Meteor. Soc. Japan, 81, 1387-1405.
- Orlanski, J., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric process. Bull. Amer. Meteor. Soc., 56, 527– 530.
- Saito, N., 1985: Quasi-stationary waves in mid-latitudes and the Baiu in Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 63, 983-995.
- Sampe, T. and S.-P. Xie, 2010: Large-scale dynamics of the Meiyu-Baiu rainband: Environmental forcing by the westerly jet. J. Climate, 23, 113-134.
- Shibagaki, Y. and K. Ninomiya, 2005: Multi-scale interaction processes associated with development of a subsynoptic-scale depression on the Meiyu-Baiu frontal

zone. J. Meteor. Soc. Japan, 83, 219-236.

- 田上浩孝・新野 宏, 2006:梅雨前線の明瞭・不明瞭年の 大規模場の特徴,気象研究ノート,(210).83-87.
- Tagami, H., H. Niino and T. Kato, 2007: A study of meso- α -scale disturbances on the Baiu front and their environmental field. J. Meteor. Soc. Japan, 85, 767-784.
- Takahashi, H., 1993: Synoptic condition over East Asia during the early-summer rainy season (Baiu season) from the point of view of the temporal continuity of rainfall in the southwestern part of Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 71, 611-632.
- Tao, S. and L. Chen, 1987: A review of recent research on the East Asia during the early-summer monsoon over China. Monsoon Meteorology (P.-C. Chang and T. N. Krishnamurti, ed.), Oxford Univ. Press, 60-92.
- Tochimoto, E. and T. Kawano, 2017: Numerical investigation of development processes of Baiu frontal depres-

sions Part I: Case studies. J. Meteor. Soc. Japan, 95, 91-109.

- Uppala, S. M. *et al.*, 2005: The ERA-40 re-analysis. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **131**, 2961-3012.
- Yamazaki, N. and T.-C. Chen, 1993: Analysis of the East Asian monsoon during early summer of 1979: Structure of the Baiu front and its relationship to large-scale fields. J. Meteor. Soc. Japan, 71, 339-355.
- Yoshizumi, S., 1977: On the structure of intermediatescale disturbances on the Baiu front. J. Meteor. Soc. Japan, 55, 107–120.

参考資料(印刷物)

気象庁印刷天気図 1982年7月 中國地上気象記録月報 1982年7月

Large- and Meso- α -scale Features of Baiu Frontal Zone observed in July 1982

Kozo NINOMIYA

E-mail: knino@cd.wakwak.com

(Received 6 June 2019; Accepted 5 November 2019)

Abstract

The large- and meso- α -scale features of Baiu frontal zone, Baiu frontal cloud zone and Baiu frontal rain zone in July 1982 are studied using observation data and reanalysis data.

The cloud zone elongated from east side of the Tibetan Plateau to the Northwestern Pacific. It was sustained along the southern side of the subtropical jet stream and northern periphery of the Pacific subtropical anticyclone. The cloud zone coincides with the rain zone. The cloud zone was located in a weak baroclinic zone in ~35°N zone. The cloud zone in 110–130°E is characterized by large precipitation, strong meridional gradient of specific humidity and moist–unstable stratification, while the cloud zone over the Northwestern Pacific is characterized by stable stratification. The baroclinicity in 35–55°N (north to the cloud zone) is weak over China and strong over the Northwestern Pacific. Japan is the transitional area between these regions. Meso– α –scale variations of the cloud–precipitation are large over Japan.

The 500hPa lows, troughs and surface depressions in northern zone $(40-65^{\circ}N)$ have influence on Baiufrontal depressions. Many cloud-precipitation systems in the Baiu frontal zone are associated with the depressions.

The large-scale features found in this period are compared with these in previous reports. Although, large-scale features in this period are commonly found in other periods, some differences of large-scale features are seen among the periods. This report also shows that features of meso-scale systems varied depending on circumstances in periods and/or cases.