

**Đặc điểm hoàn lưu và mưa khu vực Việt Nam
trong thời kỳ Front Mei-Yu điển hình : Luận
văn ThS. Khoa học khí quyển và khí tượng: 60
44 87 / Lê Thị Thu Hà ; Nghd. : TS. Nguyễn
Minh Trường**

LỜI CẢM ƠN

Trước hết, tôi xin bày tỏ lòng biết ơn sâu sắc tới TS. Nguyễn Minh Trường, là người đã tận tình chỉ bảo và hướng dẫn tôi hoàn thành luận văn này.

Tôi xin cảm ơn các Thầy cô và các cán bộ trong khoa Khí tượng - Thủy văn - Hải dương học đã cung cấp cho tôi những kiến thức chuyên môn quý giá, giúp đỡ và tạo điều kiện thuận lợi về cơ sở vật chất trong suốt thời gian tôi học tập và thực hành ở Khoa.

Trong quá trình thực hiện luận văn, tôi đã nhận được nhiều sự giúp đỡ của HVCH Bùi Minh Tuấn, tôi xin chân thành cảm ơn.

Tôi cũng xin cảm ơn Phòng sau đại học, Trường Đại học Khoa học Tự nhiên đã tạo điều kiện cho tôi có thời gian hoàn thành luận văn.

Tôi xin bày tỏ lòng cảm ơn chân thành tới ban lãnh đạo trung tâm Dự báo Khí tượng thủy văn Trung ương, các cô, chú, anh, chị phòng Dự báo Khí tượng Hạn vừa và Hạn dài đã hết sức giúp đỡ, tạo điều kiện cho tôi hoàn thành luận văn.

Cuối cùng, tôi xin gửi lời cảm ơn chân thành tới gia đình, người thân và bạn bè, những người đã luôn ở bên cạnh cổ vũ, động viên và tạo mọi điều kiện tốt nhất cho tôi trong suốt thời gian học tập tại trường.

Lê Thị Thu Hà

MỤC LỤC

MỞ ĐẦU.....	3
CHƯƠNG I: TỔNG QUAN VỀ FRONT MEIYU	5
1.1. Khái niệm về front Meiyu	5
1.2. Các giai đoạn phát triển của front Meiyu	5
1.3. Mối liên hệ giữa Meiyu và Baiu	5
1.4. Hoàn lưu và các quá trình nhiệt, ẩm của front Meiyu	6
1.5. Các nhân tố tác động đến front Meiyu – Baiu	8
1.5.1. Vai trò của địa hình	8
1.5.2. Vai trò của dòng xiết gió tây trên cao.....	8
1.5.3. Vai trò của các nhiễu động qui mô vừa	8
1.6. Các đặc điểm về mưa Meiyu	9
1.6.1. Sự phân bố của dải mưa Meiyu	9
1.6.2. Phân bố mưa.....	9
CHƯƠNG II. CẤU HÌNH MÔ PHỎNG SỐ VÀ NGUỒN SỐ LIỆU	10
2.1. Giới thiệu về mô hình RAMS.....	10
2.2. Cấu hình miền tính.....	10
2.3. Điều kiện biên và điều kiện ban đầu	11
CHƯƠNG III. MỘT SỐ KẾT QUẢ MÔ PHỎNG	12
3.1. Trường hợp 1: Năm 2003	12
3.1.1. Đặc điểm hoàn lưu thời kỳ front Meiyu	12
3.1.2. Vận chuyển ẩm.....	13
3.1.3. Mưa Meiyu	14
3.1.4. Vai trò của dòng xiết trên cao	14
3.2. Trường hợp 2: Năm 2005	16
3.2.1. Đặc điểm hoàn lưu thời kỳ front Meiyu	16
3.2.2. Vận chuyển ẩm.....	16
3.2.3. Mưa Meiyu	17
3.2.4. Vai trò của dòng xiết trên cao	18
3.3. Trường hợp 3: Năm 2006	19
3.3.1. Đặc điểm hoàn lưu thời kỳ front Meiyu	19

3.3.2. Vận chuyển ẩm.....	19
3.3.3. Mưa Meiyu	20
3.3.4. Vai trò của dòng xiết trên cao	20
3.4. Trường hợp 4: Năm 2007	21
3.4.1. Đặc điểm hoàn lưu thời kỳ front Meiyu	21
3.4.2. Vận chuyển ẩm.....	22
3.4.3. Mưa Meiyu	22
3.4.4. Vai trò của dòng xiết trên cao	22
KẾT LUẬN.....	23
TÀI LIỆU THAM KHẢO.....	25

MỞ ĐẦU

Mưa, đặc biệt mưa lớn diện rộng trên địa hình phức tạp, là một vấn đề hết sức quan trọng, cấp thiết và được rất nhiều nhà nghiên cứu quan tâm. Mưa nhiều có thể dẫn đến các hiện tượng lũ lụt, sạt lở đất làm thiệt hại lớn đến sản xuất nông nghiệp và các hoạt động kinh tế xã hội. Trong dự báo Synop, mưa lớn mùa hè tại khu vực Bắc Bộ của Việt Nam có liên quan tới một vài dạng hình thể thời tiết cơ bản, một trong những kiểu hình thể thời tiết đó là front Mei-yu. Front Mei-yu là front tựa tĩnh cận nhiệt đới đã được rất nhiều các nhà khoa học Trung Quốc và Nhật Bản nghiên cứu vì nó là nguyên nhân gây ra mưa lớn cùng lũ lụt ở Nam Trung Quốc và Đài Loan trong Tháng 5, Tháng 6 và Nhật Bản trong Tháng 6, Tháng 7. Ví dụ như công trình nghiên cứu của các tác giả Qian, Tao và Lau (2004) đã sử dụng mô hình MM5 của Đại học Pennsylvania – NCAR và mô hình đất – khí quyển – mây của Trung tâm Hàng không Goddard – NASA để nghiên cứu “*Các cơ chế gây mưa lớn gắn với sự phát triển của front Mei-yu trong thời kỳ gió mùa ở biển Đông năm 1998*”, qua đó các tác giả đã chỉ ra lượng ẩm được vận chuyển bởi dòng xiết mực thấp tây nam ở phần đông nam của cao nguyên Tibet làm tăng cường lượng giáng thủy Mei-yu. Trong nghiên cứu về “*Hệ thống mây đối lưu qua cao nguyên Tibet và sự tác động của chúng đối với những nhiễu động qui mô vừa trong dải front Mei-yu*”, Yasunari (2006) đã sử dụng số liệu phân tích gió mùa Châu Á và số liệu vệ tinh khí tượng địa tĩnh để chỉ ra dòng nhiệt mực thấp qui mô cao nguyên gắn với các mây đối lưu là nguyên nhân hình thành nên đường hội tụ và sự vận chuyển ẩm từ phía nam cao nguyên Tibet cần thiết để phát triển các ổ mây đối lưu. Nghiên

cứu của Xu và các đồng tác giả (2009) về “*Đặc trưng mưa và những đặc điểm đối lưu của hệ thống giáng thủy Mei-yu qua phía nam Trung Quốc, Đài Loan và biển Đông qua hệ thống đo mưa vệ tinh TRMM*” đã chỉ ra những biến đổi đa dạng của cấu trúc đối lưu trong các giai đoạn tồn tại cũng như gián đoạn của dải mưa Mei-Yu. Hai tác giả Sampe và Xie (2010) đã sử dụng số liệu tái phân tích để chỉ ra “*Động lực qui mô lớn của dải mưa Mei-yu với lực tác động môi trường là dòng xiết gió tây*”, trong đó nhấn mạnh vai trò của bình lưu nhiệt và hội tụ ẩm. Theo các nghiên cứu nói trên, rõ ràng là front Mei-yu cũng là hệ thống tác động chính đến lượng mưa mùa hè tại phía bắc Việt Nam. Tuy nhiên, ở Việt Nam, các nghiên cứu về vấn đề này hầu như chưa được thực hiện mặc dù trong nhiều trường hợp front này có thể xuất hiện trên hoặc sát khu vực Việt Nam. Do vậy, nhằm đáp ứng nhu cầu nghiên cứu, tìm hiểu sâu và đúng đắn hơn về tác động của kiểu hình thời tiết này đến chế độ mưa tại Việt Nam, tôi đã tiến hành nghiên cứu “*Đặc điểm hoàn lưu và mưa khu vực Việt Nam trong thời kỳ front Mei-yu điển hình*”.

Bố cục luận văn gồm các phần:

Chương 1: Tổng quan về front Meiyu

Chương 2: Cấu hình mô phỏng số và nguồn số liệu

Chương 3: Một số kết quả mô phỏng bằng mô hình RAMS.

Kết luận.

CHƯƠNG I: TỔNG QUAN VỀ FRONT MEIYU

1.1. Khái niệm về front Meiyu

Front Baiu/Meiyu (BMF) là một trong những front tĩnh cận nhiệt đới đáng chú ý nhất trên thế giới và đóng góp một lượng lớn giáng thủy qua vùng Đông Á, kéo dài suốt từ Trung Quốc đến Nhật Bản trong thời kỳ đầu mùa hè. Các hoạt động mạnh (yếu) của nó thường xuyên gây nên những trận lũ lụt (hạn hán) trong vùng này. Do vậy việc hiểu biết về sự hình thành và phát triển của các hệ thống mưa gắn với front này là rất quan trọng.

1.2. Các giai đoạn phát triển của front Meiyu

Meiyu được chia làm 4 giai đoạn bao gồm:

- “Meiyu”: thời kỳ tồn tại dải mưa Meiyu.
- “Break”: những ngày gián đoạn giải mưa Meiyu.
- “Pre- Meiyu”: từ 10/04 đến 10/05, thời kỳ trước mùa Meiyu.
- “Post- Meiyu”: từ 25/06 đến 15/07, thời kỳ sau mùa Meiyu.

Theo đó Việt Nam có thể bị ảnh hưởng trực tiếp của front Meiyu, nhưng đáng tiếc ở Việt Nam hiện tượng này hầu như chưa được nghiên cứu.

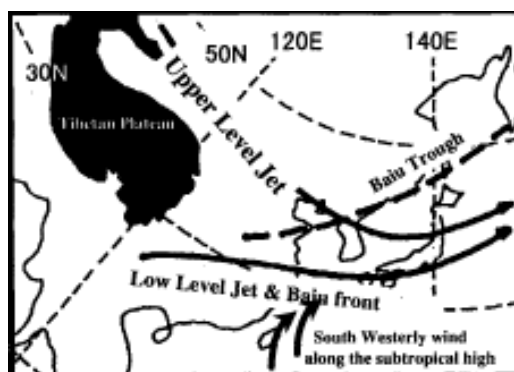
1.3. Mối liên hệ giữa Meiyu và Baiu

Theo một số nghiên cứu thì mối quan hệ giữa Meiyu qua khu vực Trung Quốc và Baiu qua Nhật Bản được giải thích thông qua mô hình tà áp tuyến tính (Sampe và Xie (2010)). Các kết quả của mô hình tà áp tuyến tính cho thấy khả năng

ảnh hưởng của đối lưu Meiyu đến dải mưa Baiu theo hướng đông được tạo nên bởi sự cuốn hút của chuyển động dòng thăng. Tổng quát hơn, dải mưa BMF được tạo bởi bình lưu nóng từ dòng xiết gió tây. Theo cơ chế này thì lực tác động lên dải mưa BMF có thể là nguồn nhiệt gió mùa Nam Á, đặc biệt là từ cao nguyên Tibet. Dòng xiết gió tây trên cao đóng vai trò dẫn đường cho các nhiễu động qui mô vừa_ thông qua bình lưu nóng.

1.4. Hoàn lưu và các quá trình nhiệt, ẩm của front Meiyu

Trong mùa mưa, front Meiyu ở Trung Quốc hay front Baiu ở Nhật Bản xuất hiện vào thời kỳ đầu mùa hè từ phía nam Trung Quốc đến phía đông Nhật Bản. Front BMF là front cận nhiệt đới (Ninomiya 1984) được hình thành giữa khối khí lạnh của áp cao Okhotsk và khối khí ẩm của áp cao cận nhiệt đới. Tuy nhiên theo Kurihara (1987) mối quan hệ trên không thật sự rõ ràng bởi vì nhiều khi front này xuất hiện khi áp cao Okhotsk không có mặt.



Hình 1.4.1: Hệ thống hoàn lưu qui mô hành tinh của front BMF (Ninomiya và Akiyama 1992).

Ảnh hưởng của sự phân bố đất biển cũng được giải thích trong quá trình hình thành front BMF. Theo Kurashima (1968) và Kurashima và Hiranuma (1971) thì cơ chế hình thành lưỡi ẩm để hình thành nên front Baiu có quan hệ với dải hội tụ nhiệt đới (ITCZ) qua lục địa Châu Á và Thái Bình Dương. Mối quan hệ giữa gió mùa Ấn Độ và front BMF cũng đã được nghiên cứu (Suda và Asakura (1955)). Các tác giả cho rằng mùa Meiyu/Baiu xuất hiện cùng lúc với sự bắt đầu của gió mùa Ấn Độ. Theo Murakami (1959) phần lớn lượng hơi nước cung cấp cho front Baiu trong thời kỳ đầu tháng Sáu là của gió mùa Ấn Độ, tuy nhiên vào cuối tháng Sáu thì bởi dòng gió đông từ phía tây Thái Bình Dương.

Nhiều nhà khí tượng cho rằng front BMF liên quan đến rãnh gió mùa, dòng xiết mực thấp (LLJ), dòng xiết trên cao, áp cao cận nhiệt đới và các đặc điểm khác

của hệ thống qui mô lớn (Akiyama 1973, 1974; Asakura 1971; Flohn và Oekel 1956; Saito 1966; Tao và Chen 1987; Yoshino 1971). Hình 1.2 mô tả hệ thống hoàn lưu qui mô hành tinh của front BMF. Matsumoto (1973) và Ninomiya và Akiyama (1974) cho rằng LLJ được hình thành bởi sự vận chuyển xuống của moment động lượng ngang từ đối lưu Cumulus trong front BMF. Tuy nhiên, Chen (1982) thì cho là LLJ được tạo ra bởi sự điều chỉnh gió nhiệt và nó được tăng cường bởi sự duy trì của đối lưu sâu.

Ninomiya (1984) cho rằng vùng front BMF có nhiều đặc điểm của front cận nhiệt hơn là front cực.

Hoạt động của front BMF làm tăng cường đối lưu Cumulus ở vùng nhiệt đới của Thái Bình Dương. Sử dụng số liệu quan trắc năm 1979, Kato (1989) cho thấy dòng hướng nam mực thấp của front Baiu được tăng cường quanh Trung Quốc là bởi nguồn nhiệt của vùng Nam Á (vùng từ xích đạo đến 25°N và 60° đến 105°E). Ose (1998) cho thấy hoàn lưu khí quyển trong mùa Baiu bị ảnh hưởng mạnh bởi trường trung bình vĩ hướng trong tháng Ba hơn là nguồn nhiệt của vùng nhiệt đới. Mối quan hệ giữa gió mùa mùa hè Châu Á và nguồn nhiệt ở vùng nhiệt đới cũng được nghiên cứu nhiều bằng việc sử dụng các lý thuyết tuyến tính, phân tích số liệu quan trắc và các mô hình số. Hoskins và Rodwell (1995) sử dụng mô hình hoàn lưu chung khí quyển (GCM) với nguồn nhiệt trung bình trong ba tháng Sáu-Bảy-Tám và trường gió trung bình vĩ hướng làm điều kiện ban đầu, mô phỏng này đã tái tạo các đặc điểm điển hình của hoàn lưu gió mùa.

Front BMF bị ảnh hưởng mạnh bởi những dao động nội mùa của hoàn lưu gió mùa. Những phân tích số liệu quan trắc của Yasunari (1979) cho thấy hoạt động của dải hội tụ nhiệt đới có quan hệ gần với dao động nội mùa của hoàn lưu gió mùa. Nitta (1987) cũng chỉ ra là sóng Rossby sinh ra bởi nguồn nhiệt vùng nhiệt đới có có liên quan đến dao động nội mùa và dị thường khí áp từ Đông Á tới tây bắc Thái Bình Dương trong suốt mùa hè có nhiệt độ bề mặt biển (SST) ấm là kết quả của quá trình lan truyền sóng Rossby. Theo Ose (1998), nguồn nhiệt đối lưu được phân bố từ vùng biển Ấn Độ tới vùng tây bắc Thái Bình Dương sẽ dẫn đến phát sinh những vòng hoàn lưu quanh front Baiu. Kodama (1999) cũng cho thấy front Baiu có liên quan đến nguồn nhiệt của vùng nhiệt đới bắc bán cầu.

Zhang và các đồng tác giả (2002) cho rằng có bốn hệ thống thời tiết ảnh hưởng đến front Meiyu đó là: Áp cao cận nhiệt đới tây Thái Bình Dương, gió mùa

tây nam, khối khí lạnh từ phía Bắc và áp thấp Nam Á. Hình 1.4.2 biểu diễn các nhân tố tạo nên front Meiyu theo Sampe và Xie (2010).

Hình 1.4.3 mô tả các điều kiện synop nơi mà front Meiyu ở Trung Quốc và Baiu ở Nhật Bản được hình thành theo Ninomiya và Shibagaki (2007).

1.5. Các nhân tố tác động đến front Meiyu – Baiu

1.5.1. Vai trò của địa hình

Một điểm thú vị khác của front Meiyu là sự khác nhau về vị trí cũng như hệ quả gây mưa khi đi qua đảo Đài Loan. Với địa hình phức tạp của Đài Loan, các hệ thống núi thường tương tác với hệ thống front gây ra mưa địa hình rất lớn (Kuo và Chen 1990). Hầu hết phần phía tây của Đài Loan thể hiện đối lưu mạnh mẽ với mưa lớn trong khi đó phần phía đông, đối lưu lại bị yếu đi và có lượng mưa nhỏ (Trier và các đồng tác giả 1990).

1.5.2. Vai trò của dòng xiết gió tây trên cao

Các kết quả nghiên cứu của Sampe và Xie (2010) cho thấy là dòng gió nam mực thấp và dòng xiết gió tây ở tầng đối lưu giữa là những nhân tố quan trọng quyết định sự hình thành của front BMF. Nghiên cứu này cho thấy mối quan hệ giữa bình lưu nóng bởi dòng gió tây và chuyển động thẳng dọc dài mưa BMF vào cuối tháng Năm đến tháng Tám trong tầng đối lưu giữa (Hình 1.5.2).

Như ta đã biết thì sự bốc hơi tại các bề mặt khác nhau sẽ tạo điều kiện làm tăng cường đối lưu phát triển. Tuy nhiên theo nghiên cứu của Sampe và Xie (2010) thì dòng xiết gió tây cũng chính là nguyên nhân làm tăng cường đối lưu của front BMF và là dòng dẫn đường cho các nhiễu động qui mô vừa di chuyển theo dòng trung bình trong khu vực front Meiyu. Ngoài ra, độ bất ổn định đối lưu lớn cùng với chuyển động thẳng xảy ra với tần suất nhiều hơn trong dải mưa BMF. Do vậy, sự sắp xếp của dòng xiết gió tây mực đối lưu giữa và dải mưa BMF không chỉ là sự trùng hợp ngẫu nhiên mà còn phản ánh quá trình động lực của dải mưa. Dòng xiết duy trì là do bình lưu nóng và các nhiễu động qui mô vừa mà nó mang tới.

1.5.3. Vai trò của các nhiễu động qui mô vừa

Những nghiên cứu của Ding (1992) cũng cho thấy mưa lớn trong suốt thời gian Meiyu chủ yếu được tạo ra bởi các nhiễu động quy mô vừa α và β . Cũng theo nghiên cứu của Yasunari và Miwa (2006) thì sự xuất hiện của xoáy thuận rìa cao nguyên Tibet cũng giống như sự tương tác giữa các sóng hướng tây vĩ độ trung bình với qui mô thời gian khoảng hai tuần một lần qua cao nguyên Tibet và dao động

chu kỳ ngắn hơn của rãnh gió mùa qua lục địa Ấn Độ với chu kỳ 4 đến 7 ngày. Các xoáy này gây ra dòng xiết mực thấp cùng với luồng ẩm cuốn vào phía đông của nó, điều này sẽ kích thích sự phát triển của hệ thống mây qui mô vừa α gần với front Meiyu qua Trung Quốc.

1.6. Các đặc điểm về mưa Meiyu

1.6.1. Sự phân bố của dải mưa Meiyu

Trung bình dải mưa Meiyu tồn tại từ 4 đến 5 ngày, trong đó cũng có trường hợp đặc biệt kéo dài đến trên 10 ngày. Theo Chen (2006), một vài dải mưa di chuyển chậm về phía tây bắc và sau đó xuống vùng biển Đông, trong trường hợp này các dải mưa tồn tại qua nam Trung Quốc và Đài Loan sẽ gây ra mưa và lũ đặc biệt lớn. Sự kết hợp giữa front Meiyu và các sóng ngắn sẽ gây mưa lớn ở Đài Loan. Trung bình có khoảng 7 dải mưa trong 1 năm (35%) qua vùng châu thổ sông Châu Giang, trong khi có khoảng 5 dải mưa trong 1 năm (30%) qua Đài Loan.

1.6.2. Phân bố mưa

Cũng theo nghiên cứu của Xu cùng các đồng tác giả (2009) cho thấy, trung bình khoảng 18 ngày trong 1 năm có dải mưa Meiyu ở nam Trung Quốc và Đài Loan. Trong suốt thời kỳ mùa Meiyu, lượng mưa cực đại đo được là 500 mm ở vùng châu thổ sông Châu Giang và chân cao nguyên Vân Quý. Hai điểm mưa cực đại khác cũng xảy ra tại núi Vũ Di và qua vùng tây nam của Đài Loan. Mưa trong dải mưa Meiyu chiếm khoảng 70% tổng lượng mưa trong mùa Meiyu với lượng mưa tập trung chính ở dải mưa hẹp, khoảng 75% lượng giáng thủy rơi xuống ở dải có độ rộng 4° (Hình 1.6.2). Thời kỳ gián đoạn Meiyu chiếm hơn một nửa số ngày nhưng chỉ chiếm khoảng 30% lượng mưa mùa.

Như vậy, các nghiên cứu của các tác giả trên thế giới gợi ra một số vấn đề cần lưu ý đối với các nghiên cứu về gió mùa mùa hè ở Việt Nam. Thứ nhất, front BMF có ảnh hưởng tới khu vực gió mùa mùa hè Ấn Độ, nơi nằm xa hơn rất nhiều so với Việt Nam kể từ vị trí trung bình khí hậu của front, và đã được nghiên cứu chi tiết. Thứ hai, theo thống kê của các tác giả thì rất nhiều trường hợp front Meiyu hình thành và di chuyển qua vĩ tuyến 20°N đến Việt Nam, ít nhất gây ảnh hưởng trực tiếp đến thời tiết miền bắc Việt Nam. Tuy nhiên, các nghiên cứu về front Meiyu và ảnh hưởng của nó hầu như chưa có ở Việt Nam. Thứ ba, theo các nghiên cứu được đề cập đến trong chương này thì hai cấu thành quan trọng của front Meiyu là dòng xiết mực thấp và dòng vận chuyển ẩm cung cấp cho front đều có thể đi

ngang qua Đông Dương trong đó có Việt Nam. Ngoài ra, xoáy tây nam và dòng xiết trên cao không phải là đối tượng synop không có khả năng ảnh hưởng đến Việt Nam. Chính vì thế mục tiêu chính của luận văn là có những trả lời bước đầu cho câu hỏi liệu thời tiết Việt Nam có bị ảnh hưởng bởi front BMF hay không? Nếu có thì nhân tố chính có thể là gì? Vai trò của dòng xiết trên cao là như thế nào? Trong luận văn này không đặt vấn đề dự báo định lượng mưa bằng mô hình số khi front BMF thịnh hành, mặc dù các kết quả của nó có thể tham khảo rất tốt cho công tác dự báo.

CHƯƠNG II. CẤU HÌNH MÔ PHÒNG SỐ VÀ NGUỒN SỐ LIỆU

2.1. Giới thiệu về mô hình RAMS

Mô hình RAMS ((Regional Atmospheric Modeling System) được trường Đại học bang Colorado kết hợp với ASTER division- thuộc Mission Research Corporation phát triển đa mục đích. RAMS là một mô hình dự báo số với qui mô mô phỏng từ cỡ qui mô hành tinh đến vừa cho đến cực nhỏ (độ phân giải lưới ngang có thể đạt 1 cm). Ngoài mục đích mô phỏng, RAMS cũng được ứng dụng trong dự báo thời tiết nghiệp vụ và quản lý chất lượng môi trường không khí.

Ở Việt Nam, mô hình RAMS đã được đưa vào nghiên cứu từ năm 2001 và áp dụng thành công cho nhiều bài toán dự báo. Mô hình cũng được giới thiệu trong nhiều công trình nghiên cứu và các luận án tiến sỹ, luận văn thạc sỹ. Do vậy, trong luận văn này, tác giả xin phép không giới thiệu lại các phương trình cũng như các quá trình vật lý sử dụng trong mô hình. Ngoài ra để biết thêm thông tin chi tiết, có thể tham khảo tại Website <http://www.atmet.com>

2.2. Cấu hình miền tính

Trong các nghiên cứu, mô hình RAMS được sử dụng với tâm miền tính đặt tại 35°N và 108°E, sử dụng phép chiếu cực. Cấu hình miền tính bao gồm 207 x 161 điểm lưới theo phương vĩ tuyến và kinh tuyến với 30 mực theo phương thẳng đứng. Khoảng cách giữa các điểm lưới ngang là 45 km. Lớp dưới cùng dày 100 m, độ dày các lớp tiếp theo bằng độ dày lớp ngay sát bên dưới nhân với 1,15. Khi độ dày lớp đạt 1200 m, các lớp tiếp theo đó sẽ được gán bằng 1200 m. Bước thời gian tích phân là 30 giây, các sơ đồ tham số hóa đối lưu và sơ đồ bức xạ được kích hoạt 5

phút một lần. Sơ đồ tham số hóa đối lưu là sơ đồ Kain-Fritsch do TS. Nguyễn Minh Trường và các ĐTG (2009) cải tiến.

2.3. Điều kiện biên và điều kiện ban đầu

Mô hình được ban đầu hóa sử dụng số liệu tái phân tích NCAR-NCEP của NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Các điều kiện biên trong quá trình tích phân được cập nhật 6 giờ một lần cũng sử dụng các trường tái phân tích này. Nhiệt độ mặt nước biển sử dụng cho ban đầu hóa mô hình là nhiệt độ mặt nước biển trung bình tuần với độ phân giải $1^\circ \times 1^\circ$

2.4. Trường tái phân tích của một số trường hợp mô phỏng front Meiyu

2.4.1. Trường hợp 1: Năm 2003

Hình 2.4.1 đưa ra bản đồ phân tích trường nhiệt độ và độ ẩm (bên trái) và vecto gió và độ cao địa thế vị (bên phải) mực 700 hPa lúc 12 UTC từ ngày 14 đến 19/05/2003. Mặc dù các đường đẳng áp khá thưa nhưng cũng có thể nhận thấy một dải front bên trên vĩ độ 25°N bắt đầu hình thành trong ngày 15, duy trì trong ngày 16 và 17, đến ngày 18 và 19 bắt đầu suy yếu và tan rã dần. Độ ẩm không khí tương đối trong những ngày tồn tại dải front khá dồi dào.

Cùng lúc đó trên mực 300 hPa (Hình 2.4.2), dòng xiết trên cao duy trì với tốc độ khá mạnh, khu vực tồn tại dải front đều có vận tốc gió xấp xỉ 50 m/s.

2.4.2. Trường hợp 2: Năm 2005

Hình 2.4.3 đưa ra bản đồ phân tích trường nhiệt độ và độ ẩm (bên trái) và vecto gió và độ cao địa thế vị (bên phải) mực 700 hPa lúc 12 UTC từ ngày 18 đến 23/06/2005. Có thể quan sát thấy dải front duy trì trong các ngày từ 18 đến 21 và ảnh hưởng đến cả khu vực Bắc Bộ của Việt Nam. Ngày 22, ngày 23, dải front chỉ còn mạnh trên phạm vi ngoài kinh tuyến 105°E . Độ ẩm trung bình trên 90% luôn duy trì dọc dải front khoảng từ 23°N đến 30°N .

Trên mực 300 hPa (Hình 2.4.4) dòng xiết luôn duy trì, tuy nhiên mức độ hoạt động yếu hơn trường hợp 1 và có dấu hiệu hạ thấp trực bắt đầu từ ngày 21/06/2005

2.4.3. Trường hợp 3: Năm 2006

Trong suốt thời kỳ từ ngày 05 đến 09/06/2006, dải front với độ hội tụ ẩm lớn tồn tại từ vĩ độ 105°N đến 140°N với phía bắc là hướng gió bắc đến tây bắc, phía nam là dòng xiết mực thấp tây đến tây nam (Hình 2.4.5)

Trên mực 300 hPa, dòng xiết trong các ngày từ 05 đến 08 hoạt động ở các vĩ độ cao, đến ngày 09 và 10 bắt đầu hoạt động mạnh và lan dần xuống vĩ độ thấp hơn, khoảng 23°N (Hình 2.4.6).

2.4.4. Trường hợp 4: Năm 2007

Hình 2.4.7 đưa ra bản đồ phân tích trường nhiệt độ và độ ẩm cùng vectơ gió và độ cao địa thế vị mực 700 trong các ngày từ 06 đến 11/07/2007. Có thể quan sát thấy dải front trong trường hợp này hoạt động ở vĩ độ khá xa, khoảng 28°N đến 35°N . Từ ngày 09 dải front thu hẹp phạm vi hoạt động, chỉ còn ảnh hưởng đến phía nam khu vực Hàn Quốc và Nhật Bản.

Dòng xiết trên cao trong trường hợp này (Hình 2.4.8) hầu như chỉ hoạt động trên vĩ độ 30°N và không có biểu hiện lan dần xuống các vĩ độ thấp hơn.

So với ba trường hợp trước, độ ẩm và dòng xiết trên cao trong trường hợp năm 2007 có cường độ yếu hơn và phạm vi hoạt động chủ yếu trên các vĩ độ cao.

CHƯƠNG III. MỘT SỐ KẾT QUẢ MÔ PHỎNG

3.1. Trường hợp 1: Năm 2003

Trường hợp này mô hình tiến hành tích phân từ ngày 07 đến ngày 21/05/2003 (Chen cùng các đồng tác giả 2008)

3.1.1. Đặc điểm hoàn lưu thời kỳ front Meiyu

Trên Hình 3.1.1 đưa ra kết quả mô phỏng trường nhiệt độ thể tương đương và vector gió mực 700 hPa cho các ngày 16 đến 18 tháng 05 năm 2003 vào lúc 12UTC. Theo đó, từ ngày 15 đã quan sát thấy đường đẳng nhiệt cùng tốc độ gió khá ken xít ở vĩ độ 25 đến 30°N . Sang ngày 16 và ngày 17, rãnh lạnh di chuyển dần sang phía đông dẫn đến front Meiyu được hình thành rõ hơn với trục hạ thấp kéo dài từ miền trung Trung Quốc đến Nhật Bản. Ngày 18 và ngày 19 front có biểu hiện suy yếu và tan rã dần (Hình 3.1.1)

Trong các ngày này gió tây đến tây bắc ôn đới thành hành ở phía bắc front Meiyu, trong khi gió tây đến tây nam nhiệt đới (dòng xiết mực thấp) phát triển và thổi mạnh ở phía bắc của Việt Nam, là nguồn cung cấp ẩm quan trọng cho front. Dòng gió tây đến tây nam này được cho là đến từ các hệ thống sau: một là từ rìa phía tây của áp cao cận nhiệt tây Thái Bình Dương, hai là dòng gió tây nam vượt xích đạo mực thấp từ áp cao Mascarenes phát triển mạnh cùng với dòng xiết Somali phía đông Ấn Độ và biển Ả Rập. Ngoài ra, dòng gió tây ở rìa phía nam của cao nguyên Tibet thổi qua Myanmar đến Việt Nam, được cho là có khả năng mang theo các nhiễu động qui mô vừa, cũng được quan sát thấy. Trên mực 300 hPa, rãnh lạnh khơi sâu hơn nhiều tạo ra dòng xiết trên cao thổi từ phía bắc cao nguyên Tibet đến Nhật Bản và các đoạn front rất mạnh, kéo dài và phát triển cùng với sự phát triển

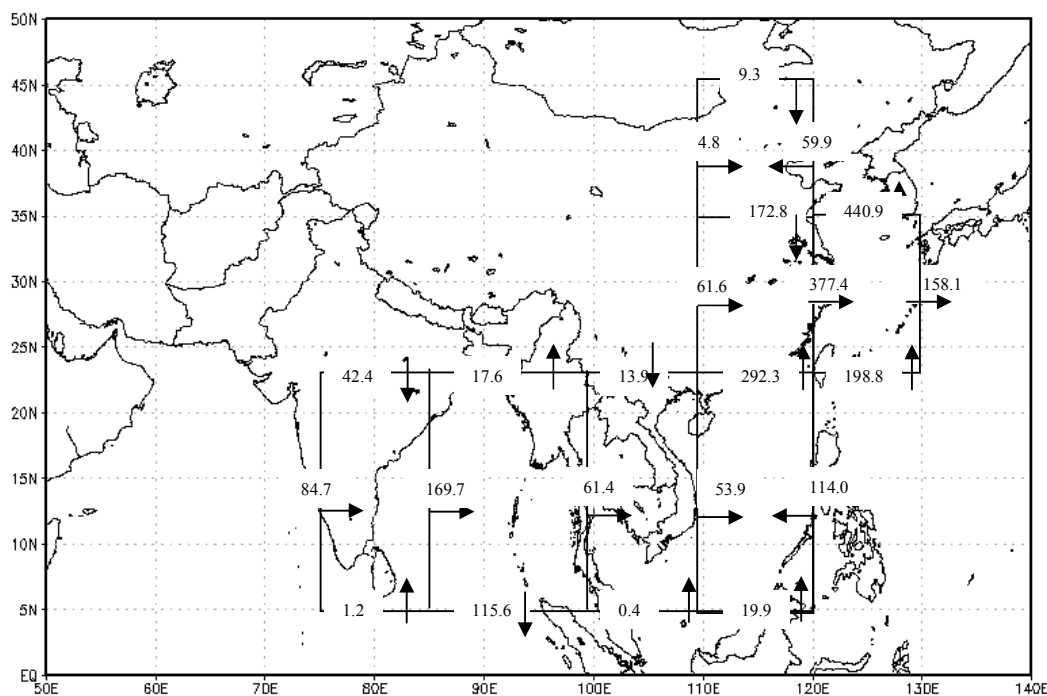
của dòng xiết trên cao (Hình 3.1.2). Kết quả cũng cho thấy ngày 18, ngày 19 khi front bắt đầu có dấu hiệu suy yếu và tan rã, rãnh lạnh trên cao hạ xuống các vĩ độ thấp hơn thì cũng là lúc dải mưa Meiyu có những thay đổi về vị trí (điều này sẽ được chỉ ra rõ hơn trong phần về dải mưa Meiyu).

3.1.2. Vận chuyển ẩm

Như ta đã biết, cơ chế quan trọng cho sự bùng phát đối lưu qui mô lớn là sự hội tụ ẩm, đốt nóng bề mặt và độ đứt gió theo phương thẳng đứng phải đủ lớn. Trong đó cường độ hội tụ ẩm đóng vai trò cực kỳ quan trọng. Để làm sáng tỏ nguồn ẩm hình thành nên front Meiyu, tác giả đã tính đến quá trình vận chuyển ẩm trong các mô phỏng. Hình 3.1.3 biểu diễn sự vận chuyển ẩm trung bình trong lớp mô hình 3158 m dưới cùng từ ngày 14 đến 19 tháng 05 năm 2003. Thông lượng ẩm được tính theo công thức sau:

$$Q = \frac{1}{g} \int_{p_0}^p q V dp$$

Trong đó: Q : là thông lượng ẩm (kg/ms); V là vector gió (m/s); q là tỉ ẩm (g/kg); g là gia tốc trọng trường (m/s^2); p và p_0 tương ứng là giới hạn khí áp trên và bên dưới của cột khí được xem xét.



Hình 3.1.3: Sự vận chuyển ẩm trung bình trong lớp mô hình 3158 m dưới cùng từ ngày 14 đến 19 tháng 05 năm 2003, đơn vị kg/ms

Có thể nhận thấy nguồn ẩm cung cấp chính cho dải mưa Meiyu có nguồn gốc từ dòng xiết Somali phía đông Ấn Độ và biển Ả Rập, sau đó đi qua Ấn Độ Dương và vịnh Bengal thì tiếp tục tăng độ ẩm đi vào bán đảo Đông Dương. Nguồn ẩm từ biển Đông lên phía bắc cũng khá lớn (292.3 kg/ms và 198.8 kg/ms), được cung cấp từ nhánh phía bắc của áp cao cận nhiệt đới tây Thái Bình Dương. Nguồn ẩm được cho là đến từ áp cao Úc châu trong trường hợp này là ít. Dòng ẩm từ miền trung Trung Quốc đến phía bắc Việt Nam cũng được quan sát thấy trong trường hợp này (13.9 kg/ms). Như vậy, cùng với sự phát triển của gió tây nam nhiệt đới, một lượng ẩm lớn đã được vận chuyển vào khu vực front Meiyu kết hợp với các điều kiện nhiệt lực có sẵn nơi đây hình thành những vùng đối lưu gây mưa trên khu vực rộng lớn.

3.1.3. Mưa Meiyu

Lượng mưa mô phỏng từ ngày 14 đến 19 tháng 05 năm 2003 được chỉ ra trong Hình 3.1.4 với sự phù hợp rất tốt so với mưa quan trắc bằng vệ tinh TRMM (Hình 3.1.5). Có thể quan sát thấy mưa Meiyu dưới dạng dải rất rõ phát triển cũng với sự phát triển của front từ miền trung Trung Quốc đến Nhật Bản. Dải mưa này hoạt động mạnh nhất trong ngày 16, ngày 17 và có xu hướng dịch dần xuống vĩ độ thấp trong ngày 17 và 18. Từ ngày 18, front suy yếu và tan rã, dẫn đến dải mưa cũng bắt đầu suy yếu và tan rã trong ngày 18 và 19. Điều đáng nói là trong ngày 17 và 18, khi dải mưa hạ thấp xuống thì vùng núi phía bắc và khu Đông Bắc của Việt Nam cũng bị ảnh hưởng (vệ tinh TRMM đã thể hiện rõ điều này) và theo số liệu quan trắc thực tế tại Việt Nam thì lượng mưa đo được dao động từ 30 – 50 mm (Hình 3.1.6). Trong trường hợp này, mô hình cũng cho mưa xuất hiện trên lãnh thổ Việt Nam nhưng lượng mưa nhỏ hơn. Lưu ý là mục tiêu của luận văn không phải là mô phỏng chính xác lượng mưa, do vậy lưới mô hình được chọn là thô (45 km). Như vậy, dải mưa này cũng phần nào đóng góp vào lượng mưa tại phía bắc Việt Nam, đặc biệt lưu ý khi rãnh lạnh trên cao khoi sâu và hạ thấp xuống các vĩ độ thấp sẽ càng tạo điều kiện cho dải mưa này ảnh hưởng tới khu vực Bắc Bộ. Một điều thú vị khác là mặc dù mưa lớn quan trắc thấy trên một lãnh thổ rộng lớn của Đông Á nhưng trên khu vực Ấn Độ lại hầu như không xuất hiện mưa lớn diện rộng. Điều này minh chứng là gió mùa Đông Á không phải sự phát triển đơn giản về phía đông của gió mùa Ấn Độ (theo Ding và các đồng tác giả năm 2005).

3.1.4. Vai trò của dòng xiết trên cao

Trong các nghiên cứu về front BMF, các tác giả luôn nhận thấy sự xuất hiện của dòng xiết trên cao (theo Ninomiya và các đồng tác giả năm 2007). Do vậy, để đánh giá vai trò của dòng xiết trên cao, trong nghiên cứu này vận tốc gió sẽ được làm giảm bởi

$$|V| = 45 + 0.3(|V| - 45), \quad |V| \geq 45 \text{ ms}^{-1}$$

$$|V| = |V|, \quad |V| < 45 \text{ ms}^{-1}$$

Phương trình trên chỉ được áp dụng trên vùng biên phía đông và phía tây của miền tính. Như vậy chỉ có phần vận tốc gió lớn hơn 45 ms^{-1} bị làm giảm đi một lượng 70%, trong khi hướng gió vẫn được giữ nguyên, hay nói cách khác là không làm thay đổi hội tụ hay phân kỳ về hướng. Phương trình trên cũng đảm bảo rằng chỉ có vận tốc gió ở vùng biên phía đông và phía tây với độ cao tối thiểu trên mực 500 hPa mới bị làm giảm. Vì vùng biên phía đông và phía tây nằm rất xa khu vực front Meiyu, do vậy giả thiết là chúng không gây ảnh hưởng vào vùng trung tâm. Để thuận tiện, mô phỏng này được ký hiệu là Jmod còn mô phỏng trong trường hợp ban đầu gọi là Ctrl.

Hiệu nhiệt độ thế ảo mực 300 hPa giữa hai mô phỏng Ctrl và Jmod được chỉ ra trong Hình 3.1.7. Theo đó, thì có sự mô phỏng khá tốt giữa vùng “làm lạnh” và “đốt nóng” trong thời kỳ tồn tại front Meiyu (ngày 16, ngày 17 và ngày 18), ngày 19 khi front này tan rã cũng là lúc phân vùng trên có sự đổi chiều. Sự phân vùng này cho thấy rõ là khi dòng xiết trên cao suy yếu thì biên độ rãnh lạnh khu vực Đông Á giảm đi và do đó các mặt đẳng nhiệt độ thế nghiêng ít hơn.

Để xem xét ảnh hưởng của dòng xiết trên cao đến nửa dưới tầng đối lưu, Hình 3.1.8 đưa ra hiệu nhiệt độ thế ảo mực 700 hPa giữa hai mô phỏng Ctrl và Jmod. Tại mực 700 hPa, vận tốc gió chắc chắn không đạt đến 45 ms^{-1} do vậy các biến đổi ở đây là do dòng trên cao ảnh hưởng tới. Có thể nhận thấy sự phân vùng “đốt nóng” và “làm lạnh” trong mực này phân tán so với mực 300 hPa. Tuy nhiên, trong các ngày front hình thành và phát triển có thể thấy sự biến đổi của phân vùng “đốt nóng” và “làm lạnh” từ vĩ độ cao xuống đến các vĩ độ thấp. Ngày 19, khi front bắt đầu có biểu hiện tan rã thì sự phân vùng có sự đảo ngược, vùng “đốt nóng” bắt đầu xuất hiện ở khoảng 33°N đến 43°N , 103°E đến 113°E .

Hình 3.1.9 đưa ra chênh lệch lượng mưa mô phỏng tích lũy 24 giờ giữa hai mô phỏng Ctrl và Jmod. Theo đó, trong những ngày dải mưa Meiyu tồn tại thì việc giảm dòng xiết trên cao sẽ góp phần làm giảm lượng mưa trên dải mưa này, đồng thời có thể thấy các khu vực tăng và giảm lượng mưa. Chênh lệch lượng mưa giữa hai tình huống mô phỏng thể hiện rõ ở qui mô vừa. Điều này một lần nữa minh họa hiệu ứng qui mô vừa của dòng xiết trên cao. Đáng chú ý là khi giảm cường độ dòng xiết trên cao lại dẫn đến lượng mưa tăng ở hầu hết các khu vực thuộc vịnh Bengal,

nơi gió mùa tây nam vượt bán cầu hội tụ ẩm ở khu vực này (ngày 18 và 19). Đây cũng là thời kỳ dải mưa Meiyu bắt đầu lan dần xuống phía nam, có dấu hiệu tan rã và mưa có xu hướng tăng tại các tỉnh thuộc Đông Bắc nước ta.

3.2. Trường hợp 2: Năm 2005

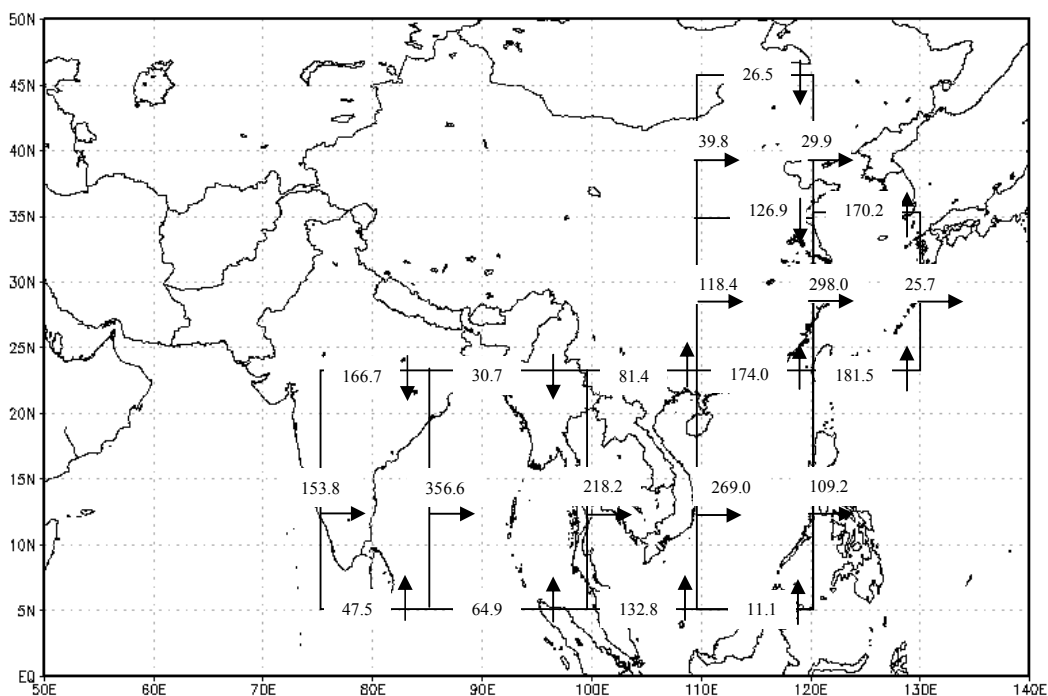
Trường hợp này mô hình tiến hành tích phân từ ngày 10 đến ngày 24/06/2005 (Xu và các đồng tác giả 2009)

3.2.1. Đặc điểm hoàn lưu thời kỳ front Meiyu

Khác hơn một chút so với trường hợp 1 (Hình 3.2.1), lúc này áp thấp Nam Á (tâm ở Ấn Độ và Pakistan) mở rộng một rãnh sang phía đông và hoàn lưu tây nam không chế trên toàn khu vực Đông Nam Á. Như vậy, ở phía tây của Việt Nam là hệ thống gió theo hướng tây đến tây nam kéo dài từ Ấn Độ qua vịnh Bengal tới Việt Nam, kết hợp với dòng khí vượt xích đạo từ áp cao Úc châu, trong khi phía đông vẫn là sự khống chế của áp cao cận nhiệt tây Thái Bình Dương với hướng gió tây nam ở phần phía bắc. Từ mực mặt đất đến 700 hPa, dòng xiết mực thấp tồn tại trên vĩ độ khoảng $24 - 25^{\circ}\text{N}$ và kéo dài từ khoảng kinh tuyến 105 đến 140°E gắn với front Meiyu hình thành và duy trì trong khoảng thời gian từ ngày 18 đến ngày 22. Ngày 23, front này biểu hiện đứt quãng và suy yếu dần.

Cùng lúc này, trên mực 300 hPa rãnh gió tây ngoại nhiệt đới Đông Á khơi sâu, hoạt động mạnh mẽ hơn so với trường hợp 1 (Hình 3.2.2). Rãnh gió tây này duy trì trong các ngày từ 18 đến ngày 20, sang ngày 21 và 22 lan truyền sang phía đông và đến ngày 23 thì suy yếu hẳn. Đặc biệt chú ý ở đây là rãnh gió tây hạ thấp dần từ 30°N đến 25°N trong ngày 21 và 22. Đến ngày 23 thì hoàn toàn suy yếu hẳn

3.2.2. Vận chuyển ẩm



Hình 3.2.3. Sự vận chuyển ẩm trung bình trong lớp mô hình 3158 m dưới cùng từ ngày 18 đến 23 tháng 06 năm 2005, đơn vị kg/ms

3.2.3. Mưa Meiyu

Trong những ngày này dải mưa Meiyu luôn tồn tại và kéo dài từ vĩ độ 23 đến 30°N và 105 đến 140°E. Có thể thấy sự phù hợp khá tốt giữa mưa mô phỏng từ mô hình (Hình 3.2.4) và lượng mưa quan trắc từ vệ tinh TRMM (Hình 3.2.5). Dải mưa này bắt đầu hoạt động và gây mưa cho các tỉnh thuộc miền nam Trung Quốc và Nhật Bản trong ngày 18 và 19. Thời kỳ từ ngày 20 đến ngày 22, dải mưa hoạt động mạnh nhất và lan dần xuống vĩ độ thấp hơn. Có thể nhận thấy trong những ngày này mưa tại các tỉnh thuộc khu vực Bắc Bộ tăng lên đáng kể. Tổng lượng mưa theo mô phỏng từ mô hình đạt ngưỡng mưa vừa đến mưa to. Ngày 23, dải mưa này tan rã dần, tuy nhiên nó vẫn để lại một lượng mưa lớn ở khu vực phía bắc Việt Nam. Bên cạnh đó trong các ngày 22 và 23 cũng quan sát thấy lượng mưa tăng trên khu vực Tây Nguyên và Nam Bộ của Việt Nam.

Theo số liệu quan trắc thực tế từ Hình 3.2.6 cho thấy trong ngày 21 mưa bắt đầu xuất hiện tại vùng núi phía bắc Bắc Bộ, ngày 22 lan dần tới các tỉnh thuộc miền cực tây và đến ngày 23 mưa phổ biến trên toàn khu vực Bắc Bộ và Thanh Hóa. Tổng lượng mưa trong đợt này phổ biến từ 40 – 70 mm tại khu vực đồng bằng và

50 – 100 mm cho khu vực vùng núi. Mưa trong đợt này nhiều hơn trường hợp 1 và khá phù hợp với mô phỏng của mô hình (front trong trường hợp này hoạt động mạnh mẽ hơn, rãnh lạnh khơi sâu hơn và trục của front bắt đầu hạ xuống các vĩ độ thấp). Tuy không mưa đồng đều như ở Bắc Bộ, tuy nhiên theo quan trắc thực tế tại phía nam Tây Nguyên và Nam Bộ cũng đo được lượng mưa dao động từ 20 – 70 mm.

Cả hai trường hợp 1 và 2 đều cho thấy khi dải mưa Meiyu bắt đầu tan rã cũng là lúc rãnh lạnh trên cao hạ xuống các vĩ độ thấp hơn và chuyển sang một giai đoạn mới thì mưa tại các tỉnh thuộc Bắc Bộ nước ta cũng có dấu hiệu tăng lên đáng kể.

3.2.4. Vai trò của dòng xiết trên cao

Cũng giống như trường hợp 1, vận tốc gió trên các mực cao hơn 500 hPa đã được làm giảm đi một lượng. Hiệu giữa hai mô phỏng Ctrl và Jmod trong trường hợp này được chỉ ra trong Hình 3.2.7. Tuy nhiên do dòng xiết trên cao trong trường hợp này như đã phân tích ở trên là mạnh và hạ thấp trục nên có sự chênh lệch khá lớn về biên độ của rãnh Đông Á trong ngày 21 và 22. Có thể thấy trong hai ngày này, khi giảm cường độ dòng xiết trên cao, biên độ phía bên phải trục rãnh Đông Á giảm đáng kể và chắc chắn sự thay đổi cường độ dòng dẫn trên cao sẽ dẫn đến hệ quả là sự phân bố lại mưa trên khu vực Đông Á (điều này sẽ được chỉ ra rõ hơn trong phần trình bày về sự chênh lệch lượng mưa giữa hai mô phỏng).

Hình 3.2.8 đưa ra hiệu nhiệt độ thế ảo mực 700 hPa giữa hai mô phỏng Ctrl và Jmod. Cũng giống như trường hợp 1, trong trường hợp này có thể thấy sự xuất hiện luân phiên của các vùng “đốt nóng” và “làm lạnh” trong khu vực front Meiyu. Tuy nhiên, hiệu ứng “đốt nóng” và “làm lạnh” ở đây cũng phân tán nhiều hơn so với mực 300 hPa. Lưu ý trong các ngày 19 đến 22, tại Bắc Bộ của Việt Nam, khi giảm cường độ dòng xiết trên cao thì sự phân vùng ở đây là nóng, trong khi ngày 23 thì ngược lại hoàn toàn, sự phân vùng là lạnh. Như vậy, sự ảnh hưởng của cường độ dòng xiết trên cao có thể lan xa về các vĩ độ thấp như Việt Nam trong nửa dưới tầng đối lưu. Điều này phù hợp với nghiên cứu cảnh báo của Sampe và Xie (2010), dựa trên các nguồn số liệu tái phân tích là dòng xiết trên cao có thể kích thích sự hình thành và dẫn đường các nhiễu động qui mô vừa di chuyển theo dòng trung bình trong khu vực front Meiyu.

Hình 3.2.9 đưa ra chênh lệch lượng mưa mô phỏng tích lũy 24 giờ giữa hai mô phỏng Ctrl và Jmod. Rõ ràng sự thay đổi cường độ dòng xiết trên cao dẫn đến

sự tăng hoặc giảm của lượng mưa mô phỏng trên dải mưa Meiyu, đặc biệt qua miền trung Trung Quốc và phía nam Nhật Bản. Lưu ý trong các ngày 18 và 19, sự tăng hay giảm của lượng mưa xảy ra ở khoảng vĩ độ 30°N , nhưng đến ngày 20 đến 22, sự thay đổi này đã dịch dần về phía nam, khoảng $23 - 25^{\circ}\text{N}$. Ngày 22 và 23, cũng nhận thấy sự tăng lên của lượng mưa tại vùng núi phía bắc của Việt Nam. Những điểm mưa tăng có thể đạt giá trị trên 20 mm

3.3. Trường hợp 3: Năm 2006

Trường hợp này mô hình tiến hành tích phân từ ngày 28/05 đến ngày 11/06/2006 (Sampe và Xie 2010)

3.3.1. Đặc điểm hoàn lưu thời kỳ front Meiyu

Hoàn lưu trong trường hợp này cũng không khác nhiều so với hai trường hợp trước (Hình 3.3.1). Tuy nhiên, trường hợp này front Meiyu được mô phỏng có vị trí thấp hơn, sát qua Bắc Bộ của Việt Nam, bằng chứng là dòng xiết mực thấp với đới gió tây đến tây nam ken xít và kéo dài trên phạm vi rộng lớn từ 20 đến 35°N . Ngoài ra trong trường hợp này, áp cao cận nhiệt đới tây Thái Bình Dương cũng hoạt động mạnh hơn và cung cấp một nguồn ẩm lớn cho front. Dải mưa Meiyu bắt đầu được hình thành trong ngày 05 và 06/06/2006, hoạt động mạnh trong ngày 08 và 09/06/2006 và bắt đầu có dấu hiệu tan rã trong ngày 10/06/2006.

Cùng lúc này, trên mực 300 hPa (Hình 3.3.2), rãnh gió tây ngoại nhiệt đới Đông Á bắt đầu có dấu hiệu khơi sâu hơn từ ngày 08 và lan dần xuống các vĩ độ thấp hơn trong ngày 09 và 10. Trường hợp này, trục rãnh có vị trí gần Việt Nam hơn, khoảng 110°E , trong khi trường hợp hai khoảng 125°E . Như vậy có thể thấy sự hoạt động mạnh và khơi sâu của rãnh này chính là nguyên nhân khiến dải mưa Meiyu hoạt động mạnh và hạ xuống các vĩ độ thấp.

3.3.2. Vận chuyển ẩm

Cũng giống như năm 2005, nguồn cung cấp ẩm chính cho dải mưa Meiyu trong trường hợp này có nguồn gốc từ dòng xiết Somali cùng với dòng khí vượt xích đạo từ áp cao Úc châu, qua vịnh Belgal, vịnh Thái Lan tăng ẩm mạnh hơn nhất cùng dòng khí thổi từ rìa phía tây của áp cao cận nhiệt đới tây Thái Bình Dương tạo dải thời tiết xấu gây mưa lớn cho khu vực Đông Á. Tương tự như trường hợp năm 2003, một dòng ẩm lớn cũng được quan sát thấy vận chuyển về phía nam cao nguyên Tibet (147.9 kg/ms) và dòng ẩm được vận chuyển từ miền trung Trung Quốc đến phía bắc Việt Nam (24.6 kg/ms) (Hình 3.3.3).

3.3.3. *Mưa Meiyu*

Hình 3.3.4 mô phỏng lượng mưa trong các ngày từ 05 đến 10/06/2006. Có thể thấy dải mưa kéo dài từ Bắc Bộ của Việt Nam đến miền nam Nhật Bản. Dải mưa mô phỏng từ mô hình có khác biệt một chút so với mưa đo bằng vệ tinh TRMM trong Hình 3.3.5. Trong Hình 3.3.5, dải mưa tuy có hạ thấp, tuy nhiên mức độ ảnh hưởng của nó chỉ đến vùng núi phía bắc Việt Nam không bao trùm toàn bộ Bắc Bộ trong các ngày từ 05 đến 08. tuy nhiên đến ngày 09 và 10, có sự phù hợp khá tốt giữa mưa mô phỏng từ mô hình và mưa đo từ vệ tinh TRMM. Dải mưa trong ngày 09 còn duy trì đến 140°E nhưng đến ngày 10, mưa mô phỏng và mưa từ vệ tinh đều có sự phù hợp khi chỉ cho dải mưa kéo dài đến 130°E.

Theo kết quả qua trắc tại các trạm của Việt Nam thì trong thời kỳ đầu cũng không quan trắc thấy mưa tại Bắc Bộ, nhưng sang ngày 09 và 10, lượng mưa đo được tại các trạm thuộc khu vực này cũng đạt đến ngưỡng mưa vừa, mưa to (Hình 3.3.6). Một sự trùng hợp thú vị là trước khi dải mưa Meiyu bắt đầu có dấu hiệu tan rã cũng là lúc rãnh trên mực cao hạ thấp xuống vĩ độ thấp và chuyển sang pha mới, mưa tại khu vực Việt Nam mà ở đây là các tỉnh thuộc Bắc Bộ đều có dấu hiệu tăng lên cả về diện mưa và lượng mưa. Những đợt mưa theo hình thế nêu trên thường kéo dài trong khoảng 1 đến 2 ngày.

3.3.4. *Vai trò của dòng xiết trên cao*

So với hai trường hợp trước, sự chênh lệch giữa hai mô phỏng ở đây là khá lớn (Hình 3.3.7), những vùng trung tâm đều lên đến 4°K. Như vậy, sự khác biệt giữa hai mô phỏng ngoài sự thể hiện sự chênh lệch biên độ của rãnh Đông Á còn thể hiện tốc độ nhanh, chậm của sự lan truyền các sóng trên mực cao. Trường hợp dòng xiết trên cao hoạt động mạnh với cường độ lớn thì khả năng duy trì của nó cũng kéo dài hơn trường hợp ngược lại. Lưu ý trong ngày 10, các mực thấp đã có biểu hiện quá trình tan rã của front, tuy nhiên trên mực cao, các quá trình sóng, rãnh còn duy trì và hoạt động mạnh, báo hiệu một sự biến đổi lớn ở các vĩ độ thấp và điều này đã được chứng minh trong mô phỏng của mô hình là mưa lượng lớn trên toàn bộ khu vực Bắc Bộ của Việt Nam.

Hình 3.3.8 đưa ra hiệu nhiệt độ thế ảo mực 700 hPa giữa hai mô phỏng. Cũng giống như các trường hợp trước, sự khác biệt ở mực này lớn và phân tán nhiều so với mực 300 hPa. Từ ngày 05 đến 08 có thể quan sát thấy phân vùng “đốt nóng” và “làm lạnh” gần như giống nhau và có cùng vị trí. Đến ngày 09 và 10 vùng vĩ độ cao bắt đầu có sự đổi chiều giữa hai phân vùng. Tuy nhiên có thể nhận thấy sự

trở pha ở mực này so với mực 300 hPa. Ngoài sự khác biệt lớn ở các vĩ độ cao thì cũng nhận thấy có những dấu hiệu phân vùng “đốt nóng” và “làm lạnh” ở các vĩ độ thấp.

Để minh chứng cho hệ quả của sự thay đổi trong tầng đối lưu, Hình 3.3.9 đưa ra hiệu lượng mưa giữa hai mô phỏng khi giữ nguyên cường độ dòng xiết và khi giảm cường độ. Qua đó có thể nhận thấy trong các ngày từ 05 đến 07, sự chênh lệch này được thể hiện ở phần phía nam của Hàn Quốc và Nhật Bản. Đến ngày 08, sự chênh lệch tăng lên đáng kể trên phạm vi rộng hơn và lan về phía vĩ độ thấp. Sang ngày 9, vùng núi phía bắc Việt Nam đã có dấu hiệu của sự khác biệt giữa hai mô phỏng và cho tới ngày 10 thì sự khác biệt là rõ nét nhất, toàn Bắc Bộ đã có sự chênh lệch lượng mưa lên đến ngưỡng mưa vừa, mưa to.

3.4. Trường hợp 4: Năm 2007

Trường hợp này mô hình tiến hành tích phân từ ngày 28/06 đến ngày 11/07/2007 (Fu và Qian 2011).

3.4.1. Đặc điểm hoàn lưu thời kỳ front Meiyu

Trường hợp này khác biệt hơn so với ba trường hợp trước. Sự khác biệt này được thể hiện trước hết về mặt thời gian. Khoảng thời gian từ cuối tháng 6 đến đầu tháng 7, lúc này trên Hình 3.4.1 có thể nhận thấy áp thấp Nam Á phát triển mạnh phối hợp với dòng khí vượt xích đạo từ áp cao Úc châu gần như bao trùm lục địa Đông Nam Á. Dòng gió tây đến tây nam chi phối toàn bộ lãnh thổ Việt Nam. Trong khi đó áp cao cận nhiệt đới tây Thái Bình Dương hoạt động khá xa và không ảnh hưởng đến Việt Nam. Có thể thấy bắt đầu từ ngày 8 và 9 front có dấu hiệu hình thành với phần phía bắc là đới gió bắc đến tây bắc và phía nam là dòng xiết mực thấp tây đến tây nam, tuy nhiên phần hội tụ chính chủ yếu qua khu vực phía nam Nhật Bản. Ngày 10, front được hình thành rõ nét hơn, kéo dài từ kinh tuyến 105°E đến tận 140°E. Đến ngày ngày 11, front bắt đầu có dấu hiệu suy yếu, bằng chứng là bắt đầu xuất hiện những đoạn front rời rạc, tuy nhiên front vẫn còn biểu hiện mạnh qua khu vực Nhật Bản.

Trên mực 300 hPa (Hình 3.4.2) trong khoảng thời gian này, rãnh lạnh vẫn luôn tồn tại với trục rãnh ở vĩ độ cao, trên 30°N. Nhánh bên phải của trục rãnh, phần qua Nhật Bản có tốc độ lớn hơn trong các ngày 10 và 11. Như vậy, trong trường hợp này rãnh lạnh hầu như không hạ thấp trực báo hiệu các nhiễu động qui mô vừa sẽ không có điều kiện lan về các vĩ độ thấp như Việt Nam.

3.4.2. Vận chuyển ẩm

So với ba trường hợp trước, trường hợp này xảy ra muộn hơn về mặt thời gian. Có thể nhận thấy nguồn ẩm từ dòng khí vượt xích đạo và dòng xiết Somali phát triển mạnh hơn hẳn những trường hợp trước (Hình 3.4.3). Điều này giải thích tại sao lượng mưa mô phỏng trong trường hợp này tập trung nhiều trong khoảng dưới vĩ độ 15°N , kéo dài từ 70°E đến 140°E . Nguồn ẩm từ rìa của áp cao cận nhiệt Tây Thái Bình Dương vẫn duy trì và cung cấp một lượng ẩm lớn cho dải mưa Meiyu (286.2 kg/ms và 265.6 kg/ms). Từ miền trung Trung Quốc đến Nhật Bản, thông lượng ẩm đến vẫn khá dồi dào.

3.4.3. Mưa Meiyu

Hình 3.4.4 mô phỏng lượng mưa tích lũy 24 giờ trong các ngày từ 06 đến 11/07/2007. Mưa mô phỏng có phần nhiều hơn so với thực tế (so sánh giữa Hình 3.4.4 và lượng mưa qua trắc bằng vệ tinh, Hình 3.4.5). Tuy nhiên có thể thấy một dải mưa tồn tại trên vĩ độ 25°N , kéo dài từ miền trung Trung Quốc đến Nhật Bản trong các ngày 09 đến 11 và trung tâm mưa lớn ở phía nam trong đó có Tây Nguyên và Nam Bộ của Việt Nam. Dải mưa BMF được thiết lập và duy trì muộn hơn so với thực tế, trong khi trung tâm mưa ở khoảng dưới vĩ độ 15°N , kéo dài từ 70°E đến 140°E có thể được lý giải là do dòng gió tây nam không chế và cung cấp một lượng ẩm lớn cho khu vực này

Dải mưa BMF theo kết quả mô phỏng và thực tế hầu như không ảnh hưởng đến Bắc Bộ của Việt Nam. Tuy nhiên một bộ phận cấu thành của dải mưa này (dòng xiết tây đến tây nam mực thấp) lại là nguyên nhân làm tăng lượng mưa qua phần phía nam của Việt Nam. Có thể nhận thấy trong Hình 3.4.6 về phân bố tổng lượng mưa quan trắc từ ngày 08 đến 11 tháng 07 năm 2007 trên toàn bộ lãnh thổ Việt Nam. Theo đó, lượng mưa tăng lên rõ rệt tại các tỉnh thuộc Tây Nguyên và Nam Bộ, tổng lượng mưa trong bốn ngày này phổ biến từ 30 – 70 mm, cá biệt một số nơi tại nam Tây Nguyên, miền đông Nam Bộ còn lên đến 100 mm, đặc biệt mòm cực tây thuộc địa phận tỉnh Cà Mau còn đo được lượng lên đến 300 mm.

3.4.4. Vai trò của dòng xiết trên cao

Theo mô phỏng của mô hình trong các ngày front Meiyu tồn tại, từ ngày 08 đến ngày 11 tháng 07, khi thay đổi cường độ dòng xiết trên cao cũng nhận thấy sự xuất hiện luân phiên của vùng “đốt nóng” và “làm lạnh” (Hình 3.4.7). Ngày 08 đánh dấu sự khơi sâu của rãnh Đông Á qua khu vực Nhật Bản, đến ngày 09 rãnh có dấu hiệu dịch dần sang phía đông. Ngày 10 và 11 là sự đảo pha so với hai ngày trước đó.

So với năm 2006, sự phân vùng “đốt nóng” và “làm lạnh” trong trường hợp này thể hiện rõ trên khu vực Hàn Quốc và Nhật Bản.

Nếu đúng như kết quả mô phỏng thì sự thay đổi cường độ dòng xiết trên cao có ảnh hưởng rất lớn đối với nửa dưới tầng đối lưu, bằng chứng là Hình 3.4.8 có sự khác biệt khá lớn giữa hai mô phỏng. Có thể thấy dòng xiết trên cao tác động đã làm xuất hiện luân phiên của khu vực “đốt nóng” và “làm lạnh” qui mô vừa trong khu vực front và dòng xiết mực thấp.

Sự chênh lệch lượng mưa giữa hai mô phỏng là lớn (Hình 3.4.9), thể hiện ở qui mô vừa và Synop. Sự khác biệt trước nhất là trong dải mưa BMF với sự chênh lệch nhiều hơn cả là khu vực Hàn Quốc và Nhật Bản. Tiếp đến trong hai ngày cuối, ngày 10 và 11, sự khác biệt lan xuống vĩ độ thấp hơn, khoảng 25°N , từ kinh tuyến 100°E đến 110°E . Ngoài sự khác biệt lượng mưa thể hiện trong dải mưa Meiyu thì trong trường hợp này, sự chênh lệch lượng mưa còn thể hiện ở vùng trung tâm dưới vĩ độ 15°N , kéo dài từ 70°E đến 140°E , trong đó bao gồm khu vực Tây Nguyên và Nam Bộ của Việt Nam.

KẾT LUẬN

Với những kết quả chỉ ra ở các chương trước, luận văn đã đưa ra tổng quan những nghiên cứu về front Meiyu trên thế giới và liên hệ với tình hình nghiên cứu ở Việt Nam. Đã tiến hành chạy mô phỏng cho 4 trường hợp điển hình của front Meiyu bằng mô hình RAMS theo 2 phương án: chạy mô hình RAMS thuần túy và chạy mô hình RAMS khi biến đổi dòng xiết trên cao.

Đặc điểm hoàn lưu thời kỳ front Meiyu hoạt động: Cả 4 trường hợp đều mô phỏng tốt giai đoạn hình thành và phát triển của front với gió tây đến tây bắc ôn đới thịnh hành ở phía bắc front Meiyu, trong khi gió tây đến tây nam nhiệt đới (dòng xiết mực thấp) phát triển và thổi mạnh ở phía bắc của Việt Nam, là nguồn cung cấp ẩm quan trọng cho front. Trên mực 300 hPa, rãnh lạnh khơi sâu hơn nhiều tạo ra dòng xiết trên cao thổi từ phía bắc cao nguyên Tibet đến Nhật Bản và các đoạn front rất mạnh, kéo dài, phát triển cùng với sự phát triển của dòng xiết trên cao.

Quá trình vận chuyển ẩm cho thấy cả 4 mô phỏng đều gần thống nhất cho rằng nguồn ẩm cung cấp chính cho dải mưa Meiyu có nguồn gốc dòng xiết Somali phía đông Ấn Độ và biển Ả Rập, sau đó đi qua Ấn Độ Dương và vịnh Bengal thì tiếp tục tăng độ ẩm trước khi đến bán đảo Đông Dương. Nguồn ẩm từ biển Đông lên phía bắc cũng khá lớn, nguồn ẩm này được cung cấp từ nhánh phía bắc của áp

cao cận nhiệt đới tây Thái Bình Dương kết hợp với dòng ẩm vượt xích đạo từ áp cao Úc châu. Như vậy, cùng với sự phát triển của gió tây nam nhiệt đới, một lượng ẩm lớn đã được vận chuyển vào khu vực front Meiyu, kết hợp với các điều kiện nhiệt lực có sẵn nơi đây hình thành những vùng đối lưu gây mưa trên khu vực rộng lớn.

Mưa Meiyu trong 3 năm: 2003, 2005 và 2006 đều có sự phù hợp khá tốt giữa lượng mưa mô phỏng từ mô hình và lượng mưa quan trắc bằng vệ tinh TRMM và đều cho kết quả chung là bắt đầu khi dải mưa Meiyu tan rã, cũng là lúc rãnh lạnh trên cao hạ xuống các vĩ độ thấp hơn và chuyển sang một giai đoạn mới thì mưa tại các tỉnh thuộc Bắc Bộ nước ta cũng có dấu hiệu tăng lên đáng kể. Những đợt mưa theo hình thể nêu trên thường kéo dài trong khoảng 1 đến 2 ngày. Riêng năm 2007, do sự khác biệt về mặt thời gian nên đặc điểm hoàn lưu khí quyển cũng có những thay đổi, do vậy, dải mưa Meiyu không tác động nhiều đến mưa tại Bắc Bộ, tuy nhiên một bộ phận cấu thành của dải mưa này (dòng xiết tây đến tây nam mực thấp) lại là nguyên nhân làm tăng lượng mưa qua phần phía nam của Việt Nam. Các kết quả của luận văn cho thấy là khi các trung tâm dự báo của Trung Quốc, Nhật Bản, hay Hàn Quốc cảnh báo mưa lớn do front BMF thì các nhà dự báo của Việt Nam cần lưu ý khả năng xảy ra mưa vừa đến mưa to, ít nhất trên khu vực Bắc Bộ Việt Nam.

Về Vai trò của dòng xiết trên cao, mô phỏng chỉ ra front Meiyu phát triển cùng với sự phát triển của dòng xiết trên cao. Khi giảm vận tốc dòng xiết trên cao ở biên phía đông và phía tây dẫn đến rãnh lạnh trên cao giảm biên độ rõ rệt, đồng thời quan sát thấy biến đổi qui mô vừa của lượng mưa. Điều này cho thấy dòng xiết trên cao đóng vai trò lớn trong việc kích thích các nhiễu động qui mô vừa lan xa về phía nam đến các vĩ độ thấp như Việt Nam và phù hợp với nghiên cứu cảnh báo của Sampe và Xie (2010), dựa trên các nguồn số liệu tái phân tích là dòng xiết trên cao có thể kích thích sự hình thành và dẫn đường các nhiễu động qui mô vừa di chuyển theo dòng trung bình trong khu vực front Meiyu. Cơ chế vật lý của hiện tượng này cần được nghiên cứu thêm vì chúng có khả năng ảnh hưởng đến Việt Nam. Tuy nhiên, điều này gợi ra là các nghiên cứu thống kê, bao gồm thống kê cổ điển và thống kê hậu mô hình, cần lưu ý vai trò của đối tượng synóp này.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

1. GS.TSKH. Nguyễn Đức Ngữ - GS.TS. Nguyễn Trọng Hiệu, 2004: Khí hậu và tài nguyên khí hậu Việt Nam. *Nhà xuất bản nông nghiệp*
2. Trần Công Minh, 2006: Khí tượng Synôp (phần nhiệt đới). *Nhà xuất bản đại học Quốc gia Hà Nội*.
3. Nguyễn Minh Trường, Vũ Thanh Hằng, Bùi Hoàng Hải, Công Thanh, Lê Thị Thu Hà, 2011: Hoàn lưu và mưa trên khu vực Việt Nam thời kỳ front Mei-yu: Vai trò của dòng xiết trên cao. *Tạp chí Khoa học ĐHQGHN, Khoa học Tự nhiên và Công nghệ* Tập 27, số 1S, tr. 244-253
4. Nguyễn Minh Trường, Bùi Minh Tuấn, Công Thanh, Bùi Hoàng Hải, Hoàng Thanh Vân 2011: Quá trình nhiệt ẩm qui mô lớn thời kỳ bùng nổ gió mùa mùa hè trên khu vực Nam Bộ năm 2004. *Tạp chí Khoa học ĐHQGHN, Khoa học Tự nhiên và Công nghệ* Tập 27, số 1S, tr. 254-265
5. Akiyama, 1973: The large-scale aspects of the characteristic features of the Baiu front. *Meteo. Geo*, 24, 157-188
6. Asakura, 1971: Distribution and variation of cloudiness and precipitable water during the rainy season over monsoon Asia. *Univ. of Tokyo Press*, 131-151.

7. Chen, G. T.-J., 1977: A synoptic case study on mean structures of Mei-Yu in Taiwan. *J. Atmos. Sci.*, 4, 38–47.
8. Chen, 1983: Observational aspects of the Meiyu phenomena in subtropical China. *J. Meteor. Soc. of Japan*, 61, 306–312.
9. Chen, 2004: Research on the phenomena of Meiyu during the past quarter century: An overview. The East Asian Monsoon. *World Scientific*, 357–403.
10. Chen, C.-C. Wang, and D. T.-W. Lin, 2005: Characteristics of low-level jets over northern Taiwan in Mei-Yu season and their relationship to heavy rain events. *Mon. Wea. Rev.*, 133, 20–43
11. Chen and L.-F. Lin, 2006: A diagnostic study of a retreating Mei-Yu front and the accompanying low-level jet formation and intensification. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 874–896.
12. Cheng-Shang Lee and Yung-Lan Lin, 2006: Tropical Cyclone Formations in the South China Sea Associated with the Mei-Yu Front. *Mon. Wea. Rev.*, 18, 2670-2687
13. Ding, Y., 1992: Summer monsoon rainfalls in China. *J. Meteor. Soc. of Japan*, 70, 373–396.
14. Ding, Y.H, and J. J. Liu, 2003: Climatology of the Meiyu. *Acta Meteorol Sinica* (submitted).
15. Flohn and Oekel, 1956: Water vapor flux during the summer rains over Japan and Korea. *Geo. Mag*, 27, 525-532.
16. Hatsuki Fujinami and Tetsuzo Yasunari, 2009: The Effects of Midlatitude Waves over and around the Tibetan Plateau on Submonthly Variability of the East Asian Summer Monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, 19, 2286-2304
17. Jian-Hua Qian and Wei-Kuo Tao and K.-M.Lau, 2003: Mechanisms for Torrential Rain Associated with the Meiyu Development during SCSMEX 1998. *Mon. Wea. Rev.*, 28, 1-27
18. Kato, 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. of Japan*, 67, 248-265
19. Kodama, 1993: Large scale common features of subtropical precipitation zone. *J. Meteor. Soc. of Japan*, 71, 581-610

20. Kozo Ninomiya and Yoshiaki Shibagaki, 2007: Multi-Scale Features of the Meiyu-Baiu Front and Associated Precipitation Systems. *J. Meteo. Soc. of Japan*, 20, 103-122
21. Matsumoto, 1973: Lower tropospheric wind speed and precipitation activity. *J. Meteo. Soc. of Japan*, 51, 101-107
22. Nakamura, N. Hasegawa, 1986: Forecast experiments on the large scale feature of the Baiu front special volume. *J. Meteo. Soc. of Japan*, 56, 441-453
23. Ninomiya, 1984: Characteristic of Baiu front as a pre-dominant subtropical front in the summer northern hemisphere. *J. Meteo. Soc. of Japan*, 62, 880-894
24. Ninomiya, K., and T. Murakami, 1987: The early summer rainy season (Baiu) over Japan. *Oxford Univ. Press*, 93-121.
25. Ninomiya, Akiyama, 1992: Multi-scale features of Baiu. The summer monsoon over Japan and East Asia. *J. Meteo. Soc. of Japan*, 70, 467-495
26. Ninomiya, Shibagaki, 2007: Multi-scale features of the Meiyu-Baiu front and associated precipitation systems. *J. Meteo. Soc. of Japan*, 85, 103-122.
27. Nitta, 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the northern hemisphere summer circulation. *J. Meteo. Soc. of Japan*, 65, 373-390
28. Ose, 1998: Seasonal change of Asian summer monsoon circulation and its heat source. *J. Meteo. Soc. of Japan*, 76, 1045-1063
29. Saito, 1966: A preliminary study of the summer monsoon of southern and eastern Asia. *J. Meteo. Soc. of Japan*, 44, 44-59
30. Takeaki Sampe and Shang-Ping Xie, 2010: Large-scale Dynamics of the Meiyu-Baiu Rainband: Environmental Forcing by the Westerly Jet. *Journal of Climate*, 22, 113-134
31. Tao and Chen, 1987: A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. *Oxford Univ. Press*, 60-92
32. Tetsuzo Yasunari and Takeshi Miwa, 2006: Convective Cloud Systems over the Tibetan Plateau and Their Impact on Meso-Scale Disturbances in the Meiyu/Baiu Frontal Zone - A Case Study in 1998. *J. Meteo. Soc. of Japan*, 21, 783-803
33. Takao Yoshikane and Fujio Kimura, 2001: Numerical Study on the Baiu Front Genesis by Heating Contrast between Land and Ocean. *J. Meteo. Soc. of Japan*, 16, 671-686

34. Wang, W., Y.-H. Kuo, and T. T. Warner, 1993: A diabatically driven mesoscale vortex in the lee of the Tibetan Plateau. *Mon.Wea.Rev*, 121, 2542–2561.
35. Weixin Xu, Edward J.Zipser and Chuntao Liu, 2009: Rainfall Characteristics and Convective Properties of Mei-Yu Precipitation Systems over South China, Taiwan, and the South China Sea. Part I: TRMM Observations. *Mon.Wea.Rev*, 15, 4261-4275
36. Yasunari and Miwa, 2006: Convective cloud systems over the Tibetan Plateau and their impact on meso-scale disturbances in the Meiyu/Baiu frontal zone: a case study in 1998. *J. Meteo. Soc. of Japan*, 84, 703 – 803
37. Yeh, H. C., G. T. J. Chen and W. T. Liu, 2002: Kinematic characteristics of a Mei-yu front detected by the QuikSCAT oceanic winds. *Mon.Wea.Rev*, 130, 700-711
38. Yoshiaki Shibagaki and Kozo Ninomiya, 2004: Multi-scale Interaction Processes Associated with Development of a Sub-Synoptic-Scale Depression on the Meiyu-Baiu Frontal Zone. *J. Meteo. Soc. of Japan*, 18, 219 – 236
39. Yoshino, 1971: Some aspects of the intertropical convergence zones and the polar frontal zone over Monsoon Asia. *Univ. of Tokyo Press*, 87-108
40. Yanai, Li and Z.Song, 1992: Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. *J. Meteo. Soc. of Japan*, 70, 319 – 351.