



HAL
open science

Caractéristiques de l'écoulement et des précipitations observés durant MAP: une analyse par radar et simulation numérique

Stephanie Pradier

► **To cite this version:**

Stephanie Pradier. Caractéristiques de l'écoulement et des précipitations observés durant MAP: une analyse par radar et simulation numérique. Physique [physics]. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2002. Français. NNT: . tel-00090330

HAL Id: tel-00090330

<https://theses.hal.science/tel-00090330>

Submitted on 30 Aug 2006

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Caractéristiques de l'écoulement et des précipitations observés durant MAP : une analyse par radar et simulation numérique

THÈSE

présentée et soutenue publiquement le 21 octobre 2002

en vue de l'obtention du

Doctorat de l'Université Paul Sabatier

(spécialité: **Physique de l'Atmosphère**)

par

Stéphanie Pradier

Composition du jury

<i>Président :</i>	M. Serge Chauzy	Professeur de l'Université Toulouse III
<i>Rapporteurs :</i>	M. Jean-Luc Caccia	Maître de Conférences, Université de Toulon
	M. Georges Scialom	Ingénieur de Recherche, CNRS - CETP
<i>Examineurs :</i>	M. Frank Roux	Directeur de Recherche, CNRS - LA
	M. Joël Stein	Ingénieur des Ponts et Chaussées - Météo-France
<i>Directeur de Thèse :</i>	M. Michel Chong	Directeur de Recherche, CNRS - LA

Mis en page avec la classe thloria.

Abstract

In autumn, the Alpine massif is regularly subjected to warm and wet Mediterranean airstream generated by the eastward progress of a cold front associated to a pressure low, generally located North of Europe. Due to the shape and the topography of the Alps, this phenomenon can locally lead to heavy precipitation which can be harmful for people (flash-floods, landslides ...). One of the objectives of the international experiment MAP (Mesoscale Alpine Program) is the study of dynamical and microphysical mechanisms of these precipitations, in order to improve their forecasting. The campaign took place during autumn, 1999 and gave 17 Intensive Observing Periods (IOP).

The research works made during this thesis are based on the analysis of some of them, by means of ground-based and airborne Doppler radar data, and of the French non-hydrostatic numerical mesoscale model Méso-NH. Various types of precipitating event were studied : two cases of convective precipitation, the first one with strong rain accumulations in the Lago Maggiore region (western Alps, IOP 2B), and the other one in the Friuli region (eastern Alps, IOP 5); then cases with more moderate precipitation on the Lago Maggiore region (IOP 4, 8, 9, and 15). These last four IOPs allowed us to study an another mechanism connected or not to the relief : the blocking process.

For the six IOPs, the duration of precipitation seems to be the most important factor which explains rain accumulations : the persistence of precipitation due to the thalweg slowing down over the Alps led to the strongest rain rates. Maxima were recorded for IOPs 2B and 8, that is convective and stratiform events respectively. In IOP 2B, the slowing down was caused by quasi-stationary synoptic ridge, while for the IOP 8 it was the stable character of the incidental airstream on the alpine slopes, which was blocked by the relief. The IOP 9 is similar to the IOP 8, although the blocking and so the movement of precipitating cells away of the Alps slopes, was due to upper-level airstream descent. IOPs 4 and 15, characterized also by the stability of the airstream feeding precipitation, illustrate cases for which the cold front arrival, and consequently arrival of post-frontal flow opposed to the feeding flow, was responsible for the precipitation movement. The IOP 5 is a situation characterizing fast cold front passage, and evolution of the associated line of convective cells.

The relief effect was put in evidence, in stratiform and convective precipitating episodes. In

every case, it contributes to strengthen/initiate precipitation. It is responsible for the westward deflection of the stable incidental airstream. The impact of the small scale orography was also demonstrated by means of numerical tests, in particular the relief irregularities at 1-km scale played an important role in the progress of IOP 5 precipitating system.

Keywords: orographic precipitation, Doppler radars, numeric simulations, convective line , blocking, Mesoscale Alpine Program

Résumé

Le massif Alpin est régulièrement soumis à l'automne à des systèmes dépressionnaires amenant un flux d'air méditerranéen chaud et humide sur son versant sud. De par la forme et la topographie du massif, ce phénomène peut conduire localement à des précipitations intenses souvent à l'origine d'inondations éclairs, dommageables pour l'homme. L'un des objectifs de l'expérience internationale MAP (Mesoscale Alpine Program) est l'étude des mécanismes dynamiques et microphysiques de ces précipitations, dans le but d'en améliorer la prévision. La campagne s'est déroulée durant l'automne 1999 et a donné lieu à 17 Périodes d'Observations Intensives (POI).

Les travaux de recherche effectués durant cette thèse sont basés sur l'analyse de plusieurs d'entre elles, ceci au moyen de données de radars Doppler sol et aéroportés, et du modèle numérique méso-échelle non-hydrostatique Méso-NH. Ces travaux visent à établir le scénario et les processus fondamentaux qui ont mené à leur occurrence. Différents types d'événement pluvieux ont été étudiés : deux cas de précipitations convectives, le premier à fort cumul de pluie dans la région du Lac Majeur (ouest des Alpes, POI 2B), et un autre sur la région du Frioul (est des Alpes, POI 5) ; puis des conditions pour lesquelles les précipitations se sont révélées plus modérées sur la région du Lac Majeur (POIs 4, 8, 9, et 15) permettant d'étudier un autre mécanisme lié au relief ou non : le processus de blocage.

Sur ces six cas d'étude, le facteur dominant responsable du cumul de pluie au sol est le facteur durée : la persistance des précipitations associée au ralentissement du système dépressionnaire au niveau des Alpes mène aux plus forts cumuls. Ceux-ci ont été enregistrés pour les POIs 2B et 8, soit des événements convectif et stratiforme respectivement. Dans le cas de la POI 2B, c'est un système quasi-stationnaire d'altitude qui est responsable du ralentissement, alors que pour la POI 8 il s'agit de la nature stable du flux incident sur les flancs alpins, et par suite de son blocage au niveau du relief. La POI 9 est en ce sens similaire à la POI 8, bien que la descente du flux d'altitude soit à l'origine de l'évacuation des précipitations hors de la région d'observations. Les POIs 4 et 15, caractérisées également par la stabilité du flux d'alimentation des précipitations, illustrent des cas pour lesquels l'arrivée du front froid associé au système dépressionnaire, et par conséquent d'un flux post-frontal antagoniste au flux d'alimentation, est responsable du déplacement des cellules précipitantes. La POI 5 est une situation caractérisant le passage rapide du front froid, et l'évolution d'une ligne de cellules convectives associée.

L'effet du relief a été mis en évidence, dans les épisodes pluvieux stratiformes et convectifs. Dans tous les cas, ce dernier contribue à renforcer/déclencher les précipitations. Il est responsable de la déviation vers l'ouest des flux incidents stables. L'impact de l'orographie de petite échelle a également été démontré à l'aide de tests numériques, en particulier les irrégularités du relief de l'ordre du kilomètre ont joué un rôle important dans la progression du système précipitant de la POI 5.

Mots-clés: précipitations orographiques, radars Doppler, simulations numériques, ligne convective, blocage, Programme Alpin Mésos-échelle

Remerciements

Cette thèse fait suite aux travaux effectués durant mon stage de DEA, au sein de l'équipe de radar-météorologie du Laboratoire d'Aérodynamique, dirigée par Frank Roux. Je tiens donc à remercier en tout premier lieu Frank pour m'avoir permis de continuer ces travaux en thèse, et donné la chance de participer à la phase expérimentale de MAP en tant qu'opérateur radar sol (Milan) et aéroporté (Innsbruck). J'en garde un excellent souvenir, tant au niveau technique que relationnel, avec une pensée spéciale pour Nicole Asencio. Cette expérience a su alimenter la dynamique de toutes les recherches entreprises au cours de cette thèse.

Mes remerciements vont également à Michel Chong, mon directeur de thèse. Je lui suis très reconnaissante pour l'attention qu'il m'a portée, ses précieux conseils et sa patience lors de nos échanges quotidiens, sa bonne humeur. J'ai avec lui travaillé dans une bonne ambiance, très enrichissante, et je l'en remercie.

Je remercie mes rapporteurs, Jean-Luc Caccia et Georges Scialom, et examinateurs, Frank roux et Joël Stein, d'avoir accepté de critiquer ce manuscrit, et pour leurs avis et suggestions qui ont permis de l'améliorer. Merci à Serge Chauzy d'avoir bien voulu présider le jury de thèse.

J'exprime également ma reconnaissance aux autres membres de mon équipe : Jean-François et Olivier, le duo dont l'humeur taquine a souvent prêté aux rires, et la p'tite nouvelle Christelle.

La staff Mésos-NH & informatique m'a été d'un grand secours : merci à Evelyne pour m'avoir initié à l'outil numérique et fait bénéficier de ses connaissances dans le domaine de l'analyse des simulations, merci à Didier et Juan pour en avoir essuyé les conséquences, et merci à Serge et Laurent pour avoir vaincu les autres bugs informatiques.

Je tiens également à remercier les autres membres du laboratoire, pour leur amitié, bonne humeur et soutien. Une pensée particulière pour les anciens doctorants et/ou (nouveaux) permanents (Marie-Pierre, Stéphanie, Pierre, Francis, Gilles, Serge, Fabien, Sylvain, Peter, ...), le « tout fraîchement » docteur Marie, et les docteurs à venir (Claire(s), Carine, Angeliki, Yann, ...).

Mes derniers remerciements vont à ma famille, et tout particulièrement à Flo, mes ressources.

Table des matières

Introduction	1
Partie I Contexte scientifique	5
Chapitre 1 Les précipitations orographiques	7
1.1 Stabilité et instabilité verticale - Formation des nuages	7
1.2 Mécanismes de déclenchement des précipitations orographiques	9
1.3 Influence des montagnes sur l'écoulement	11
1.4 Influence des caractéristiques thermodynamiques	14
1.5 Principaux ingrédients favorables aux précipitations orographiques intenses .	16
Chapitre 2 L'expérience MAP	21
2.1 Motivations	21
2.2 Objectifs	25
2.2.1 Les projets scientifiques	25
2.2.2 P1: Etude des mécanismes des précipitations orographiques	26
2.3 Moyens expérimentaux	27
2.3.1 Contexte climatologique alpin	27
2.3.2 Les appareils de mesure	28
2.3.3 Les moyens numériques	29
2.4 Phase expérimentale : premier bilan	32
Chapitre 3 Moyens d'investigation	37
3.1 Les radars Doppler	37
3.1.1 Mesures des radars Doppler	38
3.1.2 Traitement des données	42
3.1.3 Difficultés rencontrées lors du traitement	46
3.2 Le modèle Méso-NH	53

3.2.1	Présentation générale du modèle	53
3.2.2	Méso-NH et MAP	55
Partie II	Etudes de cas	59
Chapitre 4	POI 2B: Précipitations persistantes du 19-20 septembre 1999	61
4.1	Préambule	61
4.2	Principaux résultats	68
4.3	Article	71
Chapitre 5	POI 5: la ligne précipitante de la région du Frioul	109
5.1	Principaux résultats	110
5.1.1	Résumé de la POI	110
5.1.2	Morphologie du système	113
5.1.3	Transport de quantité de mouvement	114
5.1.4	Importance du relief	114
5.2	Article	116
Chapitre 6	POIs 4, 8, 9 et 15: comparaison d'évènements pluvieux strati- formes sur la région du Lac Majeur	137
6.1	Principaux résultats	138
6.1.1	Caractéristiques générales des POIs	138
6.1.2	Manifestations du blocage	142
6.1.3	Comparaison des POIs	147
6.2	Article	149
Conclusions		191
Annexe A	Caractéristiques générales des POIs étudiées	197
Bibliographie		203

Table des figures

1.1	Mécanismes de précipitations orographiques	9
1.2	Déstabilisation du flux en amont de l'obstacle	11
1.3	Écoulement d'un fluide adiabatique sec autour d'une montagne 2 ou 3-D	13
1.4	Modification de l'écoulement par une barrière rocheuse	15
1.5	Écoulement d'un flux humide stable sur la barrière alpine idéalisée	17
1.6	Écoulement d'un flux humide instable sur la barrière alpine idéalisée	17
1.7	Écoulement d'un flux humide graduellement saturée d'est en ouest en amont de la barrière alpine	18
2.1	Réseau de pluviomètres	23
2.2	Radars opérationnels et scientifiques déployés lors de la phase expérimentale de MAP	24
2.3	Fréquence climatologique des précipitations de la région alpine durant le mois d'octobre	28
2.4	Instrumentation Doppler mise en place dans la région du Lac Majeur lors de la phase expérimentale de MAP	30
2.5	Comparaison du nombre de jours pluvieux entre la phase expérimentale de MAP et une étude climatologique	34
3.1	Faisceau radar défini dans le repère géographique cartésien (W-E,S-N)	38
3.2	Mesure du vent par deux radars Doppler au sol	41
3.3	Représentation d'une cellule élémentaire en présence de relief	43
3.4	Configuration d'un radar Doppler aéroporté à double faisceau	47
3.5	Repliement spectral	49

Table des figures

4.1	Taux moyens de précipitations pour la POI 2B	62
4.2	Analyses du 20 septembre 1999 - POI 2B	64
4.3	Champs de température potentielle et de vent - POI 2B	65
4.4	Carte des massifs méditerranéens	67
5.1	Observations du radar de Fossalon Di Grado le 4 octobre 1999 - POI 5	110
5.2	Analyses ARPEGE des 3 et 4 octobre 1999 à 00 UTC - POI 5	111
5.3	Analyses ARPEGE des 3 (00 UTC) et 4 (00 et 12 UTC) octobre 1999 - POI 5	111
5.4	Taux moyens de précipitations pour la POI 5	112
6.1	Composite Alpin des intensités de précipitations - POI 4	138
6.2	Composite Alpin des intensités de précipitations - POI 8	138
6.3	Composite Alpin des intensités de précipitations - POI 9	139
6.4	Composite Alpin des intensités de précipitations - POI 15	139
6.5	Prévisions ECMWF	139
6.6	Conditions atmosphériques de l'environnement alpin - POIs 4, 8, 9 et 15	141
6.7	Champs de précipitations dans la LMTA - POIs 4, 8, 9 et 15	143
6.8	Champs de réflectivité et de vent de la LMTA à la mer Ligure - POI 8	145
A.1	Analyses Arpège à 500 hPa - Température potentielle équivalente, géopotential, et champ de vent	198
A.2	Analyses Arpège à 850 hPa - Champs de vent et d'humidité relative	199
A.3	Analyses Arpège à 950 hPa - Champs de vent	200
A.4	Radiosondages	201
A.5	Cumuls de précipitations des POIs 2B, 4, 5, 8, 9 et 15	202

Liste des tableaux

1.1	Écoulement du fluide atmosphérique en fonction des caractéristiques spatiales (H hauteur et L largeur) du relief	14
2.1	Objectifs de MAP	25
2.2	Caractéristiques radar	31
2.3	Périodes d'observation en relation avec l'objectif P1	33
3.1	Vitesses de Nyquist des radars Doppler utilisés pour cette étude	48
3.2	Observations des radars Doppler en terme de durée analysée	54
1	Caractéristiques des POIs	194

Introduction

A l'heure des sommets mondiaux sur le développement durable, le dernier en date ayant eu lieu tout récemment à Johannesburg (Afrique du Sud - 26 août, 4 septembre 2002), l'eau est au coeur des préoccupations. Élément fondamental de la vie sur Terre et de la préservation de l'environnement, sa gestion constitue un enjeu essentiel pour les années à venir.

L'atmosphère est l'un des réservoirs importants d'eau douce. Elle la transporte sous forme d'humidité, et la restitue au réservoir continental lors d'épisodes pluvieux. Les massifs montagneux, qui modifient substantiellement l'écoulement atmosphérique, forcent le destockage des masses d'air en humidité. C'est pour cette raison que les montagnes sont identifiées aux châteaux d'eau de la planète. Vu leur étendue et leur altitude, elles concentrent une part importante des précipitations, dans les parties hautes des bassins versants. Il a été calculé qu'elles fournissent de l'eau douce à la moitié des habitants de la planète, on comprend alors qu'elles jouent un rôle stratégique dans la gestion de l'eau.

Cependant, bien que les mécanismes fondamentaux par lesquels les reliefs forcent le fluide atmosphérique à se décharger de l'humidité qu'il transporte soient établis, les conditions qui font passer un épisode pluvieux orographique de modéré à intense, voire extrême, sont encore mal connues. Les montagnes sont des zones de concentration rapide des eaux que l'on évalue mal. Ces eaux forment les crues éclairs et inondations qui peuvent se révéler ravageuses pour les parties basses des bassins versants et les plaines. L'eau, élément essentiel à la vie, apparaît alors comme une puissance meurtrière. En France, l'inondation de Vaison-La-Romaine (Haut-Vaucluse, Alpes du sud) en septembre 1992 illustre l'exemple de crues torrentielles le plus exceptionnel, et le plus meurtrier. Plus de 300 mm de pluie ont atteint le sol en 6 heures (le cumul annuel moyen étant autour de 700 mm), causant une quarantaine de victimes et des dégâts matériels considérables. Les récents événements de septembre 2002 dans le Gard et l'Hérault rappellent la présence de la menace.

Depuis les années 90, le gouvernement français a la volonté d'établir une politique de protection des personnes et des biens contre les inondations considérées comme la première cause de catastrophes naturelles en France. Même si les inondations ne pourront jamais être complètement évitées, des moyens peuvent être néanmoins mis en oeuvre pour limiter les dégâts, l'inondation ne devenant un risque que dans la mesure où le phénomène physique se transforme en phénomène social. Cette démarche passe par une meilleure connaissance des phénomènes de crues, de concentrations des précipitations, de l'état des bassins versants, des rivières, ... et également de l'impact des montagnes sur le déclenchement et l'intensification des précipitations.

Le Programme Alpin Méso-échelle (MAP) constitue une des réponses à cet effort. MAP s'attache en particulier à affiner considérablement la prévision des précipitations intenses à la fois dans l'espace et dans le temps, pour pouvoir donner l'alerte de façon efficace, s'il y a lieu. La campagne de mesures de MAP s'est déroulée à l'automne 1999 sur l'ensemble de la chaîne alpine; d'envergure internationale, elle a rassemblé un nombre considérable de moyens expérimentaux, de mesure et d'observation dont des avions de recherche, des radars et des lidars au sol, et des moyens numériques. Sur deux mois, la phase expérimentale a donné lieu à 17 Périodes d'Observations Intensives (POIs). Dans le cadre de ce travail de thèse, nous nous sommes intéressés à plusieurs d'entre elles.

Cette thèse vise à établir le scénario et les processus fondamentaux qui ont mené à plusieurs épisodes précipitants sur les Alpes durant MAP, ceci au moyen des données issues de radars Doppler et de simulations numériques.

Les deux types d'outil sont complémentaires. Les radars Doppler au sol et aéroportés effectuent des mesures dans les systèmes précipitants, et donnent des indications sur leur dynamique et l'intensité des pluies qu'ils génèrent. Ainsi, en contexte montagneux, l'étude de l'impact des pentes sur la dynamique de tels systèmes est possible, et ce à l'échelle du kilomètre. Les modèles numériques scientifiques de méso-échelle, et en particulier le modèle non-hydrostatique Méso-NH que nous avons utilisé, permettent d'avoir une analyse plus globale, en fournissant des renseignements sur l'environnement des systèmes pluvieux, auquel on n'accède pas par les seules données de radar Doppler. En retour, les restitutions issues des radars servent de validation pour les résultats numériques. Les nouveaux modèles méso-échelle permettent d'accéder à une informa-

tion globale à fine résolution (le kilomètre), mais ils sont récents et nécessitent encore d'être testés, et validés.

L'utilisation conjointe de ces deux moyens d'investigation nous a conduit à analyser plusieurs types de situation de précipitations orographiques : deux cas de systèmes convectifs, le premier à forts cumuls de pluie sur la région du Lac Majeur (ouest des Alpes, POI 2B) et un autre sur la région du Frioul (est des Alpes, POI 5), puis des événements pour lesquels les précipitations se sont révélées plus modérées sur la région du Lac Majeur (POIs 4, 8, 9 et 15), et permettant également d'étudier un autre mécanisme lié au relief ou non : le processus de blocage.

Ce manuscrit est structuré en deux parties.

La première partie s'attache d'une part à dresser le cadre général du travail de thèse et d'autre part, à fournir les éléments relatifs aux moyens d'investigation et méthodologies employées pour les analyses basées sur les observations radar. Ainsi le *chapitre 1* précise des notions sur les mécanismes de précipitations orographiques. Le *chapitre 2* détaille l'expérience MAP, ses objectifs et les moyens expérimentaux déployés. Les outils de recherche, radars Doppler et modèle numérique, qui ont été mis en oeuvre pour cette étude et les méthodes utilisées pour le traitement des données radar sont présentés au *chapitre 3*.

La seconde partie expose les différents cas d'étude. Le *chapitre 4* traite de la POI 2B, cas de précipitations de nature convective sur la région du Lac Majeur. Cette POI ayant fait l'objet d'une étude numérique par Asencio et al. (2003), nous présentons leurs principaux résultats, en introduction à notre analyse effectuée à partir des données radar. Cette dernière est présentée sous la forme d'un article à paraître dans *QJRMS*¹. Le *chapitre 5* concerne la POI 5, ou l'évolution d'une ligne de cellules convectives dans la partie est des Alpes. Cet épisode a été analysé au moyen de radars Doppler et du modèle numérique Mésos-NH. Les résultats sont exposés sous forme d'un article à paraître dans *MWR*². Enfin, le *chapitre 6* présente l'étude des POIs 4, 8, 9 et 15, cas de précipitations modérées, également sous la forme d'un article à paraître dans *MWR*.

1. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society

2. Monthly Weather Review

Première partie

Contexte scientifique

Chapitre 1

Les précipitations orographiques

Sommaire

1.1	Stabilité et instabilité verticale - Formation des nuages	7
1.2	Mécanismes de déclenchement des précipitations orographiques	9
1.3	Influence des montagnes sur l'écoulement	11
1.4	Influence des caractéristiques thermodynamiques	14
1.5	Principaux ingrédients favorables aux précipitations orographiques intenses	16

La formation des nuages résulte d'un déplacement vertical d'une masse d'air humide, durant lequel cette dernière atteint son niveau de condensation et éventuellement son niveau de convection libre. Selon la nature de la masse d'air, en particulier sa stabilité et son humidité, et l'efficacité du forçage qui génère l'ascendance, le nuage produira ou non des précipitations au sol. S'il en produit, leur intensité et leur durée pourront être très variables en fonction des processus dynamiques et microphysiques mis en jeu. Dans la suite, nous donnons un aperçu des conditions et mécanismes pouvant conduire à la formation des précipitations orographiques.

1.1 Stabilité et instabilité verticale - Formation des nuages

La stabilité et l'humidité sont des caractéristiques thermodynamiques importantes d'une masse d'air. D'une manière simplifiée, si on considère l'évolution thermodynamique d'une particule, son caractère stable ou instable repose sur sa capacité à retourner ou non à son état d'équilibre après qu'elle ait subi un forçage. Le critère communément utilisé est la **flottabilité** de la particule, basé sur le principe d'Archimède: la particule d'air est sujette à une force

exercée par l'environnement égale à la différence de poids entre la particule et une particule identique d'air ambiant. Cette force lui confère une accélération dirigée vers le haut, donc un mouvement ascendant, lorsque la particule est plus légère (plus chaude) que son environnement, une accélération dirigée vers le bas, ou mouvement subsident, lorsqu'elle est plus lourde (plus froide). Ces mouvements, ascendant et subsident, traduisent des cas d'instabilité et de stabilité, respectivement.

Considérons le cas où le forçage est un déplacement vertical : la particule est portée à un niveau supérieur, en subissant une détente adiabatique. Si elle est stable, elle s'arrêtera à ce niveau, ou aura tendance à redescendre au niveau initial (flottabilité nulle ou négative). Si de plus elle est saturée, ou qu'elle se sature au cours de l'ascension, une partie de la vapeur d'eau qui est contenue dans la particule se dépose sur des aérosols et forme de minuscules gouttes d'eau qui constituent un nuage. Ce processus, dit de *condensation* est accompagné d'une importante libération d'énergie (*chaleur latente de condensation*), qui augmente la poussée d'Archimède. Le nuage formé dans ce cas est de nature stratiforme, son sommet ne dépasse pas l'altitude à laquelle la particule a été portée par forçage. Dans le cas où elle est instable et qu'elle atteint son niveau de condensation, l'ascension se poursuit au-delà de l'impulsion initiale (flottabilité positive). Le nuage formé est de nature convective, et son sommet correspond à l'altitude à laquelle la particule atteint un nouvel état d'équilibre (flottabilité nulle), et stoppe donc son ascension. L'épaisseur de la couche instable correspond alors à l'extension des nuages convectifs.

L'atmosphère peut présenter les deux critères de stabilité et d'instabilité : stabilité en basses couches, et instabilité à partir d'une certaine altitude (*niveau de convection libre*), on parle alors d'instabilité conditionnelle. L'instabilité n'est effective qu'à la condition qu'un forçage amène la particule à son niveau de convection libre.

La capacité précipitante des nuages dépend de la croissance des gouttelettes nuageuses. En effet, celles-ci doivent atteindre un certain diamètre pour pouvoir atteindre le sol avant complète évaporation, et ceci dans un laps de temps court comparé à la durée de vie des systèmes précipitants. Le processus de condensation n'explique pas à lui seul cette croissance. Plusieurs mécanismes peuvent intervenir : la collection par une goutte de gouttes plus petites (*collision* puis *coalescence*), la croissance accélérée de particule de glace en présence de gouttelettes d'eau liquide surfondue (croissance par condensation solide associée à l'*effet Bergeron* ou croissance par collection et givrage d'une partie des gouttelettes). Ce dernier processus est des plus efficaces, mais implique la présence de cristaux de glace, et donc que le sommet du nuage ait une

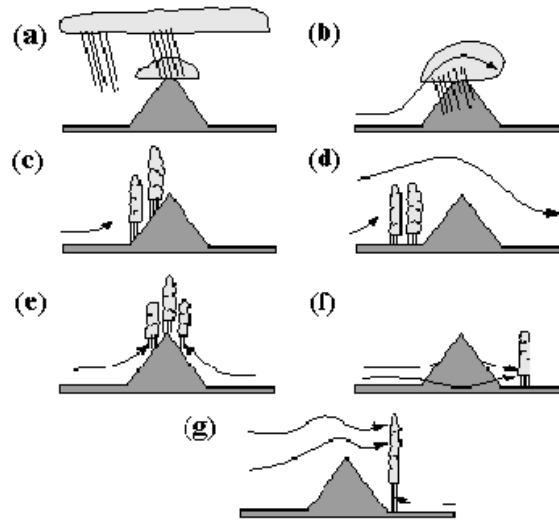


FIG. 1.1 – Mécanismes de précipitations orographiques. (a) mécanisme de Seeder-Feeder ; (b) condensation sur les pentes au vent ; (c) déclenchement de la convection sur les pentes au vent ; (d) déclenchement de la convection en amont de l'obstacle ; (e) déclenchement thermique de la convection ; (f) déclenchement de la convection en aval de l'obstacle ; (g) renforcement de la convection en aval de l'obstacle. (Houze 1993).

température négative. Les fortes précipitations sont ainsi associées à des nuages convectifs à fort développement vertical (pour les cas de MAP étudiés, l'isotherme 0°C se situait entre 1500 et 3500 m d'altitude).

1.2 Mécanismes de déclenchement des précipitations orographiques

Les montagnes sont des éléments perturbateurs à l'écoulement troposphérique, et sont donc susceptibles de déclencher les processus précipitants. Le flux incident sur l'obstacle est contraint soit de passer par-dessus, soit de le contourner, sinon il est bloqué et s'évacue en s'éloignant des pentes, on parle alors de *courant de retour*. La Figure 1.1 montre sept mécanismes possibles de déclenchement/renforcement de précipitation orographique répertoriés par Houze (1993). On y distingue les mécanismes à l'origine de nuages stratiformes et convectifs.

Nuages orographiques stratiformes

Si la masse d'air humide est thermodynamiquement stable, des nuages précipitants peuvent se former au sommet du pic (Fig.1.1b). C'est l'extension verticale de la couche et/ou le temps de résidence dans le nuage qui permettent aux gouttelettes nuageuses de grossir suffisamment pour donner des gouttes de pluie, leur conférant une vitesse de chute telle qu'elles puissent atteindre le sol avant d'être totalement évaporées dans les couches non saturées.

Dans le cas où l'obstacle est de petite taille, les nuages formés au sommet par soulèvement de la masse d'air ne sont pas précipitants, mais les gouttes nuageuses ainsi produites peuvent renforcer les précipitations engendrées par un nuage d'altitude. Ce dernier « ensemence » le nuage orographique qui en retour « alimente » ses précipitations : les précipitations du nuage d'altitude collectent les gouttelettes nuageuses du nuage orographique. C'est le mécanisme de *seeder-feeder* (Bergeron 1968) (Fig.1.1a).

Nuages orographiques convectifs

Si le flux incident sur les pentes est instable, ou conditionnellement instable, des précipitations convectives seront générées sur les pentes, ou en amont de l'obstacle (Fig.1.1c-d). Dans le cas d'un écoulement conditionnellement stable, le relief peut initier la déstabilisation en amont du relief selon le mécanisme proposé par Smith (1979). Le flux se rapprochant de l'obstacle, la stabilité de l'air induit en premier lieu le soulèvement adiabatique des niveaux supérieurs, ainsi la colonne entière en amont des pentes est étirée et déstabilisée. Si le soulèvement initial est suffisant pour amener l'air à saturation, la colonne d'air peut alors devenir conditionnellement instable, et des précipitations convectives apparaissent en amont de la barrière rocheuse (cf Fig.1.2). Une autre situation qui favorise la production de précipitation en amont du relief est la situation de blocage du flux incident : l'empilement de l'air en basses couches contre les pentes déplace la région d'ascendance en amont de l'obstacle.

Des effets thermiques liés au relief peuvent également générer des nuages précipitants convectifs. Durant la journée, les sommets se réchauffent plus vite que la base des pentes, il s'ensuit un phénomène de *brise*, ou vent anabatique. L'air plus chaud au sommet s'élève et une circulation s'établit le long des pentes vers le sommet où les flux convergent (Fig.1.1e).

Dans le cas de précipitations en aval du massif rocheux, on trouve également d'autres situations liées aux effets dynamiques et thermiques. Lorsque le flux est bloqué et a la possibilité de

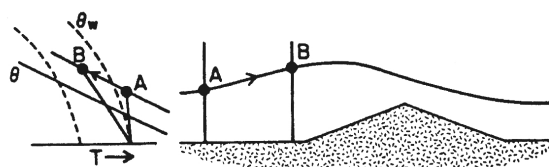


FIG. 1.2 – Mécanisme de déstabilisation d'une masse d'air conditionnellement stable: la détente adiabatique de l'air des niveaux supérieurs déstabilise la colonne entière. (Smith 1979).

contourner un massif, la convection peut se déclencher en aval, lors de la confluence des deux flux de contournement (Fig.1.1f). Dans le cas contraire, c'est-à-dire en cas de franchissement des sommets par le flux et sous certaines conditions de stabilité et de force du vent incident, un champ d'ondes de relief peut s'installer au-dessus et en aval de l'obstacle. Sans entrer dans les détails des différents types d'ondes possibles (à propagation verticale et/ou horizontale notamment), des vitesses verticales significatives sont alors observées, celles-ci pouvant être positives ou négatives suivant la position par rapport à l'obstacle. Associées à un déclenchement d'origine thermique de la convection en aval, les ondes de relief peuvent donc moduler l'intensité des précipitations (Fig.1.1g).

1.3 Influence des montagnes sur l'écoulement

Les précipitations orographiques matérialisent l'influence des montagnes sur l'écoulement environnant, et traduisent d'importantes modifications du champ de vent vertical et horizontal. En particulier, de fortes vitesses verticales positives conduisent à une intensification locale des chutes de pluie. Il est donc important de connaître les changements que peut subir l'écoulement ainsi que les conditions dans lesquelles ils se produisent.

Des études visant à analyser le comportement d'un flux stratifié d'air sec au-dessus d'un obstacle isolé ont été largement menées, on pourra voir Smith (1979), Smith (1989) pour une revue sur le sujet. Elles permettent d'affecter un cadre d'investigations à chaque cas d'interaction flux d'air sec/obstacle, compte tenu des caractéristiques de la montagne (largeur L , et hauteur H) et de celles du fluide (vitesse U , paramètre de Coriolis f , et fréquence de Brunt-Väisälä³ N).

3. La fréquence de Brunt-Väisälä donne une mesure du degré de stabilité du fluide. Si $N^2 > 0$, le milieu est stable; si $N^2 < 0$, le milieu est instable. Pour un fluide stable, cas considéré dans les études théoriques, N est réel et a les dimensions d'une fréquence. C'est la fréquence de vibration d'une particule dans un mouvement purement

Deux nombres caractéristiques découlent de ces paramètres : le nombre de *Froude* $Fr = \frac{U}{NH}$ et le nombre de *Rossby*⁴ $R_0 = \frac{U}{fL}$.

Si on considère les dimensions de l'obstacle par rapport aux caractéristiques du fluide, la valeur de la hauteur H caractérise la linéarité de l'écoulement. La valeur seuil est donnée par le rapport U/N (Smith 1979). Si H est inférieur à cette valeur, c'est à dire $Fr > 1$, l'écoulement est linéaire, et inversement, si elle est supérieure ou $Fr < 1$, le flux est non linéaire. La valeur de la largeur L est comparée aux deux échelles caractéristiques U/N et U/f pour définir les effets qui vont prédominer dans la modification du flux. En particulier, la première échelle U/N permet de déterminer si l'écoulement est hydrostatique ou non, la seconde U/f s'il est rotationnel ou non. La figure 1.3 tirée de Tabary (2002) récapitule toutes les éventualités, et l'écoulement qui en résulte.

Aux latitudes moyennes, les valeurs typiques sont de 10 m.s^{-1} pour U , 10^{-2} s^{-1} pour N et 10^{-4} s^{-1} pour f , ce qui conduit respectivement à 1 et 100 km pour les deux échelles caractéristiques. Dans le cas de chaînes montagneuses réelles, on peut s'attendre à avoir des sommets et des largeurs supérieurs à 1 km. Donc dans ces conditions et à la lumière de la figure 1.3, l'écoulement est hydrostatique, non linéaire. Pour le cas particulier des Alpes, massif dont la production de précipitations fait l'objet des études menées au cours de cette thèse, et dont les dimensions sont de l'ordre de 800 km de long, 200 à 300 km de large, et 3 à 5 km d'altitude, l'écoulement est **hydrostatique, non linéaire et irrotationnel**, ceci en considérant un massif alpin idéalisé, c'est-à-dire faisant abstraction des larges vallées abruptes qui le creusent. A l'échelle régionale, l'écoulement est bien souvent non-hydrostatique, non linéaire et rotationnel.

Des études théoriques récentes, basées sur l'expérimentation numérique ont montré que pour un flux hydrostatique irrotationnel ($L > U/f$), deux régimes distincts se présentent. Ces deux cas dépendent de la valeur de la hauteur adimensionnée de la montagne h , $h = \frac{Nh_m}{U}$ où h_m est la hauteur maximale de la montagne. La valeur critique de h est estimée à environ 1,2 (Smith and Gronas 1993 ; Smolarkiewicz and Rotunno 1989). Le cas où h est inférieur à sa valeur critique correspond à un régime de franchissement de la barrière, le flux passe directement au-dessus. Le soulèvement se produit sur une distance comparable à la hauteur de l'obstacle.

vertical.

4. Sous sa forme non simplifiée, le nombre de Rossby s'écrit $R_0 = \frac{U^2/L}{fU}$, et apparaît ainsi comme le rapport d'une force centrifuge sur un rayon L par la force de Coriolis fU

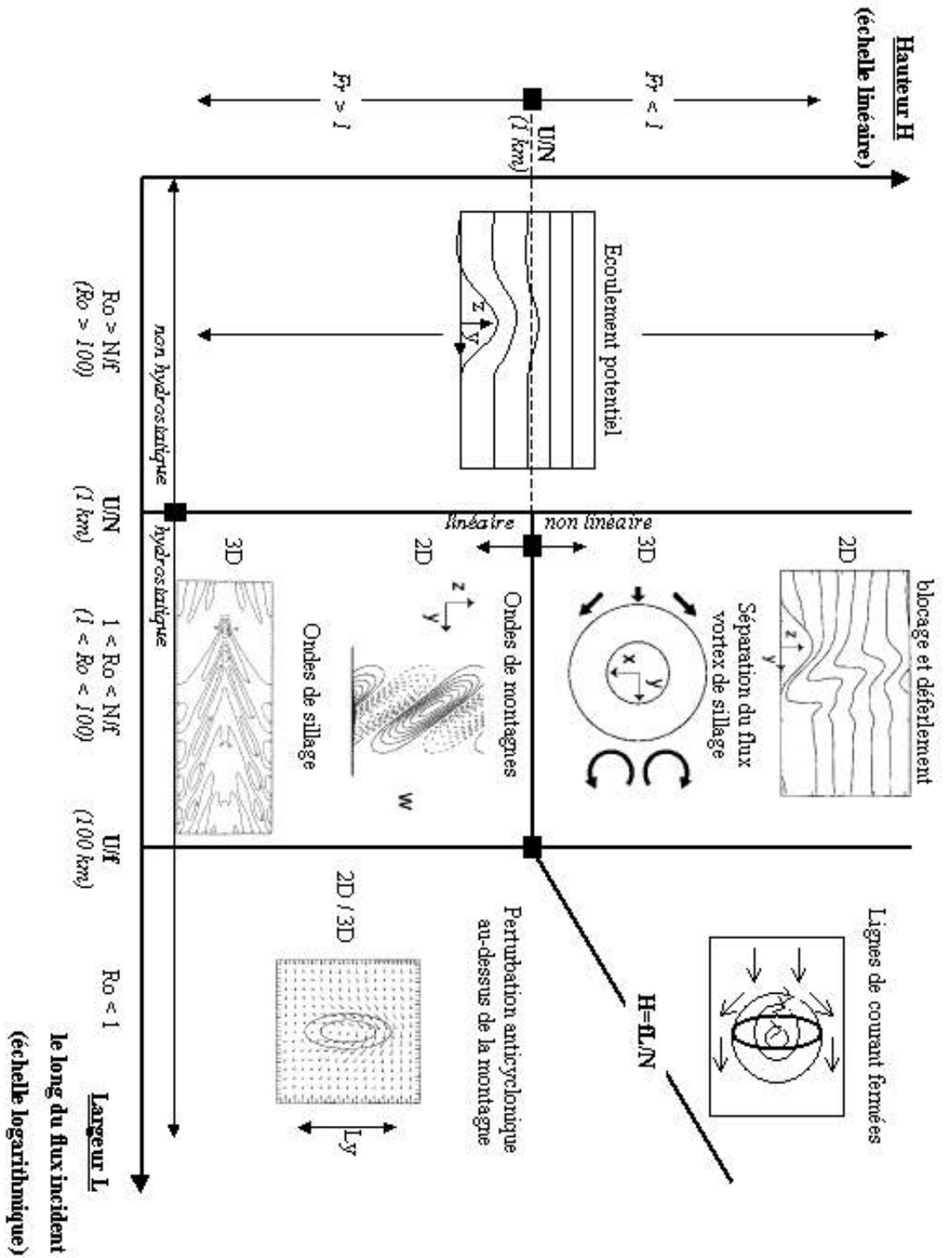


FIG. 1.3 – Diagramme d'écoulement pour un fluide adiabatique sec autour d'une montagne bi- ou tri-dimensionnelle caractérisée par sa hauteur H et sa demi-largeur L . La stabilité et la vitesse de l'écoulement sont constantes le long de la verticale ($N^2 > 0$ et U). Les ordres de grandeur pour la vitesse, la stabilité et le paramètre de Coriolis sont respectivement $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 10^{-4} s^{-1} et 10^{-2} s^{-1} . (Tabary 2002).

Le cas inverse correspond à un régime de contournement, le soulèvement du flux est alors quasiment insignifiant. Dans le cas d'un fluide rotationnel ($L < U/f$), le régime de franchissement est favorisé. L'expression de la hauteur adimensionnée en fonction du nombre de Rossby s'écrit $h = \frac{Nh_m}{R_0 f L}$. Le nombre de Rossby (>1) tend à diminuer la hauteur adimensionnée, et donc à privilégier le régime de franchissement. Le tableau (1.1) récapitule la réponse du fluide atmosphérique en fonction des caractéristiques dimensionnelles de l'obstacle.

	$H < \frac{U}{N}$	$\frac{U}{N} < H < 1.2 \frac{U}{N}$	$H > \frac{U}{N}$
si $L > \frac{U}{f}$ écoulement irrotationnel	franchissement avec	franchissement avec	contournement avec
si $L < \frac{U}{f}$ écoulement rotationnel	écoulement linéaire	écoulement non-linéaire	écoulement non-linéaire

TAB. 1.1 – *Écoulement du fluide atmosphérique en fonction des caractéristiques spatiales (H hauteur et L largeur) du relief.*

Pierrehumbert and Wyman (1985) ont analysé le cas de blocage, ou régime de contournement, et plus particulièrement la distance amont à partir de laquelle l'obstacle exerce une influence sur le flux incident (cf Fig.1.4). Pour une barrière de longueur L_y soumis à un flux incident perpendiculairement, ces auteurs ont montré que le blocage se ressent sur une distance L_y . D'autre part, lorsque l'écoulement est rotationnel et que la force de Coriolis est non négligeable (c'est le cas aux latitudes moyennes, notamment les Alpes), l'échelle caractéristique $L_d = Nh_m/f$ intervient. Dans le cas où $L_d \gg L_y$, la situation est comparable à celle du blocage d'un flux potentiel (irrotationnel), le rayon d'influence du blocage est de l'ordre de L_y . Dans le cas inverse, le rayon d'influence est de l'ordre de L_d , et la force de Coriolis est à l'origine d'un *vent de barrière*, c'est-à-dire de la déviation massive du flux le long de la barrière, vers la gauche dans l'hémisphère nord. Ceci conduit à un écoulement asymétrique autour de l'obstacle.

1.4 Influence des caractéristiques thermodynamiques

Les travaux numériques les plus récents concernent l'interaction entre orographie et atmosphère humide. Ils visent particulièrement à connaître la nature des régimes d'écoulement et des mécanismes amenant au soulèvement vertical et aux précipitations. Beaucoup d'entre eux ont pour cadre le massif alpin, ce site subissant très régulièrement des précipitations marquées,

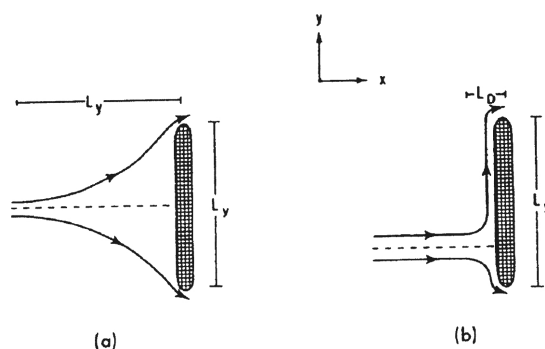


FIG. 1.4 – Modification de l'écoulement d'un fluide. (a) potentiel ou rotationnel mais avec $L_d \gg L_y$; (b) rotationnel avec $L_d \ll L_y$. (Pierrehumbert and Wyman 1985).

notamment à l'automne lors de passages frontaux amenant un flux d'air chaud et humide en provenance de la mer Méditerranée.

Dernièrement, Schneidereit and Schär (2000) ont testé l'influence de deux paramètres liés à l'écoulement : présence d'un jet de basse couche (illustration d'un cas pré-frontal) et masse d'air humide. Le cadre de leur étude est la région alpine idéalisée : le massif alpin est associé à deux segments, un orienté ouest-est, un autre plus court, orienté sud-nord, l'écoulement général est de sud. Les cas sec et humide sont considérés. D'après l'expression de la hauteur adimensionnée h ($h = \frac{N h_m}{R_0 f L}$, avec $R_0 = \frac{U}{f L}$), la présence du jet (augmentation de la vitesse U), et l'humidité de la masse d'air (diminution de la valeur de la fréquence de Brunt-Väisälä N^5) ont tendance à réduire h , et donc à favoriser un régime de franchissement. Schneidereit and Schär (2000) ont montré que, dans le cas où le flux incident sur le relief est conditionnellement stable, l'écoulement de l'air humide se rapproche de celui de l'air sec : le jet est fortement dévié vers l'ouest dû à l'effet de Coriolis (vent de barrière). Les mouvements ascendants et les précipitations sont faiblement marqués, et localisés au creux de l'arc alpin qui constitue une zone de confluence (Fig.1.5). Si le flux est conditionnellement instable, les particules d'air sont capables de passer au-dessus dans un trajet presque direct, sans déviations latérales prononcées. La région où le jet de basses couches grimpe sur la barrière correspond à une zone de forte convection, on y trouve les maxima

5. en effet, dans le cas où l'atmosphère est saturée, le déplacement vertical d'une particule d'air est accompagné du processus de condensation et de fait par un dégagement de chaleur latente qui compense partiellement le refroidissement lié à l'ascension adiabatique. Ainsi, la différence de température entre la particule et l'air environnant est plus faible que dans la situation d'une atmosphère sèche, et la force de flottabilité de « rappel » est diminuée. (Durran and Klemp 2002)

de précipitations (Fig.1.6).

Pour le même type d'étude, Rotunno and Ferreti (2001) ont également mis en évidence le rôle du gradient horizontal d'humidité associé au front, la saturation de l'air décroissant vers l'est en amont des Alpes. Ces auteurs ont considéré le fait qu'un flux humide et saturé possède une stabilité moindre, et tend davantage à franchir l'obstacle, alors qu'un flux non-saturé est plus stable, et contourne l'obstacle. Dans le cas des Alpes, pour un écoulement général de sud ce contournement s'effectue de façon préférentielle vers l'ouest. La présence du gradient d'humidité (ou de température potentielle équivalente θ_e) conduit à la confluence entre le flux non-saturé, au départ situé à l'est et dévié vers l'ouest en s'approchant du relief, et le flux saturé non dévié. Le flux dévié, ou vent de barrière, prend l'allure d'un obstacle supplémentaire, sur lequel s'élève le flux saturé (Fig.1.7). Cette situation conduit à un renforcement des précipitations au pied du massif.

Il s'agit ici de quelques caractéristiques de l'écoulement à **méso-échelle**, l'échelle des Alpes. L'occurrence et l'intensité des précipitations orographiques sont malheureusement dépendantes de phénomènes dont l'échelle spatiale varie dans une large gamme, de la dimension microphysique à celle synoptique. La difficulté des modèles opérationnels de grande échelle dans la prévision de l'intensité des pluies réside dans l'interaction encore mal comprise de ces processus. A l'heure actuelle, une des alternatives de prévision est basée sur le resencement d'éléments propices aux précipitations intenses. Ces derniers ont été déterminés par l'analyse et la comparaison de plusieurs cas. Le paragraphe suivant répertorie ces ingrédients de la grande vers la petite échelle.

1.5 Principaux ingrédients favorables aux précipitations orographiques intenses

Cette partie s'appuie sur les études de Doswell III et al. (1996) et de Lin et al. (2001) dont l'objectif commun est de dresser un scénario type des épisodes de précipitations intenses, plus particulièrement en contexte montagneux pour le second auteur.

Les travaux de Lin et al. (2001) ont permis de répertorier des ingrédients synoptiques et méso-échelles. Les situations à précipitations orographiques intenses qu'ils ont analysées montrent :

- un flux d'air **conditionnellement ou potentiellement instable incident** sur le massif

1.5. Principaux ingrédients favorables aux précipitations orographiques intenses

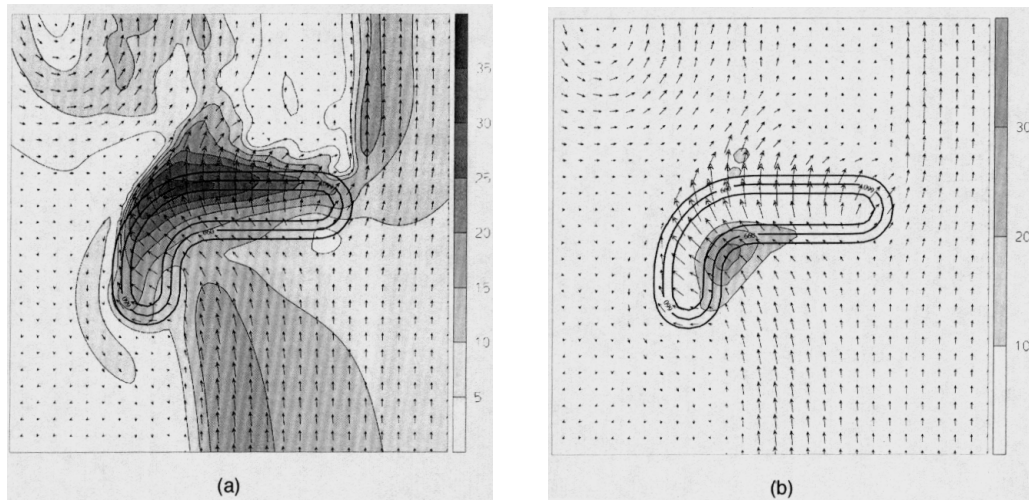


FIG. 1.5 – Modification de l'écoulement d'un flux de sud humide et stable. (a) champs de vent à 30 m (direction et module, échelle de gris en $m.s^{-1}$); (b) accumulation des pluies sur 24 heures (mm). (Schneidereit and Schär 2000).

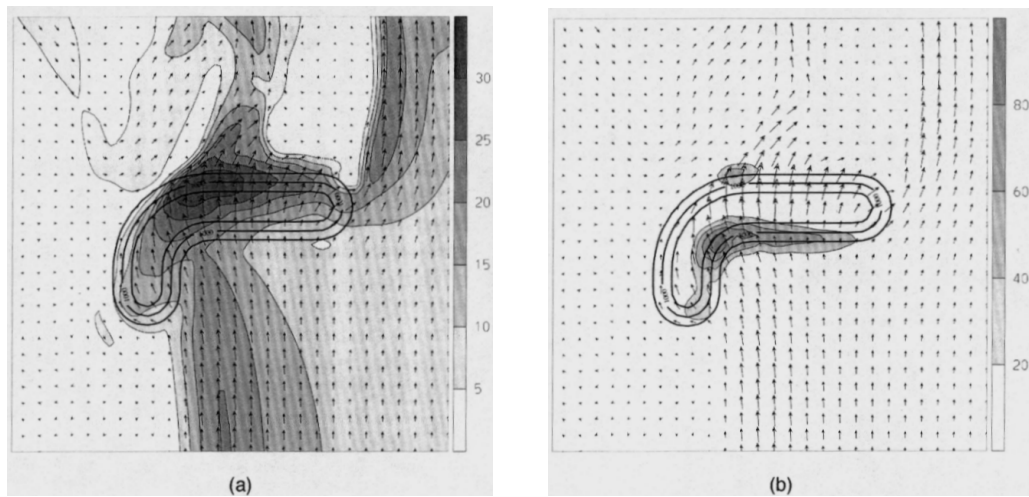


FIG. 1.6 – Modification de l'écoulement d'un flux de sud humide et instable. (a) champs de vent à 30 m (direction et module, échelle de gris en $m.s^{-1}$); (b) accumulation des pluies sur 24 heures (mm). (Schneidereit and Schär 2000).

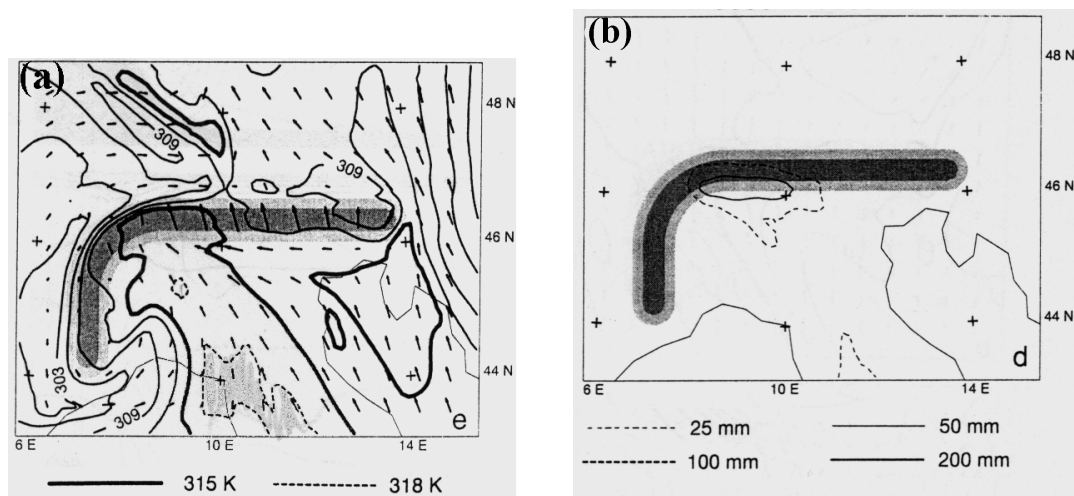


FIG. 1.7 – Modification de l'écoulement d'un flux de sud humide et graduellement saturée d'est en ouest. Champs de (a) vent et de θ_e en surface, et (b) de précipitations. (Rotunno and Ferreti 2001).

montagneux : les forces de flottabilité ne s'opposent pas au forçage orographique à l'origine de l'ascendance de la masse d'air

- un **jet de basses-couches très humide** : masse d'air proche de la saturation, et par conséquent de la condensation
- un massif aux **pentés abruptes** : l'ascension de la masse d'air est ainsi plus rapide
- un **système synoptique quasi-stationnaire** qui ralentit la progression du système précipitant, et donc force la persistance des pluies sur un même site.

L'étude de Doswell III et al. (1996) est une analyse multi-échelles. A l'échelle locale, mis à part le caractère instable et saturé (ou proche de la saturation) de la masse d'air à l'origine des précipitations, ces auteurs insistent sur :

- la **persistance des précipitations** en un même lieu comme Lin et al. (2001). Celle-ci peut être due simplement à un déplacement lent du système pluvieux, à son blocage, à l'étendue du système dans le sens de son mouvement, à la conjugaison de ces facteurs, etc ...
- l'**efficacité précipitante** du système, ou le rapport de la quantité de précipitations au sol sur la quantité de vapeur d'eau initiale. L'efficacité précipitante est dépendante entre autres de l'évaporation et de l'entraînement par l'air environnant.

Un événement présentant l'ensemble de ces ingrédients conduit irrémédiablement à des situations de pluies intenses. Cependant, bien que ce scénario soit bien établi dans la pratique, les

modèles opérationnels ne le reproduisent pas forcément, ou bien les prévisions de précipitations ne sont pas réalistes. La difficulté de la prévision des précipitations en contexte montagneux est directement liée au relief, que celles-ci soient intenses ou modérées. Le Programme Alpin Mésos-échelle, que nous présentons dans le chapitre suivant, vise à mieux comprendre les processus multi-échelles et leurs interactions, qui influent sur les précipitations orographiques.

Chapitre 2

L'expérience MAP

Sommaire

2.1 Motivations	21
2.2 Objectifs	25
2.2.1 Les projets scientifiques	25
2.2.2 P1: Etude des mécanismes des précipitations orographiques	26
2.3 Moyens expérimentaux	27
2.3.1 Contexte climatologique alpin	27
2.3.2 Les appareils de mesure	28
2.3.3 Les moyens numériques	29
2.4 Phase expérimentale: premier bilan	32

L'expérience internationale MAP (Mesoscale Alpine Program) s'est déroulée à l'automne 1999 sur l'ensemble du massif alpin. Ce projet est né de la volonté d'améliorer la compréhension et la prévision des processus multi-échelles, dynamiques et physiques qui gouvernent les précipitations orographiques et la circulation tridimensionnelle autour des massifs montagneux. Ce chapitre présente les motivations de ce projet, ses objectifs, les moyens qui ont été mis en oeuvre ainsi qu'un premier bilan de la période d'observation.

2.1 Motivations

La chaîne Alpine, qui s'étale sur environ 800 km d'ouest en est et 200 à 300 km du nord au sud, est caractérisée par de profondes vallées glacières, la hauteur des plus hauts pics atteint 4800 m. De par ses caractéristiques, les Alpes contribuent largement aux modifications du temps

et du climat. Son environnement en subit les conséquences dont les multiples facettes constituent autant de motivations au programme MAP.

La région alpine a été rendue tristement célèbre par bon nombre de désastres naturels liés à des événements de précipitations intenses : glissement de terrain (Valtellina, Italie en 1987 ; Appenzell, Suisse en 2002), inondations (Europe Centrale, été 2002), inondation éclair (Vaison-La-Romaine, France en 1992 ; Brig, Suisse en 1993 ; Piémont, Italie en 1994), orage de grêle (Munich, Allemagne en 1984) et importante avalanche (St.Anton/Arlberg, Autriche en 1988). Les conséquences sont dramatiques, tant en pertes humaines, qu'au niveau économique. L'amélioration des prévisions de tels cas s'avère indispensable, pour alerter les populations et limiter les dommages sur les infrastructures, c'est une des motivations majeures de MAP. En ce sens, les nouveaux modèles numériques, dont la résolution est de plus en plus fine (autour du kilomètre), comparée à celle des modèles opérationnels des services de prévision nationaux (dizaine de kilomètres), devraient permettre de faire de gros progrès en prévision de pluies intenses à l'échelle régionale.

Il a donc été important de multiplier les observations, aux niveaux spatial et temporel pendant la phase terrain de MAP, pour pouvoir valider ces résultats numériques.

Les Alpes représentent d'autre part une réserve d'eau douce considérable pour les pays européens, on les nomme à ce titre le « château d'eau de l'Europe ». La gestion de cette réserve demande une bonne connaissance des changements dans la fréquence et la localisation des précipitations, dans l'évolution des glaciers, et/ou de la couverture neigeuse.

Enfin, en déviant les courants atmosphériques majeurs les montagnes sont déterminantes dans la distribution des zones climatiques. De nouvelles observations, à méso-échelle comme à l'échelle locale, de l'influence orographique sur le fluide atmosphérique (ondes de gravité, déferlement d'onde, foehn, turbulence...) permettront d'améliorer la compréhension de ces processus. En particulier, elles serviront à améliorer les schémas de paramétrisation ou les formulations explicites existants.

En plus de ses caractéristiques spatiales, qui font que la plupart des phénomènes météorologiques liés à l'orographie s'y produisent, la région alpine dispose de plusieurs atouts qui en font un laboratoire expérimental naturel idéal.

En premier lieu, le massif alpin est pourvu d'un important dispositif opérationnel dédié à l'observation atmosphérique : un des plus denses réseaux de stations automatiques, une quinzaine de stations de radiosondage, ainsi que plusieurs milliers de pluviomètres. La figure 2.1 représente

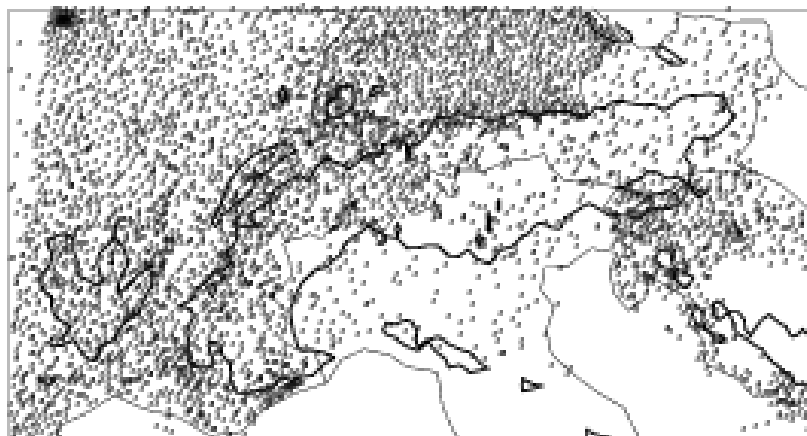


FIG. 2.1 – Réseau de pluviomètres

les 6500 pluviomètres qui ont alimenté la banque de données MAP pour sa phase expérimentale. Les radars météorologiques opérationnels des pays européens « alpins » assurent également un domaine d'observation des systèmes précipitants sur toute la chaîne (cf. fig.2.2).

D'autre part, le projet MAP n'est pas la première expérience scientifique à s'intéresser aux processus atmosphériques des régions alpines. Les programmes ALPEX (**AL**pine **EX**periment) en 1981-82 (ALPEX 1982), et Front Experiment en 1987, ont donné lieu à des études portant sur les différents aspects de la circulation générale, avec un intérêt particulier pour la cyclogénèse en aval de l'obstacle par rapport au flux incident, et sur la modification des fronts, respectivement. Ces expériences constituent de bons précédents à MAP : elles ont conduit à de nombreux progrès en météorologie alpine. Le programme PYREX (**PYR**énées **EX**periment, Bougeault et al. 1990, 1993) mené en 1990 sur les Pyrénées s'associe à ces expériences, pour d'une part fournir une base de données très utile à la validation de celles recueillies lors de la phase expérimentale de MAP, et d'autre part pour présenter plusieurs cas d'étude de simulations numériques préliminaires à MAP. En effet celles-ci ont été essentielles pour détecter, et dans la mesure du possible corriger, les points faibles des modèles de prévision mis en oeuvre lors de l'expérience. Ainsi, plusieurs études numériques ont été effectuées, par exemple pour des cas de foehn (Bougeault et al. 1992, 1993). Plus récemment, le projet HERA Volkert (2000) (**H**eavy precipitation in the **A**lpine region) s'est directement intéressé à l'estimation des chutes de pluie sur le massif Alpin pour prévenir les épisodes d'inondation. Neuf institutions de recherche de cinq pays alpins ont participé à ce projet. Il s'est déroulé du 1^{er} décembre 1996 au 31 mars 1999, et a été basé sur l'étude de plusieurs épisodes pluvieux intenses antérieurs à décembre 1996 au moyen d'observa-

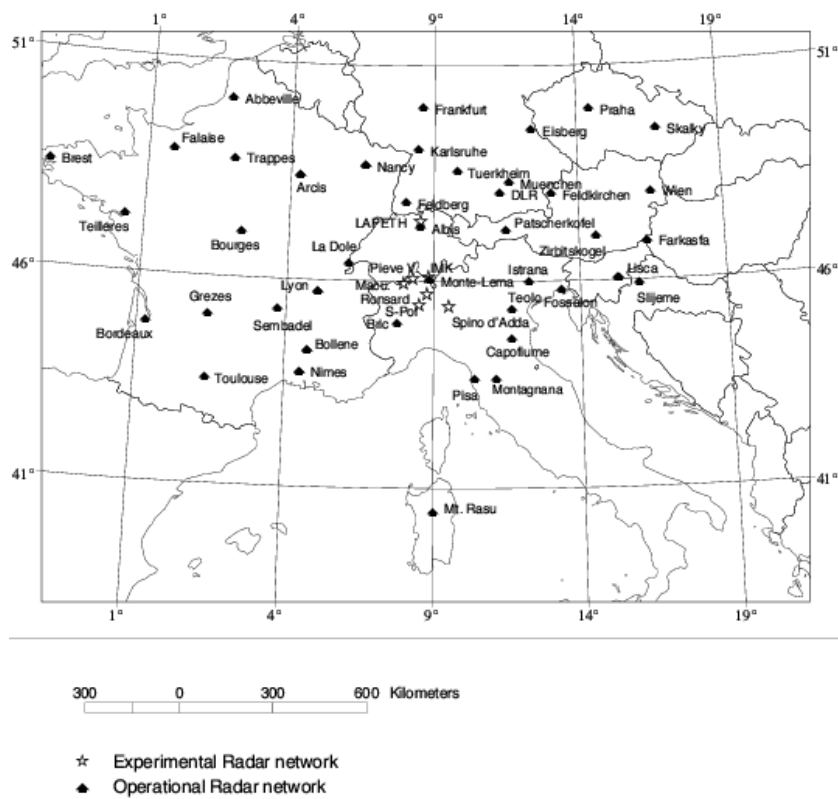


FIG. 2.2 – Radars opérationnels et scientifiques déployés lors de la phase expérimentale de MAP. (Bougault et al. 2001).

tions (données radars, mesures au sol, radiosondages..) et de simulations numériques (modèles de prévision opérationnels ou de recherche). Le projet HERA a permis d'établir une première base de données issues de l'observation de systèmes précipitants alpins, d'analyser les cas de précipitations intenses (par exemple l'inondation de Vaison-La-Romaine, Senesi et al. (1996)), d'adapter les algorithmes de traitement des données de radars Doppler au contexte montagneux et de développer et d'améliorer les techniques numériques récentes liées à la haute résolution (en particulier le grid-nesting⁶). Les études de cas et développements effectués dans le cadre de l'HERA constituent respectivement une référence et un pré-requis essentiels pour MAP.

Le programme MAP a été initialement proposé par la Suisse, les pays européens alpins se sont impliqués immédiatement, puis les Etats-Unis, le Canada, l'Espagne et la Grèce ont été pris dans la dynamique. Au total, quatorze pays, soit près de 85 institutions, se sont mobilisés pour définir et atteindre les objectifs de MAP.

2.2 Objectifs

2.2.1 Les projets scientifiques

MAP est basé sur huit objectifs, dont l'intitulé exact est donné dans le tableau 2.1. Une explication détaillée de chacun d'entre eux est fourni dans le programme scientifique de MAP (Bougeault et al. 1998).

P1	Mécanismes fondamentaux des précipitations orographiques
P2	Anomalie de tourbillon potentiel au niveau de la tropopause
P3	Mesures hydrologiques et prévision d'inondations
P4	Dynamique de l'écoulement dans un col
P5	Prévision du foehn dans la vallée du Rhin
P6	Déferlement des ondes de relief
P7	Structure du sillage engendré par les Alpes
P8	Turbulence dans les vallées alpines

TAB. 2.1 – Objectifs de MAP

L'étude menée au cours de cette thèse fait partie du premier objectif: l'analyse des mécanismes fondamentaux des précipitations orographiques. Par la suite, nous développons donc

6. terme défini dans le *chapitre 3*

particulièrement ce point.

2.2.2 P1 : Etude des mécanismes des précipitations orographiques

Dans les Alpes, les précipitations intenses sont souvent liées au passage de systèmes frontaux. L'interaction de tels systèmes avec le relief conduit à un renforcement des précipitations, soit directement par augmentation de la production des gouttes de pluie, soit par le ralentissement du passage du système frontal, la pluie au sol s'accumulant alors en un même lieu. Dans les deux situations, les précipitations orographiques sont le résultat d'interactions complexes entre effets dynamiques et microphysiques.

Les forts mouvements ascendants générés par instabilité convective produisent des particules qui grossissent par coalescence⁷ et par givrage⁸. Les mouvements ascendants plus faibles produisent des particules précipitantes en phase glace qui croissent par déposition de vapeur (*effet Bergeron*) et agrégation de cristaux.

Les systèmes précipitants étendus, qu'il s'agisse de systèmes convectifs de mésoéchelle ou ceux associés à un front, présentent à la fois des mouvements verticaux forts et moins forts.

Les processus microphysiques influencent également les processus dynamiques via des effets thermodynamiques (condensation, évaporation, ...) qui modifient la température de l'air environnant, et donc les conditions de stabilité ou d'instabilité.

Ainsi, il apparaît que la prévision correcte des champs de précipitation implique de connaître la distribution des mouvements de l'air jusqu'à l'échelle convective, et d'y associer les processus microphysiques adéquats. Ces conditions reposent sur la compréhension des rôles respectifs :

1. des paramètres dynamiques du flux d'air ;
2. des modifications orographiques⁹ du flux, de la mésoéchelle à l'échelle aérologique ;
3. des processus microphysiques.

Le premier objectif (P1) de MAP tente d'accéder à ces connaissances.

Rôle des processus dynamiques

Il s'agit de mettre en relation l'occurrence des précipitations intenses et des inondations avec la stabilité et le cisaillement du flux en amont du relief, ainsi qu'avec une description à plus

7. captation par une grosse goutte de petites gouttes

8. captation par une particule de glace de petites gouttes qui gèlent au cours de l'impact

9. Les mécanismes dynamiques ont été évoqués au cours du chapitre 1

grande échelle de la masse d'air approchant les Alpes. Ce point est important pour déterminer précisément la réponse du flux au forçage orographique.

Rôle du relief

On ne peut espérer totalement comprendre la réponse d'un flux au forçage orographique sans tenir compte des différentes échelles des structures du relief et respectivement de celles des processus atmosphériques. Le but de cette étude est de déterminer comment le massif des Alpes considéré dans son ensemble, avec ses structures et sous-structures (donc de l'échelle synoptique à celle de ses plus petites vallées) induit des précipitations intenses et des inondations par interaction avec des processus atmosphériques de même échelle.

Rôle des processus microphysiques

Les processus microphysiques sont encore assez mal documentés, en particulier la croissance, le développement, et l'évacuation des précipitations en phase glace. La trajectoire de ces particules diffère selon leur vitesse de chute, qui elle-même dépend de la nature des particules de glace. Ces processus associés à la fonte puis à la transformation en gouttes de pluie compte en terme de production précipitante.

Déterminer la variabilité des particules microphysiques associées aux événements de précipitations intenses ou d'inondations, influencés par le relief s'avère particulièrement important.

2.3 Moyens expérimentaux

2.3.1 Contexte climatologique alpin

La région alpine est largement affectée par les précipitations intenses particulièrement à l'automne. En effet à cette saison, les systèmes frontaux en provenance de l'Atlantique et balayant l'Europe d'ouest en est, amènent un flux d'air chaud et humide, d'origine méditerranéenne et/ou adriatique, sur les pentes sud du massif alpin (Senesi et al. 1996). Frei and Schär (1998) ont effectué une étude climatologique des précipitations sur l'ensemble du massif alpin, ainsi que sur les massifs avoisinants pour la période 1971-1990. La figure 2.3 synthétise leurs résultats pour le mois d'octobre. Globalement, pour n'importe quel massif, les pentes exposées vers le sud, ou plus exactement vers les sources de chaleur et d'humidité que représentent les mers Méditerranée

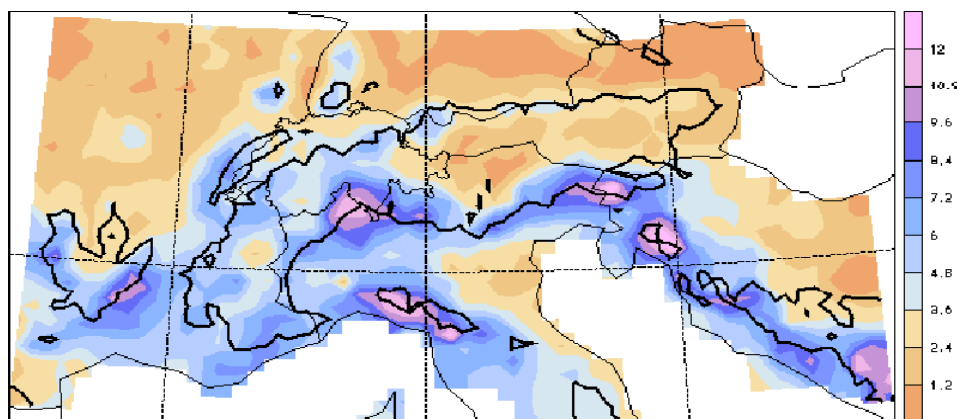


FIG. 2.3 – Fréquence climatologique des précipitations (> 20 mm par jour) de la région alpine pour le mois d'octobre. Les zones délimitées par des traits gras représentent les régions montagneuses d'altitude supérieure à 800 m. (Frei and Schär 1998).

et Adriatique, apparaissent être plus touchées par les précipitations intenses. Plusieurs maxima sortent cependant de l'allure générale : les pentes sud-est du Massif Central, dans la région Ligure sur les pentes sud des Appenins, dans la région du Lac Majeur située au creux de l'arc alpin, dans la région du Frioul au nord-est de l'Italie près de la frontière italo-slovène, et un autre en Croatie sur les pentes des Alpes Dinariques.

Dans le cadre de MAP, cette étude climatologique a permis de définir les régions du Lac Majeur (LMTA pour Lago Maggiore Target Area), Ligure et du Frioul comme zones cibles des observations de systèmes précipitants. Aussi un dispositif expérimental important a été déployé, principalement dans la région du Lac Majeur, mettant en oeuvre à la fois outils d'observation et de mesure opérationnels et scientifiques.

2.3.2 Les appareils de mesure

Au sol, en plus des radars météorologiques opérationnels (cf. fig.2.2), des radars Doppler scientifiques ont été utilisés. Le radar français RONSARD du CETP¹⁰, et le radar américain polarimétrique SPOL du NCAR¹¹ étaient placés dans la région du Lac Majeur. Le radar RONSARD a fonctionné de façon coordonnée avec le radar opérationnel suisse de Monte-Lema pour fournir des indications sur la dynamique du flux et la distribution des hydrométéores en temps réel durant tous les épisodes pluvieux (cf. fig.2.4). L'étendue de leurs observations couvrait une

10. Centre d'Etudes des Environnements Terrestre et Planétaires

11. National Center for Atmospheric Research

portion de la vallée du Pô, le Lac Majeur et les pentes alpines adjacentes. Les données Doppler de SPOL ont permis d'accroître la résolution des champs dynamiques et de précipitation à l'intérieur de ce domaine. En outre, les mesures polarimétriques du radar SPOL ont permis d'accéder à la distribution spatiale et temporelle des types d'hydrométéore (neige, pluie, graupel, grêle, etc ...). Le tableau 2.2 répertorie les principales caractéristiques de fonctionnement de ces radars.

Les champs de précipitations ont également pu être échantillonnés à partir des pluviomètres et disdromètres appartenant au réseau d'observation opérationnel.

Ces observations ont été complétées par les mesures d'autres radars : le radar Doppler mobile américain DOW (Doppler On Wheels) du NCAR, localisé selon la situation météorologique dans la vallée du Toce ou du Ticino, toutes deux contiguës à la région du Lac Majeur ; les radars Doppler à visée verticale suisse VPR (Vertically Pointing Doppler Radar) et américain OPRA (Orographic Precipitation RADar) ; le radar allemand MRR-1 (MicroRain Radar-1) également à visée verticale, ainsi que deux profileurs de vent français (radars UHF et VHF de Météo-France) situés entre RONSARD et SPOL.

Les radars Doppler aéroportés ont également été utilisés, soit pour compléter les mesures effectuées par les radars au sol, suivre les cellules précipitantes au-delà de leur couverture, soit pour échantillonner les systèmes se développant en dehors de la zone cible du Lac Majeur, et en particulier dans la région du Frioul. Ainsi les radars embarqués sur les avions américains Electra du NCAR, et P3 de la NOAA¹² ont été très importants (cf. le tableau 2.2 pour les caractéristiques techniques).

Dans la région du Lac Majeur, d'autres instruments visant plus particulièrement à étudier le comportement de la couche limite, viennent compléter cette liste.

2.3.3 Les moyens numériques

En plus des moyens d'observations (radars, satellites, ...), la prévision météorologique pendant la campagne s'est appuyée sur les résultats des modèles opérationnels européens CEPMMT¹³ et Aladin-Lace, suisse SM¹⁴, et également du modèle canadien MC2¹⁵, appartenant à la nouvelle génération de modèles à l'origine du programme MAP, et permettant des

12. National Oceanic and Atmospheric Administration

13. Centre de Prévision Météorologique à Moyen Terme

14. Swiss Model

15. modèle de mésoéchelle communautaire compressible

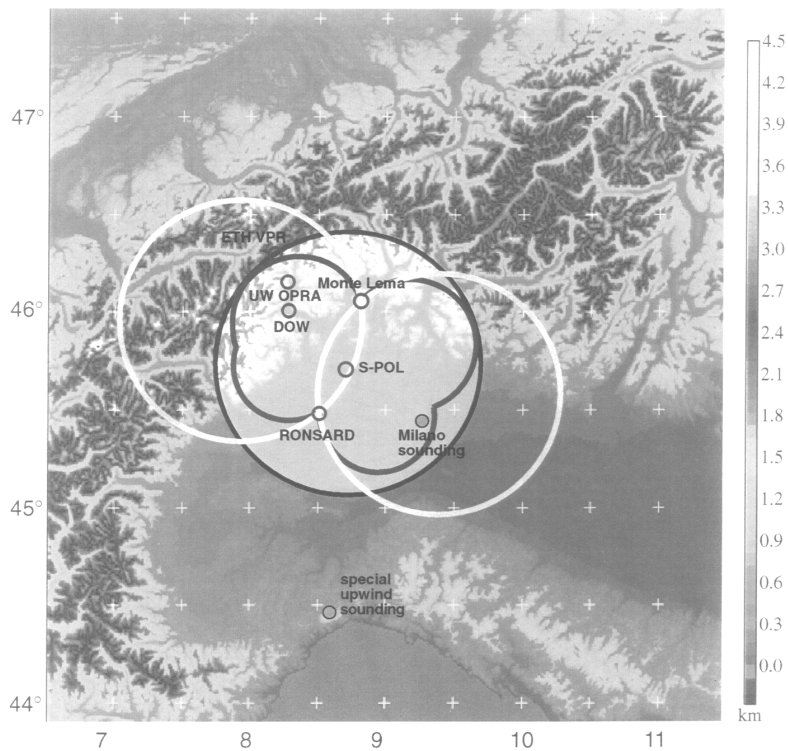


FIG. 2.4 – Instrumentation Doppler mise en place dans la région du Lac Majeur lors de la phase expérimentale de MAP. Le cercle sombre délimite la région de mesures polarimétriques à haute résolution du radar américain SPOL; les cercles clairs désignent la couverture dual-Doppler basse résolution des radars suisse et français (Monte-Lema et RONSARD); la région délimitée par des arcs de cercle sombre correspond à la couverture dual-Doppler à haute résolution des radars Monte-Lema, RONSARD et SPOL

	RONCARD	S-Pol	Monte-Lema	radar embarqué sur le P3	radar embarqué sur l'Electra
Diamètre de l'antenne D (m)	4	8.5	4.2		1.4
Fréquence d'émission f (GHz)	5.6	2.8	5.44	9.3	9.2-9.8
Longueur d'onde $\lambda = c/f$ (cm)	5.4	11	5.6	3.2	3.2
PRF ^a (Hz)	1464	832	600, 800, 1200	1280-1600	1850-2312
Largeur du faisceau $1.27\lambda/D$ (rad)	1°	0.91°	1°	1.35°	1.8°
Portée maximale $R_{max} = c/(2PRF)$ (km)	102	180	250, 187.5, 125	46-92	64.86
Vitesse de Nyquist $V_n = \lambda.PRF/4$ ($m.s^{-1}$)	19.6	22.9	8.27, 11., 16.5	12.89-71	72.2
Durée de l'impulsion τ (μs)	0.67	0.25	0.5	0.5	1.3
Largeur d'une porte $c\tau/2$ (m)	100	37.5	75	75	225
Distance entre les portes Δr (m)	200	150	1000	75, 150, 300	225
Elevation minimale (mode PPI - deg)	0.62	0.6	-0.3		
Altitude (m)	155	280	1625		
Latitude-Longitude (deg)	45.460;8.517	45.72;8.73	46.042;8.833		

TAB. 2.2 – Caractéristiques radar

^a Pulse Repetition Frequency

simulations à haute résolution sur l'ensemble du massif alpin.

L'ensemble des simulations faites lors de la campagne, et validées a posteriori par les observations constituent une banque de données très intéressante qui permet de compléter et d'aller au-delà des mesures expérimentales.

2.4 Phase expérimentale : premier bilan

La phase expérimentale de MAP a eu lieu du 7 septembre au 15 novembre 1999. Elle a donné lieu à 17 périodes d'observations intensives (POI) qui ont permis de remplir les objectifs de tous les thèmes de recherche. Le projet P1 des mécanismes des précipitations orographiques a été particulièrement bien documenté, puisque les épisodes pluvieux se sont succédés à partir du 15 septembre jusqu'à mi-octobre sous la forme de perturbations se déplaçant d'ouest en est. L'activité précipitante a repris plus irrégulièrement au mois de novembre.

La figure 2.5 établie par Frei and Haller (2001) met en évidence le caractère humide de l'automne 1999. Ces auteurs comparent ici le taux de précipitations (mm/jour) de la saison automnale 99 avec la climatologie du mois d'octobre. La phase expérimentale de MAP apparaît plus humide que la moyenne climatologique. La pluviosité notable de la partie ouest des Alpes constitue une des caractéristiques majeures de l'automne 1999 et relate entre autres des inondations qui ont eu lieu au sud-est de la France, et dans l'Aude. Les régions définies au §2.3.1 et représentant les maxima climatologiques sont particulièrement touchées : le taux de précipitations de la région LMTA est de 40% supérieure à sa moyenne. 12 POIs sur les 16 qui ont intéressé le projet P1 (cf. tab2.3 adapté de Bougeault et al. 2001) ont touché la LMTA, région la plus instrumentée des zones cibles. Les plus fortes pluies sont tombées principalement durant la première période de la phase expérimentale ; à partir du mois d'octobre les cellules précipitantes ont été de nature plus stratiforme.

A ce jour et dans le cadre du projet P1, plusieurs études ont été menées et ont ou vont donné lieu à des publications, notamment dans l'édition spéciale du *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* consacrée à MAP (2003). Il s'agit notamment pour la LMTA :

(1) de la POI 2A (17-18 sept. 1999), situation de précipitations intenses convectives dans la LMTA (70 mm en 6 heures par endroit), documentée par diverses analyses

- de type instrumental: Tabary (2002) a utilisé les données des radars Doppler Ron-sard, Monte-Lema et Doppler-polarimétrique Spol pour étudier l'évolution d'une

POI ^a	date	caractéristique	localisation	intérêt
1	15/09	convection	Ligurie	*
2A	17/09	ligne de grain	LMTA ^b	***
	18/09		Ligurie	**
2B	20/09	fortes précipitations	LMTA	****
		fortes précipitations	Veneto	***
3	24/09	flux de surface	vallée du Pô	**
	25/09	fortes précipitations	LMTA	***
	26/09	fortes précipitations	LMTA	
4	30/09	front	LMTA	**
5	03/10	front	LMTA	**
	04/10	convection	Slovénie	***
6	13/10	pluie stratiforme	LMTA	*
7	18/10	pluie stratiforme	Ligurie	*
			LMTA	***
8	20/10	pluie stratiforme	LMTA	*
	21/10		LMTA	**
9	23/10	fortes précipitations	Ligurie et vallée du Pô	**
10	24/10		LMTA	*
11	27/10	flux de surface	vallée du Pô	***
12	30/10	pluie faible	Alpes françaises	*
14	03/11	convection	Ligurie	***
	04/11	pluie stratiforme	LMTA	***
15	06/11	fortes précipitations	LMTA	**
	07/11	fortes précipitations	Vénétie Appenins du nord	*
16	11/11	pluie stratiforme	LMTA	*

TAB. 2.3 – Périodes d'observation en relation avec l'objectif P1

^a Période d'observation intensive^b Lago Maggiore Target Area

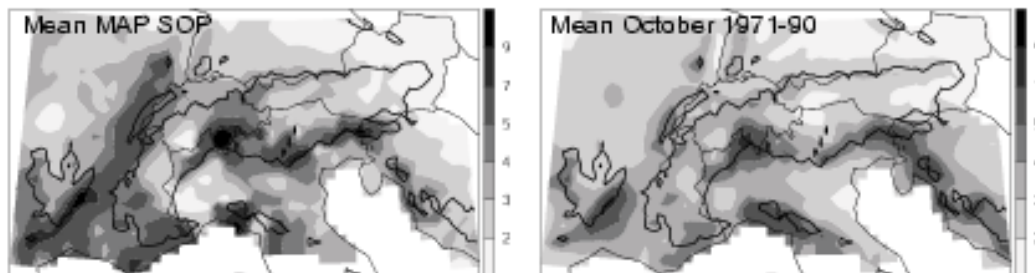


FIG. 2.5 – Précipitations moyennes (mm/jour) durant la phase expérimentale de MAP (07/09-15/11/99) et durant la période 1971-1990 pour le mois d'octobre. Les zones délimitées par des traits gras représentent les régions montagneuses d'altitude supérieure à 800 m. (Frei and Haller 2001)

ligne convective en relation avec l'orographie et la morphologie de cet épisode. Les mécanismes physiques associés aux diverses phases de vie de la ligne précipitante ont pu être décrits de façon détaillée.

Seity et al. (2003) ont d'autre part analysé les données microphysiques et dynamiques à haute résolution déduites des données radar, et les données d'impact de foudre au sol. En effet, la POI 2A se caractérise également par son activité électrique, elle représente 75% des impacts de foudre enregistrés pendant toute la phase expérimentale. Ces auteurs ont étudié les corrélations entre éclairs nuage-sol, processus dynamiques et microphysiques des nuages d'orage et le facteur orographique.

- de type numérique: Richard et al. (2003) ont effectué des simulations avec le modèle Méso-NH et ont mis en évidence l'importance des processus météorologiques de grande échelle, en particulier la présence d'un thalweg d'altitude en phase avec le forçage orographique du flux de basses couches dans la production des précipitations intenses de la POI 2A.

- (2) de la POI 2B (19-20 sept. 1999), période d'observation dont les conditions météorologiques se rapprochent de celles de la POI 2A mais dont la signature précipitante a été très différente de par sa nature plus stratiforme. Ainsi, cet épisode a été caractérisé plus par la durée des précipitations que par leur intensité, le cumul de pluie sur la durée de l'évènement (soit environ 30 heures) est de 90 à 270 mm en plusieurs stations autour de la LMTA.

Gheusi and Stein (2002) ont analysé les conditions thermodynamiques du flux de méso-échelle incident sur la côte Ligure, au moyen d'une description Lagrangienne. Pour la POI 2B, on observe en basse troposphère une bande d'air sec dans ce flux, séparant deux bandes plu-

vieuses. Les auteurs associent la bande d'air plus sèche et plus froide à un courant de densité, formé par l'évaporation des précipitations de la bande pluvieuse la plus à l'est, et montrent son influence dans la circulation des basses couches du Golfe de Gênes, et en conséquence dans la distribution des précipitations sur le continent européen (côtes françaises et italiennes, vallée du Pô et région alpine).

Asencio et al. (2003) ont utilisé parallèlement outils numérique et expérimental pour effectuer une analyse des conditions précipitantes de la méso-échelle à l'échelle locale. Les auteurs ont également utilisé la méthode de rétro-trajectoire Lagrangienne développée par Gheusi and Stein (2002) pour les basses couches de la troposphère. Cette étude est complémentaire de celle que nous avons effectuée (Georgis et al. 2003) au niveau de la région du Lac Majeur, en analysant les données des radars Doppler. Nous reviendrons plus particulièrement sur ces résultats dans le chapitre 4, consacré à la POI 2B.

- (3) des POIs aux précipitations stratiformes, pour lesquelles les taux de précipitations au sol n'ont pas été conséquents mais intéressantes du point de vue de la morphologie et de l'évolution des cellules précipitantes en fonction du passage du front associé. Nous avons étudié quatre cas, les POIs 4 (30 sept. 1999), 8 (21 oct. 1999), 9 (23 oct. 1999) et 15 (6 nov. 1999) (Pradier et al. 2003). Cette étude est présentée au chapitre 6.
- (4) de la POI8 qui a fait l'objet d'études particulières. En effet c'est un cas de blocage orographique du flux de basses couches, « Le » cas MAP pour ce processus qui a perduré la journée du 21 octobre 99. Les modèles de prévision n'avaient pas prévu ce phénomène, et ont par conséquent sur-estimé les taux de précipitations (120 mm sur 24 heures prévues, contre 30-50 mm mesurées). Bousquet and Smull (2003) ont étudié le blocage de la POI 8 de la LMTA à la côte Ligure, à l'aide des données des radars Doppler sol et aéroportés. Dans les larges vallées alpines, le « down-valley flow », i.e. le flux de retour opposé en direction au flux incident a également pu être bien analysé au cours de cette POI (Steiner et al. 2003).

La région du Frioul, autre zone sensible des précipitations, a présenté un seul cas d'épisode pluvieux important, il s'agit d'une ligne de cellules convectives échantillonnée lors de la POI5 (Pradier et al. 2002), dont nous discuterons les caractéristiques au chapitre 5.

Bien que la phase expérimentale ait été très riche, elle n'englobe pas tous les processus de précipitations orographiques (répertoriés par Smith 1979) attendus (Houze 2001). Plus particulièrement, MAP n'est pas représentative de la convection intense associée aux cumulonimbus

et déclenchée par l'interaction du flux d'air et du relief. En effet un seul cas, la POI 2A, a présenté ce type de précipitations. Il a été très bien documenté par les instruments du LMTA, en particulier les radars Doppler, mais bien que d'un intérêt scientifique évident, la POI 2A ne peut être considérée comme un cas typique de précipitations convectives : d'autres observations de tel épisode sont nécessaires.

Comme le note encore Houze (2001), les données MAP ne permettent pas réellement d'étudier l'interaction des fronts avec le massif alpin en terme de production/accentuation de précipitation. En effet, ce processus a eu essentiellement lieu sur les pentes « continentales » des Alpes (i.e. françaises et suisses) comme révélé aussi par la figure 2.5, et s'est donc produit hors de portée des sites spécialement instrumentés, en particulier la LMTA.

Néanmoins, quelques POIs ont illustré le phénomène, la plus intéressante et spectaculaire étant la POI 15 (voir *chapitre 6*) qui présentait un cas de cyclogénèse dans le sillage du massif alpin, au sud de la LMTA.

Chapitre 3

Moyens d'investigation

Sommaire

3.1 Les radars Doppler	37
3.1.1 Mesures des radars Doppler	38
3.1.2 Traitement des données	42
3.1.3 Difficultés rencontrées lors du traitement	46
3.2 Le modèle Méso-NH	53
3.2.1 Présentation générale du modèle	53
3.2.2 Méso-NH et MAP	55

3.1 Les radars Doppler

Nombreux sont les instruments pouvant être utilisés pour observer et décrire la structure interne des nuages. Cependant, un seul permet d'obtenir à la fois des informations sur la répartition des gouttes nuageuses et sur le champ de vent de méso-échelle avec une résolution suffisamment fine (échelle convective) : le radar Doppler.

En émettant à intervalles de temps réguliers une impulsion électromagnétique à une cadence donnée par la fréquence de répétition des spectres (PRF pour Pulse Repetition Frequency), dans une direction définie par son antenne, le radar météorologique permet l'exploration des systèmes nuageux (fig.3.1). Plus précisément, c'est la mesure de la puissance de l'onde rétrodiffusée par les hydrométéores contenus dans le volume analysé qui renseigne sur le contenu microphysique du nuage, via le paramètre de *réflectivité*. La particularité du radar Doppler est de garder en mémoire la phase du signal d'émission et de permettre ainsi de mesurer le décalage en fréquence

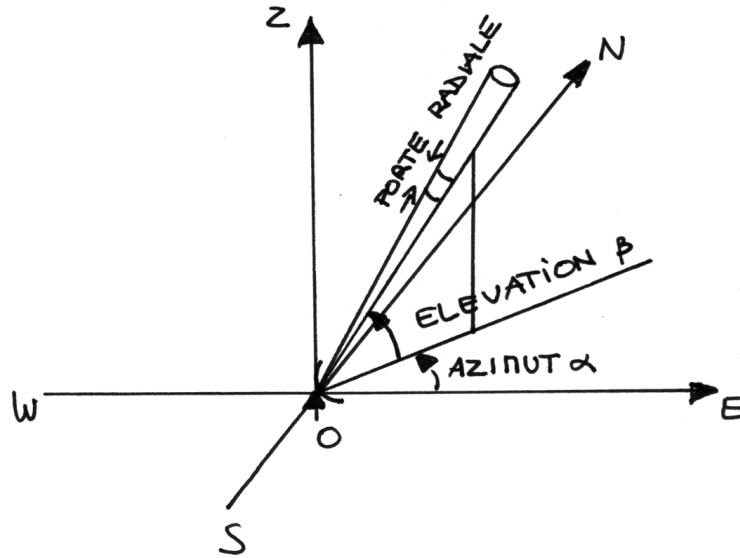


FIG. 3.1 – Faisceau radar défini dans le repère géographique cartésien (W-E,S-N). Le faisceau est centré sur l'axe de visée, ou radiale, la mesure s'effectue sur un volume cible caractérisé par l'ouverture du faisceau et la largeur de la porte radiale. A une porte donnée, donc pour un certain intervalle de distance radiale, correspond un signal rétrodiffusé par les cibles qu'elle contient.

entre signaux émis et reçu. Ce décalage est provoqué par le mouvement de la cible (*effet Doppler-Fizeau*). Le radar Doppler permet donc d'accéder au mouvement le long de l'axe de visée des particules présentes à l'intérieur du volume d'analyse, via la *vitesse Doppler*.

Dans la suite, nous présentons succinctement le principe des mesures de *réflectivité* et de *vitesse Doppler*. Nous renvoyons le lecteur aux ouvrages de Doviak and Zrnic (1984) ou de Sauvageot (1982) pour une description plus détaillée.

3.1.1 Mesures des radars Doppler

Réflectivité

Le signal électromagnétique rétrodiffusé et reçu par le radar est caractérisé par sa puissance P_r . L'équation, dite « du radar », établit une relation de proportionnalité entre cette puissance et un paramètre caractéristique des cibles, le facteur de réflectivité radar :

$$P_r = C l K^2 \frac{Z}{r^2}$$

où C est une constante dépendant de paramètres propres au radar ;

l , le coefficient d'atténuation représentant la perte d'énergie durant la propagation de l'onde. Il dépend du milieu traversé et de la longueur d'onde λ du signal radar (plus celle-ci est courte, plus l'atténuation est forte) ;

K^2 , le coefficient de réfraction de l'onde radar par les hydrométéores. Sa valeur dépend de leur nature, de leur température et la longueur d'onde λ du radar ;

r , la distance radar-cible. P_r est donc d'autant plus intense que les cibles sont proches ;

Z , le facteur de réflectivité est représentatif des hydrométéores.

Dans l'approximation de Rayleigh, c'est-à-dire dans le cas où la longueur d'onde du radar ($3 < \lambda < 10\text{cm}$, cf. tableau 2.2) est largement supérieure à la dimension caractéristique de l'hydrométéore (diamètre moyen d'une goutte de pluie de l'ordre de $100 \mu\text{m}$), le facteur de réflectivité est défini par

$$Z = \int_{D_{min}}^{D_{max}} n(D) D^6 dD$$

où D est le diamètre des gouttes et $n(D)$ leur distribution en taille par unité de volume, c'est-à-dire le nombre de gouttes dont le diamètre est compris entre D et $D + dD$. Z est exprimé en $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$ mais étant donnée la large gamme que recouvrent ses valeurs, l'unité logarithmique est plus fréquemment utilisée, et la réflectivité s'exprime alors en dBZ :

$$Z(\text{dBZ}) = 10 \log Z(\text{mm}^6 \text{m}^{-3})$$

La mesure de réflectivité donne donc une indication sur le contenu en hydrométéores d'un volume d'air, et permet de diagnostiquer de façon qualitative l'intensité des précipitations. Plus les pluies sont intenses, plus l'écho radar est fort. Il est cependant difficile de définir quantitativement la pluie au sol à partir de la réflectivité radar. Certes, des relations empiriques simples liant ces deux quantités existent ; elles sont du type

$$Z = aR^b \tag{3.1}$$

avec Z en $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$ et R en $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ et où a et b sont des constantes qui dépendent du type de précipitations, et du calibrage du radar. Outre les valeurs de a et b , des sources d'erreurs existent :

- (1) généralement, les radars n'opèrent pas au ras du sol mais légèrement au-dessus, ceci pour éviter la contamination du signal par celui-ci. Les gouttes d'eau observées à un niveau

donné peuvent être transportées par des vents horizontaux, et donc ne pas systématiquement tomber à la verticale du point d'observation. Ainsi, la distribution en réflectivité des niveaux supérieurs ne reflète pas exactement la distribution des précipitations au sol.

- (2) l'atténuation du signal par différents gaz atmosphériques, par la pluie également (Z est sous-estimé)
- (3) les fortes valeurs de réflectivité de la « *bande brillante* » (Z est sur-estimé; ces fortes valeurs s'expliquent par des modifications des propriétés de rétrodiffusion des particules de glace lorsqu'elles sont mélangées; ainsi en règle générale dans les systèmes précipitants, la bande brillante se situe autour de l'isotherme 0°C, sur une épaisseur de 100 à 400 m. Le maximum de réflectivité de la bande brillante sépare une couche supérieure de faible réflectivité (précipitations solides) d'une couche de forte réflectivité (pluie))
- (4) les fortes valeurs de réflectivité dues au signal rétrodiffusé par le sol (contamination des premières élévations, ou présence d'un relief)
- (5) la non-homogénéité du système précipitant
- (6) le processus d'évaporation
- (7) la vitesse verticale de l'air

L'avantage des radars Doppler polarimétriques, et c'est le cas du radar américain Spol, est d'effectuer des mesures avec deux polarisations différentes. Par rapport aux radars Doppler standard, les radars polarimétriques accèdent à des informations supplémentaires : taille, forme, densité, phase thermodynamique, orientation, ... des hydrométéores, autant de paramètres qui permettront de déterminer avec plus de précision l'intensité des précipitations au sol.

Vitesse Doppler

Les cibles météo ont une vitesse propre que le radar Doppler est capable de restituer à condition que l'effet Doppler se produise, c'est-à-dire que la projection de cette vitesse sur l'axe de visée soit non nulle. La phase ϕ du signal reçu est alors reliée à la distance radiale $r(t)$ de la cible :

$$\phi(t) = \phi_0 + \frac{2\pi}{\lambda} 2 r(t)$$

où $\phi(t)$ est la phase du signal rétrodiffusé à l'instant t ;

ϕ_0 , la phase du signal émis ;

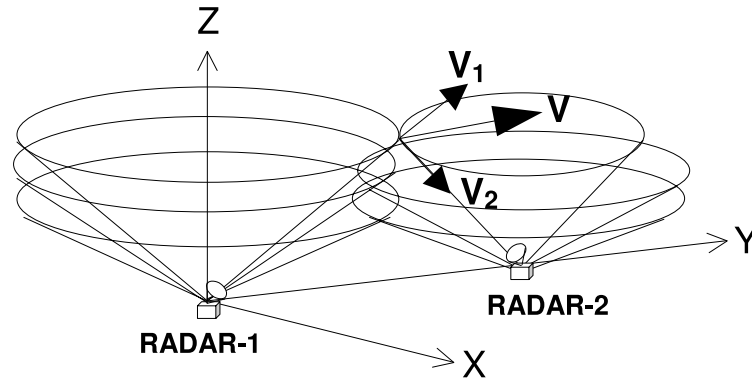


FIG. 3.2 – Mesure du vent en un même point par deux radars Doppler au sol. Les radars 1 et 2 mesurent les vitesses Doppler V_1 et V_2 , projection de la vitesse du vent sur leur axe de visée respectif, avec des angles d'élévation et d'azimut propres.

$2r$, le parcours de l'onde entre l'instant d'émission et celui de réception, ce qui correspond à l'aller-retour radar-cible ;

λ , la longueur d'onde du signal (constante).

Entre deux émissions radar, la variation de phase s'écrit

$$\frac{d\phi}{dt} = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{dr}{dt} = \frac{4\pi}{\lambda} V_d$$

où V_d est la vitesse Doppler.

La variation de phase dans le temps qui a les dimensions d'une vitesse angulaire, s'écrit encore :

$$\frac{d\phi}{dt} = \omega_d = 2\pi f_d \quad \text{avec} \quad f_d = \frac{2}{\lambda} V_d$$

où f_d est la fréquence Doppler, c'est-à-dire le décalage en fréquence entre les signaux émis et rétrodiffusé.

La vitesse Doppler des cibles se déduit donc du décalage en fréquence ainsi calculé.

Elle correspond à la projection de la vitesse réelle de la cible sur la direction de visée de l'antenne radar (*vitesse radiale*), et peut être considérée comme étant la vitesse propre de chaque hydrométéore s'ils sont peu nombreux dans le volume observé. En réalité, elle représente une moyenne pondérée par le diamètre à la puissance 6 de chaque particule nuageuse.

Dans le repère cartésien de la figure 3.1, la vitesse radiale se décompose en fonction des composantes ouest-est u , sud-nord v , et verticale w du vent, de la vitesse de chute de la cible v_t ($w-v_t$ correspond à la vitesse de chute réelle des gouttes, v_t est estimée à partir de la réflectivité à l'aide d'une relation empirique) et des angles d'azimut α et d'élévation β qui définissent la direction de visée.

Pour une cible, la vitesse radiale V_r projetée dans le repère météo s'écrit :

$$V_r = -u \cos \alpha \cos \beta - v \sin \alpha \cos \beta - (w - v_t) \sin \beta \quad (3.2)$$

Les signes négatifs expriment la convention radar: la vitesse Doppler est positive lorsqu'elle est dirigée vers le radar, négative dans le cas inverse. Cette relation indique que les composantes du vent u , v , et w sont accessibles sous réserve d'avoir pour une même cible plusieurs mesures de V_r avec des angles de visée différents. En disposant de deux radars Doppler, on a accès à deux mesures (fig.3.2). On utilise alors l'équation de continuité pour fermer le système.

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho w}{\partial z} = 0$$

Les complications dans la restitution du champ de vent résident dans l'expression même de l'équation de continuité. La présence des dérivées implique la formulation de conditions aux limites du domaine de restitution. En particulier pour le cas MAP, situation de terrain complexe, l'hypothèse de nullité de la vitesse verticale, adéquate sur un sol plat, est à reconsidérer.

3.1.2 Traitement des données

Contexte expérimental alpin

L'expérience MAP est la première à mettre en oeuvre des radars Doppler dans un environnement orographique marqué. Aussi, il a fallu adapter les chaînes de traitement existantes pour qu'elles tiennent compte de ce nouveau facteur. Le relief induit des circulations au niveau du sol, ces dernières étaient négligées dans les configurations de terrain plan. Le mode de restitution de la vitesse tri-dimensionnelle a dû être revu. D'autre part, l'écho provenant du sol a une signature forte au niveau de la réflectivité et doit donc être isolé de l'écho météorologique, seul signal utile. Cela s'effectue par l'utilisation conjointe des mesures radar (seuil de réflectivité, seuil de gradient de réflectivité le long de l'axe de visée) et d'une carte numérique de terrain (Georgis et al. 2000).

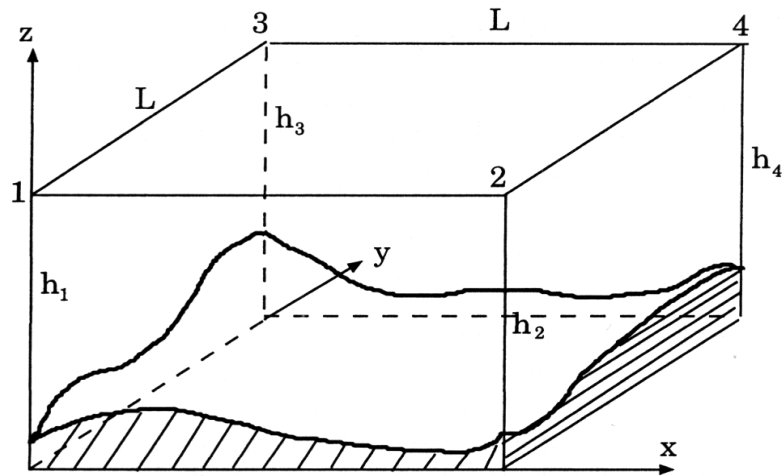


FIG. 3.3 – Représentation d'une cellule élémentaire en présence de relief. Les valeurs 1, 2, 3 et 4 représentent les points de grille, L est la cote horizontale, les valeurs h_1 , h_2 , h_3 et h_4 la distance séparant le point de grille considéré de la surface du relief. (Chong and Cosma 2000)

Restitution du champ tri-dimensionnel de vitesse : la méthode RAMDAM

RAMDAM pour Real-Time and Automated Multiple-Doppler Analysis Method est la chaîne de traitement qui nous a permis de restituer les champs de réflectivité et de vent tridimensionnel des radars sols et aéroportés. Cette chaîne a été utilisée en temps réel lors de la phase expérimentale pour les mesures des radars sols RONSARD et Monte-Lema (Chong et al. 2000). La restitution en temps réel des champs de précipitations et de vent est une première, et elle s'est révélée très efficace pour guider les avions dans les zones pluvieuses, en informant l'équipage de l'évolution du système. RAMDAM est une procédure qui se déroule en deux temps :

- (I) **l'utilisation de la chaîne MUSCAT** (Multiple-Doppler Synthesis and Continuity Adjustment Technique) développée par Bousquet and Chong (1998) pour les radars aéroportés, étendue aux radars sols (Chong and Bousquet 2001) et adaptée pour pouvoir être appliquée aux études au-dessus de terrains complexes (Chong and Cosma 2000). MUSCAT permet de restituer les composantes cartésiennes u , v , w du champ de vent. C'est une méthode variationnelle basée sur la minimisation plan horizontal par plan horizontal du volume échantillonné, d'une fonctionnelle (eq.3.3) s'exprimant sous la forme de trois termes, définis respectivement comme les contraintes d'ajustement aux données,

d'ajustement à l'équation de continuité et de régularité (homogénéité du champ de vent).

$$F(u,v,w) = \int_S [A(u,v,w) + B(u,v,w) + C(u,v,w)] dx dy \quad (3.3)$$

où S le domaine horizontal à une altitude donnée. u , v , et w sont solution de

$$\frac{\partial F}{\partial u} = 0 \quad \frac{\partial F}{\partial v} = 0 \quad \frac{\partial F}{\partial w} = 0 \quad (3.4)$$

- (1) l'ajustement aux données en un point de grille relie les trois composantes du champ de vent à la vitesse radiale mesurée par le radar Doppler, ce terme s'écrit

$$A(u,v,w) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \omega_i [\alpha_i u + \beta_i v + \gamma_i (w - v_t) - Vr_i]^2 \quad (3.5)$$

où l'indice i définit la i ème observation qui contribue à l'estimation du champ de vent au point de grille considéré,

N est le nombre d'observations,

Vr est la vitesse mesurée,

α , β et γ sont les coefficients angulaires définissant la direction de visée,

ω est une fonction poids qui dépend de la distance de l'observation au point de grille.

Son utilisation fait office d'interpolation des données radar dans la grille cartésienne.

- (2) l'ajustement de l'équation de continuité s'écrit en terme de flux pour une cellule élémentaire de la grille cartésienne

$$B(u,v,w) = (FU + FV + FW)^2 \quad (3.6)$$

où FU , FV , et FW caractérisent le transport de masse par u , v , et w à travers les surfaces normales aux axes x , y , et z , respectivement (cf. fig.3.3).

$$FU = \rho \bar{u} \cdot S_{yz} \quad \text{avec} \quad \bar{u} : \text{composante moyenne} \quad S_{yz} : \text{face perpendiculaire à } \vec{u}$$

Cette nouvelle formulation, en terme de flux, a l'avantage de ne pas impliquer un calcul explicite de la vitesse verticale, en particulier au niveau du sol. On considère simplement que le flux de masse au niveau du sol est nul, de fait cette formulation s'applique aussi bien sur sol plat que complexe. Quant aux flux horizontaux, au niveau du sol, ils s'expriment en fonction de la taille des surfaces latérales de la cellule élémentaire affectée par l'orographie.

- (3) le terme de contrainte de régularité est un filtre horizontal passe-bas qui vise à lisser le champ final en filtrant les variations et phénomènes d'échelle inférieure à une certaine longueur d'onde fixée par l'utilisateur.

$$C(u,v,w) = J_2(u) + J_2(v) + J_2(w) \quad (3.7)$$

$$\text{avec } J_2 = \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2}\right)^2 + 2\left(\frac{\partial^2}{\partial x \partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial^2}{\partial y^2}\right)^2$$

- (II) **une procédure variationnelle pour déterminer plus précisément la vitesse verticale.** En effet, bien que la méthode MUSCAT conduise aux trois composantes u , v , et w du vent, la solution obtenue ne vérifie l'équation de continuité qu'au sens des moindres carrés. Une nouvelle estimation de la vitesse verticale est donc nécessaire. La procédure variationnelle utilisée a été développée par Georgis et al. (2000). Son point de départ est l'intégration verticale à partir du sol de l'équation de continuité

$$\rho w = \rho_s w_s - \int_{z_s}^z \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz \quad (3.8)$$

où l'indice s fait référence à la surface, ρ est la densité de l'air fonction de l'altitude. $w_s(x,y)$, vitesse verticale au sol au point de grille (x,y) , est déduite de l'altitude de la surface $z_s(x,y)$ et du vent horizontal de surface $u_s(x,y)$ et $v_s(x,y)$ en ce point.

$$w_s(x,y) = u_s(x,y) \frac{\partial z_s}{\partial x} + v_s(x,y) \frac{\partial z_s}{\partial y} \quad (3.9)$$

$z_s(x,y)$ est obtenue à partir d'une carte numérique de surface, $u_s(x,y)$ et $v_s(x,y)$ sont déduits de l'extrapolation des deux premiers niveaux de mesure vers la surface, en considérant un cisaillement vertical moyen calculé sur ces deux niveaux. Des erreurs sur ρw peuvent provenir de cette extrapolation, ou de mauvaises mesures de la divergence horizontale. Leur accumulation conduit à des instabilités numériques, et par conséquent à des résultats aberrants. L'approche de Georgis et al. (2000) vise à réduire ces erreurs, elle consiste à effectuer une correction sur les composantes de la vitesse horizontale u et v , en leur ajoutant systématiquement la dérivée par rapport à x et y d'un potentiel de vitesse φ . φ est une fonction scalaire dépendant uniquement des coordonnées horizontales x, y (on ne modifie ainsi que la partie divergente du champ de vent, la partie rotationnelle restant inchangée). Les quantités corrigées u^* et v^* s'écrivent

$$u^* = u + \frac{\partial \varphi}{\partial x} \quad v^* = v + \frac{\partial \varphi}{\partial y} \quad (3.10)$$

Cette correction se répercute sur la vitesse verticale

$$\rho w^* = \rho w + \rho_s (\nabla_h z_s \nabla_h \varphi) - \nabla_h^2 \varphi \int_{z_s}^z \rho dz \quad (3.11)$$

Il s'agit alors de déterminer le potentiel de vitesse φ . Cela s'effectue par la minimisation d'une fonction coût

$$J_\varphi = \int_{S_{top}} \lambda (w^*_{top})^2 + \mu \int_D [(\frac{\partial w^*}{\partial x})^2 + (\frac{\partial w^*}{\partial y})^2] dx dy dz \quad (3.12)$$

où S_{top} indique la surface au sommet du domaine considéré,

λ est un poids qui module la vitesse verticale au sommet du domaine w^*_{top} , son importance est liée à la valeur de la réflectivité aux points de mesure de S_{top} ,

μ est un facteur de normalisation qui vise à donner un même poids au deux termes de l'équation.

La formulation complète de J_φ en fonction de φ est établie dans Georgis et al. (2000).

3.1.3 Difficultés rencontrées lors du traitement

Cas des données de radar aéroporté : définition des angles de navigation

Par rapport aux radars Doppler basés au sol, des complications surviennent quant à l'analyse des données de radars aéroportés du fait du mouvement de la plate-forme inertielle sur laquelle est fixée le radar. La figure 3.4 montre la configuration d'un radar embarqué. Le radar est situé dans la queue de l'appareil, sur le radome, support tournant autour de l'axe de l'appareil. Le radar effectue ainsi un balayage hélicoïdal autour de la trajectoire de l'avion. Les radars aéroportés actuels ont des antennes inclinées par rapport à l'axe vertical, autour de 15° , et enregistrent des mesures sur deux cônes¹⁶, pour lesquels l'angle d'inclinaison verticale-antenne vaut $+15^\circ$ et -15° . Ainsi un seul radar aéroporté permet de restituer le champ de vent tridimensionnel, puisqu'il est capable d'acquérir deux mesures pour une même cible, alors qu'il faut au moins deux radars sols. Les radars aéroportés utilisés pour cette étude ont des configurations différentes : le radar ELDORA/ASTRAIA, embarqué sur l'Electra, est composé de deux antennes ayant un système émetteur-récepteur propre ; le radar embarqué sur le P3 dispose d'un seul système émetteur-récepteur, avec une seule antenne, qui commute en avant et en arrière après avoir balayé un cône. Comme pour les radars sols, la restitution s'effectue dans le repère cartésien indiqué par la figure 3.1. La procédure de changement de repère, i.e. du repère avion au repère cartésien,

¹⁶. un cône correspond à un balayage de 360° de l'antenne

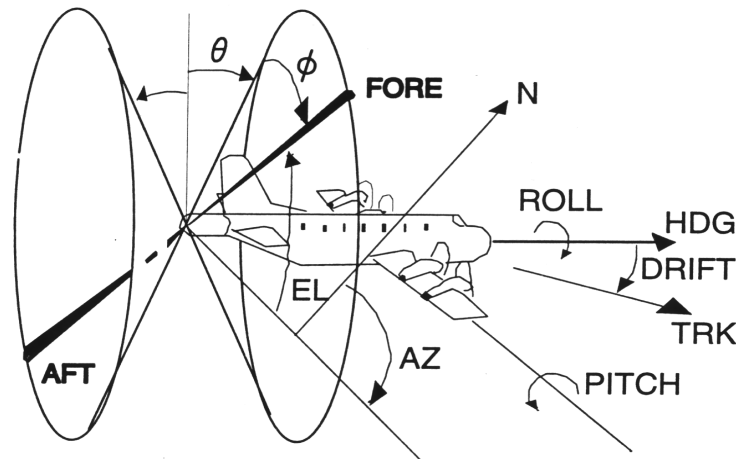


FIG. 3.4 – Configuration d'un radar Doppler aéroporté à double faisceau. θ représente l'angle d'inclinaison des faisceaux avant (fore) et arrière (aft) par rapport au plan normal à l'axe de l'avion. ϕ est l'angle de rotation à partir du plan vertical contenant cet axe. EL et AZ correspondent respectivement à l'élévation du faisceau et à l'azimut par rapport au sol. ROLL et PITCH désignent respectivement les angles de roulis et de tangage de l'avion. TRK et HDG indiquent respectivement le sens de déplacement et l'orientation du nez de l'avion par rapport au nord. (Chong and Testud 1996)

se fait aisément en connaissant la position exacte du radar (latitude, longitude, altitude), les angles d'inclinaison θ et de rotation ϕ de l'antenne, et les angles d'attitude (ou de navigation) du radar : *roulis* (exprime la non-colinéarité de l'axe des ailes de l'avion avec un axe horizontal), *tangage* (exprime la non-colinéarité de l'axe nez-queue de l'avion avec un axe horizontal) et *cap* (exprime la non-colinéarité de l'axe nez-queue de l'avion avec la direction sud-nord du repère météorologique).

La valeur de ces paramètres qui constituent le repérage conventionnel de l'avion adopté par Lee et al. (1994) et Testud et al. (1995), est fournie par l'INS (Inertial Navigational System) et par un système propre au radar avec une certaine incertitude liée à l'appareil de mesure. A ces incertitudes s'ajoutent des erreurs systématiques (pouvant aller jusqu'à 1°) dues par exemple à un mauvais montage de l'antenne radar. Un traitement préalable est donc nécessaire pour pallier ces erreurs.

La méthode adoptée utilise l'écho retourné par la surface de la Terre. Etablie initialement pour les situations de sols plans (Testud et al. 1995), une adaptation a dû être effectuée spécialement pour MAP, pour tenir compte du facteur orographique (Georgis et al. 2000). La méthode est basée sur l'identification du signal orographique dans les données radars, et compa-

raison avec une carte numérique de terrain. En pratique, une approche variationnelle est utilisée, détaillée dans Georgis et al. (2000).

Repliement spectral et erreurs de mesure

Le repliement spectral est une limitation propre à l'échantillonnage, et peut causer une ambiguïté sur la mesure des vitesses radiales. Plus précisément, l'erreur se manifeste sur la mesure de la fréquence Doppler. La fréquence Doppler maximale mesurable (ou *fréquence de Nyquist*) est égale à la moitié de la fréquence de répétition des impulsions (PRF)

$$f_{d\max} = \frac{PRF}{2} \quad \text{d'où} \quad V_{d\max} = \frac{PRF}{4} \lambda \equiv V_{nyq}$$

Ainsi, si le mouvement des cibles atmosphériques est caractérisé par une vitesse supérieure à $V_{d\max}$ (la *vitesse de Nyquist*), il se produira un phénomène de repliement (ou *aliasing*) : le radar restituera une vitesse Doppler inférieure à la vitesse réelle en valeur absolue. La figure 3.5 présente un exemple de repliement spectral sur les données de vitesse Doppler d'un cône d'élévation 3.5° du radar Monte-Lema (a) et le même cône corrigé (b). Dans la convention radar, les valeurs de vitesse Doppler sont positives lorsque le flux est dirigé vers le radar, négatives dans le cas inverse. Les données corrigées (fig.3.5-b) permettent de déterminer un flux homogène de sud-ouest qui se renforce avec l'altitude. Ce sont ces dernières valeurs (supérieures en valeur absolue à 10 m.s^{-1}) qui sont faussées par le repliement spectral. Le tableau 3.1 donne les vitesses de

Radar	Vitesse de Nyquist
Monte-Lema	8,27 m.s^{-1} pour les plus basses élévations 11 m.s^{-1} pour les élévations intermédiaires 16,5 m.s^{-1} pour les plus hautes élévations
Ronsard	19,8 m.s^{-1}
Spol	22,86 m.s^{-1}
Fossalon ^a	15,85 m.s^{-1}
ELDORA/ASTRAIA	72 m.s^{-1}
radar du P3	51,6 m.s^{-1}

TAB. 3.1 – Vitesses de Nyquist des radars Doppler utilisés pour cette étude

^a radar opérationnel italien

Nyquist des radars considérés pour les études traitées dans ce manuscrit. Les plus petites valeurs

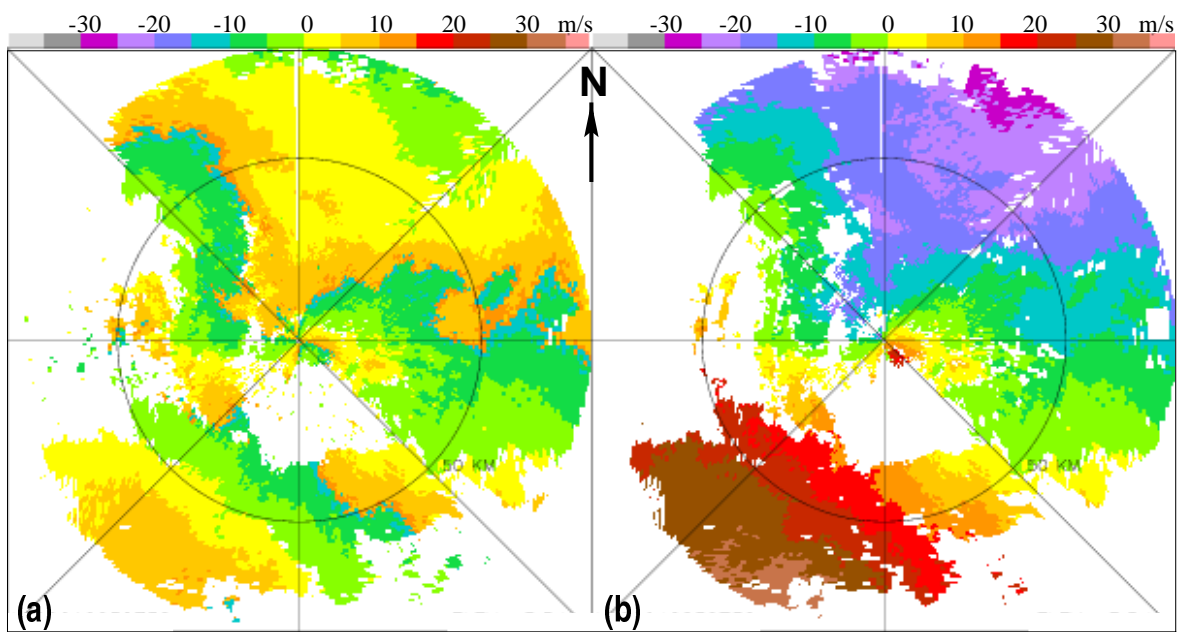


FIG. 3.5 – Dépliection de vitesses ambiguës sur les données du radar Monte-Lema pour un cône d'élévation 3.5° . (a) vitesses Doppler brutes, (b) vitesses Doppler corrigées. Les barres de couleur donnent les valeurs de vitesse ($m.s^{-1}$): les valeurs sont positives lorsque le flux est dirigé vers le radar, négatives dans le cas inverse. Les données corrigées (b) indiquent un flux de sud-ouest.

de vitesse de Nyquist sont affectées aux radars Doppler au sol, c'est le radar opérationnel suisse de Monte-Lema qui est le plus limité en terme de mesure de vitesse, avec des valeurs de vitesse de Nyquist variant de 8,27 à 16,5 $m.s^{-1}$. Il est suivi du radar expérimental français RONSARD dont la vitesse de Nyquist est de 20 $m.s^{-1}$.

Durant la phase expérimentale de MAP, phase d'utilisation en temps réel des données de Monte-Lema et de RONSARD, deux méthodes de dépliement ont été utilisées pour chacun des deux radars. Il s'agit des algorithmes de James and Houze (2001) et Yamada and Chong (1999) appliqués respectivement aux mesures de Monte-Lema et de RONSARD.

L'algorithme de James and Houze (2001) est basé sur la vérification élévation par élévation, radiale par radiale, porte par porte des mesures Doppler, en commençant par le cône de plus forte élévation pour s'affranchir de l'écho de sol et où le cisaillement de vent porte à porte est relativement faible comparée à la valeur de la vitesse de Nyquist. L'examen des mesures se fait alors pour chaque cône d'élévation dans l'ordre décroissant jusqu'à ce que le volume entier de mesures soit corrigé. Cette analyse s'effectue en six étapes pour lesquelles, à chaque fois le processus de « vérification élévation par élévation, radiale par radiale, porte par porte » est réitéré, en alternant pour chaque cône le sens de l'examen (sens des aiguilles d'une montre, sens inverse des aiguilles d'une montre).

- lors des deux premières étapes, un seuil de réflectivité et un filtre sur les vitesses radiales sont appliqués pour s'affranchir de tous bruits
- la troisième étape est une initialisation du processus de dépliement : cette étape vise à ajuster la valeur de chaque porte en terme d'intervalle de vitesse de Nyquist. Pour que la porte traitée soit correcte, elle doit être proche (à $\pm|V_{nyq}|$) de la porte correspondante du cône de l'élévation supérieure, et des portes voisines du volume précédent.

Les portes qui passent ce test deviennent les valeurs point de départ au dépliement.

- la quatrième étape est une correction des portes voisines, dans le même cône, par comparaison aux portes validées à l'étape précédente.
- lors de la cinquième étape, les portes ambiguës restantes sont comparées à une moyenne des portes voisines valides, si elles ne sont pas correctes, elles sont éliminées.
- la sixième étape utilise une analyse VAD (Velocity Azimuth Display, Browning and Wexler (1968)) sous l'hypothèse de linéarité du vent pour corriger les portes isolées.

Des détails sur cette procédure se trouvent dans James and Houze (2001).

La méthode de dépliement appliquée aux données du RONSARD (Yamada and Chong 1999), est une méthode basée sur une analyse VAD. Elle consiste à déterminer le nombre d'intervalle de Nyquist à appliquer à une mesure de vitesse repliée pour obtenir la vitesse réelle, à partir du coefficient à l'ordre 0 du développement en série de Fourier de l'expression VAD. En pratique,

- on détermine pour chaque cône d'élévation, le cercle azimutal qui contient le plus de données.
- dans ce cercle, les mesures de vitesse adjacentes sont comparées les unes aux autres, et dépliées si elles ne concordent pas à un intervalle $\pm|V_{nyq}|$ près. Le choix de la mesure de départ n'a pas d'importance à ce niveau. Si la mesure est correcte, i.e est représentative de la vitesse réelle du vent, alors par continuité les mesures du cercle seront bien dépliées. Par contre si la vitesse est repliée, toutes les mesures adjacentes vont être faussées d'un même intervalle de Nyquist n par rapport à leur valeur réelle, qu'on détermine par la suite.
- les composantes de la série de Fourier sont calculées pour ce cercle
- la valeur du coefficient à l'ordre 0, a_0 , permet de déterminer n tel que $|a_0 + 2nV_{nyq}| < V_{nyq}$
- si n non nul, le dépliement est appliqué à l'ensemble des valeurs du cercle
- les valeurs du cercle servent de points initiaux au dépliement spectral des autres valeurs du cône. Pour chaque radiale, l'analyse s'effectue en deux temps : du point du cercle vers le radar, et du point du cercle en s'éloignant du radar.

Cette méthode comporte quelques limitations, en particulier la couverture des données doit être importante, le niveau de bruit bas, et les composantes du vent non-linéaire négligeables. Appliquée au RONSARD, les facteurs les plus limitants sont la non-linéarité et l'étendue des observations, mais pour la campagne MAP, elle a néanmoins donné des résultats satisfaisants pour les objectifs « temps réel » de cette phase.

Durant la phase expérimentale, moins d'un tiers des données disponibles a été utilisé, à raison d'une restitution de champs de réflectivité et de vitesse 3D toutes les 15 minutes, et d'une dégradation des données du RONSARD (pour chaque cône, une radiale sur deux, une porte sur quatre).

Pour les études présentées dans la suite, toutes les données des deux radars ont été exploitées, auxquelles nous avons ajouté les données de SPOL et des radars aéroportés.

Pour les radars sol, nous avons utilisé l'algorithme de Yamada and Chong (1999) que nous

avons modifié pour permettre une comparaison cône d'élévation à cône d'élévation, en partant du cône le plus rempli. La vitesse mesurée à une porte et une élévation donnée doit être proche à $\pm\Delta V$ (intervalle de vitesse fixé par l'utilisateur selon le cas étudié) de celle obtenue (après dépliement) à une élévation supérieure ou inférieure suivant l'ordre des cônes successifs examinés. Cette version améliorée a permis d'obtenir des résultats plus consistants, notamment pour les cônes de faible élévation où l'influence du relief (échos de sol) diminue sensiblement la densité des observations valides.

Un autre algorithme visant à affranchir les mesures de vitesse Doppler du repliement spectral a été développé et utilisé par Tabary et al. (2000) pour les données Doppler MAP. Les auteurs utilisent une approche statistique bayésienne. L'idée générale est de se donner, pour chaque niveau vertical, une collection d'états possibles pour l'intensité et la direction du vent, et de déterminer au sein d'une collection l'état le plus probable étant donné les observations de vitesse radiale du radar. En pratique, une probabilité est affectée à un état et est actualisée à chaque nouvelle mesure selon la règle de Bayes, en comparant la vitesse radiale mesurée et celle que l'on aurait obtenue si l'état réel était l'état de la collection considérée. Ces auteurs ont appliqué cet algorithme aux données des radars Doppler recueillies pendant MAP, et la qualité de leurs champs de vent démontre l'efficacité de leur méthode (Tabary and Petitdidier 2002).

En ce qui concerne les radars Doppler aéroportés, le tableau 3.1 donne des valeurs de vitesse de Nyquist importantes, supérieures à $50 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, qui permettent donc d'accéder directement à des mesures de vitesse Doppler représentatives du vent réel, sous réserve d'étudier un système dont les vitesses caractéristiques sont inférieures à la vitesse de Nyquist, ce qui est le cas pour les situations précipitantes alpines.

Les fortes valeurs de vitesse de Nyquist des radars embarqués sur le P3 et l'Electra sont dues au fait que ces deux instruments sont pourvus du double-PRF : deux fréquences de récurrence sont utilisées. La différence des fréquences Doppler mesurées avec chacune des PRF permet de faire des mesures correctes dans un intervalle égal à plusieurs fois l'intervalle non ambigu de l'une ou l'autre des PRF (Doviak and Zrnic 1984).

Cependant, des erreurs de mesure peuvent subsister. Ceci sur les mesures de vitesse Doppler malgré l'utilisation du double-PRF, et sur les mesures de réflectivité principalement à cause de la pollution du signal météo par l'écho de surface au niveau des lobes secondaires

(Doviak and Zrnic 1984). Pour éliminer ces erreurs, on utilise un formalisme proche de celui de Bargaen and Brown (1980) : on examine les radiales une à une, et porte à porte en utilisant une moyenne glissante (une porte est comparée à la moyenne d'un nombre fixé de portes voisines). La porte initiale est choisie dans la portion de radiale comportant le plus de mesures. L'examen d'une radiale sert également de référence à la radiale qui suit. Le processus s'effectue par cadran, en partant des radiales à visée horizontale. En effet, ce sont souvent les radiales qui fournissent le plus d'observations, de plus leurs mesures ont l'avantage de ne pas être polluées par l'écho de surface, à l'inverse des radiales dirigées vers le sol. C'est l'utilisateur qui fixe les valeurs seuils de réflectivité et différence entre deux valeurs de vitesse en fonction des cas d'étude.

La description de ces quelques méthodes de validation des données, liste loin d'être exhaustive, montre les difficultés d'effectuer cette étape du traitement des données. Ainsi, l'application des algorithmes d'édition (élimination de l'écho de sol et dépliement spectral) à chaque radar Doppler a demandé une grande vigilance, les conditions d'utilisation étant différentes pour chaque instrument et pour chaque cas d'étude. C'est cependant une étape majeure : la qualité de restitution des champs de vent et de réflectivité repose sur la qualité même des mesures, il est donc primordial de pouvoir les valider, et le cas échéant les corriger. Aussi, compte tenu du nombre de POIs analysées et de radars Doppler utilisés, cette étape a constitué une grosse partie de ce travail de thèse (cf. tab.3.2).

3.2 Le modèle Méso-NH

Outre les radars Dopplers, nous avons utilisé le modèle numérique Méso-NH pour l'étude de la POI 5 (cf. chap.5).

3.2.1 Présentation générale du modèle

Le modèle Méso-NH, modèle non-hydrostatique, développé conjointement par le Laboratoire d'Aérodynamique et Météo-France, est destiné à simuler les mouvements atmosphériques depuis l'échelle méso-alpha (échelle des fronts) jusqu'à la petite échelle (échelle de la turbulence). Le modèle contient un ensemble de paramétrisations de phénomènes physiques tels que la turbulence, le rayonnement, la microphysique, la convection ... Le traitement de l'eau sous ses différentes formes (vapeur, liquide, solide) est également inclus. Les variables pronostiques

	radars Doppler sol	radars aéroportés	durée des mesures analysées
POI 2B	Monte-Lema		20 heures
	RONCARD		20 heures
	Spol		20 heures
POI 4	Monte-Lema		4 heures
	RONCARD		4 heures
POI 5	Fossalon ^a		12 heures
		Electra	5 heures
		P3	5 heures
POI 8	Monte-Lema		11 heures
	RONCARD		11 heures
	Spol		8 heures
POI 9	Monte-Lema		7 heures
	RONCARD		7 heures
POI 15	Monte-Lema		8 heures
	RONCARD		8 heures

TAB. 3.2 – Observations des radars Doppler en terme de durée analysée

^a radar opérationnel italien

du modèle sont les 3 composantes du champ de vent, la température potentielle, l'énergie cinétique turbulente et les rapports de mélange des différentes espèces d'eau : vapeur, liquide, précipitante. La pression, représentée par le fonction d'Exner (ou pression réduite) est une quantité diagnostique. Le modèle autorise l'initialisation des variables pronostiques à partir de champs idéalisés ou issus d'analyses de modèles opérationnels (CEPMMT¹⁷ ou ARPEGE¹⁸, (Thepaut and coauthors 1998)). Ces analyses de grande échelle servent également de couplage aux limites latérales aux heures synoptiques. Elles servent aussi de rappel pour les opérateurs de diffusion et de relaxation. La définition de la maille du modèle et la possibilité d'imbrication de modèles (« grid-nesting ») permet de simuler des phénomènes météorologiques de diverses échelles, avec possibilité d'interaction entre les modèles imbriqués (« two-way » ou « one-way » grid-nesting).

Une description détaillée du modèle est faite par Lafore et al. (1998).

3.2.2 Méso-NH et MAP

Méso-NH est un des modèles de recherche, qui grâce au développement récent de la puissance des systèmes informatiques, permet d'accéder à l'information à haute résolution. La détermination de cette information améliore sensiblement les prévisions, et c'est l'objectif de la communauté scientifique de faire passer ce type de modèle en mode opérationnel. Cependant, outre la révision récurrente des schémas de paramétrisation, le traitement à haute résolution implique d'améliorer les procédures de résolution explicite. Pour l'heure donc, ces modèles sont au banc d'essai, mais comme indiqué dans le *chapitre 2*, c'est l'un des objectifs de MAP de fournir une base de données suffisamment riche pour pouvoir les tester.

Dans le cadre des simulations de précipitations intenses, les utilitaires de Méso-NH qui nous intéressent le plus sont le grid-nesting interactif, la formulation de la phase glace dans le schéma microphysique explicite (Stein et al. 2000), et le schéma de convection (Bechtold et al. 2001).

- (1) le grid-nesting, ou utilisation de modèles emboîtés, permet d'utiliser les résultats d'un modèle père comme conditions limites au modèle fils. Dans cette configuration, on parle de *grid-nesting one-way*. L'autre configuration possible est le *grid-nesting two-way* où les modèles père et fils tournent simultanément de façon interactive, de manière à ce que le modèle père serve de conditions limites au modèle fils tout en intégrant les informations de petite

17. Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme.

18. Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle

échelle de ce dernier. Ce processus doit améliorer les prévisions respectives des deux modèles. Stein et al. (2000) ont testé les deux configurations, et ils ont montré en particulier que la simulation en *grid-nesting two-way* peut apporter une amélioration, en terme de prévision des précipitations, lorsqu'on l'utilise dans une approche à haute résolution (c'est-à-dire que la plus petite échelle soit inférieure à 10 km). Dans leur simulation en *two-way*, la remontée de l'information précipitante (la convection est calculée explicitement dans le plus petit modèle) vers les plus grandes échelles est significative, et en améliore les prévisions. Cependant des travaux sont encore nécessaires pour gérer complètement cette « remontée », et pour connaître ses répercussions sur les autres paramètres du modèle et rétroactions ainsi générées.

- (2) A haute résolution, la convection est résolue explicitement : la qualité de cette résolution repose sur la précision du schéma microphysique. Dans son état actuel, le schéma microphysique de Méso-NH tient compte des différentes phases des nuages et des précipitations, il fournit des prévisions de rapport de mélange de l'eau sous six formes différentes : la vapeur d'eau, l'eau liquide précipitante et non-précipitante, la glace non-précipitante, les agrégats de cristaux et le grésil (ou graupel). Les multiples interactions entre ces types de particule sont prises en compte au moyen de 35 processus microphysiques (nucléation, déposition de vapeur d'eau, givrage, mélange, sédimentation . . .). La phase glace a été incorporée récemment dans Méso-NH (Stein et al. 2000), la qualité des prévisions des précipitations intenses s'est alors accrue très nettement puisque (i) les systèmes précipitants qui les génèrent ont souvent un fort développement vertical, et de fait leur sommet dépasse l'isotherme 0°C ; (ii) les transformations réversibles entre phase liquide et phase glace sont prises en compte : ces transformations sont accompagnées de libération de chaleur latente qui peuvent doper la croissance des nuages convectifs, de refroidissement sous le nuage par l'évaporation des précipitations . . . ; (iii) chaque type de particule n'a pas les mêmes propriétés aérodynamiques : le temps de résidence des particules de glace est plus long, les nuages qui présentent ce type de particules ont donc généralement un temps de vie plus long, et la vitesse de chute étant propre à chaque particule, les précipitations au sol pourront être distribuées différemment . . . Bien que très complet et performant, le schéma microphysique de Méso-NH n'englobe pas encore tous les types de particule, mais à l'heure actuelle, le niveau de complexité que doit avoir un tel schéma au regard de la prévision escomptée est encore mal défini. Richard et al. (2003) se sont intéressés à ce dernier point, en effectuant des tests sur le

schéma microphysique de Més0-NH, en se basant sur la restitution de distribution de type de particule de Tabary (2002). Le cas d'étude est la POI2A de MAP. Tabary (2002) a appliqué l'algorithme de Straka et al. (2000) sur les observations polarimétriques de Spol. Les observations ont révélé la présence de grésil et de grêle. Le grésil est compris dans le schéma microphysique, mais pas la grêle du fait de la difficulté du modèle à gérer simultanément ces deux quantités. Richard et al. (2003) ont procédé à trois simulations, la première avec le schéma microphysique tel que décrit, la seconde pour laquelle le schéma microphysique ne comporte pas la phase glace, et la troisième avec la phase glace mais où le grésil est remplacé par la grêle. Les auteurs ont ainsi montré que la présence de la phase glace conduit à de meilleures prévisions (la glace contribue à entretenir l'activité convective et accélère la propagation du système). Le changement du grésil à la grêle, conformément aux observations, amène à un changement mineur, mais va dans le sens de l'amélioration. Ces résultats indiquent que des travaux restent à mener, en particulier pour incorporer la grêle au schéma microphysique.

- (3) La convection a un impact à l'échelle globale également, c'est l'un des phénomènes majeurs qui affecte les processus dynamiques et énergétiques des systèmes de circulation atmosphérique. A cette échelle, elle est résolue au moyen de paramétrisations : on parle de schéma de convection. L'objectif de la paramétrisation est de diagnostiquer, au niveau de la grande échelle, les conditions favorables à l'initiation de la convection pour introduire par la suite des tendances dans les champs de température et d'humidité prenant en compte les effets des processus convectifs. Ce type de schéma éprouve régulièrement des améliorations, puisqu'il est largement utilisé dans les modèles de prévision et les modèles de circulation générale. A haute résolution, sa définition est très importante car ce sont ses résultats qui servent de conditions limites au modèle de petite échelle où la convection peut être résolue explicitement. Dans Més0-NH, la dernière formulation adaptée de Kain and Fritsh (1993) est proposée par Bechtold et al. (2001) qui en donne une description complète.

Deuxième partie

Etudes de cas

Chapitre 4

POI 2B : Précipitations persistantes du 19-20 septembre 1999

Sommaire

4.1	Préambule	61
4.2	Principaux résultats	68
4.3	Article	71

4.1 Préambule

La POI 2B, qui s'est déroulée du 19 au 20 septembre 1999, est la POI de MAP qui a conduit aux plus forts taux de précipitations autour du LMTA : des cumuls de plus de 200 mm ont été enregistrés localement. La comparaison des taux de pluie journaliers des 19 et 20 septembre (fig.4.1) à celui de la moyenne de la phase expérimentale (cf. fig.2.5 du *chapitre2*) est également significative: la POI 2B présente des taux supérieurs à 100 *mm/j* pour la LMTA, valeur à laquelle la moyenne est plus de 10 fois inférieure. Comme déjà indiqué dans le *chapitre2*, c'est plus la persistance des précipitations que leur intensité qui caractérise cette POI, en ce sens elle est comparable à l'épisode du Piémont (3-4 novembre 1994) qui a causé des inondations catastrophiques.

La POI 2B présente d'autre part des caractéristiques synoptiques typiques des situations à précipitations intenses. En particulier, la présence d'une anomalie positive de PV (*Vorticité Potentielle*) étendue sur une bande sud-nord de l'Espagne à l'ouest de l'Irlande (fig.4.2.b). Ce

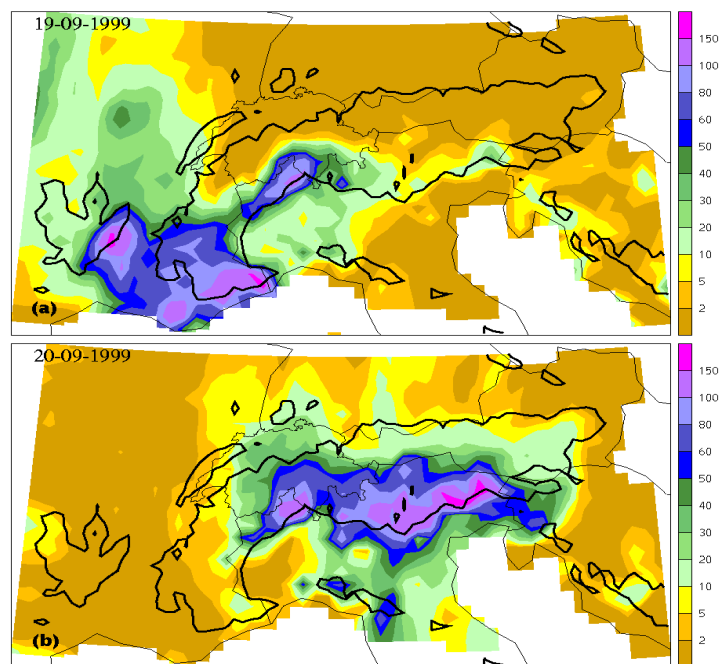


FIG. 4.1 – Taux moyens de précipitations (mm.j^{-1}) pour la POI 2B, les 19 (a) et 20 (b) septembre 1999. Le cumul sur 24 heures est obtenu à partir de 06 UTC le jour j considéré jusqu'à 06 UTC du jour $j+1$ (Frei and Haller 2001)

type d'anomalie est reconnu comme précurseur des précipitations intenses des régions alpines (Massacand et al. 1998). Elle est associée à un thalweg qui amène un flux de sud-ouest sur les régions méditerranéennes. Du 19 au 20 septembre, le thalweg a progressé vers l'est, se heurtant à une dorsale d'altitude positionnée à l'est, de la Sicile à la Scandinavie, et stationnaire. Le ralentissement du thalweg et son blocage contre la dorsale ont favorisé d'une part la persistance des pluies sur les versants sud du massif alpin, et d'autre part l'accentuation du gradient zonal de géopotentiel, et en conséquence du flux de sud-ouest alimentant les précipitations (Lin et al. 2001). La figure 4.2.a montre en surface l'existence d'un centre dépressionnaire à l'est de l'Angleterre, du front froid associé le long du méridien 9°E, en relation avec l'anomalie de PV, et d'un anticyclone sur la Russie.

Dans le cadre de l'un des objectifs de MAP dédié à la validation et l'amélioration des nouveaux modèles numériques de recherche, l'importance des cumuls de pluie de la POI 2B a motivé une étude d'intercomparaison des simulations de différents modèles non-hydrostatiques opérant à très haute résolution (2 à 3 km) (Richard et al. 2002). Comparés aux données des pluviomètres dans le région du Lac Majeur, les différents modèles représentent correctement la trace des pluies au sol, mais divergent sur l'aspect quantitatif (sur un cumul de 27 heures, l'erreur sur les estimations est de $\pm 30\%$). Selon Richard et al. (2002), l'explication la plus probable de cette valeur réside dans la représentation du forçage orographique, en particulier la forme plus ou moins lissée du relief initial et les filtres utilisés pour éviter la génération de bruits numériques. La comparaison des taux de pluies issues des données des radars Doppler de la LMTA et des résultats numériques montrent que les radars donnent une meilleure estimation du taux horaire de pluie (celle-ci se dégrade lorsque la distance au radar augmente) alors que les modèles présentent de meilleurs résultats pour les cumuls.

Asencio et al. (2003) ont également considéré la POI 2B, du début à la fin des précipitations. Ils ont étudié de façon détaillée les conditions atmosphériques de l'échelle synoptique à l'échelle de la LMTA, en s'intéressant aux caractéristiques des masses d'air arrivant sur la partie est des Alpes. Ainsi, à partir de simulations du modèle Mésos-NH, ils ont observé des inhomogénéités dans le champ d'humidité relative du flux méditerranéen, indexées par les lettres *a*, *b*, *c* et *d* dans la figure 4.3. L'évolution temporelle de ces quatre anomalies a été corrélée à différentes phases de développement des précipitations :

(1.) la matinée du 19 septembre, phase bien avant l'arrivée du front. L'élévation du flux d'air

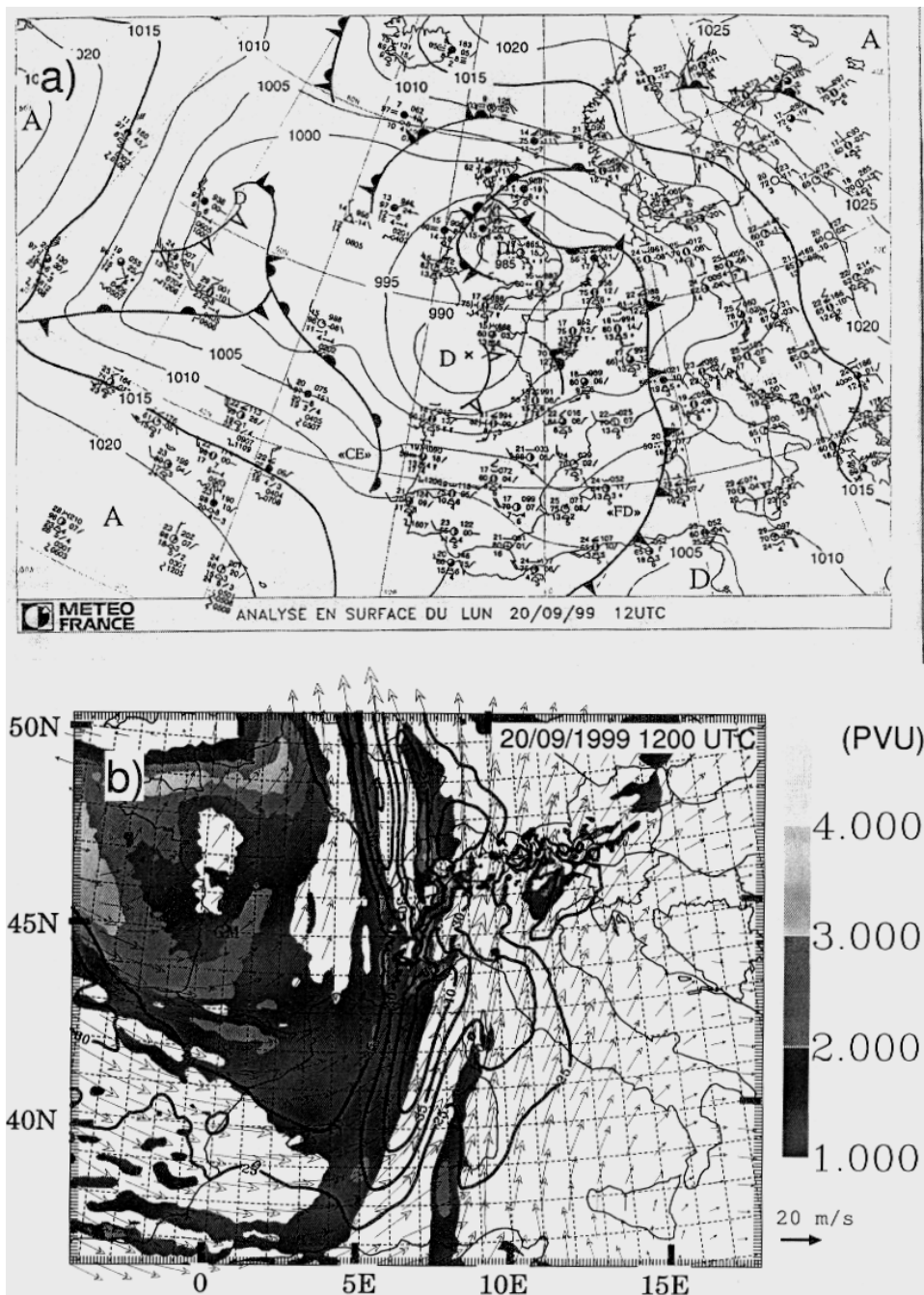


FIG. 4.2 – Analyses de Météo-France pour le 20 septembre 1999 à 1200 UTC: (a) champ de pression au sol (isoligne tous les 5 hPa) et position des fronts; (b) analyses ARPEGE sur la surface iso- θ_e 315 K, pour le tourbillon potentiel (PVU) en grisé, l'intensité du vent supérieure à $25\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (isoligne épaisse tous les $5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), et champ de vent. (Asencio et al. 2003)

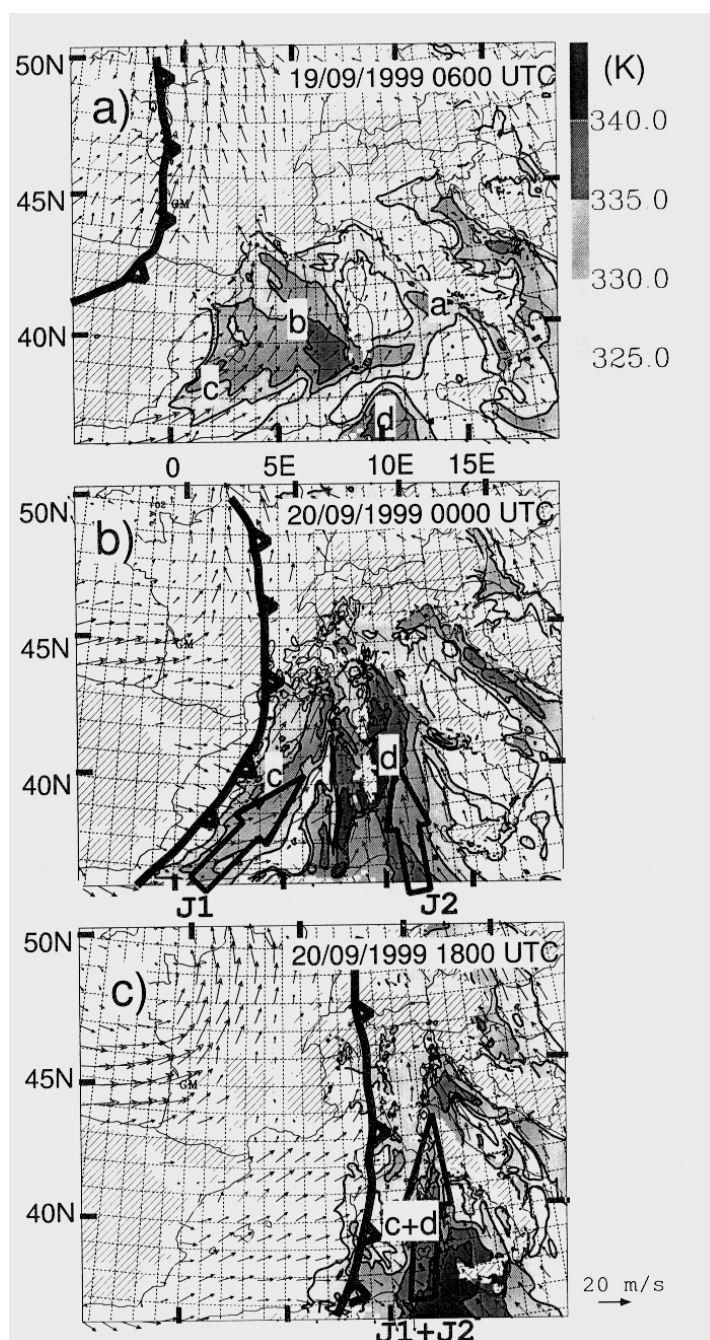


FIG. 4.3 – Champs de θ_e (en grisé) et de vent (vecteur tous les 4 points de grille) restitués par MésO-NH (résolution 10 km) au niveau 500 m, (a) à 0600 UTC le 19 septembre, (b) à 0000 UTC et (c) 1800 UTC le 20 septembre 1999. La position du front, ainsi que les anomalies d'humidité (indexées a, b, c, d) et les jets (J_1 , J_2) de basses couches sont indiqués. (Asencio et al. 2003)

humide a , de sud-est, le long des côtes italiennes sur les pentes des Appenins Ligures génère des cellules convectives (cf. fig.4.4 pour la toponymie). Ces cellules sont advectées vers la plaine du Pô où elles donnent des pluies faibles, puis vers les pentes alpines où elles se renforcent.

- (2.) l'après-midi du 19 septembre. Dans un flux de sud, la masse d'air b donne des précipitations principalement sur les flancs français des Alpes. C'est un flux d'est (vent de barrière, Pierrehumbert and Wyman 1985, défini au *chapitre1*), d'origine adriatique qui, en confluant avec le flux de sud dans la plaine du Pô, alimente les précipitations dans la région LMTA.
- (3.) la soirée du 19 et le début de matinée du 20 septembre. Les massifs alpins français et ligure, ainsi que les Appenins déclenchent l'activité convective associée à l'arrivée des masses d'air c et d . Le flux de sud à sud-ouest c est en fait la classique *bande transporteuse d'air chaud* (ou « *Warm Conveyor Belt* », Harrold 1993) à l'avant du front froid. Le flux associé à l'anomalie d est un flux de sud/sud-est, en provenance de la Mer Tyrrhénienne. Le vent de barrière, jet d'est, persiste le long des pentes alpines. Son origine est adriatique et ligure.
- (4.) le matin du 20 septembre, qui correspond au passage du front dans la LMTA, des précipitations post et pré-frontales occupent les pentes des Alpes et des Appenins. Les flux c et d s'orientent à sud-ouest.
- (5.) l'après-midi du 20 septembre, situation post-frontale. Les masses d'air c et d se mélangent dans un flux de sud-ouest. Des précipitations sont localisées sur les pentes sud des Alpes et des Appenins en relation avec ce jet qui se déplace vers l'est. Le vent de barrière est toujours actif, il provient essentiellement de la déflexion vers l'ouest du flux $c+d$, son interaction avec les pentes est du LMTA génère encore des pluies renforcées par les nuages d'altitude associés au front.

De plus, Asencio et al. (2003) ont utilisé la méthode de rétro-trajectoire développée par Gheusi and Stein (2002) pour déterminer l'origine du vent de barrière. Celui-ci est présent tout le long de la POI 2B, c'est un élément essentiel du développement des précipitations dans la zone LMTA, nous avons déterminé que ses fluctuations se répercutent sur l'intensité et la localisation des cellules. L'étude de Asencio et al. (2003) permet d'associer ces fluctuations à l'arrivée de différentes masses d'air dans la plaine du Pô. Leurs travaux permettent d'autre part d'expliquer la succession des épisodes pluvieux durant la POI 2B par l'arrivée de différentes masses d'air sur le massif alpin.

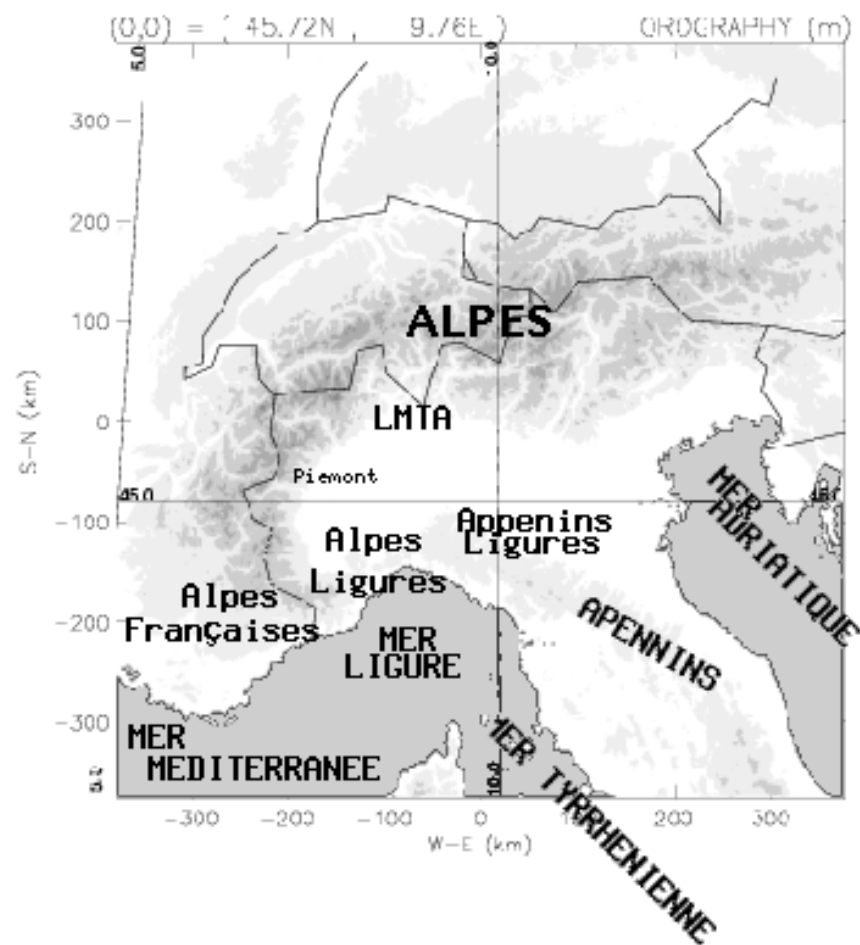


FIG. 4.4 – Carte des massifs méditerranéens. Orographie supérieure à 500 m, avec un grisé tous les 1000 m.

4.2 Principaux résultats

L'étude menée pour la POI 2B correspond à la troisième phase définie par Asencio et al. (2003), période pré-frontale durant laquelle un flux de sud à sud-ouest (*c*) lié au front alimente les précipitations, en association avec un flux de sud à sud-est (*d*).

Nous avons utilisé les données des radars Doppler sol déployés dans la LMTA pour analyser cet épisode de la POI dans cette région.

La POI 2B a d'emblée été apparentée à l'épisode de précipitations intenses du Piémont (nov. 1994) par le fait que ces deux cas ont présenté quasiment la même situation synoptique, des pluies plutôt persistantes que fortes, et ont conduit à des cumuls considérables. Le cas du Piémont ayant été largement documenté (Buzzi et al. 1998, Ferretti et al. 2000 ...), il est apparu intéressant de voir dans quelles mesures la POI 2B lui était semblable. A méso-échelle déjà des disparités apparaissent : un gradient d'humidité est présent pour le cas du Piémont dans le flux incident sur les Alpes, ce gradient est responsable du passage du flux au-dessus du massif sur sa partie ouest, et à son blocage à l'est. La partie du flux bloquée est déviée vers l'ouest, ce qui crée un vent de barrière (Rotunno and Ferreti (2001), cf. *chapitre 1 §1.3*). Pour la POI 2B, ce gradient est inexistant, les radio-sondages montrent que le jet appelé *vent de barrière* vient de l'est, et ceci est corroboré par les résultats d'Asencio et al. (2003). Sa confluence avec le flux pré-frontal de sud conduit pareillement au développement de précipitations, mais il n'est pas généré de la même façon.

L'examen de l'évolution des champs de vent tri-dimensionnel et de réflectivité issus du traitement des données radar dans la LMTA du 19 au soir au 20 septembre au matin montre que, bien que d'intensité variable, les précipitations ont été présentes de façon continue sur les pentes, et plus irrégulièrement sur la plaine (la LMTA est bordée à l'ouest par les pentes sud-est des Alpes, au nord par les pentes sud, la plaine du Pô occupe le quart sud-est). On a noté également une corrélation entre les maxima de réflectivité sur le relief et sur la plaine : les maxima sur la plaine apparaissent environ 1 heure plus tard sur les pentes. Cette évolution des précipitations est associée à la persistance d'un flux de sud-est en basses couches. Celui-ci a généré continuellement des précipitations sur les pentes alpines, ce qui explique leur couverture temporelle homogène sur les pentes, et de plus a advecté les cellules précipitantes de la plaine vers le massif où elles se sont renforcées, ce qui explique la corrélation des maxima. Les données radar ont également montré que l'intensité des pluies sur les pentes était liée à la composante est du flux de basses

couches : plus celle-ci a été marquée dans le temps, plus les précipitations ont été fortes.

Pour évaluer l'impact des Alpes en terme d'assèchement du flux incident, ou de production de précipitation, nous nous sommes intéressés aux valeurs des différentes composantes du bilan d'eau. Comme on pouvait s'y attendre, la période considérée est caractérisée par un flux entrant de vapeur d'eau fluctuant, en conséquence les termes de condensation, de conversion (nuage → précipitations), et de précipitations au sol varient également dans le temps. L'« efficacité précipitante », ou rapport de l'eau condensée (eau condensée dans le domaine et précipitations extérieures) qui arrive au sol est assez élevée, due aux conditions environnementales relativement humides. Par contre, la proportion de vapeur d'eau entrant dans le domaine et transformée en précipitations est faible (valeur moyenne $\approx 0,14$).

Nous avons présenté ici une description générale de la POI 2B, en y incluant des conclusions récentes d'Asencio et al. (2003) quant au déroulement de la POI, et des différents facteurs qui ont influé sur les précipitations des Alpes et de son environnement. Ces résultats viennent compléter notre étude, axée sur la région du Lac Majeur, dont les points forts ont été résumés précédemment. L'étude détaillée est présentée par la suite sous la forme d'un article révisé, à paraître dans *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society (Special Issue on MAP)*.

4.3 Article

TRIPLE-DOPPLER RADAR ANALYSIS OF THE HEAVY RAIN EVENT OBSERVED IN THE LAGO MAGGIORE REGION DURING MAP IOP2b

By Jean-François GEORGIS¹, Frank ROUX, Michel CHONG and Stéphanie PRADIER
Laboratoire d'Aérodologie, UMR CNRS/UPS 5560, Toulouse, France

Submitted to the
Quartely Journal of the Royal Meteorological Society (Special Issue on MAP)

September 2002
(revised version)

¹ Corresponding author address : Dr. Jean-François Georgis, Laboratoire d'Aérodologie, Observatoire Midi-Pyrénées, 14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France. Telephone : +33 561 33 27 51, Fax : +33 561 33 27 90, E-mail : geojf@aero.obs-mip.fr

SUMMARY

This paper presents analyses of data collected with three ground-based Doppler radar during the Mesoscale Alpine Program (MAP) Intensive Observation Period 2b (IOP 2b) from 1900 UTC on 19 September until 1100 UTC on 20 September. During this period, the synoptic situation was characterized by the propagation of a deep upper-tropospheric trough towards the Alps, as often observed when heavy precipitation occur on the southern slopes of the alpine massif. A frontal cloud system with embedded convective cells passed over northern Italy in association with the trough moving rapidly eastwards. Ahead of the advancing cold front, a strong south- to southeasterly low-level flow impinged on the mountains near Lago Maggiore and produced copious amounts of rain (>200 mm at several locations).

An analysis of three-dimensional radar-derived wind and precipitation fields shows that the most intense precipitation occurred where and when the easterly component of the low- to mid-level flow was the strongest with, however, a preferential location on the southern slopes of the Alps. This phenomenon can be explained by enhanced confluence between the main southerly flow and an intensifying easterly flow, and/or more favourable orientation of the moist inflow perpendicular to the mountain slopes. Besides, the propagation of convective cells from the Po valley toward the Alps led to enhanced precipitation over mountainous area.

Taking advantage of the approximately two-dimensional character of the event, the different terms of the water budget are calculated for a series of 25 successive vertical cross-sections to analyze the transformation of atmospheric moisture in surface rainfall.

Keywords: orographic precipitation, radar observations, multi-Doppler analyses, water budget, Mesoscale Alpine Program

1. INTRODUCTION

Because of its unique geographical aspects which largely control local weather events, the Western Mediterranean region delimited by eastern Spain, southern France, northern Italy and northern Africa is frequently affected by heavy rain events, especially during autumn. In this season, the relatively warm sea surface acts as a moisture and heat source which is a primordial ingredient for the generation of heavy precipitation over mainland, provided a strong synoptic and/or local forcing exist. In these conditions, a moist low-level jet can settle in when a short-wave trough approaches this area. Through a diagnostic study of three heavy precipitation episodes in the western Mediterranean region, Doswell *et al.* (1998) showed that all of these cases occurred downstream of a significant cyclone aloft. Besides, the presence of steep mountains bordering the western Mediterranean sea, as the Atlas in northwestern Africa, the Sierra Nevada in Spain, the Pyrenees between Spain and France and the southwestern part of the Alps, significantly modifies the atmospheric flow. Depending on environmental static stability, Coriolis effect, flow velocity and geometry of the terrain, a situation of either "flow over" or "flow around/along" the obstacle can prevail. In the first configuration, orographic precipitation results from the lifting of moist low-level air along the mountain slope up to its level of condensation. In the second case, the generation of precipitation is related to the presence of convergence zones resulting from the deflection of the low level air flow by the mountains. Further information about the triggering mechanisms of orographic precipitation can be found in Smith (1979, 1989) and Houze (1993).

The southern alpine regions are particularly affected by orographic precipitation and floods. During the last decade, several flash flood events resulting from heavy orographic rainfall have caused significant losses of lives and damages to properties. Although most of them, as the Vaison-la-Romaine flood of 22 September 1992 in France, the Brig flood of 24 September 1993 and the south Ticino flood of 13-14 September 1995 in Switzerland, were mostly convective events, more stratiform situations such as the Piedmont flood of 4-6 November 1994 in Italy can also be destructive (e.g. Buzzi and Foschini 2000). Buzzi *et al.* (1998) discussed the crucial role of orography in determining distribution and amount of precipitation during the Piedmont flood. Lin *et al.* (2001) have also shown that a concave mountain geometry, such as the Alps in the Ticino and Lago Maggiore region in northwestern Italy, plays an important role in triggering heavy orographic rainfall since the resulting convergence of the low- to mid-level flow enhances upward motions along mountain slopes and produces stronger precipitation. This probably explains why precipitation associated with the majority of Alpine heavy orographic rainfall events often start in this concave region south of the Alps (Binder and Schär, 1996; Buzzi and Foschini, 2000).

The convective events in alpine regions are characterized by relatively low convective available potential energy (CAPE) value, as compared to those associated with thunderstorm outbreaks over flat continental areas. But, since they frequently occur downstream from an approaching deep short-wave trough, Lin *et al.* (2001) hypothesized that the enhancement of low-level upward motions caused by upper-level divergence and reduced static stability below the trough may partially compensate a low CAPE value. Furthermore, as shown by Doswell *et al.* (1996), the persistence of rainfall is more important a factor than convection intensity. This is why even stratiform precipitation generated by persistent terrain-induced forced ascent can constitute a serious weather hazard.

Unfortunately, heavy rainfall events are difficult to forecast due to non-linear flow dynamics and microphysics, and to the multiple length scales of the terrain (e.g. Smith 1979). Thus, a better knowledge of the role of orography in the triggering and/or the intensification

of precipitation is necessary to improve the forecasting possibility of heavy rain location, intensity and duration. This was one of the main objectives of the Mesoscale Alpine Programme (MAP), the Special Observing Period (SOP) of which took place in the Alps in autumn 1999 (Bougeault *et al.* 2001). During this period, three ground-based Doppler radar have been operated in the Lago Maggiore region to collect data for detailed analyses of wind and precipitation over mountainous terrain.

In this paper, we present a triple Doppler radar analysis of the Intensive Observation Period (IOP) 2b (18 - 21 September 1999) of MAP during which a frontal cloud system with embedded convective elements passed over northern Italy in association with a rapidly eastward moving trough over northern Europe.

IOP 2b was selected because it concerned the most intense heavy rain event observed over the Lago Maggiore region during MAP SOP (Bougeault *et al.*, 2001) and exhibits comparable characteristics with previous flooding episodes. It was characterized by persistent rainfall from 19 September at 1200 UTC (local time is UTC+2) till 20 September at 1800 UTC. Rain amounts in excess of 200 mm/day were locally observed at various locations in Lago Maggiore region. More than 300 mm in less than 30 hours and a 10-min rainfall intensity maximum of about 45 mm/h were also recorded near the Toce valley. Also we propose, in this paper, to better understand why and how heavy precipitation are favoured in the Piedmont region. For that, we take advantage of Doppler data which can provide simultaneous information on the wind and precipitation fields with mesoscale coverage and convective-scale resolution. A triple Doppler analysis is done in order to benefit from a maximum extended areal coverage and to mitigate possible errors in the retrieved three-dimensional precipitation and wind fields likely to be induced by eventual deficient radar data. Complementary analyses of Doppler radar data relative to IOP2b can be found in Houze and Medina (2001) and Medina and Houze (2002). In both these studies, special emphasis on polarimetric observations is done in order to investigate the role of microphysics in the orographic convective precipitation maximum.

In Section 2, the synoptic and mesoscale environmental features conducive to this heavy orographic rainfall event are discussed and compared with those observed during previous flooding events which occurred in autumn over the southern slopes of the Alps. Section 3 presents a space-time analysis of the precipitating system observed by the three ground-based Doppler radar between 1900 UTC on 19 September and 1100 UTC on 20 September, and a small-scale analysis of the three-dimensional wind and precipitation fields is carried out in order to better emphasize the local orographic effects on the spatial distribution of rainfall. In section 4, the rainfall amount is estimated from the reflectivity data and compared with raingauge measurements over the Lago-Maggiore region. Finally, the different elements of the water budget are estimated and discussed for a series of two-dimensional vertical cross-section.

2. SYNOPSIS OF THE EVENT

(a) Synoptic situation

The synoptic situation prevailing during MAP IOP 2b was remarkably similar to that observed during previous flooding events occurring in autumn on the southern slopes of the European Alps. It was characterized by a well-marked upper-level anomaly of potential

vorticity (PV). This anomaly took the form of a north-south elongated band of high PV air extending from west of Ireland to Spain and slowly moving toward the Alps. According to Massacand *et al.* (1998) who analyzed the meteorological conditions of severe flooding situations during Alpine events, this high-PV band constitutes an upper-level precursor of heavy precipitation south of the Alps.

Among these comparable events, the Piedmont flood (PF) of November 1994 (Buzzi *et al.* 1998, Ferretti *et al.* 2000) presented the most common synoptic characteristics with IOP 2b. In both cases, a few hours before the period of intense precipitation, a cyclone was located west of Ireland. On 19 September 1999 at 0000 UTC, a deep and cold baroclinic trough at 500 hPa (Fig. 1a) extending from the low center to Spain progressively tilted southeastwards and slowly moved eastwards. As a consequence, the associated cyclonic flow caused a progressively intensifying southwesterly jet over the western Mediterranean sea. This resulted from the intensification of the geopotential gradient owing to the eastward progression of the trough and to the relatively stationary ridge which extended to the east from central Mediterranean sea to Scandinavia, in the manner suggested previously for the Piedmont flood by Buzzi *et al.* (1998). Hence, the warm tongue at 850 hPa (not shown, but recognizable in the 500-hPa temperature depicted in Fig. 1b) shrank in the zonal direction over Italy, ahead of the cold front (i.e. the zone of strong temperature contrast in Fig. 1b) which extended from southeastern Spain to northeastern France at 0000 UTC on 20 September 1999.

Meanwhile, the southeasterly flow in the lowest 10 m above the surface associated with the high pressure zone over eastern Europe underwent a westward deflection by the Alpine barrier, as it passed from the Adriatic sea to the Po Valley in northern Italy. As a result, a zone of convergence between this easterly flow and the southerly flow associated with the trough appeared over western Po valley, in the Piedmont region (Fig. 2). This convergence was observed from 19 September at 1200 UTC until 20 September at 1200 UTC, with a maximum intensity around 0000 UTC on 20 September. Such conditions were obviously very favourable to the development of precipitation, provided the air mass be sufficiently moist. Furthermore, the easterly flow over Po valley slowed down the eastward propagation of the front, which increased the duration of orographic precipitation over the southern slopes of the Alps, as has been documented for other events (Ferretti *et al.*, 2000, Rotunno and ferretti, 2001).

(b) Mesoscale characteristics

In the PF case, the environmental flow was characterized by a strong horizontal gradient of moisture with high values to the West (over the Mediterranean Sea) and low values to the East (over the Adriatic Sea). These conditions were propitious to the advection of moisture-laden warm air by the strong southerly flow associated with the trough, from the Mediterranean sea toward the southern slopes of the Alps. According to Rotunno and Ferretti (2001), this moist saturated airflow could go relatively easily over the Alps because of its reduced effective static stability, while the drier air to the east was deflected by the Alps because of its stronger stability. This explained the origin of the easterly flow over the Po valley, hence the convergence in the Piedmont region. There are however noteworthy differences between PF and the present case.

According to the Swiss Model analyses (Fig. 3) on 19 and 20 September 1999, no distinct horizontal gradient of moisture was observed in the environmental flow: the western part of the airstream was not significantly moister than the eastern part. On the contrary, at the time of maximum precipitation (0000 UTC on 20 September, Fig. 3b) air was significantly drier over the Mediterranean sea than over the Adriatic. Data from radiosoundings launched at

Ajaccio, Corsica (not shown) confirmed that the relative humidity was less than 30% up to 600-700 hPa during the precipitating period of IOP 2b. On the other hand, data from radiosoundings launched at Milano-Linate (Fig. 4a and c), 40 km south east of Lago Maggiore, and at Verona (Fig. 4b and d), about 140 km east of Lago Maggiore and 90 km west of the Adriatic coast, were very similar. From 1800 UTC on 19 September till 1200 UTC on 20 September, both stations reported the presence of very moist air below 500 hPa and moderate convective instability ($\leq 500 \text{ J kg}^{-1}$).

As it can be deduced from the Milano-Linate radiosounding data at 1800 UTC on 20 September (Fig. 4a), there was a separation of less than 500 m between the lifting condensation level (LCL) and the level of free convection (LFC), respectively located at 940 hPa and 900 hPa for an air parcel whose temperature and mixing ratio were averaged over the lowest 50 hPa. The energy per unit mass required to lift a negatively buoyant air parcel from the surface to the LFC (convective inhibition, CIN) was only 17 J kg^{-1} , indicating a weak low-level thermodynamic stability. The convective available potential energy (CAPE), i.e., the energy per unit mass that can be released through buoyancy from LFC up to the equilibrium temperature level (ETL) here located at 180 hPa, was slightly less than 500 J kg^{-1} . During the afternoon and the evening of 20 September, in association with the arrival of the cold front, the thermodynamic conditions changed remarkably: convective instability vanished due to cooling and drying in the low levels, and the tropopause altitude went down from 150-200 hPa to about 300 hPa. This was consistent with the decreasing radar echoes over Lago Maggiore area after 1400 UTC on 20 September, though some convective precipitation still occurred in the northwestern Po valley where cold postfrontal air passed over a small zone of secluded warm and moist air in the low levels.

It is therefore important to note that although MAP IOP 2b and PF presented similar dynamical characteristics with convergence along the mountain barrier between the southerly flow from Mediterranean and the easterly flow from Adriatic, the thermodynamic characteristics of these convergent flows were different during these two events. Unlike PF case, the southerly flow was not significantly moister than the southeasterly flow during IOP2b. Consequently, even if the easterly wind perturbations over the Po valley resulted from the deflection of the eastern part of the airstream by the Alps for both cases, for IOP 2b it was not caused by a stronger stability of air to the east, but more probably by local orographic and large scale dynamic effects.

3. RADAR OBSERVATIONS

(a) Triple-Doppler radar network

During MAP, three ground-based Doppler radar have been operated in the Lago Maggiore area where, according to a precipitation climatology of the Alps from high resolution raingauge observations by Frei and Schär (1998), prominent maxima of rainfall accumulation frequently occur. These were the Swiss Meteorological Agency operational Doppler radar at Monte-Lema (46.042 N, 8.833 E, 1625 m above mean sea level - MSL), the US National Center for Atmospheric Research (NCAR) S-Pol polarimetric Doppler radar at the southern tip of Lago-Maggiore (45.720 N, 8.730 E, 280 m MSL) near Vergiate and the French Centre d'Etude des Environnements Terrestre et Planetaire (CETP) Ronsard Doppler radar near Novara at (45.460 N, 8.517 E, 155 m MSL). The radar baseline was relatively

wide, with a distance of about 75 km between Ronsard and Monte-Lema (S-Pol was located approximately at midway).

When the data from these three ground-based Doppler radars are combined, three-dimensional precipitation and wind fields can be retrieved within a large domain with relatively high spatial and temporal resolutions. The horizontal domain shown in Fig. 5 is 150 km \times 150 km and is centered on (45.70 N, 8.60 E), approximately at the southern tip of the Lago Maggiore. This region encompasses very different terrains with the very flat Po valley at south, the hilly Piedmont at southwest, the high alpine peaks with Monte-Rosa over 4000 m altitude at northeast with Lago Maggiore and the deep Toce and Ticino valleys. Therefore, inhomogeneous precipitation and wind fields were expected over this large domain characterized by a variable topography. This led us to analyse radar observations in two distinct domains of 90 km \times 90 km (Fig. 5): area 1 at northwest (centered on 46.00 N, 8.10 E) mainly covers the mountains, area 2 at southeast (centered on 45.40 N, 9.00 E) mainly covers the plain.

(b) Comparative evolution of precipitation and wind over the plain and the mountain

Fig. 6 shows a time series of mean wind and reflectivity profiles deduced from the three ground-based Doppler radar data over areas 1 and 2. It is interesting to note that the structure of precipitation was more homogeneous over the mountains, with a moderate and quasi constant vertical development during the whole IOP, than over the plain where three convective periods could be distinguished with maximum reflectivity values at about 2300 UTC, 0400 UTC and 1000 UTC. Nevertheless, a close inspection of the two series of reflectivity profiles reveals that precipitation observed over the southern flank of the Alps (area 1, Fig. 6a) depended on the situation prevailing over the Po Valley (area 2, Fig. 6b) about one hour before. For instance, the persistent precipitation observed over the mountainous area from 2000 UTC on 19 September till 0130 UTC on 20 September with a reflectivity maximum at 0000 UTC, can be related to the rain event over the plain from 1900 UTC on 19 September till 0030 UTC on 20 September with a reflectivity maximum at 2300 UTC. Likewise, the third convective event observed over the plain, characterized by an increase of reflectivity from 0800 UTC till 1000 UTC on 20 September, can be related to the enhancement of precipitation occurring over the mountainous area approximately one hour later. Besides, despite a comparable duration, the second major rain event observed over the plain from 0200 UTC till 0830 UTC apparently did not influence orographic precipitation as strongly as the first event did, even if there was a slight increase of reflectivity over the mountains from 0300 till 0730 UTC.

Vertical profiles of the mean horizontal wind in areas 1 and 2 are also shown in Fig. 6. For each area and each level z , the mean wind components U_0 and V_0 have been deduced from the Doppler velocity V_D values, corrected for the reflectivity-derived fallspeed V_F , through the minimization of cost-functions $J_{UV}(z)$ defined as:

$$J_{UV}(z) = \iiint_D \left[(V_D - V_F \sin \beta) - (U_0 + U_X X + U_Y Y) \cos \alpha \cos \beta - (V_0 + V_X X + V_Y Y) \sin \alpha \cos \beta \right]^2 dx dy dz$$

where $D(z)$ is a three-dimensional domain of $90 \text{ km} \times 90 \text{ km} \times 0.5 \text{ km}$ for each area 1 and 2, centered on the considered altitude; α and β are the radar-relative azimuth (counterclockwise from East) and elevation, respectively; X and Y are eastward and northward cartesian coordinates with their origin at the center of the considered areas; U_x , U_y , V_x , V_y are the first-order wind derivatives. In Fig. 6, we identify the southerly and westerly wind components by showing the horizontal wind vector as a function of altitude and time. The persistent southeasterly flow in the low levels favoured the propagation of convective cells from the Po valley toward the Alps in a direction almost perpendicular to the mountain range in the considered domain, leading to the development of precipitation over the windward slopes of the mountains (Medina and Houze 2002, Figs. 10b and 11a). This could explain the continuous precipitation over the orography as well as the delay between the reflectivity maxima observations over the plain and the mountainous area.

The mean southeasterly flow below 1 km altitude progressively veered to southerly and southwesterly aloft, especially between 0100 UTC and 0400 UTC over the mountains (Fig. 6a) and between 0000 UTC and 0300 UTC over the plain (Fig. 6b), which corresponded to the period of less intense precipitation. This clockwise turn with altitude was more marked over the plain where the flow became predominantly southwesterly above 1.5 km altitude during this period. This southwesterly flow was not favourable to the development of precipitation neither over the plain, nor over the mountains (Houze et al. 2001) despite an enhancement of wind intensity at all levels. Two main reasons for that were: (i) this flow was characterized by low moisture (see section 2b); (ii) the low-level wind was then less perpendicular to the mountain range.

(c) Three-dimensional analysis of precipitation and wind fields

Three-dimensional wind and reflectivity fields have been deduced from triple-Doppler data using the real-time and automated multiple-Doppler analysis method (RAMDAM, Chong *et al.* 2000). A similar version of RAMDAM was used in the Project Operation Center with low-resolution radar data for display purposes and guidance of the instrumented aircraft operations during the MAP SOP. The grid resolution here is 2 km in the horizontal and 0.5 km in the vertical, and the horizontal domain is $150 \text{ km} \times 150 \text{ km}$ (see Fig. 5). Fig. 7 shows the evolution (every two hours between 2000 and 2400 UTC on 19 September) of the horizontal wind and reflectivity at 2.5 km altitude. This period corresponded to the first major convective event observed over flat terrain (see Fig. 6). Fig. 8 concerns the period from 0200 till 0600 UTC on 20 September during which the second major rain event occurred, but the horizontal cross-sections are now at 2 km altitude in order to take into account the slightly lower altitude of the reflectivity contours over the mountains after 0100 UTC (see Fig. 6a)..

During the period including the two major rain events occurring over the Po Valley, evolutions of the easterly component of the wind (negative values in Figs. 7b,d,f and 9b,d,f) and of the reflectivity patterns were fairly correlated: both followed a similar enhancement-attenuation cycle over the considered domain. In particular, the strongest precipitation occurred where and when the easterly wind component was the largest with, however, a preferred and persistent location on the southern flank of the Alps. The only exception concerned the southeastern flat part of the domain at 0600 UTC (Fig. 8) where relatively strong precipitation occurred despite a westerly wind. This could however be a remnant of the rain event observed at the same location two hours before, in association with the easterly perturbation.

Even if it was moderate, the easterly wind component seemed essential to trigger precipitation as previously observed in Section 3b. As supposed by Ferretti *et al.* (2000), unstable air lifted by the "rotated-L" shape of the western Alps can produce positive vorticity through latent-heat induced vortex stretching. Then, the associated easterly wind perturbations towards the concave western part of the "rotated-L" corresponding to the Piedmont region would enhance horizontal convergence in the low levels and favour further lifting of unstable air. But, Rotunno and Ferretti (2001) showed that this phenomenon was not essential for intense rainfall in the Po valley during PF which could rather be related to the blocking and deflection of unsaturated air coming from the east of the Alpine barrier. In the present case, this explanation can hardly explain the presence of easterly winds over the plain, but not over the mountains (e.g. Fig. 8d). Furthermore, an important difference with PF is the rather high humidity over the eastern Po valley during IOP2b (see Fig. 4). Hence, we suggest that, in addition to the westward deflection of the southerly flow toward the mountains, the sporadic enhancement of the moist flow coming from the Adriatic sea could also be involved as one of the main factors for the generation of heavy precipitation in the Lago Maggiore region during IOP2b.

Further information on the organization of precipitation during IOP 2b can be deduced from the reflectivity and wind fields. In particular, the influence of orography was significant since precipitation remained almost stationary over the southern flank of the Alps with a mean value around 30 dBZ and maxima up to 50 dBZ, while over the southern flat part of the domain more or less intense cells alternated with stratiform echoes or no precipitation at all. During the first convective event observed over the plain, convective cells formed over the Po Valley in the southern part of the considered domain and propagated northwards toward the mountains (Figs. 7a,c,e). These cells then merged with the older ones over the windward slopes of the Alps northwest of Lago Maggiore where the strongest reflectivity values were observed.

The second convective event observed over the Po Valley (from 0300 till 0700 on 20 September) began in the eastern part of the domain and progressively spread westwards under the influence of the well marked easterly flow (Figs. 8a,c,e). As shown in Fig. 8c, the maximum convective activity over the plain at 0400 UTC corresponded to a maximum convergence between the predominantly southerly flow and the intensifying easterly flow. Such a convergence was not observed during the first convective event (Fig. 7).

Figs. 9 and 10 show wind and reflectivity in south-north vertical cross-sections through the most intense precipitation zones. As expected, because of a strong convergence in the horizontal wind, the vertical velocities associated with the highest reflectivity were significantly stronger at 0400 UTC than at 2300 UTC. In particular, upward motions occurred about 100 km upstream of the Alpine barrier (Fig. 10b) where orographic forcing does not exist. However, the low level flow was less intense during this second period (see also Fig. 6). Such conditions were more favourable to local development of precipitation over the plain where convergence occurred, but made the transport of cells from the Po Valley toward the Alps less efficient than at 2300 UTC. This could explain why the second intense rain episode over the plain had a weaker influence on precipitation over the mountains.

(d) Local orographic effects on the kinematics and precipitation field over the threat area

In order to better emphasize the influence of orographic effects on rainfall location and intensity, three-dimensional wind and precipitation fields at higher horizontal resolution (1.2 km) have been derived from the multi-Doppler data in a domain of 60 km \times 60 km centered on the Lago Maggiore at 45.95 N, 8.56 E (Fig. 11). This is the region where precipitation was

most intense and persistent. Fig. 12 shows the horizontal wind field with the associated vertical velocity and reflectivity values at 2100 and 2300 UTC on 19 September and 0100 UTC on 20 September, during the first and most intense rainfall event. Two distinct regimes of orographic flow corresponded to two types of rainfall distribution and intensity. The first one (from 2100 UTC till 2300 UTC) was characterized by a horizontal flow of about 15-17 m s⁻¹ at 2 km altitude which was strongly affected by the underlying terrain. Note for example the systematic deflection of the flow at [X= -10 km, Y = 0 km] and [X = +20 km, Y = +20 km] which probably corresponded to air channelling in the Toce and Ticino valleys because of the presence of Monte Grande and Pioda di Crana massifs north of the Lago Maggiore (Fig. 11) with peaks over 2000 m altitude.

The second regime (at 0100 UTC, Fig. 12e and f) was characterized by a stronger horizontal southeasterly flow (up to 24 m s⁻¹ at 2 km altitude) which was less perturbed by the orography. This caused a more efficient advection of cells from the Po valley toward the Alps, along a direction almost perpendicular to the mean orientation of the mountain range. This led to a more uniformly distributed rainfall over the mountains. For both regimes, vertical velocities were strongly related to the underlying terrain with the strongest upward motions over the windward slopes and the strongest downward motions over the leeward slopes. As a consequence, the most intense rainfall occurred where and when the flow impinging on the mountains was maximum.

4. TWO-DIMENSIONAL WATER BUDGET

(a) two-dimensional wind and reflectivity fields

In order to quantify the relations between orographic forcing and northward advection of rain cells from the Po valley in the generation of precipitation over the mountainous region north of Lago Maggiore, a series of 25 vertical cross-sections of wind and reflectivity fields from 2000 on 19 September till 0200 on 20 September along a direction parallel to the density-weighted mean wind below 6 km altitude has been derived from the « high-resolution » multi-Doppler analyses discussed above, with the same horizontal (1.2 km) and vertical (0.5 km) grid spacings. As seen in Fig. 11, from southeast to northwest, the considered domain D (54 km long, 12 km wide, 9 km deep) encompasses the relatively flat terrain at 200-250 m altitude near the southern part of Lago Maggiore (between Mottarone on the western bank, Campo dei Fiori and Monte Nudo on the eastern bank), the relatively steep upward slope of Val Grande massif with peaks over 2000 m altitude, then Valle Vigezzo at 600-700 m, and the upward slope of Pioda di Crana. This domain was chosen for two reasons : (i) it is the only one showing a relatively homogeneous topography in the direction normal to the mean wind direction, (ii) it was well observed by S-Pol radar (Ronsard and Monte-Lema have a slightly lower spatial resolution here).

Since our goal is to quantify the contributions of sources and fluxes in the water budget, it is necessary to insure mass balance and compatibility for the series of wind fields. Hence, the two-dimensional wind fields must obey two constraints : (i) to be as close as possible from the radar-derived winds, (ii) to verify the two-dimensional air mass continuity equation with a lower boundary given by the mean topography $h_{2D}(x)$, where x is the axis oriented (162 , 342°) (see Fig. 11). This is obtained through the minimization of cost-function J_{Ψ} , defined as :

$$J_{\Psi} = \iiint_D \left\langle \left\{ \frac{\partial \Psi(x, z)}{\partial x} - \rho(z)u(x, y, z) \right\}^2 + \left\{ \frac{\partial \Psi(x, z)}{\partial z} + \rho(z)w(x, y, z) \right\}^2 \right\rangle dx dy dz$$

$$+ \int_{x=-27\text{km}}^{x=+27\text{km}} \left\{ \frac{\partial \Psi[x, h(x)]}{\partial x} - \frac{\partial h_{2D}(x)}{\partial x} \frac{\partial \Psi[x, h(x)]}{\partial z} \right\}^2 dx$$

with $h_{2D}(x) = \frac{1}{12 \text{ km}} \int_{y=-6\text{km}}^{y=+6\text{km}} h(x, y) dy$

where $\Psi(x, z)$ is a two-dimensional streamfunction, y the direction ($252^\circ, 72^\circ$) normal to x (see Fig. 11), z the vertical coordinate, ρ the air density, u and w the radar-derived wind

components. The two-dimensional wind components, u_{2D} and w_{2D} , are then obtained through :

$$\frac{\partial J_{\Psi}}{\partial \Psi(x, z)} = 0 \quad \text{for } (x, z) \in D \quad ; \quad u_{2D}(x, z) = + \frac{1}{\rho(z)} \frac{\partial \Psi(x, z)}{\partial z}; \quad w_{2D}(x, z) = - \frac{1}{\rho(z)} \frac{\partial \Psi(x, z)}{\partial x}$$

We have verified for the 25 sequences from 2000 on 19 September till 0200 on 20 September that (i) the horizontal wind divergence along x was much larger than along y [$\text{rms}(\partial u/\partial x) = 1.2$ to $2.2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1} > \text{rms}(\partial v/\partial y) = 0.07$ to $0.16 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$], (ii) the strongest orographic forcing occurred along x [$\text{rms}(u \times \partial h(x, y)/\partial x) = 0.35$ to $0.55 \text{ m s}^{-1} < \text{rms}(v \times \partial h(x, y)/\partial y) = 0.02$ to 0.07 m s^{-1}], (iii) the two-dimensional velocities were close to the radar-derived ones [$\text{rms}(u_{2D}-u) / \text{rms}(u) = 0.06$ to 0.13 ; $\text{rms}(w_{2D}-w) / \text{rms}(w) = 0.21$ to 0.46].

Since the upper limit of the domain where radar data were available changed with time, a common upper boundary must be set to obtain homogeneous results from the series of 25 sequences. As shown in Fig. 13, this upper limit $z_{\text{top}}(x)$ was chosen as that defined by the streamline entering the domain at $x=-27 \text{ km}$ and 5 km altitude. The height of this upper limit within the domain ($-27 < x < +27 \text{ km}$) depended on the horizontal and vertical motions for the considered sequence. It is also to be noted that the mass flux between the surface level and this upper limit was strictly constant with x for a given sequence, but varied with time since it depended on the intensity of the horizontal inflow below 5 km altitude at $x=-27 \text{ km}$.

(b) radar- and gauge-derived rainrates

Rainfall rates are derived from the three-dimensional reflectivity values Z using the relation :

$$Z (\text{mm}^6 \text{m}^{-3}) = A [R (\text{mm/h})]^B$$

where coefficients A and B for rain ($T > 0^\circ \text{C}$: $A=265$, $B=1.45$) are intermediate values between those classically used for convective (Sekhon and Srivastava 1971) and stratiform (Marshall and Palmer 1948) precipitation, for ice ($T < -10^\circ \text{C}$) we take $A=1780$, $B=2.21$ (Sekhon and Srivastava 1970), and the values are interpolated for intermediate air temperatures ($-10 < T < 0^\circ \text{C}$).

It is well known that there is substantial variability in Z - R relations from rain event to rain event, as well as within a single event (e.g. Austin 1987). For this reason, and others related to classical problems with radar measurements of precipitation (radar calibration, beam blockage, anomalous propagation, attenuation by precipitation, range effects, non-

uniform beam filling, variation in precipitation with height, ...), there is some unknown uncertainty in the two-dimensional radar-derived precipitation contents and rates. It is therefore necessary to check them with independent values from raingauges. However, raingauge measurements are not error free, owing to local characteristics of topographic, limited sampling surface, mechanical problems, wind and turbulence effects, ... Hence, instead of point-to-point comparisons, it seems more appropriate to compare the frequency distribution of radar- and gauge-derived precipitation rates.

The frequency distribution of reflectivity-derived rain rates along x is displayed in Fig. 14 through a « contoured frequency display ». This is basically similar to the « Contoured Frequency by Altitude Display » or CFAD used by Yuter and Houze (1995) to visualize a variation of the statistical distribution of various quantities with respect to altitude, except Fig. 14 shows a variation with respect to x here. For each point along x , variability with respect to both perpendicular direction ($-6 < y < +6$ km in Fig. 11) and time (25 sequences from 2000 till 0200) has been taken into account. On the same diagram, mean rain rates and their standard deviations measured during the same period at 6 nearby surface stations (see their locations in Fig. 11) are plotted as functions of their equivalent location along x . Except for Pallanza, a very good agreement is found between the mean radar- and gauge-derived rain rates, with values increasing from 2.8 mm/h at $x = -27$ km to 4.3 mm/h at $x = +2$ km over the flat terrain, a strong increase up to 12.3 mm/h at $x = +14$ km over the first mountain top (Val Grande), and a strong decrease down to 3.3 mm/h at $x = +25$ km in Valle Vigetto. Houze and Medina (2001) and Medina and Houze (2002) have also shown from the S-Pol radar data alone that the maximum precipitation occurred over the first major peak of terrain in this storm. Except for the very low rain rates sporadically observed at Mottac and Druogno, the gauge-derived variability agrees with the radar-derived one, with different characteristics of the radar-derived rainfall rates over the plain (2 orders of magnitude) and the mountain (1.5 order of magnitude). This result is similar to that obtained by Germann and Joss (2001) who found that, over a somewhat larger zone encompassing Lago Maggiore and for 96 h of September 1999 rain, precipitation amount is relatively small and variation is moderate over the plain, while rain amount is moderate to high and variation is weak over the mountains.

(c) water budget equations

When the atmospheric water content is separated in three categories (water vapor q_v , non precipitating cloud q_c , precipitation q_p ; no distinction is made between liquid water and ice), three conservation equations can be written :

$$\frac{\partial \rho q_v}{\partial t} + \nabla(\rho q_v \underline{v}) - F_{q_v} = -k + e \quad (1)$$

$$\frac{\partial \rho q_c}{\partial t} + \nabla(\rho q_c \underline{v}) - F_{q_c} = +k - c \quad (2)$$

$$\frac{\partial \rho q_p}{\partial t} + \nabla(\rho q_p \underline{v}) + \frac{\partial}{\partial z}(\rho q_p v_p) - F_{q_p} = p(q_p) = +c - e \quad (3)$$

where q_p is the precipitation content and v_p is the precipitation fallspeed [we use $v_p = 3.32 Z^{0.06} (\rho_0/\rho)^{0.4}$ for $T > 0^\circ\text{C}$, $v_p = 0.69 Z^{0.06} (\rho_0/\rho)^{0.4}$ for $T < -10^\circ\text{C}$, and a linear interpolation for $-10 < T < 0^\circ\text{C}$], k is the « condensation » rate ($q_v \rightarrow q_c$), e is the « evaporation » rate ($q_p \rightarrow q_v$), c is the « conversion » rate ($q_c \rightarrow q_p$), F_{q_i} is the turbulent dissipation rate of quantity q_i .

The left-hand side of (3), the « production rate of precipitation » $\mathbf{p}(\mathbf{q}_p)$, can be estimated from the radar-derived two-dimensional wind and reflectivity fields. The condensation rate \mathbf{k} can be deduced from retrieved virtual-cloud potential temperature perturbations θ_{cl} (not shown, see Roux *et al.* 1993 for details) as :

$$\mathbf{k} = -\frac{C_p \pi_0}{L} \left[\frac{\partial \theta_{cl}}{\partial t} + (\underline{\mathbf{V}} \cdot \underline{\nabla}) \theta_{cl} \right]$$

where π_0 is the environmental non-dimensional pressure (Exner function), C_p is the specific heat of air at constant pressure, L is the latent head of vaporization or sublimation (depending on temperature). The reason for using retrieved temperature perturbations to estimate \mathbf{k} , instead of a simpler parameterization such as $w \times (dq_A/dz - dq_0/dz)$ (where dq_A/dz and dq_0/dz are the pseudo-adiabatic and environmental vertical gradients of humidity derived from radiosounding data), is that the associated condensational heating or evaporative cooling rates are those representing a best fit between the thermodynamic environment and the two-dimensional wind and reflectivity fields, in terms of agreement with the momentum and thermodynamic equations. Terms \mathbf{c} and \mathbf{e} can be deduced from the estimated condensation rate \mathbf{k} and production rate of precipitation $\mathbf{p}(\mathbf{q}_p)$ as :

- if $\mathbf{k} < 0$ (i.e. saturated air) and $\mathbf{p}(\mathbf{q}_p) > 0 \rightarrow \mathbf{c} = \mathbf{p}(\mathbf{q}_p), \mathbf{e} = 0$
- if $\mathbf{k} > 0$ (i.e. unsaturated air) and $\mathbf{p}(\mathbf{q}_p) < 0 \rightarrow \mathbf{c} = 0, \mathbf{e} = [\mathbf{k} - \mathbf{p}(\mathbf{q}_p)]/2$
- otherwise $\rightarrow \mathbf{k} = 0, \mathbf{c} = 0, \mathbf{e} = 0$

So as to study the atmospheric water budget, (1), (2) and (3) are integrated for each of the 25 successive analyses over the two-dimensional domain with the following lateral boundaries :

- lower boundary : $-27 \leq x \leq +27$ km, $z = h(x)$
- upper boundary : $-27 \leq x \leq +27$ km, $z = z_{top}(x)$
- southeastern (inflow) boundary : $x = -27$ km, $h(-27 \text{ km}) \leq z \leq 5$ km
- northwestern (outflow) boundary : $x = +27$ km, $h(+27 \text{ km}) \leq z \leq z_{top}(+27 \text{ km})$

where $z_{top}(x)$ for $-27 < x < +27$ km is determined by mass conservation (see Fig. 13). Supposing that time evolution and turbulent diffusion can be neglected, the integral forms of (1), (2) and (3) write as :

$$- FQV_{in} + FQV_{out} = - \mathbf{K} + \mathbf{E} \quad (4)$$

$$- FQC_{in} + FQC_{out} = + \mathbf{K} - \mathbf{C} \quad (5)$$

$$- FQP_{in} - FQP_{top} + FQP_{sfc} + FQP_{out} = + \mathbf{C} - \mathbf{E} \quad (6)$$

where FQI_{in} and FQI_{out} denote the inflow and outflow of quantity q_i through the lateral boundaries at $x = -27$ and $x = +27$ km, respectively; FQP_{top} and FQP_{sfc} are the precipitation fluxes through the top and bottom boundaries (water vapour and cloud follow the streamlines, so these terms cancel for q_v and q_c); \mathbf{K} , \mathbf{E} and \mathbf{C} are the two-dimensional integrals of \mathbf{k} , \mathbf{e} and \mathbf{c} . Since no information is available on the moisture and cloud content of the air entering the considered domain (at $x = -27$ km), we will suppose that FQV_{in} in (4) can be estimated using the humidity profile from Milano-Linate radiosounding at 0000 UTC on 20 September, and FQC_{in} will be set to zero. With these approximations, the remaining unknown terms FQV_{out} and FQC_{out} can be calculated.

We first verified the consistency between the left- and right-hand sides of (6). Since the conversion **C** and evaporation **E** rates are derived from two independent estimates **k** and **p(q_p)**, such a balance is not implicit. We found that the rms values of (- FQP_{in} - FQP_{top}+FQP_{sfc}+ FQP_{out}) and (+**C**-**E**) are 81.2 and 74.3 kg.m⁻¹.s⁻¹, respectively, with a standard deviation of 15.4 kg.m⁻¹.s⁻¹ between these two terms. This last value can be considered as an estimate of the uncertainty in the water budget.

(d) characteristics of the water budget

Fig. 15 shows the evolution of the various integral quantities from 2000 till 0200 UTC. The moisture inflow FQV_{in} (Fig. 15a) displays substantial variations during this period with three maxima at 2000 (523 kg m⁻¹ s⁻¹), 2145 (503 kg m⁻¹ s⁻¹), 0045 (583 kg m⁻¹ s⁻¹), and three minima at 2100 (472 kg m⁻¹ s⁻¹), 2235 (464 kg m⁻¹ s⁻¹), 0145 (499 kg m⁻¹ s⁻¹). Since the humidity profile is kept constant at inflow, these variations are related to changes in the intensity of the horizontal wind. The flows of precipitation through the lateral boundaries (FQP_{in} and FQP_{out}) and the top of the domain (FQP_{top}), as well as the evaporation rate (not shown) are much smaller (0.4 to 14 kg m⁻¹ s⁻¹). The integrated rates of condensation **K** (Fig. 15b), conversion **C** (Fig. 15c) and surface precipitation FQP_{sfc} (Fig. 15d), have intermediate values. A noteworthy characteristic is the time shift between condensation (with maxima of 91 kg m⁻¹ s⁻¹ at 2015, 90 kg m⁻¹ s⁻¹ at 2215, 103 kg m⁻¹ s⁻¹ at 2345, 108 kg m⁻¹ s⁻¹ at 0045) and surface precipitation (with maxima of 83 kg m⁻¹ s⁻¹ - or 5.5 mm/h when uniformly distributed from x=-27 to +27 km - at 2030, 99 kg m⁻¹ s⁻¹ or 6.6 mm/h at 2230 and 102 kg m⁻¹ s⁻¹ or 6.8 mm/h at 0115). Conversion rates display maxima at more or less intermediate times.

The mean precipitation efficiency EFF (Fig. 15e) is defined here as :

$$EFF = FQP_{sfc} / (FQP_{in}+FQP_{top}+K)$$

It indicates the instantaneous ratio of condensed water plus inflowing precipitation that arrived at surface level (in fact at the first level where reflectivity values were available, i.e. 100 to 400 m above surface level). The mean value for the considered period is 0.85 which is rather high but not surprising when considering that the moist environment inhibits strong evaporation and that the relatively homogeneous horizontal wind allowed cloud water to grow smoothly into precipitation. Since the 0°C isotherm was located near 3 km altitude (Fig. 4), collision-coalescence processes were probably efficient, though polarimetric S-Pol measurements revealed the presence of graupel aloft which indicate that riming of supercooled cloud droplets into graupel and melting into rain could also be important (Houze and Medina 2001; Yuter and Houze 2001). Values larger than 1 (from 2123 till 2154 and from 0124 till 0157) indicate that, for limited periods of time (generally when surface precipitation rate was maximum), more rain precipitated than cloud condensed. During these periods the cloud reservoir diminished.

The « drying ratio » [DR = (FQP_{sfc}-FQP_{in}-FQP_{top}) / FQV_{in}] indicates the proportion of water vapour influx which transformed into precipitation. As seen in Fig. 15f, the mean value was about 0.14 which is on the lower side of the estimates deduced by Smith *et al.* (2001) from numerical model analyses of MAP IOP2b within domains larger than the box shown in Fig. 11. Variations with time reveal that the drying ratio was mainly controlled by the surface precipitation rate with higher values (DR ≥0.18) for intense precipitation (FQP_{sfc}>90 kg m⁻¹ s⁻¹) and moderate moisture inflow (450 < FQV_{in} < 520 kg m⁻¹ s⁻¹), and smaller ones (DR≤0.10) for weaker precipitation (FQP_{sfc}<50 kg m⁻¹ s⁻¹) and slightly stronger moisture inflow (470 < FQV_{in} < 560 kg m⁻¹ s⁻¹).

Not all the terms in the left-hand sides of (4) and (5) can be calculated from the wind and reflectivity fields. Hence, we supposed that FQV_{in} can be estimated from the environmental humidity profile given by the radiosounding at Milano on 20 September at 00 UTC, and that FQC_{in} is equal to zero. These simple assumptions certainly led to underestimate the water inflow (vapour FQV_{in} and cloud FQC_{in}) in the considered domain. As a matter of fact, the presence of precipitation in the outflow at $x=+27$ km (Fig. 13) indicates that air was probably saturated and contained some amount of non precipitating cloud water or ice. It is possible to evaluate the consistency of (4) and (5) through the value of the mean cloud water content in the outflow $\langle QC_{out} \rangle$ obtained as :

$$\langle QC_{out} \rangle = (FQV_{in} - C + E - FQS_{out}) / FM_{out} \quad (7)$$

$$\text{with } FM_{out} = \int_{h_{2D}(x=27\text{km})}^{z_{top}(x=27\text{km})} \rho(z) u_{2D}(x=27\text{km}, z) dz$$

where FQS_{out} is the saturated moisture outflow (the saturated water vapour content is deduced from the environmental values and retrieved pressure and temperature perturbations). It is not surprising to find strong decreases of $\langle QC_{out} \rangle$ during periods of more intense precipitation and high precipitation efficiency. However, the presence of unsaturated air in the outflow, i.e. negative values of $\langle QC_{out} \rangle$, might not be realistic as precipitation are observed there. This could be an artefact resulting from too dry an inflow FQV_{in} . Since C and E are fixed in (7), increasing FQV_{in} would lead to an identical increase of FQV_{out} . It seems therefore more realistic to suppose that an additional 1 to 2 g/kg of water vapour (up to the saturation value) or cloud water (above saturation) could be added in the inflow. This small modification would not change the results discussed above, except for the drying ratio which would be slightly smaller.

The relations between space and time distribution of horizontal and vertical wind, condensation, conversion and precipitation rates (expressed in mm/h) are shown in Fig. 16. Here, each quantity (except precipitation rate) represents a vertical integral between $h(x)$ and $z_{top}(x)$ and is displayed with respect to its location along x and its time of observation. Not surprisingly (e.g. Grossman and Durran, 1984), the mean horizontal wind was stronger (18-20 m/s) over the mountains ($x > +5$ km) than over the plain where its velocity was 14-16 m/s (Fig. 16a). Likewise, upward motions of 1-2 m/s were found over the upward slope ($0 < x < +12$ km) (Fig. 16b). Perturbations with respect to this mean structure show a relation between convergence induced by acceleration of the inflow at 2200 and 2300-0000 UTC, regions of weak ascending motions (0-1 m/s) over the plain and slightly stronger updrafts over the mountains. This is more easily seen on the condensation (Fig. 16c), conversion (Fig. 16d) and precipitation (Fig. 16f) rates. Though relatively weak, the convergence-induced upward motions over the plain led to the formation of cloud water and ice, which was then horizontally transported and transformed into precipitation downstream. These rates increased from 5-15 mm/h over the plain to 15-30 mm/h over the mountain. Evaporation rates (Fig. 16e) were weaker (< 5 mm/h) and were concentrated above the downward terrain slopes ($-18 < x < -14$ km, $-8 < x < -3$ km, $+16 < x < +21$ km). Weak condensation and precipitation rates were observed near the northwestern limit of the domain ($x > +22$ km), due to the forced lifting of air that has already been substantially dried by previous ascent and condensation along the upwind slope. The propagation speed of the precipitating cells over the plain was 10 ± 4 m/s, and the distance between the maximum condensation (over the upwind slope) and precipitation (over the mountain top) rates was about 8 km, implying an advective time scale of 10-20 minutes. As outlined by Smith *et al.* (2001), this is close to characteristic

microphysical time scale and probably explains the strong orographic impact on precipitation in this region.

5. CONCLUSION

Data collected during MAP IOP 2b by Ronsard, S-Pol and Monte-Lema ground-based Doppler radars near Lago Maggiore from 1900 UTC on 19 September until 1100 UTC on 20 September 1999 have been analyzed using the RAMDAM procedure (Chong *et al.* 2000). This period was associated with one of the most intense rainfall event during the whole SOP and it showed characteristics that have been frequently observed during previous flooding situations in this region.

The synoptic conditions were marked by the passage of a north-south oriented frontal system over the Alps. Ahead of the cold front which was located approximately over central France at 0000 UTC on 20 September, a strong southerly to southeasterly flow was blowing in the low levels over the Po valley and the Lago Maggiore region, as often observed for autumn precipitation events occurring in this area (Houze *et al.* 2001). Over the Po Valley and along the southern flank of the western Alps, there was a convergence between the easterly winds carrying warm and moist air from the Adriatic sea and the southerly flow with relatively drier air from the Mediterranean sea. Such conditions were favourable to the development of precipitation.

The wind and precipitation fields derived from multi-Doppler analyses show that the strongest precipitation observed during the considered period were associated and collocated with intensifying low-level easterly wind component over the Po Valley and over the adjacent mountainous area. This can be explained by enhancement of convergence over the plain and more favourable orientation of the low-level flow with respect to the terrain slopes. Furthermore, convective cells over the Po valley were advected toward the Alps where they induced more or less persistent rainfall over the mountains, while more variable precipitation occurred over the plain. This situation is different from what was deduced by Rotunno and Ferretti (2001) for the Piedmont flood of November 1994.

A relatively good agreement was observed between the reflectivity-derived and raingauge-observed precipitation rates. The analysis of the different terms of the water budget in a two-dimensional vertical cross-section extending from the plain to the mountains shows that the period of interest (from 2000 on 19 September till 0200 on 20 September) was characterized by varying moisture inflow, condensation, conversion and precipitation rates. Precipitation efficiency (the ratio between precipitation and condensation rates) was about 0.8 during periods of weak precipitation (mean value <4 mm/h), and 1.2 during stronger rainfall (>5.5 mm/h). Likewise, the drying ratio (between surface rainfall and moisture inflow) varied from <0.10 during weak precipitation to >0.14 during stronger precipitation. The space and time analysis of the condensation, conversion and precipitation rates reveal that condensation occurred preferentially over the upwind slope, with however an important modulation by condensation over the plain, and precipitation was maximum over the first mountain top, as pointed out by Houze and Medina (2001) and Medina and Houze (2002), with an advective time scale of 10-20 min close to the typical microphysical time scale. Further comparisons with numerical modeling results (e.g. Asencio *et al.* 2002) will certainly help to better understand the influence of orography on intensity and distribution of rainfall.

ACKNOWLEDGEMENTS

We are indebted to the scientific and technical staffs who efficiently operated the Ronsard, S-Pol and Monte-Lema radars during the MAP SOP. This study was supported by grants from Programme "Atmosphère Océan à Moyenne Echelle" from Institut National des Sciences de l'Univers et de l'Environnement. Esther Haller (ETH Zurich / MAP Data Center, Switzerland), Bob Rilling (NCAR / Atmospheric Technology Division, Boulder, Co., USA) and Georges Scialom (CETP, Velizy, France) kindly provided the data from Monte-Lema, S-Pol and Ronsard radars, respectively. The comments made by two anonymous reviewers and the Editor helped to substantially improve the manuscript.

REFERENCES

- Asencio, N., J. Stein, M. Chong and F. Gheuzi, 2002: Analysis and simulation of local and regional conditions over Lago Maggiore Target Area during MAP IOP2b. Submitted to *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*.
- Austin, P.M., 1987 : Relation between radar reflectivity and surface rainfall. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1053-1070.
- Binder, P., and C. Schär, Eds., 1996: MAP design proposal. MeteoSwiss, 75 pp. [Available from MAP Programme Office, MeteoSwiss, CH-8044 Zürich, Switzerland, and from URL: <http://www.map.ethz.ch/proposal.htm>].
- Bougeault, P., P. Binder, A. Buzzi, R. Dirks, R. Houze, J. Kuettner, R.B. Smith, R. Steinacker and H. Volkert, 2001: The Map Special Observing Period. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **82**, 433-462.
- Buzzi, A., N. Tartaglione, and P. Malguzzi, 1998: Numerical simulations of the 1994 Piedmont flood: Role of orography and moist processes. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2369-2383.
- Buzzi, A., and L. Foschini, 2000: Mesoscale meteorological features associated with heavy precipitation in the southern Alpine region. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **72**, 131-146.
- , N. Tartaglione and P. Malguzzi, P., 1998: Numerical simulations of the 1994 Piedmont flood: Role of orography and moist processes, *Am. Meteor. Soc.*, **126**, 2369-2383.
- Chong, M., J.F. Georgis, O. Bousquet, S.R. Brodzik, C. Burghart, S. Cosma, U. Germann, V. Gouget, R.A. Houze Jr., C.N. James, S. Prieur, R. Rotunno, F. Roux, J. Vivekanandan and Z.X. Zeng, 2000: Real-time wind synthesis from Doppler radar observations during the Mesoscale Alpine Programme. *Bull. Amer. Soc.*, **81**, 2953-2962.
- Doswell, C.A., III, H.E. Brooks and R.A. Maddox, 1996: Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Wea. Forecasting*, **11**, 560-581.
- , C. Ramis, R. Romero and S. Alonso, 1998: A diagnostic study of three heavy precipitation episodes in the western Mediterranean region. *Wea. Forecasting*, **13**, 102-124.
- Ferretti, R., S. Low-Nam and R. Rotunno, 2000: Numerical simulations of the Piedmont flood of 4-6 November 1994. *Tellus*, **52 A**, 162-180.
- Frei, C. and C. Schär, 1998: A precipitation climatology of the Alps from high-resolution raingauge observations. *Int. J. Climatol.*, **18**, 873-900.
- Georgis, J-F., F. Roux and P.H. Hildebrand, 2000: Observation of precipitating systems over complex orography with meteorological Doppler radars: A feasibility study. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **72**, 185-202.
- Germann, U., and J. Joss, 2001 : Variograms of radar reflectivity to describe spatial continuity of alpine precipitation. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1042-1059.
- Grossman, R.L., and D.R. Durran, 1984 : Interaction of low-level flow with the western Ghat Mountains and offshore convection in the summer monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 652-672.
- Houze, R.A., 1993: Cloud dynamics, *Academic Press*, 573 pp.

- , and S. Medina, 2000: Two cases of heavy rain on the Mediterranean side of the Alps in MAP. Preprints, *Ninth Conf. On Mountain Meteorology*, Aspen, Co., USA, Amer. Meteor. Soc., 1-5.
- , C.N. James and S. Medina, 2001: Radar observations of precipitation and airflow on the Mediterranean side of the Alps: Autumn 1998 and 1999. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 2537-2558.
- , Jr., and S. Medina, 2001 : Alpine precipitation mechanisms in MAP IOP 2b and 8. *MAP Meeting 2001*, Schliersee (Germany) and *MAP Newsletter*, **15**, 47-50 (also available at URL : <http://www.map.ethz.ch/NL15/houze.pdf>)
- Lin, Y.L., S. Chiao, T.A. Wang, M. Kaplan and R. Weglarz, 2001: Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *Wea. Forecasting*, **16**, 633-660.
- Marshall, J.S., and W.M.K. Palmer, 1948 : The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, 165-166.
- Massacand, A.C., H. Wernli and H.C. Davies, 1998: Heavy precipitation on the Alpine southside: An upper-level precursor. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1435-1438.
- Medina, S., and R.A. Houze, Jr, 2002: Air motions and precipitation growth in alpine storms. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *special MAP issue, accepted*.
- Rotunno, R. and R. Ferretti, 2001: Mechanisms of intense alpine rainfall. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1732-1749.
- , and -----, 2002: Comparative analysis of rainfall in MAP cases IOP2b and IOP8. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *special MAP issue, accepted*.
- Roux, F., V. Marécal and D. Hauser, 1993 : The 12/13 January 1987 narrow cold-frontal rainband observed during MFD / FRONTS 87. Part I: Kinematics and thermodynamics. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 951-974.
- Sekhon, R.S., and R.C. Srivastava, 1970 : Snow size spectra and radar reflectivity. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 299-307.
- , and ----, 1971 : Doppler radar observations of drop-size distribution in a thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 983-994.
- Smith, R.B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Advances in Geophysics*, Vol. 21, Academic Press, 87-230.
- , 1989: Hydrostatic airflow over mountains. *Advances in Geophysics*, Vol. 21, Academic Press, 1-41.
- , Q. Jiang, M.G. Fearon, J.D. Doyle and R. Benoît, 2001 : *MAP Meeting 2001*, Schliersee (Germany) and *MAP Newsletter*, **15**, 65-68 (also available at URL : http://www.map.ethz.ch/NL15/smith_ron_oral.pdf)
- Yuter, S.E., and R.A. Houze Jr., 1995 : Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida thunderstorm. Part II : Frequency distributions of vertical velocity, reflectivity and differential reflectivity. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1941-1963.
- , and -----, 2001: Microphysical modes of precipitation growth determined by vertically pointing radar at Locarno-Monti during MAP. *MAP Meeting 2001*, Schliersee (Germany) and *MAP Newsletter*, **15**, 110-113 (also available at URL: <http://www.map.ethz.ch/NL15/yuter.pdf>)

-----, and -----, 2002: Microphysical modes of precipitation growth determined by S-band vertically pointing radar in orographic precipitation during MAP. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, special MAP issue, conditionally accepted.

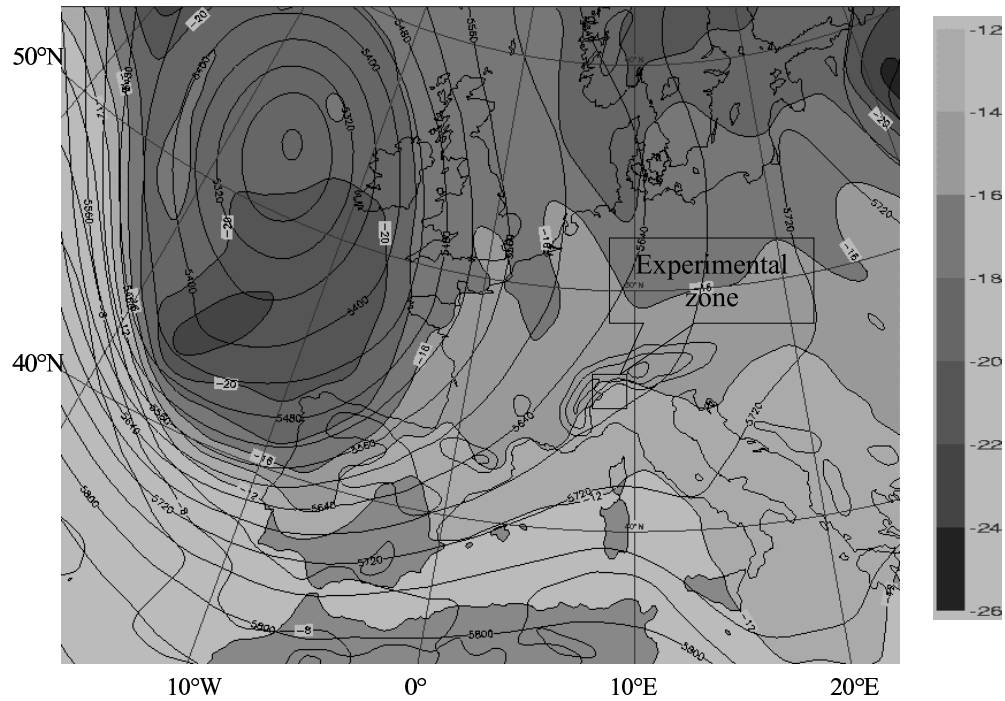
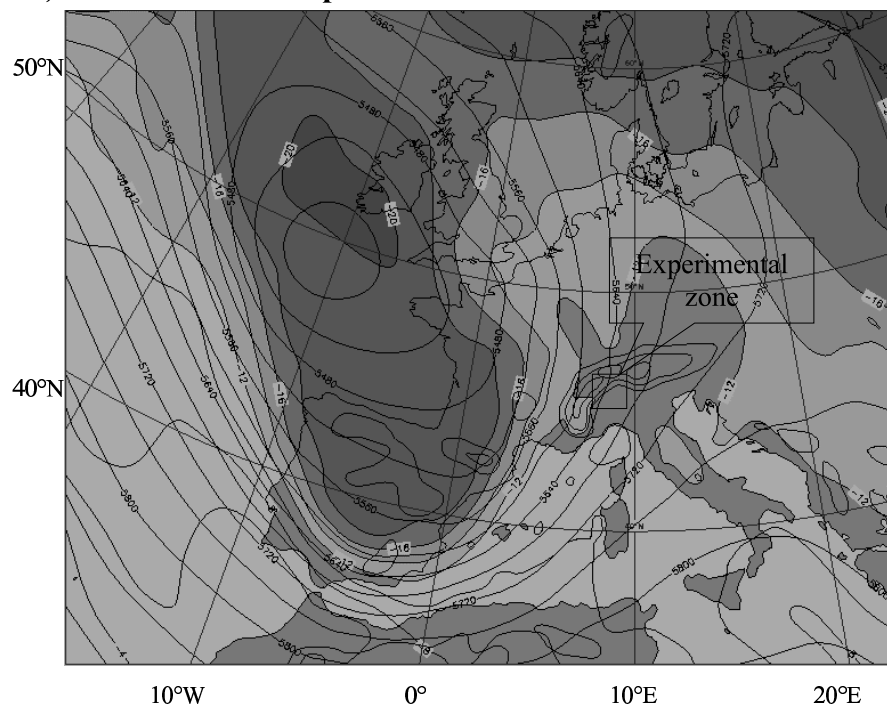
FIGURE CAPTIONS

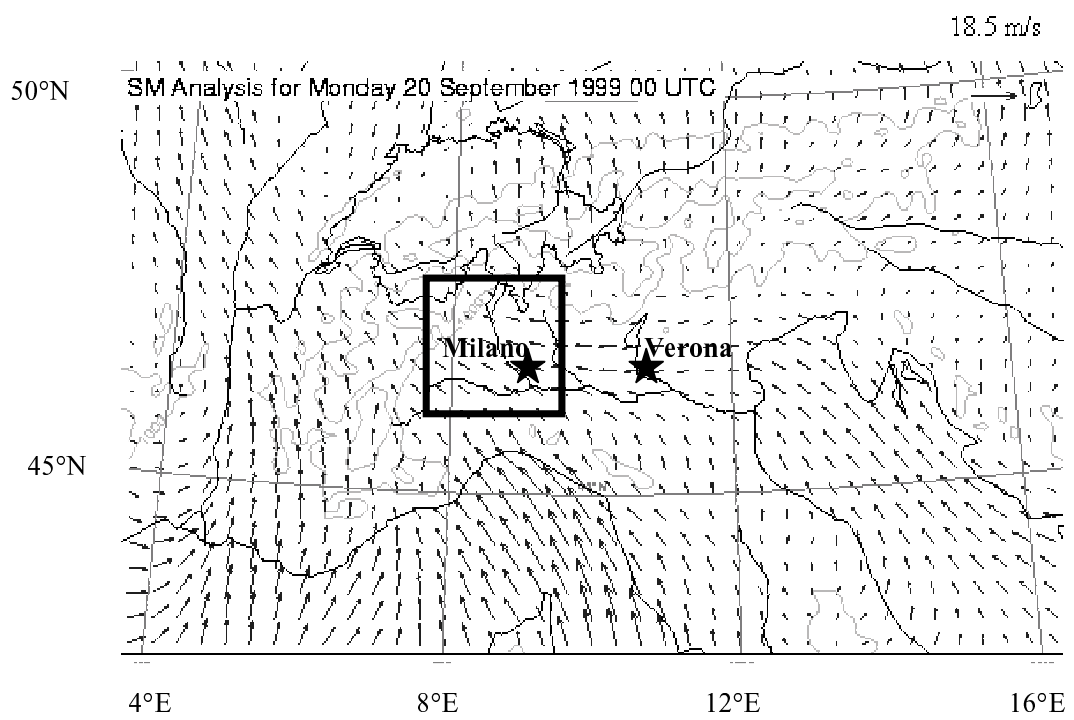
- Figure 1: 500-hPa geopotential height (contours every 40 m) and temperature values (grey scale) at (a) 0000 UTC on 19 September, (b) 0000 UTC on 20 September, from ECMWF +12 hours forecasts.
- Figure 2: Swiss model analyzed winds at 10-m altitude over Alpine regions at 0000 UTC on 20 September 1999.
- Figure 3: Swiss model analyzed relative humidity (greyscale) and isohypses (contours every 10 m) at 850 hPa at (a) 0000 UTC on 19 September, (b) 0000 UTC on 20 September. The white region encloses mountains above 850 hPa.
- Figure 4: Skew T - Log P diagrams from radiosoundings launched at (a) Milano-Linate and (b) Verona at 1800 UTC on 19 September, (c) Milano-Linate and (d) Verona at 1200 UTC on 20 September.
- Figure 5: Triple-Doppler radar network and underlying terrains in the Lago Maggiore region during MAP (contours every 200 m).
- Figure 6: Mean reflectivity profiles (contours every 3 dBZ) and superimposed mean horizontal wind vector (scale in the upper right) evolution (a) over the mountains (area 1), (b) over the plain (area 2), from 1900 UTC on 19 September until 1100 UTC on 20 September.
- Figure 7: Horizontal cross-section at 2.5 km altitude of wind vectors with superimposed radar reflectivity values (contours every 8dBZ) (left panels) and zonal wind component (contours every 2 m s^{-1}) (right panels) at (a and b) 2000, (c and d) 2200, (e and f) 0000 UTC
- Figure 8: as in Fig. 7, except at 2 km altitude, (a, b) at 0200 UTC, (c, d) at 0400 UTC and (e, f) at 0600 UTC.
- Figure 9: Wind (scale in the upper right) and reflectivity (contours every 8dBZ, starting at 8dBZ) at 2300 UTC on 19 September for (a) a horizontal cross-section at 1.5 km altitude and (b) a vertical cross-section at $X = -5 \text{ km}$.
- Figure 10: as in Fig. 9, except at 0400 UTC and (b) at $X = +27 \text{ km}$.
- Figure 11: Sub-domain where high resolution wind and reflectivity fields were obtained. Locations of the radars and of the surface stations (STResa, PALlanza, CANdoglia, CURsolo, MOTtac, DRUogno) are indicated. Major topographic features are labelled (contours every 200 m). Domain D and axes x and y for the two-dimensional analyses are indicated.
- Figure 12: Horizontal cross-section at 2 km altitude of wind vectors with superimposed radar reflectivity values (contours every 8dBZ) (left panels) and vertical wind component (contours every 1 m s^{-1} , shaded zones denote downward motions) (right panels) at (a and b) 2100, (c and d) 2300, (e and f) 0100 UTC.
- Figure 13: Streamfunction (isolines, contours every $10^4 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, dashed lines for inflow above 5 km altitude), mean reflectivity values (grey shading, contours every 5 dBZ) in the two-dimensional vertical cross section. The thick solid line denotes the mean surface altitude $h_{2D}(x)$.

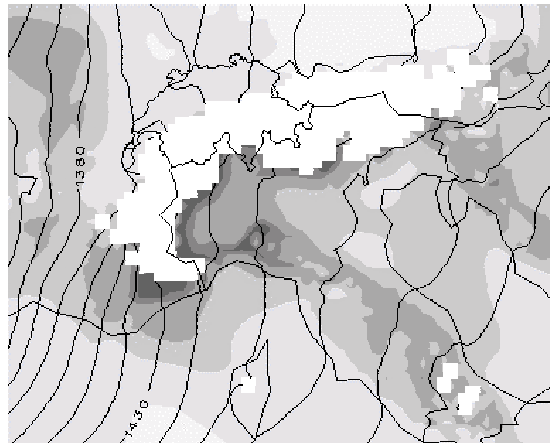
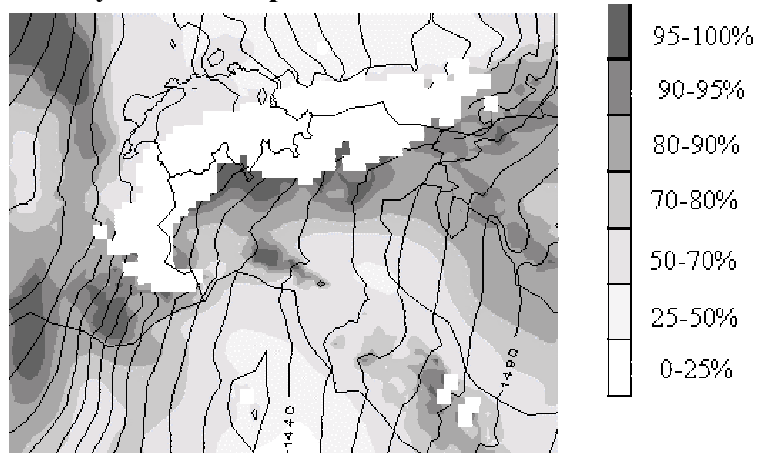
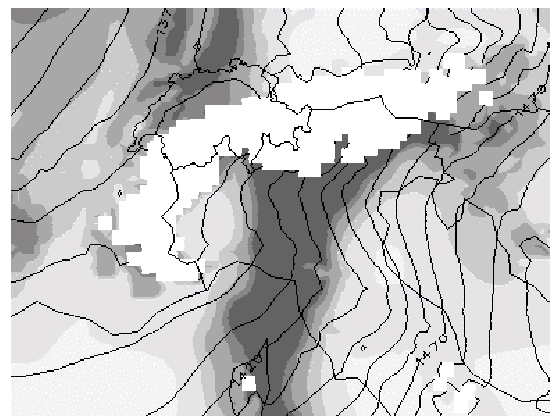
Figure 14: Contoured Frequency Display of radar-derived rainfall rate (contours every 4% of occurrence) along x. The solid line represents the mean value. Mean rain rates and standard deviations from the 6 surfaces stations (see their location in Fig. 11) are also indicated.

Figure 15: Evolution of the different elements of the two-dimensional water budget: (a) moisture inflow FQ_{Vin} ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$), (b) condensation rate \mathbf{K} ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$), (c) conversion rate \mathbf{C} ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$), (d) surface precipitation rate FQ_{Psfc} ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$), (e) precipitation efficiency EFF, (f) drying ratio DR, (g) mean cloud water content in outflow $\langle Q_c \rangle$ (g kg^{-1}).

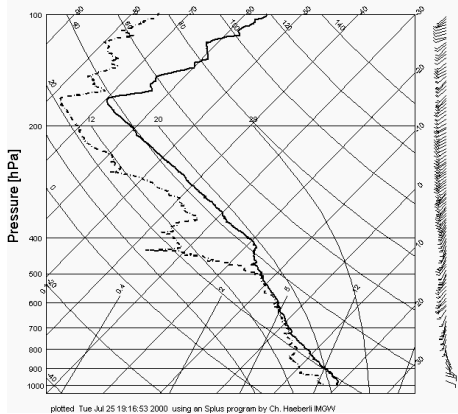
Figure 16: Time-distance distribution of (a) density-weighted mean horizontal velocity (m s^{-1}), (b) density-weighted mean vertical velocity (m s^{-1}), (c) vertically integrated condensation rate (mm/h), (d) vertically integrated conversion rate (mm/h), (e) vertically integrated evaporation rate (mm/h), (f) surface precipitation rate (mm/h).

a) ECMWF on 18 September 1999 at 12 UTC + 12 h**b) ECMWF on 19 September 1999 at 12 UTC + 12 h****FIGURE 1**

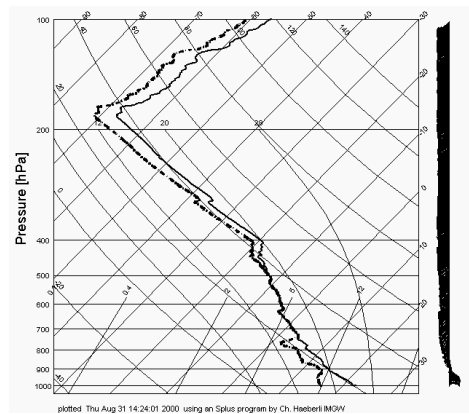


a) SM analysis on 19 September 1999 at 12 UTC**b) SM analysis on 20 September 1999 at 00 UTC****c) SM analysis on 20 September 1999 at 12 UTC****FIGURE 3**

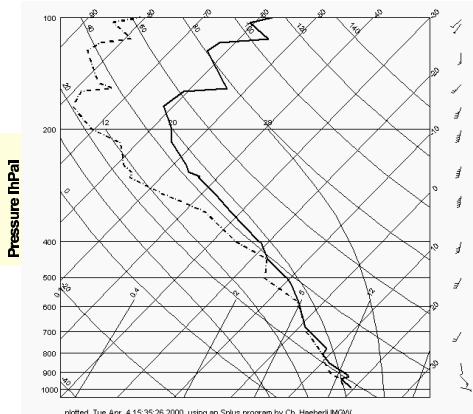
a) Milano/Linate – 990919_18



b) Verona – 990919_18



c) Milano/Linate – 990920_12



b) Verona – 990920_12

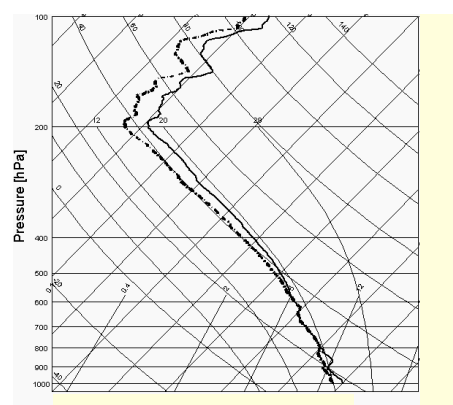


FIGURE 4

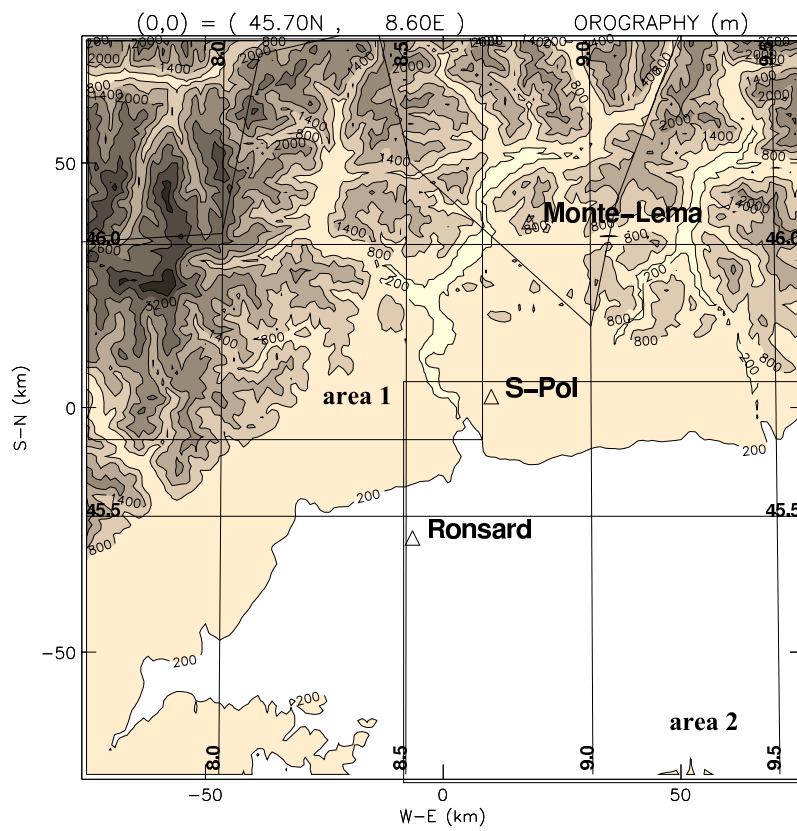


FIGURE 5

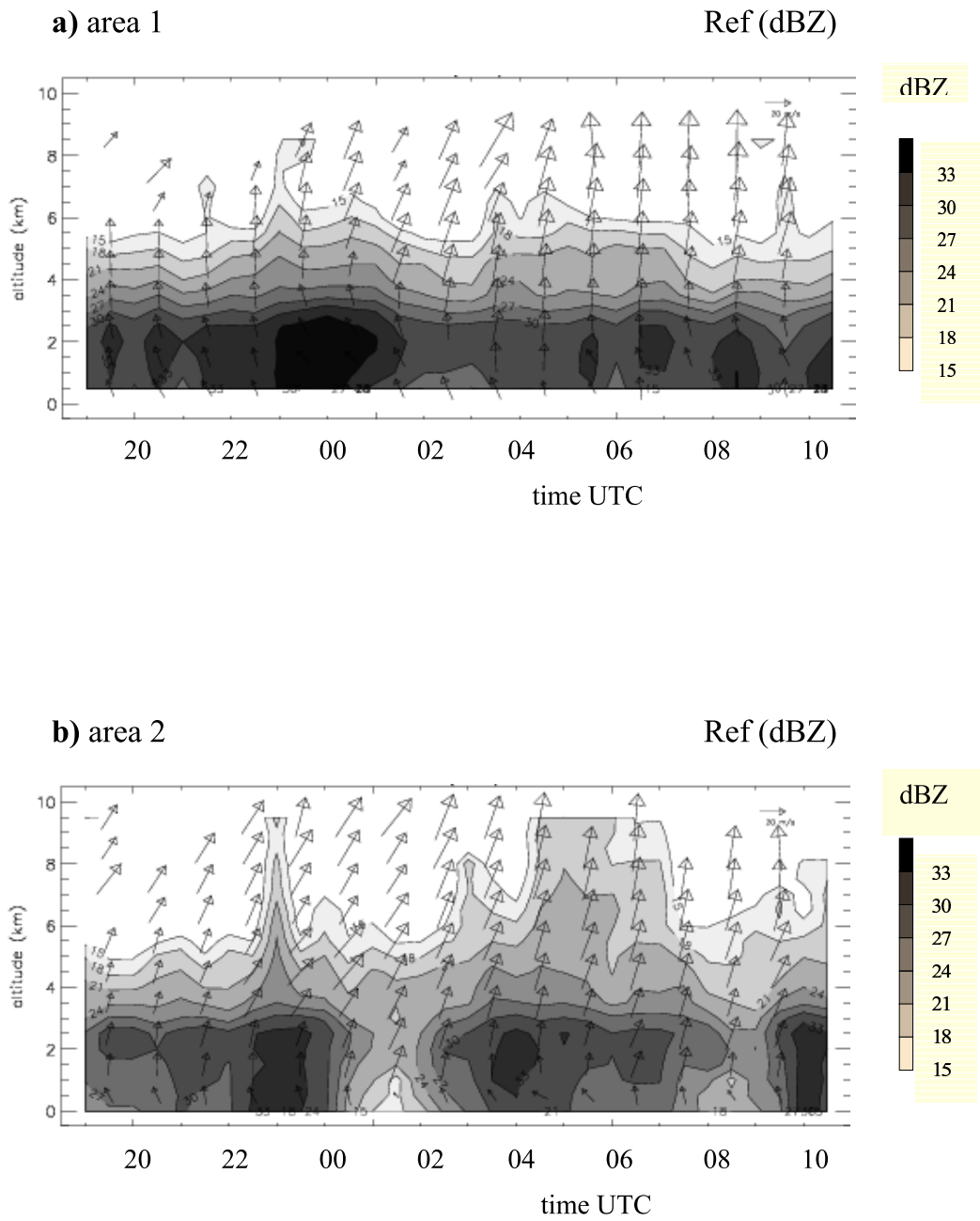


FIGURE 6

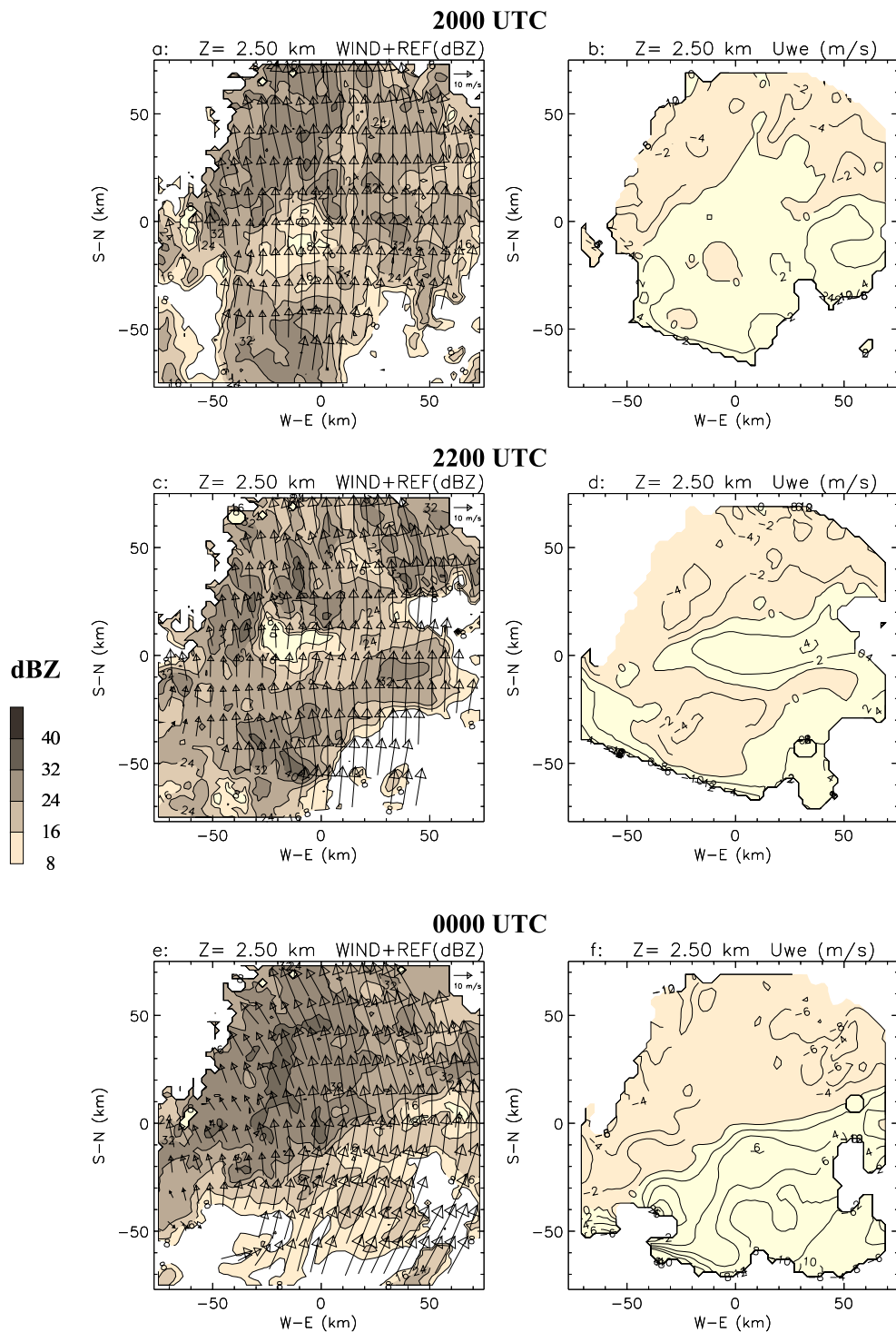


FIGURE 7

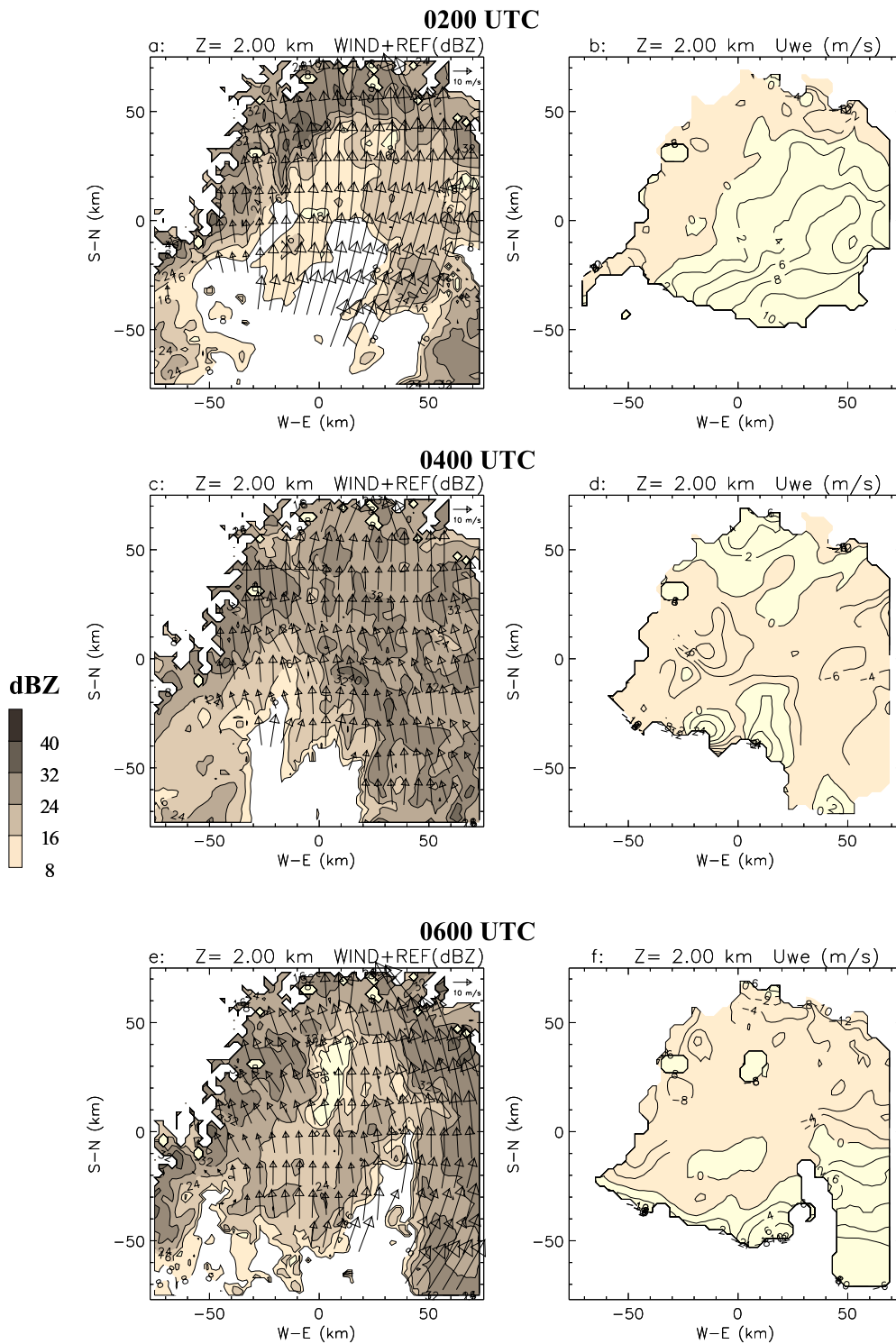


FIGURE 8

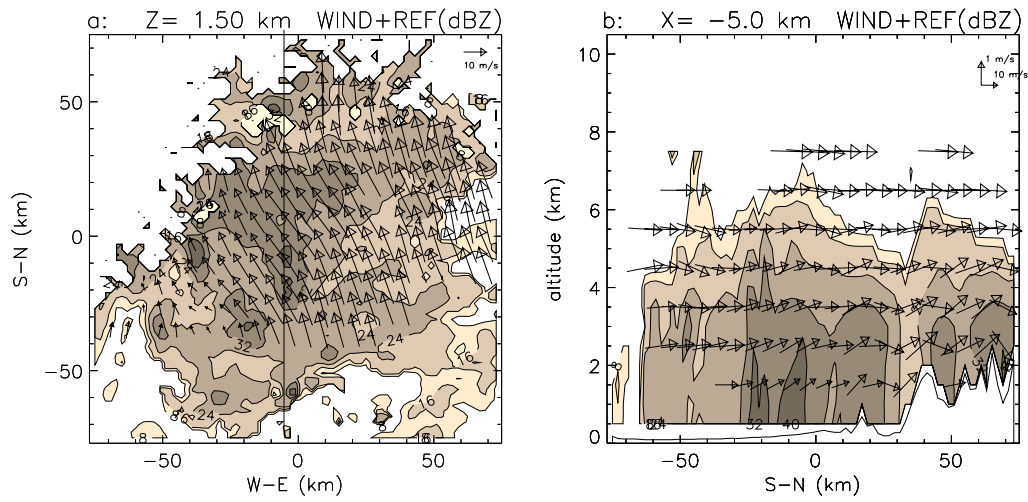


FIGURE 9

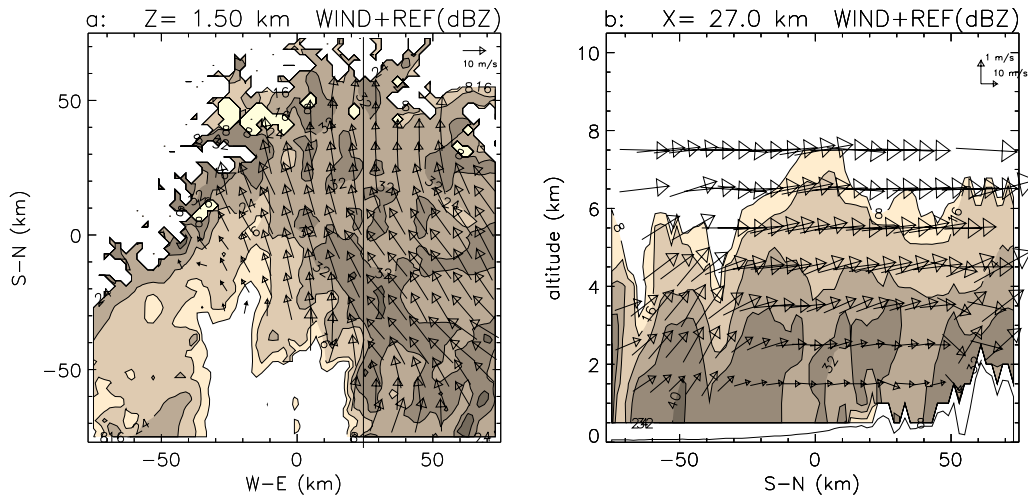
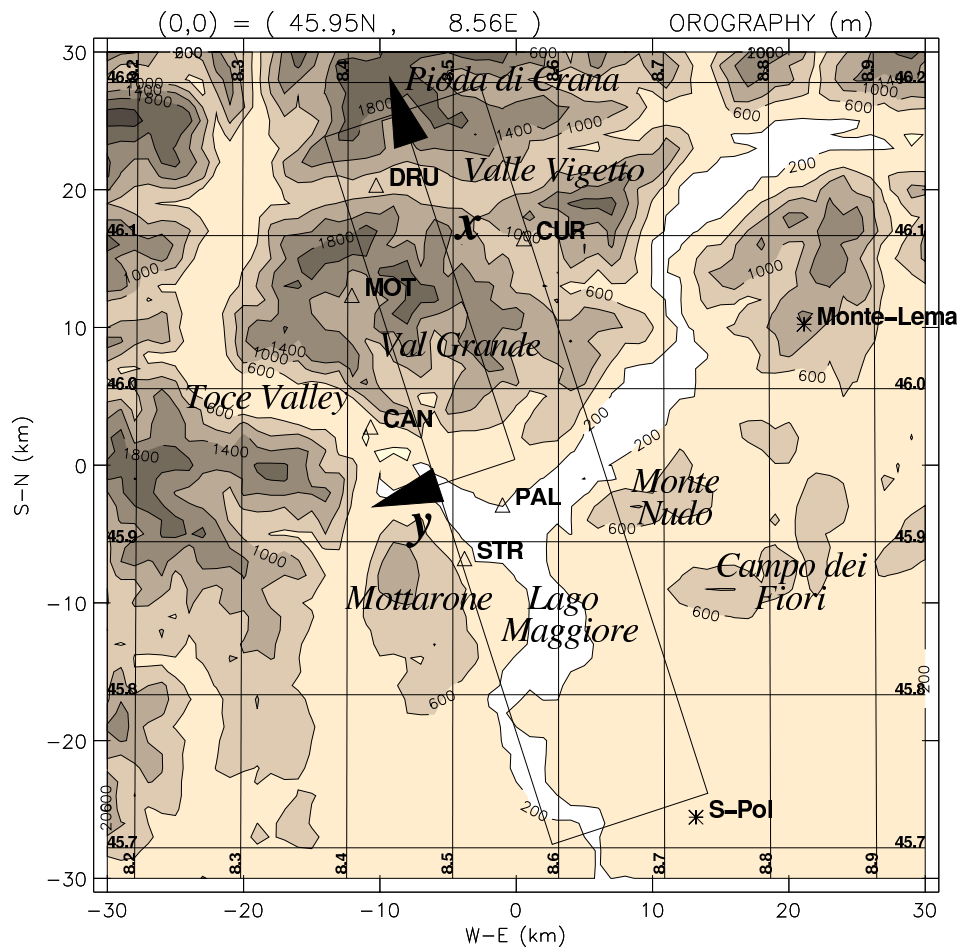
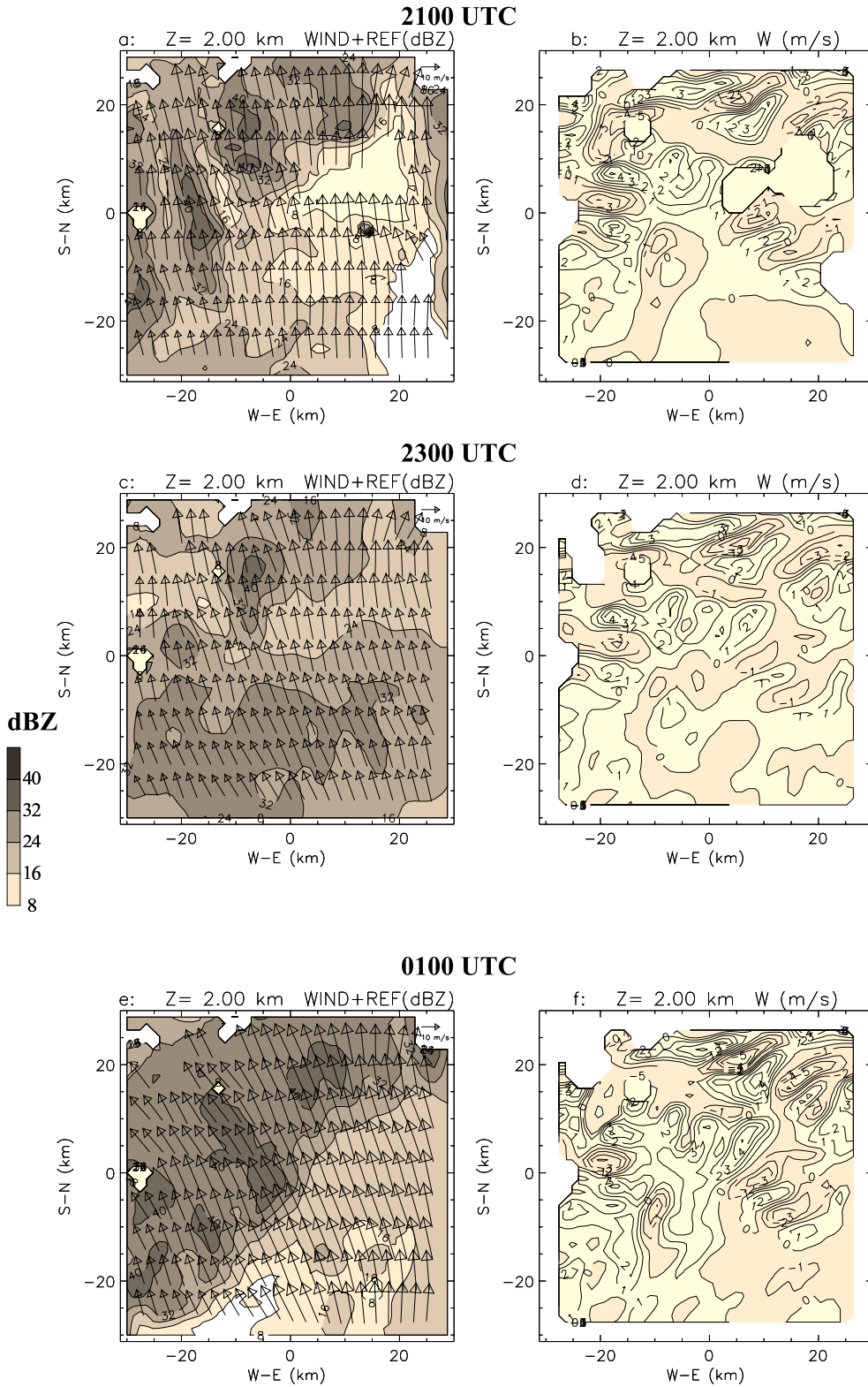
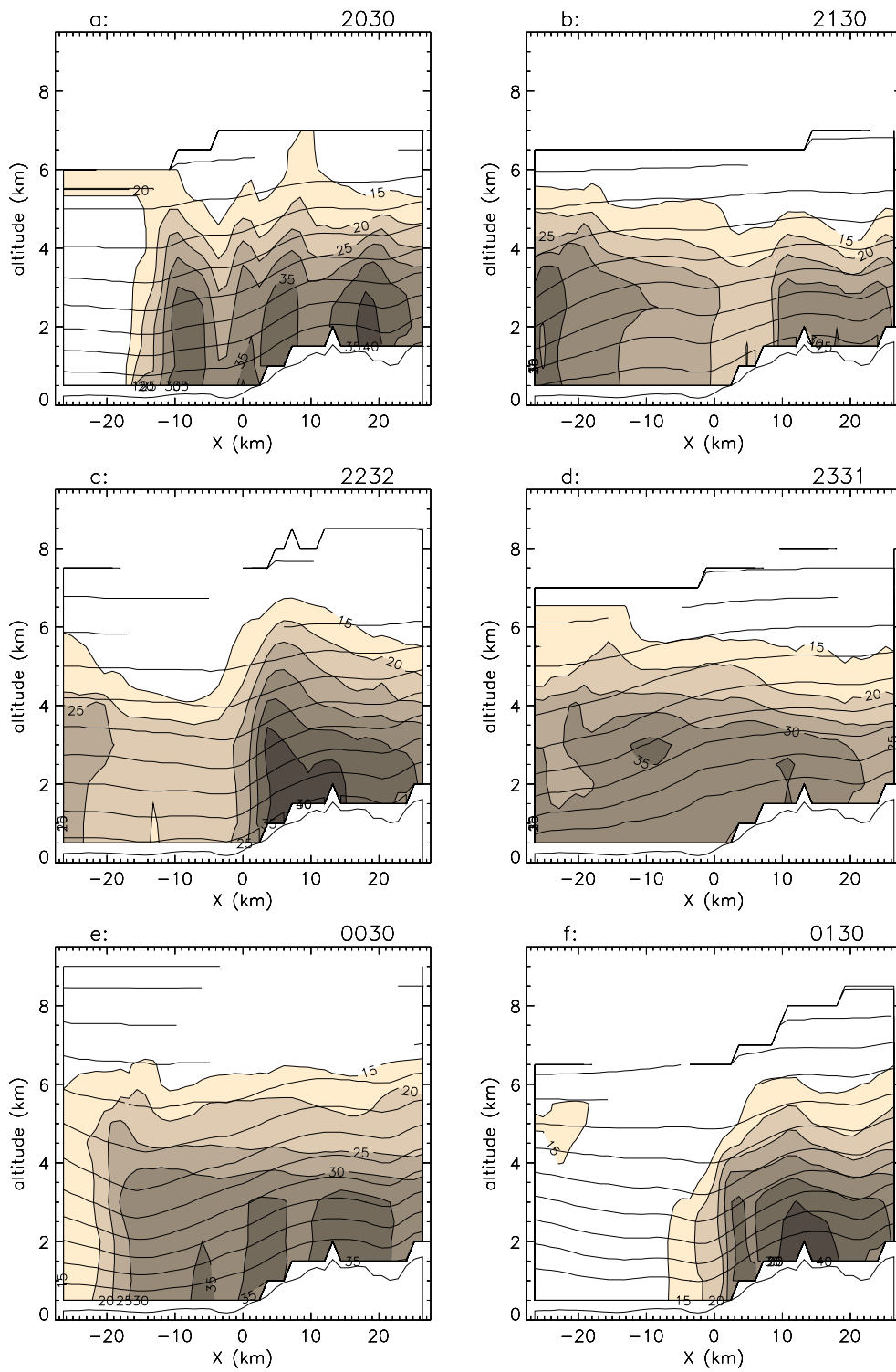
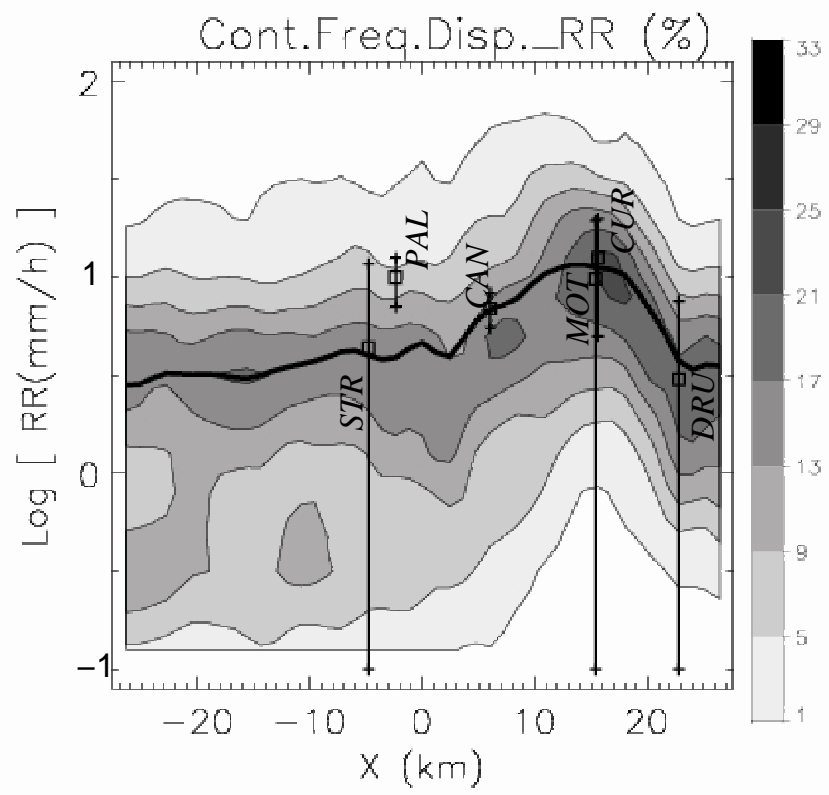


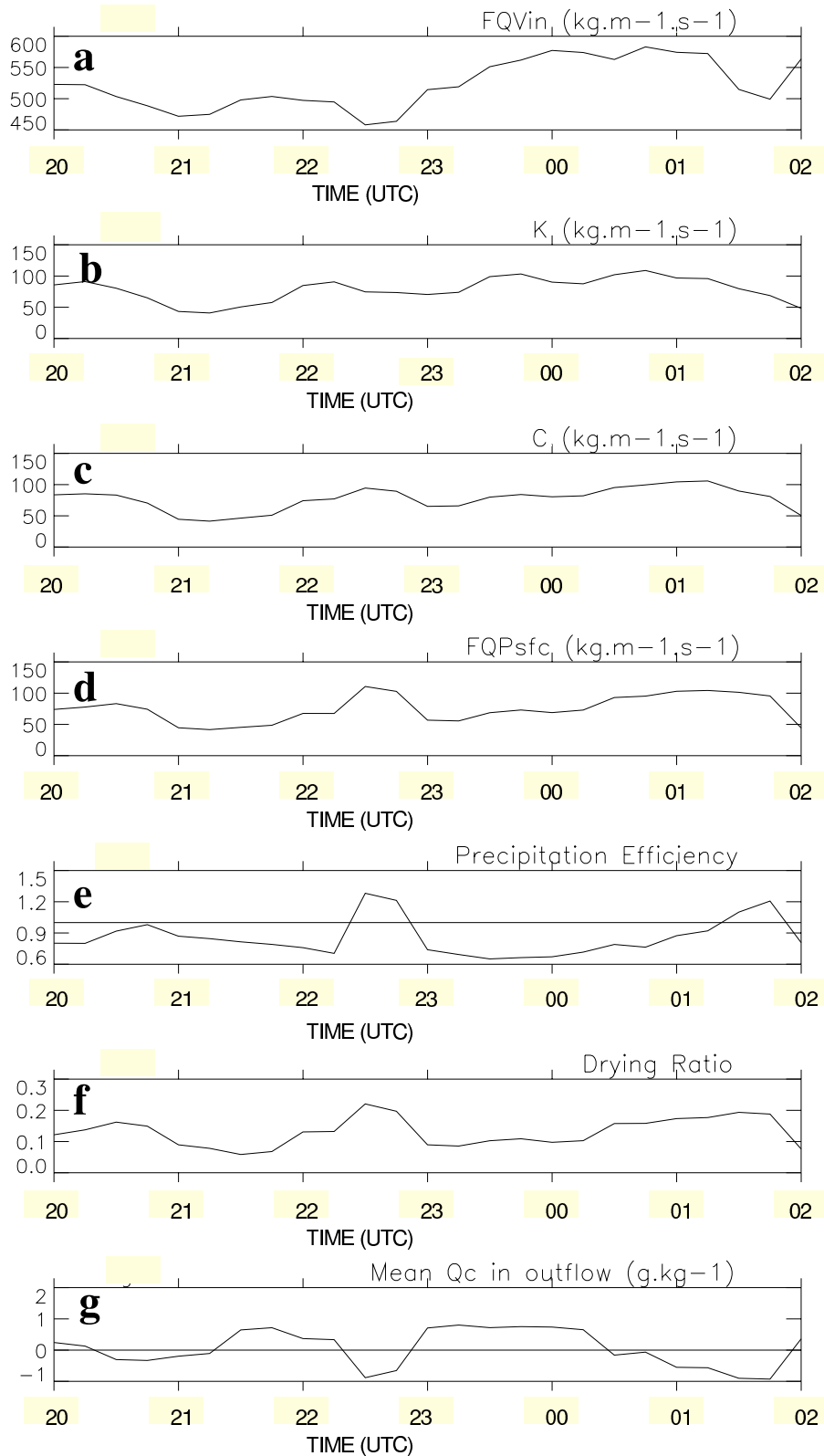
FIGURE 10











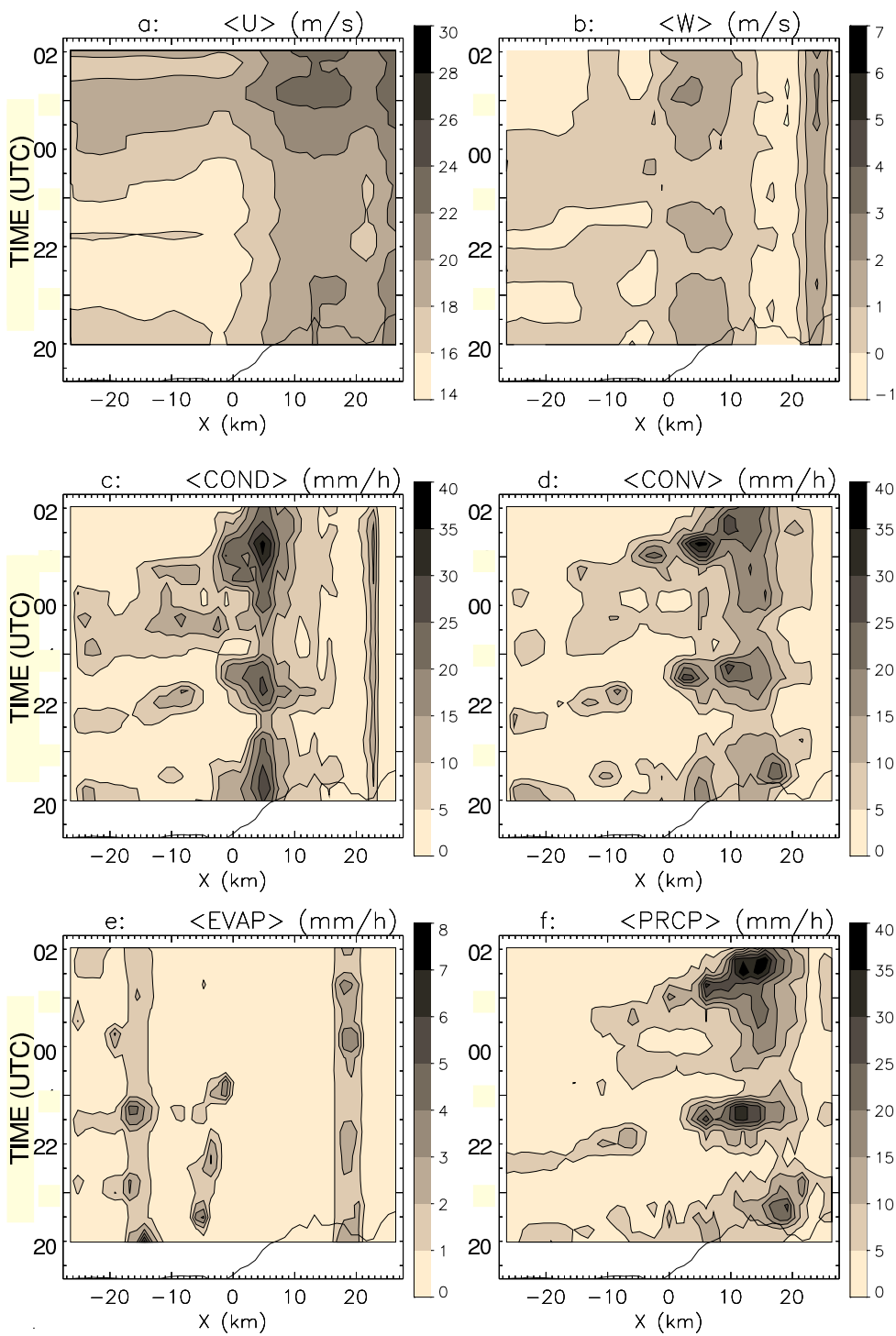


FIGURE 16

Chapitre 5

POI 5 : la ligne précipitante de la région du Frioul

Sommaire

5.1 Principaux résultats	110
5.1.1 Résumé de la POI	110
5.1.2 Morphologie du système	113
5.1.3 Transport de quantité de mouvement	114
5.1.4 Importance du relief	114
5.2 Article	116

Le 4 octobre 1999, une ligne de cellules convectives s'est formée dans la région du Frioul, au nord-est de l'Italie, et s'est développée en progressant vers la Slovénie où elle s'est finalement dissipée. Le radar Doppler opérationnel italien de Fossalon Di Grado a pu observer le système précipitant de son initiation à sa dissipation. Ces observations ont été complétées par les données des radars Doppler embarqués sur les avions Electra (NCAR) et P3 (NOAA) (fig.5.1).

La POI 5 est la seule de MAP a s'être déroulée sur la partie est alpine, la région du Frioul étant pourtant la seconde région « sensible », après la LMTA, aux précipitations orographiques. Dans ce chapitre, nous étudions les conditions qui ont été favorables à la formation de la ligne convective dans cette région des Alpes, puis à sa décroissance. Nous nous sommes intéressés en particulier au rôle de l'orographie, de grande et de petite échelle. Les résultats de cette étude basée sur l'analyse de données de radars Doppler et de simulations numériques, sont rassemblés dans un article reproduit en fin de chapitre. Un résumé est présenté ci-après.

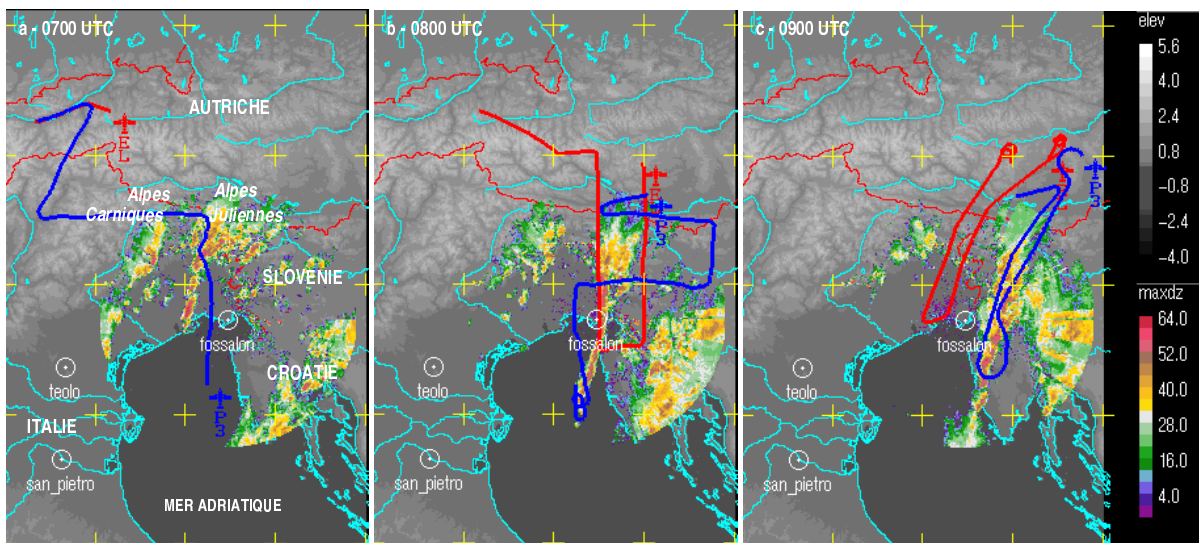


FIG. 5.1 – Champs de réflectivité issus du radar de Fossalon Di Grado le 4 octobre 1999, à 2500 m, à (a) 0700, (b) 0800 et (c) 0900 UTC auxquels sont superposées les trajectoires des avions *Electra* (en rouge) et *P3* (en bleu) durant l'heure écoulée précédant l'heure d'observation de Fossalon.

5.1 Principaux résultats

5.1.1 Résumé de la POI

La POI 5 s'est déroulée du 2 au 4 octobre 1999. Elle est caractérisée par un centre dépressionnaire situé sur les pays scandinaves, et le passage d'un thalweg (fig.5.2) sur l'Italie du nord, d'ouest en est. A l'avant du front froid associé, le flux est de sud-ouest (fig.5.3-a), et bien que ce soit une situation moins favorable à la production de fortes précipitations sur la LMTA par rapport à un flux de sud (Gheusi 2001), il a donné lieu le 3 octobre à des cellules convectives, dans un environnement de précipitations stratiformes, sur les versants sud des Alpes dans la partie est de la LMTA. Les taux de pluie ainsi générés ont été significatifs pour cette zone, mais l'ensemble des versants sud alpins a essuyé des précipitations, comme le révèle la figure 5.4.a qui présente le cumul des pluies pour la journée du 3.

Le front froid a progressé vers l'est. Son arrivée au niveau des Alpes Carniques puis Juliennes (cf.fig.5.1.a pour la toponymie) est responsable du renforcement du flux incident sur les pentes : globalement de sud-ouest en basses couches, le flux est orienté plus de sud à l'abord des pentes alpines de la région frontalière italo-slovène (fig.5.3-b).

Ainsi, le 4 octobre au matin, une ligne de cellules convectives se forme dans un environnement

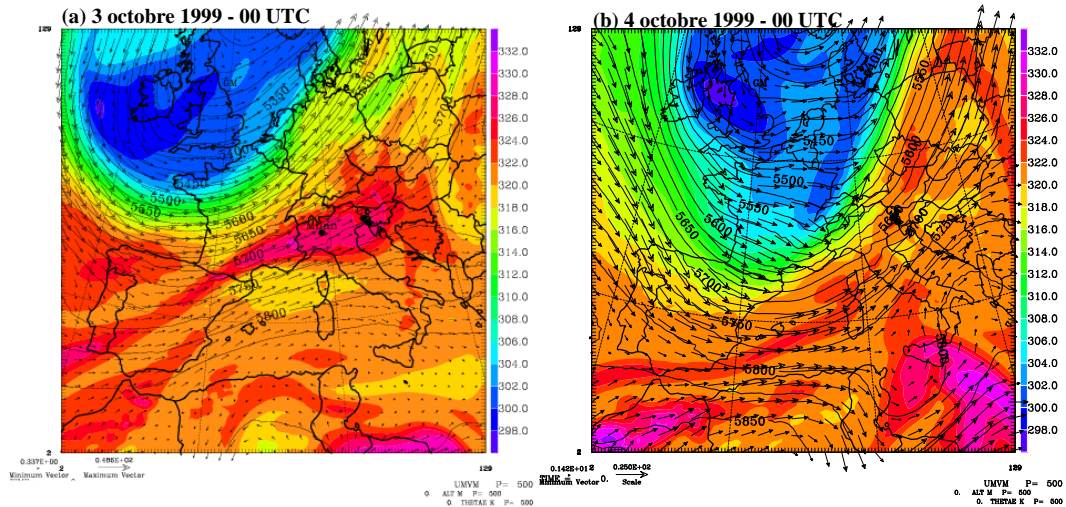


FIG. 5.2 – Analyses ARPEGE à 500 hPa : température potentielle équivalente (échelle colorée, en K), géopotentiel (isolignes, en m), et champ de vent (flèches), les 3 (a) et 4 (b) octobre à 00 UTC.

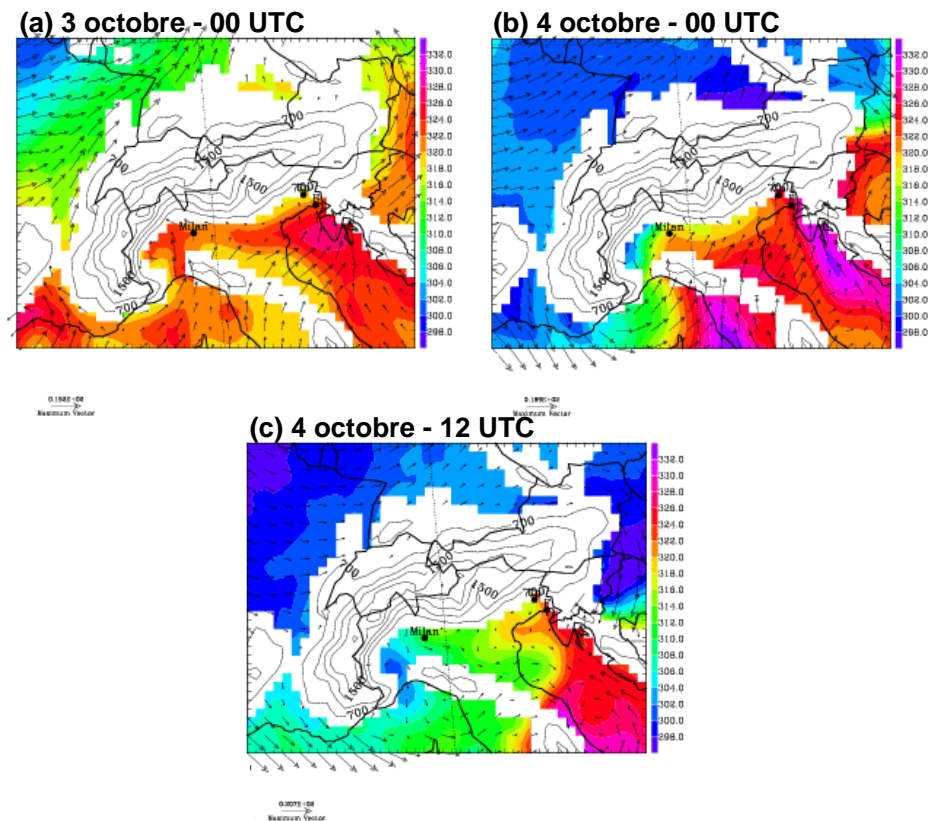


FIG. 5.3 – Analyses ARPEGE à 950 hPa : température potentielle équivalente (échelle colorée, en K), relief (isolignes, en m) et champ de vent (flèches), le 3 octobre à 00 UTC (a) et le 4 octobre à 00 UTC (b) et à 12 UTC (c).

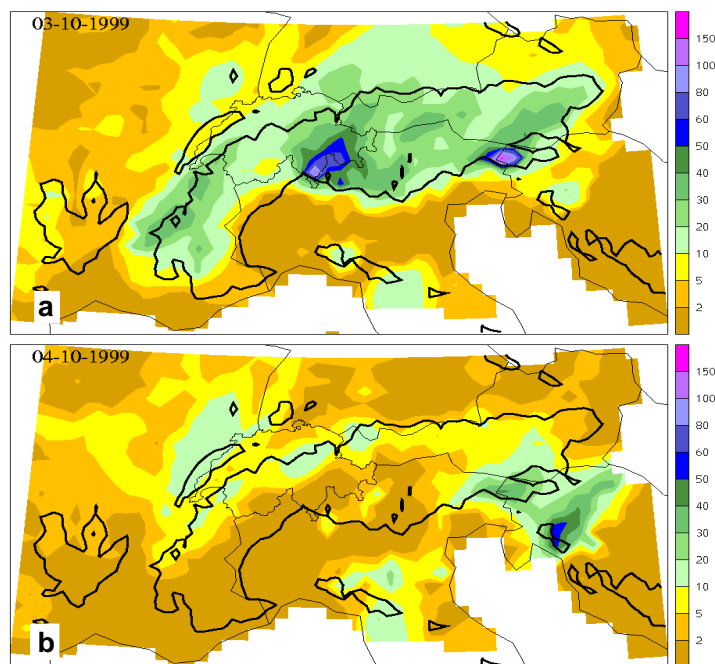


FIG. 5.4 – Taux moyens de précipitations (mm.j^{-1}) pour la POI 5, les 3 (a) et 4 (b) octobre 1999. Le cumul sur 24 heures est obtenu à partir de 06 UTC le jour j considéré jusqu'à 06 UTC du jour $j+1$. (Frei and Haller 2001)

pluvieux au nord-est de l'Italie. Réduite aux pentes alpines à son initiation, elle s'est étirée vers le sud en continuant son mouvement vers l'est, du fait de son passage sur la mer Adriatique qui a constitué sa source principale d'humidité et de chaleur (fig.5.1). En atteignant les côtes croates et la Slovénie, soit 4 heures après sa formation, la ligne précipitante a commencé à se dissiper, principalement dans sa partie nord, laissant place à des précipitations plus stratiformes. Cette évolution coïncide avec le renforcement d'un flux froid de nord-est dans la région slovène, communément appelé *Bora* (fig.5.3-c).

Comme le renforcement du flux incident sur les pentes carniques responsable de l'initiation de la ligne convective, le renforcement du *Bora* à l'origine de sa dissipation, est associé à la progression vers l'est du thalweg. En effet, au début de la POI, un flux de nord-ouest à l'arrière du thalweg est dirigé vers l'Europe de l'ouest et directement sur les pentes nord de la partie ouest des Alpes où il se divise (cf. figure 1 de l'article). Une partie contourne les Alpes par l'ouest, une autre par l'est. Le déplacement vers l'est du thalweg induit un déplacement vers l'est du point d'incidence du flux de nord-ouest, ce qui favorise le contournement par l'est à l'origine de l'établissement du *Bora* et par conséquent à son renforcement.

5.1.2 Morphologie du système

L'analyse des données Doppler durant une des premières phases de développement de la ligne, i.e. pour laquelle le système a essentiellement une signature convective, révèle une succession de cellules convectives alignées perpendiculairement aux pentes alpines dans un flux de sud à sud-ouest (figure 7 de l'article). L'extension méridienne de la bande atteindra plus de 100 km durant le stade de maturité, pour une largeur de 10 à 50 km du sud au nord (fig.5.1.b).

L'étalement au nord correspond à une zone d'interaction du système avec l'orographie : le flux est canalisé dans les indentations du relief, les maxima de réflectivité sont liés aux plus hauts sommets. Cependant au nord de ces principaux sommets, un flux de nord existe en basses couches, confiné sous le niveau d'altitude 3 km à ce moment des observations et dénotant déjà le forçage exercé par le flux dévié par les pentes alpines nord. Bien que ce dernier contourne les Alpes par l'est à grande échelle, il arrive à progresser dans les vallées en basses couches, mais reste bloqué par les principaux obstacles. Des précipitations plus stratiformes sont associées à cette zone.

La simulation du système avec Méso-NH, à la résolution 1 km, montre que le reste de la ligne, sa partie sud précisément, est associé au front, i.e. à la confluence d'un flux de nord-ouest

post-frontal et d'un flux de sud à sud-ouest chaud et humide du fait de son passage sur la mer Adriatique (fig.15 de l'article).

L'étude de la partie stratiforme du système, à un stade avancé donc de son évolution, montre la progression du Bora en basses couches au sud des pentes alpines (figure 12 de l'article). Cette masse d'air froid bloque le flux de sud qui est dévié vers l'ouest. En conséquence, les précipitations les plus marquées sont positionnées au sud de cette zone de blocage.

Les résultats numériques permettent d'assimiler la zone de blocage, zone qui n'est pas seulement limitée à la partie nord de la ligne précipitante, à un pseudo-front chaud, avec un secteur chaud d'origine adriatique, et un secteur froid associé au Bora. Ce front chaud se prolonge bien à l'est, et on le voit sur la figure 15 de l'article, sépare deux zones précipitantes et non-précipitantes, situées au nord et au sud respectivement. Les précipitations au nord sont probablement dues à l'élévation du flux de sud sur le front chaud qui a d'abord permis la formation d'hydrométéores, puis leur advection vers le nord. Ceci expliquerait les pluies marquées au niveau du front, et leur nature plus stratiforme au nord du front.

5.1.3 Transport de quantité de mouvement

Pour analyser le rôle du relief dans la dynamique propre à la ligne, nous nous sommes intéressés au transport de quantité de mouvement. L'analyse du champ de vent a montré que le transport vertical de mouvement parallèle à la ligne était dû essentiellement au flux vertical moyen, le transport turbulent étant d'un ordre de grandeur plus faible, et était renforcé au niveau des pentes au vent. On a également pu mettre en évidence, grâce au calcul de la perturbation de pression, l'existence d'un gradient moyen de pression sud-nord « orographique », s'exerçant perpendiculairement aux pentes, responsable de l'accélération du flux en aval des sommets.

5.1.4 Importance du relief

Influence des massifs

La formation de précipitations orographiques les 3 et 4 octobre 1999 est liée à l'interaction d'un flux général commandé par le centre dépressionnaire scandinave avec trois principaux massifs : les Alpes, les Apennins et les Alpes Dinariques.

Nous l'avons mentionné, le flux de nord-ouest issu du centre cyclonique est divisé en deux

dont une partie passe à l'ouest des Alpes (cf. figure 1 de l'article). Une portion de ce flux est déviée par les Apennins et affecte la partie ouest des pentes alpines sud, le reste est dévié par les Alpes Dinariques et touche la partie est. Avant d'atteindre les Alpes, la première portion balaie la mer Tyrrhénienne puis Ligure, la seconde la mer Adriatique. Le soulèvement de ces flux chauds et humides sur les pentes alpines est à l'origine des pluies qui ont touchées l'ensemble des versants sud.

Le développement de la ligne de cellules convectives dans la région du Frioul est associé à l'arrivée du front froid dans cet environnement.

Influence de l'orographie de petite échelle

Pour évaluer l'importance du relief de petite échelle, nous avons conduit deux expériences de sensibilité avec le modèle Méso-NH pour lesquelles la résolution de l'orographie est détériorée par rapport à la simulation de référence. Ces simulations montrent l'importance des petites irrégularités du relief, du moins celles à l'échelle du kilomètre, qui retardent à la fois l'avancée du front froid, et essentiellement la progression de la masse d'air froid contournant les Alpes par l'est. La longévité, ainsi que la structure du système précipitant sont affectées par la détérioration de la résolution de l'orographie (figures 17 et 18 de l'article).

5.2 Article

VOLUME 130

MONTHLY WEATHER REVIEW

NOVEMBER 2002

Radar Observations and Numerical Modeling of a Precipitating Line during MAP IOP 5

STÉPHANIE PRADIER, MICHEL CHONG, AND FRANK ROUX

Laboratoire d'Aérogologie, CNRS, and Université Paul Sabatier, Toulouse, France

(Manuscript received 5 October 2001, in final form 9 April 2002)

ABSTRACT

During the special observing period of the Mesoscale Alpine Programme, a narrow north–south-oriented frontal precipitation band was observed by two airborne and one operational Doppler radar on 4 October 1999, over the Friuli target area in northeast Italy. Convective precipitation was mostly concentrated to the south of the eastern Alps in regions of smooth orography and warm southerly flow ahead of the cold front, while stratiform rain formed above the mountainous chain where a marked cold northerly flow, wrapping around the eastern Alps, progressed southwestward. Doppler data collected in both convective and stratiform regions of the precipitation line, as well as high-resolution numerical simulations performed with the nonhydrostatic Meso-NH model, are used to investigate the associated flow structure in connection with the underlying topography.

The mutually consistent observed and simulated precipitation and wind fields clearly identify low-level flow convergence relative to the cold front and cold air from the north of the Alps as important factors in setting up the upward motions, in addition to orographic forcing. This cold air delimits a warm frontal surface that is overrun by the warm southerly air. Its southward progression has a blocking effect and contributes to modulating the airflow over the mountains. It is observed that the maximum updraft cores occur upstream of the steepest slopes, as a consequence of the convergence between the warm southerly and cold northeasterly flows. Moreover, observed wind acceleration from south to north is related to a horizontal pressure perturbation gradient force, and dynamic pressure perturbation is closely linked to the mountain shape. Additional numerical experiments with smoother orography are performed to identify the relative roles of broader and finer-scale topography. It is found that the smoother the terrain is, the faster the cold and warm fronts progress southeastward, highlighting the role of at least 1-km orography scale in retarding the frontal system.

1. Introduction

The special observing period (SOP) of the Mesoscale Alpine Project (MAP), which took place from 7 September to 15 November 1999 over the Alps, allowed 17 intensive observation periods (IOPs) to be conducted (Bougeault et al. 2001). It resulted from a coordinated international effort to explore and understand the mesoscale effects of complex topography on meteorological events such as floods and downslope windstorms that can cause significant damage. In particular, the scientific objectives for MAP (Binder and Schär 1996) focused on orographic precipitation mechanisms (Wet MAP component) and mountain airflow dynamics (Dry MAP component). Wet MAP aimed at improving the understanding of orographically influenced precipitation and the numerical prediction of moist processes over and in the vicinity of complex topography. Dry MAP was dedicated to the understanding and forecasting of the life cycle of foehn-related phenomena and to the study of three-dimensional gravity wave breaking and associated wave drag in order to improve parameteri-

zations in numerical weather prediction and climate models. The datasets collected during the SOP will serve as data sources for the validation and improvement of high-resolution numerical weather prediction, and hydrological and/or coupled models in mountainous terrain.

This paper focuses on a Wet MAP episode that occurred over one of the three southern Alpine regions with climatologically intense and frequent rainfall events (Frei and Schär 1998). These regions include the Ticino region (Lago Maggiore target area - LMTA) where a special network of ground-based Doppler radars was installed, the Liguria region near the Mediterranean coast and the Friuli region over northeastern Italy and the Italy–Slovenia border. In addition to the ground-based radars, the National Center for Atmospheric Research (NCAR) Electra and National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) P3 aircraft carrying Doppler radars were operated with the highest priority over the LMTA, then over the Liguria and Friuli regions, but also over regions where heavy rain was forecast to occur.

The Alps are a complex mountainous chain about 800 km long, 200–300 km wide, and approximately 2–5 km high. They influence a substantial part of the tropo-

Corresponding author address: Stéphanie Pradier, Laboratoire d'Aérogologie, 14 Ave. Edouard Belin, 31400 Toulouse, France.
E-mail: Stephanie.Pradier@acero.obs-mip.fr

spheric airflow, and particularly the air masses associated with cold fronts. Indeed, the passage of frontal systems from west to east over the Alpine range involves flow retardation and modification (Steinacker 1981). These effects have been largely studied, particularly in prefrontal conditions, that is, when the Alpine chain is subject to a southerly flow of moist and relatively warm air from the Mediterranean Sea (Egger and Hoinka 1992, among others). This scenario applied to several intense precipitation episodes such as, for example, the Vaison-La-Romaine flash flood in September 1992 (Sénési et al. 1996) and the Piedmont flood in November 1994 (Buzzi et al. 1998; Doswell et al. 1998; Ferretti et al. 2000; Rotunno and Ferretti 2001, among others). Through idealized numerical simulations, Schneider and Schär (2000) showed that in a moist conditionally unstable situation, the flow was able to go over the barrier, whereas in a moist but absolutely stable case, it is partially blocked and deflected along the southern slopes, preferentially westward due to the Coriolis effect. These two configurations are able to induce precipitations into preferred areas mostly over the western part of the Alps. The situation where the Alpine barrier is subject to a northerly flow, for example when the eastward moving cold front reaches the Alps, is more the result of dry dynamics. A broad outline of processes has been listed and studied by Kljun et al. (2001). Among others, Kljun et al. mentioned the blocking effect of the northern slopes of the Alps on the cold low-level flow, which, consequently, experiences flow splitting and then goes around the chain in both the eastward and westward direction. The cold air deflected westward is channeled between the Pyrenees and the western Alps and results in a local mistral wind leading to the formation of a cyclonic vortex over the Gulf of Genoa. The eastward deflected flow wraps around the eastern Alps and is responsible for a cold air outbreak at the southeastern Alpine tip, leading to the northeasterly bora wind. Using a finescale (4 km) model, Buzzi and Foschini (2000) found that convection in the Friuli episode of 19 September 1995 was due to such a shallow cold flow that impacted with southerly low-level warm air flow over the Adriatic Sea, creating a convergence line upstream of the southern foothills of the Alps. Lazić and Tošić (1998) showed that the mesoscale topography to the east of the Alps, namely the Dinaric Alps, largely influences the bora wind trajectory and intensity.

The orographically induced large-scale and mesoscale features are mostly responsible for local precipitating systems over the three regions of climatologically intense and frequent rainfall defined above. From an orographic point of view, the LMTA is bordered by the arc-shaped Alpine barrier to the north, and the Po River valley to the south. When a southerly synoptic flow approaches the Po valley, it is deflected on the lee side of the western Alps so that it takes a southeasterly direction. The persistence of moist upslope flow causes cells to continuously appear over the foothills and con-

centrates precipitation over that region (Buzzi and Foschini 2000). The Italy–Slovenia border region, also characterized by orographic differences, frequently experiences heavy precipitation events. Indeed, this region is bordered by the Adriatic Sea to the south, the eastern Alps to the north, and the Dinaric Alps to the east. This topographic configuration favors the convergence of warm southerly and southeasterly flows from the Adriatic Sea, and/or convergence of these flows with colder airflow originating from the eastern Alps, commonly observed over Friuli and persistent even during frontal passages. Severe storms take place over that region particularly during the fall, thanks to the more effective contrast between the warm air and the cold air as compared to the summer (Kerkman 1996; Buzzi and Foschini 2000).

The purpose of this paper is to analyze a precipitating band observed on 4 October 1999 over the Friuli target area, during MAP IOP 5. This band was associated with a cold front over northeastern Italy and cold air from north of the Alps that was wrapping around the eastern edge of the chain. Coordinated airborne Doppler observations were conducted with the Electra and P3 aircraft. During this IOP, the Italian operational Doppler radar at Fossalon Di Grado (45.73°N, 13.48°E) was operated, and its location was ideal for providing continuous information on the system's life cycle. Airborne Doppler data collected in both convective and stratiform regions help in understanding the storm's interaction with the underlying terrain. Modeling results from the French nonhydrostatic numerical model Meso-NH (Lafont et al. 1998) provide complementary information on environmental conditions, in particular in a precipitation-free environment. Moreover, these numerical simulations allow for identification of the respective roles of broader- and smaller-scale orography. Section 2 describes the general characteristics for the 4 October 1999 precipitating system. Doppler radar observations and discussion on the interaction between pressure and wind fields are presented in section 3. In section 4, we report the model simulation of the convective band. Section 5 discusses the role of the orography on the observed precipitating line through sensitivity experiments, in particular the role of the small-scale features in retarding the progress of the cold air masses. Conclusions are presented in section 6.

2. General characteristics

The 4 October 1999 observations were conducted during IOP 5, which started on 2 October and ended on 5 October. The meteorological situation that accompanied the IOP was characterized by an upper-level baroclinic trough that moved over northern Italy while maintaining a low-level southwesterly flow. Houze et al. (2001) found that such a flow regime produced less precipitation over the LMTA because of downslope flow from the western Alps. However, on 3 October, this low-

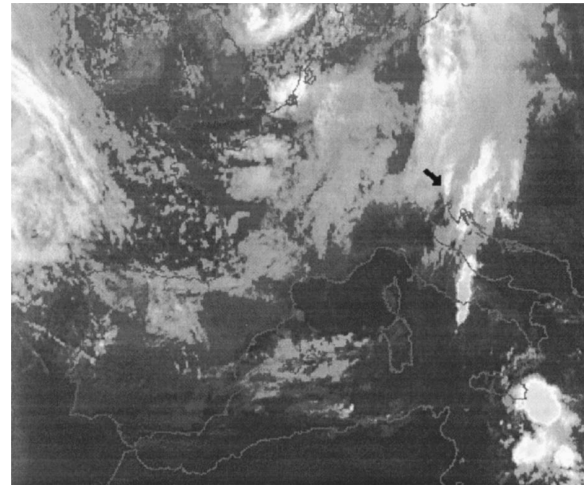
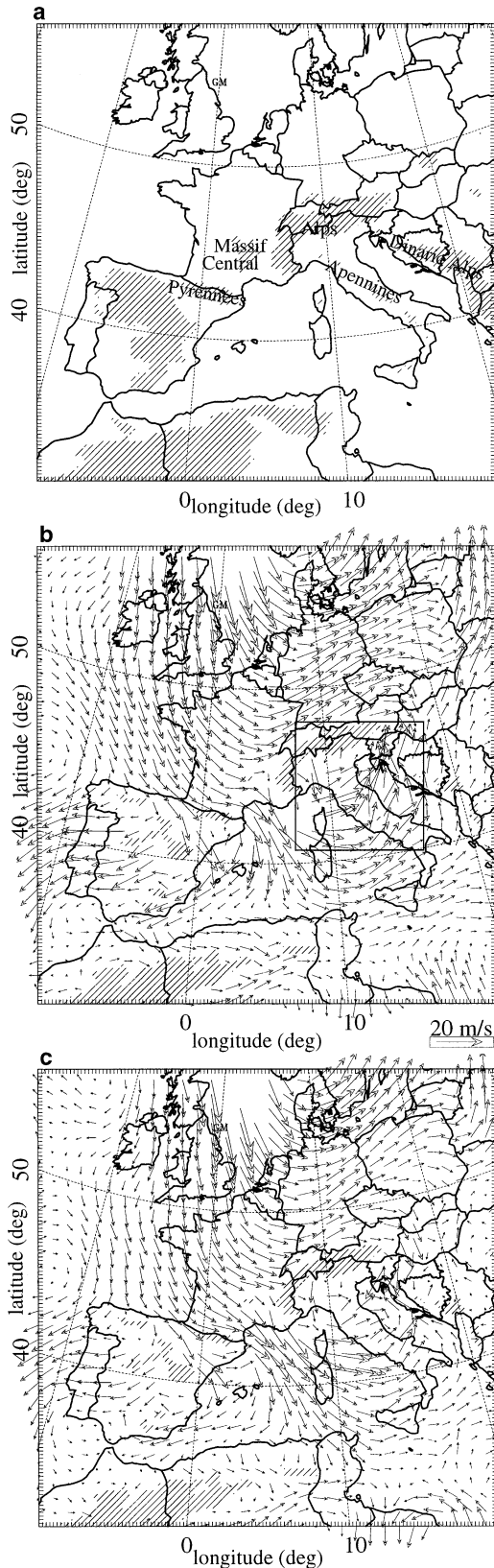


FIG. 2. Infrared Meteosat satellite image at 0800 UTC 4 Oct 1999. The black arrow indicates the convective line under investigation.

level flow favored significant orographic precipitation that moved eastward as the cold front crossed northern Italy, the Adriatic Sea, and Slovenia on 4 October (Bougeault et al. 2001). Figures 1b,c show the synoptic-scale meteorological conditions at 1-km altitude on 4 October over western Europe, as analyzed by the Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle (ARPEGE) model (Courtier and Geleyn 1988) at 0600 and 1200 UTC, respectively. The figures reveal a well-defined cyclonic flow associated with a pressure low over northern Europe. This cyclonic flow was largely influenced by the European topography reported in Fig. 1a. At 0600 UTC (Fig. 1b), the low-level flow over the western part of France was northwesterly but split into a southwesterly flow in its northeastern part and a northerly flow in its southern part as it approached the Massif Central and the Alps. The flow was southwesterly along the northern side of the Alpine chain, then it changed to northerly east of the Alps. The northwesterly flow over France accelerated markedly as it passed between the Pyrenees and the Alps, then changed to southwesterly as a result of cyclonic rotation between Corsica, Sardinia, and Italy, with local deviations due to the orography of the Italian peninsula. The orographically accelerated winds are called mistral winds over the Rhone River valley and Mediterranean Sea, and tramontane winds to the east of the Pyrenees. The orographic perturbation of the synoptic-scale cyclonic flow due to the Apennines and Dinaric Alps led to an intense southerly flow over northeastern Italy, Croatia, Slovenia, and the Adriatic Sea.

←

FIG. 1. (a) Topographic map (>600 m) of western Europe, (b) and (c) ARPEGE-analyzed winds at 1000-m altitude over western Europe at 0600 and 1200 UTC 4 Oct 1999, respectively. The inner box indicates the region of more detail reported in Fig. 3. Vector scale is also reported.

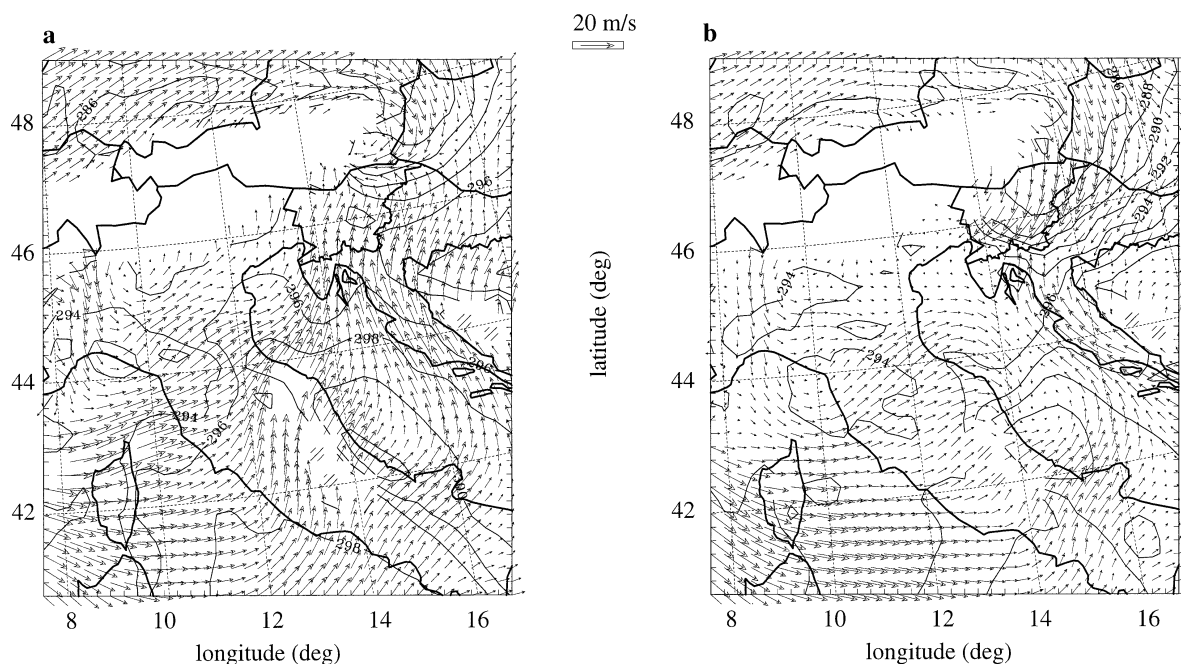


FIG. 3. ARPEGE-analyzed wind and potential temperature at 1000-m altitude over northern Italy at (a) 0600 and (b) 1200 UTC 4 Oct 1999. Vector scale is also reported.

At 1200 UTC on 4 October 1999 (Fig. 1c), the intensity of southerly flow over Italy decreased as the trough moved eastward and the northerly flow east of the Alps progressed southwestward toward the Adriatic Sea.

The infrared Meteosat satellite image on 4 October 1999 at 0800 UTC (Fig. 2) shows that the north–south-elongated cold front over central Europe was associated with widespread precipitation mostly to the north of the Alpine chain and more convective precipitation organized into north–south-oriented lines over the Italian peninsula, northern Adriatic, and eastern Alps. A clearing zone occurred in the Po valley as a result of foehn effects in this situation of westerly winds over the Alps. The precipitating system investigated in the present paper is the relatively small convective line that can be seen in Fig. 2 (see the arrow). An enlargement of the flow and potential temperature fields at 1-km altitude (Fig. 3) within the domain shown in Fig. 1b reveals that warm southerly flow was converging in this region of convective activity. At 0600 UTC (Fig. 3a), the low-level warm air reached the southern foothills of the Alpine barrier and converged with the cold air coming from the north at the eastern edge of the chain. Maximum potential temperatures were located over the Adriatic Sea. At 1200 UTC (Fig. 3b), the zone of strongest convergence moved eastward with the cold front and southward as a result of the southward progression of terrain-induced cold air flow.

The thermodynamic structure of the environment before and after the frontal passage over the region of radar observations can be deduced from soundings

launched at Campoformido (46.02°N, 13.11°E) near Udine (see Fig. 5). The 0000 UTC sounding (Fig. 4a) depicts a potentially unstable layer extending from the surface to 900 hPa and a deep layer of nearly saturated air between 800 and 500 hPa, while that above 500 hPa was relatively dry. The lifting condensation level was at 970 hPa, the level of free convection at 900 hPa, and the equilibrium temperature level at 200 hPa. The 0°C and –10°C isotherms were located near 700 and 600 hPa, respectively. The CAPE value was about 1500 J kg⁻¹, with a maximum temperature in excess of 6 K at 600 hPa. The winds gradually turned from southerly near the surface to southwesterly above 700 hPa. These conditions changed dramatically at 1200 UTC (Fig. 4b): stable colder and drier air, originating from the northeast, progressively occupied the lowest levels below 750 hPa and inhibited the convective activity.

3. Precipitation and kinematic structure

a. Radar observations and data processing

The topography of the Friuli region around the Fossalon radar is shown in Fig. 5. This region of observations is composed of the flat plains of northeastern Italy (Friuli–Giulia plain) and western Croatia along the north-northeastern Adriatic coast, and the Carnic, Julian, and Dinaric Alps to the north and east of the radar. Figure 6 displays the reflectivity pattern as observed at 2.5-km altitude and at different times from the Fossalon radar. The Cartesian coordinate system is centered on

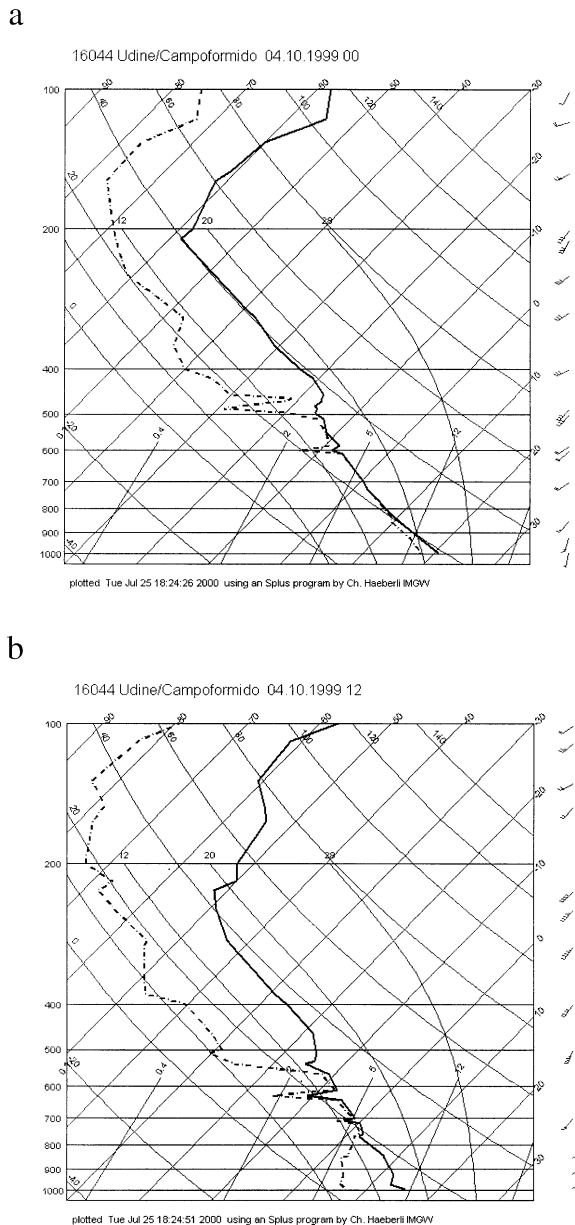


FIG. 4. Skew T - $\log p$ diagrams from soundings launched at Campofornido at (a) 0000 and (b) 1200 UTC 4 Oct 1999.

the radar site. This sequence of observations clearly shows that the convective line was composed of active cells (exceeding 40 dBZ) that formed along its southern edge and contributed to its southward extension (~ 150 km) well beyond the northern Adriatic (Figs. 6b–d) as it moved eastward. Propagation toward the east was progressively accompanied by a decrease of convective activity and increase in more extensive stratiform precipitation (Figs. 6e,f) as the system approached Slovenia and Croatia where the orography has a smoother shape (see Fig. 5). The precipitation line finally dissipated near

1200 UTC (not shown). It was sampled by the Doppler radars on board the NCAR Electra and NOAA P3 aircraft. Both aircraft made extensive flight legs near the convective line and within the more widespread precipitation region over the windward slopes of the Alps. The flight legs that will be investigated hereafter are related to the early stage of the convective line over the steeper Carnic and Julian Alps (Electra leg around 0730 UTC in Fig. 6b) and to the dissipative stage over the smoother Croatian and Slovenian Alpine orography (coordinated P3 and Electra legs around 1030 UTC in Fig. 6f).

To retrieve the three-dimensional wind and reflectivity fields from the dual-Doppler data obtained from the Electra and/or P3 tail radars within the domains shown in Figs. 6b and 6f, we used the real-time and automated multiple-Doppler analysis method (RAMDAM) that was operated with ground-based radars during the SOP (Chong et al. 2000). RAMDAM is a two-step procedure to obtain mass-conserved three-dimensional wind fields over either flat or complex orography. The three-dimensional wind fields are first derived from the multiple-Doppler synthesis and continuity adjustment technique (MUSCAT) developed by Bousquet and Chong (1998) and extended to nonflat orography (Chong and Cosma 2000). MUSCAT provides a simultaneous solution of the three Cartesian wind components and involves a least squares fit of the observed Doppler velocities to wind components and of the anelastic continuity equation, and low-pass filtering. The data adjustment includes a Cressman distance-dependent weighting function to account for noncollocated data and gridpoint values, permitting the interpolation of the polar coordinate radar data onto the Cartesian grid of interest in the data fit. The continuity equation is expressed in its flux form, which has the capability of operating in either flat or complex terrain, while the filtering is accomplished through the minimization of the second-order derivatives. In the second step, a variational approach (Georgis et al. 2000) is used to improve the vertical velocity calculation and the mass conservation over complex terrain based on corrections of the MUSCAT-derived horizontal wind components and subsequently of the vertical velocity estimation, which must be as consistent as possible in the sense of having smooth horizontal variations. This procedure aims at reducing the numerical instability of the integration of the continuity equation, which results from the divergence error accumulation and density stratification. In this study the horizontal and vertical influence radii used in the data adjustment of MUSCAT were set to 2.5 and 1.0 km, respectively, while the low-pass filter was such that the cutoff wavelength was 4 times the horizontal grid resolution. In both domains of analysis (Figs. 6b and 6f), we kept the Cartesian coordinate system used in Fig. 6; that is, the origin ($x = 0$, $y = 0$ km) was collocated with the Fossalon radar (45.73°N , 13.48°E).

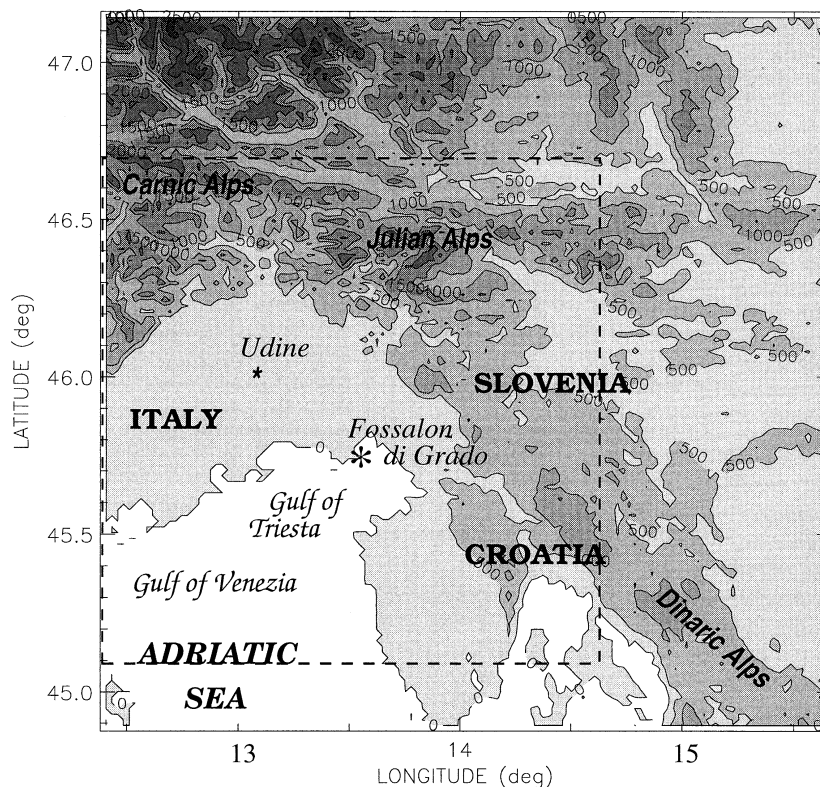


FIG. 5. Digital terrain map (500-m contour interval) around the Fossalon di Grado radar, including the eastern Alps and the northern Adriatic Sea. The inner box (dashed line) shows the area covered by the Fossalon di Grado radar data shown in Fig. 6.

The grid resolution was 1.0 km in the horizontal and 0.5 km in the vertical.

b. Early stage

In this section, we analyze the airflow and precipitation structure associated with the convective line from the north–south Electra flight track between 0720 and 0735 UTC (Fig. 6b) and within the domain of $40 \text{ km} \times 110 \text{ km}$. Figure 7 presents the reflectivity and wind fields in horizontal cross sections along with the underlying topography. The terrain contours within the domain of interest (Fig. 7a) show a west–east mountain ridge between $y = 70 \text{ km}$ and $y = 80 \text{ km}$, and most of the heaviest precipitation ($>35 \text{ dBZ}$ in Figs. 7b–d) occurred to the south of this mountain ridge. At 2- and 2.5-km altitude (Figs. 7b,c), two flow regimes can be clearly identified consisting of the warm south–southwesterly flow over the flat Friuli–Giulia plain and the Alpine windward slopes and a cold northerly-to-northeasterly flow over the sloped terrain of the Julian Alps to the north of the ridge. The south–southwesterly flow prevailed within the heavy precipitation line over the plain and the apparent effect of the complex orography was to favor more active cells above the windward slope regions to the north of the band with an enlarged pre-

cipitation area, owing to the southwest–northeast orientation of the terrain slope. The precipitation widening in the northern part of the line to the north of the ridge was also apparent with less intense and more stratiform precipitation. The northerly-to-northeasterly flow associated with this weaker precipitation was confined below 3-km altitude. At the lowest levels (Fig. 7b), it could be observed to the south of the ridge (downslope), limiting the northward extension of the warm south–southwesterly flow to $y = 65 \text{ km}$. At higher levels (Fig. 7d), the precipitation field at 5-km altitude evidenced the cellular structure of the band, and the south–southwesterly flow was more vigorous and homogeneous, although one can notice greater divergence as resulting from cell updraft outflow.

The vertical organization of the air motion and precipitation along the convective line at $x = -7.5 \text{ km}$ is shown in Fig. 8. This picture reveals that the cellular structure (Fig. 8a) was associated with three well-marked and regularly spaced ($\sim 20 \text{ km}$) updraft cores (Fig. 8b), with a predominant core at $y = 60 \text{ km}$ above the first foothills and exceeding 5 m s^{-1} at 5-km altitude. These cores were associated with convective precipitation, the associated 40-dBZ reflectivity contour peaked at a height of 4–5.5 km. The two northernmost updraft cores (at $y = 40$ and 60 km , respec-

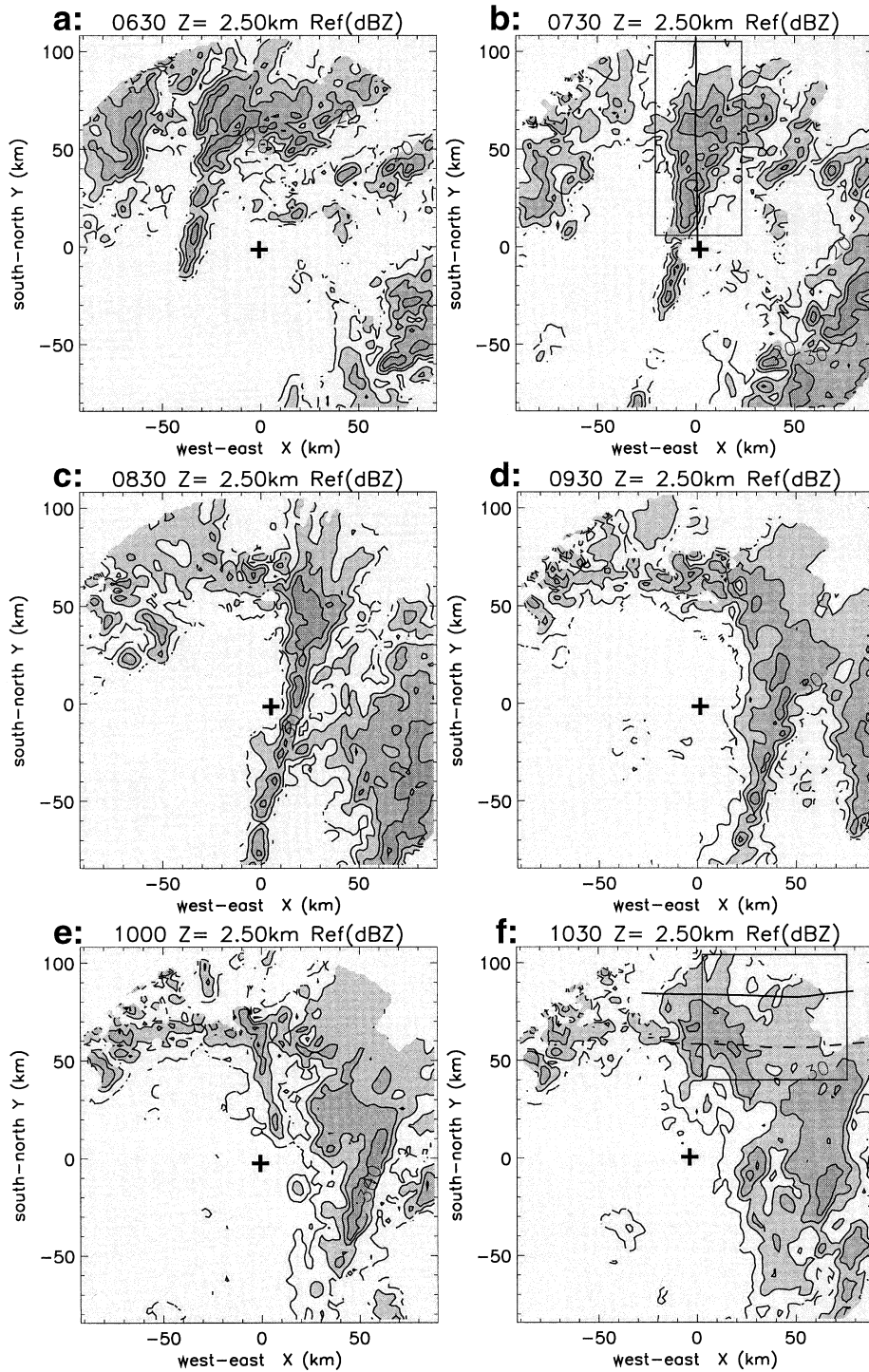


FIG. 6. Reflectivity pattern at 2.5-km altitude, as observed by the radar at Fossalon di Grado at (a) 0630, (b) 0730, (c) 0830, (d) 0930, (e) 1000, and (f) 1030 UTC 4 Oct 1999. Minimum contour value and interval are 10 dBZ, and reflectivity values above 20 dBZ are shaded. In (b) and (f), the Electra (solid line) and P3 (dashed line) flight tracks are reported (0725–0738 and 1025–1040 UTC for Electra, 1025–1040 UTC for P3), and the inner box indicates the domain of the airborne Doppler radar analysis.

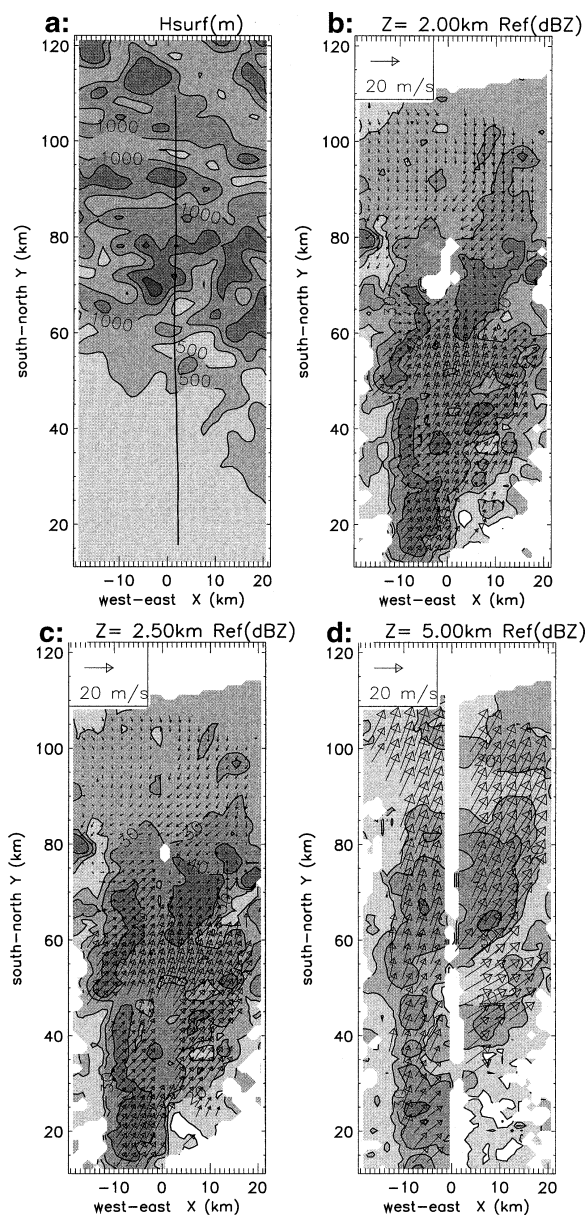


FIG. 7. Horizontal cross sections of (a) terrain topography (500-m contour interval), and of radar reflectivity (contours every 10 dBZ) and horizontal flow (vectors) deduced from airborne radar observations around 0730 UTC at (b) 2.0-, (c) 2.5-, and (d) 5.0-km altitude. Solid line in (a) represents the north-south Electra flight track.

tively) occurred over the upslope regions slightly a few kilometers ahead of the maximum slopes of the terrain. Figures 8c and 8d, which represent the along-band (south-north) wind component and divergence, suggest that low-level convergence of southerly and northerly flow combined with orographic forcing to produce the upward motions at $y = 40$ and $y = 60$ km. Overall, maximum updrafts were located at a height of 3.5–4 km above the topography. To the north of the most active

cell, that is, to the north of the first elevated mountain peak with the steepest slope at $y = 72$ km, there was an abrupt change in the precipitation and wind. The increase of horizontal flow is a well-known manifestation of orographic effects on airflow passing over a mountain (e.g., Queney 1948; Grossman and Durran 1984; Durran 1986), but this occurred at upper levels. One can note that there was a well-marked region of divergence just at the upper exit of the main updraft at $y = 60$ km. So this updraft outflow air that could detrain northward may contribute to the observed relatively strong and stratified horizontal flow, in addition to the environmental pressure gradient forces aloft accelerating the flow along parcel trajectories. The transition to stratiform precipitation appears to be due to detrainment of ice particles in the southerly flow and subsequent fallout to the north. Strong outflow $>20 \text{ m s}^{-1}$ was concentrated above 5 km where drier environmental air at these levels (see Fig. 4a) could have entered the system and likely reduced the stratiform precipitation through evaporation. It should be also noted that the region of moderate precipitation coincided with a region of colder northerly flow near the surface that could have inhibited convection to the north of the ridge line.

In order to inspect the south-north (hereafter referred to as along-line) V -momentum transports over the quasi-flat terrain of the Friuli-Giulia region and then over the rugged Julian Alps, the airflow and precipitation are averaged over 5 km in the east-west direction about the vertical cross section of Fig. 8. The mean airflow components (Figs. 9a,b) are quite similar to those presented in Fig. 8, suggesting the nearly two-dimensional character of the circulation across the precipitation band. With this averaging process, the underlying terrain appears to be smoother, while keeping its main features such as the mountain ridge at $y = 70$ km. To examine the V -momentum transports along the south-north direction, the in-plane (V and W) components at each level in Fig. 9a are averaged along that y direction, and perturbations V' and W' at each grid point are calculated with respect to these y -averaged values. Figures 9c,d present $\rho V W$ and $\rho V' W'$ and show that the vertical flux of the V momentum ($\rho V W$) was largely dominated by transport by the mean vertical motion since the eddy momentum flux ($\rho V' W'$) is an order of magnitude smaller. As a result of orographic lifting, the vertical momentum fluxes were largest on the windward slope of the main mountain peak (at $y = 55$ km) and persisted to the north on the lee side, while these momentum transports were quite moderate above the flat region upstream of the mountain slope. The momentum flux core peaked at 4.5-km altitude, below (above) which turbulent flux contributed positively (negatively), but to a relatively small degree. This is quite different from convection over flat terrain where the turbulent transports have a major contribution (Caniaux et al. 1995; Bousquet and Chong 2000, among others).

In a two-dimensional approach, the horizontal and

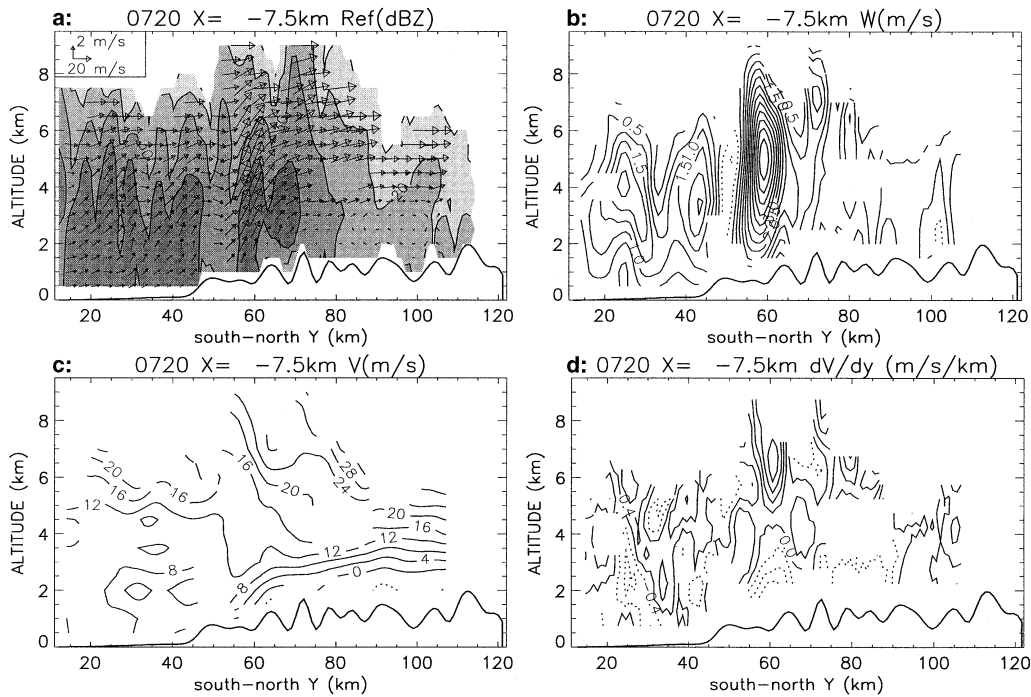


FIG. 8. Along-line (south to north) vertical cross section at $x = -7.5$ km of (a) reflectivity (contours every 10 dBZ) and wind vectors, (b) vertical velocity (contour interval of 0.5 m s^{-1}), (c) along-line wind component (contour interval of 4 m s^{-1}), and (d) along-line wind divergence (every $0.4 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$).

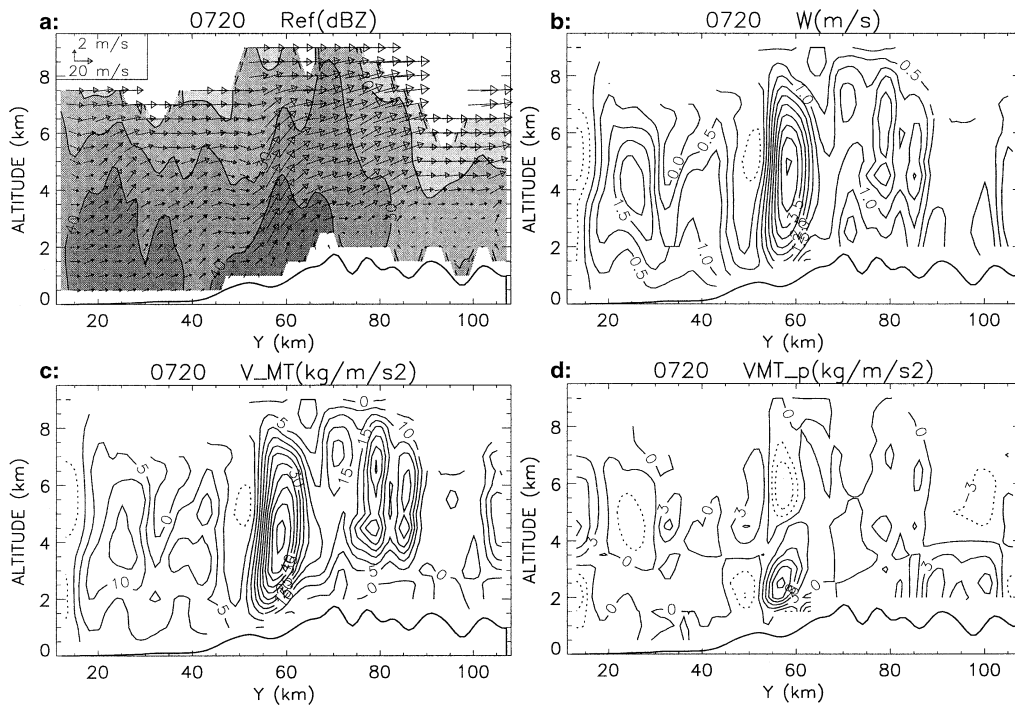


FIG. 9. Along-line cross section of (a) average wind and reflectivity (dBZ), (b) average vertical velocity (m s^{-1}), (c) vertical flux of average along-line momentum ($\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-2}$), and (d) vertical eddy flux of along-line momentum ($\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-2}$).

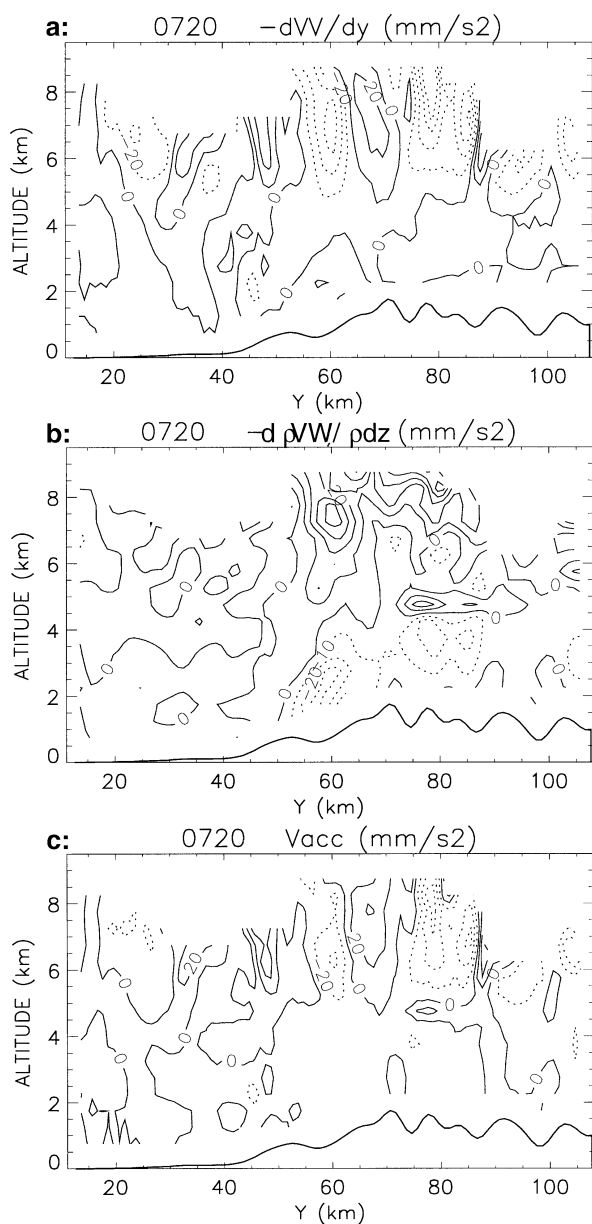


FIG. 10. Along-line cross-section of (a) horizontal convergence of horizontal along-line momentum flux, (b) vertical convergence of vertical along-line momentum flux, and (c) along-line acceleration. Units are in 10^{-3} m s^{-2} .

vertical convergence of the V -momentum flux [i.e., $-\partial(\rho VV)/\rho\partial y$ and $-\partial(\rho VW)/\rho\partial z$, respectively], shown in Fig. 10, represents the contributions of the horizontal and vertical transports to the Eulerian along-line flow acceleration. Figure 10a shows that horizontal transports mostly accounted for an upper-level deceleration of the northward flow across the mountainous terrain, which opposed the acceleration that resulted from the upslope vertical transports (Fig. 10b). Globally, a negative correlation occurs between the horizontal and vertical con-

vergence of the V -momentum flux. As a net result, the acceleration throughout the depth of the circulation was positive (negative) upstream of (above) the mountain. The similarity of the horizontal V -momentum flux convergence (Fig. 10a) and the along-line flow acceleration (Fig. 10c) suggests that the northward increase of the along-line flow on the lee side is a manifestation of a pressure gradient acceleration force that is exerted from south to north and associated with the large-scale baroclinic environment.

Let us consider the two-dimensional flux form of the Eulerian V -momentum equation (ignoring the friction force):

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -\frac{\partial(\rho VV)}{\rho\partial y} - \frac{\partial(\rho VW)}{\rho\partial z} - \frac{\partial p'}{\rho\partial y} - fU, \quad (1)$$

where f is the Coriolis parameter. Assuming steady-state motion, the vertically averaged pressure perturbation \bar{p}' throughout the depth of the observed flow can be estimated from (1) as a function of the along-line coordinate y as follows:

$$\bar{p}' + \overline{\rho V^2} = C - \int \left[\frac{\partial(\rho VW)}{\partial z} \right] dy - f \int \overline{\rho U} dy, \quad (2)$$

where overbars denote a vertical average and C is a constant that makes $p' = 0 \text{ Pa}$ at the first integration point. As noted in Caniaux et al. (1995), the first integral on the rhs of (2) is zero over flat terrain since the vertical velocity vanishes at the top and bottom. This is not the case in the present study because of the orography-induced vertical velocity at the surface. The last term of (2) represents the contribution of the Coriolis force to the pressure perturbation field. Because of the lack of observations above 6 km at $y > 87 \text{ km}$, the y -integration process is not performed beyond that limit. We also limit the calculations to the southerly flow since the envelope of cold northerly flow can be interpreted as a modified mountain shape (see section 4). In essence, the vertically averaged pressure perturbation \bar{p}' reflects the dynamic pressure perturbation (Houze 1993, p. 224).

Figure 11 shows the along-line variation of each term of (2) along with the underlying topography. One can note the relatively small contribution of the two last rhs terms of (2). The pressure perturbation exhibits variations from south to north, with marked negative \bar{p}' immediately after the first windward slope ($y = 50 \text{ km}$) while positive pressure perturbations occurred upstream of and at this windward slope. These positive perturbations were accompanied by a reduction of the momentum transports and indicate the mass accumulation against the slope (Grossman and Durran 1984). The pressure deficit at $y > 50 \text{ km}$ gradually increased northward, but was regularly disrupted when the flow encountered each mountain bump during its northward progression. It was accompanied by a gradual increase of the horizontal momentum transports.

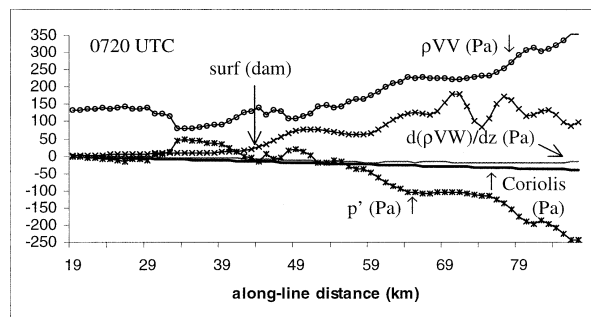


FIG. 11. Vertically averaged horizontal along-line momentum transports and pressure perturbations throughout the convective line, along with contributions from Coriolis force and vertical momentum transports (units are in Pa). Also reported is the average orography (unit is in 10 m).

c. Dissipative stage

The structure of the later stage of widespread stratiform precipitation, as revealed from the coordinated Electra and P3 flight tracks, is shown in Fig. 12, within a domain of 70 km \times 70 km (see Fig. 6f). The airborne radar observations were over the eastern edge of the Julian Alps, which have a west–east orientation (Fig. 12a): the Electra and P3 aircraft flew on both sides of this region of elevated terrain. In contrast to the earlier convective stage, the low-level flow at 1.5- and 2-km altitude exhibits significant changes (Figs. 12b,c). An evident and extensive northerly flow could be observed well south of the mountain peaks, undergoing an anticyclonic rotation as it passed the eastern Alps and progressed southward. To the lee of the ridge, this flow generated strong downslope winds. There was also wind convergence in regions of deeper valleys. This southward propagation of low-level cold air, as previously discussed from the ARPEGE model analysis, forced the warm southerly flow to turn westward (at $y < 60$ km in Figs. 12b,c) much like the deflection of wind by a barrier. Most wind perturbations occurred at the interface between the two opposing flows; the northerly flow playing the blocking role. It should be noted that much of the stratiform rain fell in regions of observed warm southerly flow (Fig. 12c). Vortexlike features, probably enhanced by the local characteristics of the topography, could be observed on either side of the mountain ridge such as those centered at (33 km, 63 km) and (45 km, 94 km). In particular, the former vortex occurred in a region of mesoscale indentation of the Julian Alps. At higher levels (Fig. 12d), the flow was southwesterly throughout the entire domain of observations. However, one can identify weak perturbations as it passed over the Alpine obstacle. It was mostly diffluent in character, while preserving its northeastward orientation.

The blocking effect of the cold northerly flow can be portrayed by the vertical south–north cross sections at $x = 45$ and $x = 60$ km, as shown in Figs. 12e,f, respectively. This flow could extend up to 1.5 km above

the surface and moved upslope and downslope as it progressed southward over the underlying complex terrain. Part of it merged with the overall upward circulation of the southerly to southwesterly warm flow as a result of orographic lifting (see, e.g., $y = 65$ km in Fig. 12e and $y = 52$ km in Fig. 12f). This incorporation was accompanied by a noticeable reduction of the upward component of this southerly flow. In contrast to the early stage, the heaviest precipitation (reflectivity >40 dBZ) was concentrated to levels <3 km, due to lesser vertical extension of the upward motions.

4. Modeling results

To perform the numerical simulations, the Meso-NH model was initialized with the large-scale ARPEGE model analysis at 0000 UTC 4 October 1999. Three nested one-way interactive domains centered on the Friuli region (Fig. 13) were considered of decreasing size and with downscale horizontal grid resolutions of 9, 3, and 1 km, respectively. In the vertical, 50 unevenly spaced levels were distributed up to 20-km altitude, with a 60-m interval above the ground level and a 600-m interval at the model top. The coarser mesh domain was large enough to capture the mesoscale environment of the convective line and nearly included the entire Alpine chain. The two finer mesh domains were close to the observational domain in order to include the small-scale structures. The convective parameterization scheme proposed by Bechtold et al. (2001) and based on the Kain and Fritsch (1993) scheme was used at 9- and 3-km resolution to represent deep and shallow convective clouds, while convection was explicitly resolved in the smallest 1-km grid domain. Although scales of 3–7 km may be critical for the use of a convection scheme, Bechtold et al. (2001) found that the “parameterized” model runs are more stable than the “explicit” runs and provide more realistic rainfall rates with respect to the observations. Due to insufficient horizontal mixing of convective drafts, the “explicit” runs yield overestimation of the precipitation and time delay. Bulk microphysics was used on all grids so that the total precipitation was the sum of explicitly resolved grid-scale precipitation and convective precipitation. The explicit microphysical scheme involved mixed-phase cloud and precipitation processes, with three types of ice particles (cloud ice, aggregates, and graupel, respectively). At the surface turbulent fluxes of heat, moisture, and momentum are computed using bulk drag coefficients depending on wind and stability (Cuxart et al. 2000). The model was run for a 12-h period ending 1200 UTC 4 October 1999, the finer-scale grids starting 3 h later to reduce the spinup effects. Details of the interactive grid-nesting procedure and mixed-phased microphysical scheme in the Meso-NH package can be found in Stein et al. (2000).

Figure 14 displays the precipitation rates obtained at 0900 UTC in the area covered by the smallest domain,

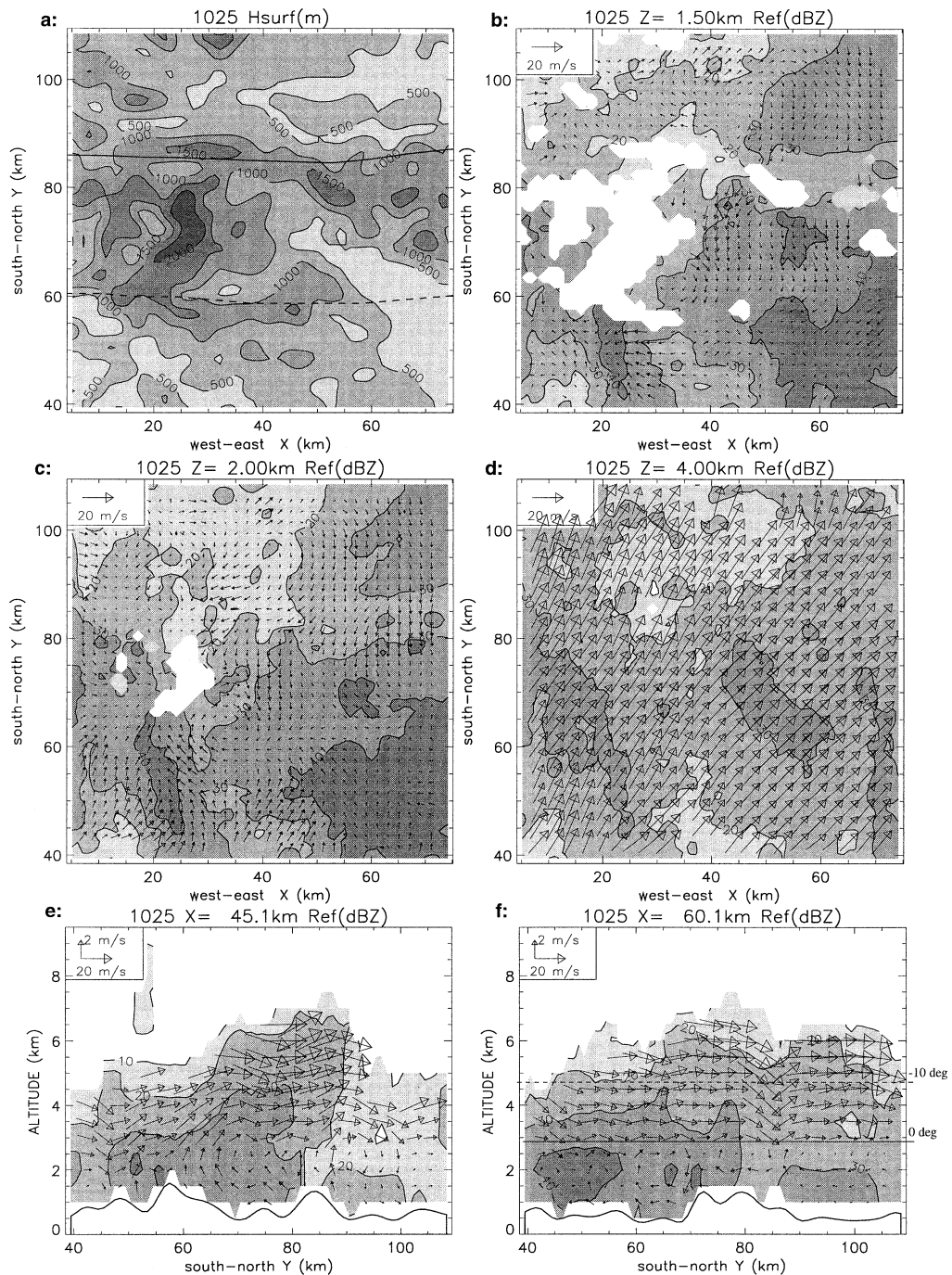


FIG. 12. Horizontal cross sections of (a) terrain topography (500-m contour interval), and of radar reflectivity (contours every 10 dBZ) and horizontal flow (vectors) deduced from airborne radar observations around 1025 UTC, at (b) 1.5-, (c) 2.0-, and (d) 4.0-km altitude, and south-north vertical cross sections of topography, reflectivity, and wind at (e) $x = 45$ km and (f) $x = 60$ km. In (a) the Electra (solid line) and P3 (dashed line) flight tracks are reported, and in (f) the 0°C (solid line) and -10°C (dashed line) isotherm levels are drawn.

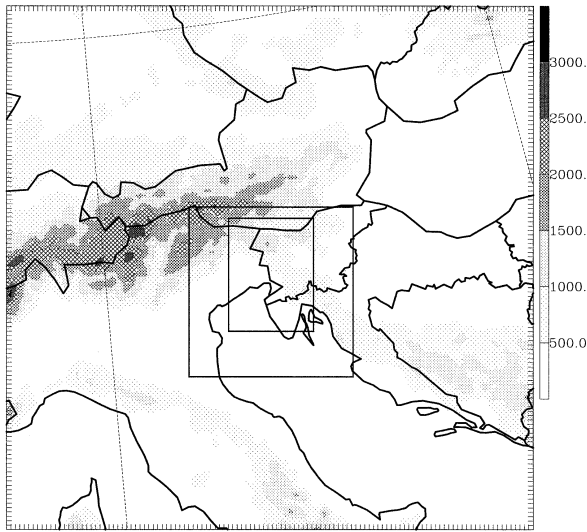


FIG. 13. Nested model domains over the eastern Alps. Terrain heights above 500 m are shaded every 500 m.

from respectively the 9-, 3-, and 1-km grids. It can be seen that only the highest-resolution (1 km) grid (Fig. 14c) correctly captures the linear organization of the frontal precipitation and predicts the location of both the observed heavy and moderate rain. In this inner domain, the model-derived reflectivity pattern at 2.5-km altitude at 0730, 0900, and 1030 UTC (Figs. 15d–f) compares well with the radar reflectivity shown in Fig. 6. Similar results can be observed in Stein et al. (2000) who investigated the positive impacts of interactive grid-nesting procedure and mixed-phased microphysical scheme in the numerical simulation of two MAP prototype meteorological events. Cosma et al. (2002) found that a 1-km grid resolution was necessary to simulate

the banded pattern of precipitation observed on the southeastern flank of the Massif Central in France. The main reason why the bands are only well formed at 1-km resolution is the requirement of small-scale convergence lines that cannot be resolved at larger scale. Furthermore the explicit representation of the dynamics of convective systems is supposed to require horizontal resolution of 1–2 km.

Horizontal velocity vectors (Figs. 15a–c) and equivalent potential temperature θ_e (Figs. 15g–i) at the third terrain-following level (about 120 m above the surface) indicate that the line structure of the westernmost heavy precipitation (>35 dBZ) along the straight lines AB, CD, and EF in Figs. 15d, 15e, and 15f, respectively, is strongly correlated with a marked narrow convergence line associated with the surface cold front to the south of the Alpine chain, at least at early times. This convergence area separates a cold ($\theta_e < 315$ K) northerly flow veering to westerly-to-southwesterly on the western side and a warm ($\theta_e > 325$ K) southerly flow on the eastern side of the front. Airflow over the eastern mountainous terrain is predominantly from the north and east and associated with low $\theta_e < 315$ K. The evolution of the convergence line and hence the associated precipitation band depends on the southwestward progression of this cold air that descends from the easternmost Alps. At 1030 UTC (Fig. 15c), easterly-to-northeasterly downslope winds are prevalent and cold air invades the Friuli–Giulia plain and the northern Adriatic coast. This coincides with the decreasing stage of the frontal precipitation, and suggests the undercutting effect of the downslope flow.

Inspection of Figs. 1c, 3b, and 15a–c shows that cold air from north of the Alps wrapping around the eastern edge of the mesoscale terrain heads southwestward along the southern slopes. The frontal boundaries mark-

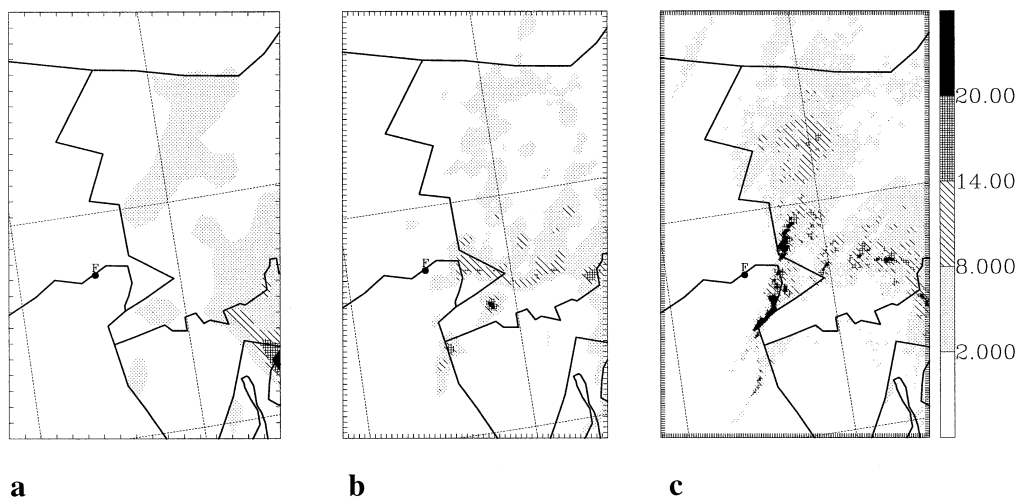


FIG. 14. Precipitation rates (mm h^{-1}) at 0900 UTC, as simulated by the model at (a) 9-, (b) 3-, and (c) 1-km grid resolution, within the finest model's domain.

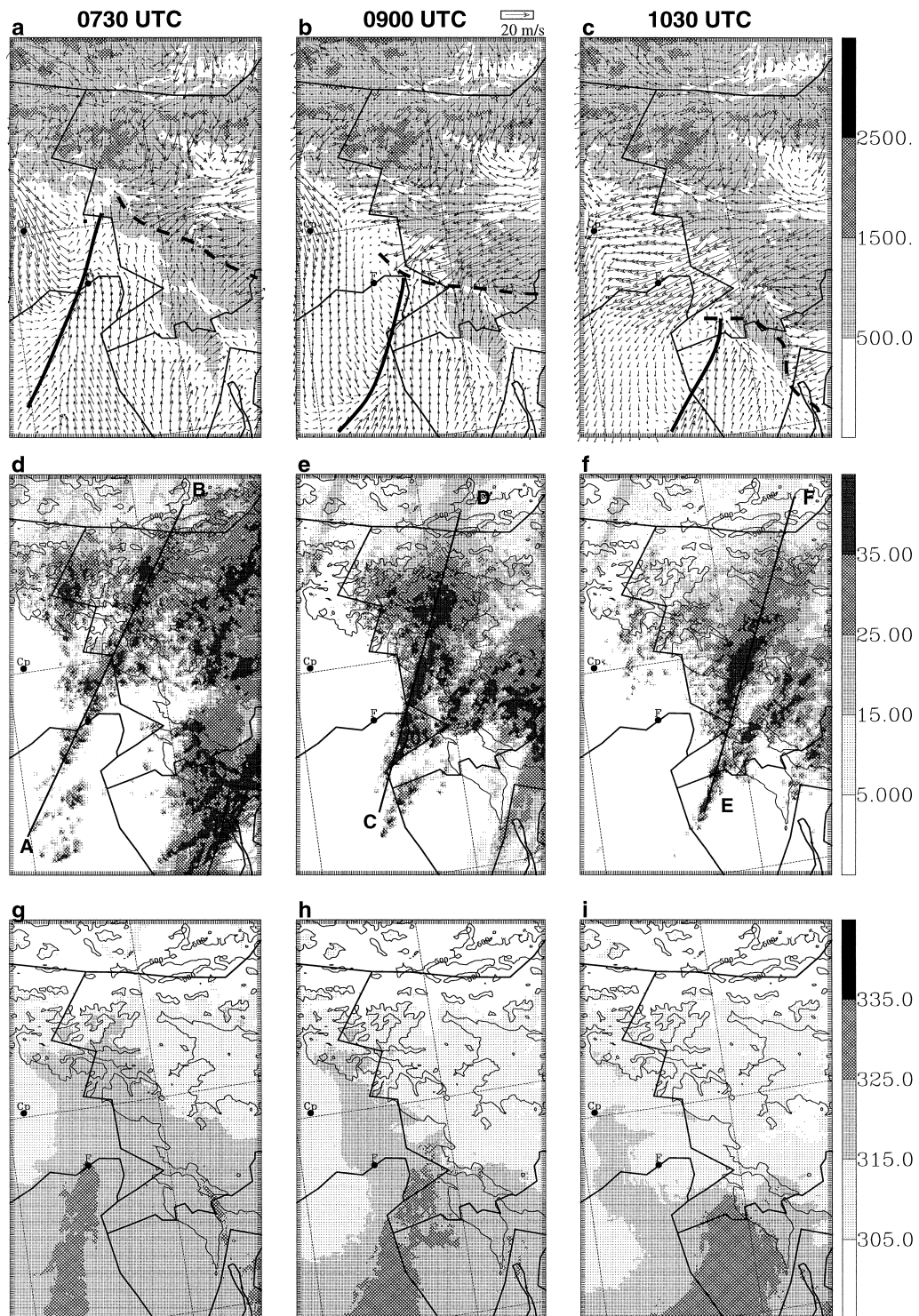


FIG. 15. High-resolution model-derived fields of (a)–(c) near-surface winds with vector scale reported in (b), (d)–(f) radar reflectivity (dBZ) at 2.5-km altitude, and (g)–(i) near-surface equivalent potential temperature (K), at, respectively (from left to right), 0730, 0900, and 1030 UTC. The background orography is also represented in shaded zones in the upper panels and contours in the middle and bottom panels for the terrain heights of 500, 1500, and 2500 m. In (a), (b), and (c) the cold (heavy solid line) and warm (heavy dashed line) front positions are drawn. Solid lines AB, CD, and EF in (d), (e), and (f), respectively, indicate the positions of the vertical cross sections shown in Fig. 16.

ing the eastern and southern edges of the cold air reveal that, although the westernmost precipitation line is generally associated with the eastward moving north–south-oriented cold front, part of that band and the heavy precipitation to the east appears to occur just north of an orographically induced warm front along the southern edge of the cold northeasterly flow at later times. It is probable that warm southerly air ahead of the cold front flows over the warm front. The upward motion generates hydrometeors that are then dispersed downstream to form the bands and, farther north, the stratiform precipitation. These bands are essentially hydrometeor plumes with the main updrafts forming along the warm front, secondary updrafts forming along the terrain, and hydrometeors being distributed downstream to the north-northeast.

Figure 16 shows the vertical along-line cross sections (i.e., along segments AB, CD, and EF, parallel to the precipitation band in Figs. 15d–f) of the velocity vectors, reflectivity, vertical velocity, and θ_e , along with the underlying topography, at 0730, 0900, and 1030 UTC. These sections bear strong resemblance to the observed flow structure (see Figs. 8a,b and 12e,f), with an overall ascent (upslope) of warm southerly air above an overall descent (downslope) of cold northeasterly air that progresses toward regions of flat terrain. As observed, the strongest upward motions occur in regions of enhanced convergence between these two flows and over the cold air overlapping the terrain, with peaks located at 4–5-km altitude. Northward (i.e., beyond the updraft cores), the southerly flow is relatively horizontal and the associated vertical motion and precipitation are stratiform in character. Figure 16 suggests that the updrafts are primarily triggered by the warm air overrunning the orographically induced cold air wrapping around the eastern end of the Alps and are less dependent on local variations of the topography. This is consistent with Rotunno and Ferretti (2001) who attributed the elevated updrafts to an indirect orographic-flow modification because of the additional influence exerted by the convergence between higher- θ_e and lower- θ_e air, that is, due to a baroclinic zone over the mountains. Note that as the lower- θ_e air moves farther west and south, the updrafts form farther south of the terrain (see Fig. 16f), yielding an upstream location of the updraft cores. This upstream updraft position, to a lesser degree, is present at 0730 and 0900 UTC. Using a 4-km grid model, Buzzi and Foschini (2000) found that a convergence line appeared at the surface 30–40 km upstream the southern foothills of the Alps in the Friuli episode. Figures 16a–c also show that the warm flow structure is closely linked to the shape of the colder airflow as revealed by the 315-K contour of θ_e . According to Rotunno and Ferretti (2001), the low- θ_e air acts to redefine the shape of the mountain.

5. Orography-influenced dynamics

For the purpose of better identifying the relative roles of the mesoscale and local variations in orography, we

carried out two experiments (hereafter referred to as EXP1 and EXP2, respectively) in which the shape of the terrain was smoothed. In EXP1, the 1-km resolution simulation was performed with a topography comparable with the one at 3 km. In EXP2, both 1- and 3-km grid models had the smoother (mesoscale) topography of the 9-km grid model.

Figures 17 and 18 present the EXP1 and EXP2 version of the fields shown in Fig. 15 for the control run (CTRL). It appears in Figs. 17a–c, and in a more striking way in Figs. 18a–c, that the frontal boundaries are displaced compared with the CTRL simulation. In EXP1, the north–south-oriented cold front maintains its position, whereas the warm front is located more to the south at the later times. In EXP2, both cold and warm front positions change to more eastward and southward positions, respectively. In both experiments, the northeasterly cold flow extends more westward. This has an impact on the cold front motion. The wind and equivalent potential temperature fields being correlated, the same observations can be made in Figs. 17g–i and 18g–i: the warm tongue ($\theta_e > 325$ K) in EXP1 is located at the same place as in the CTRL case but its extent is somewhat reduced, and in EXP2 it undergoes not only a narrowing but also a displacement toward east. All this suggests that, upon first inspection, the finest-scale topography acts as a retarding factor predominantly for the northeasterly flow, then to a lesser degree for the eastward progression of the cold front. In most aspects, this northeasterly flow is comparable with the local bora wind (Smith and Sun 1987). Lazić and Tošić (1998) who investigated the impact of mountain height on bora trajectories in the eastern Alps, clearly showed that a lower orography yields a more rapid progress of downslope wind on the southern slopes, whereas greater terrain heights are propitious to blocking effects that significantly deform the trajectories. However, their realistic simulation of Bora wind features was performed with a mesoscale grid resolution of 28 km, using a step-mountain terrain configuration. The present study clearly shows that finer-scale topography up to 1 km can have a non-negligible influence on the dynamics of frontal systems.

In terms of forecasted precipitation, EXP1 (Figs. 17d–f) exhibits the same pattern as the CTRL simulation, but the finest structures are not reproduced, particularly at 0900 UTC (Fig. 17e) where the line is wider in its southern part. At 1030 UTC (Fig. 17f), the precipitation is weaker to the north. EXP2 (Figs. 18d–f) yields similar features, but the precipitating line is located more southeastward, consistently with the wind and equivalent potential temperature fields. Hence, the occurrence of the convective line seems to be more dependent on the mesoscale convergence between cold and warm air than on finescale orography, which, however, appears to be important in concentrating precipitation in a narrower band.

Figure 19 shows the flow and precipitation structures as deduced from EXP1 in the same vertical cross sec-

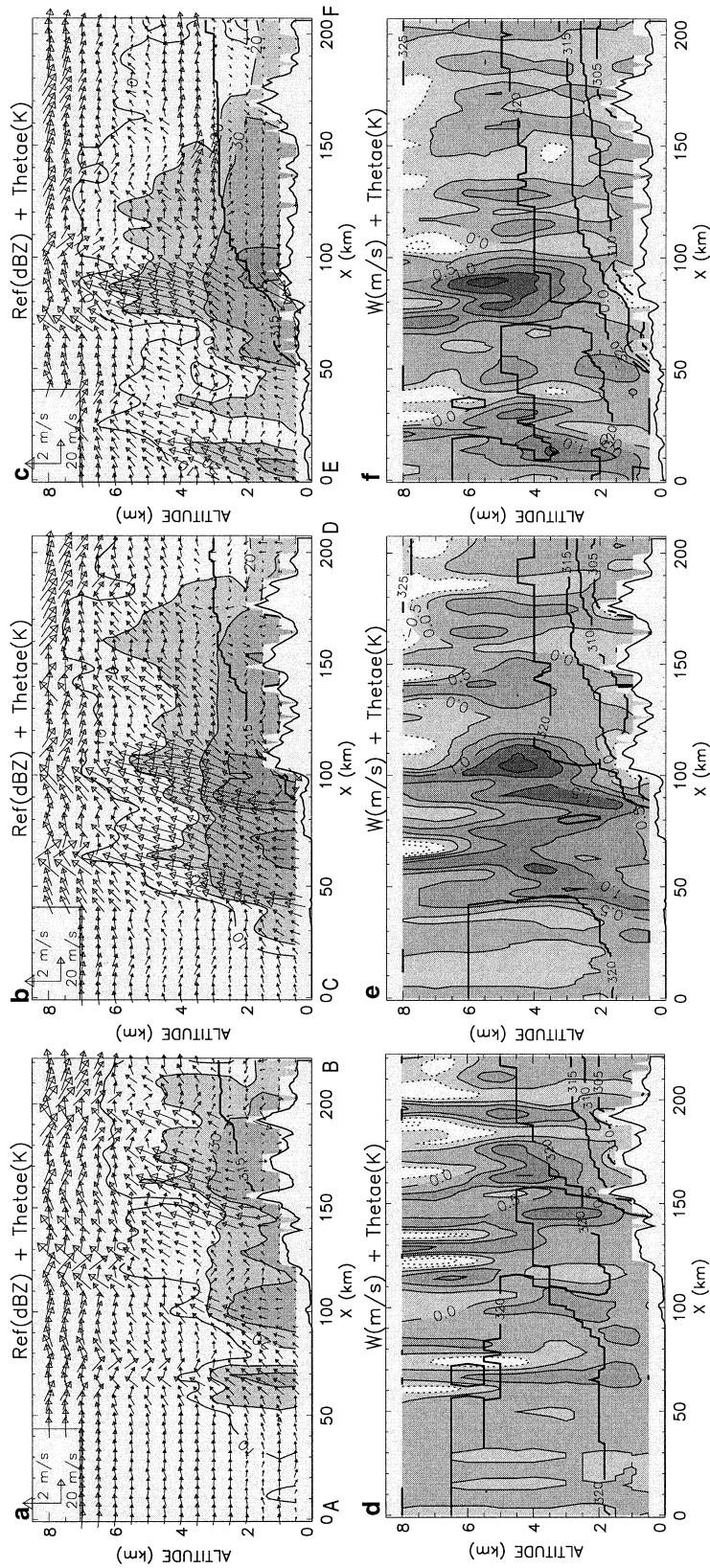


FIG. 16. Vertical cross sections of (a)–(c) wind vectors and reflectivity (dBZ), and of (d)–(f) vertical velocity (shaded zones, in $m\ s^{-1}$) and equivalent potential temperature (heavy contours), respectively (from left to right), at 0730, 0900, and 1030 UTC, and along AB, CD, and EF in Figs. 15d–f. The underlying orography is also reported. The 31.5-K equivalent potential temperature is superposed in (a)–(c).

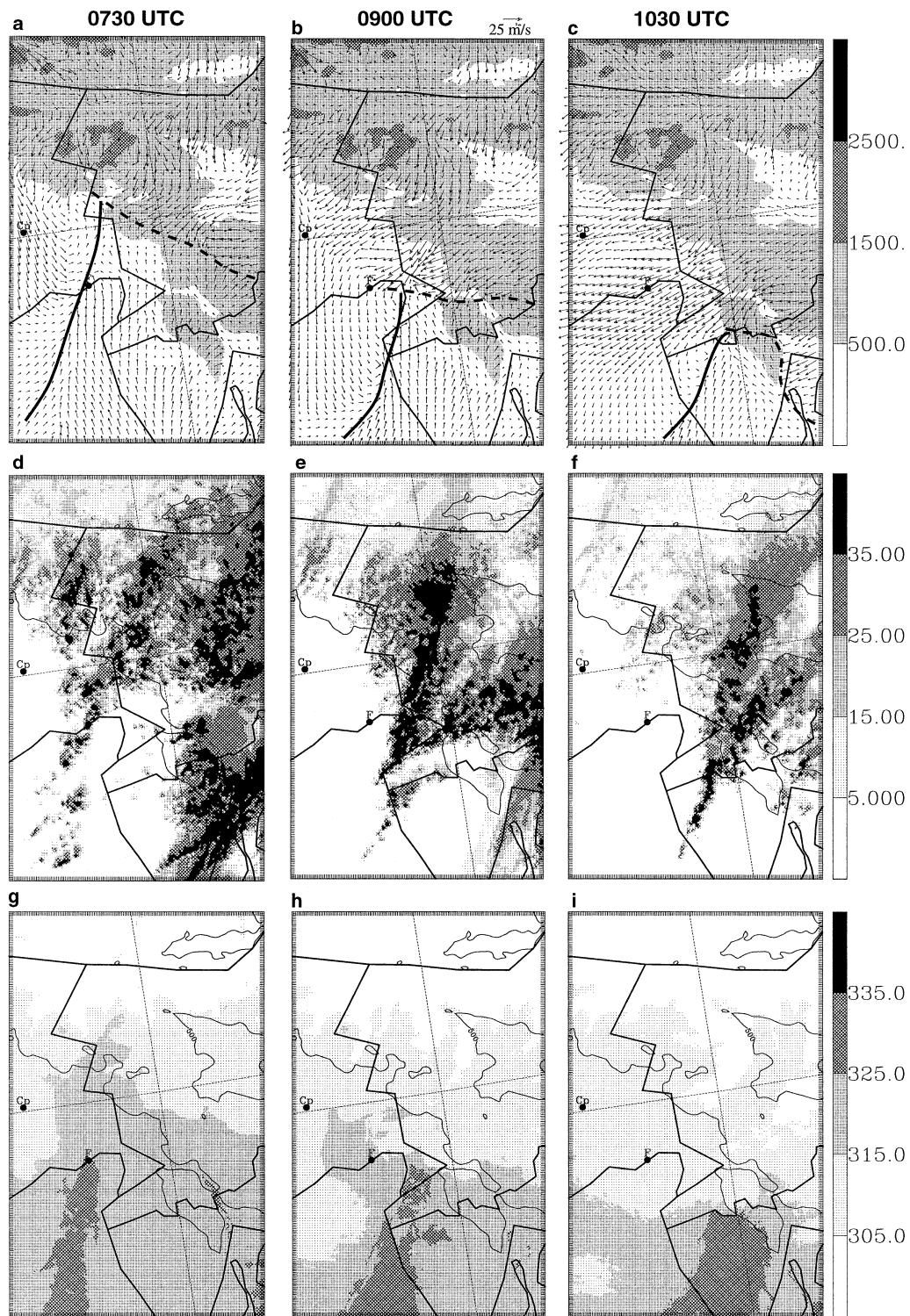


FIG. 17. As in Fig. 15 but for EXPI where topography is comparable to that at 3-km grid resolution.

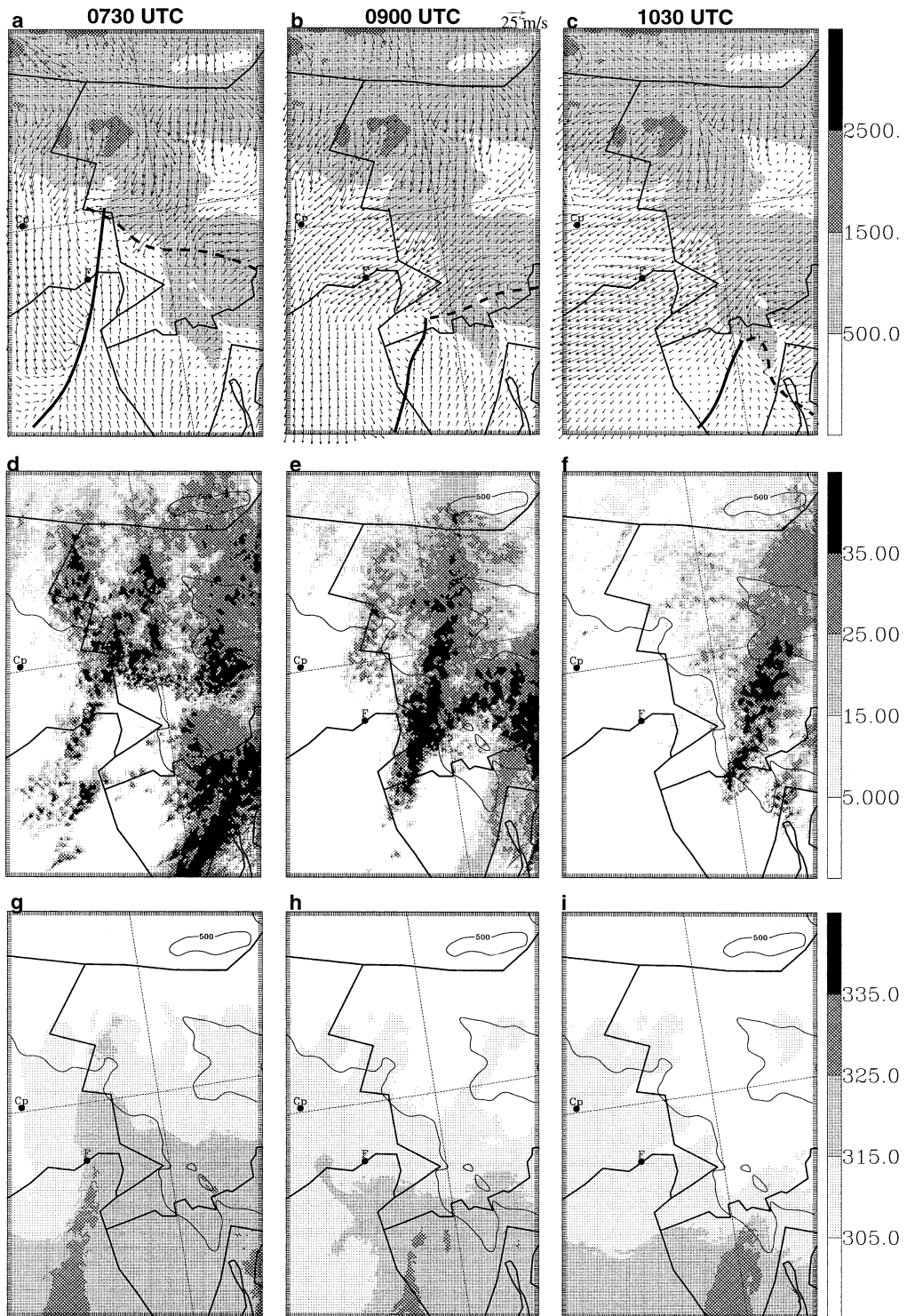


FIG. 18. As in Fig. 15 but for EXP2 where topography is comparable with that at 9-km grid resolution.

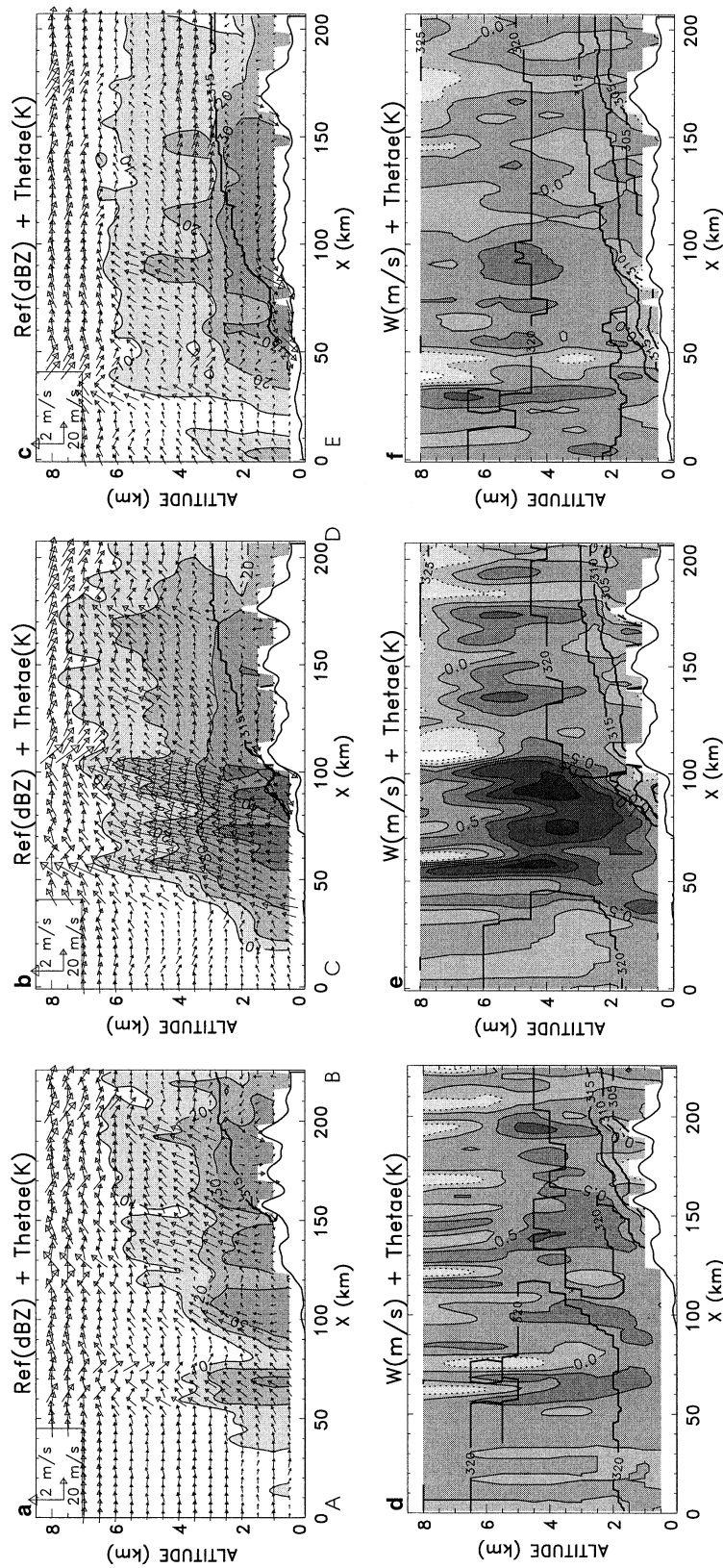


FIG. 19. As in Fig. 16 but for EXP1 where topography is comparable to that at 3-km grid resolution.

tions as in the CTRL simulation (Fig. 16). Attention should be paid to the smoother shape of the terrain compared with the CTRL one. A thorough analysis of the vertical velocity fields reveals some interesting characteristics. At 0730 UTC, less intense updrafts are observed, suggesting that finescale relief can contribute to the rising motion. Nonetheless, at 0900 UTC, vertical velocity values are stronger, due to the northeasterly cold flow, which progresses faster to the southwest (see Fig. 17b) with a greater intensity. This leads to a stronger convergence between warm and cold air and hence a stronger vertical wind component. Therefore, precipitation has a larger extent as revealed by the horizontal and vertical cross sections (Figs. 17e and 19b). At 1030 UTC, the precipitation field dramatically changes and tends to be more stratiform as the cold air moves farther to the south, and vertical motions become quite small.

In summary, one can say that the position of the convergence areas controls the precipitating system, and that the finescale orography plays a double role in reducing the cold flow progress, thus having an impact on the system longevity on the one hand, and influencing the upward motions as long as the cold air has not entirely invaded the southern slopes on the other hand.

6. Conclusions

In this study, we have analyzed a narrow north–south-oriented precipitating band associated with a cold front that was observed on 4 October 1999 during the MAP IOP 5, over the Friuli target area to the northeast of Italy. The Doppler radar located at Fossilon di Grado revealed convective precipitation mostly concentrated to the south of the eastern Alps in regions of smooth orography and warm southerly air, and stratiform rain formed above the mountainous chain where a marked northerly-to-northeasterly flow progressed southward. Airborne Doppler radar data collected in both convective and stratiform regions of the precipitation line, as well as numerical simulations with the nonhydrostatic Meso-NH model, have been used to analyze the associated flow structure in connection with the underlying topography. The simulations were performed with an interactive grid-nesting procedure and a mixed-phased microphysical scheme. This paper has focused on the dynamical aspects of the orographic-flow modifications.

Both observed and simulated wind fields revealed an overall upslope warm (high θ_e) flow from the south over an overall downslope cold (low θ_e) flow originating from the north. Maximum upward motions occurred on or ahead of the windward steepest slopes of the orography, which were progressively overlapped by the cold northerly air. The mutually consistent observed and simulated precipitation and wind fields clearly identified low-level flow convergence associated with the cold front, and cold air from north of the Alps as important factors in setting up these upward motions, in addition to orographic effects. This cold air was found to wrap

around the eastern edge of the Alpine chain and to delimit a warm frontal surface that was overrun by the warm southerly air ahead of the cold front. Its southwestward progression had a blocking effect and contributed to modulating the airflow over the mountains. Therefore the maximum updraft cores located upstream of the steepest slopes appeared as a consequence of the convergence between warm southerly and cold northeasterly flows.

It has also been found that the vertical flux of the along-line momentum resulted largely from mean vertical transport and was enhanced on the windward slope of the main mountain peak. The vertically averaged dynamic pressure perturbation diagnosed from the along-line momentum equation in a two-dimensional framework revealed that the common feature of wind acceleration on the lee side was a manifestation of a pressure-gradient force that acted from south to north, and that the dynamic pressure perturbation was closely linked to the mountain shape.

The relative roles of the broader- and finer-scale topography have been analyzed through additional numerical experiments in which the orography was smoothed. In particular, it was found that the smoother the terrain is, the faster the cold and warm fronts progress southeastward, highlighting the role of at least a 1-km orography scale in retarding the frontal system.

Acknowledgments. We are indebted to Dr. Evelyne Richard and to Juan Escobar for their help and advice on the use of the Meso-NH model. Data from the Fossilon Di Grado radar were provided by ERS/CSA Friuli-Venezia Giulia. Airborne radar data were provided by NCAR (sponsored by the National Science Foundation) and by NOAA. We thank the NCAR/RAF and NOAA/AOC aircraft crews for their dedication during MAP. We also thank the anonymous reviewers for their helpful comments and suggestions. Financial support for the French MAP participation was provided by the Institut National des Sciences de l'Univers (INSU), Météo-France, Electricité de France, and Centre National d'Etudes Spatiales. This study was supported by grants from the Programme Atmosphère Océan à Moyenne Echelle from INSU.

REFERENCES

- Bechtold, P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart, and E. Richard, 2001: A mass flux convection scheme for regional and global models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 869–886.
- Binder, P., and C. Schär, Eds., 1996: MAP design proposal, 75 pp. [Available from MAP Programme Office, MeteoSwiss, CH-8044, Zürich, Switzerland.]
- Bougeault, P., and Coauthors, 2001: The MAP special observing period. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, 433–462.
- Bousquet, O., and M. Chong, 1998: A multiple-Doppler synthesis and continuity adjustment technique (MUSCAT) to recover wind components from Doppler radar measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**, 343–359.
- , and —, 2000: The oceanic mesoscale convective system and

- associated mesovortex observed on 12 December 1992 during TOGA-COARE. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 189–211.
- Buzzi, A., and L. Foschini, 2000: Mesoscale meteorological features associated with heavy precipitation in the southern Alpine region. *Meteor. Atmos. Phys.*, **72**, 131–146.
- , N. Tartaglione, and P. Malguzzi, 1998: Numerical simulations of the 1994 Piedmont flood: Role of orography and moist processes. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2369–2383.
- Caniaux, G., J.-L. Redelsperger, and J.-P. Lafore, 1995: A numerical study of the stratiform region of a fast moving squall line. Part II: Relationship between mass, pressure, and momentum fields. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 331–352.
- Chong, M., and S. Cosma, 2000: A formulation of the continuity equation of MUSCAT for either flat or complex terrain. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 1556–1564.
- , and Coauthors, 2000: Real-time wind synthesis from Doppler radar observations during the Mesoscale Alpine Programme. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **81**, 2953–2962.
- Cosma, S., E. Richard, and F. Miniscloux, 2002: The role of small-scale orographic features in the spatial distribution of precipitation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 75–92.
- Courtier, P., and J.-F. Geleyn, 1988: A global numerical weather prediction model with variable resolution: Application to the shallow-water equations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **114**, 1321–1346.
- Cuxart, J., P. Bougeault, and J.-L. Redelsperger, 2000: A turbulent scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 1–30.
- Doswell, C. A., C. Ramis, R. Romero, and S. Alonso, 1998: A diagnostic study of three heavy precipitation episodes in the western Mediterranean region. *Wea. Forecasting*, **13**, 102–124.
- Durran, D. R., 1986: Another look at downslope windstorms. Part I: The development of analogs to supercritical flow in an infinitely deep, continuously stratified field. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 2527–2543.
- Egger, J., and K. P. Hoinka, 1992: Fronts and orography. *Meteor. Atmos. Phys.*, **48**, 3–36.
- Ferretti, R., S. Low-Nam, and R. Rotunno, 2000: Numerical simulations of the Piedmont flood of 4–6 November 1994. *Tellus*, **52A**, 162–180.
- Frei, C., and C. Schär, 1998: A precipitation climatology of the Alps from the high-resolution rain-gauge observations. *Int. J. Climatol.*, **18**, 873–900.
- Georgis, J.-F., F. Roux, and P. H. Hildebrand, 2000: Observation of precipitating systems over complex orography with meteorological Doppler radars: A feasibility study. *Meteor. Atmos. Phys.*, **72**, 185–202.
- Grossman, R. L., and D. R. Durran, 1984: Interaction of low-level flow with the western Ghat Mountains and offshore convection in the summer monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 652–672.
- Houze, R. A., Jr., 1993: *Clouds Dynamics*. Academic Press, 573 pp.
- , C. N. James, and S. Medina, 2001: Radar observations of precipitation and airflow on the Mediterranean side of the Alps: Autumn 1998 and 1999. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 2537–2558.
- Kain, J. S., and J. M. Fritsch, 1993: Convective parameterization for mesoscale models: The Kain–Fritsch scheme. *The Representation of Cumulus in Numerical Models of the Atmosphere*. *Meteor. Monogr.*, No. 46, Amer. Meteor. Soc., 165–170.
- Kerkmann, J. K. H., 1996: Case studies of severe convective storms in the Friuli area. *Map Newsletter*, No. 4, MeteoSwiss, 6–12. [Available online at <http://www.map.ethz.ch/newsletter4.htm>.]
- Kljun, N., M. Sprenger, and C. Schär, 2001: Frontal modification and lee cyclogenesis in the Alps: A case study using the ALPEX reanalysis data set. *Meteor. Atmos. Phys.*, **78**, 89–106.
- Lafore, J. P., and Coauthors, 1998: The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I: Adiabatic formulation and control simulations. *Ann. Geophys.*, **16**, 90–109.
- Lazić, L., and I. Tošić, 1998: A real data simulation of the Adriatic bora and the impact of mountain height on bora trajectories. *Meteor. Atmos. Phys.*, **66**, 143–155.
- Queney, P., 1948: The problem of airflow over mountains: A summary of theoretical studies. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **29**, 16–26.
- Rotunno, R., and R. Ferretti, 2001: Mechanisms of intense Alpine rainfall. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1732–1749.
- Schneiderer, M., and C. Schär, 2000: Idealised numerical experiments of Alpine flow regimes and southside precipitation events. *Meteor. Atmos. Phys.*, **72**, 233–250.
- Sénési, S. P., P. Bougeault, J.-L. Chêze, P. Cosentino, and R. Thepenier, 1996: The Vaison-La-Romaine flash flood: Mesoscale analysis and predictability issues. *Wea. Forecasting*, **11**, 417–442.
- Smith, R. B., and J. L. Sun, 1987: Areal observations of the Yugoslavian bora. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 269–297.
- Stein, J., E. Richard, J.-P. Lafore, J.-P. Pinty, N. Asencio, and S. Cosma, 2000: High-resolution non-hydrostatic simulations of flash-flood episodes with grid-nesting and ice-phase parameterization. *Meteor. Atmos. Phys.*, **72**, 203–221.
- Steinacker, R., 1981: Analysis of the temperature and wind field in the Alpine region. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, **17**, 51–62.

Chapitre 6

POIs 4, 8, 9 et 15 : comparaison d'évènements pluvieux stratiformes sur la région du Lac Majeur

Sommaire

6.1 Principaux résultats	138
6.1.1 Caractéristiques générales des POIs	138
6.1.2 Manifestations du blocage	142
6.1.3 Comparaison des POIs	147
6.2 Article	149

La phase expérimentale de MAP a donné lieu à plusieurs POIs pour lesquelles les systèmes précipitants n'ont pas révélé une structure convective marquée dans la région du Lac Majeur, mais plutôt des cellules isolées dans un environnement pluvieux stratiforme.

Dans ce chapitre, nous présentons une étude de quatre d'entre elles sous la forme d'un article révisé, soumis à *Monthly Weather Review*, précédé d'un résumé étendu reprenant les principaux résultats. Il s'agit des POIs 4 (30 septembre 1999), 8 (21 octobre 1999), 9 (23 octobre 1999) et 15 (6 novembre 1999).

Comme les épisodes de pluies convectives intenses, ces POIs sont associées à l'avancée d'un front froid d'ouest en est amenant un flux d'air méditerranéen et/ou adriatique sur les pentes alpines. L'objectif de cette étude est d'établir les raisons pour lesquelles les cumuls de pluie associés à chacune de ces POIs n'ont pas été conséquents dans la LMTA. MAP a pour ambition

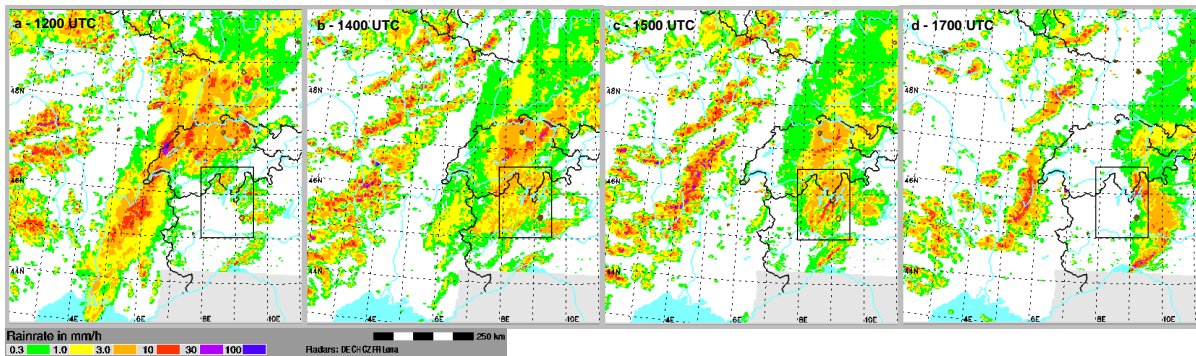


FIG. 6.1 – Composite Alpin des intensités de précipitations estimées par mesures radars le 30 septembre 1999 - POI 4, à (a) 1200, (b) 1400, (c) 1500 et (d) 1700 UTC. Le cadre noir indique la zone LMTA.

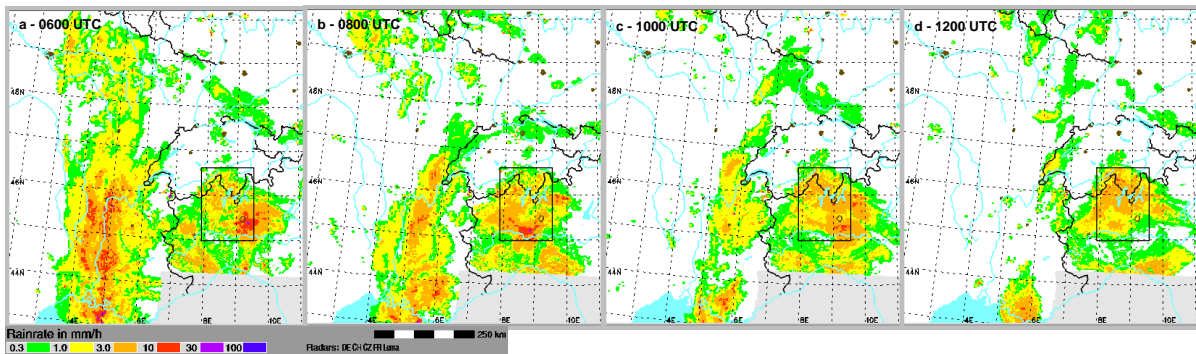


FIG. 6.2 – Composite Alpin des intensités de précipitations estimées par mesures radars le 21 octobre 1999 - POI 8, à (a) 0600, (b) 0800, (c) 1000 et (d) 1200 UTC. Le cadre noir indique la zone LMTA.

d'améliorer les prévisions de précipitations intenses dans les régions alpines, il apparaît essentiel de connaître l'ensemble des conditions atmosphériques qui sévissent dans ces régions et amènent aux précipitations, le basculement des conditions de pluies intenses à modérées n'étant pas encore bien défini.

6.1 Principaux résultats

6.1.1 Caractéristiques générales des POIs

Systèmes précipitants

Les figures 6.1, 6.2, 6.3 et 6.4 présentent l'évolution temporelle des précipitations sur l'est de la France, le nord-ouest de l'Italie, la Suisse et l'Allemagne pour les POIs 4, 8, 9 et 15 respectivement. Ces précipitations sont associées à la progression, globalement vers l'est, d'un

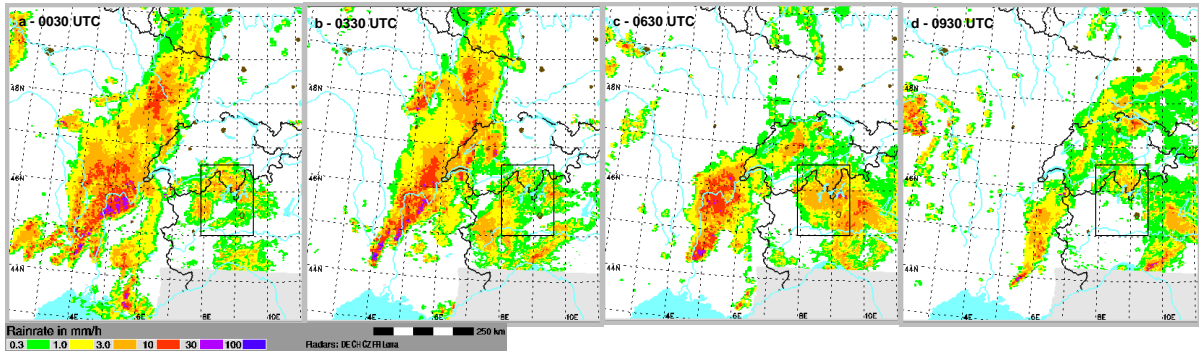


FIG. 6.3 – Composite Alpin des intensités de précipitations estimées par mesures radars le 23 octobre 1999 - POI 9, à (a) 0030, (b) 0330, (c) 0630 et (d) 0930 UTC. Le cadre noir indique la zone LMTA.

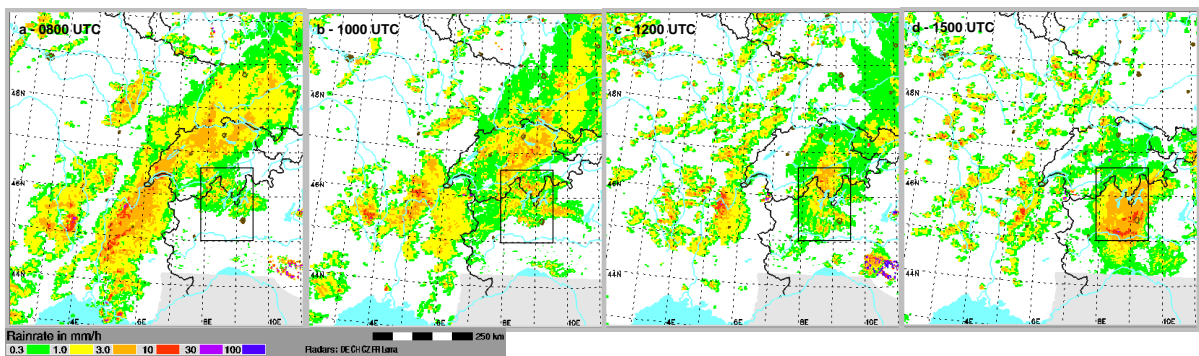


FIG. 6.4 – Composite Alpin des intensités de précipitations estimées par mesures radars le 6 novembre 1999 - POI 15, à (a) 0800, (b) 1000, (c) 1200 et (d) 1500 UTC. Le cadre noir indique la zone LMTA.

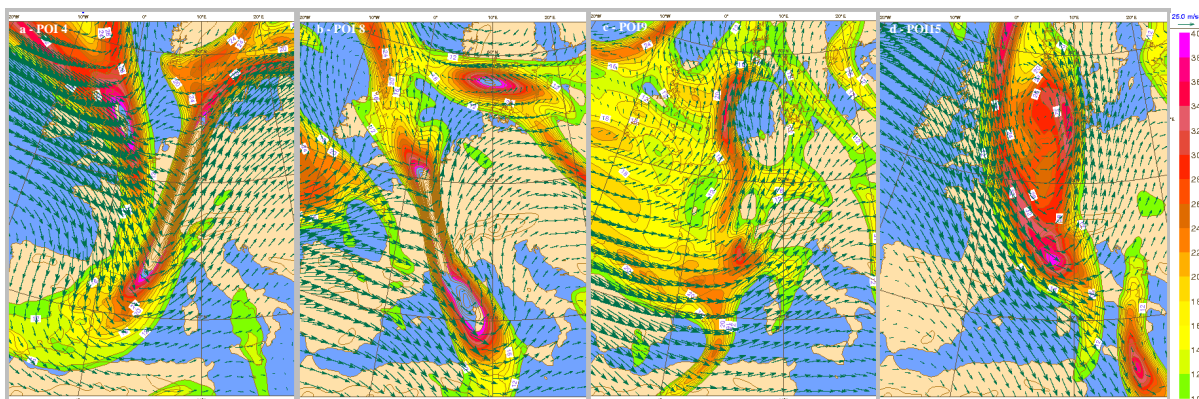


FIG. 6.5 – Prévisions des champs de vent (flèches) et de tourbillon absolu (échelle colorée, en $10^{-5} s^{-1}$) de ECMWF pour (a) la POI 4 - 30 septembre 1999 à 18 UTC (+18 heures), (b) la POI 8 - 21 octobre 1999 à 12 UTC (+12 heures), (c) la POI 9 - 23 octobre 1999 à 06 UTC (+18 heures) et (d) la POI 15 - 6 novembre 1999 à 12 UTC (+24 heures).

thalweg d'altitude (fig.6.5) et du front froid associé en surface. Comme on peut le voir sur ces figures, soit les larges bandes précipitantes passent directement d'ouest en est, c'est le cas de la POI 4 (figs.6.1), soit elles s'érodent « sur place » à l'ouest des Alpes, POIs 8 et 9 (figs.6.2 et 6.3). La POI 15 est un cas mixte : la partie nord de la bande précipitante progresse vers l'est dans le temps, alors que la partie sud, bloquée par les Alpes finit par se dissiper sur le sud-est de la France avec l'établissement du Mistral. L'effet du Mistral est particulièrement visible dans la vallée du Rhône sur la figure 6.4-d. Les deux situations, passage et/ou érodation, font apparaître des pluies sur la LMTA, qui s'évacuent rapidement pour les POIs 4, 9 et 15. L'évolution de ces bandes pluvieuses dénote déjà des modifications que subissent les fronts froids lors de leur interaction avec la barrière alpine, et de leur faculté à passer plus ou moins facilement l'obstacle qu'elle représente. Il est intéressant de noter que les plus forts cumuls horaires ont touché les flancs ouest des Alpes, zones d'interaction directe. Le manque d'instrumentation dans ces régions est un point faible de MAP, comme le souligne Houze (2001), celle-ci aurait permis d'étudier l'influence orographique sur les fronts en terme de production/accentuation des précipitations en étant au sein du phénomène.

Néanmoins, quelques POIs de MAP illustrent parfaitement le passage du front en relation avec l'accentuation des précipitations, les mesures de surface indiquent que c'est le cas des POIs 4 et 15.

Environnement alpin en basses couches

La figure 6.6 représente les conditions de vent et de température potentielle pour les POIs 4, 8, 9, et 15 avant que celles-ci donnent les principales précipitations qui ont touché la LMTA. Des similitudes apparaissent entre les POIs 4, 9 et 15 avec un flux général de sud entrant dans la LMTA (figs.6.6a,c,d). Pour la POI 8, ce flux est de sud-est (fig.6.6b). Malgré ces conditions de flux favorables, les observations réalisées suggèrent des situations de blocage. Les radio-sondages de Milan indiquent une structure générale stable de ces flux, pour les quatre POIs (voir les figures 3 (POI 4), 7 (POI 8), 14 (POI 9) et 19 (POI 15) de l'article). Cependant, le blocage s'est opéré différemment pour chacune des POIs, et c'est l'intérêt de notre étude d'en analyser et comparer les variantes.

Du côté continental des Alpes de l'ouest (i.e. côté français et suisse), on observe des caractéristiques différentes. Les POIs 4 et 9 présentent un flux général similaire de sud-ouest (figs.6.6a et c), présent également en altitude et associé au flux sur le côté est du thalweg

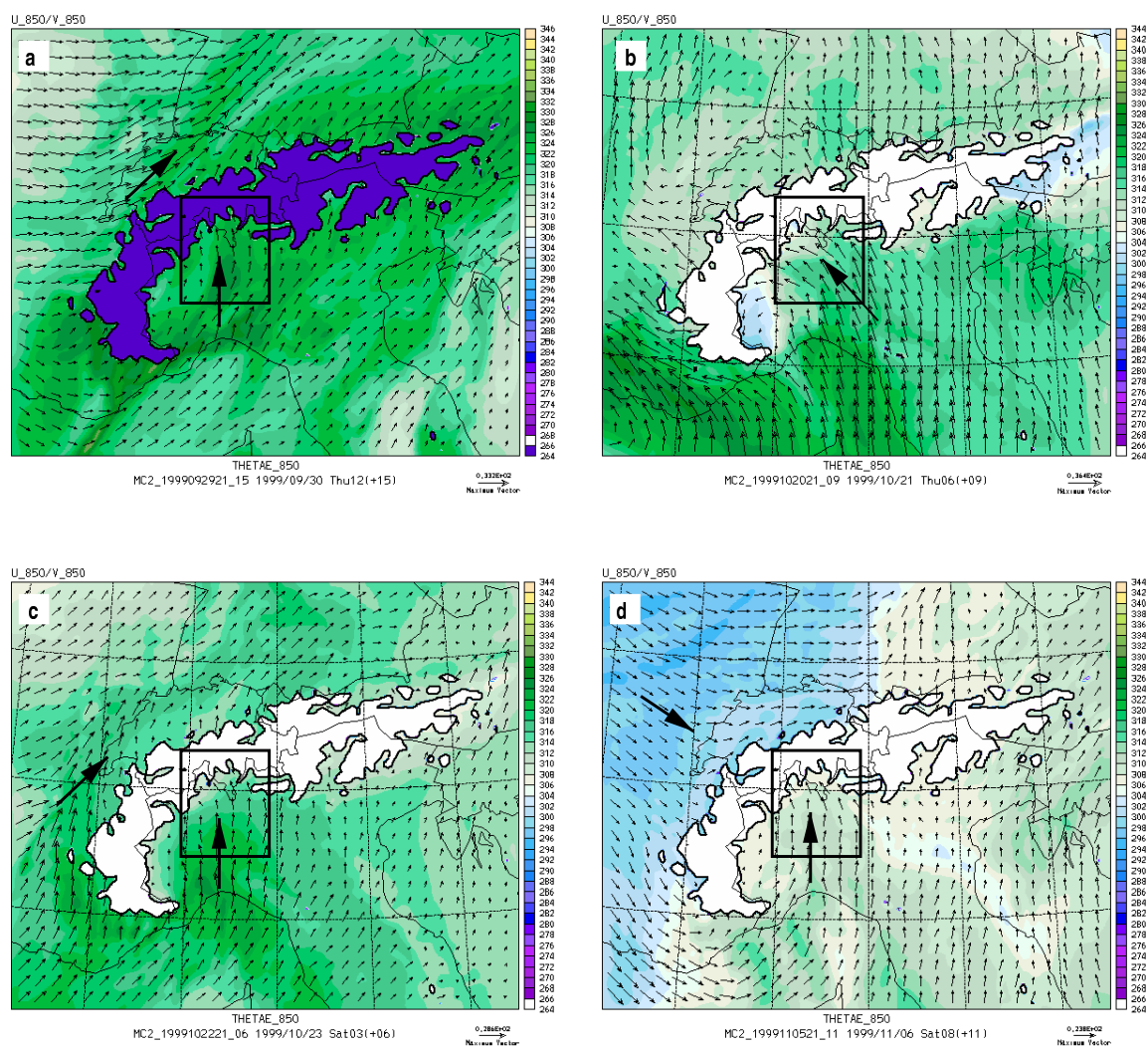


FIG. 6.6 – Champs de vent et de température potentielle équivalente à 850 hPa restituées par le modèle MC2 (initialisation à 2100 UTC) les (a) 30 septembre 1999 à 1200 UTC (+15 heures) - POI 4, (b) 21 octobre 1999 à 0600 UTC (+09 heures) - POI 8, (c) 23 octobre 1999 à 0300 UTC (+06 heures) - POI 9 et (d) 6 novembre 1999 à 0800 UTC (+11 heures) - POI 15. Le cadre noir indique la zone LMTA. La région sans données représente le massif alpin au-dessus de 850 hPa.

d'altitude de chacune des deux POIs (figs.6.5-a,c). La POI 15 est caractérisée par un puissant thalweg d'orientation sud-nord (fig.6.5-d) qui génère un flux de nord-ouest sur la partie ouest des Alpes, et un flux de sud dans la LMTA. On retrouve ces caractéristiques en basses couches (fig.6.6d). Pour la POI 8, aucune direction n'est vraiment bien établie au nord des Alpes, le flux général en basses couches comme en altitude est de sud-est.

6.1.2 Manifestations du blocage

La figure 6.7 présente les observations par les radars Doppler au sol (Monte-Lema, RON-SARD et SPOL), des champs de précipitations dans la LMTA à un moment où l'effet de blocage du flux dirigé vers les parois alpines se manifeste sur la localisation des précipitations.

Les précipitations apparaissent étalées, avec des maxima ne dépassant pas ou peu 40 dBZ¹⁹. Les POIs 4 et 9 ont ici un second aspect commun : la présence de cellules isolées dans un environnement plus stratiforme (le premier aspect étant la configuration des flux environnant l'ouest des Alpes - fig.6.6).

La caractéristique principale à noter de cette figure est le détachement des cellules précipitantes des pentes. En effet, les pluies les plus marquées (réflectivité $>$ à 40 dBz pour les POIs 4, 8 et 15 - figs.6.7a, b, d - et $>$ à 35 dBz pour la POI 9 - fig.6.7c) occupent essentiellement la plaine du Pô, alors que quelques heures auparavant (quand le blocage n'était pas encore établi) la situation était différente au moins pour les POIs 4, 9 et 15 (voir les figures de l'article : 4 (POI 4), 15 (POI 9), et 20 (POI 15) qui montrent l'évolution temporelle des champs de vent et de réflectivité). Les précipitations étaient alors localisées au pied des Alpes, et sur les premières pentes.

La délocalisation des précipitations loin des pentes alpines est une manifestation du blocage du flux d'alimentation commune aux quatre POIs. Cependant, mis à part la stabilité de ce flux, l'origine du blocage diffère pour certaines d'entre elles.

POI 4

La POI 4, ou plus précisément les observations radar auxquelles elle a donné lieu, correspondent au passage d'un front froid, avec les deux phases avant et après passage. Durant la

¹⁹. ce qui représente environ 12 mm.h^1 , d'après la relation Z-R 3.1, avec $a = 265$ et $b = 1,45$

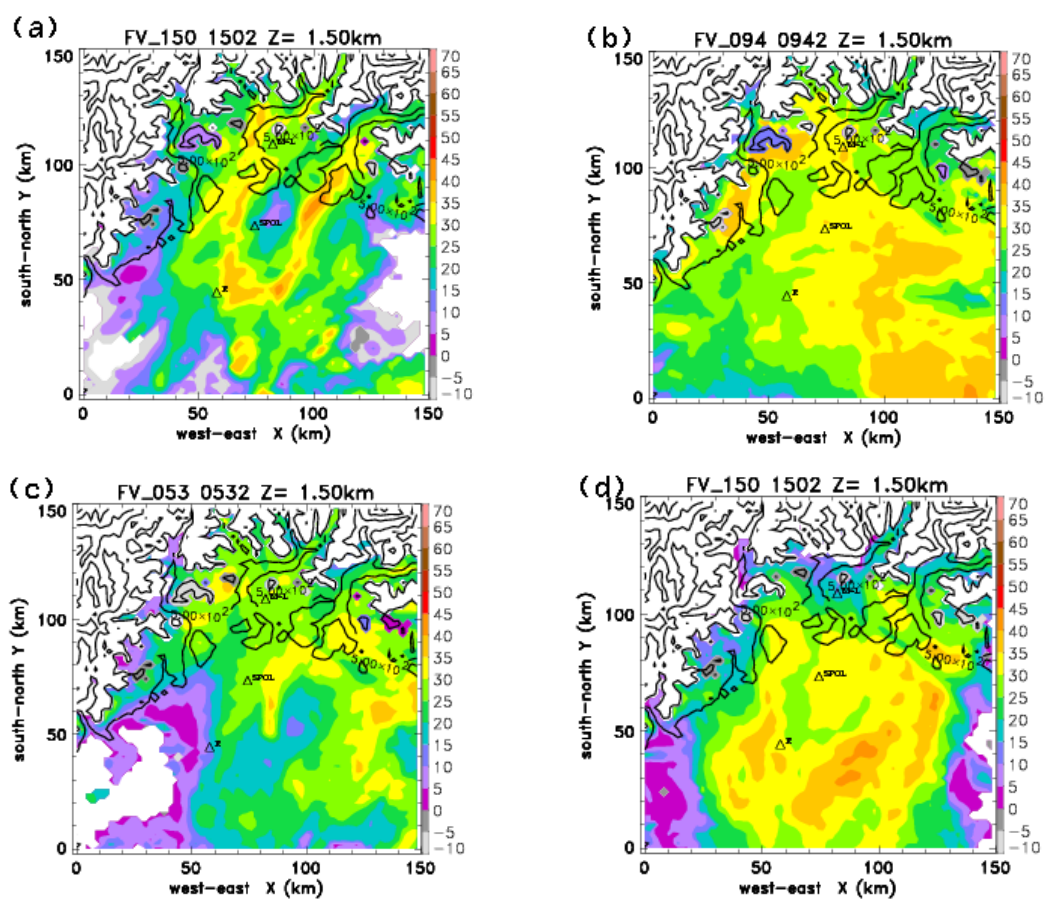


FIG. 6.7 – Champs de précipitations à 1.5 km d'altitude, restitués par les radars Doppler au sol RONSARD, Monte-Lema et Spol dans la LMTA les (a) 30 septembre 1999 à 1502 UTC - POI 4, (b) 21 octobre 1999 à 0942 UTC - POI 8, (c) 23 octobre 1999 à 0532 UTC - POI 9 et (d) 6 novembre 1999 à 1502 UTC - POI 15. Le relief est représenté par les isocontours 500, 1500, 2500 m, ...

phase pré-frontale, un flux de sud-est en basses couches, se dirige vers les pentes de la partie ouest de la LMTA (cf. fig.1 de l'article), y générant des précipitations (cf. fig.4 de l'article). Dans le temps, un flux post-frontal d'ouest envahit la LMTA. Le flux d'alimentation est alors non plus bloqué par les pentes alpines, mais par ce flux post-frontal dévalant les pentes des Alpes de l'ouest, à l'origine du déplacement des cellules précipitantes vers l'est (cf. fig.5 de l'article).

POI 8

Le cas de blocage illustré par la POI 8 est exceptionnel dans le sens où il a été le plus marqué de toute la phase expérimentale, et il a perduré quasiment pendant 24 heures. Les premières précipitations sont apparues dès la soirée du 20 octobre, sont allées crescendo en intensité jusqu'à 1200 UTC le 21 octobre, puis ont commencé à s'atténuer en relation avec le passage du front d'ouest en est. Les données de surface à Milan indiquent un passage vers 1500 UTC.

Les radars Doppler sol de la LMTA ont recueilli des données de 0200 à 1200 UTC, le 21 octobre, période durant laquelle le blocage était bien établi et qui se situe avant le passage du front.

Cette période, illustrée par les figures 8 et 9 de l'article, montre un flux entrant dans la LMTA, d'est à sud-est selon l'heure d'observation, dévié vers le sud par les pentes de la partie ouest de la LMTA. Le flux de nord ainsi généré a une épaisseur de l'ordre du kilomètre.

Nous ouvrons ici une parenthèse pour rappeler des résultats importants d'autres études portant sur la POI 8. Celles-ci ont montré en particulier que les vallées adjacentes de la LMTA alimentaient continuellement la couche en flux de nord, par un « *down valley flow* », i.e. un flux de basses couches opposé en direction au flux incident sur les pentes (Bousquet and Smull 2003, Steiner et al. 2003). Steiner et al. (2003) expliquent l'existence de ce flux de basses couches naissant dans les vallées alpines par la stratification de l'atmosphère qui a caractérisé la POI 8. Le radiosondage de Milan indique une atmosphère saturée en dessous du niveau 650 hPa, avec une couche très stable entre 900 et 800 hPa (fig.7 de l'article). C'est la couche située au-dessus de cette inversion qui est génératrice des précipitations, lorsqu'elle s'élève au niveau des pentes, sur la masse d'air stable. La fonte et l'évaporation des hydrométéores dans cette masse d'air sont à l'origine du *down valley flow*. Bousquet and Smull (2003) ont mis en évidence que l'existence du flux de nord sur la partie ouest de la plaine du Pô modifie substantiellement la localisation des précipitations. En effet, la masse d'air au-dessus de 800 hPa à Milan génère

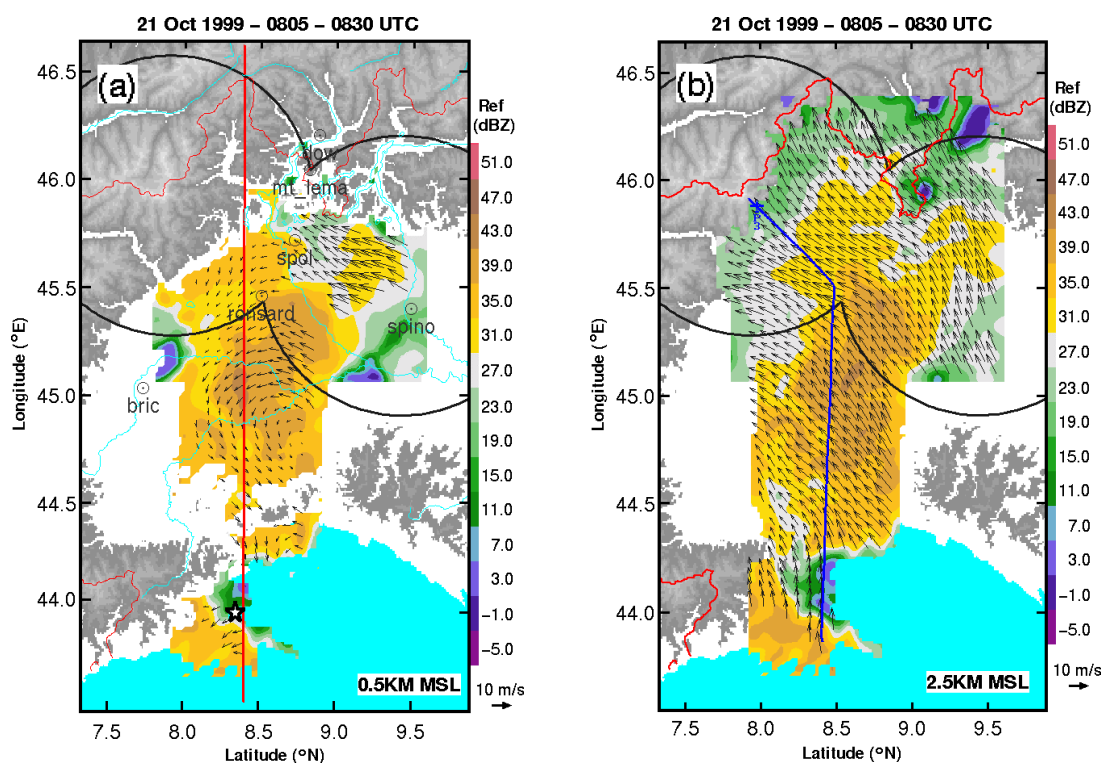


FIG. 6.8 – Champs de réflectivité et de vent observés par les radars Doppler sol RONSARD et Monte-Lema, et aéroporté P3, le 21 octobre 1999 - POI 8 - entre 0805 et 0830 UTC, à (a) 0.5 et (b) 2.5 km d'altitude. Les lignes bleues dans (a) indiquent la localisation des lacs et rivières. (d'après Bousquet and Smull 2003)

des pluies lorsqu'elle s'élève sur cette couche froide dans un premier temps, puis au niveau des pentes alpines. Il en résulte les champs de réflectivité de la figure 8 de l'article dans la LMTA. L'ampleur du blocage de la POI 8 s'accroît dans le temps : le flux d'air froid s'épaissit et finit par atteindre la mer Ligure (fig.6.8).

Les études menées par Bousquet and Smull (2003) et Steiner et al. (2003) nous permettent d'identifier l'origine des flux mis en jeu dans la LMTA. Un flux d'alimentation des précipitations d'est à sud-est en provenance de la mer Adriatique, qui est dévié en basses couches et qui s'associe au *down valley flow* pour créer un flux de nord froid qui quitte la LMTA par le

sud-ouest.

Les données des radars Doppler sol nous ont permis également d'associer à la fluctuation dans le temps du flux d'alimentation d'est à sud-est le déplacement des maxima de précipitations : lorsque le flux est d'est, les précipitations s'intensifient sur la portion est de la LMTA, lorsqu'il est plus de sud-est, les maxima sont sur la portion ouest (figs.8 et 10 de l'article). D'après l'étude de Richiardone and Manfrin (2002), basée sur l'analyse des données d'un réseau de microbaromètre et de pluviomètre dans la partie ouest de la plaine du Pô, les ondes de gravité pourraient avoir une liaison avec cette oscillation.

POI 9

Comme pour la POI 8, l'épisode pluvieux dans la LMTA de la POI 9, observé par les radars Doppler sol, est associé à une situation pré-frontale, faisant apparaître bien évidemment une situation de blocage. Le flux entrant dans la LMTA est de sud (fig.6.6.c), stable, il subit une déviation vers l'ouest à l'approche des pentes (fig. 15 de l'article). A ce moment, des pluies stratiformes se développent au pied du relief et s'intensifient sur les premières pentes dans la partie ouest de la LMTA. Dans le temps et avec la progression du front froid, le flux d'alimentation des pluies vire à sud-ouest. Cette évolution est corrélée avec le déplacement des précipitations à l'est du domaine.

Des coupes verticales effectuées dans les champs de réflectivité et de vent des radars Doppler sol indiquent un épaississement du flux d'altitude au détriment du flux d'alimentation des précipitations (fig. 16 de l'article). Ce dernier est alors bloqué, il n'atteint pas avec la même force les pentes ouest alpines. Les précipitations se développent en conséquence davantage sur la plaine du Pô.

POI 15

La POI 15 est un épisode pluvieux pour lequel le blocage est associé au passage du front, tout comme la POI 4. L'originalité de la POI 15 vient du fait que le passage frontal s'effectue non plus d'ouest en est, mais de nord-ouest en sud-est, et qu'elle est associée à une cyclogénèse dans le sillage des Alpes (cf. fig. 18.b de l'article).

L'analyse des données des radars Doppler sol montre initialement un flux de sud en basses

couches dans la LMTA (fig. 20 de l'article). Ce flux génère des précipitations stratiformes sur les pentes alpines, avec des maxima sur les pentes ouest. La localisation des maxima s'explique par la légère déviation du flux d'alimentation, relativement stable (cf. radiosondage de Milan fig.19 de l'article), vers l'ouest. Le degré de déviation subie par le flux pour la POI 15 est malgré tout insignifiant comparé aux trois autres POIs.

Dans le temps, le front orienté sud-ouest/nord-est, situé au nord des Alpes initialement, progresse vers le sud-est et passe les crêtes alpines. Dans la LMTA, cela se traduit par l'établissement d'un flux de nord dans la partie ouest. Ce flux bloque le flux de sud, qui est alors dévié vers l'ouest bien en amont des pentes. Les précipitations se décollent des massifs et s'étendent progressivement à la plaine du Pô. A la fin de la période d'observation des radars, le flux de nord a complètement envahi la LMTA.

6.1.3 Comparaison des POIs

Comparaison avec des études antérieures

Les cas d'étude d'épisodes pluvieux dont nous disposons actuellement traitent pour la plupart de situations de précipitations intenses. En se basant sur ces études, Lin et al. (2001) ont établi une liste de conditions qui paraissent être favorables aux forts cumuls de pluie (cf. *chapitre 1 §1.5*). L'analyse des POI 4, 8, 9 et 15 a permis de déterminer le ou les ingrédients manquants, ce qui « valide » la liste de Lin et al. (2001). Dans la même logique, nous avons comparé notre analyse à une étude climatologique sur les automnes 1998-99 (Houze et al. 2001) basé sur deux critères : la direction du vent et le nombre de Froude. En particulier, la moyenne climatologique indique que les situations pour lesquelles les taux précipitants sont les plus forts, correspondent à des situations de flux de sud à sud-est dans la couche 925-700 hPa, ce qui est le cas des quatre POIs. Par contre, le critère du nombre de Froude des précipitations intenses n'est pas rempli au moins pour trois d'entre elles, i.e. le flux contourne les Alpes (il est dévié vers l'ouest à proximité des pentes alpines dans la LMTA). La POI 15, qui présente seulement une légère déviation en début d'observation, aurait pu, selon les critères de Houze et al. (2001), amener à des taux de pluie importants dans la LMTA si le blocage du flux d'alimentation par le flux post-frontal n'avait pas été effectif.

Ingrédients communs

Les POIs 4, 8, 9 et 15, cas de précipitations modérées dans la LMTA, présentent des similitudes discutées dans le dernier paragraphe de l'article. Nous rappelons en particulier :

- (i) la présence d'un thalweg d'altitude et du front froid associé approchant les Alpes ;
- (ii) la présence d'un flux stable en basses couches pénétrant la LMTA, ainsi que d'un jet ;
- (iii) la déviation, causée par l'orographie, vers l'ouest du flux incident stable ;
- (iv) l'existence du blocage du flux d'alimentation en amont des pentes à l'origine du déplacement des précipitations sur la plaine du Pô.

6.2 Article

Characteristics of some Frontal Stratiform Precipitation Events South of the Alpine Chain during Map

Stéphanie PRADIER, Michel CHONG, and Frank ROUX

*Laboratoire d'Aérodologie, CNRS and Université Paul Sabatier,
Toulouse, France*

Submitted to Monthly Weather Review

(April 2002)

Revised Version, August 2002

Corresponding author address: Stéphanie Pradier, Laboratoire d'Aérodologie, 14 Avenue
Edouard Belin, 31400 Toulouse, France.

E-mail: Stephanie.Pradier@aero.obs-mip.fr

ABSTRACT

Among the 17 intensive observation periods (IOP) of the Mesoscale Alpine Programme conducted during the fall of 1999 on the southern side of the Alps, most of them were associated with fronts advancing toward the Alpine chain from the west. These frontal situations were accompanied by enhanced and persistent orographic precipitation or more moderate widespread precipitation over the Lago Maggiore target area of MAP. This paper focuses on four specific events producing mostly moderate precipitation with embedded convection in this region where three ground-based Doppler radars were deployed. These events were observed during IOPs 4 (30 September 1999), 8 (21 October), 9 (23 October) and 15 (6 November), respectively, and they corresponded to blocked cases of upstream moist flows from the Mediterranean as the frontal systems passed rapidly over the Alps, except for IOP 8.

The flow conditions that were prevalent in setting up precipitation are deduced from the radar observations. In particular the blocking flows that forced precipitation maxima to occur away from the relief instead of being concentrated on the windward slopes are investigated using these spatial and temporal radar samplings. Multiple aspects of the blocking flows are noted. It is found that post-frontal flow in IOPs 4 and 15 had a primary role in blocking the incoming flow. The vertical extension and the intensity of the latter modulate precipitation production and duration over the Lago Maggiore region. In IOPs 4 and 9, westerly-to-northwesterly downslope flow directly opposed the incoming south-southeasterly moist flow, but the thickness and intensity of this southerly inflow was larger in IOP 9, which yielded longer rain duration. Both events were associated with foehn effects. In IOP 15, the southerly incoming flow was strong enough to rise over a deep and strong northerly downslope post-frontal cold flow which was probably enhanced by melting and evaporation of hydrometeors, and behaved like a severe downslope wind. The IOP 8 event is a case of slow frontal passage that was accompanied with persistent stratiform precipitation over the LMMA. The blocking mechanism was the stable character of the east-southeasterly incoming flow which favored flow deflection (barrier flow) along the southeastward-facing slopes of the Alps. Previous investigations of this IOP 8 event have revealed an upstream flow reversal in river valleys (called down-valley flows directed off the barrier and generated by melting and evaporation) that could reinforce the blocking of the incoming flow. It is also found that gravity waves activity during IOPs 8 and 9 modulated the precipitation distribution over LMMA.

1. Introduction

Within the wet Mesoscale Alpine Programme (MAP) – Special Observing Period (SOP, Bougeault et al. 2001), several precipitation events were observed in association with eastward moving fronts over the Alps. Because of the broadly curved Alpine range, frontal precipitation enhancement by the terrain mainly affected the continental side of the Alps, i.e. French and Swiss Alpine sides, as revealed by the observations of the Alpine radar network. As discussed in Houze (2001), the MAP intensive observations almost exclusively made on the Mediterranean side with ground-based and airborne radars do not address all the orographic precipitation processes reviewed by Smith (1979). However many aspects of the flow conditions leading to precipitation enhancement can be captured in this region climatologically prone to heavy rains (Frei and Schär 1998) that ultimately cause floods in extreme situations (e.g., Buzzi et al. 1998; Ferretti et al. 2000). This is due to the Alpine terrain configuration which interacts with frontal systems approaching the range from the west, producing flow retardation and modification (Steinacker 1981; Kljun et al. 2001) in such a way that strong and persistent low-level southwesterly-to-southerly (from the Mediterranean Sea) flow impinges on the south-facing slopes of the Alps. This flow provides the moisture feeding the precipitation on the south side of the Alps, frequently associated with orographic cells triggered by upslope advection (Buzzi et al. 1998; Schneidereit and Schär 2000; Rotunno and Ferretti 2001; Houze et al. 2001; among others).

Among the 17 Intensive Observation Periods (IOPs) conducted during the fall of 1999, including those related to the dry MAP component dedicated to mountain airflow dynamics (e.g., foehn-related phenomena, gravity wave breaking, downslope windstorms), situations with enhanced and persistent orographic precipitation were intensively explored in the so-called Lago Maggiore target area (LMTA) where a special network of seven ground-based radars was deployed (Binder et al. 1999). The most intense ones were those of IOP 2a (17-18 September 1999, Richard et al. 2002, Tabary 2002) and IOP 2b (19-20 September, Asencio et al. 2002, Georgis et al. 2002), when low-level frontal structure remained on the western continental side of the Alps. Frei and Hällner (2001) found that rain accumulation over 48 hours exceeded 200 mm at various raingage stations during IOP 2b. Evidently, these cases highlighted the role of the unblocked low-level moist flow which could rise over the terrain. There were also cold frontal situations that yielded moderate widespread precipitation over LMTA, which are analyzed in this paper.

It is interesting to explore the conditions and the effects of the cold front passages on the precipitation pattern in the LMTA. From radar observations during autumns 1998 and 1999 (the year of the MAP SOP), Houze et al. (2001) clearly showed the importance of the upstream flow direction (i.e., the role of the perpendicularity between the local topography and the airstream) and static stability (in terms of Froude number) on the intensity of precipitation over LMTA. More intense precipitation occurred when southerly or southeasterly winds were observed around the 2-km level, with enhancement over the lower windward slopes and the adjacent Po Valley when a high Froude number permitted the flow to pass over the terrain. In situations of low Froude number, the southerly or southeasterly flows were strongly blocked below 2-km altitude, causing precipitation enhancement far upstream of the Alps. Houze et al. (2001) also found that the rainfall over the lower slopes rapidly decreased when the flow turned to either easterly or westerly.

This paper focuses on four specific precipitation events that were observed with three ground-based Doppler radars deployed over LMTA. The selected events are the IOPs 4 (30

September 1999), 8 (21 October), 9 (23 October), and 15 (6 November), respectively. All IOPs except IOP 8 were associated with rapid front displacement, and all were characterized by low-level easterly-to-southeasterly flows in the LMTA. These events were also marked by a blocking effect of these incoming flows. The upstream blocking during the widespread orographic precipitation event of IOP 8 has been recently investigated by Bousquet and Smull (2002, hereafter BS) who pointed out the misforecast of rain amounts in this IOP as a result of a systematic underestimation of depth and extension of the blocked flow by numerical simulations (Smull et al. 2001).

In this study we analyze the flow conditions that could explain moderate precipitation over the LMTA during the four IOPs, over a common domain of interest. In particular, radar observations, model forecasts, soundings and raingage measurements are used to describe and interpret the main features and processes that yielded precipitation maxima away from the sloped terrain. Section 2 describes the various radar data sources used to infer the airflow and precipitation structures, along with the various model products that are useful in putting these observations in a larger scale context. The meteorological conditions and observed structures of the four selected rain events are discussed in sections 3 to 6, respectively. Differences and similarities of the cases studied are discussed in section 7.

2. Radar data sources and meteorological products

Radar observations from the French Centre d'Etudes des Environnements Terrestre et Planétaire's Ronsard C-band Doppler radar located at San Pietro-Mosezzo, Italy, (41.66°N, 8.517°E, 155-m altitude¹), the Swiss Meteorological Agency's operational C-band Doppler radar at the top of Monte Lema (46.042°N, 8.833°E, 1625-m altitude), and the US National Center for Atmospheric Research's S-band Doppler polarimetric (S-Pol) radar at Vergiate, Italy, (45.72°N, 8.73°E, 280-m altitude) are combined to infer the detailed three-dimensional kinematic and precipitation structure of the observed events. This is deduced from the real-time and automated multiple-Doppler analysis method (RAMDAM, Chong et al. 2000), within the domain of interest of 150 km x 150 km shown in Fig. 1b with the main topographic features and geographical references of LMTA and radars locations. Origin of the coordinate system is at 45.06°N, 7.78°E, and horizontal and vertical grid resolutions are 2.0 and 0.5 km, respectively. A detailed description of the radar scanning modes and data processing can be found in Chong et al. (2000). Besides the ground-based radars, a French UHF/VHF wind profiler was installed at Lonate, Italy (41.67°N, 8.72°E, 146-m altitude), approximately midway between Ronsard and S-Pol (see Fig. 1b). Figure 1a gives a larger view of the western and central Europe and identifies some common geographic references. Note that RAMDAM was applied during the MAP SOP operations to the volumes collected by Ronsard and Monte Lema radars. It was also used in other specific MAP case studies involving airborne Doppler radar data (Bousquet and Smull 2002; Pradier et al. 2002).

During the MAP operations, forecasts were provided by a variety of numerical weather prediction models (Bougeault et al. 2001). Products from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) model, the Swiss operational model (SM), and the experimental Canadian Mesoscale Compressible Community (MC2) model are used to describe the large-scale and mesoscale meteorological environment that accompanied the

¹ All altitudes are above mean sea level.

studied events. In the following, the meteorological description of each event is given by the model that provided the forecast in best agreement with the observations.

3. IOP 4 event (30 September 1999)

The IOP 4 event was associated with the passage of a short-wave upper trough that generated southwesterly flow at upper levels through the LMTA. The frontal passage over the Alps induced a brief south foehn event ahead of it, followed by a brief episode of northwesterly flow behind it. The precipitation associated with the frontal system consisted of embedded convection within a wide area of precipitation that extended in a south/southwest-north/northeast direction on the western continental side of the Alps around 0700 UTC, as revealed by the Alpine radar composite. This precipitation band was weakening rapidly as it moved across the mountains, then across the LMTA after 1400 UTC while taking a more north-south orientation in this region. Figure 2a shows the analyzed map of observed surface rainfall over the 24-hour period ending 0600 UTC 01 October 1999, as provided by Frei and Häller (2001) according to the objective analysis by Frei and Schär (1998). It indicates two widespread areas of moderate precipitation (10–40 mm) over the western side of the Alps on the one hand, and the southern side of the eastern Alps on the other hand. A marked in-between clearing zone (region of lightest rain < 10 mm) indicative of foehn effects appeared in the Po Valley to the west of Milan and in the Piedmont region (northwest Italy). At 1500 UTC, MC2 indicated low-level southerly flow of highest equivalent potential temperature (> 324 K) and westerly-to-northwesterly flow of lower θ_E in these respective regions (Fig. 2b) along the curving segment of the Alps. Soundings released at 0600 and 1200 UTC at Milan (Fig. 3) revealed east-southeasterly flow below 1-km altitude veering progressively to south-southwesterly between 1 and 2–3 km and to southwesterly aloft. Meanwhile, destabilization of the lower troposphere (< 500 hPa or 5.5 km) occurred, which was accompanied by a dramatic humidification below the 0°C level (680 hPa or 3.3 km). Examination of wind profiler data from Lonate (not shown) revealed the presence of a low-level jet (17 m s⁻¹) occurring around 1100 UTC.

A major difficulty in analyzing frontal systems is to locate their position on the lee side of the Alps, because their progression from west to east involves flow retardation and modification (Steinacker 1981) and that “there is a complex mix of orographic and latent-heat associated flow features that contribute to the timing and location of the frontal features” as stated in the Project Operation Centre scientific summary² of IOP 15. Surface measurements did not reveal a clear indication of the frontal passage in the Po Valley except at Milan where marked pressure minimum and temperature drop occurred around 1800 UTC. It is probable that foehn effects had occulted these changes on the lee side of the Alps, in addition to the above-mentioned flow perturbations. However, Alpine radar composite and infrared (IR) Meteosat satellite images strongly suggest the frontal passage over LMTA between 1500 and 1600 UTC.

Figures 4a–b and 4c–d present the low-level (0.5 and 2.0 km) flow and radar reflectivity at 1402 and 1502 UTC, respectively. At 1402 UTC, precipitation echoes at 0.5-km altitude (Fig. 4a) were organized as two parallel narrow lines (30 dBZ contours), at the base and nearly 40 km southeastward of the Alps, respectively. These were oriented along the mean upper-level

² http://www.atmos.washington.edu/gcg/MG/MAP/iop_summ.html maintained by Houze.

southwesterly flow. Convective features were also observed farther east over the Po Valley. Fig. 4a also shows a marked low-level southeasterly incoming flow nearly perpendicular to the bands. At 2-km altitude (Fig. 4b), another southwest-northeast oriented zone of maximum reflectivities was observed over the higher Alpine terrain to the northwest of the domain. The overall southwesterly flow in the Po Valley ran along the southwest-northeast oriented foothills of the western Alps (see western side of Fig. 1b), but it was apparently deflected into a southerly direction as it progressed northward over the south-facing slopes. At 1502 UTC (Figs. 4c-d), the westernmost precipitation band completely disappeared, while the two lines to the southeast underwent strong modifications in their southern part with an eastward displacement of the western line away from the Alps such that it joined the eastern band into a U-shape pattern. This probably resulted from the passage of the front over the westernmost crest. Surface data from Macugnaga, Italy (45.97°N, 7.97°E, 1300 m, i.e., at $x=14.6$ and $y=105.5$ km in Fig. 1b) revealed pressure minimum and temperature drop at 1540 UTC. Inspection of Figs. 4c-d reveals the presence of westerly winds to the west of those lines. The lines became more north-south oriented in connection with more pronounced westerly winds to the south (Fig. 4d). These flow characteristics were present up to 4-km altitude (not shown).

Figure 5 shows a series of vertical cross sections at 1502 UTC (along segments AB, CD and CE in Fig. 4c) of winds and radar reflectivity along with the underlying topography. Northwest-southeast cross section along AB (Fig. 5a) is nearly parallel to the 0.5-km inflow but perpendicular to the 2-km winds and the westernmost barrier, and it cuts the U-shape reflectivity pattern at its base. It reveals a downsloping westerly flow through all levels above the relief, which played evidently a primary role in blocking the low-level southeasterly moist flow (a clear evidence of such flow is supported by Fig. 3) from passing over the slopes, leaving the region over the sloped terrain free of enhanced precipitation. Maximum precipitation (at 80 km from A) occurred away from the slopes and resulted mainly from the convergence between the downslope flow and the incoming southeasterly flow. The 30-dBZ contour reached an altitude of 4 km. Part of the westerly flow participated to the organized convective motion which detrained toward northeast at upper levels, due to the overall southwesterly upper-level flow. This detrainment can be observed in the southwest-northeast cross section shown in Fig. 5b, which passes through the precipitation core revealed in Fig. 5a and located at 65 km from C. In that direction nearly parallel to the 2-km flow, local enhancement of precipitation occurred as this southwesterly flow farther impinged on the relief. Another feature was the stratiform character of the precipitation adjacent to the convective cells. North-northeastward vertical cross section (Fig. 5c) clearly indicates the presence of a well-established bright band in the reflectivity pattern below the 0°C isotherm and it was associated with relatively weak vertical velocity over the quasi-flat Piedmont region. Ultimately, the eastward progression of the front was accompanied with precipitation weakening over the Po Valley such that, one hour later, the radar echoes were concentrated on the eastern side of the domain of interest.

4. IOP 8 event (21 October 1999)

The IOP 8 rainfall event resulted from the slow eastward progression of a vigorous baroclinic trough and its associated cold front over the Alpine barrier. East of the front, this situation induced a strong and persistent low-level moist flow from the Mediterranean and Adriatic sea toward the slopes of the western Alps, and favored continuous precipitation over

LMTA and Po Valley during 15 hours. This blocked situation was initially investigated by BS who combined ground-based and airborne radar data to infer the flow conditions over a more extended area than that used in the present study. Some results from BS are reported hereafter.

Analysis of 24-hour (ending 0600 UTC 22 October 1999) observed rainfall amount (Fig. 6a) indicates a widespread moderate precipitation to the south of the Alpine chain with evident enhancement (20-40 mm) on the slopes near Lago Maggiore and also east of Milan which experienced the largest accumulations (40-70 mm). The south-facing slopes of the Maritime Alps and Ligurian Apennines were also prone to heavier accumulations (20-40 mm). IOP 8 was characterized by a broad zone of cool, stable and nearly saturated low-level air channeled along the Po Valley between the Alps and Apennines. At 0900 UTC, southeasterly flow associated with higher θ_E (> 322 K) prevailed at 850 hPa (Fig. 6b), which deflected westward as it approached the western edge of the Po Valley. The Piedmont region was subject to northerly flow of lower θ_E (< 310 K). At upper levels, the flow was primarily from south. Milan sounding at 0600 UTC 21 October 1999 (Fig. 7) indicates the extreme stability of the air mass residing in the Po Valley below 900 hPa, which was overlain by strong inversion through the 900-800 hPa layer. This stable stratification lasted throughout the 21 October day. Surface measurements at Milan indicated that the pressure minimum associated with the frontal passage occurred around 1500 UTC, while wind profiler measurements showed the existence of a low-level jet (24.5 m s^{-1}) at 1100 UTC.

The stable character of the southeasterly flow explained its partial blocking by the Alps, generating a barrier-flow (i.e., a north-northeasterly flow at low levels at the base of the western Alps), and the stratiform nature of the precipitation. Figure 8 which shows a series of four radar reflectivity patterns (0602, 0802, 0942, and 1102 UTC, respectively) at 1.5 km altitude superimposed on the 500-m wind vectors, clearly identifies an easterly to southeasterly flow originating from the eastern Po Valley that decelerated and turned cyclonically toward southwest as it approached the barrier west of the radar baselines. Radar reflectivity > 30 dBZ was observed both in regions of western sloped terrain and quasi-flat areas of the Po Valley. Figure 9 shows a limited W-E vertical cross section of the ground-based radar observations at 0942 UTC and $y=72$ km. The airflow and precipitation structures (Fig. 9a) are quite consistent with those derived from airborne radar observations as discussed in BS. One can note two main regions of reflectivity values larger than 30 dBZ: a westernmost band over the slopes and an easternmost one away from the mountains. The bright band at 2-km altitude was indicative of the stratiform character of precipitation over the flat terrain. The meridional wind component (Fig. 9b) was remarkably well stratified, with a northerly component (negative value) below 1-km altitude. The southerly component (positive value) above was continuously increased and at height > 4 km it became stronger than the easterly component which progressively decreased with altitude (see Fig. 9a).

According to BS, the northerly component resulted from the partly blocked southeasterly flow and a pronounced down-valley return flow from the Lago Maggiore and Toce valleys, directed off the barrier. This cold down-valley flow as observed from airborne Doppler radar and ground-based Doppler-on-Wheels radar involved in MAP, was confined to the layer below the melting level (Steiner et al. 2002), and was interacting with the broader zone of east-southeasterly flow over the Po Valley. These authors found that during persistent rainy periods the subsidence caused by melting and evaporation of precipitation particles contributes to the formation of a down-valley flow within major Alpine river valleys. This flow is directed opposite the flow of moist air that is lifted onto the windward side of the topographic barrier. Also it appears that the easternmost precipitation band in Fig. 9a ($x=80$ km) was located above

the confluence zone between this cold return flow and the east-southeasterly one, making the latter to rise over the cold air.

Moreover, BS found that this zone of enhanced stratiform precipitation over the central Po Valley was possibly related to evolving convective activity that developed over the Apennines, as a result of the southward extension of the low-level northerly flow undercutting the deep layer of southeasterly flow. It can be observed from Fig. 8 that the location of the radar echoes of stratiform precipitation (i.e., excluding echoes from direct terrain-forced lifting in the westernmost part of the domain) changed with time between central and eastern positions. An interpretation of this variability might be the orientation of the inflow over central Po Valley. Figures 10a,b respectively show the wind direction in the layer 0-6 km between 0600 and 1800 UTC and a zoom in the lowest 2 km between 0600 and 1200 UTC, as deduced from the wind profiler observations at Lonate. Above 2-km altitude (Fig. 10a), the wind progressively veered from southerly to southeasterly, while preserving an overall east-southeasterly direction below. However the expanded view of the low levels (Fig. 10b) reveals time changes in the wind direction below 1.5-km level, i.e., from easterly to southeasterly, as also shown in Fig. 8. Thus, it seems that the displacement of the stratiform reflectivity region was correlated with this evolution of wind direction. As the flow was more easterly (0600 and 1000 UTC), precipitation intensified on the eastern side of the Po plain (see Figs. 8a and 8c) while, as it was more southeasterly, precipitation shifted toward the western edge (see Figs. 8b and 8d). This apparent oscillatory behavior could result from gravity waves developing over the Po valley. Using a microbarometric network of 7 stations in the Piedmont region near Turin, Italy (45.07°N, 7.67°E), Richiardone et al. (2001) found that IOP 8 event was associated with one of the most important episodes of gravity waves that happened during the period 21 October – 25 October 1999. In particular, simultaneous increase of gravity wave activity and rain rate was observed from 0400 to 1000 UTC 21 October (Richiardone and Manfrin 2002). The easterly component of the low-level flow had also a primary role in setting up the stratiform precipitation in the Po valley. Figure 11 shows the frequency distribution (percentage of observations within bins sized by specified variable's class interval and vertical grid resolution) of the west-east wind component and reflectivity values below 2-km altitude over the flat regions of LMTA (terrain heights < 250 m), from 0200 to 1200 UTC. On average, the increase of precipitation with time (from ~5 dBZ to ~35 dBZ) appears to be closely linked to the intensification of the easterly wind component, from 8 to 16 m s⁻¹.

5. IOP 9 event (23 October 1999)

During IOP 9, on 23 October 1999, an open trough generating southwesterly flow on its eastern side was moving eastward from Spain, while a quasi-stationary pressure ridge in the upper troposphere was located over central Europe, from Sicily to Finland (Fig. 12a). As a result, the trough motion slowed down, as it could be observed from Meteosat IR images. Between 0000 and 0400 UTC, a north-south frontal cloud band occupied central Europe and the cold front was located over central France. Then, this band began to erode near the French Mediterranean coast as revealed by a clearing zone in Fig. 12b, probably due to foehn effects when southwesterly flow passed over the Pyrenees, while nearly keeping its position to the north. Lin et al. (2001) found that during the IOP 2b heavy rainfall episode, an identical pressure ridge associated with an upper high-PV anomaly progressing toward it from west, was one of “common ingredients” which contributed to the development of intense precipitation. In

retarding the trough progress, the ridge favoured the constant generation of precipitating cells over the southward-facing slopes of the Alps. However, IOP 9 situation had a different scenario, in the sense that the trough did not extend sharply to the south in order to produce a strong southerly flow over LMTA, but generated midlevel southwesterly flow. Flooding occurred anyway on the Ligurian Coast while moderate stratiform precipitation was observed over the Po Valley, ahead of a south/southwest-north/northeast oriented frontal precipitation band on the northwestern continental side of the Alpine chain.

Indeed the observed rain over the 24-hour period ending 0600 UTC 23 October 1999 (Fig. 13a) depicts major rain accumulation (50–80 mm) on the western edge of the Alps. Between 0330 and 1200 UTC 23 October 1999, stratiform precipitation was moving across the LMTA as this band passed over the crest. Nonetheless, weak precipitation (10–30 mm) was already present over this region on the evening of 22 October. A marked clearing zone appeared in the Piedmont region west of Milan, while the maritime Alps and Ligurian Apennines were subject to precipitation enhancement (20–40 mm). At 0000 UTC, the SM analysis indicated a low-level southerly flow coming from the Ligurian Sea, which was deflected westward over LMTA. West of the Ligurian coast, south-southwesterly flow passed over the Maritime Alps. At 0600 UTC, the flow regimes changed dramatically. Figure 13b presents the horizontal wind at 600-m altitude above the terrain surface, as provided by the 0600 UTC SM forecast. The flow over the Maritime Alps and the Ligurian Sea became more southwesterly. It progressed inland and converged with a pronounced southeasterly flow from the eastern side of the Po valley (Adriatic). In the lee of the western Alps (Piedmont region at the western edge of the radars domain in Fig. 13b), there was a region of relatively still air with light southwestward winds nearly parallel to the terrain. The 0000 UTC radiosounding (Fig. 14) at Milan, which was located in the region of southwestward wind deflection, showed stable but nearly saturated southeasterly low-level (< 1 km) airflow, overlain by deep layer of saturated southerly-to-southwesterly flow. Wind profiler data revealed a low-level jet (18 m s^{-1}) at 0600 UTC. The frontal passage over the Po plain was about 1500–1600 UTC as indicated by surface measurements.

The low-level (1 km) precipitation and airflow structures at 0332 and 0632 UTC (Figs. 15a,b, respectively) show the east-northeastward motion of the stratiform rain comprising moderate (30 dBZ) convective elements within the southerly flow which deviated westward as it approached the Alpine slopes. Part of this flow then underwent additional southward deviation farther to the west in Piedmont region. At earlier times (Fig. 15a), precipitation concentrated at the base of the western Alps, while later (Fig. 15b) it was mostly over the Po basin. At 0632 UTC, the precipitation-free region southwest of LMTA might be associated with foehn effects. In fact radar observations within the domain of interest revealed that this apparent erosion of precipitation happened around 0430 UTC in the far west part.

Figures 16a–b present west-east vertical cross-sections at $y=70 \text{ km}$, approximately parallel to the inflow near the base of the Alps. This low-level incoming easterly flow extended up to 2 km above the surface at 0332 and 1.5 km at 0632 UTC. This shallowing was primarily due to the downward progression of the mesoscale southwesterly flow aloft. Indeed, due to the change in direction of the low level upstream flow (originally from Ligurian Sea as discussed above) from southerly to southwesterly, a lesser part of the flow was deviated westward, so less air accumulated against the western Alps, letting the upper-level flow (downstream in character) to sweep down to lower levels. At 0332 UTC (Fig. 16a), it was quite uniform and had little interaction with the low-level flow. This resulted in the formation of orographic precipitation in regions close to the sloped terrain. At 0632 UTC (Fig. 16b), the low-level

easterly flow was weaker and the upper flow was downsloping as it passed over the crest, leading to a relative blocking of the low-level incoming flow and to the formation of precipitation away from the massif, which was stratiform in character (see the marked bright band beyond $x=110$ km). According to the flow structure in Fig. 16, terrain-forced precipitation evidently contributed to stratiform rain generation. The wavy structure of the upper-level flow in Fig. 16b strongly suggests gravity waves activity as also found by Richiardone et al. (2001) since IOP 8 and IOP 9 events pertained to the same episode. It is probable that foehn and gravity wave effects combined to modulate precipitation over LMTA during IOP 9.

6. IOP 15 event (6 November 1999)

The IOP 15 event was associated with a strong north-south oriented upper-level trough as shown in Fig. 17 which represents the 300-hPa horizontal winds and absolute vorticity from the 1200 UTC 6 November 1999, ECMWF forecast. A northerly jet streak occurred on western France, while a less intense southerly flow ran to the east. There was a ridge ahead of the trough, nearly parallel to the 20°E longitude. The trough deepened and progressed southeastward over central Europe. It was followed by a deep cyclogenesis in the lee of the Alps which generated a southwesterly flow directly over LMTA.

At low levels (850 hPa), the 0900 UTC MC2 forecast predicted a relatively moist and warm (maximum $\theta_E > 312$ K) southerly flow connected with the southwesterly flow aloft (Fig. 18a). This southerly flow led to precipitation development over the southward-facing slopes of the Alps. With time, the cold front which was previously located north of the Alps, reached the western mountains and continued its southeastward progress. Surface measurements in regions close to the Lago Maggiore depicted pressure minimum and temperature drop associated with the surface cold front around 1200 UTC, while those in the Po Valley south of Lago Maggiore detected the frontal passage around 1500 UTC. This frontal passage was accompanied by a deep and dry northerly flow over northwestern Alps. The 1500 UTC MC2 forecast (Fig. 18b) revealed the mesoscale organization of the lee cyclone centered over the Po Valley, which moved rapidly southeastward thereafter. The strong northerly cold ($\theta_E < 304$ K) flow ran over western Po Valley, while southeasterly warmer (maximum $\theta_E > 312$ K) flow appeared on its eastern side and on northern Adriatic, undergoing a pronounced westward deflection by the Alpine barrier. Note that strong bora winds (in excess of 20 m s^{-1}) were observed in this region on 7 November 1999, causing a storm surge on the Adriatic coast. Because of the strong northerly winds, the Ronsard radar operations were stopped at 1630 UTC to prevent wind damage to the antenna. Indeed, the very intense lee cyclone caused locally severe weather during its southeastward travel over the Tyrrhenean Sea. Over the 24-hour period ending 0600 UTC 7 November, the precipitation accumulation (Fig. 18c) concentrated south of the west-east-oriented portion of the Alpine chain with maximum rain (50-80 mm) to northeast Italy (Friuli region) and over Adriatic Sea (as documented by IR satellite images). Extensive rain (> 20 mm) developed over the entire LMTA with maximum around Milan where 50 mm of rain were observed under the influence of the developing lee-side low. The rain band (10-20 mm) over the terrain to the northern side had formed where the cold front was still over the western Alps. The 0000 UTC 6 November 1999 sounding (Fig. 19) at Milan shows a relatively humid and wet-adiabatic profile below 700 hPa, overlain by a thin inversion layer and a 200-hPa

deep layer of dry air. Southerly-to-southwesterly flow was observed below 700 hPa, while above it was mostly from southwest. A low-level jet (18 m s^{-1}) could be observed at 1200 UTC from wind profiler measurements.

Figure 20 presents a time series of the horizontal winds and radar reflectivity at 1.5-km altitude, at respectively 0957, 1102, 1202, 1302, 1502, and 1602 UTC, i.e., before and after the passage of the cold front over the western Alps. Figs. 20a,b indicate an exclusively southerly low-level flow whereas Fig. 20c depicts the reversal of this initial flow into a northerly component at the base of the mountains west of the domain. After 1202 UTC, this northerly flow progressively spilt over into LMTA while strongly intensifying, and forced back the southerly flow (Figs. 20d-f). Its arrival into LMTA is quite consistent with the timing as revealed by surface measurements (see above). Before the passage of the front (Figs. 20a,b), precipitation concentrated in regions close to the Alpine massif and was organized along the southeastward-facing slopes west of the Ronsard and S-Pol radar baseline. As it approached the southern Alps, the southerly flow deviated westward and then was deflected into the Lago Maggiore Valley (see the air motion at $x=60 \text{ km}$ and $y>100 \text{ km}$). Maximum precipitation (reflectivity $> 30 \text{ dBZ}$) was observed at the base of the mountains, with an evident enhancement at 1202 UTC in association with a more westward deflection of the low-level flow in that region. The arrival of the northerly flow from west and northwest (Figs. 20c,d) was accompanied by significant modifications of the southerly flow and precipitation pattern. There was a marked opposition between these two flows which tended to converge away from the terrain slopes and along a southwest-northeast line (see Fig. 20d) where precipitation was maximized. As the northerly flow progressed southeastward (Figs. 20e,f), precipitation became more stratiform and extensive, filling up the flat regions of the LMTA, while it decreased dramatically over the relief. The rapid southeastward propagation was strongly correlated with the intensification of this low-level northerly flow. One can also note that the model forecast of a lee cyclone is in good agreement with the suggestion of a vortex circulation farther to the south in Figs. 20e,f.

Figures 21a-c show south-north vertical cross sections ($x=60 \text{ km}$) of the airflow and radar reflectivity at 1102, 1302 and 1502 UTC, respectively. At earlier time (Fig. 21a), upward motions within the southerly flow were mainly located over the mountains and were maximum over the first steepest slope, as a result of orographic influence. Then the downsloping northerly flow invading the flat terrain of the Po Valley had a critical influence by inducing precipitation over the plain, with the southerly flow overrunning this post-frontal air. The reflectivity cores ($> 30 \text{ dBZ}$) moved away from the slopes, from $y=100 \text{ km}$ to $y=50 \text{ km}$ between 1102 and 1302 UTC, i.e., 50 km in 2 hours, which evidently contributed to stratiform rain generation. The deepening (up to 3 km above the terrain) and intensification (Figs. 21b,c) of northerly flow past the mountains strongly suggest a case of severe downslope wind or bora (e.g., Smith 1985, 1987; Lazić and Tošić 1998). Evaporative processes accompanying the rain falling into this colder and drier northerly flow (see potential temperature field on Fig. 18b) might have contributed to this evolution. In their study of downslope valley flows during MAP SOP, Steiner et al. (2002) found that such flows occurred a few hours after rain started and were induced by subsidence caused by melting and evaporation of precipitation particles. However according to these authors, IOP 15 was particular in the sense that the down-valley flow had a significant depth and clearly exceeded the melting layer and the valley confines, and this was formed under strong dynamic forcing “when an intense cold front crosses the Alpine barrier forcing itself under a potentially equally strong upslope moist airstream in which precipitation is generated”.

The influence of the northerly winds on the precipitation distribution over LMTA can be portrayed by Figs. 22a-b. These figures display the variations along the y (South-North) axis of the low-level (< 2 km) south-north wind component and reflectivity averaged over the zonal (x) direction, respectively, from 0957 to 1602 UTC. The zonal distance of the averaging process is reduced according to the zonal extension of terrain height ≥ 2 km (Fig. 1b) as one progresses northward. Negative components (shaded) are northerly winds. The bottom diagram of each figure represents the y -variation of the zonally-averaged topography. This time series clearly shows the southward progress and strengthening of the northerly flow, and the retreat of the southerly one (Fig. 22a). At 1302 UTC, the average wind component was mostly cancelled, indicating the quasi-balance of northerly and southerly winds as can also be suggested in Fig. 20d. Later, northerly winds prevailed both in intensity and spatial extension. The southward progression of reflectivity maxima (as materialized by shaded area of values > 20 dBZ in Fig. 22b), i.e., away from the Alpine slopes, appear to be obviously correlated with these wind evolutions.

7. Discussion and conclusions

It is interesting to replace the four IOPs in a more general framework. So far, most of studies have focused on intense precipitation events and therefore, have tried to determine the main causes leading to heavy rain over the Alpine slopes, and all their side effects. Heavy precipitation events in the western Mediterranean region usually occur in autumn (e.g. Vaison-La-Romaine on 22 September 1992, Brig 23-25 September 1993, Piedmont 4-6 November 1994, South-Ticino 12-13 September 1995, Friuli 19 September 1995, MAP IOP 2 17-20 September 1999), since the Mediterranean sea surface temperature is still high from the summer heating while eastward moving perturbations increase the chances for strong synoptic forcing. All these precipitation events occurred following a classical scenario, when an upper-level trough and its associated surface cold front were approaching the Alps by the west, and were progressing eastward. Besides these two large-scale characteristics, and from studies conducted by Buzzi et al. (1998) and Buzzi and Foschini (2000), Lin et al. (2001) noted other common ingredients favorable to heavy rainfall over the Alps. The most important ones are: a conditionally or potentially unstable airstream impinging on the mountains, a very moist low-level jet, and a quasi-stationary pressure ridge to the east which causes the retardation of the trough and thus the maintenance of precipitation over the threat area. In the present cases, only low-level jet was observed, while one or two other ingredients were lacking: the thermodynamic soundings showed too stable air for IOPs 8, 9 and in a lesser degree IOP 15, and the stationarity of the upper ridge was well identified only for IOP 9. Following Lin et al. (2001), this could explain why precipitation did not lead to exceptional amounts of rain for the cases studied here.

Moreover, through the analysis of five episodes of heavy precipitation occurring in the region south of the Alps, Buzzi and Foschini (2000) showed the dynamical influence of latent heat exchanges, which was more particularly analyzed in Rotunno and Ferretti (2001) for the Piedmont flood case (4-6 November 1994). Starting from the principle that a moist saturated airflow has a reduced effective static stability and tends to flow over the mountains, and that an unsaturated airstream is more stable and is forced to flow around, i.e., deflected westward over LMTA, they deduced that an increase in saturation deficit to the east could produce a large increase in local rain rate, as this unsaturated flow goes along the slopes (as an easterly wind) and converges with the western southerly flow over the western Po Valley and the adjacent

mountains. POI 8 had a similar configuration, but the existence of a layer of cold air expanding southward throughout LMTA (off the barrier) was such that most precipitation preferentially occurred far away from the alpine slopes.

Using composite three-dimensional fields of radar radial velocity and reflectivity collected during 1998 and 1999 (the MAP year) autumns, including the four IOPs, Houze et al. (2001) conducted a statistical study of the occurrence of precipitation over the LMTA, according to criteria on wind direction and Froude number. In particular, they found largest orographic enhancement of rainfall on the lower slopes of the Alps when the mean flow in the 925-700 hPa layer at Milan was either southeasterly or southerly. Conversely, a southwesterly mean flow caused amounts of precipitation below the seasonal mean. Among the IOPs analyzed here, three (IOPs 4, 9, and 15) had a southerly mean flow, the fourth one (IOP 8) had a southeasterly mean flow. Regarding the Froude number criterion which determines whether or not the flow has enough kinetic energy to rise over the barrier, they showed that, for southeasterly or southerly cases, when the Froude number is high (> 1), the flow goes over the mountains and precipitation is therefore enhanced over the foothills, lower slopes and Po valley. With low Froude number (< 1), the flow is blocked by the terrain, lifting and so rainfall enhancement occur upstream of the Alpine chain. The two favorable wind and Froude number criteria seem to apply to IOP 15 which was marked by non-deflected southerly flow and enhanced precipitation over and near the terrain slopes before the front crossed the LMTA. During IOPs 4, 8 and 9, the low-level flow turned cyclonically as it approached the barrier, suggesting low Froude number. However, since precipitation was observed both over the lower slopes and the Po basin, part of this flow ran over the terrain. This could result from locally favorable flow direction as compared to the slope orientation (i.e., perpendicularity between airstream and local topography), such specific flow conditions being particular to each IOP.

When comparing the various events observed over LMTA and presented in this study, several common and/or different characteristics can be found. The common characteristics involve (i) the large-scale environment with an upper-level baroclinic trough and the associated cold front approaching the Alpine barrier, (ii) the orography-generated westward deflection of the low-level flow from the Mediterranean side, (iii) the existence of upstream blocking conducive to mainly stratiform precipitation over the Po plain and the absence or cessation of notable orographically-enhanced precipitation over the southern Alps, (iv) the presence of moist and stable low-level flow from the southeastern quadrant and of a low-level jet, and (v) the presence of a blocking flow that opposed the incoming flow but had multiple origins. Except for one case (IOP 8), the blocking situation did not lead to persistent precipitation over LMTA and Po Valley. Other similar features exist and concern IOPs 4 and 9 on the one hand, and IOPs 8 and 15 on the other hand, with however specific differences for each couple of events.

During IOPs 4 and 9, southerly-to-southeasterly flow at low levels occupied LMTA, producing banded precipitation parallel to and on the southeastward-facing slopes of the Alps. Dry westerly to southwesterly flow sloping down to the Piedmont and Po plain and occupying all levels above the terrain obviously had a major impact in blocking the incoming flow from passing over the terrain slopes, and therefore favored the rapid eastward progression and enhancement of stratiform precipitation away of the barrier. It also induced a marked clearing zone on the western side of LMTA as a result of foehn drying effects. In IOP 4 it appears that post-frontal flow also contributed to the precipitation structure over LMTA. In IOP 9, upper-level southwesterly flow was subject to gravity waves activity that modulates the stratiform precipitation over LMTA. The differences between these two cases also concern the

characteristics of the upstream southerly-to-southeasterly flow. The IOP 9 upstream flow was more important in both depth and intensity (2 km and $> 10 \text{ m s}^{-1}$, respectively) than it was during IOP 4 (1 km and $< 10 \text{ m s}^{-1}$, respectively). This had obviously an impact on the duration of precipitation over LMTA: the most interesting Doppler data were collected during 7 hours for IOP 9, against 3 hours for IOP 4.

IOPs 8 and 15 were associated with extensive stratiform precipitation throughout LMTA resulting from the lifting of upstream flow over the blocking flow. For IOP 8, this flow was partly due to the deflection of the upstream flow by the mountains due to its very stable character, and it was partly induced by cooling due to melting and evaporation of precipitation over the Alpine slopes that was strong enough to generate an upstream flow reversal. This took the aspect of a down-valley flow originating from the Ticino and Toce River valleys and directed off the barrier (BS; Steiner et al. 2002). This flow fed a cold pool already occupying the LMTA, which thickness did not exceed 1 km. Nonetheless, this thin layer was very efficient in blocking the upstream easterly-to-southeasterly flow which passed over it, producing precipitation mostly over the Po plain. The persistence and strength of this southeasterly flow explain the long duration of precipitation over LMTA. Indeed, it acted as a retarding factor for the frontal passage. However the changes of low-level wind direction from easterly to southeasterly probably contributed to the eastern or western location of enhanced stratiform precipitation over LMTA, as an effect of gravity waves activity. In IOP 15, a strong and deep northerly flow was directly linked to the frontal passage (post-frontal flow), and microphysical processes probably helped reinforce it. This flow deepened and intensified as it progressed southeastward forming a severe downslope wind. Convergence between the northerly winds and moist southerly flow led to the formation of a precipitating band which moved rapidly away from the Alpine relief, and the downslope winds had a major influence on the precipitation distribution over LMTA.

Acknowledgments. We are grateful to the scientific and technical staffs who efficiently operated the Ronsard, S-Pol and Monte-Lema radars during the MAP SOP. Esther Hällner (ETH MAP Data Center, Zürich, Switzerland), Bob Rilling (NCAR Atmospheric Technical Division, Boulder, CO, USA), and Georges Scialom (CETP, Vélizy, France) kindly provided the data from Monte-Lema, S-Pol, and Ronsard radars, respectively. Other data and model results were obtained from the MAP Data Center. We also thank the two anonymous reviewers for their helpful comments and suggestions. Financial support for the French MAP participation was provided by the Institut National des Sciences de l'Univers (INSU), Météo-France, Electricité de France and Centre National d'Etudes Spatiales. This study was supported by grants from the Programme Atmosphère Océan à Moyenne Echelle from INSU.

REFERENCES

- Asencio, N., J. Stein, and M. Chong, 2002: Analysis and simulation of local and regional conditions for the heavy rainfall over Lago Maggiore during MAP IOP 2B. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* In revision.
- Binder, P., A. Rossa, P. Bougeault, J. Moore, D. Jorgensen, and M. Bolliger, 1999: MAP implementation plan. 230 pp. [Available from the MAP Programme Office, MeteoSwiss, CH-8044, Zürich, Switzerland.]
- Bougeault, P., P. Binder, A. Buzzi, R. Dirks, R. A. Houze Jr., J. Kuettner, R. B. Smith, R. Steinacker, and H. Volkert, 2001: The MAP special observing period. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, 433-462.
- Bousquet, O., and B. F. Smull, 2002: Observations and impacts of upstream blocking during a widespread orographic precipitation event. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* Accepted.
- Buzzi, A., and L. Foschini, 2000: Mesoscale meteorological features associated with heavy precipitation in the southern Alpine region. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **72**, 131-146.
- Buzzi, A., N; Tartaglione, and P. Malguzzi, 1998: Numerical simulations of the 1994 Piedmont flood: Role of orography and moist processes. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2369-2383.
- Chong, M., J-F. Georgis, O. Bousquet, S. R. Brodzik, C. Burghart, S. Cosma, U. Germann, V. Gouget, R. A. Houze Jr., C. N. James, S. Prieur, R. Rotunno, F. Roux, J. Vivekanandan, and Z.-X. Zeng, 2000: Real-time wind synthesis from Doppler radar observations during the Mesoscale Alpine Programme. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **81**, 2953-2962.
- Ferretti, R., S. Low-Nam, and R. Rotunno, 2000: Numerical simulations of the Piedmont flood of 4-6 November 1994. *Tellus*, **52A**, 162-180.
- Frei, C., and E. Häller, 2001: Mesoscale precipitation analysis from MAP SOP rain-gauge data. *MAP Newsletter*, **15**, 257-260.
- Frei, C., and C. Schär, 1998: A precipitation climatology of the Alps from the high-resolution rain-gauge observations. *Int. J. Climatol.*, **18**, 873-900.
- Georgis, J-F., F. Roux, M. Chong, and S. Pradier, 2002: Triple-Doppler radar analysis of the heavy rain event observed in the Lago Maggiore region during MAP IOP 2b. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* In revision.
- Houze, R. A., Jr., 2001: Orographic control of precipitation: What are we learning from MAP? *MAP Newsletter*, **14**, 3-5.
- Houze, R. A. Jr., C. N. James, and S. Medina, 2001: Radar observations of precipitation and airflow on the Mediterranean side of the Alps: Autumn 1998 and 1999. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 2537-2558.
- Kljun, N., M. Sprenger, and C. Schär, 2001: Frontal modification and lee cyclogenesis in the Alps: A case study using the ALPEx reanalysis data set. *Meteor. Atmos. Phys.*, **78**, 89-106.
- Lazić, L., and I. Tošić, 1998: A real data simulation of the Adriatic Bora and the impact of mountain height on Bora trajectories. *Meteor. Atmos. Phys.*, **66**, 143-155.
- Lin, Y.-L., S. Chiao, T.-A. Wang, M. L. Kaplan, and R. P. Weglarz, 2001: Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *Wea. Forecasting*, **16**, 633-660.
- Pradier, S., M. Chong, and F. Roux, 2002: Radar observations and numerical modeling of a precipitating line during MAP IOP 5. *Mon. Wea. Rev.*, to appear.
- Richard, E., S. Cosma, P. Tabary, J.-P. Pinty, and M. Hagen, 2002: High-resolution numerical simulations of the convective system observed in the Lago Maggiore area on 17 September 1999 (MAP IOP 2a). *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, accepted.

- Richardione, R., and M. Manfrin, 2002: A rain episode related to a mesoscale gravity wave during MAP. Preprints, *10th Conf. on Mountain Meteorology*, Park City, UT, Amer. Meteor. Soc., 213-214.
- Richardione, R., M. Manfrin, and E. Curiotto, 2001: Gravity waves detection from microbarometric measurements in the western Po Valley. *MAP Newsletter*, **15**, 43-46.
- Rotunno, R., and R. Ferretti, 2001: Mechanisms of intense Alpine rainfall. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1732-1749.
- Schneidereit, M., and C. Schär, 2000: Idealised numerical experiments of Alpine flow regimes and southside precipitation events. *Meteor. Atmos. Phys.*, **72**, 233-250.
- Smith, R. B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Adv. Geophys.*, **21**, 87-230.
- Smith, R. B., 1985: On severe downslope winds. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 2597-2603.
- Smith, R. B., 1987: Aerial observations of the Yugoslavian bora. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 269-297.
- Smull, B. F., O. Bousquet, and D. Lüthi, 2001: Evaluation of real-time MC2 simulation results for a case of significant upstream blocking during MAP. *MAP Newsletter*, **15**, 84-87.
- Steinacker, R., 1981: Analysis of the temperature and wind field in the Alpine region. *Geophys. Astrophys. Fluid. Dyn.*, **17**, 51-62.
- Steiner, M., O. Bousquet, R. A. Houze, Jr., B. F. Smull, and M. Mancini, 2002: Airflow within major Alpine river valleys under heavy rainfall. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* Accepted.
- Tabary, P., 2002: Observations radar de systèmes précipitants orographiques pendant l'expérience MAP. *Thèse de l'Université Paul Sabatier, Toulouse, France*, 285 pp.

FIGURE CAPTIONS

- Fig. 1. (a) Topographic map (> 600 m) of the western Europe and geographic references. (b) Digital terrain map (contours every 600 m starting at 200 m) within the domain of Doppler-derived wind and precipitation, along with the locations (open triangles) of the Monte-Lema (M-L), Ronsard (R) and S-Pol radars. Origin of the Cartesian coordinate system is at 45.06°N , 7.78°E . Also is reported the wind profiler position at Lonate. This domain is part of the Lago Maggiore Target Area including the Piedmont and Po Valley. The Lago Maggiore just to the left of the S-Pol and Monte-Lema radar baseline and the Toce Valley on its left side form the apparent Y-shape pattern.
- Fig. 2. (a) Analyzed surface rainfall (mm) over the 24-hour period ending 0600 UTC 01 Oct 1999. Heavy contours delimit terrain heights above 800 m. (b) Forecast (+18 h) of equivalent potential temperature (grayscale) and horizontal airflow at 850 hPa, 1500 UTC on 30 Sep 1999 (IOP 4), as derived from the MC2 model. The white region encloses Alpine mountains above 850 hPa. In (a) and (b) Milan location is denoted by plus sign.
- Fig. 3. Skew T- $\log p$ diagrams from soundings launched at Milan at (a) 0600 and (b) 1200 UTC 30 Sep 1999.
- Fig. 4. Horizontal cross-sections of radar reflectivity (contours every 10 dBZ starting at 10 dBZ) and absolute airflow (vectors, key at upper left) at 0.5-km (upper panels) and 2.0-km (lower panels) altitude, and at (a) and (b) 1402 UTC, and (c) and (d) 1502 UTC 30 Sep 1999 (IOP 4), within the domain shown in Fig. 1b. Solid lines AB, CD, and CE in (c) indicate the position of the vertical cross-sections shown in Fig. 5.
- Fig. 5. Vertical cross-sections of in-plane wind vectors (key at upper left) and reflectivity (contours every 5 dBZ starting at 15 dBZ) at 1502 UTC 30 Sep 1999 (IOP 4), and along (a) AB, (b) CD, and (c) CE in Fig. 4. The underlying topography is also reported.
- Fig. 6. As in Fig. 2 but for (a) 24-hour period ending 0600 UTC 22 Oct 1999, and (b) MC2 model forecast (+12 h) at 0900 UTC 21 Oct 1999.
- Fig. 7. Skew T- $\log p$ diagrams from soundings launched at Milan at 0600 UTC 21 Oct 1999.
- Fig. 8. Horizontal cross-sections of radar reflectivity (contours every 5 dBZ starting at 20 dBZ) at 1.5 km altitude and at (a) 0602, (b) 0802, (c) 0942, (c) 1102 UTC on 21 Oct 1999 (IOP 8). Absolute horizontal winds at 0.5 km altitude are superimposed (key at upper left).
- Fig. 9. West-east vertical cross-section of (a) in-plane wind vectors (key at upper left) and reflectivity (contours every 5 dBZ starting at 15 dBZ), and (b) south-north wind component (perpendicular to the plane, contours every 3 m s^{-1}), at $y=72$ km and 0942 UTC 21 Oct 1999 (IOP 8), along with the background topography.
- Fig. 10. Vertical profiles of wind direction (degrees) as deduced from wind profiler

observations at Lonate, midway between Ronsard and S-Pol radars, (a) between 0 and 6000 m for the period 0600-1800 UTC 21 Oct 1999 (IOP 8), and (b) between 700 and 1900 m for the period 0600-1200 UTC.

Fig. 11. Time variations (0200 to 1200 UTC) of frequency distribution of (a) west-east wind component (negative westward, by class interval of 2 m s^{-1}), and (b) radar reflectivity (by class interval of 3 dBZ) below 2-km altitude and in flat regions of the domain shown in Fig. 1b, on 21 Oct 1999 (IOP 8). Isolines represent the frequency (percentage) of observations within bins sized by variable's class interval and vertical grid resolution. Contour interval and initial value are 4% and $2\% \text{ m}^{-1} \text{ s km}^{-1}$ in (a), and 2% and $4\% \text{ dBZ}^{-1} \text{ km}^{-1}$ in (b), respectively.

Fig. 12. (a) 300-hPa horizontal winds (key at upper right) and absolute vorticity (contours every $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, grayscale key at the right) from ECMWF forecast (+18 h) at 0600 UTC 23 Oct 1999. (b) Infrared Meteosat satellite image at 0600 UTC on 23 Oct 1999 (IOP 9).

Fig. 13. (a) Analyzed surface rainfall (mm) over the 24-hour period ending 0600 UTC 23 Oct 1999. Heavy contours delimit terrain heights above 800 m. (b) Horizontal flow vectors at 600-m altitude above the terrain as deduced from SM model forecast (+6h) at 0600 UTC 23 Oct 1999. Key vectors of 31.8 m s^{-1} are reported at upper right. Solid rectangle approximately indicates the domain of radar observations.

Fig. 14. Skew T-log p diagrams from soundings launched at Milan at 0000 UTC 23 Oct 1999.

Fig. 15. Horizontal cross-sections of absolute airflow (vectors, key at upper left) and radar reflectivity (contours every 5 dBZ starting at 15 dBZ) at 1.0-km altitude and at (a) 0332, and (b) 0632 UTC on 23 Oct 1999 (IOP 9).

Fig. 16. West-east vertical cross-sections of absolute airflow (vectors, key at upper left) and radar reflectivity (contours every 5 dBZ starting at 15 dBZ) at $y=70 \text{ km}$ and at (a) 0332, and (b) 0632 UTC on 23 Oct 1999 (IOP 9).

Fig. 17. 300-hPa horizontal winds (key at upper right) and absolute vorticity (contours every $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, grayscale key at the right) from ECMWF forecast (+24 h) at 1200 UTC 6 Nov 1999 (IOP 15).

Fig. 18. Forecast of equivalent potential temperature (grayscale) and horizontal airflow at 850 hPa, and at (a) 0900 (+12 h), and (b) 1500 UTC (+18 h) 6 Nov 1999 (IOP 15), as derived from the MC2 model. The white region encloses Alpine mountains above 850 hPa. (c) Analyzed surface rainfall (mm) over the 24-hour period ending 0600 UTC 07 Nov 1999. Heavy contours delimit terrain heights above 800 m. In (a)-(c), heavy plus sign indicates the location of Milan.

Fig. 19. Skew T-log p diagrams from soundings launched at Milan at 0000 UTC 06 Nov 1999.

Fig. 20. Horizontal cross-sections of absolute airflow (vectors, key at upper left) and radar

reflectivity (contours every 10 dBZ starting at 10 dBZ) at 1.5-km altitude and at (a) 0957, (b) 1102, (c) 1202, (d) 1302, (e) 1502, and (f) 1602 UTC on 6 Nov 1999 (IOP 15).

Fig. 21. South-north vertical cross-sections of (a) in-plane wind vectors (key at upper left) and reflectivity (contours every 10 dBZ starting at 10 dBZ) at $x=60$ km, and at (a) 1102, (b) 1302, and (c) 1502 UTC 6 Nov 1999 (IOP 15).

Fig. 22. South-north variations of zonally-averaged (a) south-north wind component (positive northward), and (b) radar reflectivity below 2-km altitude, during the period 0957-1602 UTC 6 Nov 1999 (IOP 15). Bottom graph in (a) and (b) represents the south-north variation of the zonally-averaged topography (vertical axis ranges from 0 to 2 km). Wind component in (a) is plotted within -20 and 20 m s^{-1} (vertical axis) and shaded area represents negative wind component (northerly). Reflectivity in (b) is plotted within 0 and 35 dBZ and values > 20 dBZ are shaded.

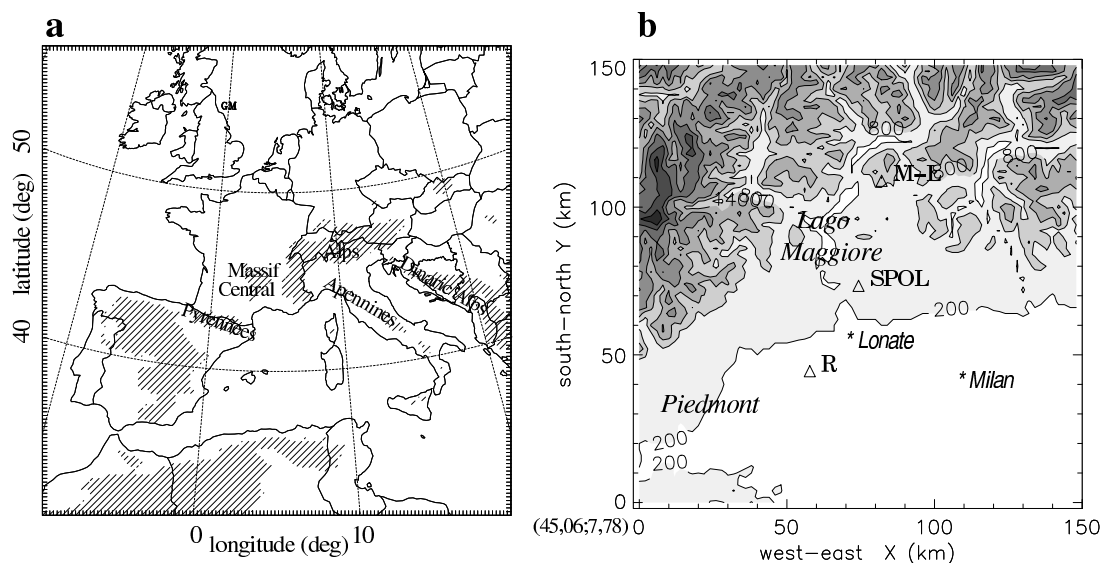


Figure 1

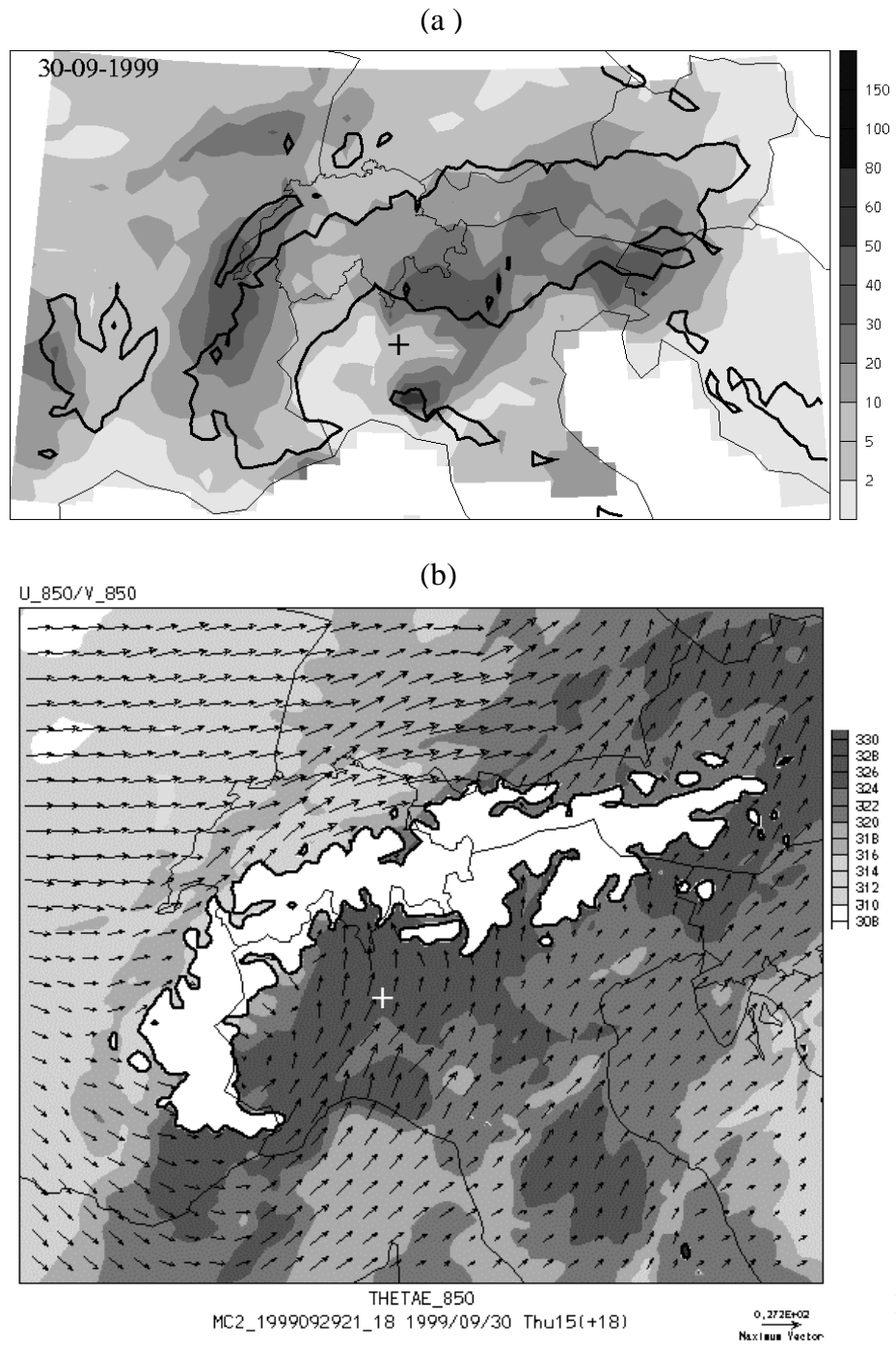
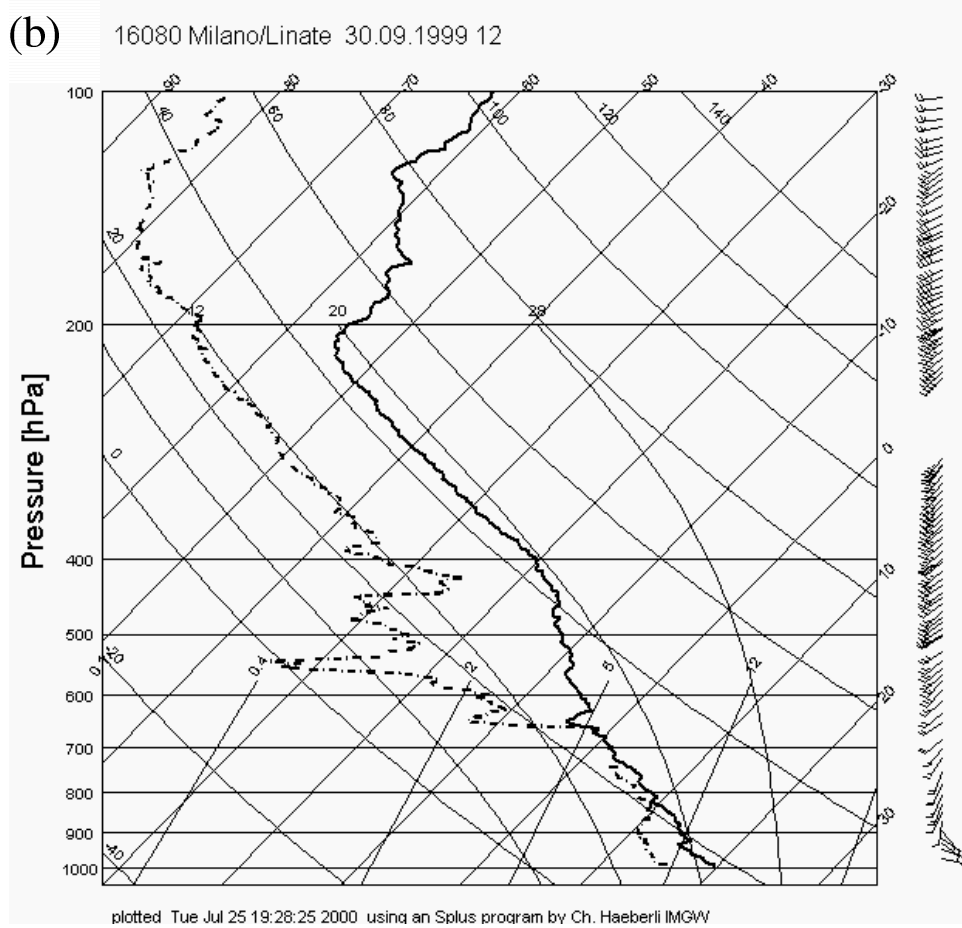
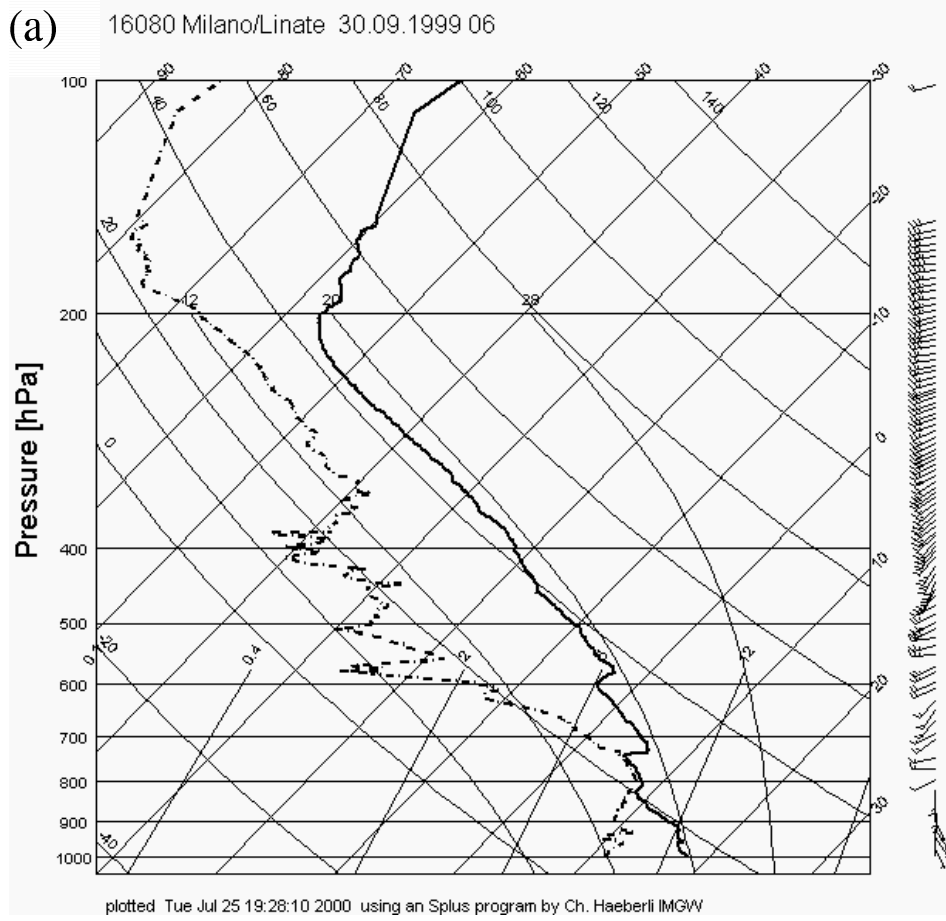


Figure 2



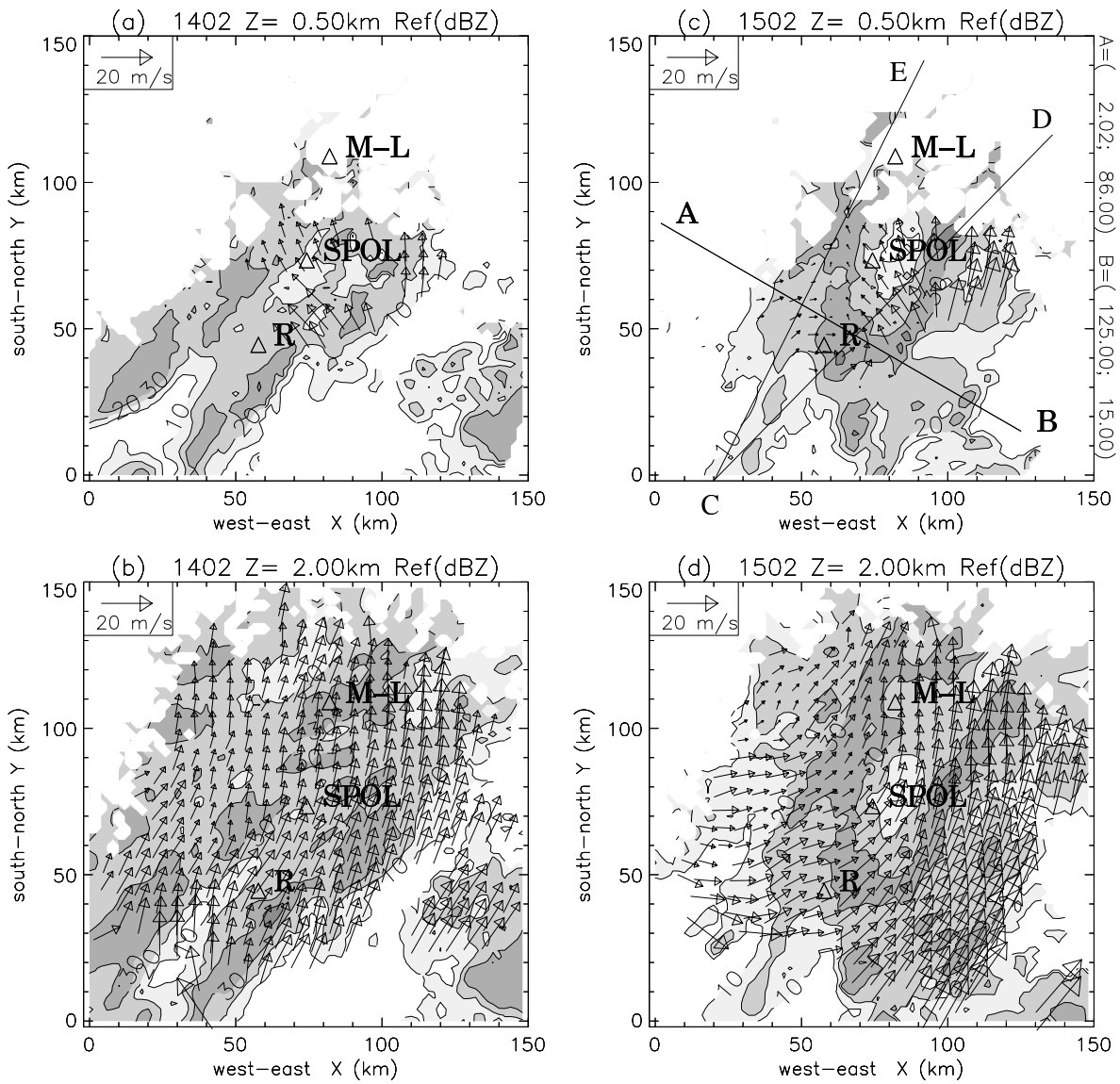
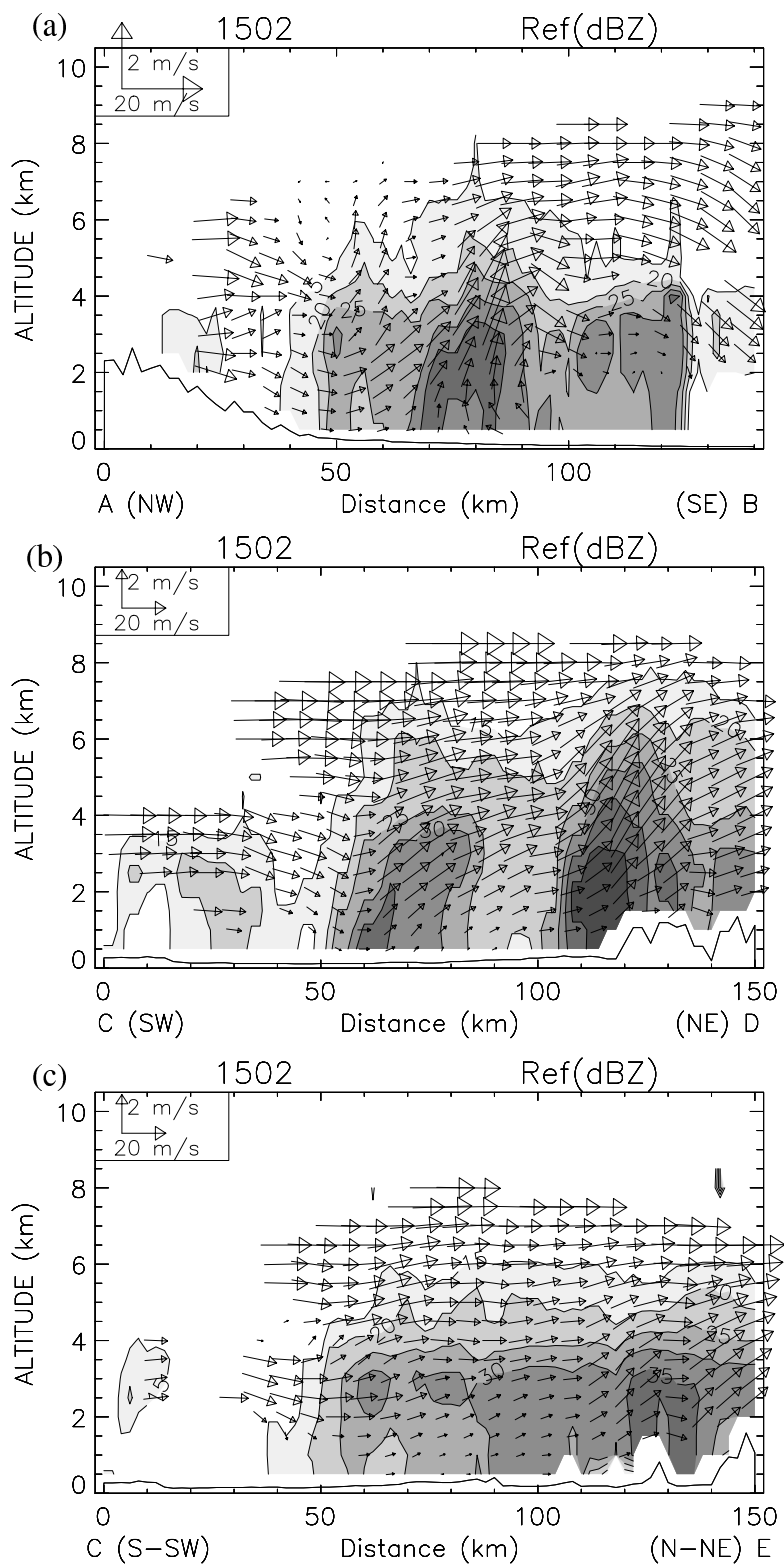


Figure 4



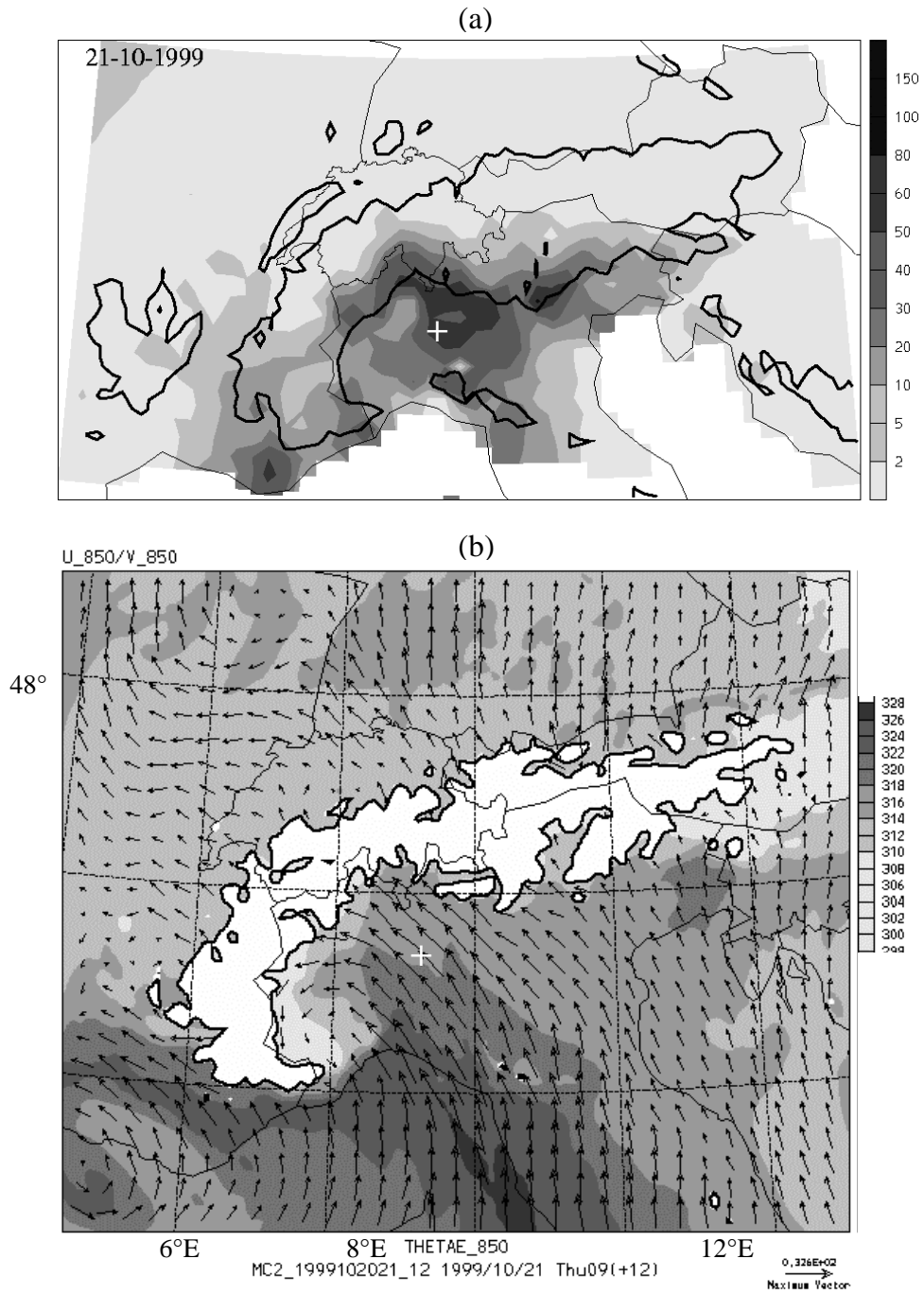


Figure 6

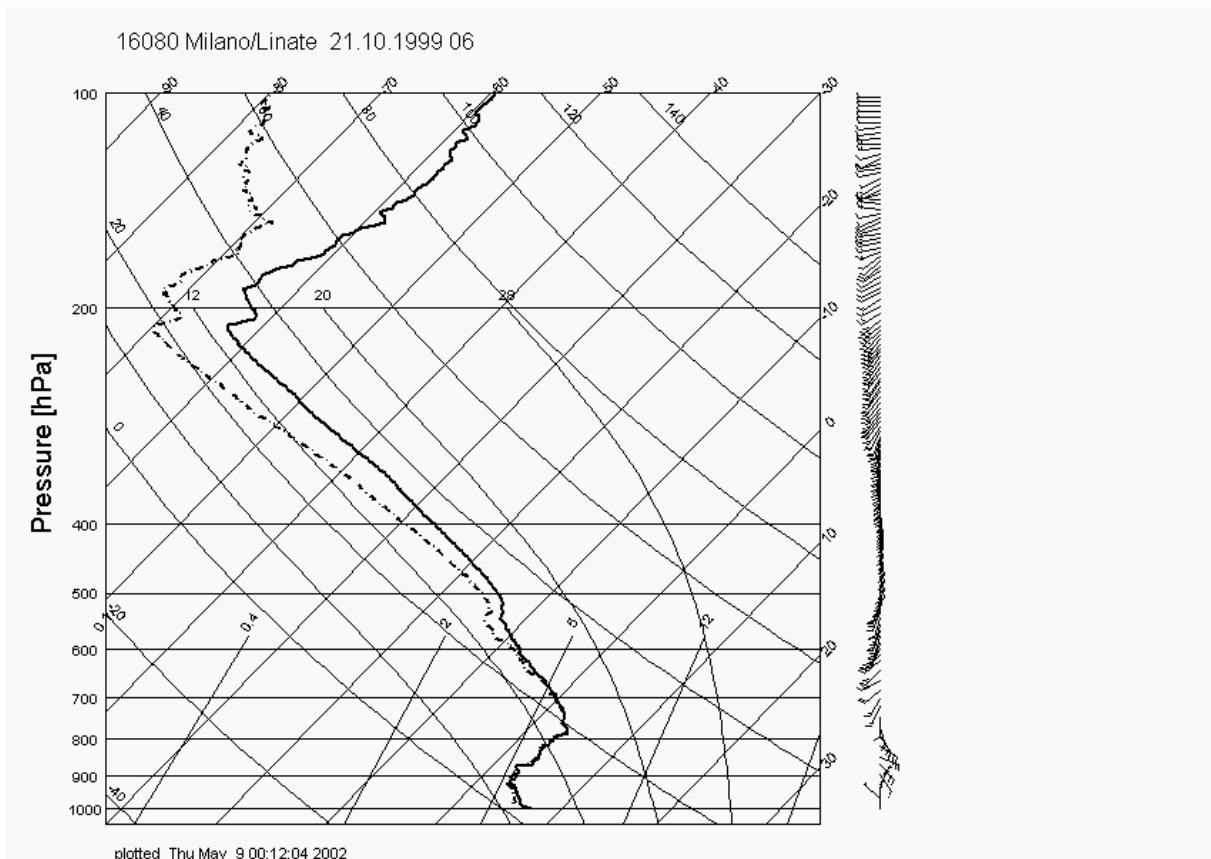


Figure 7

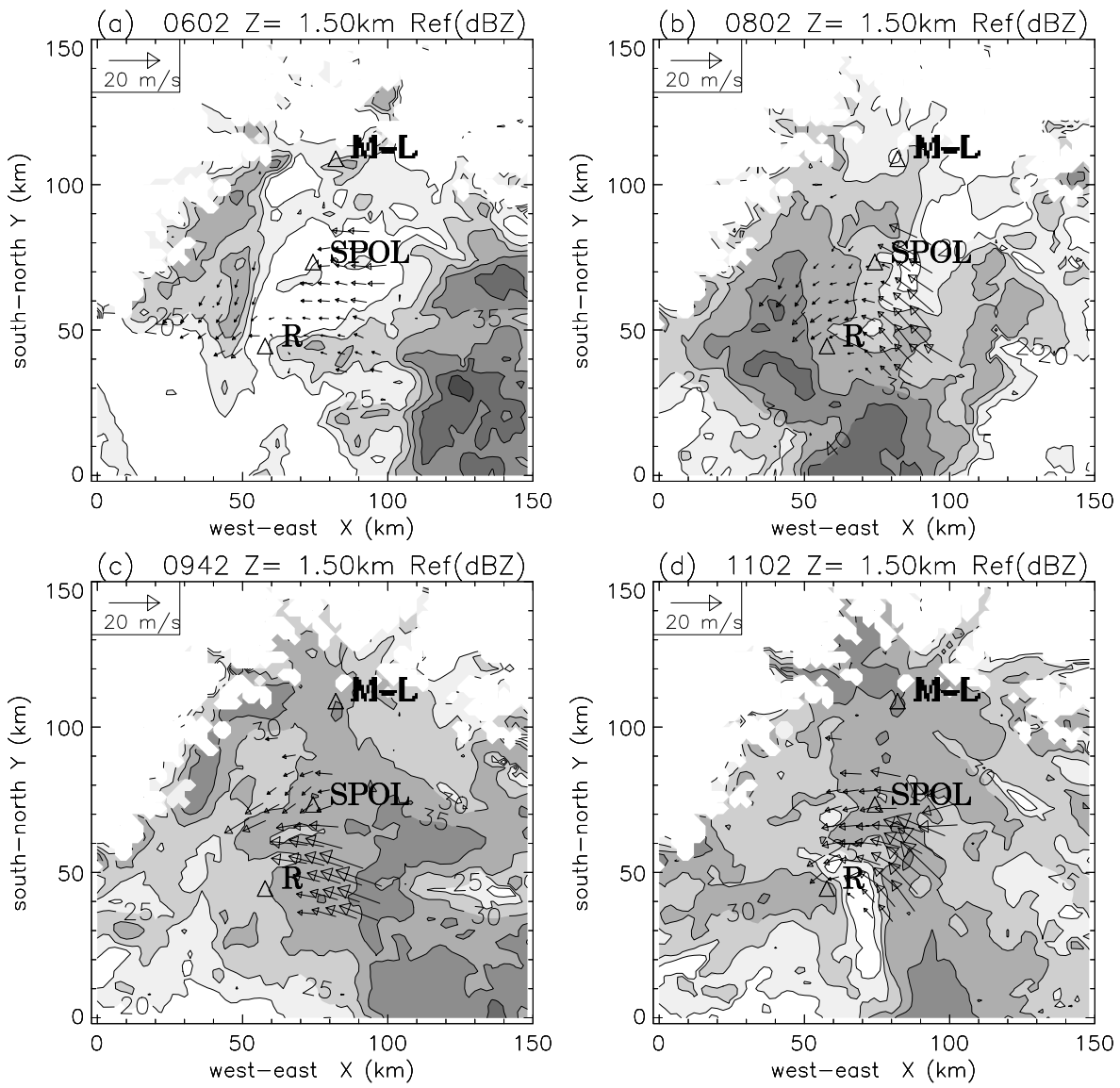
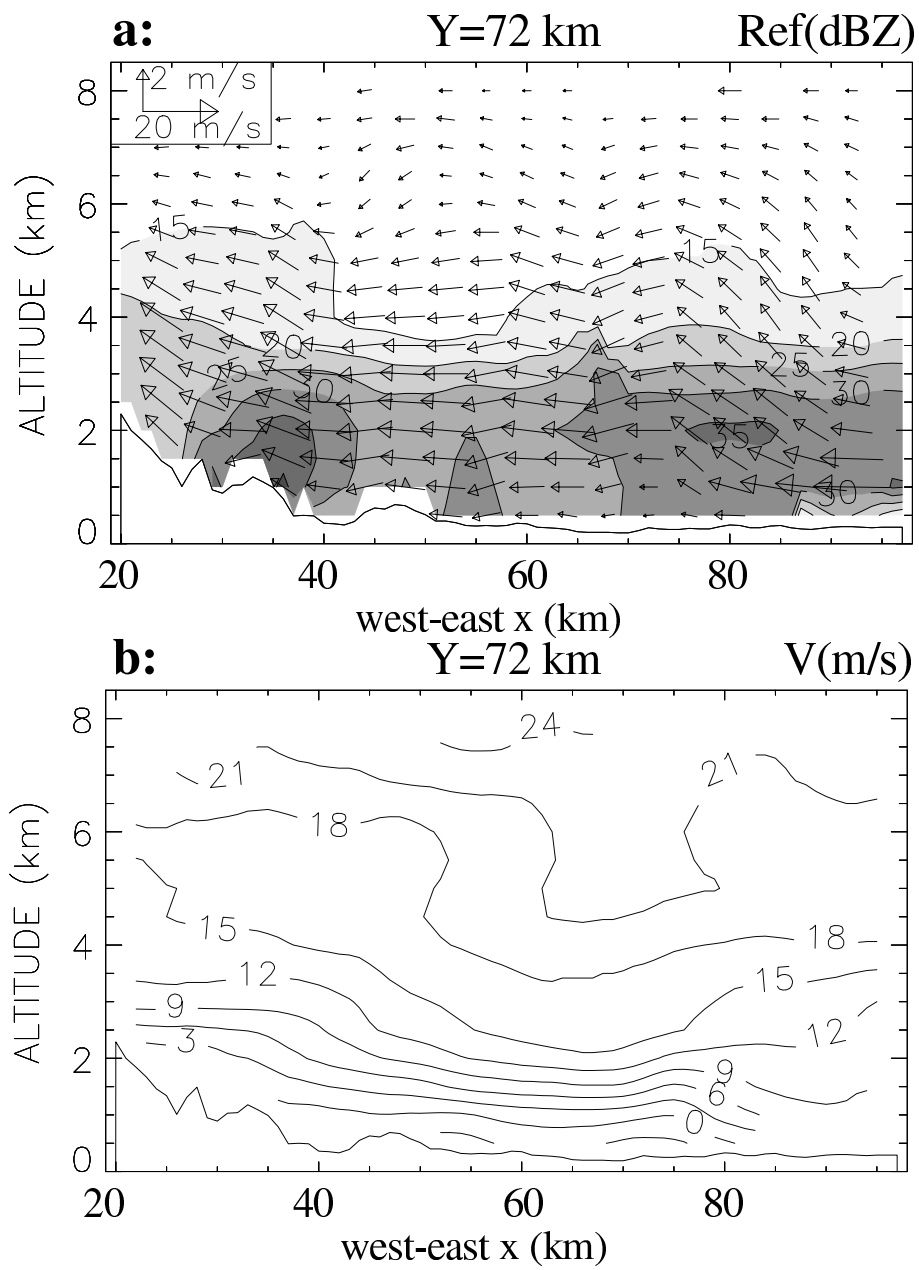


Figure 8



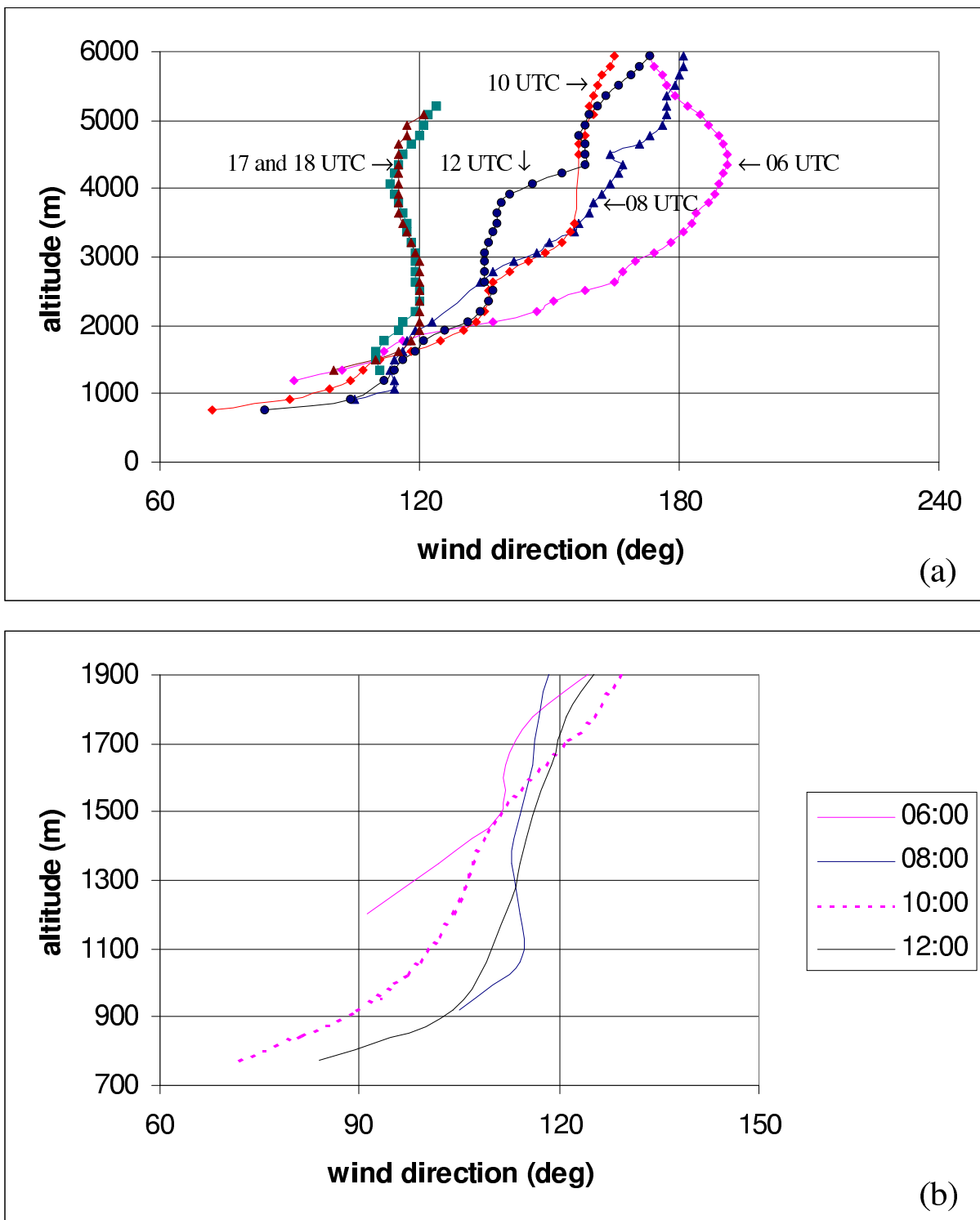


Figure 10

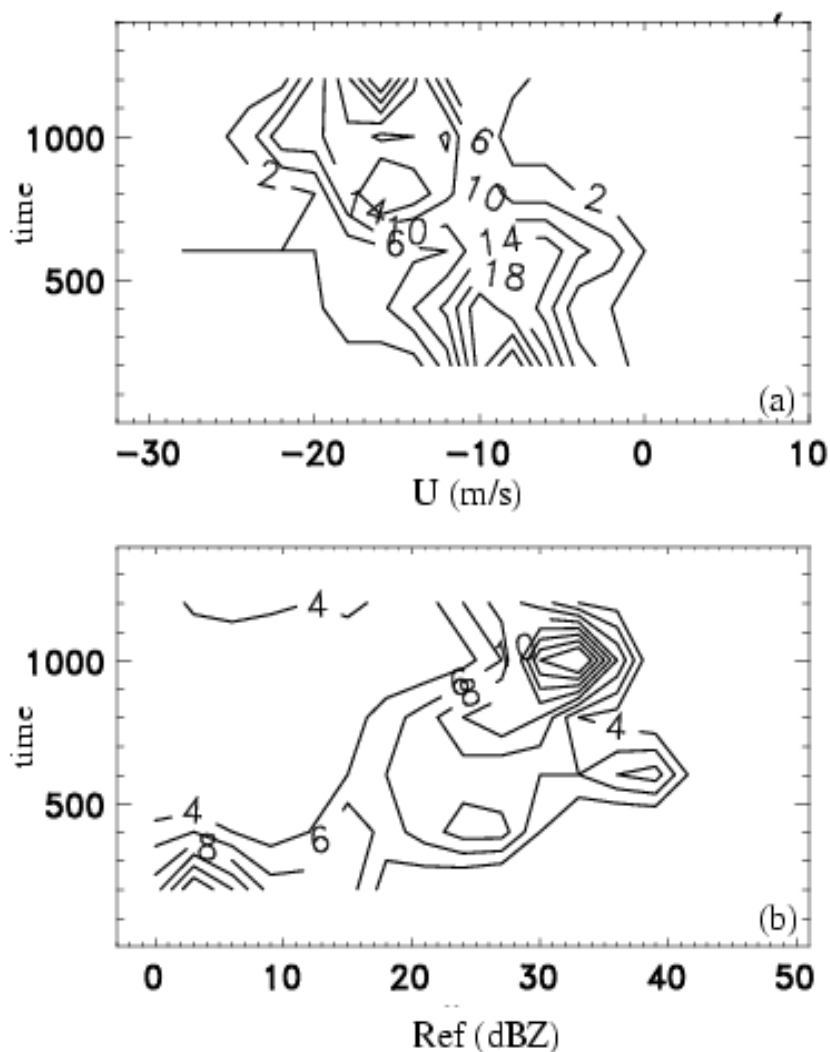
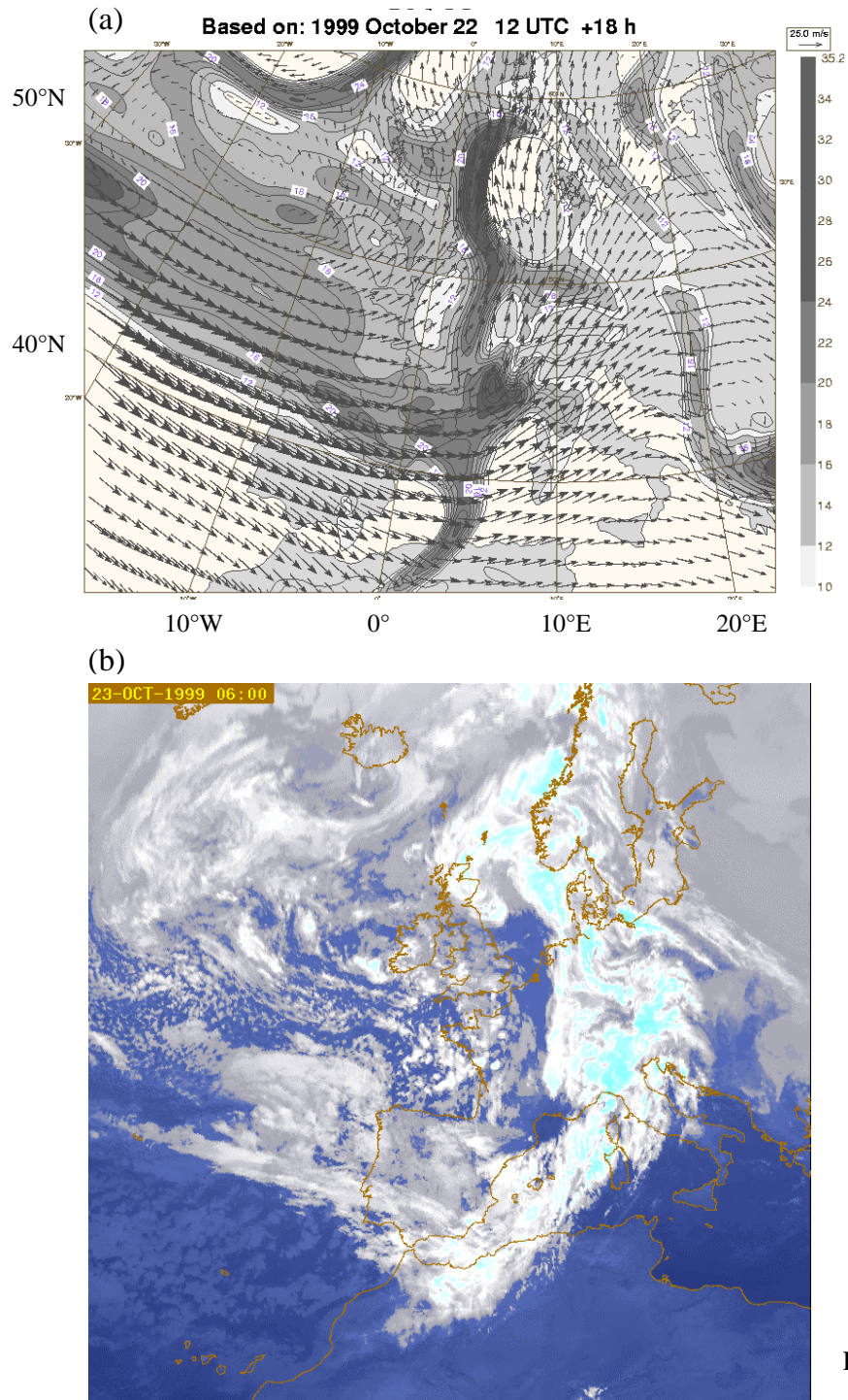


Figure 11

Variations temporelles de la fréquence de distribution de (a) la composante ouest-est du vent et de (b) la réflectivité, calculées en-dessous de 2 km d'altitude dans la plaine (quart sud-est du domaine 1-b).

Dans le temps, l'augmentation des valeurs de réflectivité est corrélée au renforcement de la composante est du vent (valeurs négatives) dans la couche 0-2 km.



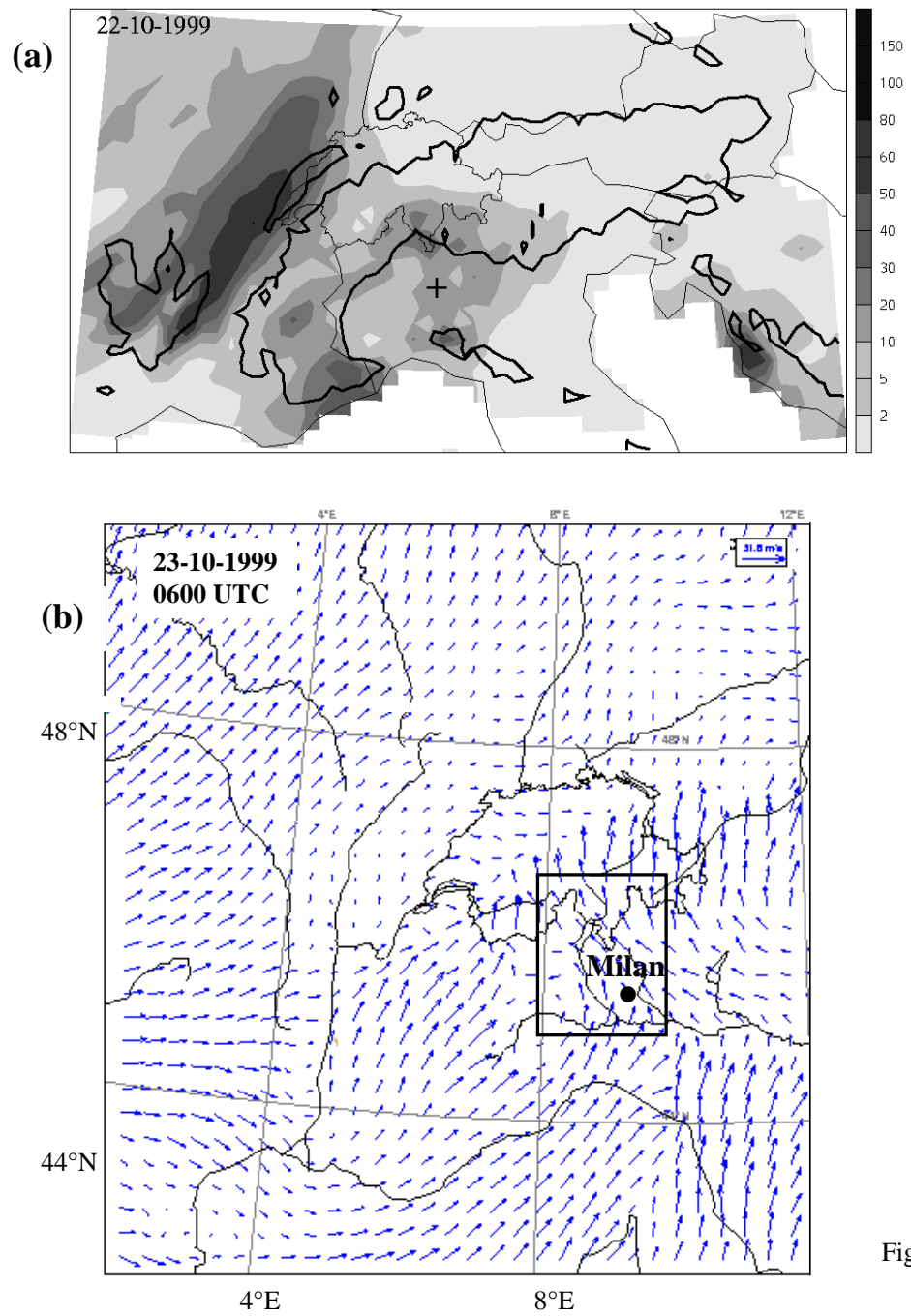


Figure 13

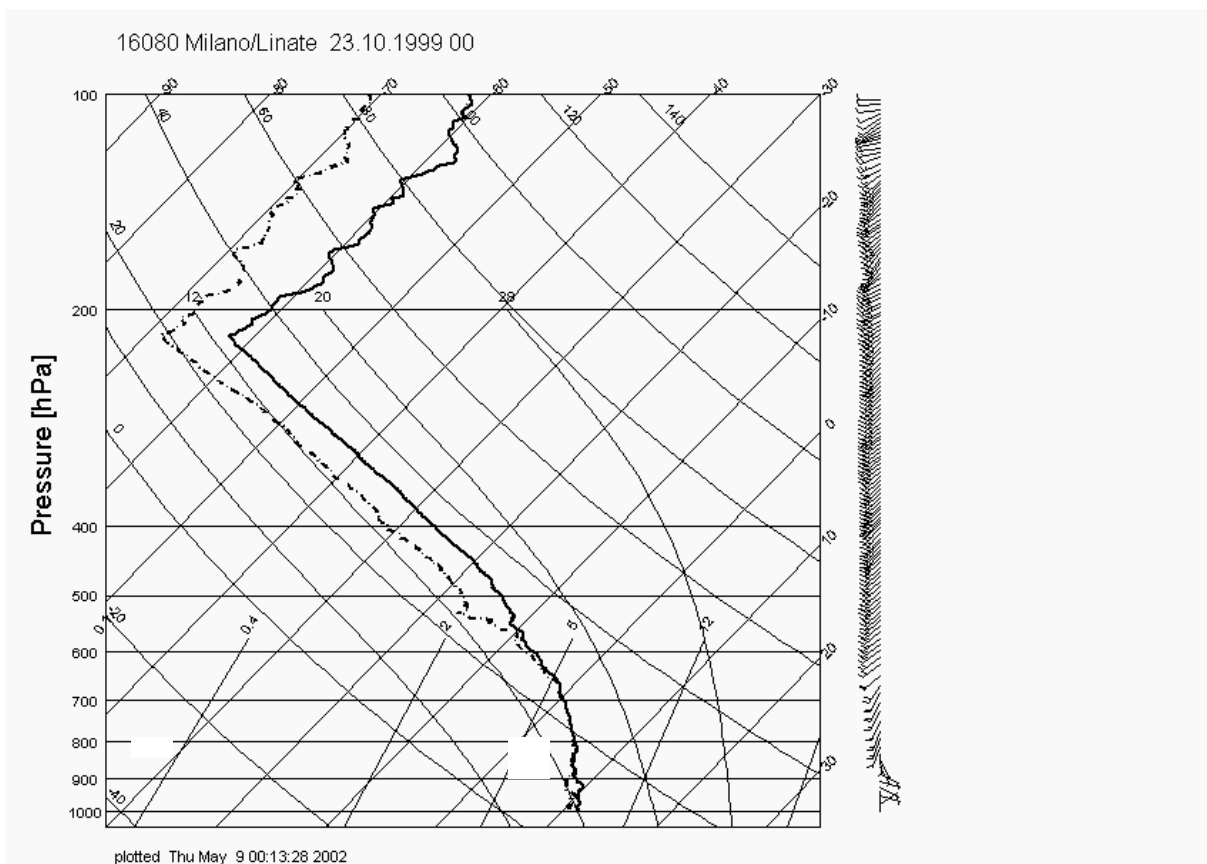


Figure 14

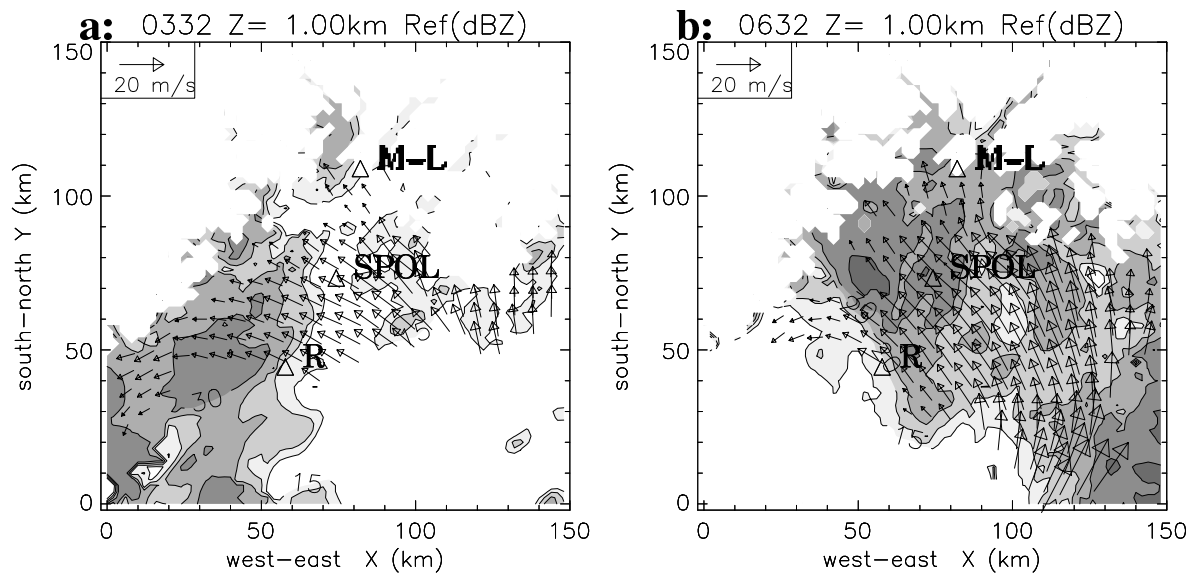


Figure 15

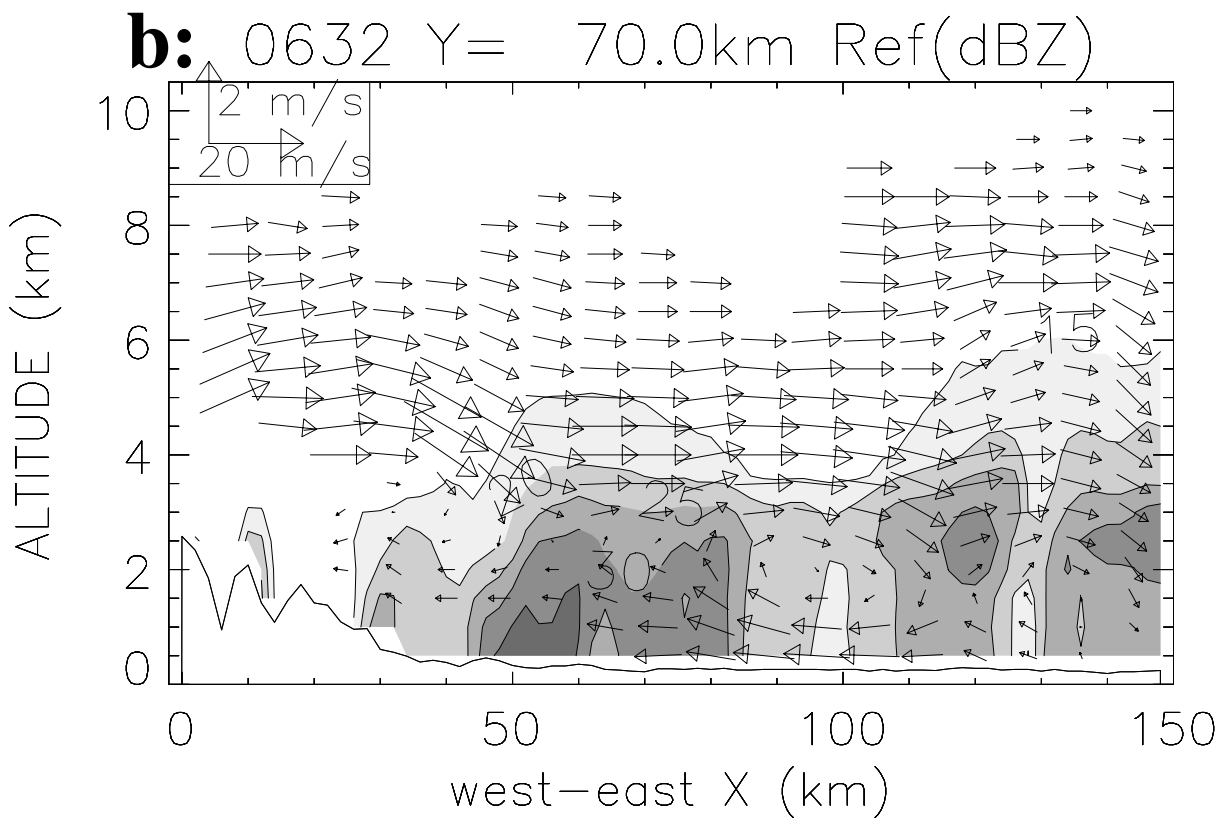
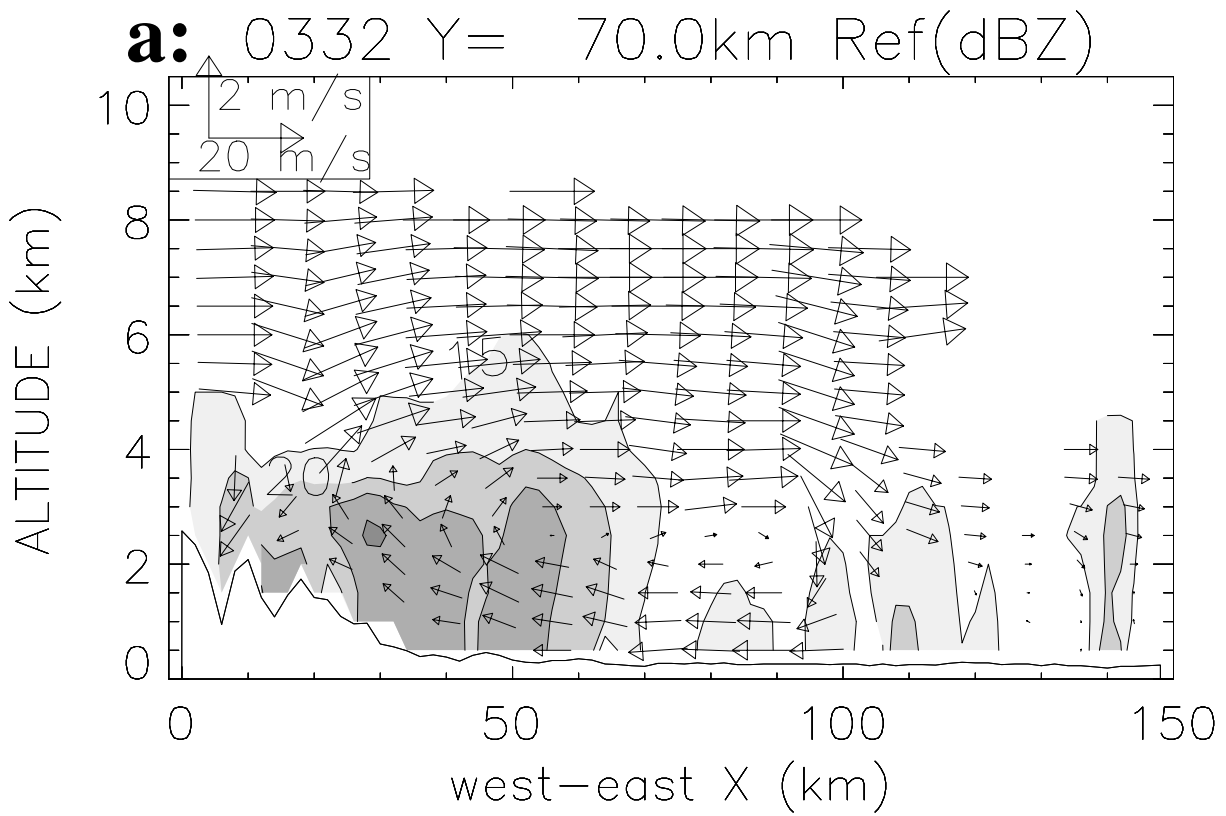


Figure 16

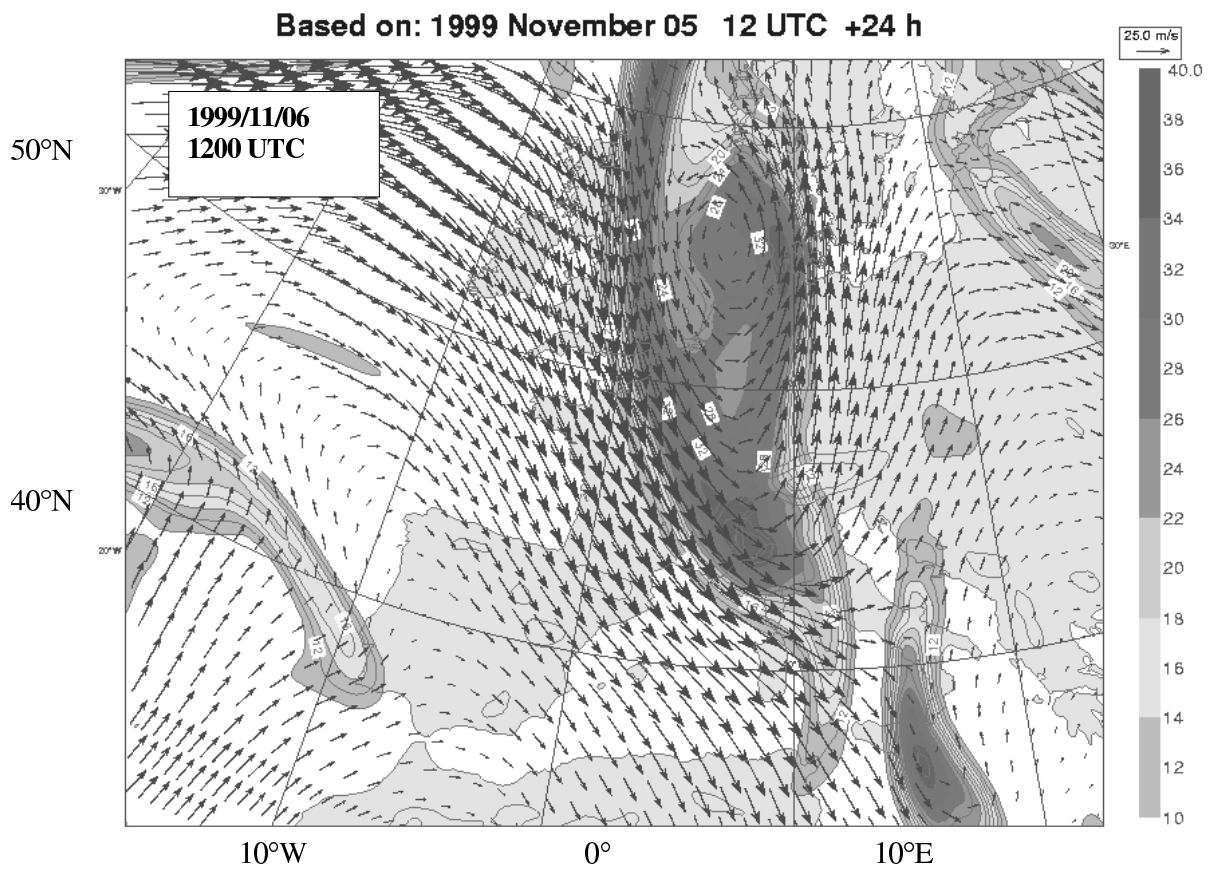


Figure 17

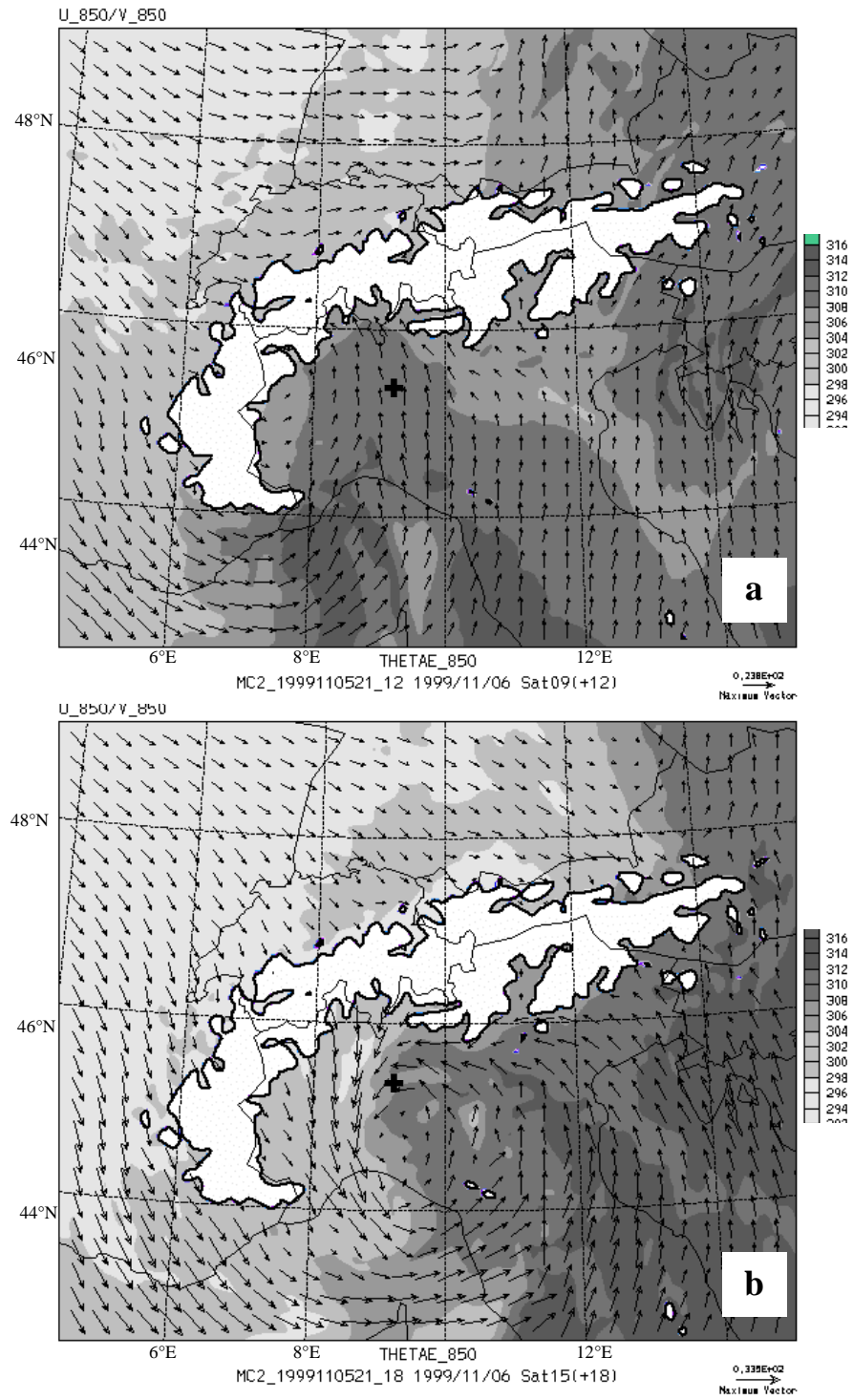


Figure 18

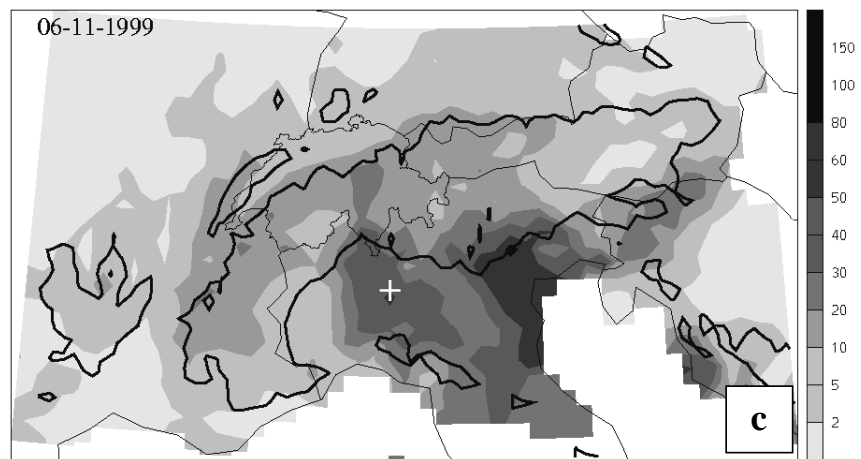


Figure 18 Continued

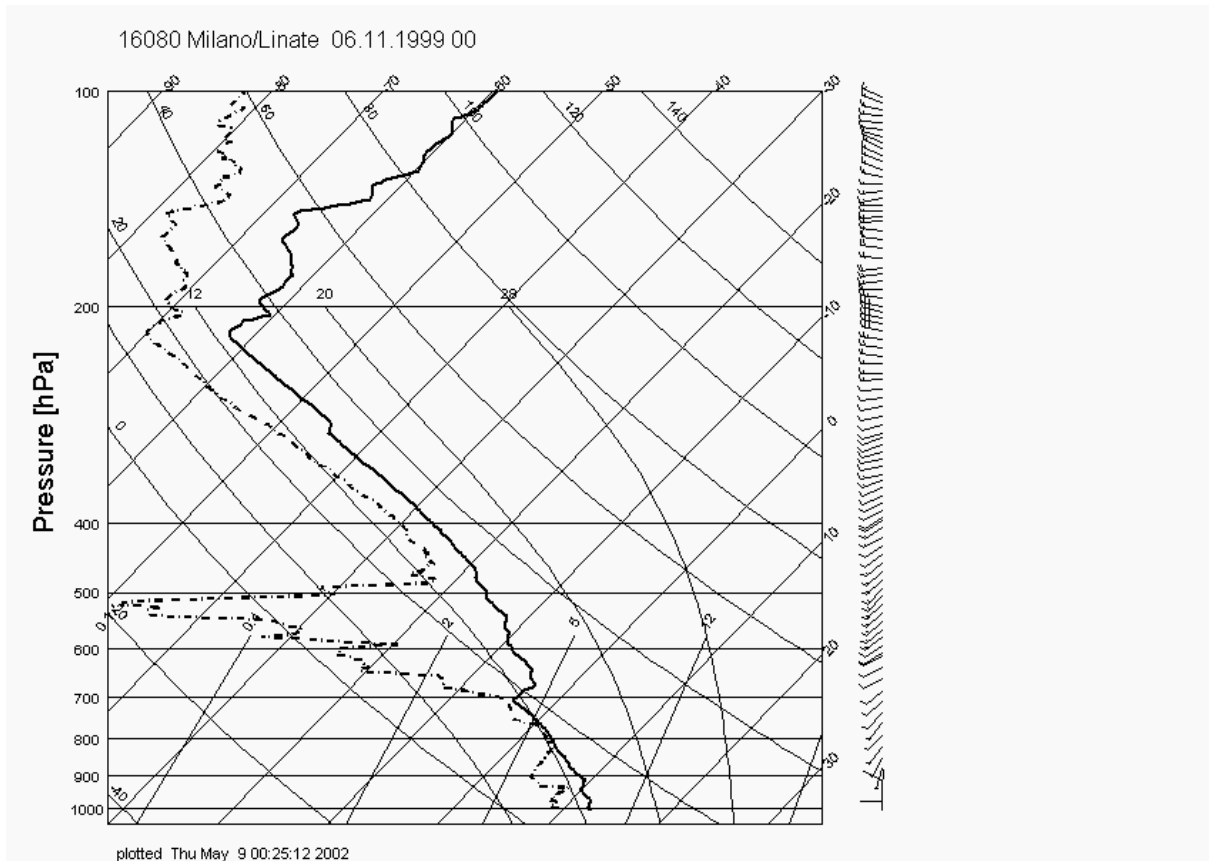


Figure 19

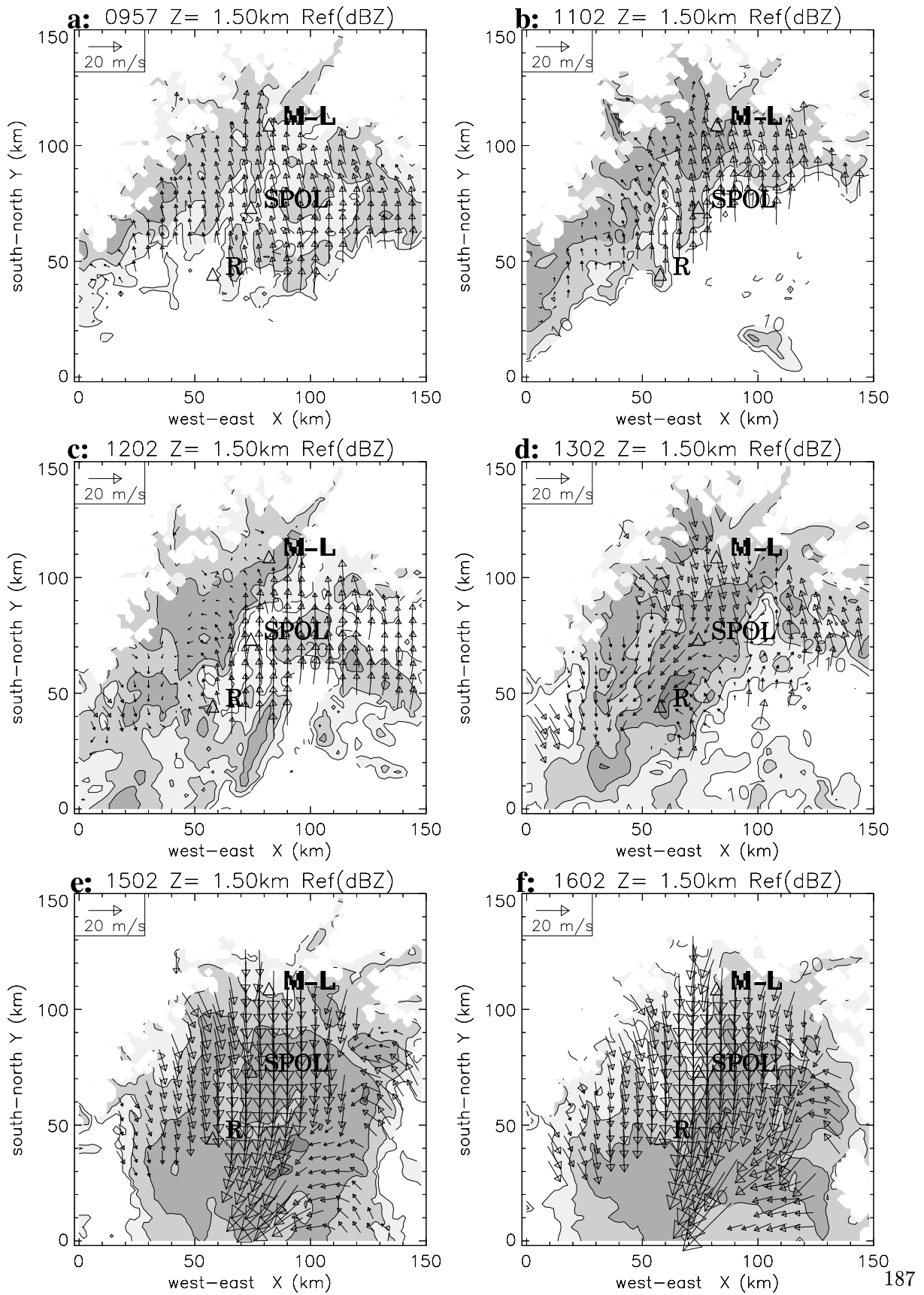


Figure 20

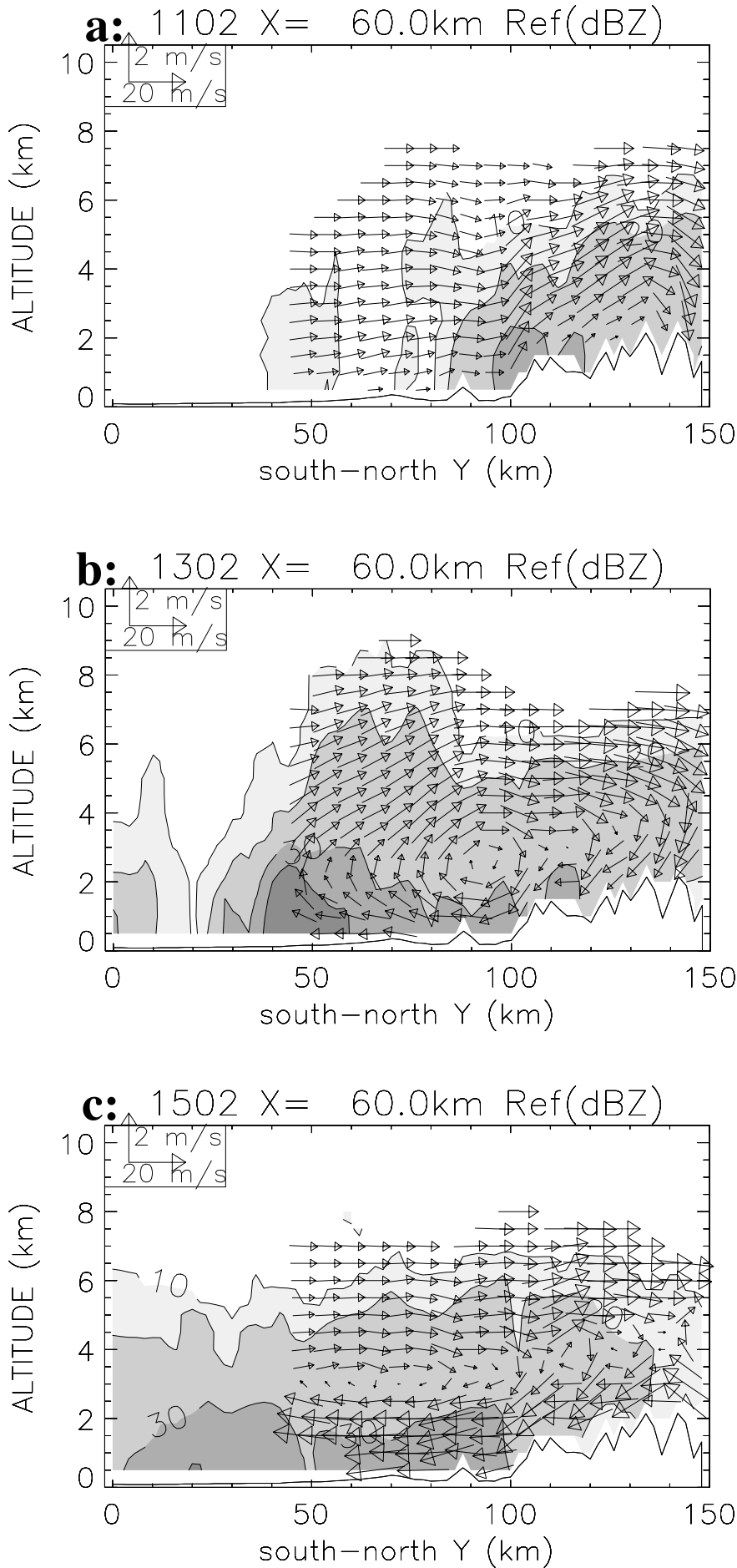


Figure 21

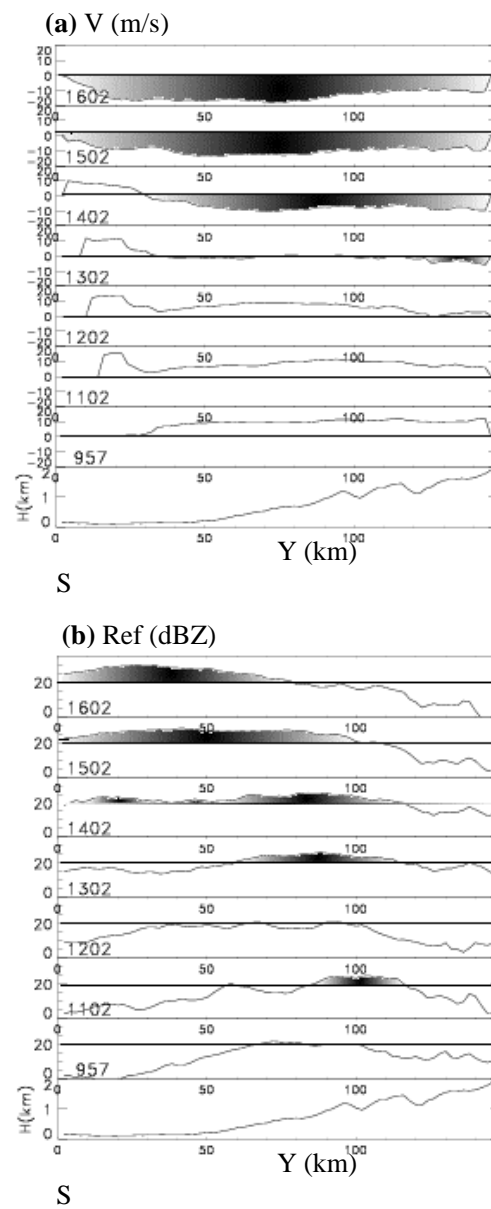


Figure 22

Conclusions

Ce travail de thèse, basé pour une bonne part sur les observations de radar Doppler, s'inscrit dans le cadre du programme international MAP dont l'un des thèmes est l'étude des mécanismes des précipitations orographiques.

La phase expérimentale de MAP s'est déroulée à l'automne 1999, sur l'ensemble du massif alpin. Pour compléter le réseau existant, des instruments de mesure et d'observation ont été spécialement déployés, particulièrement dans la région du Lac Majeur (LMTA), région régulièrement touchée par les précipitations. Les radars Doppler sol et aéroportés, notamment, ont été utilisés de façon intensive pour documenter les systèmes pluvieux touchant cette zone et le reste des Alpes.

L'étude menée a consisté tout d'abord en la validation des données radar qui a demandé un lourd investissement, puis en l'étude scientifique de plusieurs POIs, illustrant des cas de précipitations intenses à modérées, dans la région LMTA et celle du Frioul.

La validation (ou *pré-traitement*) des données issues des radars Doppler a été une étape importante. En effet, la finalité de leur utilisation est la restitution des champs tridimensionnels de vitesse et de réflectivité. Une phase antérieure à MAP a été destinée à l'élaboration d'algorithmes ayant cette fin (*traitement*). Ceux-ci tiennent compte en particulier de l'orographie, tant au niveau du signal radar (signal contaminé qu'il est indispensable d'éliminer), qu'au niveau des hypothèses sur les conditions de surface (effet de pente non négligeable dans l'écoulement superficiel induisant une composante verticale du vent à la surface, jusqu'à présent ignorée). La version finale de restitution est la chaîne RAMDAM (Chong et al. 2000), validée et testée avant MAP, puis utilisée en temps réel lors de la campagne de mesures. Si elle a donné de bons résultats à cette occasion, les ré-analyses des champs restitués avec

une résolution plus fine (spatialement et temporellement) ont été moins probantes. Ceci a motivé l'amélioration de la phase de *pré-traitement* des mesures de réflectivité, et surtout de vitesse Doppler très souvent entachée d'*aliasing*. Cette étape est une « étape de validation à seuil », i.e. basée sur des paramètres dont les valeurs limites sont fixées par l'utilisateur en fonction des cas d'étude. C'est en ce sens que l'étape de *pré-traitement* a été délicate, et cependant elle a été essentielle à la qualité des champs de vent et précipitation finalement obtenus.

L'analyse de ces champs nous a permis l'étude de plusieurs POIs sur les 16 qui se sont déroulées durant la phase expérimentale de MAP : un cas de précipitations marquées, de nature convective (POI 2B) dans la LMTA, un cas de ligne de cellules convectives dans la région du Frioul (POI 5), et quatre POIs pour lesquelles les précipitations se sont révélées plus modérées, et de nature stratiforme, dans la LMTA (POIs 4, 8, 9 et 15). L'annexe de ce manuscrit répertorie les conditions synoptiques et méso-échelles de chacune des POIs. En s'y référant, le lecteur pourra visualiser rapidement les principales caractéristiques énoncées ci-dessous.

La POI 2B est la POI de MAP qui a conduit aux plus forts taux de précipitations. Elle est caractérisée par l'avancée d'un thalweg d'altitude d'ouest en est, ralentie par une dorsale située sur l'Europe de l'est, à l'origine de la persistance des pluies sur la LMTA. La confluence d'un jet de barrière, d'origine Adriatique, et du flux pré-frontal de sud à sud-est est le facteur générateur des précipitations qui ont touché cette zone. L'analyse des champs restitués à partir des données Doppler a révélé une corrélation entre intensité des pluies et composante est du vent de barrière. D'autre part, elle a permis de mettre en évidence l'advection des cellules précipitantes formées dans la plaine vers le relief, ce qui a résulté en des chutes de pluie toujours uniformes sur les pentes, et par suite à de forts cumuls à ce niveau, alors qu'elles ont été plus variables sur la plaine.

Pour cette POI, nous avons évalué l'impact des Alpes au niveau de l'assèchement du flux incident sur ses pentes. Celui-ci est faible, i.e. la proportion de précipitations par rapport à la quantité de vapeur d'eau n'a rien d'exceptionnel. Par contre, les gouttes de pluie effectivement formées atteignent le sol, ce qui explique les cumuls observés pour la POI 2B.

La POI 5 a donné lieu à l'observation d'une ligne de cellules convectives, de sa formation à sa dissipation, dans la partie est des Alpes. Nous avons étudié son évolution au moyen

d'analyses combinées de données de radars Doppler et de simulations numériques issues du modèle Méso-NH. Sa génération est associée à l'arrivée d'un front froid. Les premières cellules convectives sont apparues sur les pentes des Alpes Carniques, puis tout en progressant vers l'est, la ligne s'est étirée vers le sud, jusqu'à atteindre plus de 100 km de long sur la mer Adriatique, sa source directe d'humidité. L'impact direct des Alpes sur la ligne, à ce moment de son évolution, consiste en l'élargissement de la bande pluvieuse au niveau des pentes, et au renforcement des cellules. Sa progression vers l'est est accompagnée du renforcement d'un flux d'air froid, le *Bora*, provenant du nord des Alpes et contournant le massif par l'est. Le *Bora* est à l'origine de la dissipation de la bande pluvieuse. Son interaction avec le flux d'air chaud alimentant la bande précipitante prend la forme d'un pseudo-front chaud, et se traduit par une large zone de précipitations stratiformes sur la Slovénie.

Outre l'impact global du massif alpin, à l'origine de la déviation des principales masses d'air mises en jeu pour l'épisode pluvieux de la POI 5, l'importance de l'orographie de petite échelle dans l'évolution et la morphologie de la ligne précipitante a pu être mise en évidence, via les tests de sensibilité menés avec le modèle Méso-NH. En particulier, les irrégularités du relief de l'ordre du kilomètre ont joué un rôle important, en retardant la progression vers l'est du front froid, et vers le sud du front chaud piloté par la masse d'air froid associé au *Bora*.

Enfin, les POIs 4, 8, 9 et 15 illustrent des cas de précipitations modérées et le processus de blocage. A l'inverse des POI 2B et 5, le flux pénétrant la LMTA, et à l'origine des précipitations, est stable. En conséquence, il est facilement dévié par la barrière alpine. A cette caractéristique s'ajoute l'établissement d'un second flux au fil du temps, jouant le rôle du facteur bloquant. Ce dernier flux est d'origine post-frontale pour les POIs 4 et 15. Pour la POI 8, il est dû à la stratification de la troposphère et à l'extrême stabilité de l'air de basses couches. C'est l'air dévié, auquel s'ajoute la contribution des *down-valley flow* (flux de retour générés par les précipitations dans les vallées profondes), qui va peu à peu prendre le rôle du facteur bloquant. La POI 9 illustre un cas de blocage par de l'air des niveaux supérieurs, plongeant au niveau des pentes des Alpes de l'ouest. La manifestation du blocage pour les quatre POIs résulte en la délocalisation des zones précipitantes en amont des pentes alpines. C'est en ce sens qu'il est essentiel de pouvoir prévoir l'occurrence du blocage et son ampleur. A ce titre, il est à noter que, durant l'expérience, la mauvaise prévision des précipitations au cours de la POI 8 résultait d'une sous-détermination systématique de l'épaisseur et de l'étendue du blocage.

La comparaison de ces 6 POIs en terme de cumuls de pluie et d'ingrédients favorables aux

POIs	2B	4	5	8	9	15
Taux de précipitations	★★★★	*	**	***	**	*
Système synoptique dépressionnaire	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Système d'altitude quasi-stationnaire	✓				✓	
Direction perpendiculaire du flux incident	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Jet de basses couches instable	✓		✓			
Basses couches humides	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Persistance des précipitations sur la LMMA	✓			✓	✓	

TAB. 1 – Caractéristiques des POIs

précipitations intenses (Doswell III et al. 1996, Lin et al. 2001, cf. *chapitre 1*) conduit au tableau 1. Chacune des POIs présente un système synoptique dépressionnaire au nord de l'Europe de l'ouest, un jet humide en basses couches se dirigeant vers les Alpes, perpendiculairement aux pentes (cf. cartes situées en appendice). Les plus forts cumuls sont enregistrés par les POIs 2B et 8 (cf. carte cumuls de précipitations en appendice), alors qu'elles sont caractérisées par un jet de basses couches instable et stable, respectivement. Le facteur clé de ces POIs en ce qui concerne l'importance des cumuls apparaît être plus la **persistance** des pluies que le caractère instable du flux incident : la ligne de cellules convectives de la POI 5, qui montre de fortes valeurs d'intensité de pluie instantanées, s'est déplacée trop rapidement pour donner des cumuls conséquents. Ainsi, sur la région du Lac Majeur, ce sont les précipitations générées lors des POIs 2B et 8 qui ont été les plus durables, durabilité causée par la présence d'un système quasi-stationnaire ralentissant la progression vers l'est du thalweg d'altitude pour la POI 2B, et par l'ampleur du blocage du flux d'alimentation des précipitations pour la POI 8.

Les POIs traitées au cours de cette thèse offrent un premier panorama des précipitations orographiques alpines, et ont permis d'établir les conditions à l'origine de leur déroulement. Cependant, elles ne constituent pas une liste exhaustive. De nombreux cas de MAP restent à analyser.

D'autre part, nous avons principalement travaillé avec les données de radar Doppler, et la modélisation numérique pour la POI 5. La modélisation, validée par les observations dans

un premier temps, s'avère des plus importantes pour identifier les processus à l'origine des précipitations orographiques et comprendre leurs différentes rétroactions. De plus, d'autres instruments ont été mis en oeuvre lors de la phase expérimentale. Il paraît important à long terme de combiner toutes les observations et simulations disponibles pour chaque situation. Ceci a été notre démarche, tout au long de la deuxième partie de ce manuscrit dédiée à l'étude des POIs, où nous avons tenté de rattacher nos résultats à ceux publiés ou en cours de publication, issus d'instruments complémentaires ou de modélisations numériques.

La phase expérimentale de MAP s'est déroulée il y a tout juste 3 ans, tous les cas n'ont pas été exploités, toutes les conclusions n'ont pas été tirées. Par exemple, l'influence des ondes de relief (trace dans les POI 8 et 9) sur la modulation des précipitations, les modes de formation du *down-valley flow* doivent être mieux appréhendés. Ce dernier point est l'un des aspects que nous examinons actuellement avec des simulations numériques de la POI 8 par le modèle Méso-NH. L'autre aspect auquel nous nous intéressons est l'examen des mesures polarimétriques du radar S-Pol, pour élargir l'étude dynamique (données Doppler) à une étude microphysique.

Les données de MAP n'ont donc pas encore dévoilé toutes leurs conclusions . . .

Annexe A

Caractéristiques générales des POIs étudiées

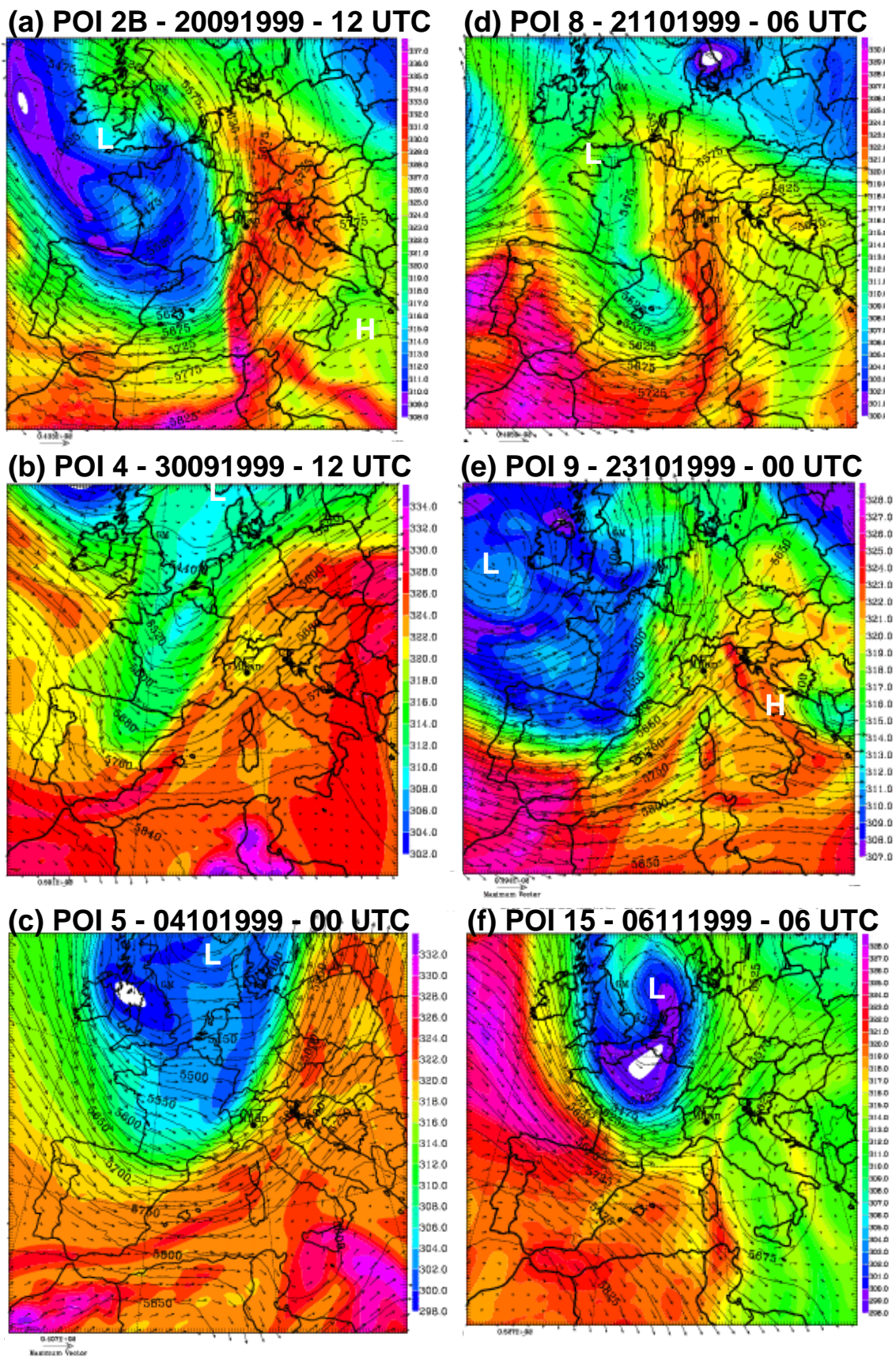
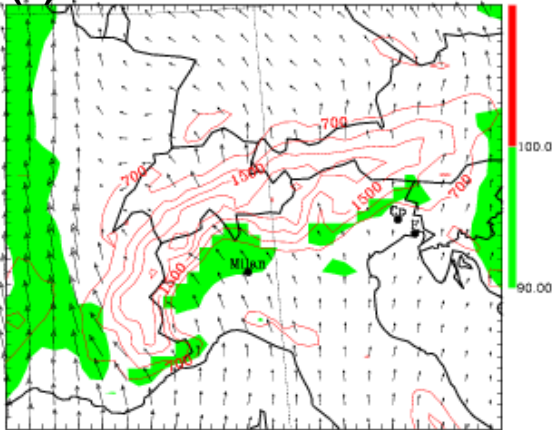
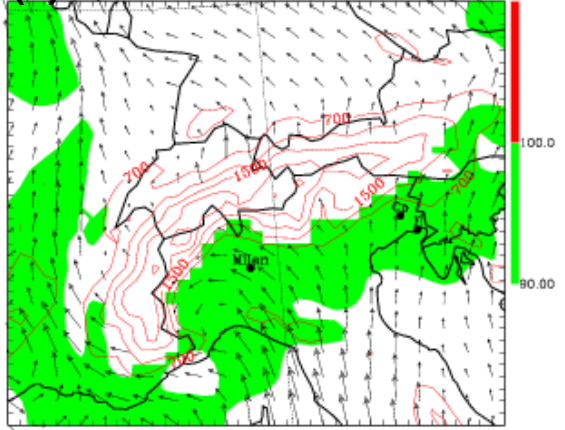


Fig. A.1 – Analyses Arpège à 500 hPa : Température potentielle équivalente (échelle colorée, en K), géopotential (isocontours, en m), et champ de vent (flèches), pour les POIs 2B (a), 4 (b), 5 (c), 8 (d), 9 (e) et 15 (f). Les centres dépressionnaires sont indiqués (L), ainsi que les dorsales (H) qui sont restées stationnaires durant toute la POI considérée.

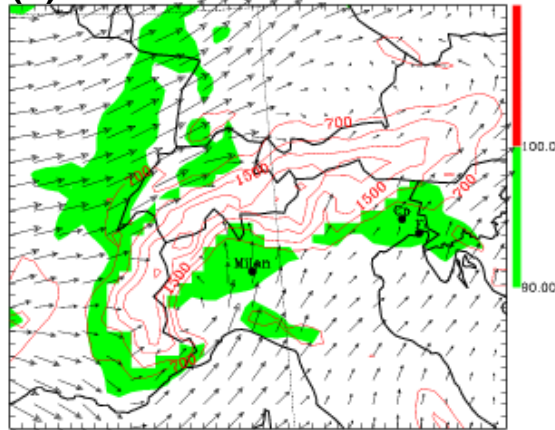
(a) POI 2B - 19091999 - 18 UTC



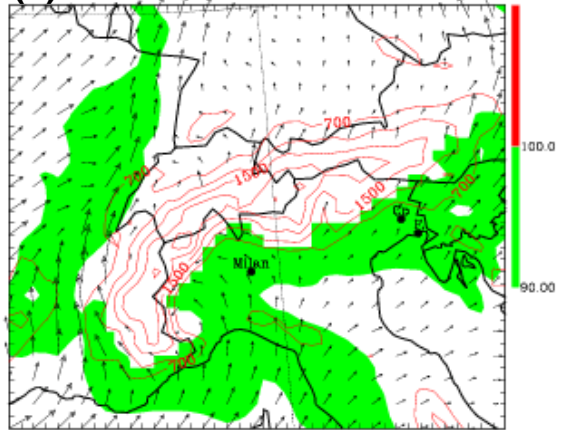
(d) POI 8 - 21101999 - 06 UTC



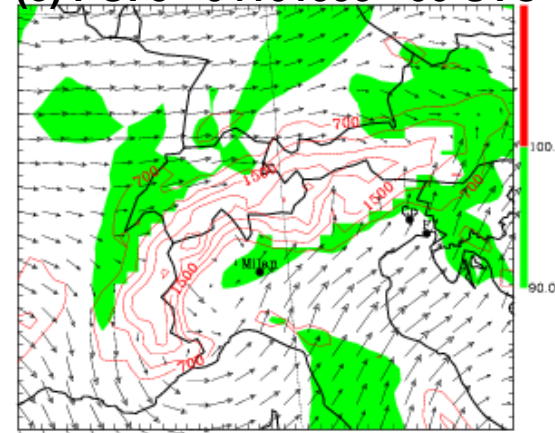
(b) POI 4 - 30091999 - 12 UTC



(e) POI 9 - 23101999 - 00 UTC



(c) POI 5 - 04101999 - 00 UTC



(f) POI 15 - 06111999 - 06 UTC

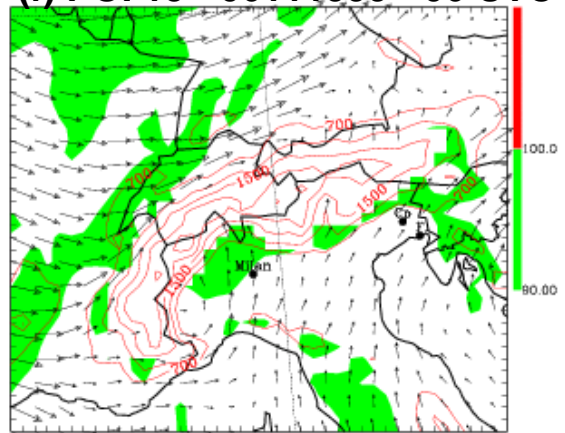


FIG. A.2 – Analyses Arpège à 850 hPa : champs de vent (flèches) et d'humidité relative ($>$ à 90 %), pour les POIs 2B (a), 4 (b), 5 (c), 8 (d), 9 (e) et 15 (f).

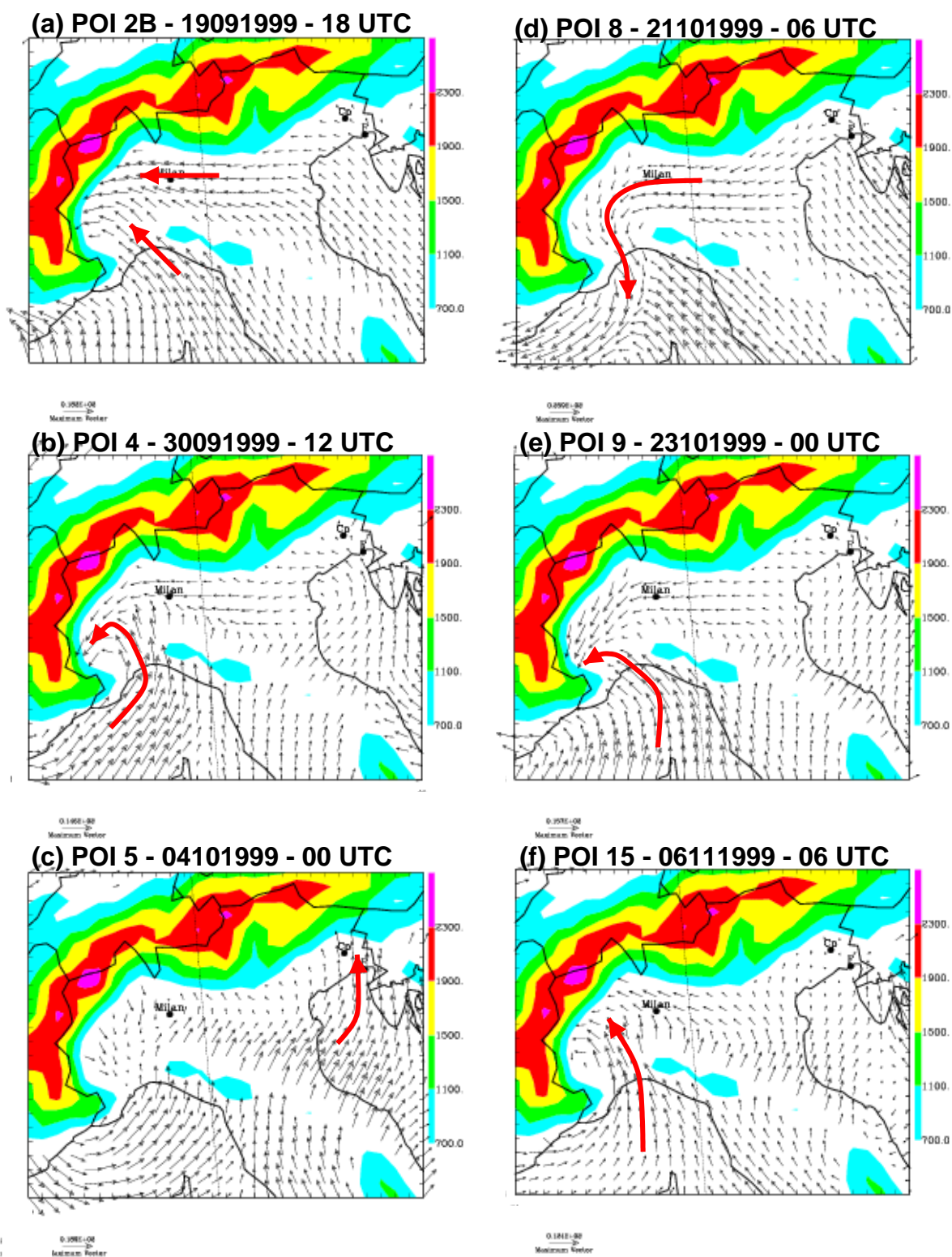


FIG. A.3 – Analyses Arpège à 950 hPa: champs de vent (flèches) pour les POIs 2B (a), 4 (b), 5 (c), 8 (d), 9 (e) et 15 (f).

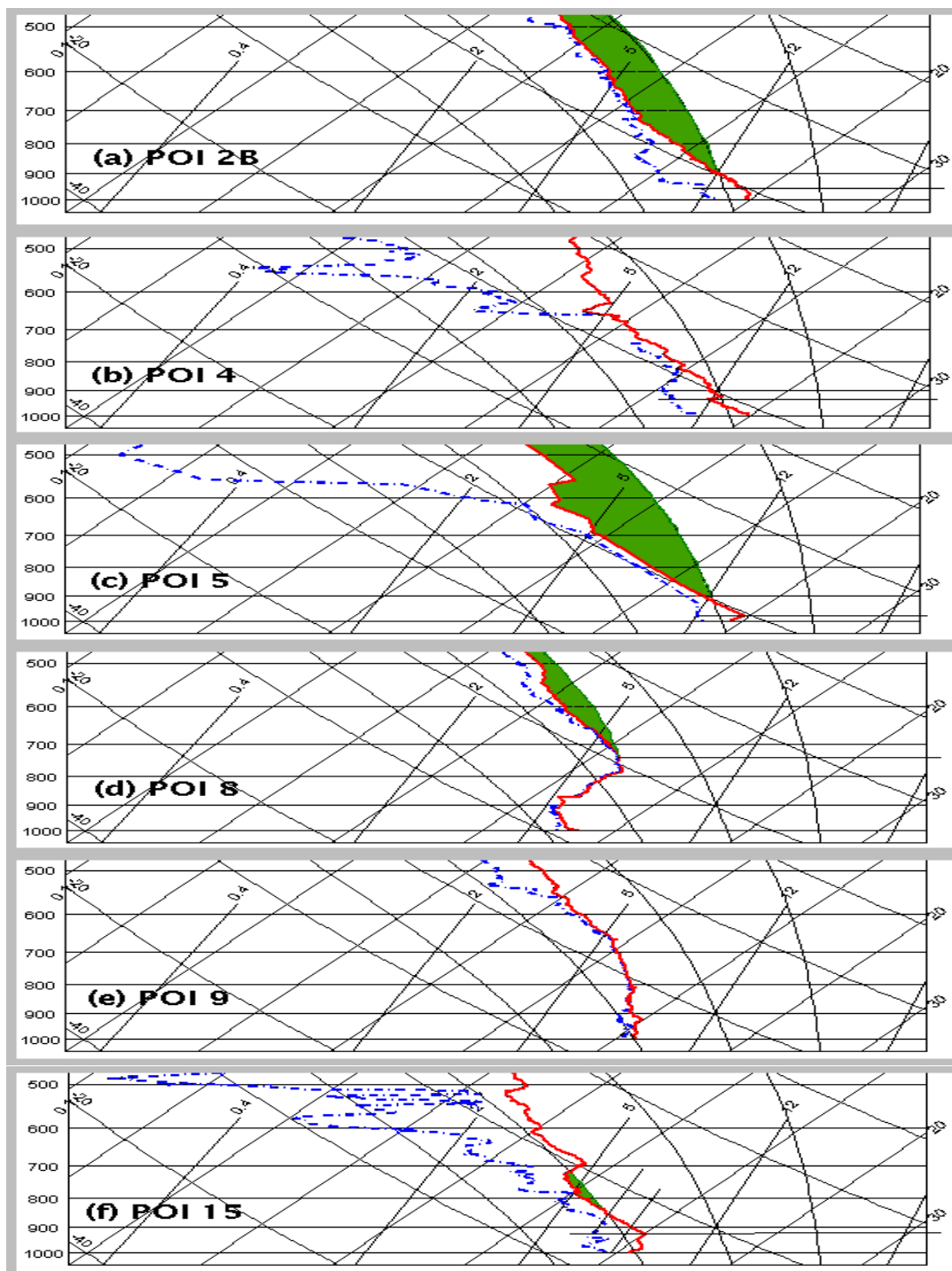


FIG. A.4 – Radiosondages : (a) POI 2B - 19/10/99 18 UTC Milan, (b) POI 4 - 30/09/99 12 UTC Milan, (c) POI 5 - 04/10/99 06 UTC Campoformido, (d) POI 8 - 21/10/99 06 UTC Milan , (e) POI 9 - 23/10/99 00 UTC Milan et (f) POI 15 - 06/11/99 06 UTC Milan.

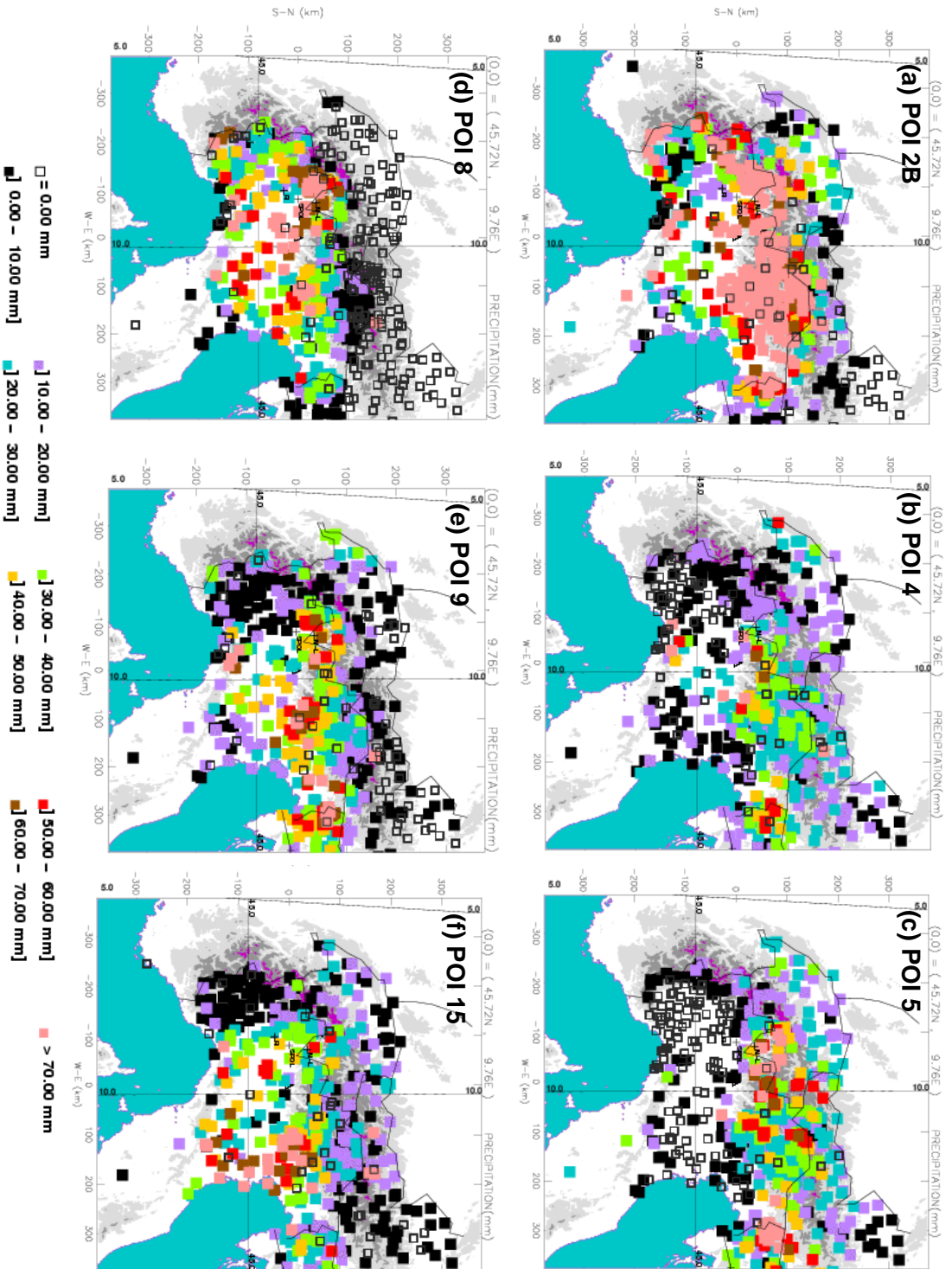


FIG. A.5 – Cumulus de précipitations des POIs 2B(a) du 19/09/1999 à 13 UTC au 21/09/1999 à 01 UTC, 4 (b) du 30/09/1999 à 02 UTC au 01/10/1999 à 0730 UTC, 5 (c) du 03/10/1999 à 00 UTC au 04/10/1999 à 13 UTC, 8 (d) du 20/10/1999 à 12 UTC au 21/10/1999 à 22 UTC, 9 (e) du 23/10/1999 à 00 UTC au 24/10/1999 à 00 UTC et 15 (f) du 06/11/1999 à 00 UTC au 07/11/1999 à 09 UTC.

Bibliographie

- ALPEX, 1982 : Alpine Experiment, Experiment Design. In *GARP-ALPEX*, WMO, editor, 1, Genova.
- Asencio, N., J. Stein, and M. Chong, 2003 : Analysis and simulation of local and regional conditions for the heavy rainfall over Lago Maggiore during MAP IOP2B. *Quart. J. Roy. Met. Soc. to appear*.
- Bergen, D. and R. Brown, 1980 : Interactive radar velocity unfolding. In *19th conference on Radar Meteorology*, Soc., A. M., editor, 278-283.
- Bechtold, P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart, and E. Richard, 2001 : A mass-flux convection scheme for regional and global models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 869–886.
- Bergeron, T., 1968 : On the low-level redistribution of atmospheric water caused by orography. *Actes de la conférence International Cloud Physics, Toronto*.
- Bougeault, P., I. Beau, and J. Stein, 1992 : Validation of meteorological models and parameterizations with observations of the PYREX field experiment. *ECMWF Seminar Proc. Validation of atmospheric models, Reading, UK*, 1.
- Bougeault, P., P. Binder, A. Buzzi, R. Dirks, R. Houze, J. Kuettner, R. Smith, R. Steinacker, and H. Volkert, 2001 : The MAP special observing period. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **82**, 433–462.
- Bougeault, P., P. Binder, and J. Kuettner, 1998 : *MAP Science Plan*. MAP Programme Office, SMI, CH-8044 Zurich, Suisse, 64 pp.
- Bougeault, P. and colleagues, 1993 : The atmospheric momentum budget over a major mountain range: first results of the PYREX field program. *Annales Geophysicae*, **11**, 395–418.
- Bougeault, P., A. Jansa-Clar, B. Benech, B. Carissimo, J. Pelon, and E. Richard, 1990 : Momentum budget over the Pyrenees: the PYREX experiment. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **71**, 806–818.
- Bousquet, O. and M. Chong, 1998 : A MUltiple-Doppler Synthesis and Continuity Adjustment

- Technique (MUSCAT) to recover wind components from Doppler radar measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**, 343–359.
- Bousquet, O. and B. Smull, 2003: Observations and impacts of upstream blocking during a widespread orographic precipitation event. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* to appear.
- Browning, K. and R. Wexler, 1968: The determination of kinematic properties of a wind field using doppler radar. *J. Appl. Meteor.*, **7**, 105–113.
- Buzzi, A., N. Tartaglione, and P. Malguzzi, 1998: Numerical simulations of the 1994 piedmont flood: role of orography and moist processes. *Am. Meteor. Soc.*, **126**, 2369–2383.
- Chong, M. and O. Bousquet, 2001: On the application of MUSCAT to a ground-based dual-Doppler radar system. *Meteor. Atmos. Phys.*, **78**, 133–139.
- Chong, M. and S. Cosma, 2000: A formulation of the continuity equation of MUSCAT for either flat or complex terrain. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 1556–1564.
- Chong, M., J. Georgis, O. Bousquet, S. Brodzik, C. Burghart, S. Cosma, U. Germann, V. Gouget, R. Houze, C. James, S. Prieur, R. Rotunno, F. Roux, J. Vivekanandan, and Z. Zeng, 2000: Real-time wind synthesis from doppler radar observations during the Mesoscale Alpine Programme. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **81**(12), 2953–2962.
- Chong, M. and J. Testud, 1996: Three-dimensional air circulation in a squall line from airborne Dual-Beam Doppler radar data: a test of coplane methodology software. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **13**, 36–53.
- Doswell III, C., H. Brooks, and R. Maddox, 1996: Flash flood forecasting: an ingredients-based methodology. *Wea. Forecasting*, **11**, 560–581.
- Doviak, R. and D. Zrnica, 1984: *Doppler radar and weather observations*. Academic Press, second edition. 562 pp.
- Durrán, D. and Klemp, 2002: The effects of moisture on the Brunt-Vaisala frequency. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2152–2158.
- Ferretti, R., S. Low-Nam, and R. Rotunno, 2000: Numerical simulations of the 1994 piedmont flood of 4-6 november 1994. *Tellus*, **52 A**, 162–180.
- Frei, C. and E. Haller, 2001: Mesoscale precipitation analysis from MAP SOP rain-gauge data. *MAP Newsletter*, **15**, 257–260.
- Frei, C. and C. Schär, 1998: A precipitation climatology of the Alps from high resolution rain gauge observations. *Inter. Jour. of Climatology*, **18**, 873–900.

-
- Georgis, J.-F., F. Roux, M. Chong, and S. Pradier, 2003: Triple-doppler radar analysis of the heavy rain event observed in the Lago Maggiore region during MAP IOP2B. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* to appear.
- Georgis, J.-F., F. Roux, and P. Hildebrand, 2000: Observation of precipitating systems over complex orography with meteorological Doppler radars: A feasibility study. *Meteor. Atmos. Phys.*, **72**, 185–202.
- Gheusi, F., 2001: *Analyses eulériennes et lagrangiennes des systèmes convectifs quasi-stationnaires sur les Alpes*. PhD thesis, Université Toulouse III, 196 pp.
- Gheusi, F. and J. Stein, 2002: Lagrangian description of air flows using Eulerian passive tracers. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 337–360.
- Harrold, T., 1993: Mechanisms influencing the distribution of precipitation within baroclinic disturbances. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **99**, 232–251.
- Houze, R., 1993: *Cloud dynamics*, volume 53 of *International Geophysics series*. Academic Press. 573 pp.
- Houze, R., 2001: Orographic control of precipitation: What are we learning from map? *MAP Newsletter*, **14**, 3–5.
- Houze, R., C. James, and S. Medina, 2001: Radar observations of precipitation and airflow on the Mediterranean side of the Alps: autumn 1998 and 1999. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 2537–2558.
- James, C. and R. Houze, 2001: A real-time four dimensional Doppler dealiasing scheme. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**, 1674–1683.
- Kain, J. and J. Fritsh, 1993: Convective parameterization for mesoscale models: the Kain-Fritsh scheme. *Meteor. Monogr.*, **46**, 165–170.
- Lafore, J.-P., J. Stein, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fischer, P. Hérel, P. Marcant, V. Masson, J.-P. Pinty, J.-L. Redelsperger, E. Richard, and J. Vila-Guerau de Arellano, 1998: The meso-nh atmospheric simulation system. part I: adiabatic formulation and control simulations. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 320–330.
- Lee, W.-C., P. Dodge, F.-D. Marks Jr, and P.-H. Hildebrand, 1994: Mapping of airborne Doppler radar data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **11**, 572–578.
- Lin, Y.-L., S. Chiao, T.-A. Wang, M. Kaplan, and R. Weglarz, 2001: Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *Wea. Forecasting*, **16**, 633–660.

- Massacand, A.-C., H. Wernli, and H.-C. Davies, 1998: Heavy precipitation on the Alpine southside: an upper-level precursor. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1435–1438.
- Pierrehumbert, R.-T. and B. Wyman, 1985: Upstream effects of mesoscale mountains. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 977–1003.
- Pradier, S., M. Chong, and F. Roux, 2002: Radar observations and numerical modeling of a precipitating line during MAP IOP5. *Month. Wea. Rev.*, **130**(11), 2533–2553.
- Pradier, S., M. Chong, and F. Roux, 2003: Characteristics of some frontal stratiform precipitation events past the alpine chain during MAP. *submitted to Month. Wea. Rev.*
- Richard, E., N. Asencio, R. Benoit, A. Buzzi, R. Ferretti, P. Malguzzi, S. Serafin, G. Zängl, and J.-F. Georgis, 2002: Intercomparison of the simulated precipitation fields of the MAP/IOP2B with different high-resolution models. In *10th Conference on mountain meteorology*, American Meteorology society.
- Richard, E., S. Cosma, P. Tabary, and M. Hagen, 2003: High-resolution numerical simulation of a squall line observed during MAP IOP2A. *Quart. J. Roy. Met. Soc. to appear.*
- Richiardone, R. and M. Manfrin, 2002: A rain episode related to a mesoscale gravity wave during MAP. In *10th Conference on mountain meteorology*, American Meteorology society.
- Rotunno, R. and R. Ferreti, 2001: Mechanisms of intense alpine rainfall. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1732–1749.
- Sauvageot, H., 1982: *Radar Meteorology*. Artech House, first edition. 366 pp.
- Schneidereit, M. and C. Schär, 2000: Idealised numerical experiments of Alpine flow regimes and southside precipitation events. *Meteor. Atmos. Phys.*, **72**, 233–250.
- Seity, Y., S. Soula, P. Tabary, and G. Scialom, 2003: The convective storm system during IOP2A of MAP: cloud-to-ground lightning flash production in relation to dynamics and microphysics. *Quart. J. Roy. Met. Soc. to appear.*
- Senesi, S., P. Bougeault, J.-L. Chèze, P. Consentino, and R. Thepenier, 1996: The Vaison-La-Romaine flash flood: Mesoscale analysis and predictability issues. *Wea. Forecasting*, **11**, 417–442.
- Smith, R.-B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Adv. Geophys.*, **21**, 87–230.
- Smith, R.-B., 1989: Hydrostatic airflow over mountains. *Adv. Geophys.*, **31**, 1–41.
- Smith, R.-B. and A. Gronas, 1993: Stagnation points and bifurcation in 3-d mountain airflow. *Tellus*, **45A**, 28–43.

-
- Smolarkiewicz, P.-K. and R. Rotunno, 1989: Low froude number flow past three-dimensional obstacles. part I: Baroclinically generated lee vortices. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1154–1164.
- Stein, J., E. Richard, J.-P. Lafore, J.-P. Pinty, N. Asencio, and S. Cosma, 2000: High-resolution non-hydrostatic simulations of flash-flood episodes with grid-nesting and ice-phase parameterization. *Meteor. Atmos. Phys.*, **72**, 203–221.
- Steiner, M., O. Bousquet, R.-A. Houze, B.-F. Smull, and M. Mancini, 2003: Airflow within major Alpine river valleys under heavy rainfall. *Quart. J. Roy. Met. Soc. to appear*.
- Straka, J.-M., D.-S. Zrníc, and A.-V. Ryzhkov, 2000: Bulk hydrometeor classification and quantification using polarimetric data. synthesis of relations. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 1341–1372.
- Tabary, P., 2002: *Observations radar de systèmes précipitants orographiques pendant l'expérience MAP*. PhD thesis, Université Toulouse III, 296 pp.
- Tabary, P. and M. Petitdidier, 2002: Application of a Bayesian wind-profile retrieval technique to radar data collected in the Alpine southern upslope region and comparison with upstream wind profiler measurements. *submitted to J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**, 875–887.
- Tabary, P., G. Scialom, and K. Van Der Straeten, 2000: A comparative study of two new approaches to estimate the vertical wind profile from aliased radial velocities. *Physics and Chemistry of the Earth*, **25**, 1215–1220.
- Testud, J., P.-H. Hildebrand, and W.-C. Lee, 1995: A procedure to correct airborne Doppler radar data for navigation errors using the echo returned from the Earth's surface. *Mon. Wea. Rev.*, **12**, 800–820.
- Thepaut, J.-N. and coauthors, 1998: The operational global data assimilation system at Meteo-France. In *HIRLAM 4 Workshop on variational analysis in limited area models*, HIRLAM 4 Project, Toulouse France, 25-31.
- Volkert, H., 2000: Heavy precipitation in the Alpine region (HERA): areal rainfall determination for flood warnings through in-situ measurements, remote sensing and atmospheric modelling. *Meteor. Atmos. Phys.*, **72**, 73–85.
- Yamada, Y. and M. Chong, 1999: VAD-based determination of the Nyquist interval number of Doppler velocity aliasing without wind information. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 447–457.