
Численное исследование локальных циркуляций в атмосфере Кахети в случае фонового западного ветра

Сурмава А. А.

Институт геофизики им. М. З. Нодиа Тбилисского государственного университета, ул.
Алексидзе No. 1, 0160, Тбилиси, Грузия
e-mail: aasurmava@yahoo.com

Введение

Кахети является приграничным регионом Грузии и одним из основных производителей сельскохозяйственных продуктов. Он имеет сложный рельеф и характеризуется различными локальными климатическими условиями в различных районах региона. Данные метеорологических наблюдений, проведенных за последние двадцать лет показывают, что и в Кахети происходят изменение климатических условий и интенсификация опасных метеорологических условий [1].

В [2] предложена численная модель расчёта метеорологических полей, которые формируются над сложным рельефом Кахети при различных фоновых синоптических ситуациях, и выявлены особенности развития мезометеорологических атмосферных процессов над Кахети при фоновом восточном ветре. Настоящая работа является продолжением исследования [2] в случае стационарного фонового западного ветра.

Как и в [2], рассматривается прямоугольная область с горизонтальными размерами 236 км × 180 км. Она включает в себе Кахети, города Тбилиси, Рустави и прилегающие территории Грузии и Азербайджана. Предполагается, что выбранный регион обтекается фоновым западным стационарным ветром, в котором скорость ветра растёт от 1 м/с на уровне $z = 10$ м до 20 м/с - на уровне тропопаузы. Фоновая температура падает с юга на запад с постоянным градиентом 0.75 °C на 100 км. Фоновое значение относительной влажности равно 40 %, фоновое значение массовой доли водности равно нулю. В начальный момент времени приняты следующие условия: высота тропопаузы равна 9 км.; отклонения искомым метеорологических элементов от их фоновых значений равны нулю, температура и влажность почвы, температура морских вод равны средним значениям для июня месяца; горизонтальные составляющие скорости ветра вычислены с помощью уравнений геострофического ветра.

Численное моделирование осуществляется в выпрямленной области решения на прямоугольной конечно - разностной сетке $118 \times 90 \times 31$ с горизонтальными шагами 2 км и вертикальным шагом 1/31. Высота приземного слоя равна 100 м. В приземном слое атмосферы количество вертикальных уровней равно 17, шаг сетки меняется от 2 м до 15 м. Шаг по времени равен 10 сек. Вычисления проводились до 3 суток физической времени.

Анализ результатов моделирования

Ветер. На рис. 1 показаны расчётные поля вектора ветра и изолинии модуля скорости ветра в полночь, когда $t = 0$ ч. Из рисунка видно, что величина приземного ветра (на высоте 10 м от поверхности Земли) на всей территории меняется от 0 до 3-4 м/сек. В окрестностях южного склона Главного Кавказского хребта, Цивгомборского хребта и над равнинными территориями, расположенными к востоку от Джавахетского хребта, скорость ветра не превышает 1.5 м/с. Штиль получен только в небольшом районе вблизи г. Лагодехи. На Элдарской низменности, в окрестностях Алазанской, Картлийской и Ширакской равнин скорость ветра не превышает 1 м/сек. Над Главным Кавказским и Триалетским хребтами скорость ветра находится в интервале 2-3 м/сек. Состояние штиля получено на северной части Алазанской долины, над Панкисским хребтом и в Лочинском ущелье.

Над вершинами горных хребтов скорость ветра быстро растёт с удалением от поверхности Земли и на высоте 100 м достигает 13 м/с. Над равнинными территориями наоборот, скорость ветра почти не изменяется с высотой, и на уровне 100 м она равна 3 м/с. Штиль получен в районе г. Гурджаани.

В западной части региона получен западный ветер. Чуть восточнее ветер меняет направление. Вблизи рек Кура и Алазани воздух дует вдоль этих рек и становится северо-западным ветром. В восточной части региона, на высоте 100 м, под влиянием Главного Кавказского хребта, ветер делится на два потока.

В северо-восточной части региона, из-за воздействия Главного Кавказского хребта и спускающих от него маленьких ущелий, получены отдельные узкие горно-долинные ветры.

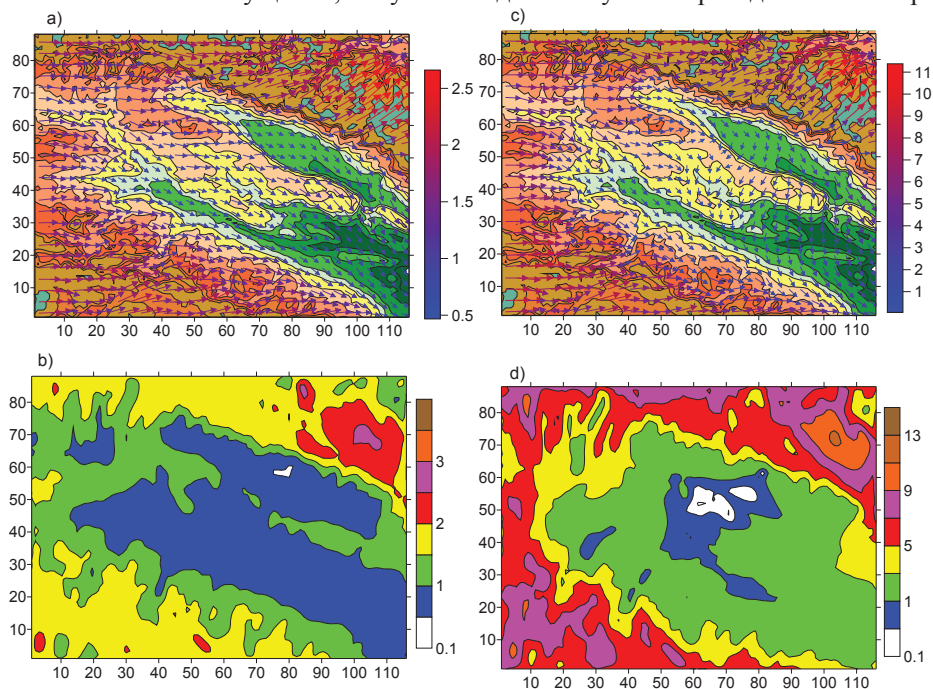


Рис. 1. Поля вектора ветра и изолинии модуля скорости ветра (м/с) на высотах от Земли – $z = 10$ м – a), b) и $z = 100$ м – c), d), когда $t = 0$ ч.

С удалением от пограничного слоя атмосферы влияние локального рельефа на поле ветра ослабевает, скорость ветра постепенно увеличивается, становится близким к фоновому ветру на которое наложено волновое возмущение (Рис. 2). На высоте 3 км от уровня моря скорость ветра равна 6-8 м/с, а на высоте 6 км - 14-18 м/с.

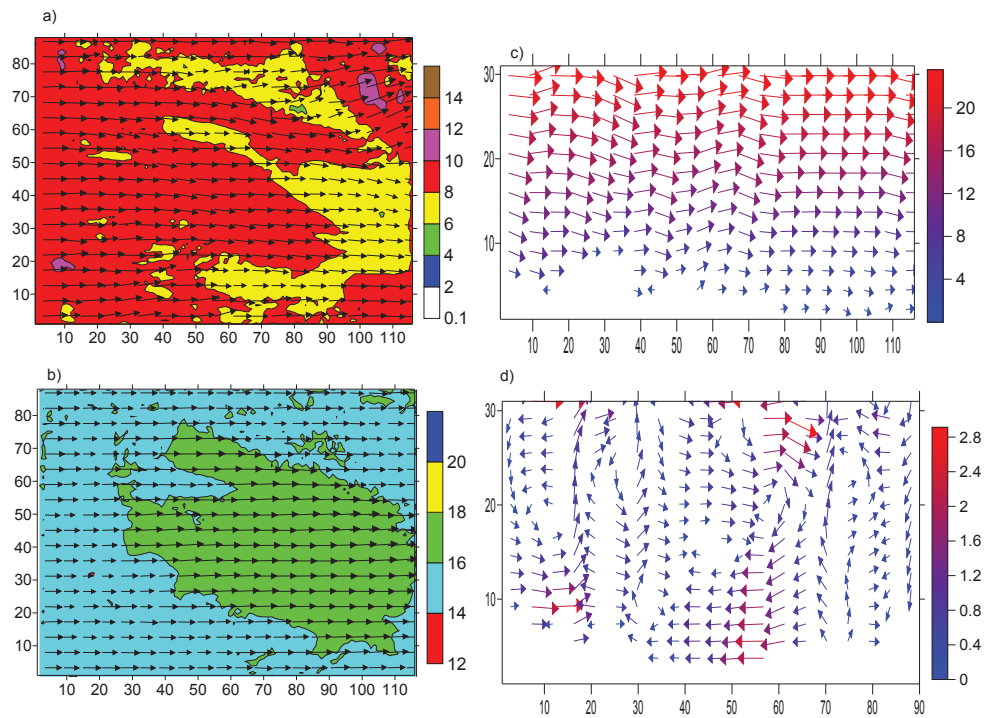


Рис. 2. Поля вектора ветра и изолинии модуля скорости ветра (м/с) на высотах $z = 3$ км от уровня Земли – а), и $z = 6$ км, зональная составляющая скорости ветра в XOZ плоскости при $y=20$ – с) и меридиональная составляющая скорости ветра в YOZ плоскости при $x=20$ – д), когда $t = 0$ ч.

На Рис. 3 показаны поля ветра и модули скорости ветра, рассчитанные при $t = 14$ ч. Из этого рисунка видно, что пространственное распределение ветра сложное, и оно отличается от распределения, полученного при $t = 0$ ч. В западной части региона, на уровне флюгера (Рис. 3 а), получен западный ветер который конвергируется в трёх ущельях восточной части Триалетского хребта. Восточнее, западный ветер делится на две части. Одна часть воздушного потока направлена на северо-восток, переваливает над Иорской возвышенностью и дует в сторону Главного Кавказского хребта. Другая часть воздушного потока направлена на юго-запад.

Главный Кавказский хребет является доминирующим фактором при формировании приземного ветра в восточной части региона. Он препятствует распространению воздуха в пограничном слое атмосферы на северо-восток, меняет направление перемещения воздуха и формирует северо-западный ветер над Алазанской равниной. Северо-западный ветер постепенно преобразуется в широкий поток северного ветра над Ширакской равниной и Елдарской низменностью.

Скорость приземного ветра в западной части региона над равнинами и горными территориями не превышает 2 м/с. В восточной части – в окрестностях Ширакской равнины и Елдарской низменности скорость ветра достигает 6 м/с.

Направления ветра над высокогорными районами при $z = 10$ м и 100 м почти одинаковые, а над равнинами и невысокими хребтами разные (Рис. 3 а), с). Так например, на территориях, прилегающих к Триалетским и Главным Кавказским хребтам, более чётко выражены зоны конвергенции и дивергенции. В центральной части региона, в окрестностях Иорской возвышенности и Цивгомборского хребта получен юго-восточный ветер, который вместе с ветрами прилегающих территорий образует β -мезомасштабную антициклоническую циркуляционную систему движения.

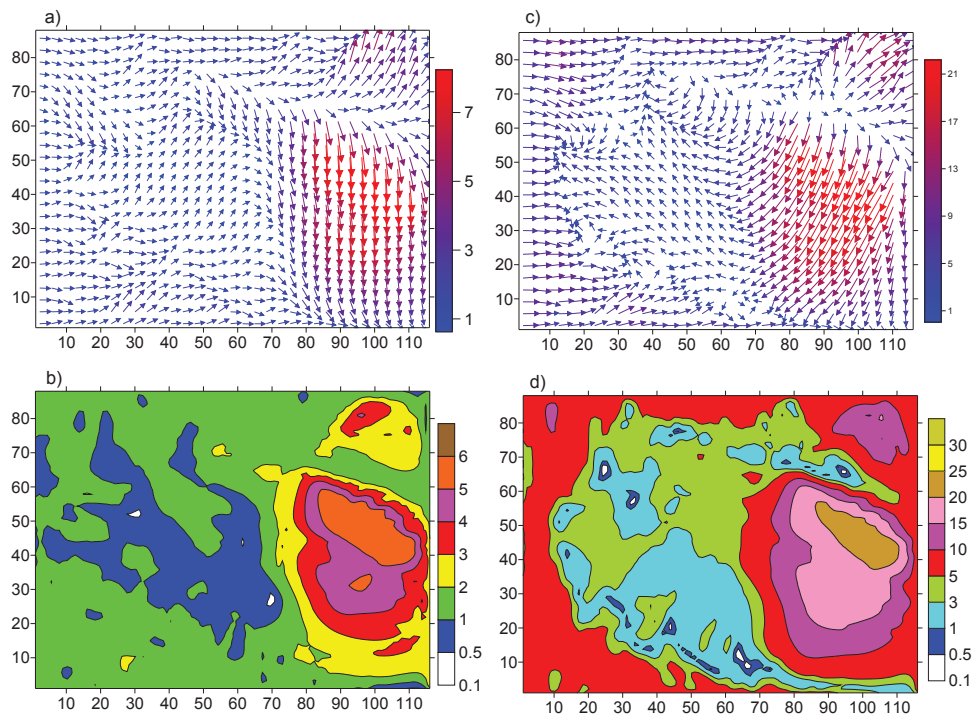


Рис. 3. Поля вектора ветра и изолинии модуля скорости ветра (м/с) на высотах от поверхности Земли – $z = 10$ м – a), b) и $z = 100$ м – c), d) когда $t = 14$ ч.

Сильное бароклинное течение воздуха получено в восточной части региона в окрестностях южного склона юго-восточной части Главного Кавказского хребта на территориях Белоканского, Закаталинского районов и Ширакского поля. В этих районах скорость ветра в слое 10 -100 м растёт почти до 20 -25 м/с. Слабый ветер и штиль получены в нескольких отдельных участках вдоль р. Куры и в верхней части р. Иори.

Поля ветра, полученные на высотах $z > 3$ км, в момент времени $t = 0$ ч и 14 ч (Рис. 2 и Рис. 4) мало отличаются друг от друга, что прямо говорит о слабости влияния локальных особенностей суточного хода температуры на кинематику процесса обтекания рельефа Кахети.

Циркуляционные системы. Анализ распределения горизонтального, меридионального и зонального составляющих скорости ветра (Рис. 1-8) показывает, что процесс обтекания рельефа сопровождается возникновением мезомасштабных вихрей и волны. Они существуют постоянно и меняются по форме и интенсивности циркуляций во времени. Волна распространяется с запада на восток – вдоль фонового течения. Амплитуда волны зависит от высоты препятствия. Она относительно большая в окрестности Главного Кавказского хребта и меньше над Цивгомборским и Джавахетским хребтами.

В зональной плоскости вертикальные вихри возникают не везде, а в некоторых районах в окрестностях хребтов и локализованы в узких зонах в пограничном слое атмосферы (Рис. 4 с), (Рис. 5 а, с), (Рис. 6, 7). Вертикальные зональные вихри выражены менее чётко в полночь, чем в полдень. Вихри ветра антициклонические и их вертикальные протяжённости небольшие (меньше 1 км) и сформированы с подветренной стороны хребтов и в ложбинах расположенных между хребтами.

Вертикальные вихри в зональной плоскости в полдень выражены более отчётливо. Размеры этих вихрей существенно зависят от неровности рельефа, высоты хребта или ширины ущелья. Вертикальная протяжённость вихрей может достигать 2- 2.5 км (Рис. 7, 8), ширина меняется от нескольких км до 30-40 км.

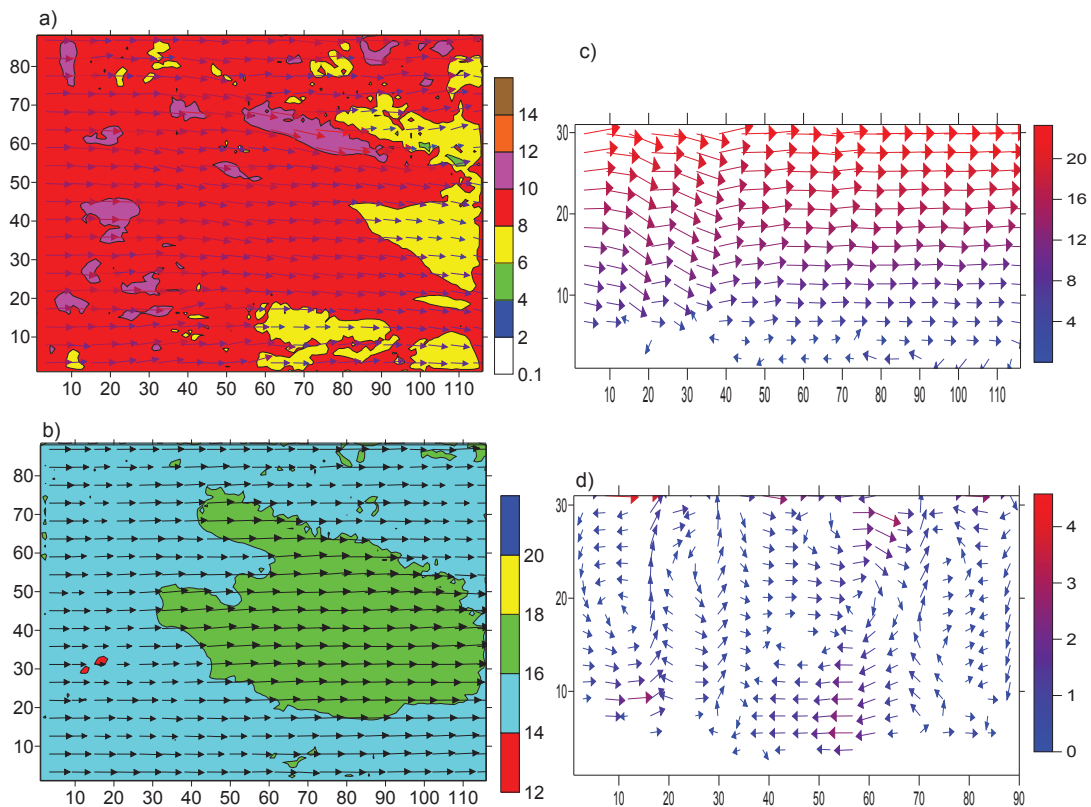


Рис. 4. Поля вектора ветра и изолинии модуля скорости ветра (м/с) на высотах $z = 3$ км от уровня Земли – а), и $z = 6$ км, зональная составляющая скорости ветра в XOZ плоскости, когда $y=20$ – с) и меридиональная составляющая скорости ветра в YOZ плоскости, когда $x=20$ – д), когда $t = 14$ ч.

В меридиональной плоскости вихри получены и в свободной атмосфере и пограничном слое (Рис. 2 d), Рис. 4 d), Рис. 8-10). Когда $t = 0$ ч вихри антициклонические, при $t = 14$ ч они и циклонические, и антициклонические. В свободной атмосфере вихри формируются из-за совместного действия динамических и термических эффектов. Поэтому они в пограничном слое мощные и занимают почти всю толщину слоя. В районах, где имеется большой перепад высоты рельефа, образуется пара циклонического и антициклонического вихря (Рис. 10).

Если комбинировать циркуляции воздуха, полученные в меридиональной и зональной плоскостях, можно заключить, что в пограничном слое атмосферы имеет место вытянутое спирально подобное движение частиц воздуха. Оно интенсифицируется с нагреванием воздуха и ослабевает с уменьшением температуры.

Вертикальная скорость. Поле вертикальной скорости, полученное численным моделированием показывает, что оно имеет γ мезомасштабную структуру, в которой локальное восходящее движение меняется нисходящим, и наоборот (Рис. 11, 13). В центральной части региона на высоте 100 м, в районе Цивгомборского хребта, вдоль рек Куры, Алазани и Иори получены чередующиеся и направленные вдоль рельефа полосы восходящих и нисходящих движений. В этих полосах вертикальные скорости небольшие и находятся в интервале -0.3 (м/с) до 0.1 (м/с). На высоте 3 км и выше, эти полосы разбиваются на более мелкие зоны с более интенсивными вертикальными движениями. На территориях, где имеются большие перепады высот, горизонтальные распределения вертикальной скорости находятся в согласии с гребнями и ложбинами горных хребтов и ущелий. В этих местах модуль вертикальной скорости достигает 1 (м/с).

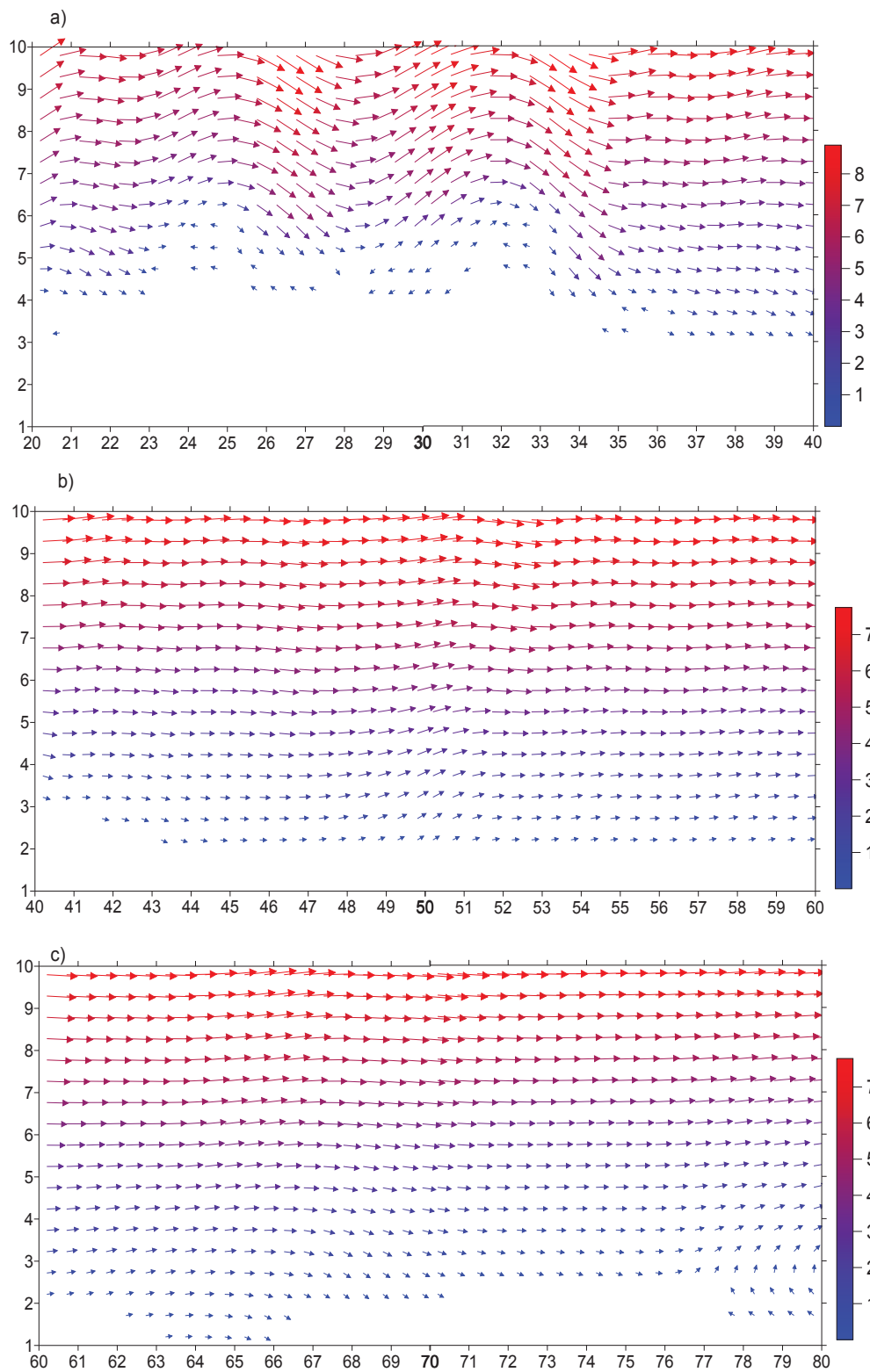


Рис. 5. Зональная составляющая скорости ветра в пограничном слое атмосферы в XOZ на высотах $z \leq 3$ км, $y = 30$ и при $20 \leq x \leq 40$ – а), $40 \leq x \leq 60$ – б) да $60 \leq x \leq 80$ – в), когда $t = 0$ ч.

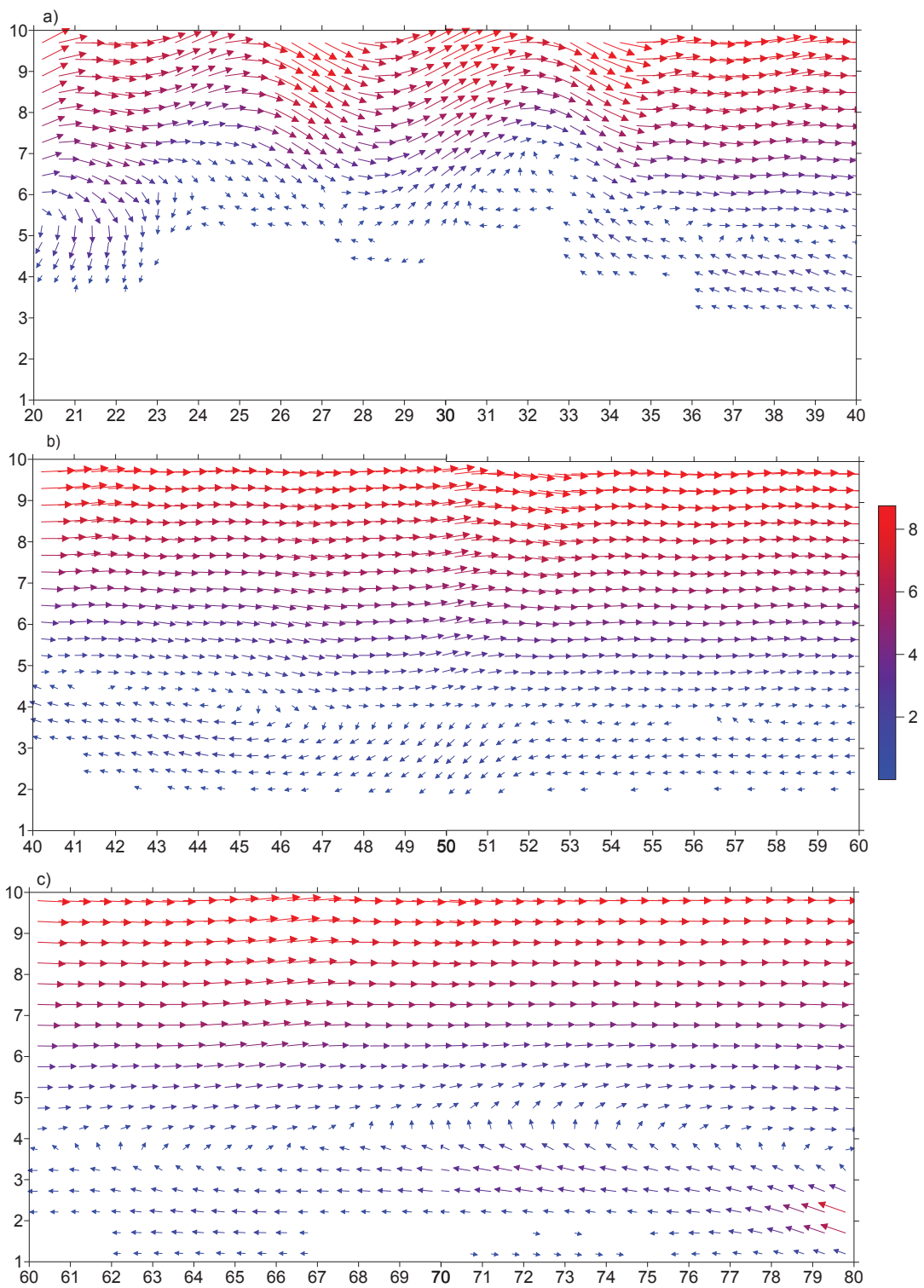


Рис. 6. Зональная составляющая скорости ветра в пограничном слое атмосферы в XOZ на высотах $z \leq 3$ км, $y = 30$ и при $20 \leq x \leq 40$ – а), $40 \leq x \leq 60$ – б) да $60 \leq x \leq 80$ – в), когда $t = 14$ ч.

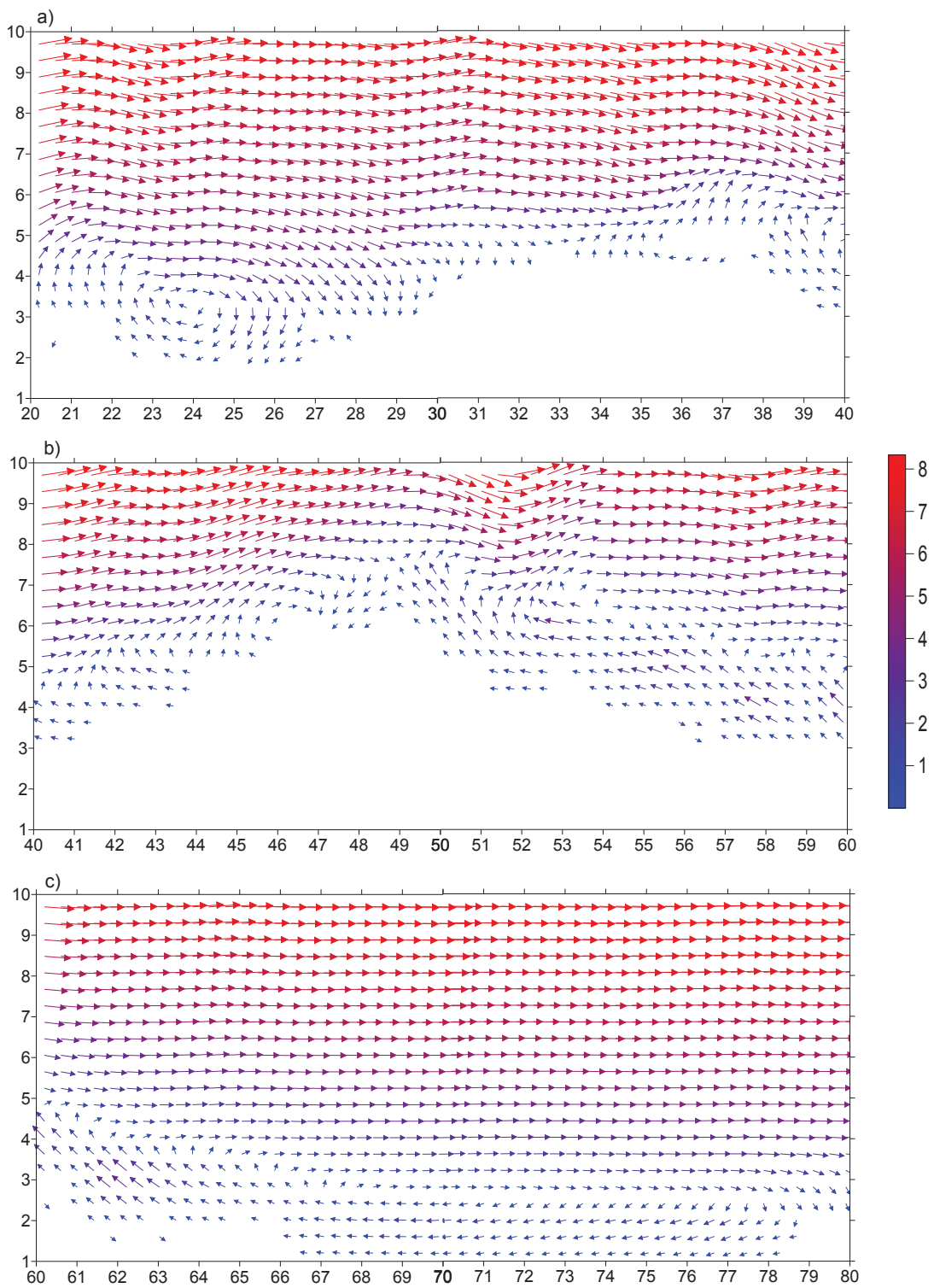


Рис. 7. Зональная составляющая скорости ветра в пограничном слое атмосферы в XOZ на высотах $z \leq 3$ км, $y = 60$ и при $20 \leq x \leq 40$ – а), $40 \leq x \leq 60$ – б) да $60 \leq x \leq 80$ – в), когда $t = 14$ ч.

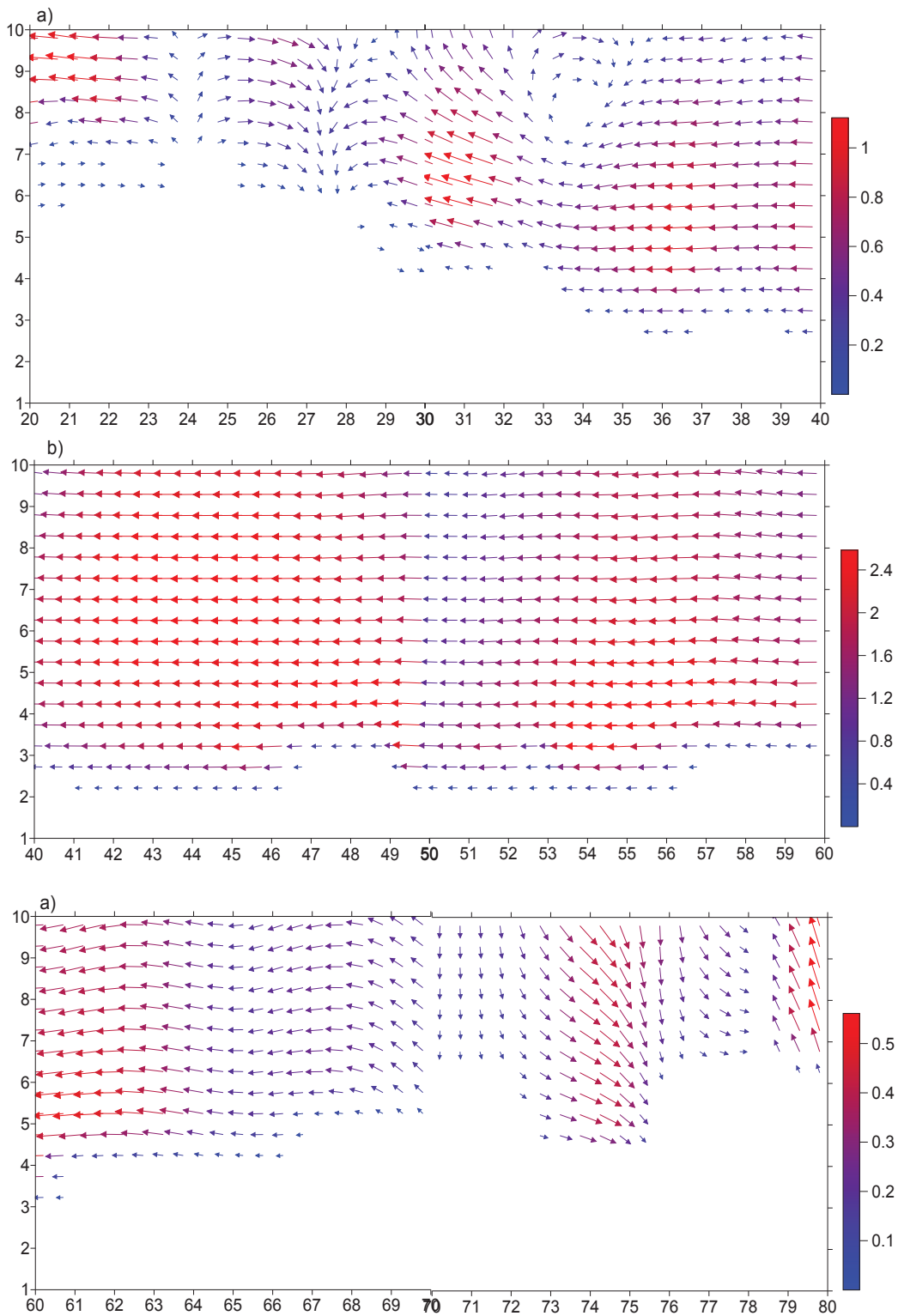


Рис. 8. Меридиональная составляющая скорости ветра в пограничном слое атмосферы в YOZ на высотах $z \leq 3$ км, $x = 30$ и при $20 \leq y \leq 40$ – а), $40 \leq y \leq 60$ – б) и $60 \leq y \leq 80$ – в), когда $t = 0$ ч.

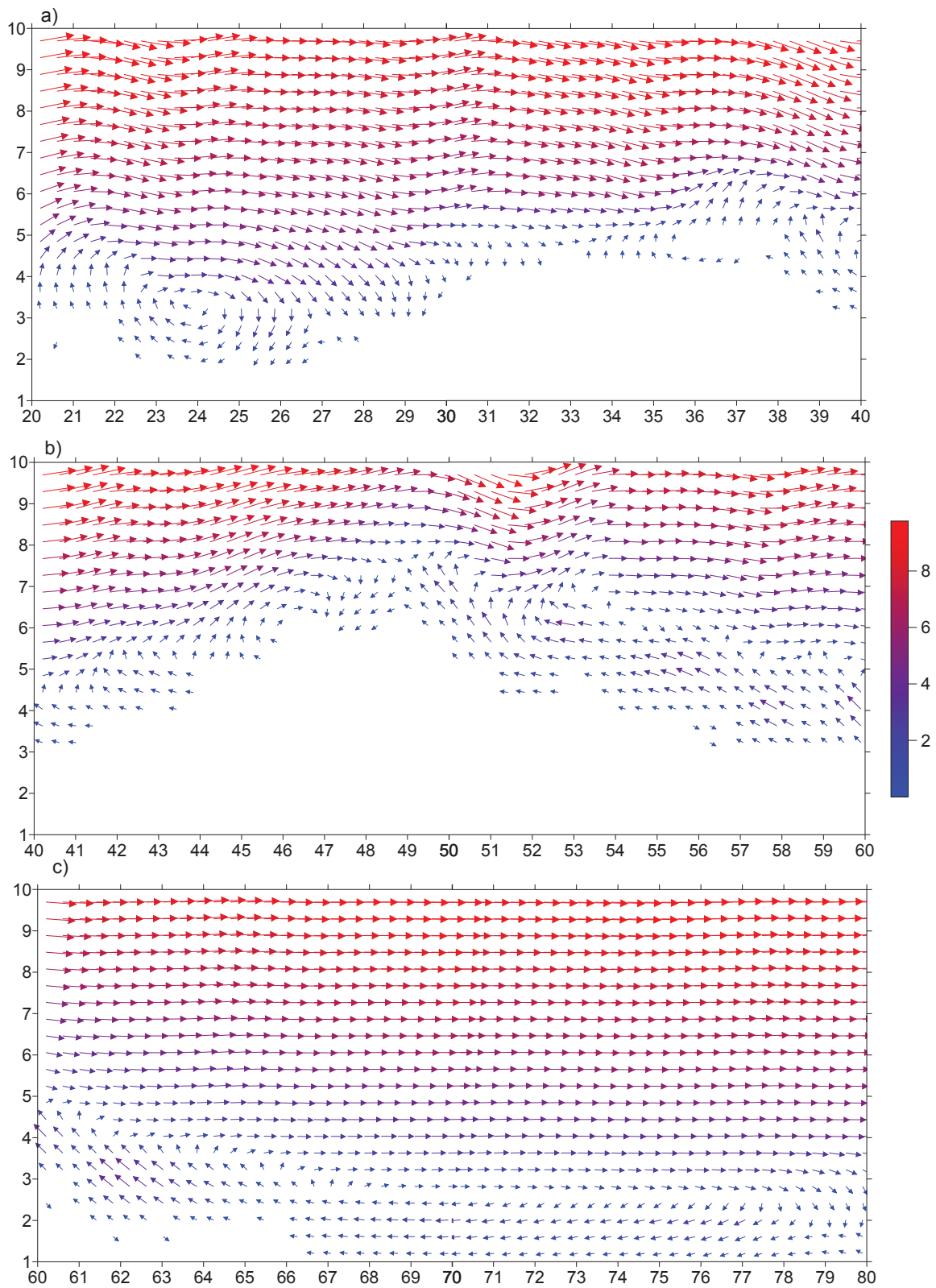


Рис. 9. Меридиональная составляющая скорости ветра в пограничном слое атмосферы в YOZ на высотах $z \leq 3$ км, $x = 30$ и при $20 \leq y \leq 40$ – а), $40 \leq y \leq 60$ – б) и $60 \leq y \leq 80$ – в), когда $t = 14$ ч.

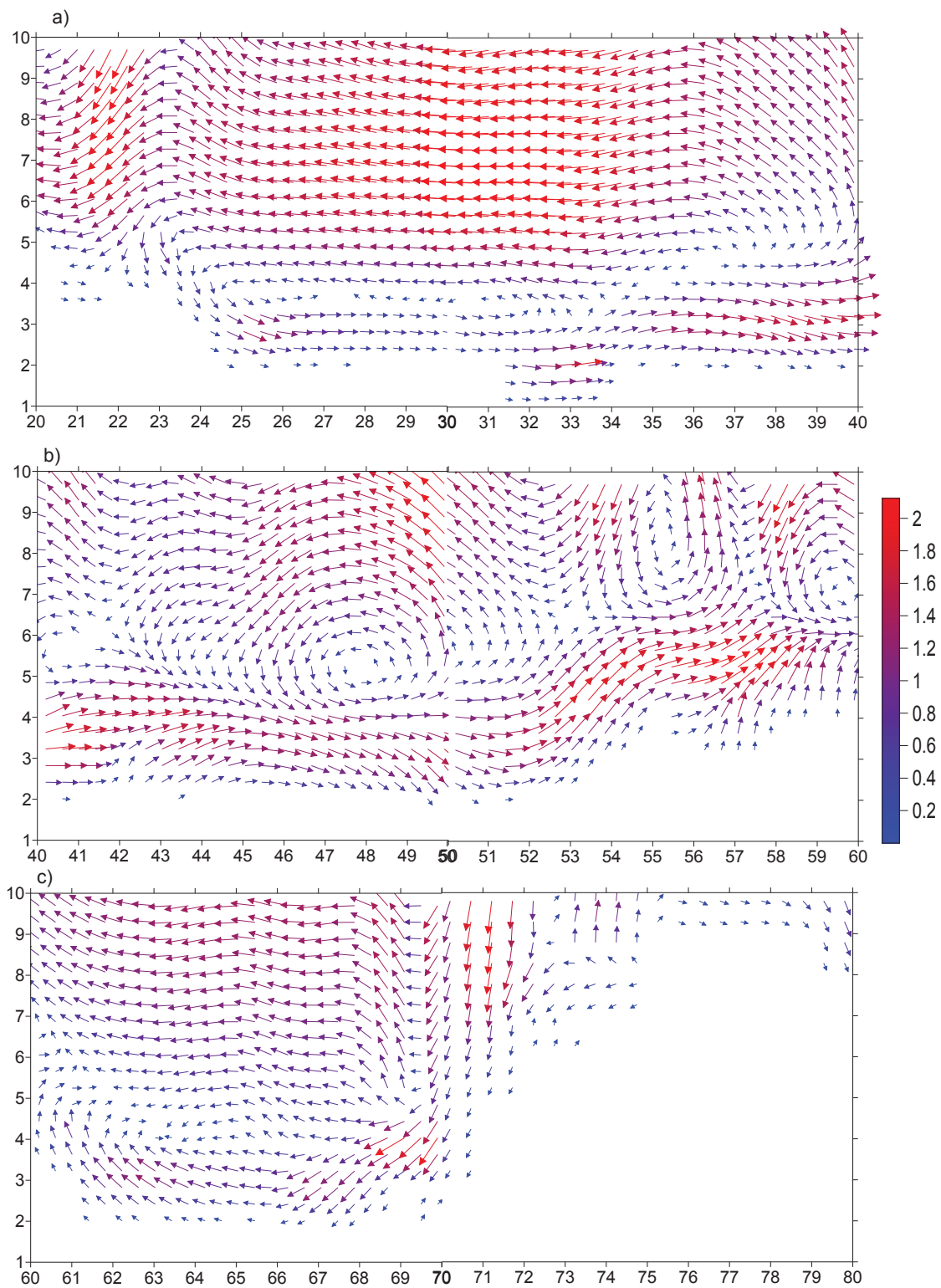


Рис. 10. Меридиональная составляющая скорости ветра в пограничном слое атмосферы в YOZ на высотах $z \leq 3$ км, $x = 60$ и при $20 \leq y \leq 40$ – а), $40 \leq y \leq 60$ – б) и $60 \leq y \leq 80$ – в), когда $t = 14$ ч.

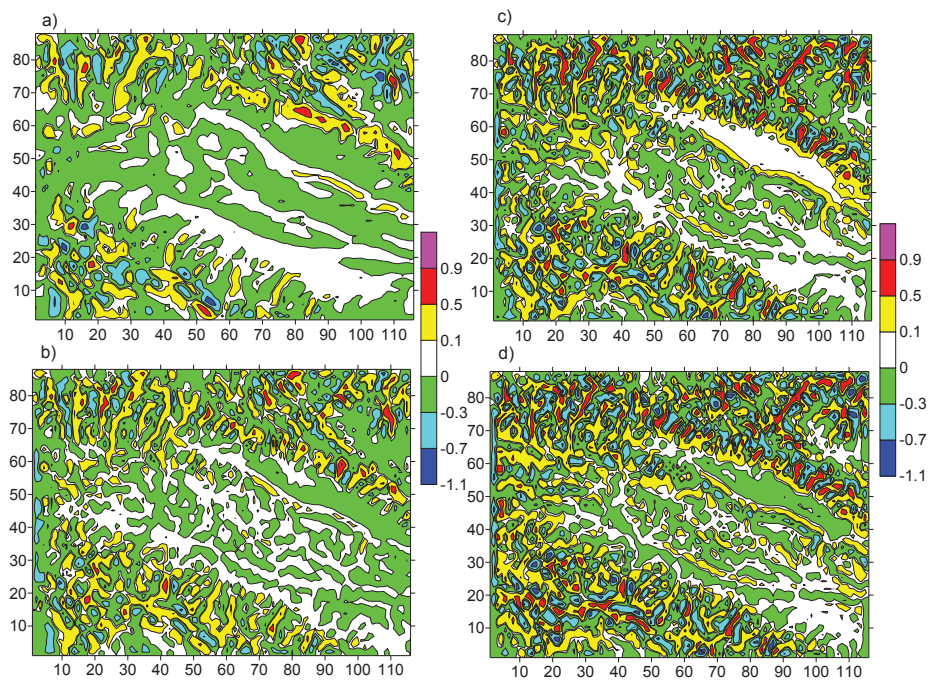
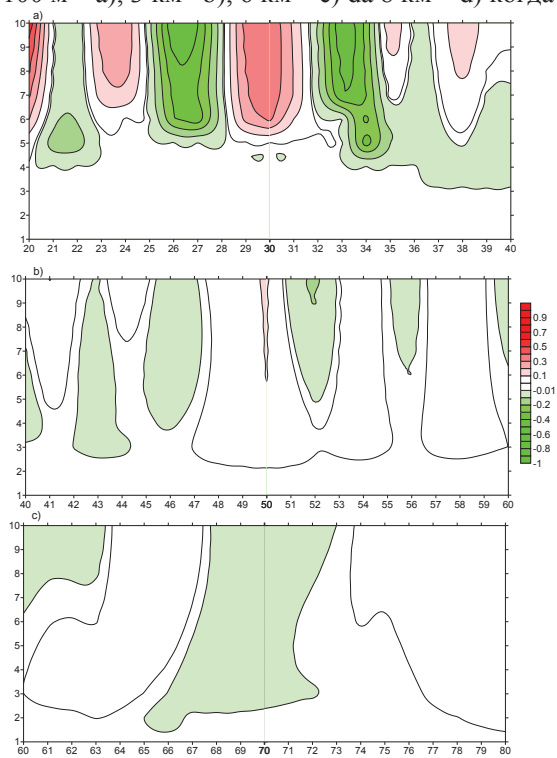


Рис. 11. Поля вертикальной скорости (м/с) на высотах от поверхности Земли 100 м – а), 3 км – б), 6 км – в) да 8 км – д) когда $t = 0$ ч.



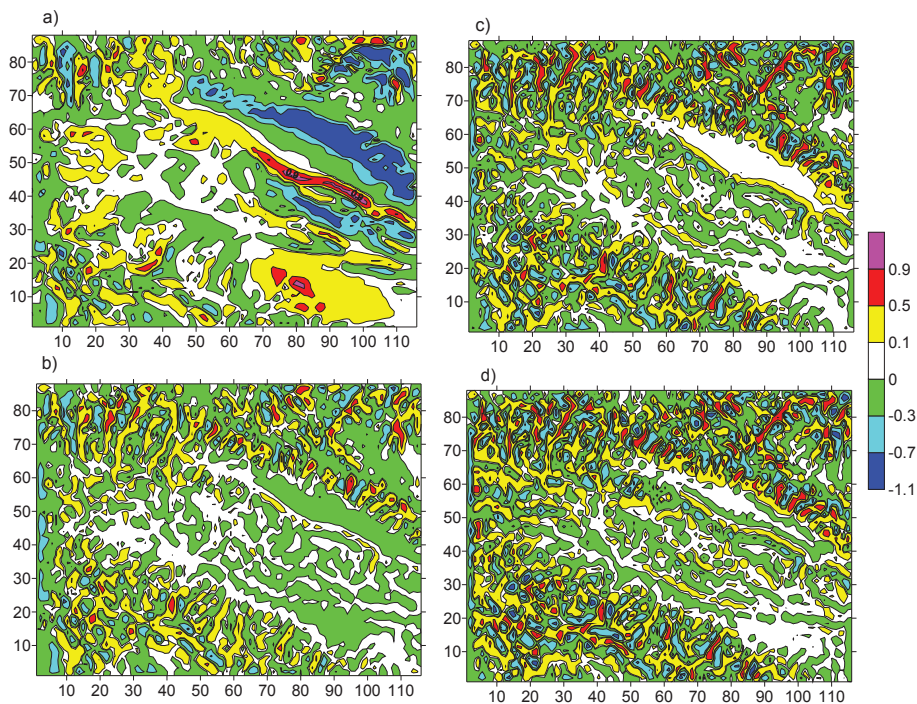


Рис. 12. Поля вертикальной скорости (м/с) на высотах от поверхности Земли 100 м – а), 3 км– б), 6 км – с) да 8 км – d) когда $t = 14$ ч

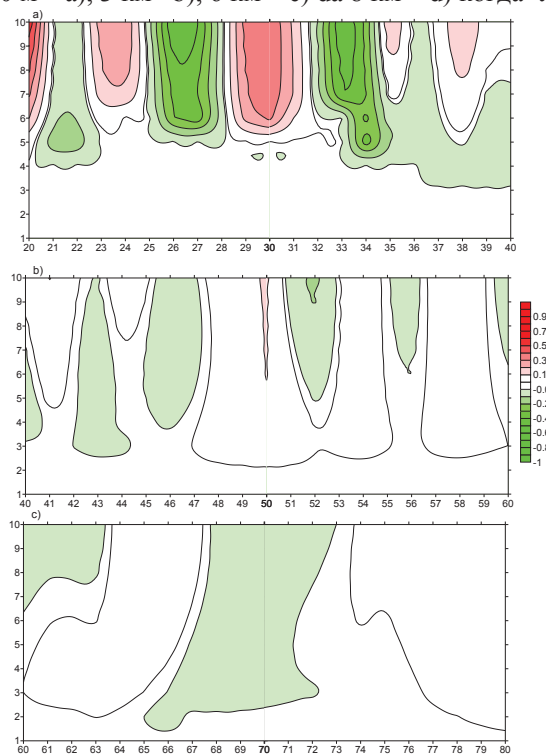


Рис. 13. Изолинии вертикальной скорости (м/с) в XOZ плоскости при $Z \leq 3$ км, $y = 30$, $20 \leq x \leq 40$ – а), $40 \leq x \leq 60$ – б) и $60 \leq x \leq 80$ – с), когда $t = 0$ ч.

В течение суток поле вертикальной скорости меняется, но общая картина её распределения сохраняется. В полдень, в соответствии интенсификациям мезомасштабных циркуляций, усиливаются вертикальные движения в приземном и пограничном слоях атмосферы (Рис. 12). Совместное действие динамических и термических процессов вызывает образование удлинённой полосы интенсивного восходящего движения в окрестностях восточного склона Цивгомборского

хребта и Иорской возвышенности. Длина полосы приблизительно равна 150 км, ширина - 5-7 км. В этих полосах скорости восходящего движения на высоте 100 м достигают 1 м/с. Выше пограничного слоя пространственное распределение вертикальной скорости мало меняется во времени и не зависит от суточного хода приземной температуры. Это указывает на то, что в свободной атмосфере поле вертикальной скорости образовано, главным образом, динамическими процессами, которые происходят во время взаимодействия рельефа и фонового потока воздуха

Температура и давление. На Рис. 14 показано расчётное поле температуры в пограничном слое и свободной атмосфере при $t = 0$ ч. Видно, что температура подстилающей поверхности в окрестностях Мингечаурского водохранилища и в полосе вдоль рек Алазани и Иори равна температуре воздуха на высоте 2 м. Это значит, что в этих районах в приземном подслое образована вертикальная изотермия. Выше 2 м получен рост температуры, и на высоте 100 м температура воздуха почти везде больше температуры приземного подслоя. Следовательно сформирована сильная термическая инверсия. Максимальная разница температур между 2 м и 100 м достигает 5°C .

К $t = 12$ ч, температура подстилающей поверхности растёт быстро, и в окрестности Мингечаурского водохранилища и вдоль р. Иори она доходит до 36°C (Рис. 15). На высоте 2 м температура максимальна в окрестности Елдарской низменности и равна 25°C . Изолинии температуры имеют сложную форму.

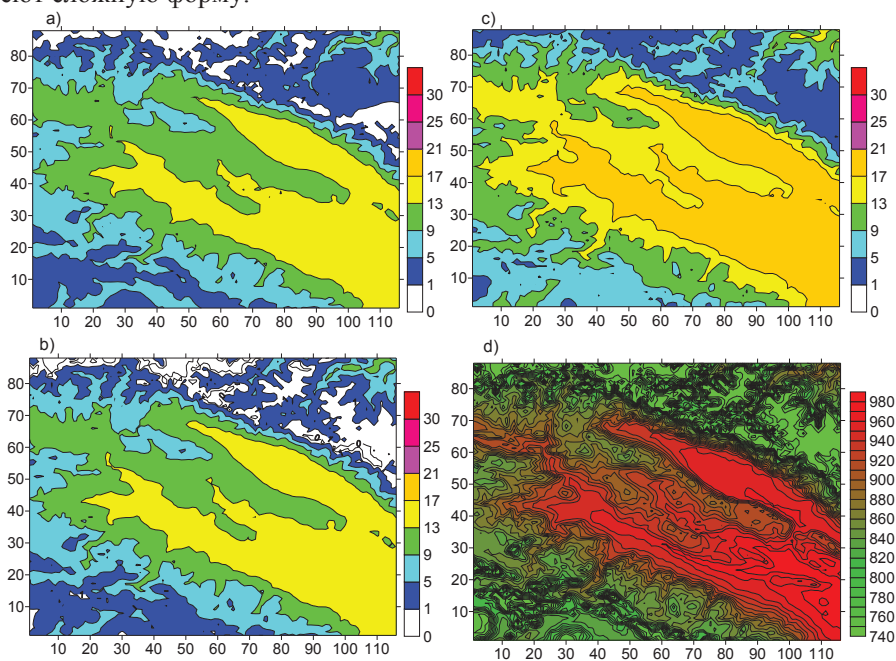
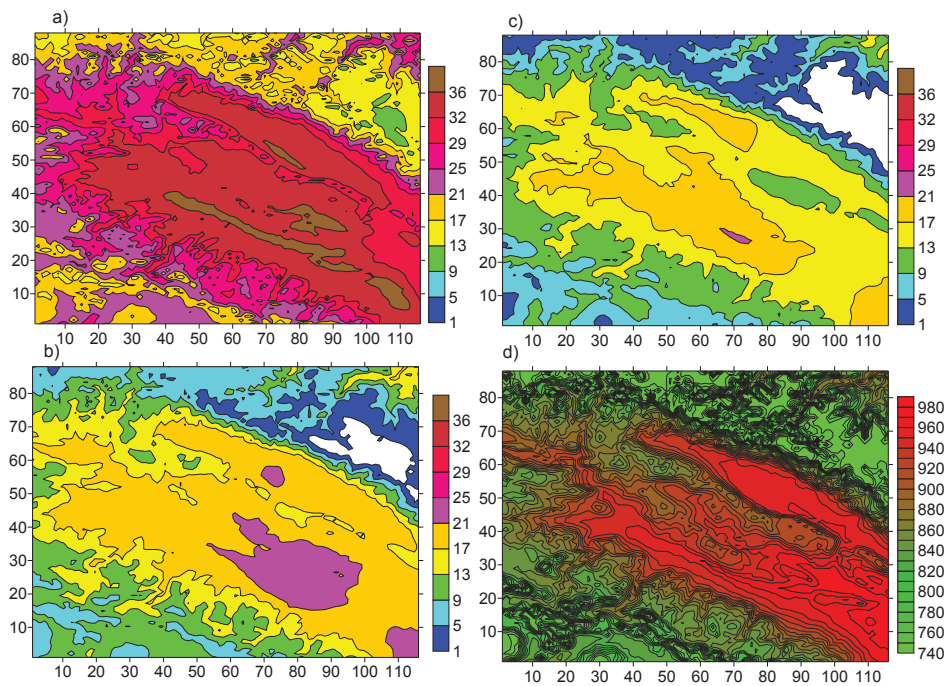


Рис. 14. Поле температуры на подстилающей поверхности – а), на высотах от поверхности Земли $z = 2$ м, 100 м – б), в), и приземное поле давления (мб),



при $t = 0$ ч.

Рис. 15. Поле температуры на подстилающей поверхности – а), на высотах от поверхности Земли $z = 2$ м, 100 м – б), с), и приземное поле давления (мб),

при $t = 12$ ч.

Приземные поля давления, полученные расчётами при $t = 0$ и 12ч, показаны на Рис. 14 d) и Рис. 15 d). Видно, что приземное давление максимальное в окрестностях Мингечаурского водохранилища и равно 1000 мб. В остальных местах оно уменьшается в соответствии с ростом высоты местности и давления, в окрестностях вершин Главного Кавказского хребта падает до 760 мб. Суточное изменение приземного давления небольшое. Его максимальное значение не превышает 2 мб.

3. Заключение

С помощью предложенной численной модели проведено исследование влияния рельефа Кахети на формирование мезомасштабных метеорологических полей. Показано, что если скорость фонового восточного ветра в приземном слое воздуха не превышает 3 м/с, тогда под влиянием рельефа и термического поля в пограничном слое атмосферы, образуются горизонтальные и вертикальные вихри, и мезомасштабная волна, направлена вдоль фонового течения. Аналогичные вихри, в рамках плоских моделей, были раньше получены в [4]. Горизонтальные протяженности орографических вихрей могут меняться от нескольких километров до 20-30 км.

Вертикальные вихри образуются как с наветренной, так и с подветренной сторон Главного Кавказского и Триалетского хребтов. Они формируются также у некоторых малых хребтов. Горизонтальный вихрь формируется над низменной территорией, окаймленной высокими хребтами.

Орографическая волна существует во всей области моделирования. Её амплитуда максимальна вблизи высоких хребтов и мала над равнинами или холмами.

Поле вертикальной скорости имеет ячейковую структуру, в которую локальные области восходящего и нисходящего движений чередуются друг с другом. Максимальная вертикальная скорость в ячейках восходящего движения приблизительно равна 1 м/с.

Исследовано распределение и изменение температуры во времени. Получено, что распределение температуры в приземном слое атмосферы сложное. В этом слое в одно и то же время, вертикальная стратификация может быть различной в различных местах региона. Она зависит от времени дня, от геометрических и термических характеристик подстилающей поверхности. С удалением от приземного слоя атмосферы, влияние рельефа уменьшается, вертикальная стратификация становится

подобной стратификации планетарного пограничного и на верхней границе пограничного слоя максимальное изменение температуры за сутки может составить около 1-2 °С.

Качественно полученные результаты находятся в рамках, принятых мезометеорологических представлений [5]. По своему характеру они близки с результатами, полученными при моделировании обтекания рельефа Кахети фоновым восточным ветром [3]. Проведённое моделирование термодинамических полей осуществлено только для одного случая фонового западного ветра. Соответственно оно не может показать все возможные мезометеорологические особенности изучаемого процесса. Поэтому, целесообразно проводить аналогичные исследования и для других синоптических ситуаций.

Благодарность. Работа выполнена в рамках плана научно-исследовательских работ Института геофизики М. Нодиа и Института гидрометеорологии.

Литერატურა

[1] Georgia's third national communication to the UNFCCC. www.ge.undp.org/.../georgia/.../enabling-activities-for-t.

[2] Сельское хозяйство Кахети и изменение климата. UNDP Georgia.- 2014, -pp. 361. (на грузинском)

[3] А. Сурмава. Исследование локальных циркуляций в атмосфере Кахети в случае фонового западного ветра. Тр. Ин-та геофизики им. М. З. Нодиа Тбилисского Государственного университета. (в печати) - 2016.

[4] Э. Пальмен, Ч. Ньютон. Циркуляционные системы атмосферы. Гидрометеиздат.- 1973.

[5] Д. И. Деметрашвили. Нестационарная задача о мезомасштабных процессах в свободной атмосфере над орографически неоднородной поверхностью Земли. Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. т. 15. № 7. 1979. с. 699-709.

კახეთის ატმოსფეროში ლოკალური ცირკულაციების რიცხვითი გამოკვლევა ფონური დასავლეთის ქარის დროს

სურმავა ა.

რეზიუმე

კავკასიაში ატმოსფერული პროცესების განვითარების რეგიონალური და ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის პარამეტრიზაციის მოდელების გამოყენებით შექმნილია კახეთის ტერიტორიაზე მეზომასშტაბის ატმოსფერული პროცესების ევოლუციის რიცხვითი მოდელი.

რიცხვითი მოდელირებით ნაჩვენებია, რომ კახეთის რელიეფი მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს მეტეოროლოგიური ველების ფორმირებაზე ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში. რელიეფის გავლენა თავისუფალ ატმოსფეროში მნიშვნელოვნად სუსტია. რეგიონის რელიეფის მოქმედება ფონურ დინებაზე ჰორიზონტალური, ვერტიკალური გრიგალებისა, და ფონური დინების გასწვრივ მიმართული ტალღების წარმოშობას იწვევს. ტალღა არსებობს როგორც ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში, ასევე თავისუფალ ატმოსფეროში. ვერტიკალური გრიგალები ფორმირებული არიან მთავარი მცირე კავკასიონის ქედების ქარპირა და ქარზურგა მხარეს, ზოგიერთი მცირე ქედების მიდამოებში. წარმოშობილი გრიგალის ზომები დამოკიდებულია ქედის სიგანეზე და სიმაღლეზე, ან ხეობის სიღრმეზე.

Численное исследование локальных циркуляций в атмосфере Кавказа в случае фонового западного ветра

Сурмава А. А.

Реферат

С помощью региональной модели атмосферных процессов на Кавказе и метода параметризации приземного слоя атмосферы проведено численное исследование пространственного распределения метеорологических полей в случае фонового западного ветра.

Показано, что рельеф Кавказа существенно влияет на формирование локальных метеорологических полей в атмосферном пограничном слое. В свободной атмосфере влияние значительно слабее. Воздействие рельефа на фоновое движение воздуха вызывает возникновение мезомасштабных горизонтальных и вертикальных вихрей и волны, направленной вдоль фонового движения воздуха. Волна существует как в пограничном слое, так и в свободной атмосфере. Вертикальные вихри формируются с наветренной и подветренной сторон орографического препятствия. Размеры возникших вихрей зависят от ширины и высоты, или глубины горного хребта или ущелья, соответственно. Исследован термический режим в приземном слое атмосферы и показан, как он изменяется с суточным ходом температуры и как зависит от рельефа локальной местности.

Numerical investigation of the local circulations in the atmosphere of Kacheti in the case of the background western wind

Surmava A.

Abstract

By means of regional model of development of atmospheric processes in the Caucasian Region the spatial distributions of the meteorological fields in the atmosphere of Kacheti Region in case of the eastern background wind are investigated. For more detailed description of influence of underlying surface on meteorological processes in surface and boundary layers the parameterization model of surface layer is used.

The numerical simulation shows, that the relief of the Kacheti significantly influences on the local meteorological fields in the atmospheric boundary layer. In the free atmosphere this influence is significantly weak. An action of regional relief of background wind cause forming a mesoscale horizontal vortex, vertical vortex and waves. The wave exists both in free atmosphere and boundary layer, and is directed along background flow. The vertical vortexes are formed in downward and lee sides in vicinity of high Main and Minor Caucasus Ridges. Its sizes depend on the vertical and horizontal scales of ridges and valley. The local features of air vertical motion, temperature and pressure fields are also investigated.