

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

Сурмава А. А.

Институт геофизики им. М. З. Нодиа Тбилисского государственного университета,
ул. Алексидзе No. 1, 0173, Тбилиси, Грузия,
e-mail: aasurmava@yahoo.com

1. Введение

Кахети является приграничным регионом Грузии и одним из основных производителей сельскохозяйственных продуктов. Кахети 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 изменения климатических условий и интенсификация опасных метеорологических условий [1].

Чтобы учесть влияние глобального потепления при решении определённых практических задач, необходимо изучить распределение локальных метеорологических полей, условия возникновения отдельных метеорологических процессов и механизмы их развития.

В настоящее время многие учёные активно изучают мезомасштабные атмосферные процессы, которые развиваются над неровной орографией. Эта проблема сложная и её решение тесно связано с разными важными задачами динамической метеорологии, в том числе и с проблемой атмосферной турбулентности в горных регионах [2-5].

Настоящая работа является первой попыткой численного моделирования и теоретического исследования мезомасштабных метеорологических полей, которые формируются в отдельных синоптических ситуациях в Кахети. С этой целью используется региональная модель атмосферных процессов на Кавказе [6], адаптированная для региона Кахети и метод параметризации приземного слоя атмосферы, разработанный в [7].

2. Постановка задачи

Рассматривается прямоугольная область с горизонтальными размерами 236 км × 180 км вдоль параллели и меридиана. Она включает в себе Кахети, города Тбилиси, Рустави и прилегающие территории Грузии и Азербайджана (Рис. 1).

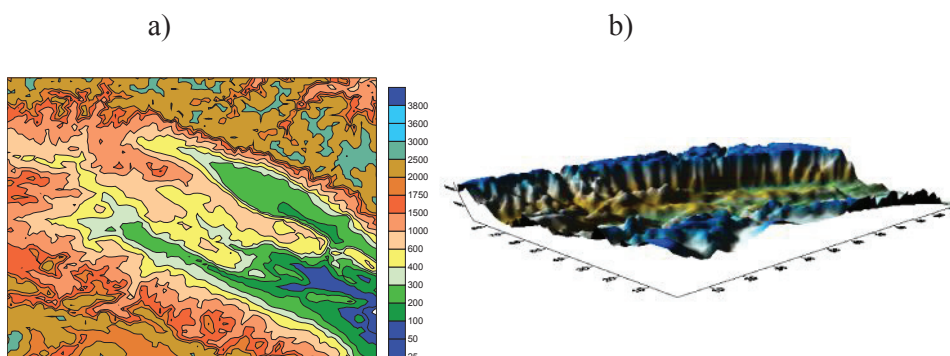


Рис. 1. Топография области моделирования – а) и форма рельефа – б).

Основные уравнения модели имеют вид:

а) для тропосферы:

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -\frac{\bar{P}}{\bar{\rho}} \frac{\partial \varphi}{\partial x} + lv + g(1 + 0.61q)\vartheta \frac{\partial z}{\partial x} + \mu \tilde{\Delta} u + \frac{1}{\rho h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v \frac{\partial u}{\partial \zeta}, \\ \frac{dv}{dt} &= -\frac{\bar{P}}{\bar{\rho}} \frac{\partial \varphi}{\partial y} - lu + g(1 + 0.61q)\vartheta \frac{\partial z}{\partial y} + \mu \tilde{\Delta} v + \frac{1}{\rho h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v \frac{\partial v}{\partial \zeta}, \\ \frac{\partial \varphi}{\partial \zeta} &= \frac{g}{RT} (1 + 0.61q)\vartheta h, \quad \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial uh}{\partial x} + \frac{\partial vh}{\partial y} + \frac{\partial \tilde{w}h}{\partial \zeta} + \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dz} wh = 0, \\ \frac{\partial \vartheta'}{\partial t} + u \frac{\partial \vartheta'}{\partial x} + v \frac{\partial \vartheta'}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial \vartheta'}{\partial \zeta} + S w &= \mu \tilde{\Delta} \vartheta' + \frac{1}{\rho h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v \frac{\partial \vartheta'}{\partial \zeta} + \frac{L}{\rho C_p} \varphi_{\text{con}} - \frac{\partial \theta}{\partial t}, \\ \frac{\partial q'}{\partial t} + u \frac{\partial q'}{\partial x} + v \frac{\partial q'}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial q'}{\partial \zeta} &= \mu \tilde{\Delta} q' + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v \frac{\partial q'}{\partial \zeta} - \varphi_{\text{con}} - \frac{\partial Q}{\partial t}, \\ \frac{\partial m'}{\partial t} + u \frac{\partial m'}{\partial x} + v \frac{\partial m'}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial m'}{\partial \zeta} + w_0 \frac{\partial m'}{\partial z} &= \mu \tilde{\Delta} m' + \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v \frac{\partial m'}{\partial \zeta} + \varphi_{\text{con}} - \frac{\partial M}{\partial t} - \frac{\partial N}{\partial t}, \\ w &= \frac{\partial z}{\partial t} + u \frac{\partial z}{\partial x} + v \frac{\partial z}{\partial y} + \tilde{w} h, \quad \frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial}{\partial \zeta}, \quad \Delta = \frac{\partial}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial y^2}, \end{aligned} \quad (1)$$

б) для активного слоя почвы:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} D(c) \frac{\partial C}{\partial z} - \frac{\partial E(c)}{\partial z} \frac{\partial T_s}{\partial t} = K_s \frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2}, \quad \text{при } \delta_1 > z > Z_s; \quad (2)$$

в) для слоя воды водохранилища:

$$\frac{\partial T_R}{\partial t} = K_R \frac{\partial^2 T_R}{\partial z^2} + \frac{1}{\rho_{\text{sea}} c_p} \frac{\partial I}{\partial z}, \quad \text{при } \delta_1 > z > Z_R, \quad (3)$$

где t - время; x , y и z - оси декартовых координат, направленные на восток, север и вертикально вверх, соответственно; $\zeta = (z - \delta)/h$ - безразмерная вертикальная координата; δ - высота рельефа; $h = H - \delta$; $H(t, x, y)$ - высота тропопаузы; u , v , w и \tilde{w} - составляющие скорости ветра вдоль осей x , y , z и ζ , соответственно; $\vartheta = T'/\bar{T}$, $\varphi = P'/\bar{P}(z)$ - аналоги температуры и давления, соответственно; $\bar{T} = 300\text{K}$; T' , P' - отклонения температуры и давления от стандартного вертикального распределения $T(z) = \bar{T} - \gamma z$ и $\bar{P}(z)$, соответственно; γ - стандартный вертикальный градиент температуры; ϑ и θ - аналог температуры и фоновое значение аналога температуры, соответственно; $\vartheta' = \vartheta - \theta$; q и Q - массовая доля водяного пара и фоновая массовая доля водяного пара, соответственно; $q' = q - Q$; m и M - массовая доля облачной воды и фоновая массовая доля облачной воды, соответственно; $m' = m - M$; T_s и T_R - температуры почвы и воды, соответственно; C - объёмное содержание почвенной воды; $\rho(z)$ - стандартное вертикальное распределение плотности сухого воздуха; g - ускорение свободного падения; R - универсальная газовая постоянная для сухого воздуха; C_p - удельная теплоёмкость сухого воздуха при постоянном давлении; S - параметр термической устойчивости; L - скрытая теплота конденсации; φ_{con} - скорость конденсации; μ - коэффициент горизонтальной турбулентности; ν - коэффициент вертикального турбулентного обмена; $\partial N/\partial t$ - интенсивность выпадения осадков; D - коэффициент диффузии воды в почве; E - коэффициент фильтрации воды в почве; I - поток суммарной солнечной радиации в морской воде; K_s и K_R коэффициенты теплопроводности в почве и водохранилище, соответственно. $Z_s = Z_R = 2\text{м}$.

Коэффициенты горизонтальной турбулентности определяются с помощью формулы

$\mu = \Delta x \Delta y \sqrt{2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)^2 + 2 \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2}$, коэффициент вертикальной турбулентности выше

приземного слоя атмосферы и определяется по формуле $\nu = (0.05 \Delta z)^2 \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + 2 \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 - \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}}$ [8,9]. В

приземном слое воздуха метеорологические поля и коэффициенты вертикальной турбулентности определяются с помощью метода параметризации [7]:

$$\frac{\partial |\vec{u}|}{\partial z} = \frac{u_*}{\chi z} \varphi_u(\zeta), \quad \frac{\partial p}{\partial z} = \frac{p_*}{z} \varphi_p(\zeta), \quad (p_* = \vartheta, q), \quad \zeta = \frac{z}{L}, \quad L = \frac{u_*^2}{\lambda \chi^2 \vartheta_*^2} \quad (4)$$

$$|\vec{u}| = \frac{u_*}{\chi} f_u(\zeta, \zeta_u), \quad p - p_0 = p_* f_p(\zeta, \zeta_0), \quad \zeta_u = \frac{z_u}{L}, \quad \zeta_0 = \frac{z_0}{L}, \quad \text{если } z \leq z_{sur}$$

где z_u - шероховатость; z_p - параметр, который зависит от свойства подстилающей поверхности и является известной функцией; z_{sur} и z_0 – известные постоянные; u_* - динамическая скорость; λ и χ параметры плавучести и постоянная Кармана; $\varphi_u(\zeta)$, $\varphi_p(\zeta)$, $f_u(\zeta, \zeta_u)$ и $f_p(\zeta, \zeta_0)$ являются универсальными функциями теории подобия.

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.

На боковых границах области интегрирования горизонтальные градиенты составляющих скорости ветра и отклонений метеорологических элементов от фоновых значений равны нулю.

На поверхности тропопаузы отсутствуют потоки количества движения, тепла, влажности и водности, отклонение давления определяется из условия неразрывности давления на этом уровне [10]. На верхней границе приземного слоя атмосферы турбулентный поток водности равен нулю, турбулентные потоки количества движения, тепла и влажности рассчитываются из (4) в соответствии теории [7].

На поверхности разделов почва – атмосфера и вода – атмосфера в качестве граничных условий используется уравнение баланса тепла. Объёмное содержание воды в почве равно пористости почвы в случае выпадения осадков. При отсутствии осадков используется условие баланса потоков водности и водяного пара. Значения физических параметров модели, которые характеризуют состояние атмосферы, почвы и воды, взяты из [11].

Фоновые значения полей температуры и давления выбраны так, чтобы моделировать обтекание рельефа Кахети восточным стационарным фоновыми ветром. Скорость фонового ветра растёт от 1 м/с на уровне $z = 10$ м до 20 м/с - на уровне тропопаузы. Фоновое значение относительной влажности равно 40 %, фоновое значение массовой доли водности равно нулю.

Численное интегрирование уравнений (1) осуществлено с помощью схемы Ф. Шумана и Л. Говермейла [12], а уравнений (2), (3) – с помощью схемы Кранка-Никольсона и метода расщепления [13]. Использована прямоугольная конечно - разностная сетка $118 \times 90 \times 31$, с горизонтальными шагами 2 км и вертикальным шагом 1/31. Высота приземного слоя равна 100 м от уровня почвы. В приземном слое атмосферы количество вертикальных уровней равно 17, а вертикальный шаг сетки меняется от 2 м до 15 м. Шаг по времени равен 10 сек. Вычисления проводились до 3 суток.

3. Анализ результатов моделирования

Ветер. На рис. 2 а) и б) показаны расчётные поля вектора ветра и изолинии модуля скорости ветра. Из рисунка видно, что величина приземного ветра на всей территории меняется от 0 до 3 м/сек. В окрестностях Элдарской низменности и Алазанской, Картлийской, Ширакской равнин скорость ветра не превышает 1 м/сек. Скорость ветра в интервале 2-3 м/сек получена в окрестностях Главного Кавказского и Триалетского хребтов и в прилегающих к ним территориях. Состояние штиля получено в трех районах - в северных частях Алазанской долины, Панкисского хребта и Лочинского ущелья.

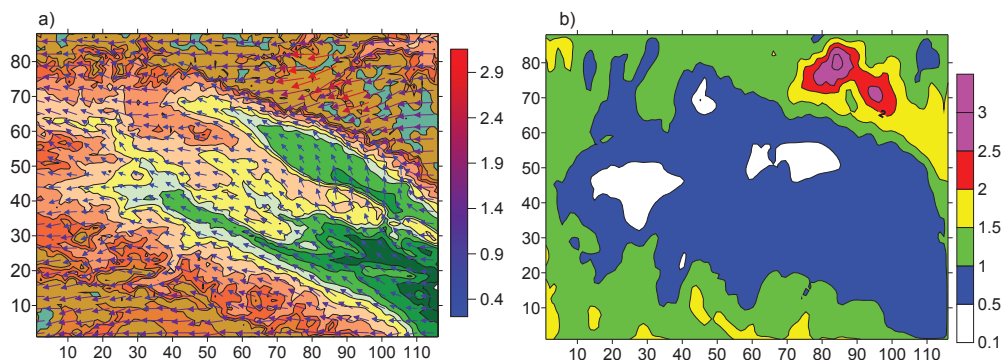


Рис. 2. Поля вектора ветра –а) и изолинии модуля скорости ветра (м/с) – б) на высоте $z = 10$ м от земли при $t = 0$ ч.

На Рис. 3 показаны расчётные поля вектора ветра и изолинии модуля скорости ветра на высоте 100 м. Из рисунка видно, что направление ветра в окрестностях Мингечаурского водохранилища, вдоль рек Куры и Алазани совпадают с ориентациями равнинных территорий, и модуль скорости ветра над ними находится в интервале от 0.5 м/сек до 3 м/сек. Аналогичное распределение поля ветра получено также в широком ущелье, которое расположено в восточной части Триалетского хребта. Скорость ветра растёт с высотой, и на Главном Кавказском хребте, в приземном слое воздуха она достигает 10-15 м/сек.

Выше пограничного слоя атмосферы, в свободной атмосфере, влияние рельефа на пространственное распределение скорости ветра существенно слабеет (Рис. 4), Соответственно, скорость ветра растёт с удалением от Земли, а направление ветра приближается к фоновому направлению. На высоте 3 км от уровня моря скорость ветра меняется в интервале 6 м/с – 12 м/с. выше $z = 6$ км – в пределах 11 м/с - 17 м/с.

На одной и той же высоте, поверхностное распределение ветра неодинаковое. В некоторых местах в окрестностях южного склона Главного Кавказского хребта скорость ветра мала, а высока в окрестностях как над равнинными территориями, так и над холмистыми местами.

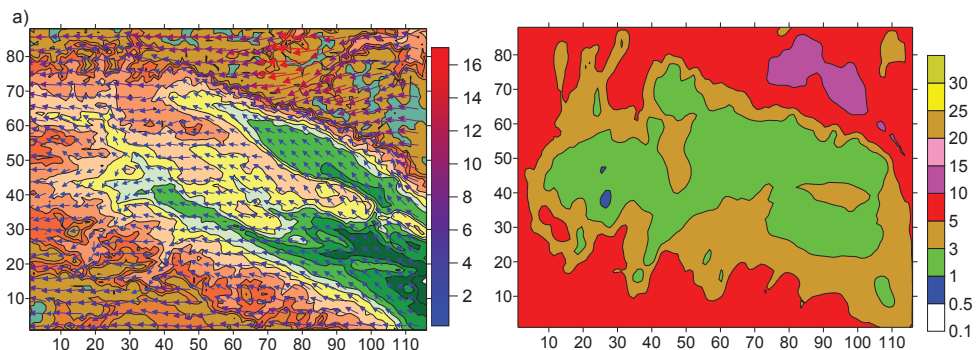


Рис. 3. Поля вектора ветра –а) и изолинии модуля скорости ветра (м/с) – б) на высоте $z = 100$ м от Земли при $t = 0$ ч.

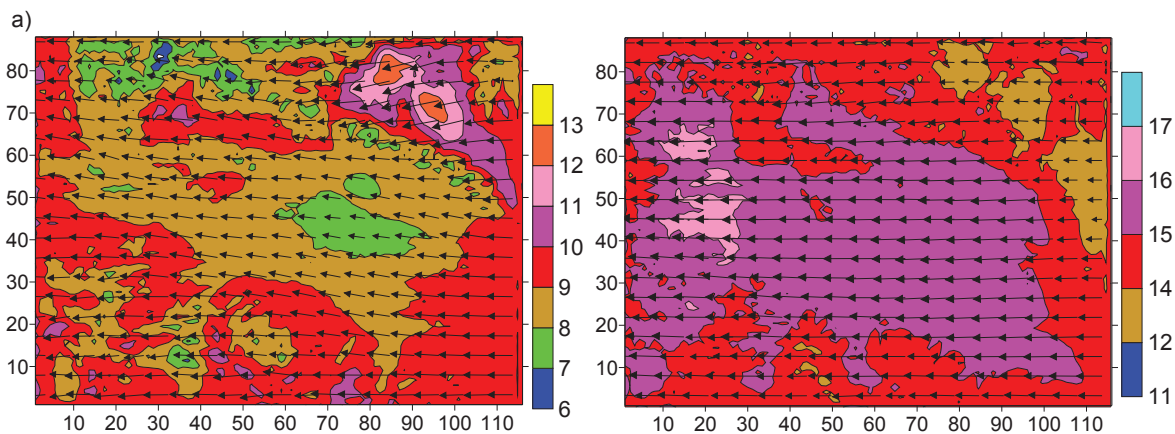


Рис. 4. Поля вектора ветра и изолинии модуля скорости ветра (м/с) на высотах $z = 6$ км –а) и $z = 8$ км –б) от уровня моря при $t = 0$ ч.

В соответствии с суточным ходом радиационного режима меняются и метеорологические поля в атмосферном пограничном слое атмосферы. На Рис. 5 показано распределение скорости и модуля ветра в приземном слое атмосферы, когда $t = 12$ ч. Если сравним поля ветра, приведённые на Рис. 2, 3 с) Рис. 5, заметим качественное различие между ними. Конкретно, из-за влияния орографии и изменения температуры подстилающей поверхности за 12 часов, произошло изменение направления ветра, и возникли отдельные локальные потоки воздуха и мезомасштабные горизонтальные циклонические и антициклонические вихри. Эти вихри возникли на уровне 100 м от поверхности Земли в восточной части региона, в окрестностях Алазанской ранины, Иорской долины и Цивгомборского хребта.

Циркуляционные системы. На Рис. 6 и 7 показаны поля зональной скорости ветра в плоскости XOZ. Из рисунка видно, что имеет место обтекание рельефа потоком воздуха, которое сопровождается возникновением зональной волны и вертикальных вихревых структур в нижней тропосфере. Вертикальный вихрь сформирован также в меридиональной плоскости (Рис. 7), в верхней тропосфере. Горизонтальный размер меридионального вихря больше размера зонального вихря.

Расчёты показали, что зональная волна и мезомасштабные вихри сохраняются во времени. Однако изменяются амплитуда волны и размеры вихрей (Рис. 8). Амплитуда волны в полдень меньше амплитуды в полночь, что, по-видимому, связано с суточным изменением температуры и стратификацией атмосферы в пограничном слое.

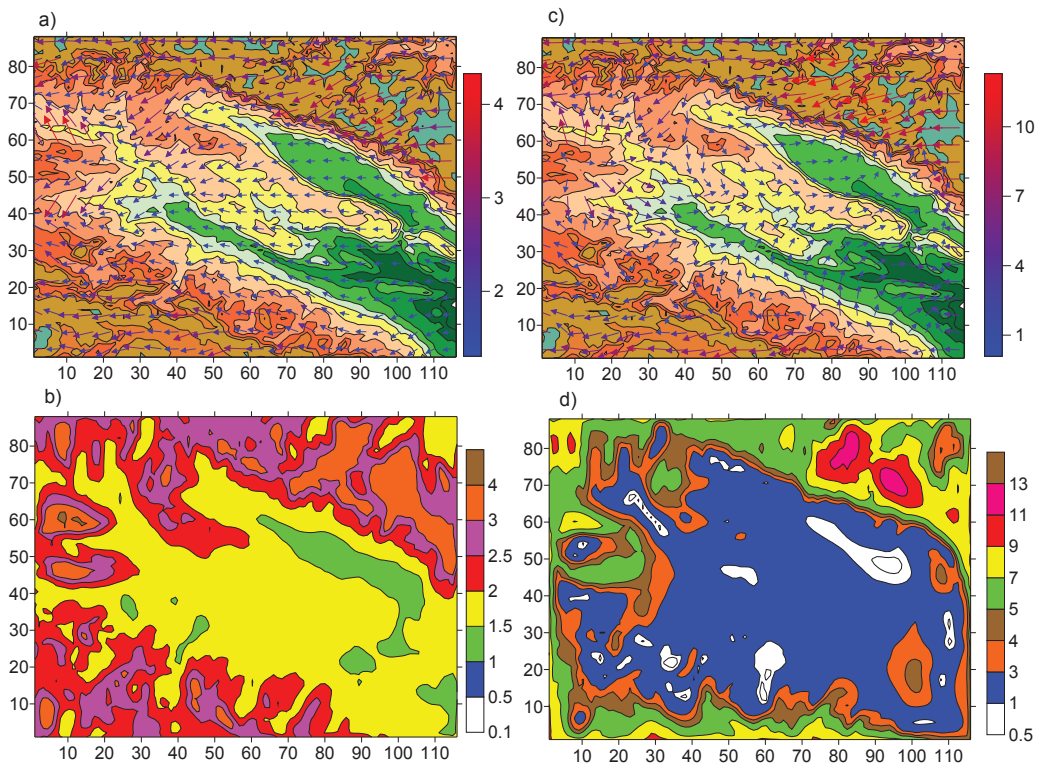


Рис. 5. Поля вектора ветра и изолинии модуля скорости ветра (м/с) –а), b) и c), d) на высотах $z = 10$ м и $z = 8$ км от уровня моря, соответственно, при $t = 12$ ч.

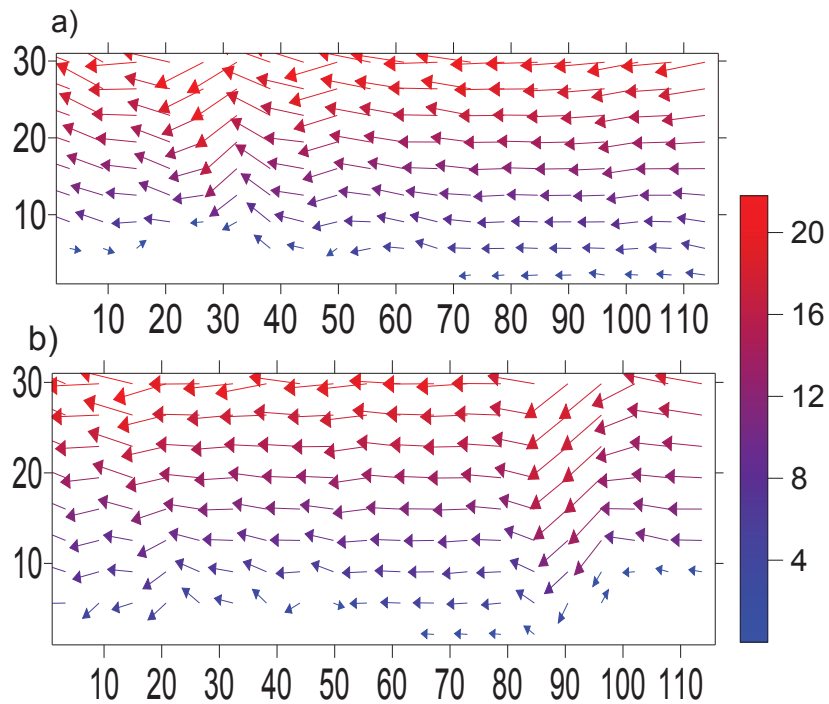


Рис. 6. Поле зонального компонента скорости ветра (м/с) в XOZ плоскости при $y = 20$ -Aa) и $y = 60$ - b) когда $t = 0$ ч.

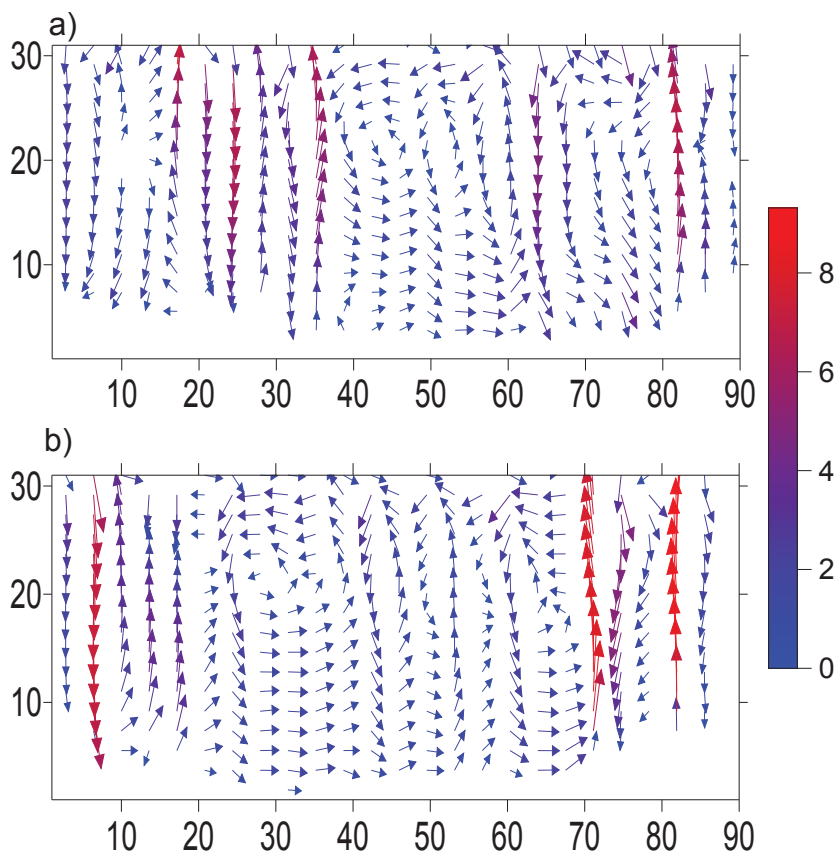


Рис. 7. Поле меридионального компонента скорости ветра (м/с) в YOZ плоскости при $x = 20$ - а) и $x = 60$ - б) когда $t = 0$ ч.

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. 9). В районе Цивгомборского хребта, вдоль рек Кура, Алазани и Иори скорости вертикальных движений меняются от -0.3 (м/с) до 0.5 (м/с). В окрестностях отдельных ущелий и хребтов, которые находятся на Главном Кавказском хребте, модуль вертикальной скорости достигает 1 (м/с). В течение суток поле вертикальной скорости меняется, но общая картина её распределения сохраняется.

Температура и давление. На Рис. 10 показано расчётное поле температуры в пограничном слое и свободной атмосфере, когда $t = 0$ ч. Видно, что температура подстилающей поверхности в окрестностях Мингечаурского водохранилища и в узкой полосе вдоль р. Алазани, из-за большой теплоемкости водных объектов, падает медленнее и равна температуре воздуха на высоте 2 м. Это значит, что в этих районах образована вертикальная изотермия. На остальных территориях температура подстилающей поверхности меньше температуры воздуха, полученной на уровне 2 м. Максимальная разница этих температур достигает $7-8$ °С.

Распределение температур на высотах 2 м и 100 м качественно одинаковые. Разница между ними количественная. В некоторых районах температура на уровне 2 м больше температуры, полученной на высоте 100 м, а в других меньше или равны. Это значит, что в ночные часы температурная стратификация воздуха в приземном слое зависит от места расположения конкретного пункта. Она может быть устойчивой, неустойчивой или нейтральной.

В тропосфере температурное поле изменчиво в меньшей мере. Меридиональный градиент температуры не превышает $2-3$ °С на 100 км. При этом, направление градиента температуры изменяется с высотой. На высоте 3 км температурный градиент направлен с Севера на Юг, на высоте 6 км температура максимальна в центре области и меньше на краях, а на высоте 8 км температурный градиент направлен с Юга на Север.

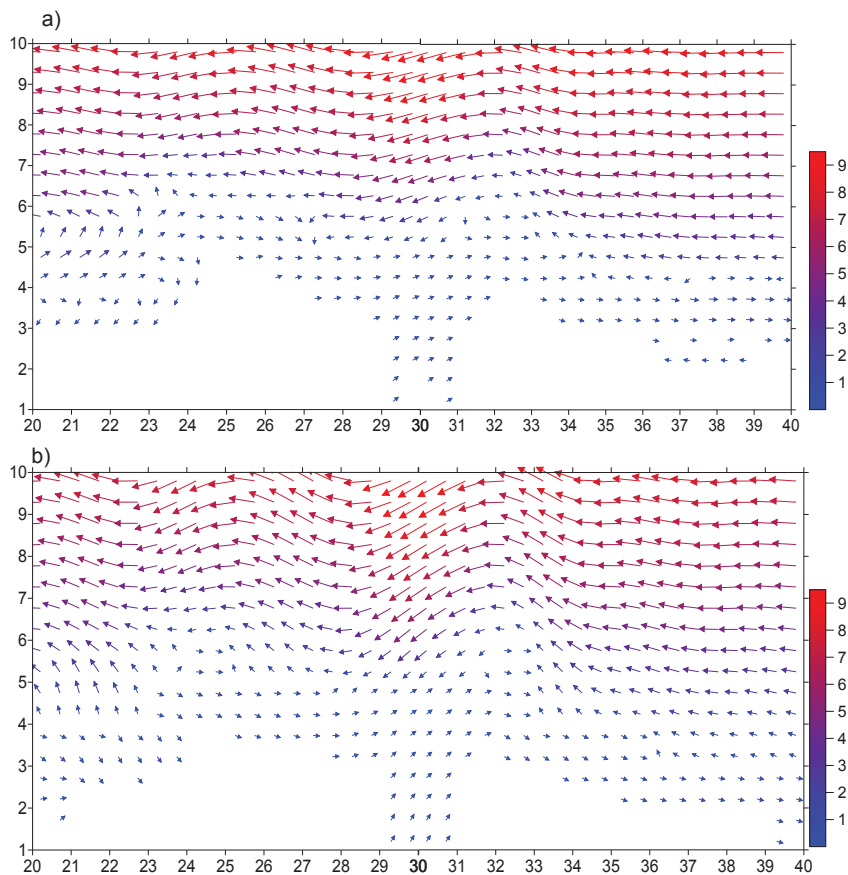


Рис. 8. Поля зонального компонента скорости ветра (м/с) в XOZ плоскости при $y = 20$, когда $t = 12$ ч - Аа) и $t = 24$ ч - б).

К $t = 12$ ч, температура подстилающей поверхности растёт, и в окрестности Мингечаурскрго водохранилища и Иорской возвышенности она доходит до 36°C . Вдоль р. Иори температура на высоте 2 м больше температуры полученной в окрестностях р. Куры и р. Алазани. Изолинии температуры имеют сложную форму. По очертанию они отличаются от формы изогипсов. Причиной отличия являются локальные орографические факторы (различия в наклонах поверхности Земли), турбулентность и различные условия теплового баланса на поверхности раздела почва-земля. На высоте 100 м поле температуры более гладкая, поскольку турбулентность сглаживает неоднородности в поле температуры, и её изолинии принимают форму похожую на форму изогипсов.

Приземное поле давления полученное расчётами, при $t = 0$ ч, показано на Рис. 11. 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. Её 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 воздуха, образуются горизонтальные и вертикальные вихри и мезомасштабная волна, направленная вдоль фонового течения. Аналогичные вихри, в рамках плоских моделей, были раньше получены в [14, 15]. Орографические вихри имеют горизонтальные размеры от нескольких километров до 20-30 км.

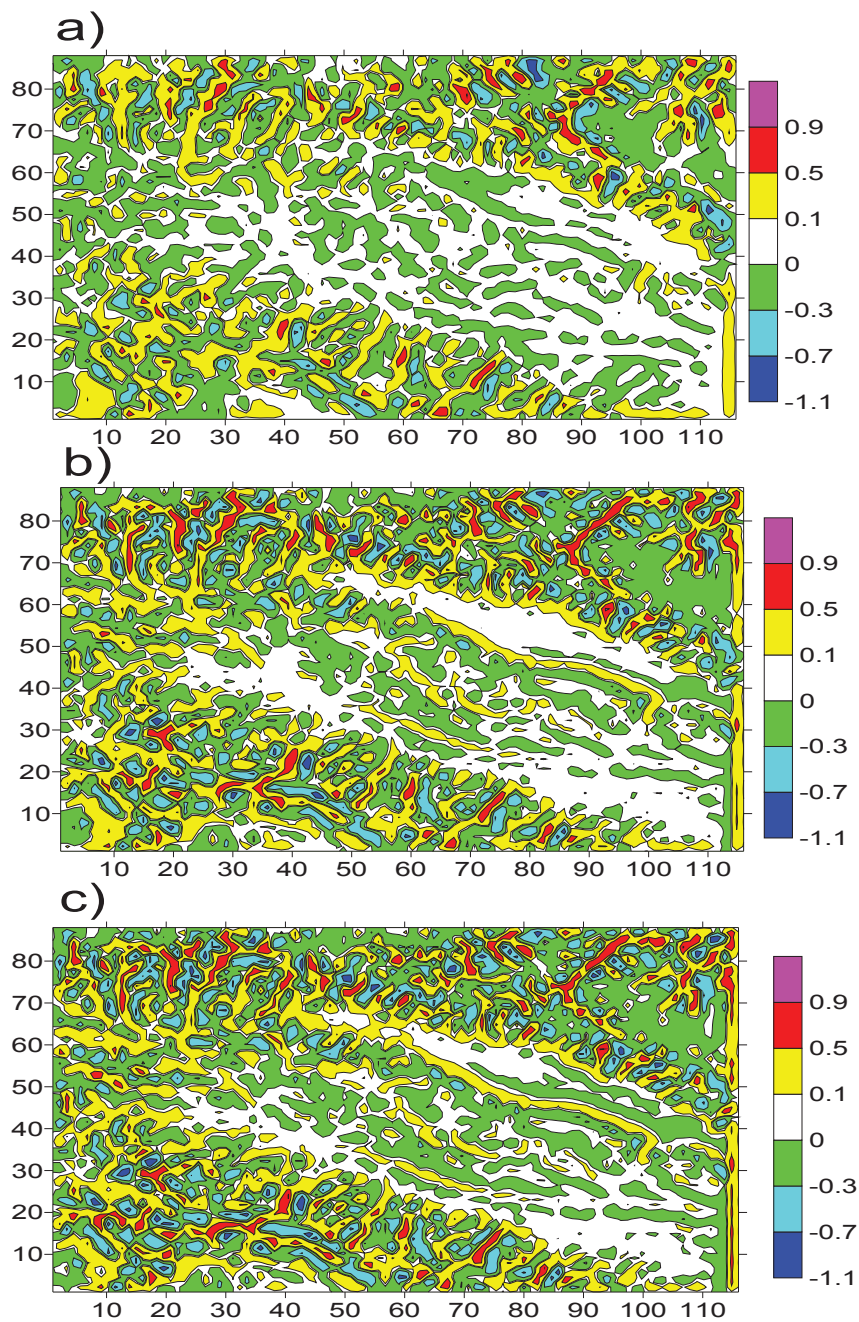


Рис. 9. Поле вертикальной скорости (м/с) на высотах от поверхности Земли $z = 3$ км—а), $z = 6$ км - б) и $z = 6$ км, при $t = 12$ ч.

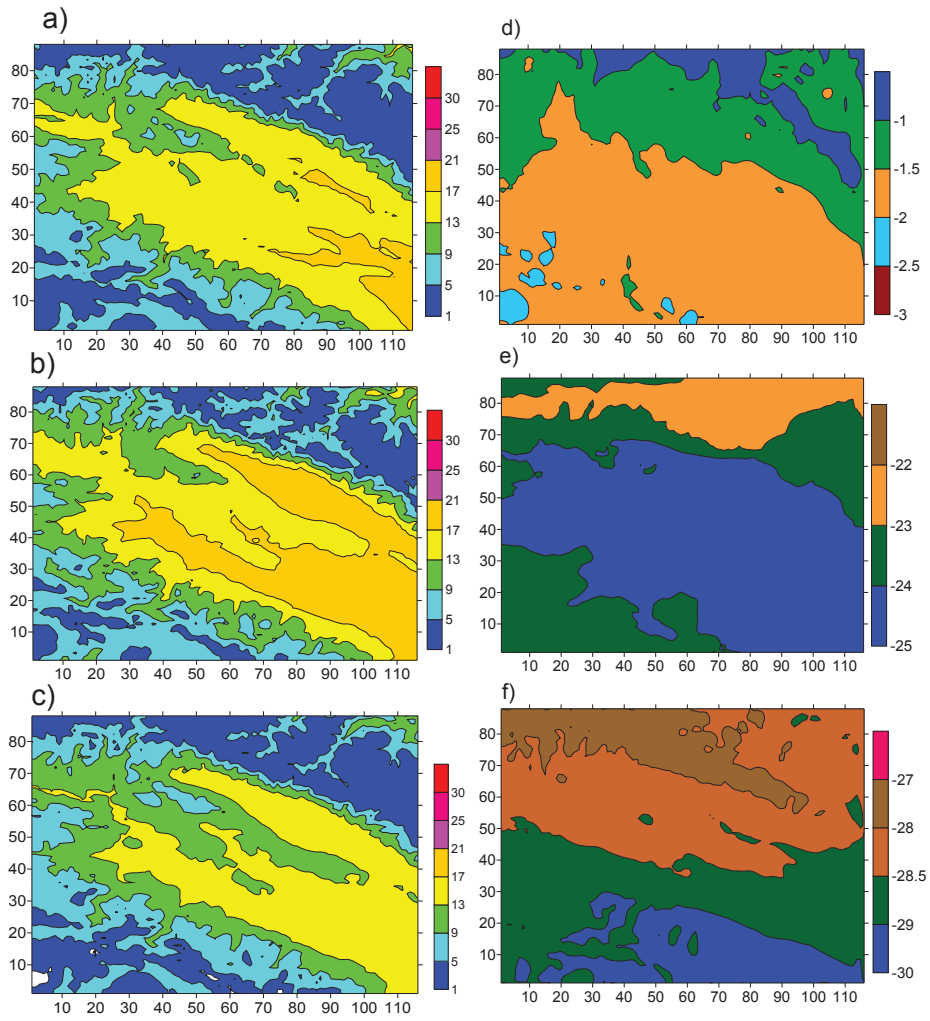


Рис. 10. Поле температуры на подстилающей поверхности –а) и на высотах от поверхности Земли $z = 2$ м, 100 м, 3 км, 6 км и 8 км – б), в), с), d), e) и f), соответственно, при $t = 0$ ч.

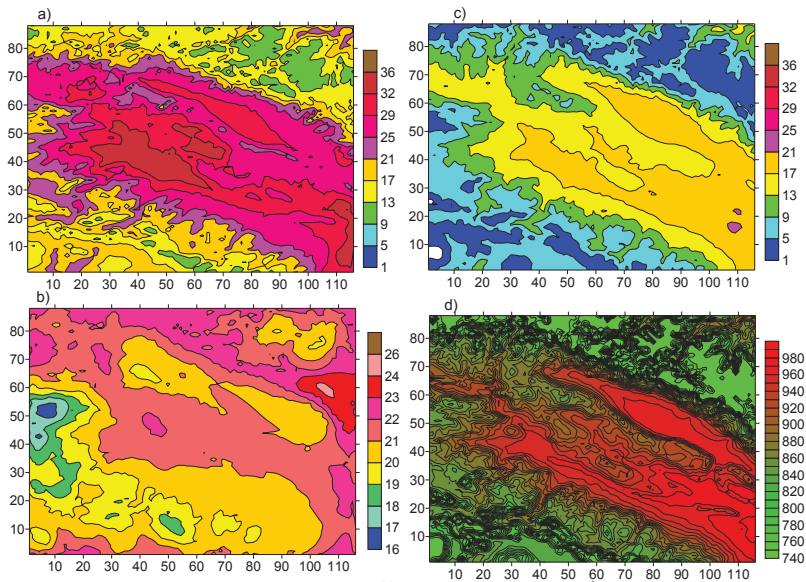


Рис. 11. Поле температуры на подстилающей поверхности – а), на высотах от поверхности земли $z = 2$ м, 100 м – б), в), с), и приземное поле давления (мб), при $t = 12$ ч.

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 ячеювую 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 поверхностное распределение в приземном слое атмосферы сложное. В этом слое в одно и то же время, вертикальная стратификация может быть различной. Она зависит не только от времени дня, но и от геометрических и термических характеристик местности. 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°C.

Качественно полученные результаты находятся в рамках принятых мезометеорологических представлений [1]. К сожалению, из-за технической трудности, невозможно получить реальные данные метеорологических наблюдений и количественно оценить точность численного моделирования.

Проведённое моделирование термодинамических полей осуществлено только для одного случая фонового восточного ветра. Оно не может показать все возможные мезометеорологические особенности местности. Поэтому, целесообразно проводить аналогичное исследование и для других синоптических ситуаций.

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

Литература

- [1] Georgia's third national communication to the UNFCCC. www.ge.undp.org/.../georgia/.../enabling-activities-for-t.
- [2] A. P. Weigel, F. K. Chow and M. W. Rotach. On the nature of turbulent kinetic energy in a steep and narrow Alpine valley. *Boundary-Layer Meteorology* Springer Science-Business Media B.V. -2006.- V. 123.- pp. 177-199. doi:10.1007/s10546-006-9142-9.
- [3] S. Kirkwood, M. Mihalikova, T. N. Rao and K. Satheesan. Turbulence associated with mountain waves over Northern Scandinavia—a case study using the ESRAD VHF radar and the WRF mesoscale model. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*. 2009. V. 9. No. 5. pp. 20775-20817. doi:10.5194/acpd-9-20775-2009
- [4] M. Weissmann F. J. Braun L. Gantner G. J. Mayr S. Rahm and O. Reitebuch The Alpine Mountain–Plain Circulation: Airborne Doppler Lidar Measurements and Numerical Simulations. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/MWR3012.1>
- [5] Gantuya Ganbat, Jong-Jin Baik. Local circulations in and around the Ulaanbaatar, Mongolia, metropolitan area. DOI: 10.1007/s00703-015-0374-4
- [6] A. A. Kordzadze, A. A. Surmava, D. I. Demetrashvili, and V. G. Kukhalashvili, Numerical investigation of the influence of the Caucasus relief on the distribution of hydro-meteorological fields. *Izvestia, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2007. V. 43. No. 6, pp. 783-791. doi:10.1134/S0001433807060060.
- [7] A. L. Kazakov and G. L. Lazriev. About parameterization of the surface layer of the atmosphere and active layer of the soil. *Izvestia AN SSSR, Atmospheric and Oceanic Physics*. 1978. V. 14. No. 3.-pp. 257-265.
- [8] С. С. Зилинтикевич, Ф. С. Монин. Турбулентность в динамических моделях атмосферы. Л. Наука. -1971.
- [9] Г. И. Марчук, В. П. Кочергин, А. С. Саркисян и др. Математические модели океанских циркуляций. Новосибирск. Наука. 1980.
- [10] Л. Н. Гутман, Введение в нелинейную теорию мезометеорологии. Л. Гидрометеиздат. 1969, 296 с.
- [11] Л. Т. Матвеев, Курс общей метеорологии. Ленинград. Гидрометеиздат. -1984. -751 с.
- [12] F. G. Shuman and L. R. Hovemale, “An operational six-layer primitive equation model,” *Journal of Applied Mechanics*. 1968, V. 7, № . 4. pp 525-547.

- [13] Г. И. Марчук Численное решение задач динамики атмосферы и океана. Ленинград. Гидрометеиздат. 1974. 302 с.
- [14] Д. И. Деметрашвили. Нестационарная задача о мезомасштабных процессах в свободной атмосфере над орографически неоднородной поверхностью Земли. Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1979. Т. 15. № 7. с. 699-709.
- [15] Э. Пальмен, Ч. Ньютон. Циркуляционные системы атмосферы. Гидрометеиздат. 1973.

კახეთის ატმოსფეროში ლოკალური ცირკულიაციების რიცხვითი გამოკვლევა ფონური აღმოსავლეთის 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 Кахети в случае фонового восточного ветра

Сурмава А. А.

Реферат

С помощью региональной модели атмосферных процессов на Кавказе и метода параметризации приземного слоя атмосферы разработана численная модель эволюции мезомасштабных атмосферных процессов на территории Кахети.

С помощью численного моделирования показано, что рельеф Кахети существенно влияет на формирование локальных метеорологических полей в атмосферном пограничном слое. В свободной атмосфере влияние значительно слабое. 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.

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

Aleksandre A. Surmava

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 Kakheti 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 (A. L. Kazakov and G. L. Lazriev, 1978) is used.

The numerical simulation shown, that the relief of Kakheti 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 as 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 investigated, also.