

Н. Н. ЧЕРЕДЬКО, А. И. КУСКОВ

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск

ДИНАМИКА ПОЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ НАД АЛТАЕМ

На основании данных о средней месячной температуре воздуха на 24 станциях Алтая рассмотрена динамика поля температуры в годовом ходе для двух вариантов: динамика без учета высоты станции и с ее учетом. Показано, что в случае первого варианта отмечается один тип поля в годовом ходе. С учетом высоты станции отмечается два типа полей — зимний и летний, что характерно для всей азиатской части России.

Ключевые слова: температура, интерполяция, зависимости, типы полей, главные компоненты.

Monthly mean air temperature data from 24 stations of Altai have been used to examine the temperature field dynamics in the annual variation for two variants: the dynamics without and with the station's altitude taken into account. It is shown that one type of field is recorded in the annual variation for the former variant. In the case where the station's altitude is taken into consideration, there occur two types of fields: the winter type, and the summer type, which is characteristic for the entire Asian part of Russia.

Keywords: temperature, interpolation, dependencies, types of fields, main components.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время интерес к горным районам Сибири, обладающим богатым рекреационным потенциалом, не уменьшается. Для дальнейшего освоения, наиболее рационального и эффективного использования этих территорий необходимы тщательные исследования и учет их климатических ресурсов. Работа исследователей в горных районах Сибири сдерживается скудностью гидрометеорологической информации. На сегодняшний день сеть станций в горах недостаточно плотная, что затрудняет, а нередко делает невозможным применение расчетных методов. В таких условиях (и это относится ко всем горным странам) возникает проблема оценки достоверности базового материала, особенно, когда существуют пропуски в данных или необходимо продлить временной ряд. Достоверность информации в целом определяет результаты исследования и, соответственно, выводы, полученные в процессе анализа результатов. В свою очередь, решение проблемы качества исходного материала связано с репрезентативностью сети станций.

Другая проблема, связанная с исследованиями температурного поля в горах, заключается в сильной зависимости температуры от высоты станции, что не позволяет качественно интерпретировать пространственные особенности температурного поля. Такая интерпретация важна в связи с тем, что из-за расположения большинства станций в обжитых долинах и котловинах значительная часть горных территорий оказывается не освещенной в метеорологическом отношении. Задача выявления роли рельефа в формировании температурных полей и получение количественных характеристик этого влияния по-прежнему актуальны.

В связи с этим цель настоящего исследования заключается в попытке приведения температуры к уровню моря и выявлении пространственно-временной изменчивости поля средней месячной температуры Алтая в годовом ходе. Чтобы оценить возможные значения температуры приземного слоя атмосферы и выявить их динамику используются временные ряды. Масштаб осреднения каждого

члена ряда при этом выбирается в зависимости от задачи. Для проведения климатического мониторинга это месячный период осреднения, так как при этом значительно уменьшается влияние конкретных синоптических составляющих. Материалом для изучения послужили значения средних месячных температур на 24 станциях Алтая за 1962–2006 гг.

ОЦЕНКА ОШИБКИ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПРОПУЩЕННЫХ ДАННЫХ

На первом этапе работы оценивалась ошибка восстановления пропущенных значений приземной средней месячной температуры на станциях Алтая. Для заполнения пустующих во временных рядах мест, а также для продления рядов применен один из упрощенных вариантов метода оптимальной интерполяции [1, 2]. Интерполированное (восстановленное) значение температуры \widehat{T}_j на станции j выражалось как линейная комбинация значений температуры на окружающих станциях:

$$\widehat{T}_j = \bar{T}_j + \sum_{i=1}^n a_i T_i, \quad (1)$$

где \widehat{T}_j — результат интерполяции; \bar{T}_j — многолетнее среднемесячное значение температуры; T_i — фактическое значение на станции i ; a_i — интерполяционные коэффициенты. Для определения интерполяционных весов a_i решалась система уравнений:

$$\sum_{i=1}^n m_{i,j} a_i = m_{0,i}, \quad (2)$$

где $m_{i,j}$ — элементы ковариационной матрицы между температурой на привлеченных станциях i и j ; $m_{0,i}$ — ковариация между точкой 0, в которую происходит интерполяция, и станцией i .

Используемая в работе упрощенная система уравнений отличается от полной тем, что в левой части (2) опущено слагаемое, характеризующее меру ошибки измерения (или расчета). По оценкам [3], для всех месяцев года этим слагаемым можно пренебречь без существенной потери в точности определения весовых коэффициентов (a_i). Для построения матриц $m_{i,j}$ и $m_{0,i}$ использовались отклонения от многолетних среднемесячных значений температуры, что позволило учесть изменение температуры в результате изменения как долготы, так и высоты пункта.

Средняя квадратичная ошибка интерполяции (E_j) в пункт j определялась по следующей формуле:

$$E_j = \sqrt{(T_j - \widehat{T}_j)^2}. \quad (3)$$

Технология оценки E_j заключалась в том, что в пункте интерполяции значения температуры отсутствуют при известной ковариационной функции. Для расчета \widehat{T}_j использовались от 1 до 15 соседних станций, выбор которых осуществлялся из принципа их близости к пункту. С увеличением числа привлеченных для интерполяции станций, как и следует из теории, E_j уменьшается (рис. 1, а), в частности, на трети из рассмотренных станций до 1,5 раз.

В процессе анализа распределения ошибки интерполяции (E) по исследуемой территории была выявлена зависимость E от высоты местности (см. рис. 1, б), которая с одинаковым качеством аппроксимируется полиномом 2-ой степени и логарифмической кривой. Коэффициент корреляции (в обоих случаях 0,852) указывает на высокую тесноту связи. При аппроксимации не были учтены две высокогорные станции — Ак-кем (2050 м) и Кара-Тюрек (2600 м), и равнинная станция Барнаул (157 м) в связи с тем, что поведение ошибки интерполяции на этих станциях отличается от общей закономерности. Полученная зависимость характеризуется увеличением ошибки интерполяции с высотой места. Однако наиболее быстрый рост ошибки отмечается в интервале высот 200–1000 м, для больших высот скорость роста E уменьшается.

Зависимость повторяемости ошибок аппроксимации менее 1 °С по абсолютной величине от средней квадратичной ошибки на станциях описывается экспоненциальной функцией с очень высокой теснотой связи между фактической и теоретической повторяемостью (коэффициент корреляции 0,97). Минимум 50 % всех данных интерполируются с ошибкой менее 1 °С, а для подавляющего большинства станций такая ошибка составляет 70 %, что указывает на высокую эффективность предлагаемого способа восстановления пропущенных данных и продления временных рядов. В результате исследования также выявлено, что интерполяция данных вполне соответствует ошибкам, допускаемым при измерении, и на средние характеристики влияет, как $\sigma_{st} = \frac{\sigma}{\sqrt{n}}$, где σ_{st} — стандартная

ошибка среднего; σ — средняя квадратичная ошибка, максимум которой для исследуемого района составляет 0,1 °С; n — число наблюдений.

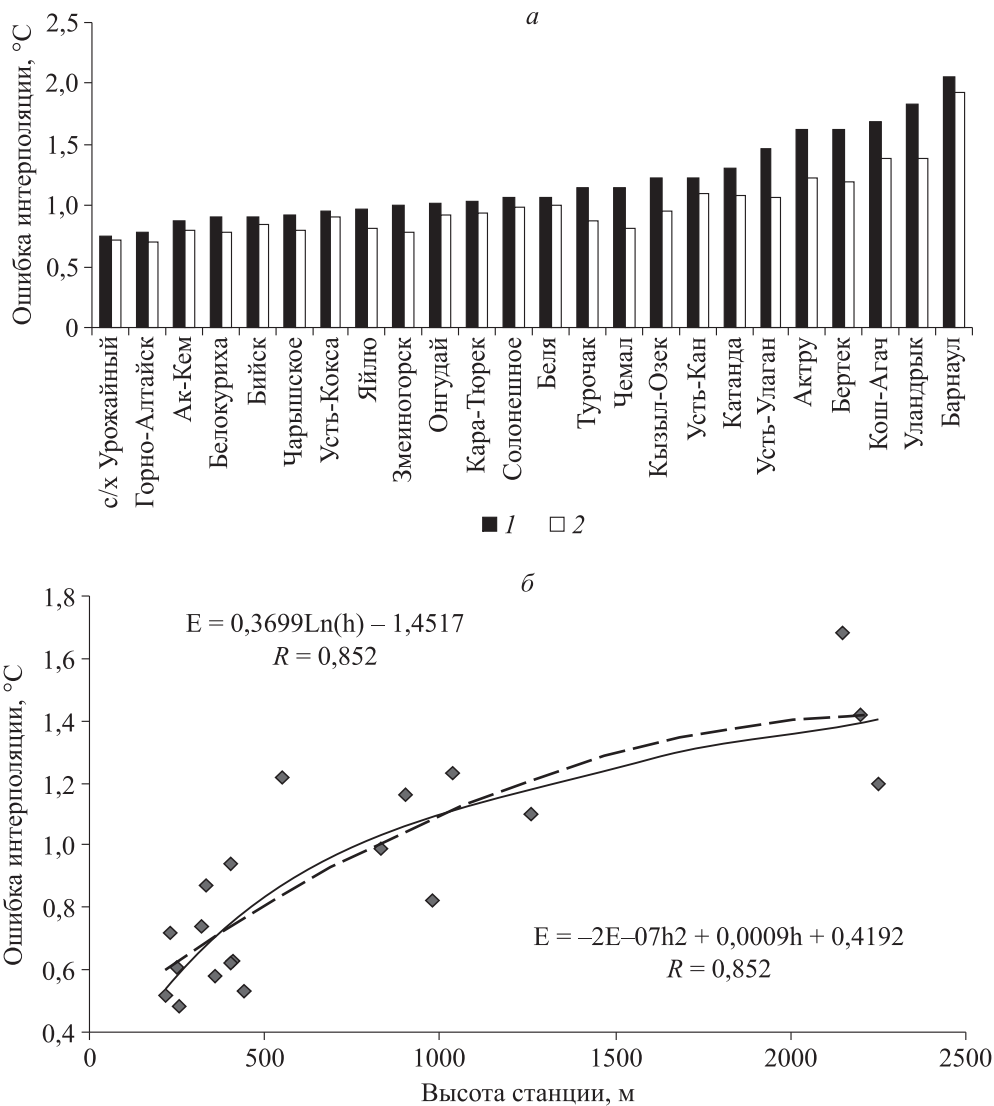


Рис. 1. Распределение ошибок интерполяции по территории Алтая в зависимости от числа привлеченных соседних станций (а) и от высоты станций (б).

Количество станций: 1 — три, 2 — пятнадцать. Тренд: штриховая линия — полиномиальный, сплошная — логарифмический.

ПРИВЕДЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ К УРОВНЮ МОРЯ

Влияние рельефа значительно осложняет задачу описания и интерпретации полей температуры, даже при их усреднении за месяц. Априори следует ожидать сложную структуру температурных полей. Это обусловлено тем, что горизонтальные градиенты температуры гораздо меньше вертикальных. В монографии [4] предпринималась попытка приведения температуры к уровню моря с использованием аэроклиматической информации. В связи со сложной структурой модели и ограниченностью числа аэрологических станций ее использование затруднено. В данной работе предлагается более функциональная модель приведения температуры к уровню моря. Так, если аппроксимировать поля температуры линейным полиномом, получим:

$$T(m,k) = a_0 + a_1x_k, \quad (4)$$

$$T(m,k) = a_0 + a_2y_k, \quad (5)$$

$$T(m,k) = a_0 + a_3h_k, \quad (6)$$

где $T(m,k)$ — средняя температура воздуха за месяц m в точке k ; a_0 — осредненная по территории температура за месяц m ; x_k , y_k — координаты точки k ; h_k — высота точки над уровнем моря; a_i — коэффициенты пропорциональности ($i = 1, 2, 3, \dots, n$).

Таблица 1

Значения горизонтальных и вертикального градиентов по месяцам

Месяцы	Градиенты, °С/км			a_0 , °С
	a_1	a_2	a_3	
Январь	-0,016	0,023	-3,71	-16,5
Февраль	-0,014	0,022	-3,47	-15,2
Март	-0,012	0,020	-3,41	-6,0
Апрель	-0,013	0,021	-3,78	5,9
Май	-0,016	0,022	-4,06	13,5
Июнь	-0,015	0,022	-4,05	17,5
Июль	-0,015	0,023	-4,24	19,9
Август	-0,013	0,024	-3,82	18,2
Сентябрь	-0,012	0,020	-3,58	12,9
Октябрь	-0,012	0,019	-3,75	6,9
Ноябрь	-0,014	0,022	-3,82	-5,3
Декабрь	-0,015	0,023	-3,59	-15,0

Из-за высокой зависимости распределения температуры от высоты места решение задачи построения полей, особенно проведение изолиний в географических координатах, практически невозможно. Приведение температуры к уровню моря позволяет более корректно определять типы температурных полей над Алтаем и их эволюцию в течение года, а также получать количественные характеристики роли рельефа в формировании полей. В результате более детального анализа зависимости температуры воздуха от высоты получены три высотных диапазона, которые характеризуются различными профилями температуры.

Существует определенная тенденция изменения температуры от высоты. При этом от ноября и до марта отмечаются инверсии до высоты 553 м, выше фиксируется понижение температуры с высотой. Причем эти инверсии устанавливаются в ноябре, практически не меняют мощности до февраля, а в апреле исчезают. Для высокогорных станций (выше 2000 м) четкой зависимости не прослеживается. В январе изменение температуры с высотой составляет 2 °С/100 м, а в марте — 1 °С/100 м, в то время как в свободной атмосфере этот градиент равен 0,6 °С/100 м.

Летом изменение температуры с высотой происходит со скоростью, меньшей чем в свободной атмосфере. Эти особенности можно объяснить только влиянием подстилающей поверхности, что необходимо учитывать. Зимой наблюдается процесс выхолаживания у подстилающей поверхности, особенно в условиях преобладающей антициклонической погоды, которую формирует Азиатский антициклон. В теплый период года за счет близости подстилающей поверхности происходит более интенсивный, чем в свободной атмосфере, нагрев. Высоты, до которых можно было отследить наличие инверсии, определяются высотами реальных станций, что для Алтая составляет 553 м. Верхняя граница второго высотного диапазона (1758 м) установлена в связи с тем, что на станциях, расположенных выше, зимой достоверно установить наличие инверсий не представляется возможным, они нерепрезентативны и их учет приведет к искажению полученных закономерностей. Используя указанные уравнения, было произведено приведение температуры к уровню моря.

Для выявления характера изменения поля температуры в годовом ходе было проведено разложение его на ортогональные составляющие по двум компонентам для приведенной и фактической температур. Получение типового поля характеристики позволяет сжимать информацию и выявлять общие тенденции в ее изменении. В результате разложения выявлено, что для приведенной к уровню моря температуры существует два типовых поля. Первое — зимний тип, охватывающий период с ноября по март и определяющий 52,9 % суммарной дисперсии, второе — летний, соответствующий периоду с апреля по октябрь (32,1 % суммарной дисперсии) (табл. 2). Таким образом, зимний тип поля является определяющим изменчивость температуры по территории для рассматриваемой зоны. В случае использования фактической температуры без учета ее изменения от высоты получилось, что годовой ход имеет только один тип поля (см. табл. 2).

Существование одного типа поля в годовом ходе объяснить достаточно сложно, хотя бы потому, что в зимний период циркуляцию над Алтаем определяет сформировавшийся в октябре–ноябре Азиатский антициклон. К ноябрю территория, охваченная антициклонической циркуляцией, увеличивается, и его западный отрог выходит на Алтай. При этом в полуклометровом слое формируется инвер-

Учитывая, что независимые параметры x_k, y_k, h_k измерялись в одинаковых величинах (км), коэффициенты пропорциональности в первом приближении можно интерпретировать как градиенты. Анализ этих коэффициентов по месяцам (табл. 1) позволил установить, что для горизонтальных градиентов как вдоль широты (ось X), так и по долготе (ось Y) значения изменяются в течение года незначительно и колеблются от -0,012 до -0,016 °С/км и от 0,019 до 0,024 °С/км соответственно. Отрицательные градиенты вдоль широты указывают на уменьшение температуры с запада на восток, что вызвано ослаблением влияния Атлантического океана. Положительные градиенты вдоль меридиана свидетельствуют об увеличении температуры с юга на север. Это объясняется тем, что средняя скорость изменения температуры с высотой во все месяцы года является отрицательной, имеет тенденцию увеличения по абсолютной величине от зимних месяцев к летним, а высоты станций с юга на север уменьшаются.

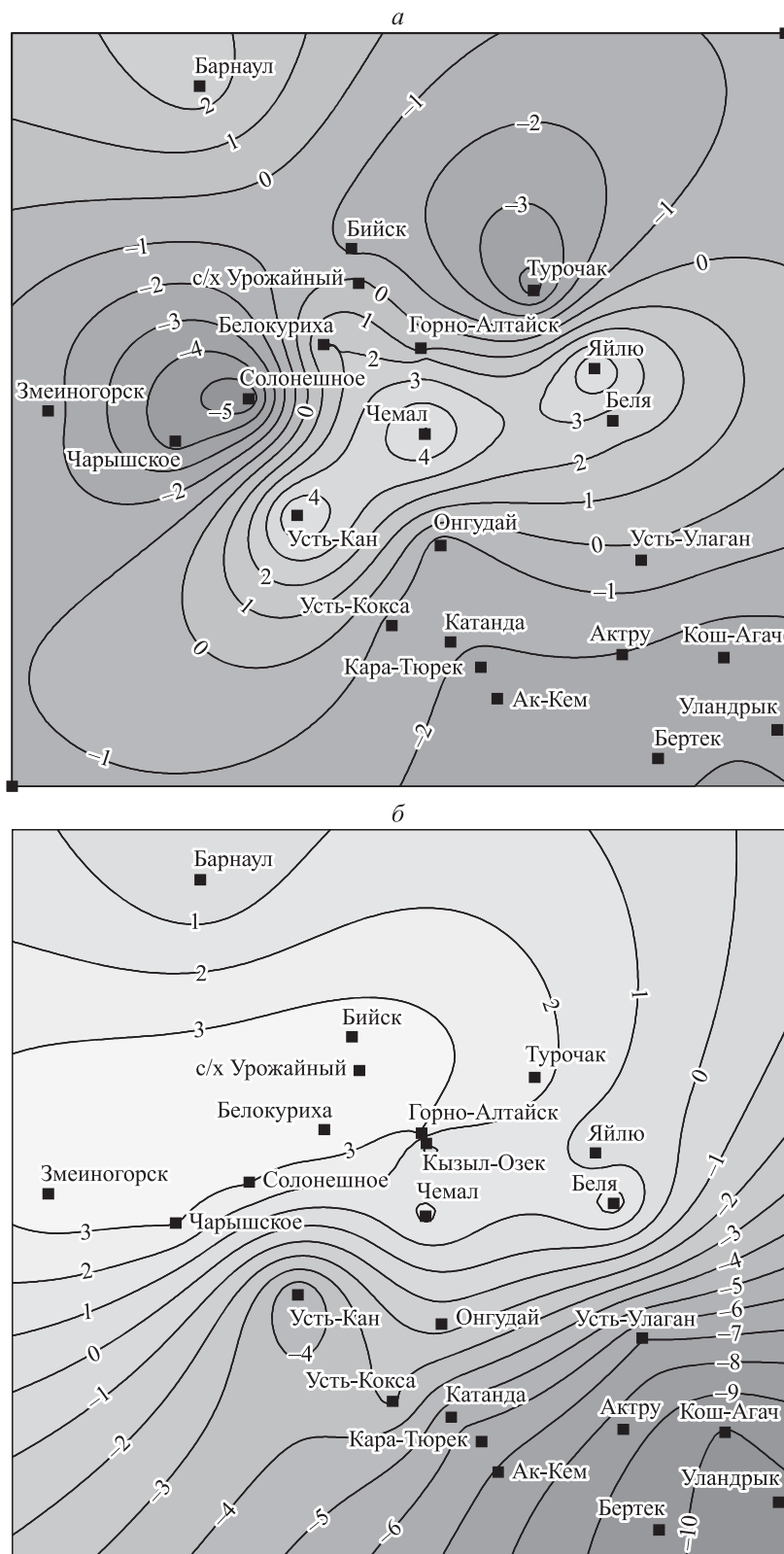


Рис. 2. Распределение первой компоненты поля температуры летнего (а) и зимнего (б) типов.

Характеристика разложения полей температуры на ортогональные составляющие

Месяцы	Среднее	Дисперсия	1-я компонента		2-я компонента	
			a_1	R_1	a_2	R_2
<i>Поле температуры, приведенной к уровню моря</i>						
Январь	-19,0	3,3	-0,12	0,272	0,526	0,933
Февраль	-17,4	3,0	-0,078	-0,183	0,508	0,937
Март	-9,0	2,1	-0,055	-0,158	0,362	0,804
Апрель	4,7	1,9	0,242	0,722	0,167	0,389
Май	12,5	2,4	0,346	0,918	0,043	0,088
Июнь	18,2	2,6	0,351	0,905	-0,007	-0,014
Июль	18,9	3,0	0,408	0,967	-0,009	-0,017
Август	19,1	2,7	0,392	0,984	0,014	0,027
Сентябрь	10,3	2,5	0,373	0,967	0,055	0,111
Октябрь	5,3	4,8	0,463	0,869	0,141	0,207
Ноябрь	-9,6	1,3	0,005	0,017	0,265	0,754
Декабрь	-16,8	2,5	-0,041	-0,108	0,46	0,942
Собственное число, %			52,9		32,21	
<i>Исходное поле температуры</i>						
Январь	-16,7	22,1	0,367	0,871	-0,452	-0,485
Февраль	-15,4	15,8	0,321	0,902	-0,309	-0,393
Март	-8,0	10,6	0,273	0,935	-0,034	-0,052
Апрель	1,7	10,0	0,251	0,884	0,248	0,395
Май	9,2	10,8	0,257	0,872	0,31	0,476
Июнь	14,3	10,9	0,251	0,848	0,337	0,514
Июль	16,2	11,9	0,269	0,868	0,331	0,483
Август	13,8	9,9	0,252	0,893	0,266	0,425
Сентябрь	8,1	8,7	0,241	0,913	0,219	0,375
Октябрь	0,7	10,6	0,278	0,953	0,106	0,164
Ноябрь	-8,4	14,0	0,324	0,966	-0,152	-0,204
Декабрь	-14,8	19,5	0,348	0,879	-0,406	0,464
Собственное число, %			80,5		16,42	

сионное распределение температуры с высотой. В апреле роль Азиатского антициклона значительно ослабевает в связи с его разрушением. Таким образом, годовой ход приведенного поля температуры более объективно отражает реальную картину изменчивости температурного поля.

Высокий коэффициент корреляции между типовыми полями и фактическими (до 0,984) (см. табл. 2) позволяет по распределению изокомпонент судить о поле фактической температуры (рис. 2). Летний тип характеризуется тем, что в северной части территории отмечаются повышенные температуры во все месяцы (см. рис. 2, а). К юго-востоку территории температуры понижаются и отмечается сгущение изокомпонент. Зимнему типу поля соответствует очаговое распределение температуры (см. рис. 2, б). Замкнутые очаги тепла расположены в районе станций Усть-Кан, Чемал и Яйлю, очаги холода — у станций Солонешное и Турочак.

Такое распределение можно объяснить сильным отличием от общего фона температуры, которое обусловлено мезоклиматами в районах очагов. В зимний период времени в выделившихся очагах особенно сильно проявляется влияние фенів, что подтверждается работами [5–7]. По нашему мнению, приведение температуры к уровню моря позволяет более достоверно интерпретировать поля температуры в горных странах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, показано, что использованный в работе метод объективной интерполяции [1, 2], основанный на применении метода минимальных квадратов, позволяет как заполнять пропуски во временных рядах, так и получать объективные характеристики после их обработки. Кроме того, проведенное исследование выявило, что приведение температуры к уровню моря с учетом высоты дает

возможность более корректно интерпретировать распределение температуры по территории в горных районах и оценивать роль рельефа в формировании температурных полей. Для горных районов использование фактической информации, особенно в построении полей, может привести к неадекватным выводам. Предложенный подход дает возможность в условиях недостатка фактической гидрометеорологической информации получать корректные пространственные характеристики климата, что может способствовать курортно-рекреационному освоению среднегорий и высокогорий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Гандин Л. С., Каган Р. Л.** Статистические методы интерпретации метеорологических данных. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 359 с.
2. **Гандин Л. С.** Объективный анализ метеорологических полей. — Л.: Гидрометеиздат, 1963. — 287 с.
3. **Кусков А. И., Катаев С. Г.** Структура и динамика приземного температурного поля над азиатской территорией России. — Томск: Изд-во Том. пед. ун-та, 2006. — 176 с.
4. **Севастьянов В. В.** Климаты высокогорного Алтая и Саян. — Томск: Изд-во Том. ун-та, 1998. — 201 с.
5. **Русанов В. И.** Фены центрального Алтая // Вопросы охраны природы Горного Алтая. — Горно-Алтайск: Горно-Алт. отд-ние Алт. кн. изд-ва, 1976. — С. 132–135.
6. **Модина Т. Д.** Фены и климат Горного Алтая // Гляциология Алтая. — Томск: Изд-во Том. ун-та, 1981. — Вып. 15. — С. 78–87.
7. **Севастьянова Л. М., Севастьянов В. В.** Фены Горного Алтая. — Томск: Изд-во Том. пед. ун-та, 2000. — 139 с.

Поступила в редакцию 4 мая 2010 г.
