

## Подходы к оценке климатоэкологических ресурсов территории Сибири

И. Е. ТРОФИМОВА, О. П. ОСИПОВА, А. С. БАЛЫБИНА

*Институт географии им. В. Б. Сочавы СО РАН  
664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1  
E-mail: balybina@irigs.irk.ru; olga@irigs.irk.ru*

Статья поступила 11.12.2018

После доработки 04.02.2019

Принята к печати 08.02.2019

### АННОТАЦИЯ

Рассмотрены особенности распределения климатоформирующих факторов на территории Сибири. Район исследования представлен тремя крупными регионами: Западно-Сибирской равниной, Средней Сибирью и горными системами Южной Сибири. Оценены климатоэкологические ресурсы (температура воздуха, атмосферные осадки, снежный покров и температурный режим почв) в каждом регионе. Проведен детальный анализ температуры почвенного профиля (до глубины 0,8 м). Вертикальные профили сгруппированы по степени летнего прогревания и зимнего охлаждения почв. Градации температур почвы соотнесены с точками измерения, что и позволило выполнить дифференциацию территории Сибири по данному показателю. В работе предложен подход к оценке интегральных климатоэкологических ресурсов на основе применения единых градаций климатических характеристик для обширной территории и представлено обобщение выявленных закономерностей для всей Сибири.

**Ключевые слова:** климатоэкологические ресурсы, Сибирь, температура воздуха, температура почвы, солнечная радиация, циркуляция атмосферы.

Обширная территория Сибири расположена в основном в пределах субарктических широт и северной части умеренного пояса. Общеизвестно, что климатические условия определяются поступающей солнечной радиацией, процессами циркуляции атмосферы, характером земной поверхности. Вместе с тем пространственное распределение показателей климата в отдельных крупных регионах Сибири имеет свои особенности, обусловленные географическими факторами влияния. Рассматриваемую территорию занимают Западно-Сибирская равнина, Средняя Сибирь

и горы Южной Сибири [Гвоздецкий, Михайлов, 1978]. Климат (тепло и влага) выступает как важнейший экологический фактор окружающей среды [Исаев, 2003] и является определяющим в функционировании, динамике, структурных преобразованиях природных систем. В климатоэкологическом отношении крупные физико-географические регионы имеют разную степень изученности. Поэтому поставлена задача – определить особенности распределения климатоформирующих факторов и оценить климатоэкологические ресурсы в каждом регионе, провести обобщение выяв-

ленных закономерностей для всей рассматриваемой территории.

#### МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

К важным показателям климатозоологических ресурсов отнесены температура воздуха, атмосферные осадки и снежный покров. Большое значение имеет температурный режим почв, который играет существенную роль не только в физико-географических процессах (в том числе и почвообразовательных), но и в решении ряда прикладных задач. Используются данные метеорологических станций государственной гидрометеорологической сети Сибирских территориальных управлений. В основном привлекались материалы около 285 метеостанций, где имеются длинные ряды инструментальных наблюдений за температурой почвы (1965–1990 гг.). Однако эти пункты распределены по территории неравномерно. В западносибирской и среднесибирской тундре и лесотундре они единичны. Несколько больше их в долинах северной тайги. Поэтому в районах сплошного распространения многолетней мерзлоты (ММ) дополнительным источником информации послужили мониторинговые наблюдения на геокриологических стационарах [Павлов, 2008]. Удовлетворительно оснащена наблюдениями таежная, лесостепная и степная территория [Трофимова, Балыбина, 2015, 2016]. В Забайкалье пункты измерений температуры почвы распределены по территории относительно равномерно, хотя их не так и много (около 40). Причем данные забайкальских метеостанций подвергались существенной проверке (корректировке) из-за частых сбоев в показаниях и присутствия ММ [Трофимова, Балыбина, 2017].

В основу дифференциации территории по климатозоологическим ресурсам взят термический ресурс почв, так как в процессе теплообмена в системе “приземный слой воздуха – наземный покров – почва” солнечная энергия весьма активно преобразуется и аккумулируется в почве. Поэтому особое внимание уделено анализу температуры почвенного профиля до глубины 0,8 м. Используются средние месячные значения максимальной и минимальной температуры в годовом цикле на конкретных глубинах. По ним строятся вертикальные профили, которые затем груп-

пируются по степени летнего прогревания и зимнего охлаждения почв. Каждой группе (градации) температур присваивается количественная и качественная оценка. Далее градации температур почвы соотносятся с определенным местоположением (точкой измерения), вследствие чего воспроизводится целостная картина дифференциации территории Сибири по данному показателю.

Для краткой характеристики региональных закономерностей формирования климата рассматриваемой территории, особенностей природных условий, в том числе и климатических, использованы многочисленные литературные источники физико-географической направленности [Михайлов, 1961; Западная Сибирь, 1963; Средняя Сибирь, 1964; Предбайкалье и Забайкалье..., 1965; и др.].

#### РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

##### *1. Климатоформирующие факторы.*

##### *1.1. Солнечная радиация.*

На общие закономерности поступления солнечной радиации на подстилающую поверхность и циркуляции воздушных масс на территории Сибири (рисунок) своеобразное влияние оказывают региональные физико-географические факторы. Из характеристик режима солнечной радиации взяты продолжительность солнечного сияния (ПСС), суммарная радиация ( $Q$ ) и радиационный баланс ( $B$ ), которые изменяются в зависимости от географической широты, облачности и рельефа.

Для солнечной радиации, поступающей на территорию Западно-Сибирской равнины, свойственны преимущественно широтно-зональные закономерности. В районах Северного полярного круга ПСС составляет 1510–1550 ч/год, на юге территории она достигает 2300–2385 ч/год. Приход  $Q$  за год при средних условиях облачности с севера на юг увеличивается от 2813–3385 МДж/м<sup>2</sup> (зона тундры и лесотундры) до 3347–4110 МДж/м<sup>2</sup> (зона тайги) [Белоненко и др., 2015]. В степной зоне ее величина достигает 4785 МДж/м<sup>2</sup>. В центральных и южных районах равнины самая большая величина  $Q$  наблюдается в апреле–августе, в июле ее значение около 616 МДж/м<sup>2</sup>. В северных и центральных районах с сентября по ноябрь поступление  $Q$  снижается (в среднем на 30–40 % ежеме-



Географическое положение территории исследования:

1 – граница регионов, 2 – государственная граница

сячно), доходя до минимума в декабре, когда на севере полярная ночь, а на юге количество солнечной энергии едва переваливает за  $100 \text{ МДж/м}^2$ . В феврале–марте происходит быстрый рост поступления суммарной радиации как из-за быстрого увеличения высоты солнца, так и уменьшения общей и нижней облачности. Величина  $B$  с севера на юг увеличивается с  $795\text{--}836 \text{ МДж/м}^2$  (тундра, лесотундра) до  $1737 \text{ МДж/м}^2$  (степная зона).

В пределах западной части территории гор Южной Сибири, обрамляющих с юга Западно-Сибирскую равнину, располагаются межгорные котловины, которые по своим природно-климатическим условиям несколько различаются. В глубоко врезанных долинах Горного Алтая ПСС составляет  $1917\text{--}2320 \text{ ч/год}$ , годовая величина поступающей  $Q$  – около  $4330 \text{ МДж/м}^2$ , в степях Чуйской котловины она достигает  $5725 \text{ МДж/м}^2$ , а радиаци-

онный баланс – 1741 МДж/м<sup>2</sup>. В долинах рек и на пологих склонах междуречий в Кузнецкой котловине Кузнецко-Салаирской горной системы ПСС варьирует от 1845 до 2265 ч/год. Приход  $Q$  на подстилающую поверхность достигает 4358 МДж/м<sup>2</sup>. В степных районах Минусинской котловины, расположенной в пределах Саянской горной системы, ПСС составляет 1716–2016 ч/год, годовая величина  $Q$  достигает 4000–4500 МДж/м<sup>2</sup>. В слабохолмистых степях Тувинской котловины, обрамленной множеством хребтов Тувинской горной системы, ПСС изменяется в пределах 2410–2700 ч/год, годовая  $Q$  приближается к 5000 МДж/м<sup>2</sup> [Невидимова, Янкович, 2015]. Величина  $B$  за год в горных котловинах варьирует от 1480 (Кузнецкая котловина) до 1800–2100 МДж/м<sup>2</sup> в других рассматриваемых котловинах.

На территории Средней Сибири широтно-зональное распределение показателей солнечной радиации выражено менее отчетливо, чем на Западно-Сибирской равнине, что связано с преобладанием пересеченного рельефа. Величина ПСС на Крайнем Севере (мыс Челюскин) составляет около 1000 ч/год, в зоне тундры и лесотундры – 1100–1500 ч/год. В южном направлении ПСС повышается до 2000–2300 ч/год в самых южных районах Иркутско-Черемховской равнины. В восточной оконечности равнины (Иркутск) она составила в среднем 2113 ч/год за период 1893–2015 гг. [Электронный ресурс <http://www.meteo.ru>], над Байкалом – 2000–2300 ч/год. Годовая величина  $Q$  изменяется с севера на юг от 2790–2910 МДж/м<sup>2</sup> (тундра, лесотундра) до 4300–4430 МДж/м<sup>2</sup> (подтайга, лесостепь и островные степи). На западной окраине Среднесибирского плоскогорья ее величина меньше, чем в восточных районах, что связано с повышенной облачностью. Зимой поступление  $Q$  минимальное, особенно в декабре. В январе в северные районы Средней Сибири солнечная радиация практически не поступает из-за полярной ночи. В летнее время приток солнечной энергии мало зависит от широты, так как уменьшение угла падения солнечных лучей по направлению к северу компенсируется увеличением ПСС (полярный день). Величина  $Q$  в июле на севере территории около 502 МДж/м<sup>2</sup>, на большей ее части – 580 МДж/м<sup>2</sup>. Годовая величина  $B$  на севере Таймыра всего лишь

335 МДж/м<sup>2</sup>, а в юго-западной части Среднесибирского плоскогорья увеличивается до 1340 МДж/м<sup>2</sup> [Осинцева, 2015]. В восточных районах плоскогорья радиационный баланс выше, чем в западных районах. На юго-восточной окраине Иркутско-Черемховской равнины он достигает 1600–1780 МДж/м<sup>2</sup>. В июне  $B$  имеет наибольшие значения и меняется по территории незначительно. Величина  $Q$  на побережьях оз. Байкал составляет 4000–4700 МДж/м<sup>2</sup>,  $B$  – 1200–1710 МДж/м<sup>2</sup>.

В восточной части гор Южной Сибири (Забайкалье) продолжительность солнечного сияния уменьшается с возрастанием широты. В южных лесостепных (Кыра) и степных (Борзя) районах ПСС за год достигает 2535–2618 ч, в Чите среднее многолетнее (1951–2015 гг.) ее значение составляет 2523 ч. По мере продвижения на север (Средний Калар) ПСС уменьшается до 2163 ч, а в Верхнечарской котловине (Чара) – до 1873 ч [Энциклопедия Забайкалья..., 2002]. Величина  $Q$  за год увеличивается с севера на юг от 3700 до 5200 МДж/м<sup>2</sup>, радиационный баланс – от 1270,7 до 2248,8 МДж/м<sup>2</sup>. На территории Забайкалья из-за влияния горного рельефа и многообразия подстилающей поверхности зональные закономерности показателей солнечной радиации несколько нарушены.

## 1.2. Циркуляция атмосферы.

Режим барического поля и его изменения над территорией Сибири определяют тепловой баланс, особенности орографии и макроциркуляционные условия. Зимой основным барическим образованием у поверхности земли является азиатский антициклон с обширным гребнем, направленным на Лено-Колымский район. Зимний азиатский антициклон – сезонный центр действия атмосферы. Он играет ведущую роль не только в холодное полугодие, но и в переходные сезоны, так как процессы формирования, стабилизации и разрушения азиатского антициклона определяют в значительной степени циркуляционные процессы с сентября по апрель. Над Западной Сибирью среднее термобарическое поле тропосферы характеризуется наличием высотного отрога при слабовыраженной ложбине над Северным Уралом. Прибайкалье и Забайкалье находятся под тыловой частью обширной ложбины, направленной с северо-запада на юг Дальнего Востока. В соответствии с ука-

занной структурой высотного термобарического поля благоприятные условия для развития циклонической деятельности в зимнее время создаются над Западной Сибирью. Циклоны, смещающиеся сюда с европейской части России, часто еще продолжают свое развитие и достигают значительной глубины, а в некоторых случаях здесь создаются благоприятные условия для возникновения новых и регенерации приходящих с запада циклонов. Развитие крупномасштабного высотного гребня в районе Урала – важный региональный процесс, влияющий на генезис антициклонической и эволюцию циклонической деятельности над Западной Сибирью. Ослабление зимнего азиатского антициклона происходит в основном, когда реализуются два процесса: 1) разрушение высотного гребня над Сибирью, что приводит к восстановлению зональных потоков; 2) прохождение ныряющих циклонов через Сибирь и Дальний Восток. Летние циркуляционные процессы характеризуются ослаблением западно-восточного переноса из-за уменьшения межширотных термических градиентов. У поверхности земли преобладает барическое поле пониженного давления со слабыми ветрами. Территория Западной Сибири значительно чаще находится под влиянием циклонов, чем соседние регионы (европейская часть России, Восточная Сибирь). За последние 11 лет замечено общее увеличение числа образующихся над Западной Сибирью циклонов [Тунаев и др., 2017]. По результатам исследования динамики характеристик барических образований на территории Сибири за 1976–2011 гг. установлено, что циклонов, определяющих климатические условия территории, больше, чем антициклонов (в отдельные годы в 1,5–2 раза). К концу исследуемого периода циклоны стали более глубокими, а антициклоны менее интенсивными [Поднебесных, Ипполитов, 2017].

Летом над территорией Минусинской котловины наблюдается частный циклогенез. Необходимым условием его возникновения является наличие высотно-фронтальной зоны (ВФЗ), ориентированной с юго-запада на северо-восток, над югом Сибири и Казахстана. ВФЗ формируется в результате вторжения холодных арктических масс воздуха на территорию Западной Сибири в тылу циклона, смещающегося на восток. Холодные воздуш-

ные массы по западной и южной периферии этого циклона распространяются на Горный Алтай и южные районы Средней Сибири. Одновременно с процессами циклогенеза над Минусинской котловиной, находящейся на подветренной стороне по отношению к хребтам Горного Алтая и Кузнецкого Алатау, над Алтаем развивается процесс антициклогенеза – барический гребень, изменяющий направление ВФЗ. Образование циклонов над Минусинской котловиной, как правило, вызывает интенсивные осадки, основная масса которых выпадает в период заполнения циклона.

На побережье Байкала большую часть зимы господствует северо-восточная часть зимнего антициклона. Интенсивное понижение давления над Байкалом наблюдается до января. Над Средним и Северным Байкалом стационарирует обширная область пониженного давления – барическая ложбина термического происхождения. Над Южным Байкалом распространяется вторая барическая депрессия, меньшая по размерам и менее глубокая. С января эти депрессии начинают заполняться, атмосферное давление в них повышается, а в марте они полностью разрушаются. Следовательно, зимой над Байкалом наблюдается область пониженного давления, которая сформировалась вследствие влияния водной поверхности озера. Когда блокирующий теплый антициклон располагается над центральными районами Якутии, с территории Монголии в район Байкала выходят южные циклоны, которые с малыми скоростями смещаются к западу или северо-западу и вызывают обильные длительные дожди в Восточных Саянах, Прибайкалье и Забайкалье. Над Байкалом атмосферное давление повышено по сравнению с окружающей территорией, наблюдаются отдельные байкальские антициклоны. Часто сменяются воздушные массы с различным температурным режимом, усиливается меридиональная составляющая в виде арктических вторжений и южных циклонов. Распределение меридиональных потоков воздуха по направлениям в июне и июле в 65 % случаев северное, а вклад южной составляющей увеличивается в августе, достигая в отдельные годы 70 %. На фоне общего уменьшения интенсивности меридиональной циркуляции от холодных сезонов к теплым

сезонам ее максимум наблюдается в декабре, а минимум – в июле [Осипова, 2011].

На востоке гор Южной Сибири (Забайкалье) формируются местные особенности воздушной циркуляции. Байкальская ложбина делит северо-восточный отрог азиатского антициклона на два гребня – предбайкальский и забайкальский. Во второй половине лета на территорию Забайкалья оказывает влияние постоянный центр действия атмосферы – Северно-Тихоокеанский максимум, который способствует вторжению океанических муссонов. Если вторжение идет по направлению через Охотское море и далее на запад, то муссоны в некоторых случаях доходят до Байкала.

## 2. Климатозоологические ресурсы.

Для оценки региональных климатозоологических ресурсов выполнен комплексный анализ температурного режима почв и показателей климата. При установлении закономерностей в их распределении на всем сибирском пространстве проведено совмещенное рассмотрение региональных особенностей. Для этого все данные о максимальной и минимальной температуре в почвенном профиле разделены на градации летнего прогревания и зимнего охлаждения, полученные на рассматриваемой территории (см. рисунок, табл. 1 и 2).

Для Западно-Сибирской равнины характерно последовательное повышение летней температуры воздуха в южном направлении. На побережьях арктической тундры (полуострова Ямал и Гыданский) сумма средних суточных температур выше 10 °C ( $\Sigma t_b > 10$  °C) отсутствует. На ее южной окраине (степные просторы) июльская температура 21 °C, а  $\Sigma t_b > 10$  °C – 2400 °C. В теплый период года больше осадков выпадает в центральной части равнины. По мере продвижения к северу и югу от нее их количество заметно сокращается. По сочетанию тепла ( $\Sigma t_b > 10$  °C) и влаги (индекс сухости) в теплый период года для равнины характерно несколько типов климата, которые по качественным характеристикам оцениваются от очень холодного, избыточно влажного (север) до очень теплого, засушливого (юг) [Трофимова, Бальбина, 2014].

На температурный режим почвенной толщи влияют физико-географические факторы и свойства самой почвы. Из летних показателей климата основное влияние оказывает тем-

Т а б л и ц а 1  
Шкала градаций летнего прогревания почв

Температурные условия	Глубина, м	Градация температуры, °C
Теплые (I)	0,2	22,0–18,0
	0,4	20,8–16,8
	0,6	19,5–15,6
	0,8	18,2–14,4
Умеренно-теплые (II)	0,2	18,0–14,0
	0,4	16,8–12,8
	0,6	15,6–11,7
	0,8	14,4–10,6
Умеренно-холодные (III)	0,2	14,0–10,0
	0,4	12,8–8,8
	0,6	11,7–7,8
	0,8	10,6–6,8
Холодные (IV)	0,2	10,0–6,0
	0,4	8,8–4,8
	0,6	7,8–3,9
	0,8	6,8–3,0
Очень холодные (V)	0,2	6,0–2,0
	0,4	4,8–0,8
	0,6	3,9–0,0
	0,8	3,0 ... –0,8

Т а б л и ц а 2  
Шкала градаций зимнего охлаждения почв

Температурные условия	Глубина, м	Градация температуры, °C
Умеренно-холодные (A)	0,2	–1,0 ... –5,0
	0,4	–0,6 ... –4,5
	0,6	–0,2 ... –3,9
	0,8	0,2 ... –3,3
Холодные (B)	0,2	–5,0 ... –9,0
	0,4	–4,5 ... –8,4
	0,6	–3,9 ... –7,6
	0,8	–3,3 ... –6,8
Очень холодные (C)	0,2	–9,0 ... –13,0
	0,4	–8,4 ... –12,3
	0,6	–7,6 ... –11,3
	0,8	–6,8 ... –10,3
Суровые (D)	0,2	–13,0 ... –17,0
	0,4	–12,3 ... –16,2
	0,6	–11,3 ... –15,0
	0,8	–10,3 ... –13,8
Крайне суровые (E)	0,2	–17,0 ... –21,0
	0,4	–16,2 ... –20,1
	0,6	–15,0 ... –18,7
	0,8	–13,8 ... –17,3

пература воздуха, повышение которой с севера на юг, безусловно, влечет за собой рост температуры почвы. В то же время при сохранении общего характера связей показателей прослеживается некоторое изменение в их соотношениях в зависимости от зональной принадлежности [Трофимова, Балыбина, 2015]. В основном максимальная температура почвы на глубине 0,2 м составляет 7,2–7,9 °С (тундра) и 18–22,7 °С (степь), на глубине 0,8 м – соответственно 0,7–1,3 и 13,6–18,1 °С. В единой системе деления всего массива данных на градации Западно-Сибирская равнина по степени прогревания почв делится на пять частей.

Летние температурные условия почв, характеризующиеся как теплые (I), наблюдаются в степной зоне равнины, где преобладают черноземы, темно-каштановые почвы, солонцы и пр. Самое интенсивное прогревание почвы отмечено в Кулундинской степи. На юге зоны температура почвы несколько выше, чем в ее северной части. Достаточно высокое летнее прогревание почв обусловлено засушливым (индекс сухости 2,5–3,5) и очень теплым ( $\Sigma t_b > 10 \text{ } ^\circ\text{C}$  2100–2400 °С) климатом.

В лесостепной и подтаежной территории от предгорий Южного Урала до предгорий Салаирского кряжа и отрогов Кузнецкого Алатау в равной степени наблюдаются как теплые (I), так и умеренно-теплые (II) температурные условия. Здесь дерново-подзолистые почвы соседствуют с серыми лесными, характерны черноземы в сочетании с солонцеватыми почвами и солонцами. В формирование температурных условий почв существенный вклад вносят умеренно (или слабо) засушливый (индекс сухости 2,5–1,6), теплый ( $\Sigma t_b > 10 \text{ } ^\circ\text{C}$  1800–2100 °С) климат. Практически полностью умеренно-теплые условия почв приурочены к территории южной, средней и северной тайги. Несколько слабее почвы прогреваются в западной части средней и северной тайги и в восточной части северной тайги. По качественной оценке такие условия можно охарактеризовать как умеренно-холодные (III). Отмеченный уровень летнего прогревания почв обусловлен недостаточно влажными (южная тайга) или умеренно-влажными (северная тайга) условиями (индекс сухости 1,6–1,1 и  $\Sigma t_b > 10 \text{ } ^\circ\text{C}$  от 900 до 1800 °С).

Для узкой полосы лесотундры характерно сочетание умеренно-холодных и холодных

(IV) почвенных условий, которые соотносятся с влажным (индекс сухости 0,9–1,1) и относительно холодным ( $\Sigma t_b > 10 \text{ } ^\circ\text{C}$  600–900 °С) климатом. По качественной оценке холодные и очень холодные (V) почвы присущи тундре, где практически повсеместно на небольшой глубине залегает низкотемпературная ММ [Шполянская, 1981]. Температура 5 °С проникает на глубину не более 0,5 м. Зафиксированным температурным условиям почв соответствует повышено-влажный, холодный климат.

На зимний температурный режим почв влияние оказывают температура воздуха и мощность снежного покрова, причем роль последнего является определяющей [Трофимова, Балыбина, 2015]. На низких побережьях Ямала, Гыданского и Тазовского полуостровов (зона тундры) температура воздуха января составляет –21,5 ... –27,5 °С, на внутриматериковой территории лесотундры опускается до –24 ... –30 °С, в лесостепи и степи –17 ... –20,5 °С. Больше снега выпадает на территории таежной зоны, в тундре и степи его мощность лишь 20–40 см, в приуральской полосе – 60–70 см, в приенисейской – 90–100 см. По сочетанию  $\Sigma t_b < -10 \text{ } ^\circ\text{C}$  и мощности снежного покрова выделено несколько климатических ситуаций. Это в разной степени суровые, малоснежные (тундра, лесотундра и приенисейская северная тайга), холодные и снежные (таежная зона), умеренно-холодные, малоснежные (подтайга, лесостепь и степь) климатические условия [Трофимова, Балыбина, 2014].

Минимальная температура почвы в пределах равнины составляет –1 ... –10 °С на глубине 0,2 м, 0,5 ... –8 °С – 0,8 м. Однако закономерность пространственного распределения зимнего охлаждения почв иная, чем летнего прогревания. Слабо охлаждается центральная часть равнины (северная, средняя, южная тайга и подтайга). По качественной оценке – это умеренно-холодные условия (А). По мере продвижения в южном и северном направлениях от таежной зоны охлаждение почв усиливается. Как результат малоснежных зим, в лесостепи преимущество имеют умеренно-холодные условия, но достаточно местоположений, где прослеживаются и холодные (В) условия. Сочетание умеренно-холодных, холодных и очень холодных (С) температурных условий почв характерно для степной

территории. В лесотундре минимальная температура верхних горизонтов почв варьирует в широком диапазоне. В многоснежной приенисейской лесотундре температурные условия почв умеренно-холодные и холодные. Почвы местоположений с малой высотой снега очень холодные (С). Температурные условия тундровых почв (наличие сплошной ММ) условно можно охарактеризовать как суровые (D) или крайне суровые (E).

Сложные орографические условия Средней Сибири нарушают не только широтные, но и долготные физико-географические закономерности. Так, изолиния температуры воздуха января ( $-28\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) вытянута вдоль долины Енисея с севера на юг до  $62^{\circ}$  с. ш. Далее она простирается в юго-восточном направлении. В холодное время года температуры воздуха существенно понижаются к востоку, сохраняя при этом аazonальное распределение. Характер расположения изолинии температуры воздуха июля в большей мере определяется географической широтой. На Крайнем Севере она около  $2-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ , на юге  $17-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Наветренная часть Среднесибирского плоскогорья получает летних осадков нередко даже больше, чем Западно-Сибирская равнина. На плоскогорье их количество закономерно уменьшается с запада на восток. В распределении снежного покрова наблюдается практически аналогичная картина.

На Крайнем Севере (мыс Челюскин) температура воздуха в июле-августе  $1,5-0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ , в январе  $-29,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ , сумма осадков за июнь-сентябрь  $137\text{ мм}$ , снежный покров около  $47\text{ см}$ . Весьма суровые климатические условия арктической пустыни определили повсеместное распространение ММ, незначительную положительную температуру пород лишь до глубины  $0,6\text{ м}$  (июль-август), минимальную на данной глубине около  $-24\text{ }^{\circ}\text{C}$  (март). В северной части тундры  $\Sigma t_b < -10\text{ }^{\circ}\text{C}$  составляет  $-5100 \dots -5500\text{ }^{\circ}\text{C}$  (несколько выше на побережьях). Сезонное протаивание верхнего слоя почвы достигает  $0,2-0,5\text{ м}$ , локально  $1\text{ м}$ . В тундре и вплоть до Северного полярного круга (лесотундра)  $\Sigma t_b > 10\text{ }^{\circ}\text{C}$  не превышает  $650\text{ }^{\circ}\text{C}$ , годовое количество осадков – от  $175$  до  $290\text{ мм}$ . Температура воздуха наиболее холодного месяца изменяется с запада на восток от  $-28$  до  $-36,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $\Sigma t_b < -10\text{ }^{\circ}\text{C}$  от  $-4200$  до  $-5500\text{ }^{\circ}\text{C}$ , мощность снега  $30-50\text{ см}$  (на западе более  $70\text{ см}$ ). Летние темпе-

ратурные условия почв можно охарактеризовать как холодные (IV) и очень холодные (V), зимние варьируют от умеренно-холодных (A) до суровых (D) условий.

В южном направлении от Северного полярного круга на Среднесибирском плоскогорье летние температурные условия почв варьируют от холодных (IV) и умеренно-холодных (III) ( $65-60^{\circ}\text{C}$  ш.) до умеренно-холодных (III) и умеренно-теплых (II) ( $60-57^{\circ}\text{C}$  ш.). В этих широтах при очень низкой зимней температуре воздуха, но достаточно мощном снежном покрове температурные условия почв зимой умеренно-холодные (A) или холодные (B). В южной части Среднесибирского плоскогорья преобладают умеренно-теплые летние температурные условия почв (II) с единичным включением теплых условий (I). Им сопутствует умеренно-теплое лето с  $\Sigma t_b > 10\text{ }^{\circ}\text{C}$   $1400-1700\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Умеренно-холодные условия (III) характерны для островных степей Приангарья и долин Предбайкальской впадины, где  $\Sigma t_b > 10\text{ }^{\circ}\text{C}$   $1185-1530\text{ }^{\circ}\text{C}$ , осадки теплового периода  $320-330\text{ мм}$ . На территории южнее  $57^{\circ}$  с. ш. зимой в западной ее части преобладают умеренно-холодные почвенные условия (A), которые единично встречаются и восточнее. В то же время в восточном направлении зимнее охлаждение почв усиливается. Здесь преобладают холодные условия (B), локально – очень холодные (C). Для данной территории характерны умеренно-суровые, многоснежные или снежные зимы.

В пределах западной части гор Южной Сибири, обрамляющих с юга Западно-Сибирскую равнину и частично Среднюю Сибирь, климатические условия весьма разнообразны. В предгорьях и речных долинах, на ровных поверхностях Кузнецко-Салаирской горной системы июльская температура воздуха находится в пределах  $17,5-18,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $\Sigma t_b > 10\text{ }^{\circ}\text{C}$  –  $1600-1900\text{ }^{\circ}\text{C}$ , осадки теплового периода года –  $320-670\text{ мм}$ . Климату теплового периода года соответствуют умеренно-теплые (II) почвенные условия. Температура воздуха в январе составляет  $-14 \dots -19\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $\Sigma t_b < -10\text{ }^{\circ}\text{C}$  достигает  $-1350 \dots -2030\text{ }^{\circ}\text{C}$ , мощность снежного покрова –  $20-85\text{ см}$ . Сочетание показателей температуры воздуха и снежного покрова определило умеренно-холодные (A) условия почв. При снежном покрове около  $20\text{ см}$  наблюдаются холодные (B) почвенные условия.



В долинах Горного Алтая температура воздуха июля понижается в южном направлении от 18 °С (долина р. Катунь) до 14 °С (Чуйская котловина),  $\Sigma t_b > 10$  °С – от 1900 до 1100 °С соответственно, осадки за теплый период года – от 600 до 100 мм. Здесь наблюдаются умеренно-теплые (II) условия почв. Средняя температура воздуха января понижается в том же направлении от –16 до –32 °С,  $\Sigma t_b < -10$  °С – от –1560 до –3630 °С, мощность снежного покрова от 60 до 12 см. Их сочетание определило умеренно-холодные (А) и холодные (В) почвенные условия в долине р. Катунь, крайне суровые (Е) в Чуйской степи.

Климат Минусинской котловины существенно отличается от окружающих ее горных сооружений. В котловине июльская температура воздуха 17,5–19,5 °С,  $\Sigma t_b > 10$  °С 1600–2035 °С, сумма осадков теплого периода 250–590 мм. Январская температура воздуха составляет  $-17 \div -22$  °С,  $\Sigma t_b < -10$  °С достигает –1620 ... –2335 °С. Мощность снежного покрова 10–25 см, в отдельных местоположениях – 50–90 см. В степной зоне котловины летние климатические условия формируют теплые условия почв (I), зимние – очень холодные (С). В расширенной долине р. Таштып, окруженной отрогами хребтов, летние условия почв умеренно-теплые (II), зимние – холодные (В).

Климат Тувинской котловины, ограниченной со всех сторон склонами горных хребтов, засушливый, резко-континентальный. Температура января –29 ... –35 °С ( $\Sigma t_b < -10$  °С –3350 ... –3770 °С), июля – 17,5–20 °С ( $\Sigma t_b > 10$  °С 1900–2050 °С). Осадки здесь составляют 180–300 мм, мощность снежного покрова 10–30 см. В слабохолмистой степной части котловины (Кызыл) почвы летом умеренно-теплые (II), в долине р. Чадан (Жемчикская котловина) – теплые (I). Зимние температурные условия почв и в степях, и в котловине очень холодные (С). В Усинской котловине, расположенной в горах Западного Саяна, летом почвы умеренно-теплые (II), зимой холодные (В). Им сопутствуют соответственно  $\Sigma t_b > 10$  °С 1440 °С,  $\Sigma t_b < -10$  °С –3120 °С, количество осадков теплого периода 306 мм, мощность снежного покрова 42 см.

Для Тункинской ветви котловин характерны температурные инверсии, причем на склонах южной (Тункинские гольцы) и северной (хр. Хамар-Дабан) экспозиций вертикаль-

ные температурные градиенты различаются, к тому же они варьируют во времени [Василенко, Воропай, 2015]. В котловинах температура воздуха в июле изменяется от 14,5 °С в западном замыкании до 17–17,5 °С в днищах, несколько ниже она в предгорьях. В той же последовательности изменяются и  $\Sigma t_b > 10$  °С (1065–1600 °С), сумма осадков теплого периода составляет 345–380 мм (в предгорьях 405–520 мм). В январе температура воздуха и  $\Sigma t_b < -10$  °С зависят от местоположения (–20 ... –27 °С и –2070 ... –2980 °С), толщина снежного покрова 3–15 мм, несколько больше в предгорьях. Самое теплое лето – в днищах котловин, почвы здесь прогреваются до умеренно-теплого состояния (II), зимние условия, наоборот, суровые (D).

Климат Байкальской горно-котловинной системы имеет особую специфику. К выраженным на побережье Байкала свойствам и явлениям климата можно отнести более холодное лето и более теплую зиму по сравнению с соседними районами Прибайкалья. Здесь температура воздуха в июле 10–16,5 °С, в январе –16 ... –26,5 °С, летние осадки составляют 160–830 мм, мощность снежного покрова варьирует от 6 до 57 см. Засушливые условия отмечены в равнинном прибрежно-подгорном поясе средней и северной части западного побережья озера.

На всем побережье озера, на островах Ольхон и Большой Ушканий максимальная температура почв варьирует в пределах 14–18 °С на глубине 0,2 м и 10–14,8 °С на 0,8 м. Самая высокая из них – на южной оконечности Байкала, самая низкая на о. Большой Ушканий. По качественной оценке – это умеренно-теплые почвы (II). Разные варианты сочетаний  $\Sigma t_b < -10$  °С (–1500 ... –2550 °С) и мощности снежного покрова (6–39 см) показали высокую дифференцированность минимальной температуры почвы: на глубине 0,2 м – от –2 до –19 °С, 0,8 м – от 0 до –13 °С. По степени нарастания охлаждения почв – это умеренно-холодные (А), холодные (В), очень холодные (С) и суровые (D) температурные режимы.

Климат гор Южной Сибири (Забайкалье) определяют контрастный рельеф и широкое распространение ММ, которые нарушают широтно-зональные закономерности. В Северном Забайкалье (Становое нагорье) горные хребты сопряжены с глубокими котловинами бай-

кальского типа [Александрова, 1972]. Летом котловины достаточно сильно прогреваются, зимой остужаются до весьма низких температур воздуха. Осадков в котловинах выпадает меньше, чем на хребтах на тех же высотах, невелика и мощность снежного покрова.

В ряде котловин байкальского типа кроме отмеченных общих факторов влияния на температурные режимы почвенного профиля весьма ощутима их связь с ММ [Трофимова, Шеховцов, 2011], которая может иметь разную глубину залегания верхней поверхности и температуру [Шполянская, 1978]. В Верхнеангарской котловине летние температурные условия почв до глубины 0,4 м ближе к умеренно-холодным (III), глубже они холодные (IV). Им соответствуют  $\Sigma t_b > 10$  °C 1200 °C, сумма осадков теплого периода около 340 мм. Зимнее охлаждение находится на границе суровых (D) и крайне суровых (E) условий. Температуры почв определяют  $\Sigma t_b < -10$  °C (-4150 °C), мощность снежного покрова < 20 см. В Верхнеангарской и Муйско-Куандинской котловинах соседствуют различные по характеру и размерам талики и массивы ММ. В Верхнеангарской котловине  $\Sigma t_b > 10$  °C составляет 920–1550 °C, осадки теплого периода 250–285 мм. Летом почвы умеренно-теплые (II) в пределах всей котловины. Температура воздуха в январе опускается до -25 ... -31 °C,  $\Sigma t_b < -10$  °C составляет -2580 ... -3650 °C, снежный покров - 12–40 см. Зимние условия почв характеризуются от очень холодных (C) до крайне суровых (E). В Муйско-Куандинской котловине крайне суровые температурные условия почв зимой (E) обусловлены маломощным снежным покровом (12 см) и холодной зимой с температурой в январе -30,5 ... -32,5 °C и  $\Sigma t_b < -10$  °C -3640 ... -3890 °C. Летним температурным показателям климата соответствуют умеренно-теплые (II) почвенные условия. В Баргузинской котловине выделяются площади либо без ММ, либо с близповерхностным или глубоким ее залеганием. Температура воздуха в июле варьирует от 18,2 до 19,2 °C,  $\Sigma t_b > 10$  °C - от 1600 до 1810 °C, осадки в пределах 210–280 мм. В зависимости от местоположения (юго-западное или северо-восточное замыкания котловины) летним климатическим ситуациям соответствуют теплые (I) или умеренно-теплые (II) почвенные условия. Средняя месячная январская температура возду-

ха в пределах котловины в северо-восточном направлении понижается от -28 до -32,5 °C,  $\Sigma t_b < -10$  °C от -2815 до -3590 °C, мощность снежного покрова - от 35 до 15 см. Почвенные условия зимой варьируют от холодных (B) до крайне суровых (E).

В южном направлении от Станового нагорья располагаются среднегорья, низкогорья и плоскогорья, сочетающиеся с котловинами забайкальского типа, которые, как правило, дренируются реками. В направлении с юго-запада на северо-восток изменяются климатические условия: в котловинно-долинных системах усиливается суровость зим и уменьшается количество летнего тепла. К тому же и отдельным районам южной окраины Забайкалья присущи низкие зимние и летние температуры воздуха. Практически подобную закономерность в распределении имеют летние осадки и снежный покров, которые в котловинах и долинах выпадают в небольшом количестве.

В котловинах Витимского плоскогорья, Витимо-Олекминского среднегорья и Тунги-Олекминского низкогорья летом широко распространены умеренно-холодные (III) почвенные условия. Их обуславливают контрастные  $\Sigma t_b > 10$  °C (795–1480 °C) и осадки теплого периода года (325–510 мм). Аналогичные условия отмечены и на юго-западной оконечности Забайкалья (верховья рек Джиды, Чикоя, Ингоды). Им соответствуют  $\Sigma t_b > 10$  °C 1110–1300 °C, осадки 390–430 мм. Зафиксированы они также и на юго-востоке территории в долине р. Аргунь, где  $\Sigma t_b > 10$  °C составляет 1735–1790 °C, сумма осадков - 345–380 мм. Южнее с юго-запада на северо-восток простирается полоса умеренно-теплых (II) условий с единичным включением участков теплых (I) почв. На южной окраине Забайкалья локально выделены умеренно-холодные почвы (III). Территория занимает котловины и долины Селенгинского лесостепного среднегорья, Хэнтэй-Чикойского нагорья, Верхнеамурского лесостепного среднегорья и Улдза-Торейской степной равнины. Умеренно-теплые и теплые условия почв сопряжены с  $\Sigma t_b > 10$  °C от 1545 до 1945 °C и осадками 245–375 мм.

Зимние температурные условия почв в котловинах забайкальского типа суровые (D), локально - крайне суровые (E). Они характерны для котловин Витимского плоскогорья, Витимо-Олекминского среднегорья и Тунги-

ро-Олекминского низкогорья. Эта территория полностью относится к области сплошной ММ. Здесь температурные условия почв соотносятся с  $\Sigma t_b < -10$  °С в пределах  $-3460 \dots -4950$  °С, снежным покровом 5–16 см, локально – 20–30 см. Суровые (D) почвенные условия отмечены и в самых южных районах Забайкалья, где распространение ММ островное. Это долинно-котловинные системы Верхнеамурского лесостепного среднегорья, Улдза-Торейской высокой степной равнины, Хэнтэй-Чикойского нагорья, а также долина верховья р. Джиды. Причем зимние климатические условия западных и восточных районов сильно различаются. В восточных районах  $\Sigma t_b < -10$  °С варьирует от  $-3025$  до  $-3835$  °С, снежный покров  $< 15$  см. В западных районах  $\Sigma t_b < -10$  °С  $-2100 \dots -3400$  °С, снежный покров  $< 10$  см. Очень холодные (С) почвенные условия занимают территорию, которая простирается с юго-запада на северо-восток и граничит на севере и юге с территориями суровых почвенных условий. Здесь островное распространение ММ разной мощности и глубины залегания верхней поверхности, снега выпадает менее 15 см. Январская температура воздуха в восточной части выделенной полосы ниже ( $-30 \dots -33$  °С), чем на остальной ее части ( $-21 \dots -26,5$  °С),  $\Sigma t_b < -10$  °С в первом случае составляют  $-3485 \dots -3624$  °С, во втором  $-2165 \dots -3015$  °С.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили систематизировать знания о климатоэкологических ресурсах обширной территории Сибири, которые включают широкий спектр оценок: климатоформирующих факторов разной степени трансформации и влияния на климат, состояния климата и температуры почв. В работе предпринято максимально сжатое изложение тех закономерностей, которые широко известны. Поэтому основное внимание уделено температурным режимам почв, что позволило привести количественные и качественные оценки и установить ранее никем не отмеченные закономерности пространственного распределения интегральных климатоэкологических ресурсов. Они заключаются в том, что для каждого из рассматриваемых крупных физико-географических регионов харак-

терны свои факторы влияния на формирование и пространственное распределение ресурсов. Например, степень влияния арктических, атлантических, тихоокеанских и других воздушных масс на формирование климата в регионах разная. На Западно-Сибирской равнине климатоэкологические ресурсы имеют широтно-зональные закономерности, обусловленные сочетанием слабовыраженных орографических элементов: возвышенностей, увалов, крупных болотных массивов. В Средней Сибири и в горах Южной Сибири – это разная степень влияния орографической структуры: в первом случае – пересеченный рельеф с отметками высот около 100–1000 м, во втором – горно-котловинные системы, плоскогорья, равнинные участки. В восточной части гор Южной Сибири (Забайкалье) к факторам влияния добавляется многолетняя мерзлота. В результате в разной степени нарушены не только широтные, но и долготные закономерности. Основой дифференциации рассматриваемой территории по экологоклиматическим ресурсам стал единый критерий оценки – градации температуры почвенного профиля до глубины 0,8 м.

Поскольку климатоэкологические ресурсы составляют энергетическое звено единого физико-географического процесса, то в дальнейшем следует расширить исследования в этом направлении на основе новой количественной информации. Предложенный в данной работе подход к оценке интегральных климатоэкологических ресурсов на основе применения единых градаций показателей для обширной территории может быть использован и для других крупных физико-географических регионов.

Работа выполнена в рамках проекта НИР № 0347-2016-003.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Александрова Т. Д. Внутригорные котловины. М.: Наука, 1972. 118 с.
- Белоненко Г. В., Тусупбеков Ж. А., Ряполова Н. Л. Формирование и особенности влаго- и теплообмена ландшафтных провинций Западно-Сибирской равнины // Пробл. регион. экологии. 2015. № 3. С. 174–179.
- Василенко О. В., Воропай Н. Н. Особенности формирования климата котловин Юго-Западного Прибайкалья // Изв. РАН. Сер. геогр. 2015. № 2. С. 104–111.
- Гвоздецкий Н. А., Михайлов Н. И. Физическая география СССР. М.: Мысль, 1978. 512 с.
- Западная Сибирь. Природные условия и естественные ресурсы СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 448 с.

- Исаев А. А. Экологическая климатология. М.: Науч. мир, 2003. 470 с.
- Михайлов Н. И. Горы Южной Сибири. М.: Гос. изд-во геогр. лит., 1961. 238 с.
- Невидимова О. Г., Янкович Е. П. Климатические условия развития гелиоэнергетики на территории Западной Сибири // Соврем. пробл. науки и образования. 2015. № 1-2. С. 276–282.
- Осинцева Н. География России. Средняя Сибирь-2015 [электронный ресурс] [http://www.nsu.ru/rs/mw/link/Media:/29536/Средняя\\_Сибирь.pdf](http://www.nsu.ru/rs/mw/link/Media:/29536/Средняя_Сибирь.pdf).
- Осипова О. П. Количественная оценка интенсивности атмосферной циркуляции на юге Восточной Сибири // География и природ. ресурсы. 2011. № 1. С. 154–158. [Osipova O. P. Quantitative assessment of the atmospheric circulation intensity in southern East Siberia // Geogr. Nat. Res. 2011. Vol. 32, N 1. P. 154–158.]
- Павлов А. В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: Изд-во “Гео”, 2008. 229 с.
- Поднебесных Н. В., Ипполитов И. И. Характеристика циклонов и антициклонов над Сибирью в конце XX в. – начале XXI в. // Метеорология и гидрология. 2017. № 4. С. 27–37.
- Предбайкалье и Забайкалье. Природные условия и естественные ресурсы СССР. М.: Наука, 1965. 492 с.
- Средняя Сибирь. Природные условия и естественные ресурсы СССР. М.: Наука, 1964. 480 с.
- Трофимова И. Е., Бальбина А. С. Классификация климатов и климатическое районирование Западно-Сибирской равнины // География и природ. ресурсы. 2014. № 2. С. 11–21. [Trofimova I. E., Balybina A. S. Classification of Climates and Climatic Regionalization of the West-Siberian Plain // Geogr. Nat. Res. 2014. Vol. 35, N 2. P. 114–123.]
- Трофимова И. Е., Бальбина А. С. Районирование Западно-Сибирской равнины по термическому режиму почв // География и природ. ресурсы. 2015. № 3. С. 27–38. [Trofimova I. E., Balybina A. S. Regionalization of the West Siberian Plain from thermal regime of soils // Geogr. Nat. Res. 2015. Vol. 36, N 3. P. 234–244.]
- Трофимова И. Е., Бальбина А. С. Классификация и географические закономерности термического режима почв Иркутской области // География и природ. ресурсы. 2016. № 4. С. 81–90.
- Трофимова И. Е., Бальбина А. С. Географические закономерности летнего термического режима почв в Забайкалье // География и природ. ресурсы. 2017. № 4. С. 105–113. [Trofimova I. E., Balybina A. S. Geographical Patterns of the Summer Thermal Regime of Soils in Transbaikalia // Geogr. Nat. Res. 2017. Vol. 38, N 4. P. 372–379.]
- Трофимова И. Е., Шеховцов А. И. Оценка термического режима почв котловин Прибайкалья и Северного Забайкалья // География и природ. ресурсы. 2011. № 4. С. 100–107. [Trofimova I. E., Shekhovtsov A. I. Assessing the thermal Regime of Soils in the Depressions of the Prebaikalia and Northern Transbaikalia // Geogr. Nat. Res. 2011. Vol. 32, N 4. P. 100–107.]
- Тунаев Е. П., Горбатенко В. П., Поднебесных Н. В. Особенности циклогенеза над территорией Западной Сибири за период 1976–2015 гг. // Тр. Гидрометеор. науч.-исслед. центра Российской Федерации. 2017. № 364. С. 81–92.
- Шполянская Н. А. Вечная мерзлота Забайкалья. М.: Наука, 1978. 132 с.
- Шполянская Н. А. Мерзлая зона литосферы Западной Сибири и тенденции ее развития. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. 167 с.
- Энциклопедия Забайкалья: Читинская область. Т. I: Общ. очерк / гл. ред. Р. Ф. Гениатулин. Новосибирск: Наука, 2002. 302 с.
- <http://www.meteo.ru>. Электронный ресурс. База данных ВНИГМИ-МЦД.

## Approaches to the evaluation of climate and ecological resources of Siberia

I. E. TROFIKOVA, O. P. OSIPOVA, A. S. BALYBINA

*Sochava Institute of Geography of SB RAS  
664033, Irkutsk, Ulan-Batorskaya str., 1  
E-mail: olga@irigs.irk.ru; balybina@irigs.irk.ru*

The features of the distribution of climate-forming factors in Siberia are considered. The study area is represented by three regions: the West Siberian plain, the Central Siberia and the mountain systems of Southern Siberia. Climate and environmental resources (air and soil temperature and snow cover) in each region are estimated. A detailed analysis of the temperature along the soil profiles (to a depth of 0.8 m) was made. Vertical soil profiles are grouped according to the degree of summer heating and winter cooling. Differentiation of the territory of Siberia is made on the basis of soil temperatures. The paper proposes a new approach to the assessment of integrated climate and environmental resources for a large area. The generalization of the revealed regularities for the Siberia region is presented.

**Key words:** climate and environmental resources, Siberia, air temperature, soil temperature, solar radiation, atmospheric circulation.