

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ТРУДЫ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. ВОЕЙКОВА

Выпуск

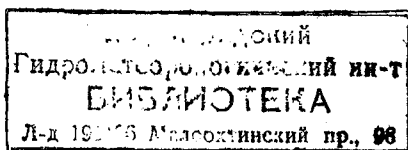
351

290984 МИКРОКЛИМАТОЛОГИЯ

Под редакцией

д-ра геогр. наук И. А. ГОЛЬЦБЕРГ

канд. геогр. наук Е. Н. РОМАНОВОЙ



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ ЛЕНИНГРАД 1976

Рассмотрена мезо-и микроклиматическая изменчивость ряда термических характеристик воздуха и почвы. Рассчитаны величины прямой радиации, испаряемости и испарения на различные склоны. Выполнены площадные оценки условий увлажнения сельскохозяйственных полей ЭССР. Освещены некоторые вопросы климата и микроклимата Монгольской Народной Республики. Рассматриваются особенности углекислотного режима теплиц и возможности его регулирования.

Сборник рассчитан на метеорологов, климатологов, агро- и микроклиматологов.

The publication contains papers devoted to different problems of microclimatology.

The meso- and microclimatic variability of some thermal characteristics of air and soil is examined. The values of direct radiation, potential evaporation and evaporation have been calculated for different slopes. Areal estimations have been made of moistening conditions of agricultural fields in the Estonian Soviet Socialist Republic. Some problems of climate and microclimate of the Mongolian People's Republic are covered. The distinctive features of greenhouse carbon dioxide regime and possibilities of its regulation are studied.

The publication is intended for meteorologists, climatologists, agro- and microclimatologists.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ СРЕДНЕЙ МИНИМАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В ИЮЛЕ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СССР

Исследование режима средней минимальной температуры воздуха на большей части территории СССР [1, 2, 7] позволило провести типизацию микроклиматической изменчивости термического режима ночи во время максимального выхолаживания приземного слоя воздуха. Типизация проведена по оценке вклада основных микроклиматообразующих факторов — формы рельефа и влияния водоемов — в условиях разной континентальности климата по методике, разработанной в секторе микроклимата ГГО [5]. Для выровненных территорий с базисом эрозии менее 50 м использован метод построения фоновых карт исследуемого метеорологического элемента с учетом местоположения станций. Для получения микроклиматической изменчивости средней минимальной температуры воздуха в районах с большим базисом эрозии (в холмистой, среднегорной и горной местности) использована методика определения местоположения станций по анализу ряда характеристик термического режима [7]. По графикам зависимости между характеристиками температуры, отражающими влияние подстилающей поверхности в различных условиях стратификации атмосферы, можно получить четкое разделение станций по типам местоположений, дающее вполне объективную оценку влияния этого местоположения на термический режим и обосновывающее типизацию станций по этому признаку. Эта методика типизации станций по условиям местоположения позволила определить микроклиматическую изменчивость многолетних данных справочников графическим способом с одновременным контролем этой изменчивости, полученной с фоновых карт, так как оба способа хорошо совпадают.

Типизация изменчивости средней минимальной температуры воздуха в июле с привлечением данных о средней максимальной температуре ранее была выполнена для районов муссонного климата Дальнего Востока [1], а в настоящей работе такая типизация проведена по остальной территории Северо-Востока СССР, включающей Чукотский национальный округ, Магаданскую и Камчатскую области.

Режимный материал по минимальной температуре воздуха на Северо-Востоке СССР представлен крайне слабо [8]. Огромные

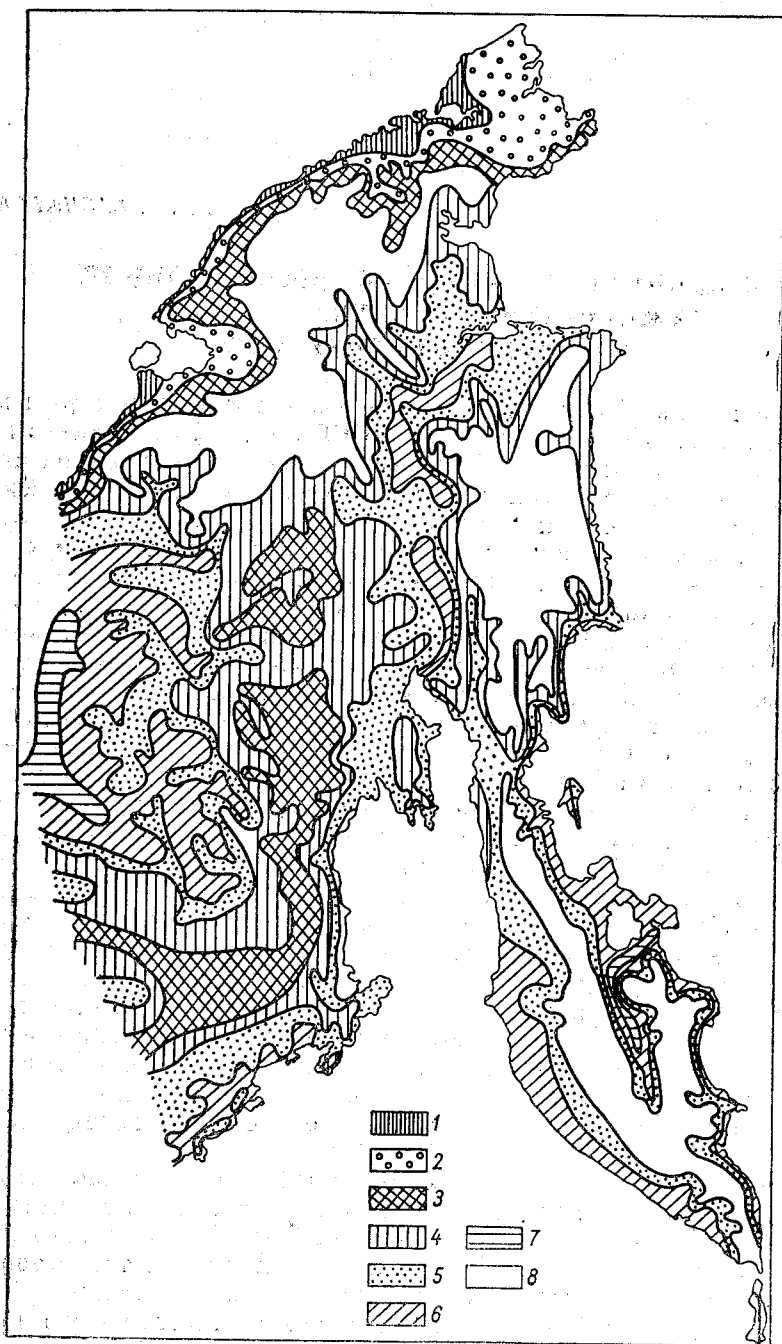


Рис. 1. Средняя минимальная температура воздуха на северо-востоке СССР. Июль.

Температура, °С: 1—2—3; 2—3—4; 3—4—5; 4—5—6; 5—6—7; 6—7—8; 7—8—9; 8 — нет данных.

территории в этом плане являются «белым пятном». Особенно мало данных по средней минимальной температуре воздуха в районах хребтов и нагорий Чукотского национального округа. Метеорологические данные есть только по долинам некоторых более крупных рек и побережьям морей, т. е. по более доступным местоположениям, куда распространяется деятельность человека. Поэтому оценка изменчивости средней минимальной температуры воздуха по Магаданской области представлена более полно, а по Чукотскому национальному округу и Камчатской области — лишь до высоты 400—500 м. Выверенные части морских побережий, широкие речные долины и нижние части предгорий картированы по фоновым станциям, а всхолмленные и горные районы с помощью высотных градиентов в пределах высот, освещенных данными метеорологических станций с учетом их местоположения (рис. 1). Для этой цели составлена табл. 1 по средней минимальной температуре воздуха в зависимости от высоты в сложных физико-географических условиях края.

Одной из особенностей термического режима прибрежных гор Северо-Востока в ночные часы является различное распределение с высотой средней минимальной температуры воздуха на горных склонах, одни из которых обращены к холодным морям, а другие — к относительно теплым низинам и широким долинам среди гор (рис. 2). Примером могут служить Чукотский (Анадырский) хребет и Анюйское нагорье, где до 300—400 м высоты на склонах, обращенных к северным морям, по мере удаления от холодного моря и увеличения абсолютной высоты температура растет. Выше 400 м данных нет, но можно предположить, что температура должна падать, так как взаимное влияние моря и прибрежной суши прекращается значительно ниже указанной высоты, а выше основное значение приобретает высотный фактор. Наличие теплого пояса на средних высотах склонов, обращенных к Охотскому морю в районе Магадана, по данным о длине безморозного периода отмечает И. А. Гольцберг [2].

При раздельном анализе термического режима для дневных и

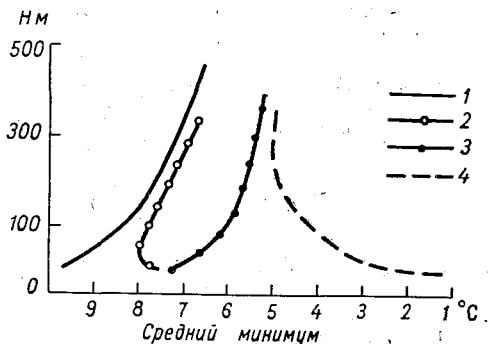


Рис. 2. Особенности изменения средней минимальной температуры воздуха в июле с высотой на склонах, обращенных к морю, и склонах, закрытых от его влияния, в Камчатской области (1,2) и Чукотском национальном округе (3,4).

1 — склоны Срединного хребта в юго-западной части полуострова, обращенные к Охотскому морю; 2 — склоны Срединного хребта, обращенные в долину р. Долиновка; 3 — склоны Чукотского (Анадырского) хребта, Анюйского плоскогорья, обращенные в долину р. Анадырь; 4 — склоны Чукотского (Анадырского) хребта, обращенные к Чукотскому морю.

Изменение средней минимальной температуры воздуха

Горы	Склоны, обращенные	Средняя		
		2—3	4	5
Чукотский (Анадырский) хр. Анюйское нагорье	К северным морям	0	100	150—400 ²
Чукотский (Анадырский) хр. Анадырское плоскогорье	В долину р. Анадырь			400 ²
Анюйское нагорье Анюйский хребет	В Колымскую низменность			400 ²
Корякский хребет	К Баренцову морю			300 ¹
Корякский хребет	В долины рек Анадырь и Пенжина			300 ¹
Горы Магаданской области	К Охотскому морю			700
Горы Магаданской области	В Колымскую низменность			1000
Горы юго-западной части п-ова Камчатка	К Охотскому морю			
Горы п-ова Камчатка	К р. Долиновка			
Сихотэ-Алинь, восточные скло- ны	К Японскому морю			
Сихотэ-Алинь, западные скло- ны	В Приханкинско-Уссурийскую равнину			
Хребты Буреинский, Джагды	В долину р. Амур			

¹ Нет данных выше 300 м.² Нет данных выше 400 м.³ Нет данных выше 500—600 м.

ночных часов удалось установить, что наличие теплого пояса на склонах гор, обращенных к Охотскому морю, а также на восточных склонах Сихотэ-Алиня [1] прослеживается только днем до высот 300—400 м.

Ночью термический режим моря и суши в прибрежной полосе мало различается и до некоторой высоты устанавливается изотермическое распределение. Таким образом, можно отметить, что наличие теплого пояса наиболее отчетливо прослеживается днем на прибрежных склонах всех морей, омывающих Дальневосточное

высотой (м) в горах Дальнего Востока. Июль.

Таблица 1

минимальная температура										
6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Высота										
100	0									
100	0									
100	0									
400	200—0									
800	500	200—100	0							
	200—350									
300—500 ³	300—200	150—100								
		100	100	500	700	1000				
						1000	500	200—0	200—0	200—0
	1000	800	500	400	300	200—0	200—0	200—0	200—0	

побережье, а в ночные часы — лишь на склонах побережий наиболее холодных морей.

На склонах прибрежных гор, обращенных в широкие долины и низины Чукотского национального округа (табл. 1), средняя минимальная температура воздуха с высотой убывает, так как наиболее теплыми являются низины среди гор с небольшой абсолютной высотой, где на высоте 100 м минимальная температура составляет 6°C, а на склонах, обращенных к морю, на этой же высоте она равняется 4°C. Выравнивание температуры на этих склонах про-

исходит на 300—400 м над ур. м. Отмеченные выше особенности вертикального распределения температуры с высотой учтены при картировании.

Северная часть Хабаровского края, вытянутая вдоль Охотского моря (Охотский климатический район [3]) особенно плохо освещена метеорологическими данными. Хребет Джугджур близко прижат к побережью Охотского моря, и изменчивость температуры на склонах должна быть значительной из-за близости моря и больших перепадов абсолютных высот в сложном горном рельефе. Однако ограниченные данные есть только по узкой полосе побережья, а также на западных склонах Джугджура по нескольким станциям, расположенным в долинах притоков р. Алдан (Учур, Мая и др.), что не дало возможности картировать среднюю минимальную температуру в целом для этого района. Можно дать лишь ориентировочную оценку режима минимальной температуры на части этой территории. Например, на восточном склоне хребта Джугджур на побережье Охотского моря до высоты 200 м, а также в пределах Юдомо-Майского нагорья в долинах правых притоков Алдана до высоты 300 м средняя минимальная температура воздуха составляет 8—9°C. На склонах Юдомо-Майского нагорья минимальная температура с высотой убывает, составляя 8°C на высоте 500 м и уменьшаясь от 6 до 3°C соответственно на высотах 1000 и 2000 м. Этим и ограничиваются основные сведения о средней минимальной температуре воздуха по огромной территории с очень сложными условиями подстилающей поверхности и рельефа.

Величина средней минимальной температуры на территории Чукотского национального округа и Магаданской области в июле очень низка и изменяется от 2 до 8°C. Тяжелые климатические условия характерны для горных хребтов континентальных районов. Здесь минимальная температура резко снижена и безморозный период отсутствует. Самая высокая минимальная температура теплого сезона (8—9°C) наблюдается в обширных впадинах, расположенных среди гор Колымо-Алазайской страны и в сравнительно небольших впадинах на побережье Охотского моря. В этих впадинах расположены основные овощеводческие хозяйства. Благоприятное действие на вегетацию сельскохозяйственных культур оказывают здесь более высокий термический фон дня и ночи, вследствие чего длительность безморозного периода составляет, по данным Н. К. Клюкина, 75—80 дней при 40—70 днях в высоких долинах горных районов, т. е. опасность заморозков значительно снижена.

В термическом режиме края большую роль играют омывающие его моря, особенно велико их охлаждающее влияние на северном побережье Чукотского национального округа, где отмечаются наиболее низкие минимальные температуры. Острова и полуострова, сильно вытянутые в сторону моря, особенно охлаждены, и средняя минимальная температура воздуха не превышает здесь 0—1°C. На побережье Восточно-Сибирского и Чукотского морей во всех наиболее открытых ветрам с моря местах средний минимум не превы-

шает 2—3°C, в широких долинах с выходом в прибрежную низину 4°C. На побережье Берингова моря уровень минимальных температур повышается при продвижении к югу.

На климат прибрежных районов Северо-Востока страны существенно влияют полосы и пятна относительно холодной воды, появляющиеся вследствие выхода холодных глубинных вод на поверхность. Особенно большой контраст температур, как отмечает Н. К. Клюкин [4], создается у полуостровов Пьягина и Кони, в заливе Шелехова, в районе мыса Тайгонос, в южной части Пенжинской и юго-восточной части Гижигинской губы и в других местах.

На карте средней минимальной температуры на частях побережий вблизи от выходов глубинных вод прослеживаются изменения в термическом режиме ночи и минимальная температура несколько понижена. На всем побережье полуострова Пьягина и Кони, а также на южной половине восточного и западного побережий Пенжинской губы средняя минимальная температура воздуха составляет 6°C, как и на побережье Берингова моря в районе мыса Наварин, находящегося несколько севернее. В других частях перечисленных побережий (без выхода холодных глубинных вод) средний минимум составляет 7—8°C, т. е. отмеченный выше фактор способствует понижению средней минимальной температуры воздуха на 1—2°C. Все прибрежные районы Северо-Востока страны в отношении теплового режима оказываются в неблагоприятном положении. Летом, как и зимой, эти районы находятся под интенсивным воздействием холодных воздушных масс, отрицательное влияние которых усугубляется увеличением облачности и числа дней с туманами. Большой барический градиент способствует увеличению повторяемости сильных ветров. Наличие перечисленных климатических особенностей прибрежных районов создает характерный для них морской климат, при котором зависимость микроклиматических различий термического режима ночи от рельефа и подстилающей поверхности в прибрежной зоне и на склонах, обращенных к морю, ослабляется.

В прибрежной полосе микроклиматические различия термического режима проявляются лишь на частях побережий, в разной степени подверженных влиянию моря. В наиболее суровых условиях в ночные часы оказываются острова и полуострова, омываемые холодными морями. Разность минимальной температуры острова — побережье в условиях Северо-Востока страны в июле составляет отрицательную величину. По мере продвижения к югу температура морской воды повышается, а разность температур остров — побережье уменьшается. Например, у побережий Восточно-Сибирского и Чукотского морей эта разность составляет —2,0°C, у Берингова моря —1,8, —1,5°C, а у берегов Охотского моря не более —1,0°C.

Изменчивость термического режима в течение суток на Северо-Востоке отличается своеобразной особенностью в силу разной континентальности побережий, находящихся под непосредственным воздействием океана и в местах, несколько удаленных от его влия-

ния. Величина суточной амплитуды температуры на побережье очень мала, а при небольшом удалении от океана, а также в местах, защищенных от его непосредственного влияния, сильно возрастает. В Магаданской области днем создается максимальный контраст между нагретой сушей и относительно холодным океаном, который охлаждает острова и узкую полосу побережья (до 1,5—2,0 км), где средняя максимальная температура на 7—8°C ниже, чем в более континентальных районах на той же широте (табл. 2). Например, в июне—июле максимальная температура резко возрастает от побережья моря в глубь суши и разность (остров в океане — суша) увеличивается по мере удаления от моря. В 35—45 км от берега она составляет по сравнению с островом 6—7°C, а в 90—100 км от берега 8°C. Ночью Охотское море не оказывает существенного влияния на термический режим побережий, так как средняя минимальная температура воздуха над сушей и морем в июле мало различается.

Изменчивость влияния моря на термический режим побережий велика как в разные сезоны и месяцы года, так и в течение суток (табл. 2). Например, ночью с мая по август слабое охлаждающее влияние Охотского моря прослеживается не далее 1,5 км от берега моря, причем отрицательная разность минимальной температуры между морем и берегом за весь этот период почти не превышает 1,0°C, а в большинстве случаев даже 0,5°C. Днем с марта по октябрь температура воздуха над морем значительно ниже, чем над сушей, а в удаленных на 35 км от берега местах — с апреля, мая по сентябрь. В остальное время года и суток Охотское море оказывает отепляющее влияние, степень которого зависит от расстояния от берега. Низкая температура воздуха над Охотским морем все же относительно более высока, чем над Чукотским и Беринговым морями, охлаждающее влияние которых сохраняется в любое время суток в течение всех летних месяцев.

Осенью, когда температура над сушей начинает опускаться ниже 0°C, а океан продолжает еще сохранять небольшую положительную температуру, на средних высотах склонов (200—500 м), обращенных к Охотскому морю, как отмечает И. А. Гольцберг [2], возможно наличие относительно более теплого пояса с несколько увеличенной длиной безморозного периода. Это увеличение создается только осенью, пока сохраняется отепляющее влияние Охотского моря, более прогретого за лето по сравнению с сушей. Наступление устойчивых отрицательных средних суточных температур на побережье происходит около 10 сентября, но уже в небольшом удалении от моря (на 50—100 м) — на 5—10 дней раньше. Для средних минимальных температур соответствующая разность в днях должна быть несколько большей. Терморегулирующая роль Охотского моря может проявляться только осенью до появления льда, на побережьях же теплых незамерзающих морей — и в другие сезоны.

Влияние Охотского моря на склоны, обращенные к нему, распространяется до некоторой высоты и оказывается различным в

Особенности годового хода разностей средней минимальной и средней максимальной температуры воздуха между островам в открытом море и побережьем Магаданской области (°C)

Местоположение	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
----------------	---	----	-----	----	---	----	-----	------	----	---	----	-----

Средняя минимальная температура

Остров в море — остров в бухте	1,5	1,7	0,3	-0,1	0,0	-0,7	-0,5	-0,5	1,1	0,3	0,5	0,6
Остров в море — побережье в 0—1,5 км от берега моря	3,8	3,2	1,8	0,4	-0,4	-1,1	-1,3	-0,3	1,1	2,6	4,7	4,6
Остров в море — побережье в 35—45 км от берега моря	11,6	10,9	9,0	6,1	1,9	0,4	0,5	2,2	5,2	8,0	12,8	13,0
Остров в море — побережье в 90—100 км от берега моря	17,3	14,6	14,6	9,9	3,5	0,7	1,7	4,4	7,6	12,6	18,3	18,8

Средняя максимальная температура

Остров в море — остров в бухте	0,6	0,0	-1,5	-1,7	-0,6	-2,9	-3,0	-1,5	-2,0	-2,7	-1,7	-0,8
Остров в море — побережье в 0—1,5 км от берега моря	3,2	1,9	-0,5	-1,5	-1,4	-1,7	-2,4	-1,5	-1,9	-0,7	3,1	3,9
Остров в море — побережье в 35—45 км от берега моря	5,2	2,6	0,2	-1,4	-3,6	-7,2	-6,4	-4,5	-2,2	0,4	5,4	6,3
Остров в море — побережье в 90—100 км от берега моря	13,2	9,1	4,9	0,5	-3,0	-8,1	-7,7	-4,4	-0,8	4,0	8,9	15,2

Примечание. Отрицательная разность — остров в открытом море холоднее побережья, положительная разность — наоборот.

дневные и ночные часы, что было отмечено и на восточных склонах Сихотэ-Алиня [1]. Днем при удалении от моря вверх по склону до высоты 200—300 м средняя максимальная температура возрастает от 13—14 до 19°C с очень большим градиентом (рис. 3 А, кривая $V_{\delta, \delta}$, в). Выше, до 600 м над ур. моря, средняя максимальная температура продолжает слабо расти и переходит в изотермию. До высоты 500—600 м это возрастание в дневные часы можно объяснить главным образом охлаждающим влиянием океана на нижние части склонов, которое быстро ослабевает по мере удаления от моря и нарастания высоты. В результате взаимодействия

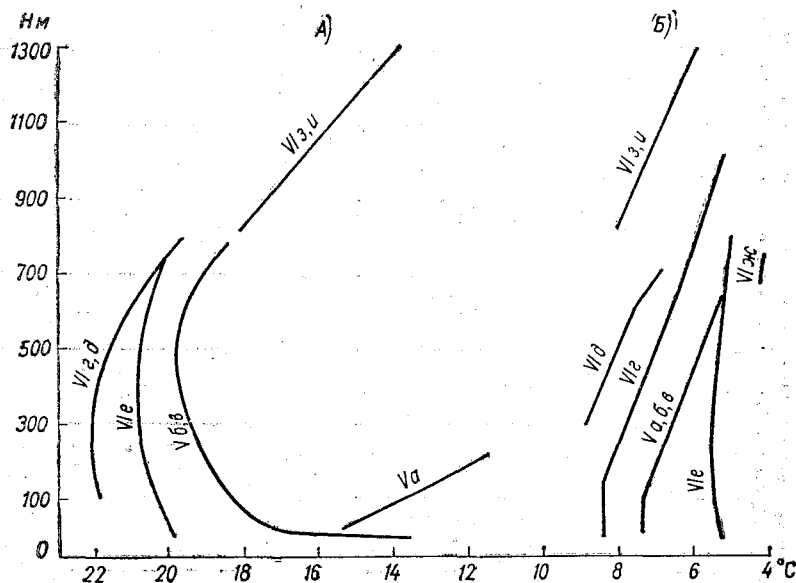


Рис. 3. Изменение средней максимальной (А) и средней минимальной (Б) температуры воздуха с высотой в горах Магаданской области. Июль.

Усл. обозначения см. рис. 4.

этих факторов, самая большая величина средней максимальной температуры воздуха отмечается на указанной высоте. Эта высота для прибрежных склонов Охотского моря в районе Магаданской области примерно соответствует удалению от берега на 70—80 км. При дальнейшем увеличении расстояния от моря максимальная температура убывает по 0,6—0,7°C на 100 м, т. е. устанавливается нормальное распределение температуры с высотой.

Ночью термический режим рассматриваемых прибрежных районов суши и моря выравнивается и до высоты 200 м отмечается изотермия средней минимальной температуры воздуха, выше — нормальное распределение (рис. 3 Б, кривая $V_{\delta, \delta}$, б, в).

В нескольких иных условиях термического режима находятся островные станции. Здесь влияние моря так велико, что средняя

максимальная температура воздуха значительно ниже, чем на побережье, и на рис. 3 А данные всех островных станций ложатся на самостоятельную кривую Va. Ночью же минимальная температура на островах, полуостровах и побережье не различается, и на том же рис. 3 Б данные станции ложатся на одну совместную кривую Va, б, в.

Особенности изменения средней минимальной температуры в разных местоположениях в зависимости от их абсолютной высоты хорошо прослеживаются на высотных графиках (рис. 3 Б). Например, в местоположениях, где ночью основная роль принадлежит перераспределению холодного воздуха и его сток меньше притока, изменение средней минимальной температуры в зависимости от высоты расположения долины не прослеживается. На высоте до 800 м минимальная температура в застойных долинах составляет 4,0°C, а в котловинах 5,0—5,5°C. Здесь фактором, определяющим температуру ночного времени, оказываются приток и застой холодного воздуха, которые перекрывают влияние абсолютной высоты, и вертикальный градиент отсутствует.

Для других групп местоположений, где в ночные часы преобладает сток холодного воздуха, влияние абсолютной высоты становится заметным и минимальная температура на вершинах и верхних частях склонов убывает с высотой по 0,4°C на 100 м (рис. 3 Б, кривая IVз, и). Например, если на вершинах высотой 800 м средняя минимальная температура равна 8°C, на 1300 м — уже 6°C.

Для мест с нормальными инверсионными условиями — середины склонов, небольших террас, дна широких долин до высоты 200 м ночью и до 400 м днем — отмечается изотермия и лишь выше — убывание температуры по мере увеличения высоты. Ночью высотный градиент в горах Магаданской области составляет 0,4°C, днем 0,5—0,6°C. Для других горных систем Северо-Востока СССР отсутствие метеорологических станций выше 500 м ограничивает возможность оценки метеорологического режима на больших высотах.

В условиях Дальнего Востока по термическому режиму существенно различаются отдельные части территории: склоны разной ориентации по отношению к морю, долины больших рек, низины среди гор, плоскогорья и части их склонов в определенном диапазоне абсолютных высот и др. Эти территории находятся в разных мезоклиматических условиях, характеризующихся определенными величинами средней суточной, минимальной и максимальной температуры воздуха и суточной амплитуды. Эти термические характеристики можно считать основными для выделения мезоклиматической изменчивости минимальной температуры. Микроклиматическую изменчивость последней необходимо рассматривать раздельно по каждой из выделенных территорий, а затем уже сравнивать аналогичные типы местоположений в разных мезоклиматических районах. На рис. 4 кривые с I по IV представляют мезоклиматические районы для средней минимальной температуры воздуха по Чукотскому национальному округу. По Магаданской об-

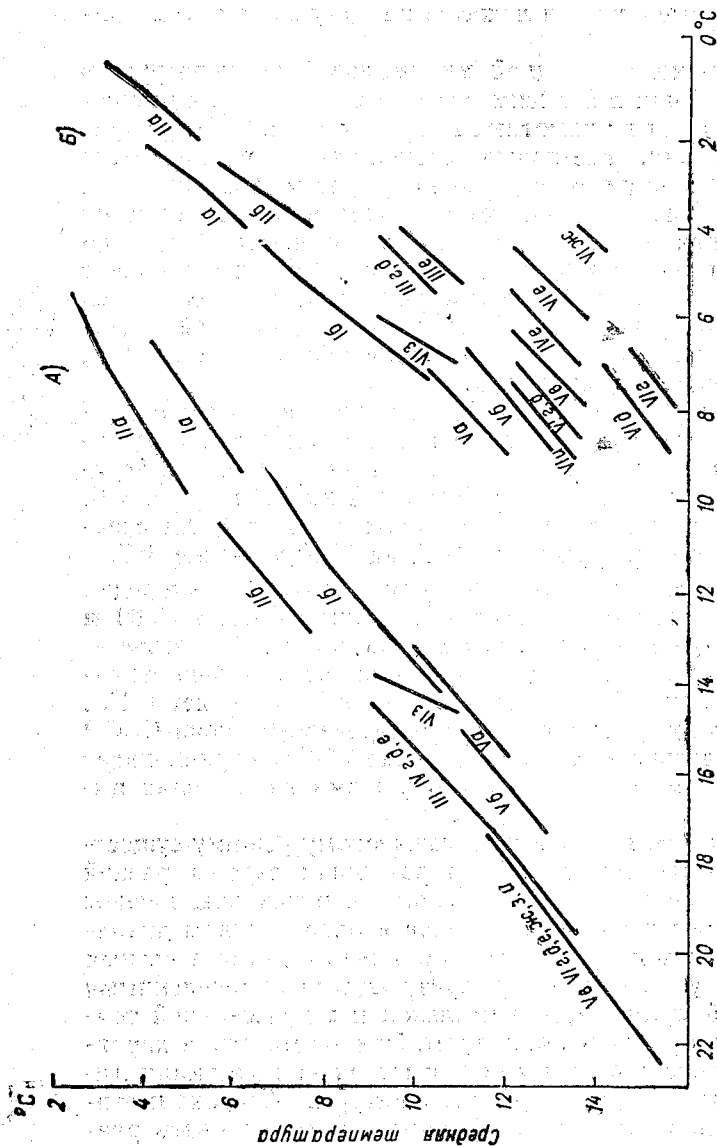


Рис. 4. Изменение средней максимальной (А) и средней минимальной (Б) температуры воздуха в Чукотском национальном округе (I—IV) и Магаданской области (V—VI). Июль.

I — Чукотский национальный округ, восточное и юго-восточное побережье; II — Чукотский национальный округ, северное побережье; III — Чукотский национальный округ, широкие долины северных рек (без полосы побережья — р. Амгуема и др.) и склоны, обращенные в эти долины; IV — Чукотский национальный округ, низменности по долинам рек Анадырь, Велкая и др. (без побережий) и склоны, обращенные в эти долины; V — Магаданская область, континентальная часть территории.

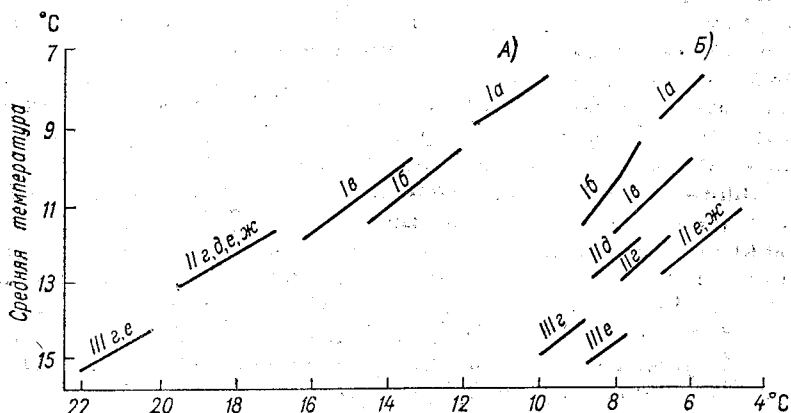
Местоположения, находящиеся под влиянием моря: а — острова, мысы; б — берег, заливы; в — склоны, ровные места и широкие долины, обращенные к морю; местоположения без влияния моря: г — равные, широкие долины, средины склонов; д — склоны со стоком холодного воздуха, возвышенные места, небольшие террасы; е — долины с большим застоем холодного воздуха, сильно заболоченные места; ж — котловины с сильным застоем холодного воздуха; х — вершины выше 1000 м, и — вершины до 1000 м.

ласти ночью по отмеченным выше параметрам температуры разделяются побережье и континентальная часть. В самостоятельные районы выделяются также долины р. Колыма с ее крупными притоками и вся территория выше 1000 м над уровнем моря.

Типизацию микроклиматической изменчивости средней минимальной температуры воздуха по северной половине края провести довольно сложно из-за отсутствия достаточного количества метеорологических данных по разным местоположениям. Однако для отдельных форм рельефа континентальных районов можно дать ориентировочную оценку. По Чукотскому национальному округу для низменностей по долинам рек Анадырь, Великая и др., а также по склонам, обращенным в эти долины, удалось выделить два типа местоположений (рис. 4 Б, кривые IVг, д и IVе). В первый входят ровные места, средние части склонов, широкие долины, а также небольшие террасы, мало различающиеся по термическому режиму. Во второй тип выделены долины с застоем холодного воздуха и сильно заболоченные места. Различия минимальной температуры между этими двумя группами местоположений для континентальных горных районов составляют 1,5°C. В широких долинах северных рек — Амгуема и др. (рис. 4 Б, кривые IIIг, д и IIIе) — при наличии полярного дня и больших скоростей ветра разность между минимальной температурой в местах с застоем холодного воздуха и ровным местом не превышает 0,5—0,7°C, т. е. на высоте метеорологической будки микроклиматические различия меньше, чем в более континентальных районах, находящихся южнее полярного круга. На основании экспедиционных исследований, проведенных летом 1966—1967, 1970 гг. в Таймырской тундре, Е. Н. Романова [6] также отмечает значительное уменьшение микроклиматических разностей температуры на высоте 2 м.

По Магаданской области выделены следующие группы местоположений: 1) ровное место, широкие долины, середины склонов; 2) склоны со стоком холодного воздуха, небольшие террасы и возвышенные места; 3) долины с застоем холодного воздуха, сильно заболоченные места; 4) котловины; 5) вершины выше 1000 м; 6) вершины до 1000 м над ур. моря. В горных районах области в диапазоне высот 200—1000 м микроклиматические разности минимальной температуры между котловиной и вершиной составляют 5°C, а между холодной долиной и вершиной 3°C при средней суточной температуре 12—13,5°C (рис. 4 Б, кривые VIи, VIе, VIж). В долине р. Колыма и ее крупных притоков в пределах высот до 200 м средняя суточная температура на 2°C выше, чем в более высоких районах области. Микроклиматическая изменчивость здесь, по данным сети метеостанций, наблюдается лишь на небольших террасах, склонах со стоком холодного воздуха и в несколько возвышенных местах, где минимальная температура выше на 1,0°C, чем на равнине (рис. 4 Б, кривая VIг, д). Таким образом, на территории Магаданской области диапазон микроклиматической изменчивости, обусловленной формой рельефа, значительно меньше, чем в южной части Дальнего Востока. Однако эта оценка являет-

По Камчатской области выделено три мезоклиматических района и дана оценка микроклиматической изменчивости минимальной температуры в каждом из них. По величине предложенных ранее термических характеристик выделены побережья, полуострова, континентальная часть территории в пределах высот 200—500 м и долина р. Долиновка до 200 м высоты над ур. м. В пределах этой долины (рис. 5 Б, кривые *IIIг*, *IIIе*) микроклиматические различия минимальной температуры между ровным местом и холодными долинами составляют 1,5—2,0°C. Для остальной, континентальной части территории Камчатской области (рис. 5 Б, кривые *IIг*, *IIд*, *IIе*, *ж*) эта разность равна 2—3°C, а для котловин увеличена до 4°C.



I — побережье, *II* — континентальные районы; *III* — долина реки Долиновки, *a* — острова, *b* — полуострова, *в* — прибрежная зона, усл. обозначения *г, д, е,*
ж см. рис. 4.

Более детально представить микро- и мезоклиматическую изменчивость температуры в ночные часы на огромной и сложной в

физико-географическом отношении территории Камчатской области без специальных наблюдений и более густой сети станций нет возможности. Общеизвестно, что наличие на полуострове горячих источников — гейзеров — придает неповторимую особенность метеорологическому режиму отдельных долин и их склонов, где термический фон настолько высок, что вегетация ряда растений не прекращается в течение всего года.

Таким образом, на территории Дальнего Востока режим мезо- и микроклиматической изменчивости минимальной температуры определяется рядом основных климатообразующих факторов: сложным пересеченным рельефом и абсолютной высотой, близостью океана и влиянием муссона, наличием вечной мерзлоты и полярного дня в летние месяцы на части территории на фоне больших суточных амплитуд в континентальных районах. Преобладающее каждого из этих факторов, а также их сочетание создает здесь очень сложную картину изменчивости минимальной температуры воздуха. Если в узкой полосе побережья до высоты 300 м над ур. моря и в западной низкой части Приморья, где решающим оказывается летний муссон, микроклиматическая изменчивость выражена очень слабо ($1,0^{\circ}\text{C}$), то в местах, защищенных от непосредственного влияния муссонного ветра, эта величина составляет $7-8^{\circ}\text{C}$ [1], а в горах Приамурья $9-10^{\circ}\text{C}$; т. е. несколько больше, чем в горах Тянь-Шаня, Саянах и в Забайкалье [5], где она равняется $6-7^{\circ}\text{C}$.

По горным районам Магаданской области предел микроклиматической изменчивости под влиянием формы рельефа составляет $5,0^{\circ}\text{C}$. Для территории широких долин и их склонов в континентальной части Чукотского национального округа (южнее полярного круга) микроклиматическая изменчивость равна $1,5^{\circ}\text{C}$.

В широких долинах северных рек и на склонах, обращенных к ним, до высоты 400—500 м в условиях полярного дня разность минимальной температуры в холодных местоположениях и на ровном месте не превышает $0,5-0,7^{\circ}\text{C}$, т. е. на северо-востоке СССР по мере продвижения к северу и увеличения длины дня микроклиматическая изменчивость минимальной температуры уменьшается и пестрота термического режима ослабевает.

На морских побережьях Дальнего Востока, где особенности морского климата накладывают наибольший отпечаток на режим погоды, микроклиматическая изменчивость средней минимальной температуры выражена также слабо и различия в термическом режиме отмечаются лишь в местах побережий, в разной степени подверженных влиянию моря. Восточно-Сибирское, Чукотское и Берингово моря днем и ночью оказывают сильное охлаждающее влияние на прибрежную сушу и особенно на острова и полуострова. Воздействие Охотского моря днем и ночью различно. Если днем оно значительно холоднее нагретой суши, то ночью термический режим над сушей и морем выравнивается и последнее не оказывает на прибрежную сушу существенного влияния.

Одну из особенностей термического режима прибрежных гор представляет различное распределение температуры с высотой на горных склонах, одни из которых обращены к холодным морям, другие — в относительно теплые широкие долины и низины среди гор. На последних создается нормальный режим убывания минимальной и максимальной температуры с высотой. На прибрежных же склонах примерно до высоты 300—400 м наблюдается увеличение температуры по мере удаления от холодного моря, а выше — убывание, обусловленное высотным градиентом. Наличие теплого пояса наиболее отчетливо прослеживается днем на прибрежных склонах всех морей, омывающих Дальневосточное побережье, а в ночные часы — лишь на склонах побережий наиболее холодных морей.

Наличие теплого пояса возможно также не только в летние, но и в осенние месяцы на побережьях теплых морей, когда море, накопившее за лето тепло, выполняет терморегулирующую роль в термическом режиме побережий, не давая им охлаждаться до отрицательных температур значительно дольше, чем это происходит в континентальных районах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильева Л. Г. Изменчивость термического режима в условиях муссонного климата Дальнего Востока. — «Тр. ГГО», 1973, вып. 306, с. 133—146.
2. Гольцберг И. А. Карты средних дат заморозков и длительности безморозного периода для СССР. — «Тр. ГГО», 1969, вып. 247, с. 3—9.
3. Занина А. А. Климат СССР. Дальний Восток. Л., Гидрометеиздат, 1958: 168 с.
4. Ключин Н. К. Климатический очерк Северо-Востока СССР. Под ред. И. Ф. Соколова. М., Гидрометеиздат, 1960. 119 с.
5. Микроклимат СССР. Под ред. д-ра геогр. наук И. А. Гольцберга. Л., Гидрометеиздат, 1965. 285 с.
6. Романова Е. Н. Основные вопросы изучения микроклимата тундровых биогеоценозов. — В кн.: Изучение биогеоценозов тундры и лесотундры. Л., «Наука», 1972, с. 19—24.
7. Семенова Л. Г. Определение местоположения станций по их термическому режиму. — «Тр. ГГО», 1965, вып. 180, с. 123—136.
8. Справочник по климату СССР. Вып. 27, 33, ч. 2. Температура воздуха и почвы. Л., Гидрометеиздат, 1966, с. 181, 287.

ТИПИЗАЦИЯ МЕЗО- И МИКРОКЛИМАТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ДНЯ И НОЧИ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Разнообразие макроклиматических условий и громадная неоднородность подстилающей поверхности приводит к необходимости географического направления в исследовании микроклиматических ресурсов на территории СССР.

На основе обобщения материалов наблюдений сети метеостанций, экспериментальных исследований, а также климатологических расчетов (по методу теплового баланса) разработаны термические показатели дня и ночи, эффективные для климатической и агроклиматической оценки тепловых ресурсов на территориях разного масштаба генерализаций в теплое время года, — дневная и ночная температура воздуха T_d , T_n , дневная температура действительной поверхности и конкретных растений T_w , T_p , суммы этих температур, суточная амплитуда температуры воздуха A_t .

В настоящее время выявлены географические закономерности распределения T_d , T_n , A_t , T_w на территории СССР с учетом микроклимата, что позволяет подойти к типизации мезо- и микроклиматической изменчивости их на территории страны [11—13]. Механизм возникновения микроклиматических различий в термическом режиме выпуклых и вогнутых форм рельефа неразрывно связан с особенностями излучения ночью при радиационном выхолаживании отдельных участков, условиями подтока и стока холодного воздуха, а также площадью воздухообора. Установлена четкая географическая изменчивость T_n , A_t в холмистом и горном рельефе в зависимости от глубины расчленения рельефа, которая определяется относительной разностью высот местности, и от общеклиматических условий. Количественная оценка изменения A_t , T_n в пересеченной местности выполнена для основных типов рельефа, различающихся по условиям образования микроклиматических инверсий: вершины и верхние части открытых склонов; середины склонов; дно и нижние части широких (более 2 км в поперечнике) долин предгорий; дно и нижние части узких (шириной менее 1 км в поперечнике) извилистых замкнутых долин и котловин. На территории СССР выделено несколько районов с различной микроклиматической изменчивостью A_t , T_n . В основу районирования положена количественная оценка микроклиматической изменчивости A_t , T_n в холмистом и горном рельефе с выделением соответ-

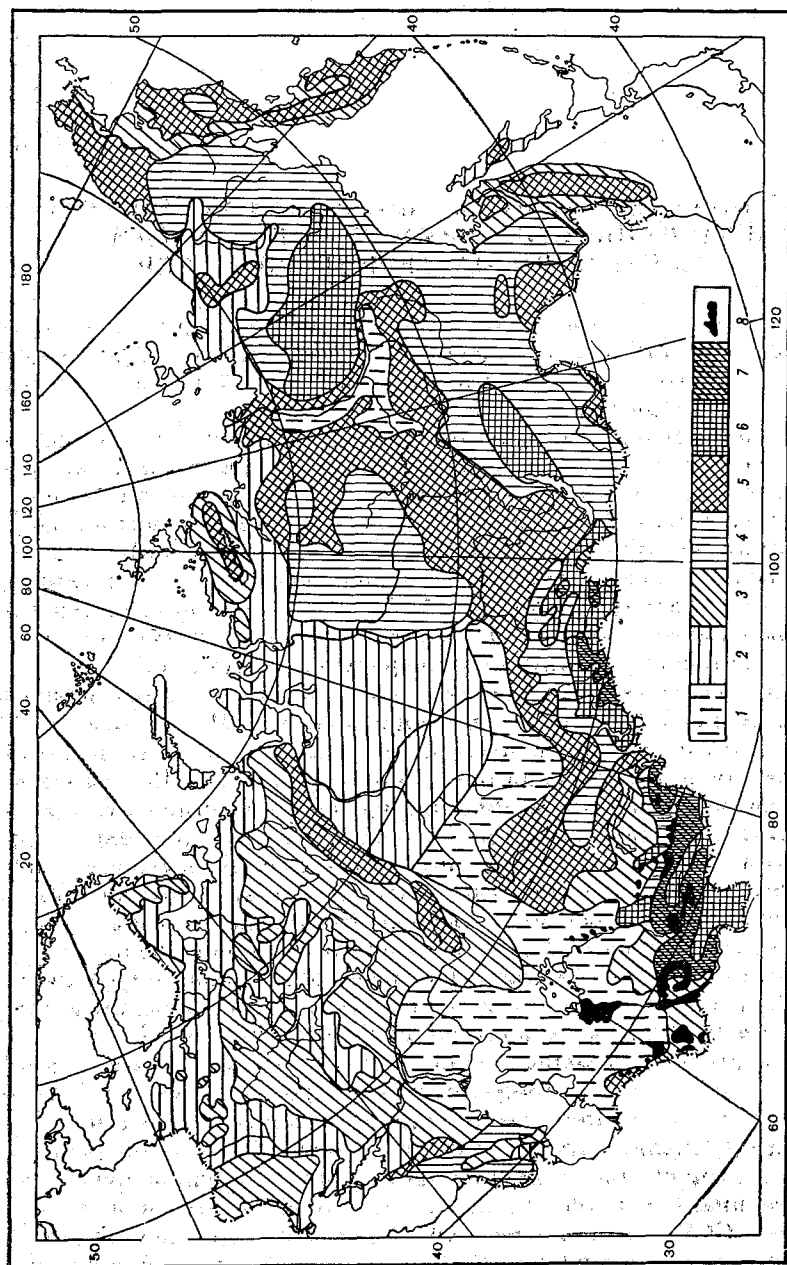


Рис. 1. Типизация мезо- и микроклиматической изменчивости A_T и T_n в холмистом и горном рельефе. Лето. Районы с разностью A_T , T_n между вершиной и котловиной при ясной погоде, °C: 1 — 4-5; 2 — 5-6; 3 — 6-7; 4 — 7-9; 5 — 9-11; 6 — 11-13; 7 — 13-15; 8 — оазисы.

ствующих площадей по глубине расчленения рельефа, т. е. применен принцип крупномасштабного микроклиматического картирования для освещения ресурсов микроклимата на мелкомасштабных картах [1, 3, 10, 12, 13]. В соответствии с геоморфологическим районированием территории СССР по основным факторам эрозии [14] рассмотрены районы с выровненным рельефом ($\Delta h \leq 50$ м), с холмистым рельефом ($\Delta h \approx 50-150$ м), низко- и среднегорным рельефом ($\Delta h \approx 150-300$ м) и горным рельефом ($\Delta h > 300$ м).

Анализ материалов показал, что микроклиматическая изменчивость термических показателей в географическом разрезе сильно зависит от степени континентальности климата, которая в сезонном ходе имеет свои особенности. Для площадной оценки вклада степени континентальности климата в микроклиматическую изменчивость термического режима использован показатель Н. А. Иванова [5]. Было установлено, что зимой максимальные мезо- и микроклиматические контрасты наблюдаются в резкоконтинентальных районах Восточной Сибири. Для летних условий районирование уточнено по степени континентальности климата путем использования данных по суточной амплитуде температуры воздуха A_T . При прочих равных условиях летом максимальная микроклиматическая изменчивость термических показателей наблюдается в южных предгорных районах Средней Азии, характеризующихся наиболее высокими абсолютными величинами A_T на территории страны.

На рис. 1 представлено схематическое районирование микро- и мезоклиматической изменчивости A_T и T_n в холмистом и горном рельефе для средних многолетних условий, а также при ясной погоде со слабым ветром. К карте дается приложение в виде расчетной номограммы возможных изменений A_T и T_n по элементам рельефа, из которой следует, что микроклиматическая изменчивость рассматриваемых показателей возрастает с увеличением степени континентальности климата и базисов эрозии (рис. 2, табл. 1).

По абсолютным значениям эти различия сравнимы с микроклиматической изменчивостью A_T и T_n на большей части ЕТС. Например, в районах 1, 2 со слабовыраженным рельефом вершины и верхние части склонов ночью могут быть в среднем на $2-3^\circ\text{C}$, а при ясной тихой погоде на $3-5^\circ\text{C}$ теплее дна долин и котловин.

В холмистом рельефе (районы 3, 4, 5) микроклиматические различия T_n возрастают с увеличением континентальности климата. Например, на ЕТС вершины и верхние части склонов в среднем на $3-4^\circ\text{C}$, а в ясные тихие ночи на 5°C теплее дна узких долин и котловин. В предгорьях Средней Азии максимальные различия между выпуклыми и вогнутыми формами рельефа достигают соответственно $4-5^\circ\text{C}$ и $7-8^\circ\text{C}$.

Наибольшие микроклиматические контрасты возникают летом в горах Тянь-Шаня и Памира (район 7), где различия в T_n между вершиной и котловиной достигают в среднем $6-7^\circ\text{C}$, а в ясные тихие ночи $10-11^\circ\text{C}$. Практическая ценность рассмотренной карты

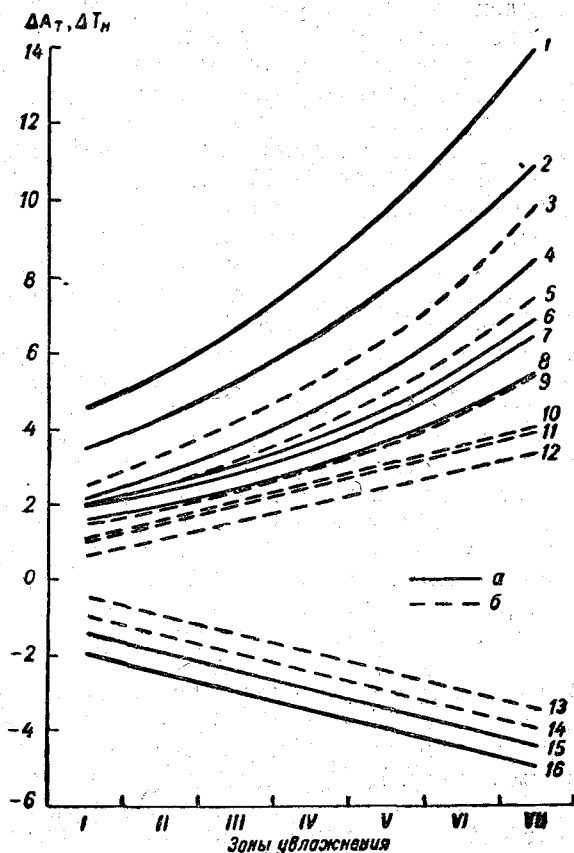


Рис. 2. Номограмма изменений A_T, T_H в холмистом и горном рельефе.

a — при ясной погоде; $б$ — средняя многолетняя
Разность между вершиной и котловиной (1, 2, 3, 5); ровным местом и замкнутой долиной (4, 6, 9, 10), ровным местом и широкой долиной (7, 8, 11, 12), ровным местом и вершиной (13, 14, 15, 16).

заключается в том, что она с наглядностью показывает широкие возможности использования A_T, T_H для детального агроклиматического районирования по теплообеспеченности ограниченной территории со сложным рельефом.

Для климатической и, в особенности, биоклиматической оценки тепловых ресурсов на склонах целесообразно использовать дневную температуру естественной подстилающей поверхности T_w и ее суммы, поскольку днем на высоте 1—2 м от поверхности почвы микроклиматические различия в термическом режиме сильно сглаживаются за счет турбулентного перемешивания нижних слоев воздуха.

Таблица 1

Изменение суточной амплитуды температуры воздуха A_T (1-я строка) и ночной температуры воздуха T_n (2-я строка) под влиянием местоположения в холмистом и горном рельефе. Лето.

Усл. обозн. на рис. 1	Район	Вершина, верхняя часть склона		Широкая, долина		Замкнутая узкая долина, котловина		Вершина—котловина	
		среднее	при ясной погоде	среднее	при ясной погоде	среднее	при ясной погоде	среднее	при ясной погоде
1.	Слабовсхолмленный рельеф ЕТС и Западной Сибири ($\Delta h \leq 50$ м)	-1 < -1	-2 > -1	1 < 1	2 > 1	1-2 > 1	2-3 > 2	2-3 2	4-5 3-4
2.	Слабовсхолмленный рельеф юго-восточных районов ЕТС, Средней Азии, Восточной Сибири ($\Delta h \leq 50$ м)	$-1, -2$ > -1	$-2, -3$ $-1, -2$	1-2 > 1	2-3 2	2 1-2	3 2-3	3-4 2-3	5-6 4-5
3.	Холмистый рельеф ЕТС ($\Delta h \approx 50-150$ м)	-2 1-2	-3 -2	2 1-2	3 2-3	2-3 2	3-4 3	4-5 3-4	6-7 5
4.	Холмистый рельеф Восточной Сибири ($\Delta h \approx 50-150$ м) и низкогорный рельеф ЕТС ($\Delta h \approx 150-300$ м)	$-2, -3$ -2	$-3, -4$ $-2, -3$	2-3 2	3-4 3	3 2-3	4-5 3-4	5-6 4-5	7-9 5-7
5.	Холмистый рельеф Средней Азии ($\Delta h \approx 50-150$ м) и горный рельеф ЕТС ($\Delta h > 300$ м)	> -3 $-2, -3$	-4 > -3	3 2-3	4-5 3-4	3-4 3	5-7 4-5	6-7 > 5	9-11 7-8
6.	Горный рельеф Восточной Сибири ($\Delta h > 300$ м)	-3 $-2, -3$	$-4, -5$ $-3, -4$	3-4 > 3	5-6 4-5	4-5 > 3	7-8 5-7	7-8 5-6	11-13 8-10
7.	Горный рельеф Средней Азии ($\Delta h > 300$ м)	$-3, -4$ -3	$-5, -6$ -4	4 > 3	6-7 5-6	5-6 3-4	8-9 6-7	8-10 6-7	13-15 10-11

Примечание. Отрицательные величины означают уменьшение по сравнению с открытым ровным местом в холмистом рельефе или со склоном в горном рельефе; положительные величины — соответственно увеличение.

Для выявления географических особенностей радиационного нагрева естественной подстилающей поверхности (почва, трава) по сравнению с температурой воздуха в будке необходимы массовые материалы прямых наблюдений за T_w . Из-за их отсутствия применен расчетный метод, предложенный М. И. Будыко [2], с использованием уравнения теплового баланса, которое после преобразования членов, характеризующих радиационный баланс и турбулентный теплообмен, можно представить в виде

$$\begin{aligned} R - 4S\sigma T^3(T_w - T) = \\ = LE + \rho c_p D(T_w - T) + B. \end{aligned} \quad (1)$$

Отсюда разность между температурой деятельной поверхности T_w и температурой воздуха T определяется как

$$(T_w - T) = \frac{R - LE - B}{\rho c_p D + 4S\sigma T^3}, \quad (2)$$

где $(T_w - T)$ — разность между температурой естественной подстилающей поверхности и воздуха на уровне будки в 13 ч.; R — радиационный баланс; LE — затрата тепла на испарение; B — теплообмен в почве; ρ — плотность воздуха; D — коэффициент внешней диффузии, принятый равным 1 см/с; c_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; S — коэффициент, характеризующий свойства излучающей поверхности, принятый равным 0,95; σ — постоянная Стефана — Больцмана. Расчет параметров, входящих в формулу (1) выполнен для 13 ч. Методика расчета дневной температуры подстилающей поверхности для ровного места и склонов разной экспозиции и крутизны подробно изложена в ранее опубликованных работах [10, 13].

На основе анализа и обобщения составленных карт распределения $(T_w - T)$ на территории СССР и условий увлажнения по данным Л. И. Зубенок [4] выполнено схематическое районирование радиационного нагрева для условий открытого ровного места для августа. На территории СССР выделено шесть зон, значительно различающихся по условиям радиационного нагрева подстилающей поверхности [7, 8]. При прочих равных условиях различия в нагреве «деятельная поверхность — воздух» возрастают с увеличением прихода солнечной радиации и сухости климата. Поэтому наименьшее прогревание подстилающей поверхности наблюдается в зоне избыточного увлажнения, где основная часть солнечного тепла расходуется на испарение. В этих условиях естественная подстилающая поверхность, представляющая собой хорошо развитый травостой, может быть на ровном месте в дневные часы на 4—6°C теплее воздуха на уровне будки.

Наибольшее прогревание подстилающей поверхности характерно для сухой зоны, охватывающей полупустынные и пустынные районы Средней Азии, где затраты тепла на испарение ничтожно малы и основное тепло расходуется на турбулентный теплообмен с прилежащими слоями воздуха. В этих условиях подстилающая

поверхность (высохшая трава и песок) может быть на ровном месте днем на $14-16^{\circ}\text{C}$ теплее воздуха на высоте будки.

К климатическому районированию ($T_w - T$) для условий открытого ровного места прилагается расчетная номограмма, позволяющая определять возможные величины радиационного нагрева подстилающей поверхности днем по сравнению с воздухом на уровне будки на склонах в конкретном макроклиматическом районе СССР, за исключением горных областей (рис. 3). Диапазон различий в нагреве подстилающей поверхности только за счет перераспределения радиационного баланса на северных и южных склонах возрастает от зоны I до зоны VI от $3-4$ до $7-8^{\circ}\text{C}$. Пространственно-временная изменчивость термического режима деятельной поверхности под влиянием рельефа на территории СССР значительна и достигает наибольших величин весной и осенью. В зоне I южные склоны крутизной $10, 20^{\circ}$ могут быть днем соответственно на $2-3$ и $3-5^{\circ}\text{C}$ теплее северных. В зонах V и VI термические различия, возникающие за счет экспозиции склона, достигают наибольших значений. В этих условиях южные склоны крутизной $10, 20^{\circ}$ могут быть на $4-6^{\circ}\text{C}$ и $7-14^{\circ}\text{C}$ теплее северных. Дополнительное тепло, получаемое юж-

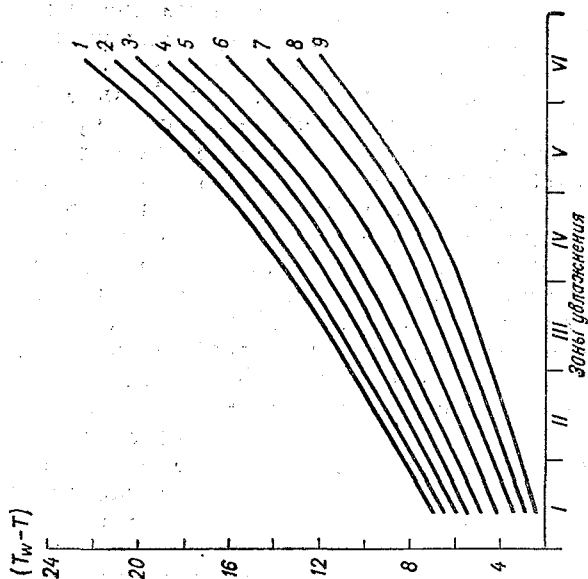


Рис. 3. Номограмма для расчета радиационного нагрева подстилающей поверхности в разных местоположениях на территории СССР. Август.

Зоны увлажнения: I — избыточного, II — достаточного, III — слабозасушливая, IV — засушливая, V — очень засушливая, VI — сухая.

Южные склоны крутизной, град.: 1 — 20 ; 2 — 15 ; 3 — 10 ; 4 — 5 ; 5 — нормальное распределение на открытых ровных площадках; северные склоны крутизной, град.: 6 — 5 ; 7 — 10 ; 8 — 15 ; 9 — 20 .

ными склонами крутизной 10, 20°, составляет по сравнению с ровным местом в разных районах страны 3—7 и 7—11%, а недобор тепла на северных склонах достигает соответственно 4—8 и 8—15%. Энергетической основой пространственно-временной изменчивости ($T_w - T$) в разных местоположениях является перераспределение основных составляющих теплового баланса R , LE , R/LE , т. е. изменение его структуры под влиянием рельефа.

Одним из основных показателей термического режима в холодное время года является средний из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха T_m . Изучение его как основного показателя морозоопасности представляет научный и практический интерес для различных отраслей народного хозяйства, особенно для сельскохозяйственного производства. Ранее выполненные исследования [6] позволяют подойти к типизации по микро- и мезоклиматической изменчивости T_m в холмистом и горном рельефе на территории СССР. По запросу ряда строительных организаций были выполнены разработки по установлению внутренних связей T_m с температурой воздуха самой холодной пятидневки $T_{п5}$, а также с вентильной температурой наружного воздуха T_v . Это дает возможность количественно оценить микроклиматическую изменчивость под влиянием рельефа $T_{п5}$ и T_v на территории страны.

Механизм возникновения микроклиматических различий T_m определяется так же, как для A_t и $T_{п5}$ условиями радиационного выхолаживания, стока и подтока холодного воздуха по элементам рельефа и площадью воздухообора. Зимой кроме инверсий, ограниченных отдельными участками дна и нижними частями склонов долин и котловин, почти во всех горных районах часто возникают инверсии макроклиматического порядка за счет особенностей динамических и циркуляционных условий, что вносит большое разнообразие в распределение T_m в зависимости от высоты места и определяет сложность типизации. Однако анализ и обобщение климатологических данных сети метеостанций показали, что в горах закономерность изменения T_m на выпуклых и вогнутых формах рельефа четко проявляется при инверсионном и нормальном распределении этого элемента по высоте места. В холмистом рельефе при относительной разности высот от 20—50 до 100—150 м влияние абсолютной высоты места на распределение T_m полностью перекрывается влиянием формы рельефа.

Изменение T_m , а также $T_{п5}$ и T_v в зависимости от изрезанности рельефа, характеризующейся глубиной базисов эрозии и степенью континентальности климата, положено в основу районирования (рис. 4, табл. 2). К карте районирования прилагается расчетная номограмма для определения мезо- и микроклиматической изменчивости T_m , $T_{п5}$, T_v по элементам рельефа на территории страны. Следует заметить, что изменчивость $T_{п5}$ по абсолютной величине близка к изменчивости T_m , а изменчивость T_v заметно меньше ее (рис. 5). При районировании рассмотрены районы в умеренном и континентальном климате с выровненным рельефом ($\Delta h \leq 50$ м), холмистым ($\Delta h = 50—150$ м), низко- и среднегорным ($\Delta h \approx 150—$

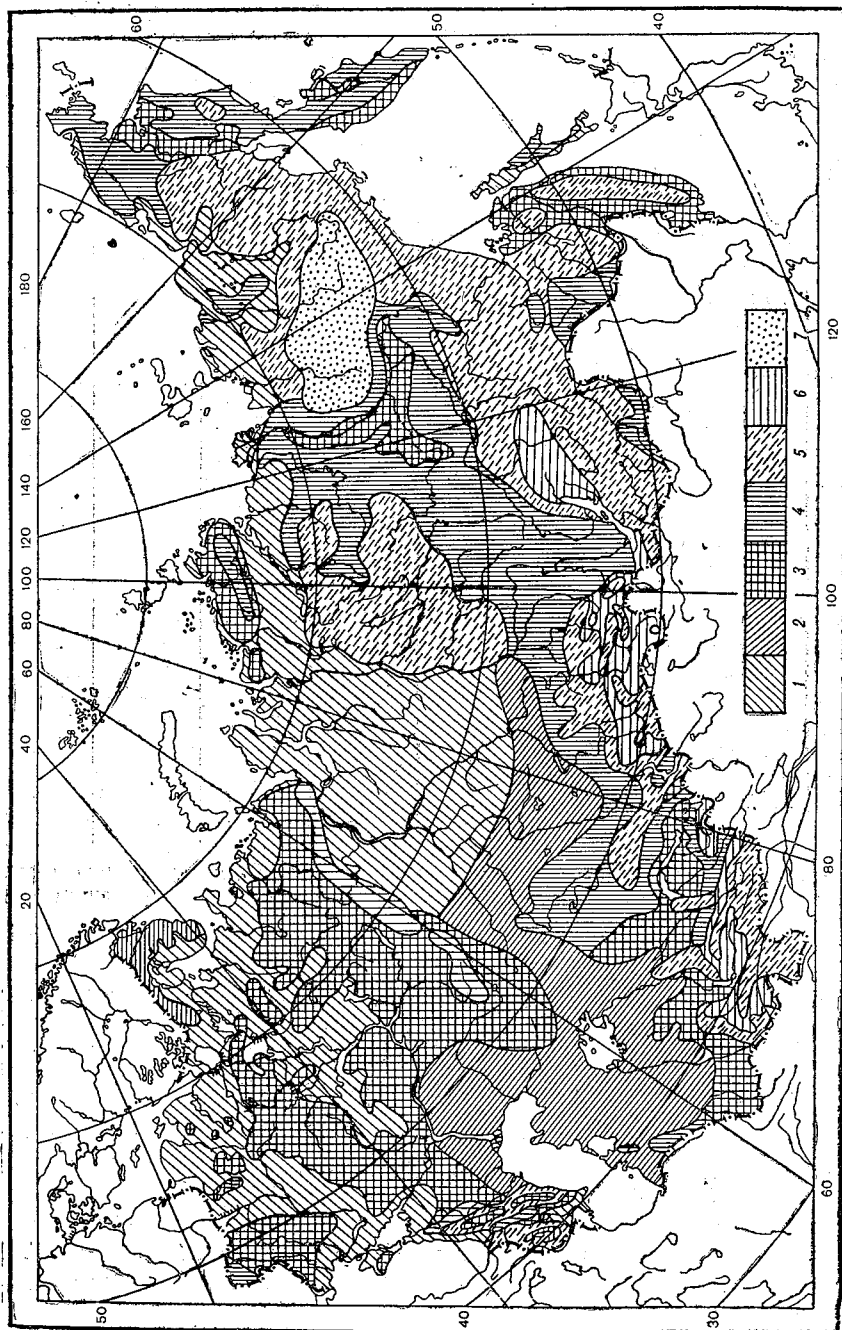


Рис. 4. Типизация мезо- и микроклиматической изменчивости T_m , T_n , T_v в холмистом и горном рельефе. Районы с разностью температур T_m , T_v между вершиной и котловиной, °C: 1 — 5-6; 2 — 6-7; 3 — 7-9; 4 — 9-11; 5 — 11-13; 6 — 13-15; 7 — 15-17; 8 — 17-19; 9 — 19-21; 10 — 21-23; 11 — 23-25; 12 — 25-27; 13 — 27-29; 14 — 29-31; 15 — 31-33.

Таблица 2

Изменение T_m , T_n (1-я строка), T_v (2-я строка) под влиянием местоположения в холмистом и горном рельефе на территории СССР ($^{\circ}\text{C}$)

Условные обозначения на рис. 4	Район	Вершина, верхняя треть склона	Середина склона	Широкая долина	Замкнутая долина, котловина	Разность вершина—котловина
1	Слабовыраженный рельеф ЕТС	2 2	1 1	-2 -1, -2	-3, -4 -2, -3	5-6 4-5
2	То же в условиях континентального климата АТС	2-3 >2	1-2 >1	-2 -2	-4 -3, -4	6-7 5-6
3	Холмистый рельеф ЕТС и слабовыраженный рельеф АТС	3-4 2-3	>2 1-2	-2, -3 -2, -3	-4, -5 >4	7-9 6-7
4	Холмистый рельеф АТС, низко- и среднегорный рельеф ЕТС	4-5 3-4	2-3 >2	>-3 >-3	-5, -6 -4, -5	9-11 7-9
5	Низко и среднегорный рельеф АТС и горы Кавказа	>5 4-5	— —	-3, -5 -3, -4	-6, -8 -5, -6	11-13 9-11
6	Горы Тянь-Шаня, Памира, Алтая и Саян	5-6 >5	— —	-5, -6 -4, -5	-8, -9 -6, -8	13-15 11-13
7	Горы Центральной и Восточной Якутии	>6 5-6	— —	-6, -7 -5, -6	-9, -10 -8, -9	15-17 13-15

Примечание: Знак (+) означает повышение T_m по сравнению с ровным местом в холмистом рельефе или со склоном в горном рельефе; знак (-) — соответственно понижение.

300 м) и горным ($\Delta h > 300$ м). Например, в районе 1 (рис. 4) со слабовыраженным рельефом вершина и верхние части склонов примерно на 2°C теплее, а замкнутые узкие долины на $3-4^{\circ}\text{C}$ холоднее открытого ровного места. Максимальные микроклиматические различия по элементам рельефа не превышают $5-6^{\circ}\text{C}$.

В континентальном климате Казахского мелкосопочника, предгорий Алтая, Саян, Тянь-Шаня и Восточной Сибири в холмистом рельефе различия в T_m по элементам рельефа возрастают до $9-11^{\circ}\text{C}$. Примерно такие же величины возможны в низко- и среднегорном рельефе ($\Delta h \approx 150-300$ м) Урала, Кавказа, Карпат, Копет-Дага, а также Камчатки и Чукотского полуострова (район 4).

В низко- и среднегорных районах Тянь-Шаня, Памира, Алтая, Саян и Восточной Сибири ($\Delta h \approx 150-300$ м), а также в горных районах выше 2 км максимальная разность в T_m между вершиной

и котловиной возрастает до 11—13°C. Сходные величины поправок возможны в горном рельефе Кавказа при возрастании относительной разности высот местности более 300 м (район 5).

При увеличении базисов эрозии до 300 м и более ($\Delta h > 300$ м) в горах Тянь-Шаня, Памира, Алтая, Саян и Восточной Сибири максимальные различия в T_m между вершиной и котловиной возрастают до 13—15°C (район 6). Наибольшие различия в распределении T_m по элементам рельефа возможны в горах Центральной и Восточной Якутии (Верхоянский, Черский хребты, Оймяконское и Нерское плоскогорье), где при $\Delta h > 300$ м и более вершины могут быть на 6°C теплее, а замкнутые долины на 9—10°C холоднее середины склонов, т. е. различия достигают 15—17°C (район 7).

Максимальные величины микро- и мезоклиматической изменчивости термических показателей летом и зимой (T_n , A_t , T_w , T_m , T_n , T_v) в сложном рельефе составляют 20—40% абсолютных их значений. Это свидетельствует о том, насколько важно при обслуживании различных отраслей народного хозяйства учитывать мезо- и микроклиматические особенности, которые почти невозможно выявить, ориентируясь на наблюдения ближайшей метеостанции, в большинстве случаев дающей представление лишь о фоновой величине того или иного климатического элемента в конкретном районе.

Выполненная типизация мезо- и микроклиматической изменчивости термического режима в холмистом и горном рельефе для летних и зимних условий является необходимой основой для разработки методики детальной оценки мезо- и микроклиматической изменчивости рассмотренных термических показателей на ограниченных территориях разного масштаба генерализации с учетом особенностей конкретного физико-географического района и специфики обслуживания отраслей народного хозяйства.

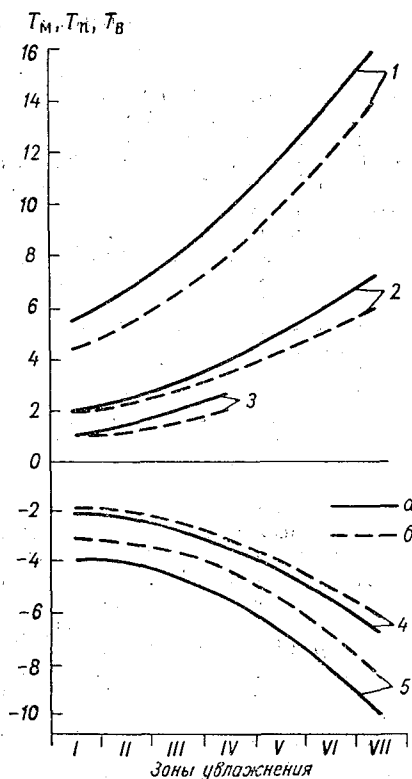


Рис. 5. Номограмма изменения T_m , T_n (а), T_v (б) в холмистом и горном рельефе.

Разности между вершиной и котловиной (1), равным местом и вершиной (2); равным местом и склоном (3), равным местом и долиной (4), равниной и котловиной (5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александрова Г. К. Суточная амплитуда температуры воздуха на территории Предбайкалья. Иркутск, 1971. 28 с.
2. Бudyko M. И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеиздат, 1971. 470 с.
3. Гольцберг И. А. Агроклиматическая характеристика заморозков в СССР и методы борьбы с ними. Л., Гидрометеиздат, 1961. 191 с.
4. Зубенок Л. И. Характеристика увлажнения территории Советского Союза. — «Тр. ГГО», 1965, вып. 179, с. 161—172.
5. Иванов Н. Н. Пояса континентальности земного шара. — «Изв. ВГО», 1959, т. 91, вып. 5, с. 410—423.
6. Кирокосян А. М. Агроклиматические условия промышленного виноградарства в Армянской ССР. Тбилиси, 1967. 124 с.
7. Крамар А. М. Микроклиматические особенности термического режима Иннокентьевского плодово-виноградарского совхоза. — «Тр. ДВНИГМИ», 1973, вып. 40, с. 22—30.
8. Модина Т. Д. Климаты долин Северного Алтая. — «Научные тр. НГПИ», 1972, вып. 43, с. 55—62. Новосибирск.
9. Лебединский А. Б. Региональные особенности климата Предсаянья и их значение для проектно-планировочных работ. Новосибирск, 1974, с. 3—18.
10. Мищенко З. А. Суточный ход температуры воздуха и его агроклиматическое значение. Л., Гидрометеиздат, 1962. 198 с.
11. Мищенко З. А. Термический режим деятельной поверхности. — В кн.: Микроклимат СССР. Л., Гидрометеиздат, 1967, с. 77—113.
12. Мищенко З. А. Количественная оценка микроклиматической изменчивости расчетных зимних температур наружного воздуха для целей строительства. — «Тр. ГГО», 1969, вып. 248, с. 87—97.
13. Мищенко З. А. Агроклиматическая оценка тепловых ресурсов с учетом термического режима дня и ночи. — В кн.: Агроклиматические ресурсы природных зон СССР и их использование. Л., Гидрометеиздат, 1970, с. 92—111.
14. Районирование территории СССР по основным факторам эрозии. М., Изд. АН СССР, 1965. 265 с.
15. Obrebsko-Starkłowa B. Stosunki mikroklimatyczne na pograniczu pieter lesnych i pol uprawnych w Górcach. Kraków, 1969, s. 88—138.
16. Molga M. Problemy agroklimatologii w studiach had rejanizacji a produkcji rolnej. — Przegląd geograficzny, 1955, 27 N. 1, Warszawa, s. 12—40.

РАЗНОМАСШТАБНЫЕ МОДЕЛИ ТЕПЛОВЫХ РЕСУРСОВ ДЛЯ ТЕРРИТОРИЙ СО СЛОЖНЫМ РЕЛЬЕФОМ

В настоящее время завершен крупный этап в развитии отечественной климатологии и агроклиматологии — созданы различные модели общего и специализированного климатического районирования территории СССР или крупных его частей. Эти модели полезны для планирующих органов ряда отраслей народного хозяйства. Но несмотря на их ценность, они все меньше отвечают современным запросам практики на местах в силу реально существующей в природе пестроты микроклиматических ресурсов, возникающей на малых расстояниях под влиянием неоднородностей естественной подстилающей поверхности (рельеф, моря и крупные водоемы, типы почв, виды биогеоценозов). Для целей охраны природы и рационального использования ее ресурсов все большее значение приобретает разработка эффективных методов детальной оценки существующих и возможных изменений естественных мезо- и микроклиматов под влиянием хозяйственной деятельности человека (города, крупные промышленные комплексы, орошаемые массивы, осушенные земли, лесополосы и др.).

Актуальной проблемой современной климатологии является поиск путей для уточнения существующих моделей климатического районирования территории СССР, а также создание разномасштабных моделей климатического районирования, дающих полную информацию о макро-, мезо- и микроклиматических ресурсах ограниченных территорий. Решение этой проблемы неразрывно связано с разработкой новых параметров климата (в том числе, параметров теплообеспеченности), чувствительных к пространственно-временной неоднородности подстилающей поверхности, т. е. к мезо- и микроклимату. К числу таких исходных показателей теплообеспеченности относятся дневная и ночная температура воздуха T_d , T_n , дневная температура деятельной поверхности T_w , суточная амплитуда температуры воздуха и деятельной поверхности A_t , A_w и, как следствие, — суммы этих температур ΣT_d , ΣT_n , ΣT_w , продолжительность теплого периода N_d , N_n , N_w и др.

Преимущество предложенных термических показателей по сравнению с существующими (суточной температурой воздуха и ее суммами) заключается в том, что в них учитывается воздействие суточного хода температуры воздуха, особенно днем при радиационном нагреве, на различные объекты органической и неорганической природы. Кроме того, они отличаются большой чувстви-

тельностью к степени континентальности климата, к мезо- и микроклимату. Поэтому использование их открывает дорогу к детальной оценке ресурсов тепла на территориях разного масштаба генерализации, особенно в районах с резкоконтинентальным климатом и в сложном рельефе [5—8].

Исследования по типизации мезо- и микроклиматической изменчивости теплового режима дня и ночи на территории СССР являются принципиальной основой для использования упомянутых показателей в разномасштабных моделях тепловых ресурсов территорий областей, районов, хозяйств с холмистым и низкогорным рельефом. Важное значение при этом имеет разработка современных методов пространственной интерполяции и экстраполяции точечных расчетов микроклиматических параметров на площадь.

На примере ряда областей и районов разработана методика площадной оценки микроклиматической изменчивости дневной температуры естественной подстилающей поверхности (почва, трава) под влиянием экспозиции и крутизны склонов [6, 8, 9]. Суть ее заключается в комплексном учете макро- и микроклиматических районов и подрайонов, различающихся по ресурсам тепла на уровне будки и деятельной поверхности. Микроклиматическая изменчивость T_w на склонах характеризуется большой устойчивостью в пространстве и в пределах области практически определяется пятикратностью площадей, различающихся по крутизне и экспозиции склонов. Это позволяет интерполировать данные расчетов, выполненных для одного пункта, на территорию области или района при наличии необходимой гипсометрической основы. Степень детализации зависит от специфики обслуживания той или иной отрасли народного хозяйства, чувствительности микроклиматических параметров, степени их изученности в конкретном физико-географическом районе и определяется масштабом рабочей карты.

В данной статье впервые рассматривается возможность комплексного использования ΣT_d , ΣT_n , ΣT_w в разномасштабных моделях тепловых ресурсов с учетом форм рельефа и экспозиции склонов. Для этих целей привлечены данные точечных расчетов T_w и $(T_w - T_d)$ по ст. Оренбург для открытых ровных участков, водораздельных плато, верхних, средних и нижних частей склонов различных экспозиций (С, Ю, З, В) крутизной 5, 10, 15, 20°, а также продолжены аналогичные расчеты для склонов промежуточных экспозиций (СЗ, СВ, ЮЗ, ЮВ). Методика расчета $(T_w - T_d)$ и T_w , основанная на использовании уравнения теплового баланса подстилающей поверхности, подробно изложена в ранее опубликованных работах [2, 5, 6, 8].

В результате расчетов получены исходные данные по $(T_w - T_d)$ и T_w для 98 местоположений, с предельной детализацией охватывающих диапазон возможных микроклиматических различий в тепловом режиме склонов. В условиях Оренбургской области спектр микроклиматических различий в радиационном нагреве деятельной поверхности склонов по сравнению с воздухом на уровне будки составляет весной и осенью 7—8°C, а летом 9—10°C.

Энергетической основой формирования микроклиматических различий в тепловом режиме склонов является сезонное перераспределение составляющих теплового баланса, т. е. коренное изменение его структуры в разных местоположениях. Это подтверждается установленной зависимостью $(T_w - T_d)$ от дневных величин R и LE/R в сезонном разрезе.

При прочих равных условиях радиационный нагрев подстилающей поверхности возрастает с увеличением радиационного баланса и уменьшением затрат тепла на испарение. Поэтому самые теплые участки расположены в верхних частях сухих южных склонов крутизной $15-20^\circ$, а самые холодные — на более увлажненных нижних частях северных склонов той же крутизны. Весной и осенью пестрота в радиационном нагреве склонов определяется значительной микроклиматической изменчивостью прямой солнечной радиации и R . Вклад условий увлажнения и соответственно показателя LE/R является вторичным. В первой половине лета при высоком стоянии солнца различия в радиационном балансе склонов нивелируются. Поэтому в этот период ведущим фактором, определяющим пестроту теплового режима склонов, является значительная микроклиматическая изменчивость увлажнения почв и показателя LE/R .

Расчет ΣT_w за период с дневными температурами воздуха выше 10°C для вышеуказанных местоположений производился по формулам вида

$$\Sigma T_w = \Sigma T_d + [(T_w - T_d) N_1 + \dots + (T_w - T_d) N_6], \quad (1)$$

$$\Sigma T'_w = \Sigma T_w + [(T'_w - T_w) N_1 + \dots + (T'_w - T_w) N_6], \quad (2)$$

где ΣT_w — для открытого ровного участка; $(T_w - T_d)$ — разность между T_w и T_d для ровного места; $\Sigma T'_w$ — для склона заданной экспозиции и крутизны; $(T'_w - T_w)$ — разность между T'_w на склоне и T_w на ровном месте; $N_1, N_2, \dots, N_6$ — число дней в месяцах с апреля по сентябрь. Расчеты по формуле (2) выполнены в 96 вариантах, охватывающих С, СЗ, СВ, Ю, ЮЗ, ЮВ, З, В экспозиции верхних, средних, нижних частей склонов выпуклого профиля крутизной $5, 10, 15, 20^\circ$. Для каждого варианта расчета $\Sigma T'_w$ вводилась соответствующая конкретному местоположению величина $(T'_w - T_w)$. Ниже будет показано, с какой полнотой полученный диапазон микроклиматических различий в ΣT_w и $\Sigma T'_w$ может быть использован в разномасштабных моделях тепловых ресурсов применительно к сельскохозяйственному производству для территорий со сложным рельефом.

На рис. 1 в качестве иллюстрации представлена мелкомасштабная модель тепловых ресурсов для территории Оренбургской области с использованием ΣT_d и ΣT_w выше 10°C . Расчет показате-

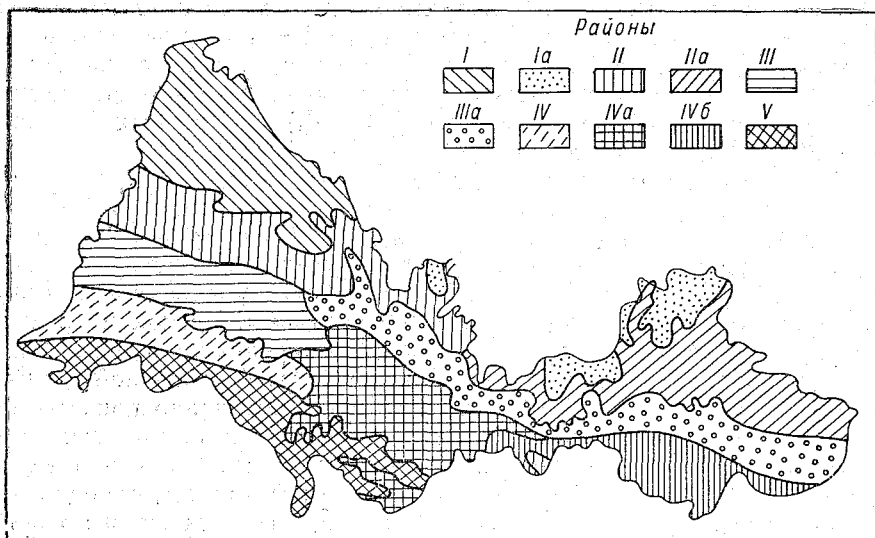


Рис. 1. Мелкомасштабная модель комплексного районирования тепловых ресурсов с использованием ΣT_d , ΣT_n выше 10°C для территории Оренбургской области.

Районы по ΣT_d , ΣT_n : I — $2400-2600^\circ\text{C}$; $800-1000^\circ\text{C}$; Ia — $2400-2600^\circ\text{C}$; $600-800^\circ\text{C}$; II — $2600-2800^\circ\text{C}$; $1000-1200^\circ\text{C}$; IIa — $2600-2800^\circ\text{C}$; $800-1000^\circ\text{C}$; III — $2800-3000^\circ\text{C}$; $1200-1400^\circ\text{C}$; IIIa — $2800-3000^\circ\text{C}$; $1000-1200^\circ\text{C}$; IV — $3000-3200^\circ\text{C}$; $\leq 1400^\circ\text{C}$; IVa — $3000-3200^\circ\text{C}$; $1200-1400^\circ\text{C}$; IVб — $3000-3200^\circ\text{C}$; $\leq 1200^\circ\text{C}$; V — $> 3200^\circ\text{C}$; $> 1400^\circ\text{C}$.

лей теплообеспеченности выполнен по данным 95 станций, равномерно освещающих рассматриваемую территорию.

На рабочей основе в масштабе $1 : 1\,000\,000 - 1 : 2\,500\,000$ можно с точностью до $1000-2500$ га изобразить ресурсы тепла, выделив микроклиматические районы, объективно отражающие пространственную изменчивость ΣT_d , ΣT_n под влиянием широты, долготы и высоты места. Весь картографический материал по мезо- и микроклиматической изменчивости показателей теплообеспеченности подвергается самостоятельному анализу и в последующем может использоваться в практической работе с целью уточнения ресурсов тепла в конкретном микрорайоне.

Как следует из рис. 1 и табл. 1 на территории области по грациям теплообеспеченности днем и ночью четко выделяется 10 районов и подрайонов. Возрастание ΣT_d происходит в основном с севера на юг от 2400 до 3200°C и соответствует зональному распределению прихода солнечного тепла. Некоторое отклонение от зонального хода наблюдается в северо-восточных районах, где под влиянием больших абсолютных высот местности ($H = 300-600$ м) суммы температур по сравнению с западными районами заметно уменьшены. Введение в модель ΣT_n позволяет значительно детализировать ресурсы тепла в макромасштабе с учетом степени континентальности климата. В пределах области ΣT_n возрастают в

Таблица 1

Тепловые ресурсы дня и ночи на территории Оренбургской области

Район, подрайон	$\Sigma T_c > 10^\circ\text{C}$	$\Sigma T_d > 10^\circ\text{C}$	$\Sigma T_n > 10^\circ\text{C}$
I. Умеренно прохладный днем и ночью	< 2400	2400—2600	800—1000
Ia. Умеренно прохладный днем, прохладный ночью		2400—2600	600—800
II. Умеренно теплый днем и ночью	2400—2500	2600—2800	1000—1200
IIa. Умеренно теплый днем, умеренно прохладный ночью		2600—2800	800—1000
III. Теплый днем и ночью	2500—2600	2800—3000	1200—1400
IIIa. Теплый днем, и умеренно теплый ночью		2800—3000	1000—1200
IV. Очень теплый днем и ночью		3000—3200	≤ 1400
IVa. Очень теплый днем, теплый ночью		3000—3200	1200—1400
IVб. Очень теплый днем, умеренно теплый ночью	> 2600	3000—3200	1000—1200
V. Жаркий днем, очень теплый ночью		> 3200	> 1400

направлении с севера на юг и с востока на запад от 600 до 1400°C. Диапазон макроклиматической изменчивости ΣT_d , ΣT_n на территории области достигает 800°C, т. е. примерно в четыре раза превышает аналогичную изменчивость сумм суточных температур воздуха, с помощью которых с натяжкой можно выделить три района, как это следует из справочника «Агроклиматические ресурсы Оренбургской области» [1].

Для установления микроклиматической изменчивости ΣT_d , ΣT_n на выпуклых и вогнутых формах рельефа строились рабочие графики зависимости этих показателей от ΣT_c по данным групп станций, характеризующих конкретную форму рельефа. В дальнейшем оказалось целесообразным из всего многообразия элементов холмистого рельефа выделить несколько типов положительных и отрицательных форм рельефа по условиям воздухообмена днем и условиям стока и притока холодного воздуха ночью (табл. 2).

Для перехода к мезо- и микроклиматической информации следует обратиться к расчетным номограммам возможных величин ΣT_d , ΣT_n для основных форм рельефа. Из рис. 2 наглядно видно, что в холмистой местности области при преобладающих относительных разностях высот порядка 20—70 м на вершинах, открытых возвышенностях и водораздельных плато ΣT_d за счет усиления ветрового потока и хорошего турбулентного перемешивания воз-

Таблица 2

Типизация форм рельефа по условиям воздухообмена днем и ночью

Тип рельефа	Воздухообмен			Местоположение
	днем	ночью		
		приток	сток	
1 (ПФ)	Очень хороший	Нет	Хороший	Вершины открытых возвышенностей и верхние части открытых склонов ($\Delta h > 50$ м, уклон $10-15^\circ$). Дно и нижние части склонов узких (менее 1 км) долин с уклоном $10-15^\circ$.
	Хороший	Есть	»	
2 (ПФ)	Хороший	Нет	Хороший	Вершины холмов и верхние части по- логих склонов ($\Delta h = 20-50$ м, уклон $3-10^\circ$), водораздельное плато ($\Delta h = 20-50$ м). Средняя часть крутых склонов ($\Delta h > 50$ м уклон $10-15^\circ$). Дно и нижние части склонов узких (менее 1 км) долин с уклоном $3-10^\circ$.
	Есть	Есть	Хороший	
	Есть	Есть	Есть	
3 (НМ)	Есть	Нет	Нет	Открытые ровные участки; средние части дна широких (1—2 км) откры- тых долин, средние части пологих скло- нов ($\Delta h = 20-50$ м, уклон $3-10^\circ$). Дно и нижние части склонов неши- роких глубоких долин с уклоном $10-15^\circ$.
	Есть	Нет	Нет	
4 (ОФ)	Слабый	Есть	Слабый	Дно и нижние части склонов широ- ких (1—2 км) долин; дно и нижние части склонов нешироких глубоких до- лин со слабым уклоном $3-5^\circ$.
5 (ОФ)	Слабый	Есть	Почти нет	Дно и нижние части нешироких (ме- нее 1 км) извилистых замкнутых до- лин. Замкнутые плоские корытообразные и чашеобразные долины — котловина. Сырые низины.
	Слабый	Есть	Нет	
	Слабый	Почти нет	Нет	

Примечание: ПФ — положительные формы рельефа; ОФ — отрицательные формы рельефа; НМ — нормальные местоположения.

душных масс может быть на $150-200^\circ\text{C}$ меньше, а в замкнутых узких долинах или котловинах со слабым воздухообменом — соответственно на $200-300^\circ\text{C}$ больше, чем в нормальных местоположениях. Снижение ΣT_d на $100-150^\circ\text{C}$ наблюдается в долинах рек на расстоянии не более 0,5—1 км от уреза воды, а также в сырых низинах.

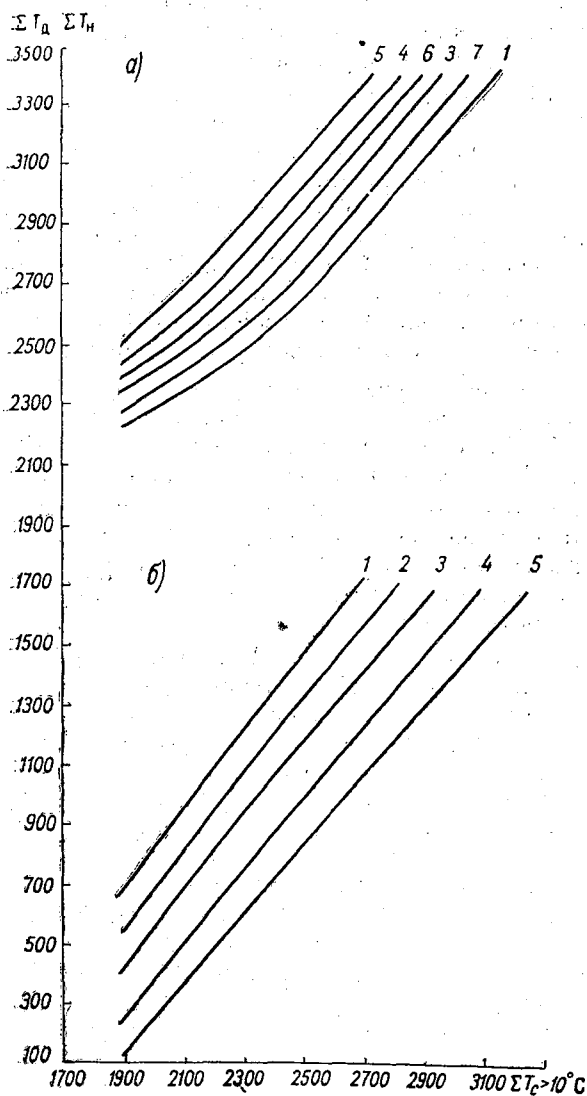


Рис. 2. Номограммы для расчета возможных ΣT_d (а) и ΣT_n (б) выше $10^\circ C$ по ΣT_c выше $10^\circ C$ в разных формах холмистого рельефа.

- 1 — вершины холмов, верхние части открытых склонов;
 2 — средние части крутых (уклон $10-15^\circ$) склонов (ночью);
 3 — нормальные местоположения; 4 — дно и нижние части широких долин; 5 — замкнутые узкие долины, котловины;
 6 — средние и верхние части крутых южных склонов (днем);
 7 — средние и нижние части крутых северных склонов (днем).

Ночью механизм возникновения микроклиматических различий в ресурсах тепла определяется интенсивностью излучения при радиационном выхолаживании отдельных участков, условиями потока и стока холодного воздуха, а также площадью воздухообора. Поэтому соотношение ресурсов тепла по элементам рельефа изменяется на обратное. Именно на вершинах и верхних частях крутых склонов ΣT_n оказывается на 200—300°C больше, а в замкнутых узких долинах и котловинах, куда стекает и где застаивается холодный воздух, на 300—350°C меньше, чем на открытых ровных участках. Диапазон микроклиматических различий ΣT_d по элементам рельефа составляет 350—500°C, а ΣT_n — 500—650°C. Полученные данные являются количественным подтверждением и развитием известного закона А. И. Воейкова [3] о распределении суточной амплитуды температуры воздуха в зависимости от рельефа.

Для определения ресурсов тепла в заданном пункте области с учетом формы рельефа достаточно снять с карты фоновые величины ΣT_d , ΣT_n . Далее найти их место на средних линиях (см. кривые 3 на рис. 2), характеризующих нормальные местоположения. От найденных точек провести перпендикулярные линии до пересечения с линией, характеризующей ΣT_d , ΣT_n для искомой формы рельефа. Номограммы могут быть полезны для соответствующих расчетов независимо от карты, если имеются данные по ΣT_c выше 10°C для конкретных пунктов.

Если обратиться к данным И. А. Гольцберг [4] по микроклиматической изменчивости ΣT_c , вычисленным за безморозный период, то можно видеть, что она сравнима с аналогичной изменчивостью ΣT_d и в меньшей степени с ΣT_n . Это и понятно, поскольку изменчивость ΣT_c за безморозный период определяется не природой самих T_c , которые слабо реагируют на рельеф, а другим микроклиматическим показателем — продолжительностью безморозного периода. Суммы дневных и ночных температур воздуха имеют преимущество, поскольку с их помощью можно оценить микроклиматическую изменчивость в ресурсах тепла внутри вегетационного периода сельскохозяйственных культур и, следовательно, дать биоклиматическое обоснование различного поведения растений на выпуклых и вогнутых формах рельефа.

Введение еще одного показателя — суммы дневных температур деятельной поверхности ΣT_w за период с T_d выше 10°C, позволяет раскрыть существующую в природе пестроту тепловых ресурсов за счет экспозиции и крутизны склонов. Мелкий масштаб модели не позволяет на карте выделить площади по ресурсам тепла на уровне деятельной поверхности. Поэтому к выделенным макроклиматическим районам по ΣT_d (см. рис. 1) прилагается расчетная номограмма возможных величин ΣT_w для северных и южных склонов, а также для открытых ровных участков [8, 9]. В пределах каждого микроклиматического района оказалось возможным выделить семь подрайонов с различной теплообеспеченностью на уровне деятельной поверхности.

В наиболее прохладном районе ($\Sigma T_d \approx 2600^\circ\text{C}$ и меньше) диапазон различий в ΣT_w на склонах колеблется в пределах $3700\text{—}4550^\circ\text{C}$. В наиболее теплом районе на юге области с ΣT_d больше 3200°C диапазон микроклиматических различий в ΣT_w колеблется от 5600 до 6600°C . Максимальные контрасты в распределении ΣT_w в целом по области составляют 2900°C . Прибавка тепла на южных склонах составляет $5\text{—}10\%$, а на северных склонах недобор тепла равен $6\text{—}14\%$ по сравнению с открытыми ровными участками. Последнее обуславливает соответственно значительные различия в сроках посевных и уборочных работ на сельскохозяйственных полях с изрезанным рельефом.

Для мезомасштабной модели распределения тепловых ресурсов, охватывающей территорию небольшого района, необходима гипсометрическая основа в стотысячном масштабе ($1:100\,000$; $1:200\,000$), что позволяет с точностью до $1\text{—}2\text{ км}^2$ или $10\text{—}20\text{ га}$ отразить ресурсы тепла. Однако такая степень детализации требует наличия морфометрических карт, дающих площадное распределение основных показателей рельефа. В зависимости от механизма формирования микроклиматической изменчивости того или иного показателя тепловых ресурсов используются конкретные морфометрические характеристики рельефа. Например, для площадной оценки ($T_w - T$), ΣT_w , N_w необходимо иметь морфометрические карты углов наклона местности и экспозиции склонов, а для ΣT_d , ΣT_w ($\Sigma T_d - \Sigma T_n$), N_d , N_n — карты глубины расчленения рельефа по вертикали, горизонтальной расчлененности его, длины линий стока холодного воздуха и др. В этом случае можно с большой наглядностью показать мезоклиматическую и обобщенную на площадь (по видам местоположений) микроклиматическую мозаику тепловых ресурсов.

На рис. 3 показан пример мезомасштабной модели распределения тепловых ресурсов на уровне деятельной поверхности, построенной с использованием ($T_w - T$) и ΣT_w для участка Оренбургской области. В качестве рабочей основы использовались совмещенные морфометрические карты углов наклона местности и экспозиции склонов. В соответствии с величинами изменения ΣT_w , рассчитанными для 98 местоположений, оказалось возможным выделить 8 обобщенных на площади мезо- и микроклиматических районов. Участок, изображенный на карте, характеризует небольшую территорию (около 350 км^2) и входит в один макроклиматический район по теплообеспеченности с ΣT_d выше 10°C около 3100°C . За теплый период с T_d выше 10°C ресурсы тепла на уровне деятельной поверхности днем на верхних частях южных и западных склонов могут достигать $5200\text{—}5400^\circ\text{C}$, в то время как в нижних частях северных склонов крутизной $5\text{—}10^\circ$ они не превышают $3700\text{—}3900^\circ\text{C}$. Наглядно видно, насколько велик диапазон микроклиматических различий в ресурсах тепла, возникающий за счет экспозиции и крутизны склонов, и как важно учитывать его при кадастровой оценке земель с точки зрения ценности их использования в сельском хозяйстве.

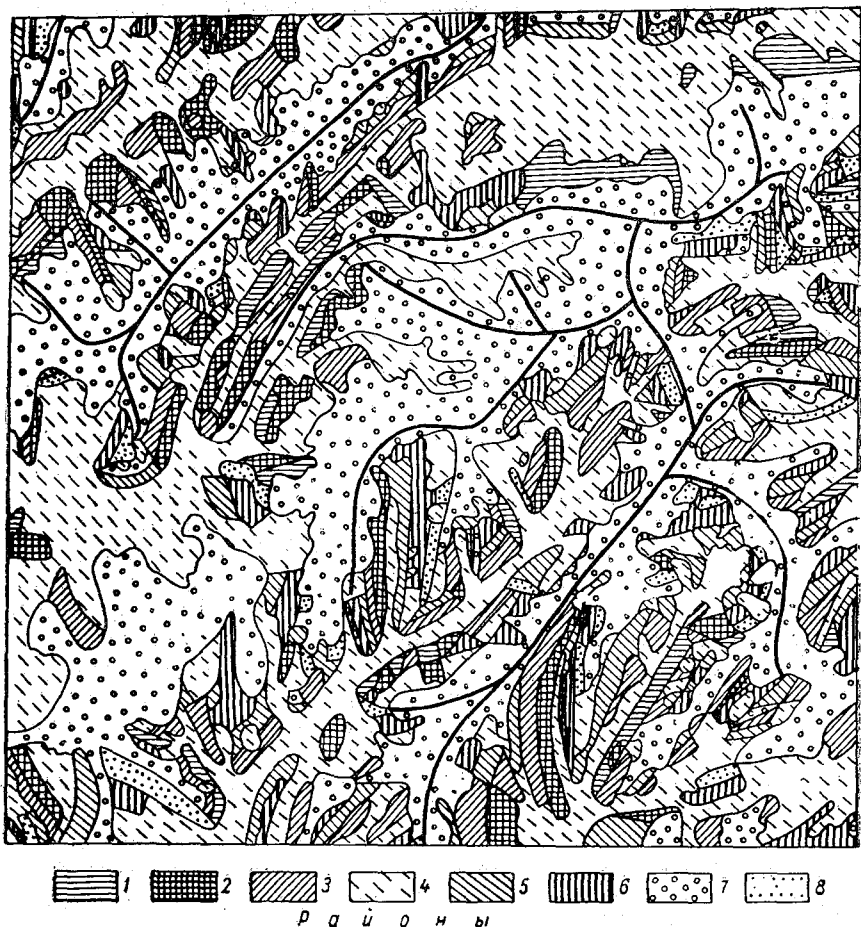


Рис. 3. Среднемасштабная модель тепловых ресурсов на уровне деятельной поверхности для района Оренбургской области.

Районы по ΣT_w выше 10°C : 1 — $3700-3900^\circ\text{C}$; 2 — $3900-4100^\circ\text{C}$; 3 — $4100-4200^\circ\text{C}$; 4 — нормальное местоположение, 4400°C ; 5 — $4600-4800^\circ\text{C}$; 6 — $4800-5000^\circ\text{C}$; 7 — $5000-5200^\circ\text{C}$; 8 — $5200-5400^\circ\text{C}$.

Для практического использования непосредственно отдельными хозяйствами, расположенными на территории района, мезомасштабная модель распределения тепловых ресурсов недостаточна, поэтому к ней прилагаются расчетные номограммы, позволяющие с большой подробностью определять возможные величины радиационного нагрева ($T_w - T$) и ΣT_w для трех частей конкретных склонов различной экспозиции и крутизны, т. е. практически для 50 местоположений. Как следует из рис. 4, микроклиматическая изменчивость ($T_w - T$), и в особенности ΣT_w , как за счет экспозиции и крутизны склонов, так и за счет различных их частей

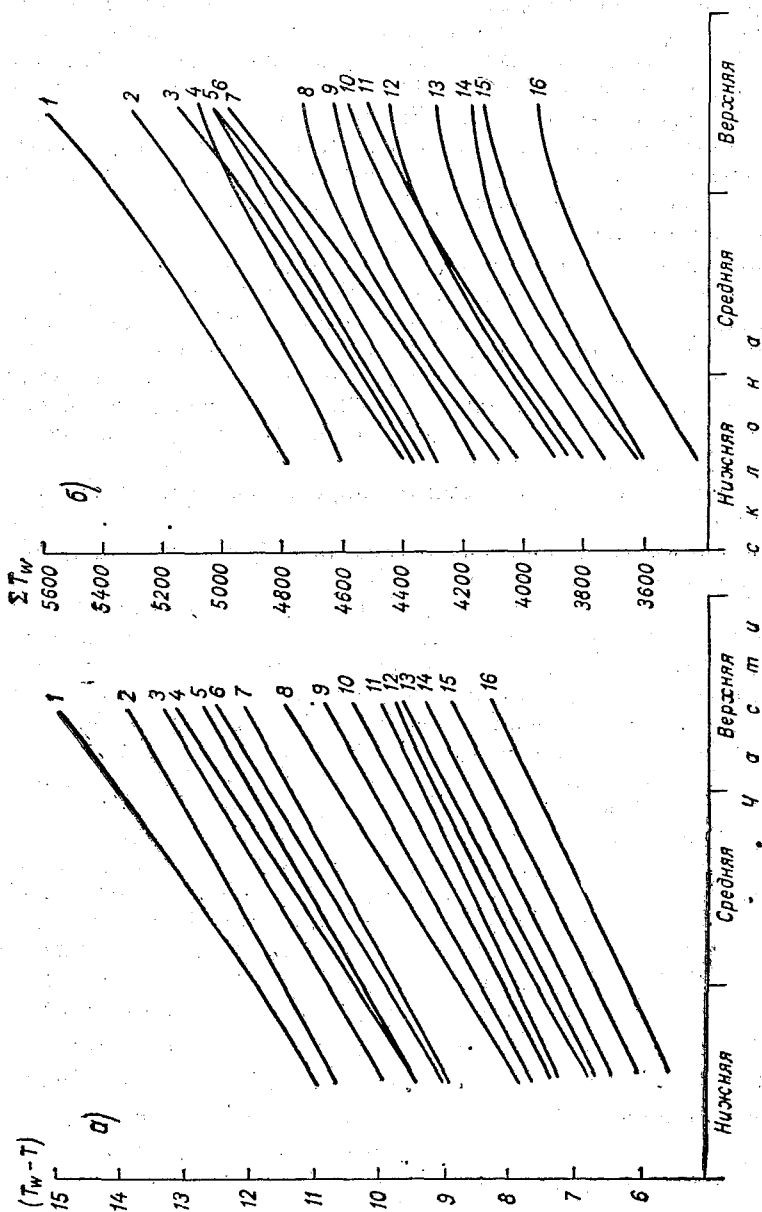


Рис. 4. Номограмма для расчета радиационного нагрева $(T_w - T_n)$ в июле (а) и ΣT_w выше 10°C . (б).
 Экспозиция и крутизна склона: 1 — Ю; 20° ; 2 — Ю; 10° ; 3 — ЮВ; 10° ; 4 — ЮВ; 20° ; 5 — В; 10° ; 6 — ЮЗ; 10° ; 7 — ЮЗ; 10° ; 8 — В; 20° ; 9 — СВ; 10° ; 10 — СВ; 20° ; 11 — С; 10° ; 12 — СВ; 20° ; 13 — СЗ; 10° ; 14 — С; 10° ; 15 — СЗ; 20° ; 16 — С; 20° .

весьма значительна. Преобладающее превышение высот местности в рассматриваемом районе для нижних частей склонов составляет 5—15 м, средних — 15—30 м, верхних частей склонов — 30—60 м. Например, наибольший радиационный нагрев (до 14—15°C) наблюдается в июне в верхних частях очень сухих южных (крутизной 10—20°) и юго-восточных склонов (крутизной 10°). Наименьший радиационный нагрев (в 5—6°C) наблюдается в нижних частях более увлажненных северных (крутизной 10—20°) и северо-западных (крутизной 15—20°) склонов. Открытые ровные участки, характеризующие нормальные местоположения, занимают промежуточное положение. Еще более значителен спектр микроклиматических различий в ΣT_w .

Рассмотренные номограммы (см. рис. 4а, б) свидетельствуют о дополнительном резерве для дальнейшей детализации ресурсов тепла в сложном рельефе, т. е. они являются необходимой основой для крупномасштабной модели распределения тепловых ресурсов. В этом случае должны использоваться морфометрические карты тысячного масштаба (1 : 10 000; 1 : 25 000), на которых с точностью до 100—250 м² или 1—2 га можно выделить площади, различающиеся по ресурсам тепла. Такие модели пригодны для непосредственного обслуживания данными о микроклиматических ресурсах территорий отдельных хозяйств.

В качестве иллюстрации рассмотрим рис. 5, на котором с большой подробностью отображены микроклиматические ресурсы отдельного хозяйства площадью около 6 км². Непосредственно на карте выделены сгруппированные по местоположению площади нижних, средних и верхних частей склонов различной экспозиции и крутизны, различающиеся по показателю увлажнения деятельной поверхности для дневных условий LE/R , радиационному нагреву ($T_w - T$), тепловым ресурсам ΣT_w и продолжительности теплого периода N_w . К площадной модели распределения микроклиматических ресурсов отдельного хозяйства прилагается табл. 3, характеризующая микрорайоны по сгруппированным типам местоположений на склонах с указанием их крутизны от 5 до 20° и частей склонов: НС — низ северного; НВ — низ восточного; НСВ — низ северо-восточного; СС — середина северного; НСЗ — низ северо-западного; ССВ — середина северо-восточного; НЗ — низ западного; НЮВ — низ юго-восточного; СВ — середина восточного; ВС — верх северного; ССЗ — середина северо-западного; НЮЗ — низ юго-западного; НЮ — низ южного; ВСВ — верх северо-восточного; ВВ — верх восточного; СЗ — середина западного; ВСЗ — верх северо-западного; ВС — верх северного, РМ — ровные участки с уклоном менее 2°, НЮ — низ южного, СЮВ — середина юго-восточного, СЮЗ — середина юго-западного, ВЮВ — верх юго-восточного; СЮ — середина южного, ВЗ — верх западного; ВЮЗ — верх юго-западного, Пл. вер. — плоские вершины; Вод. — водоразделы, ВЮ — верх южного.

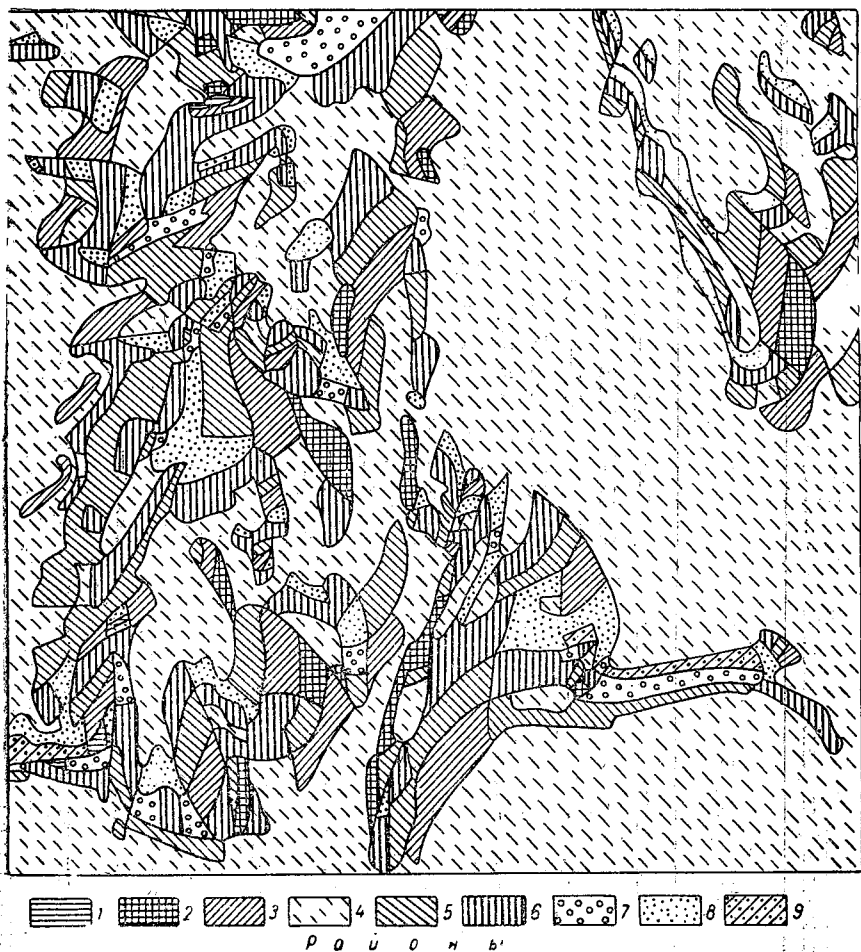


Рис. 5. Крупномасштабная модель изменения тепловых ресурсов на уровне деятельной поверхности ($\Sigma T_w' - \Sigma T_w$) по сравнению с ровным местом для территории отдельного хозяйства.

Районы по $(\Sigma T_w' - \Sigma T_w)^\circ\text{C}$: 1) $-500, -700$; 2) $-300, -500$; 3) $-200, -300$; 4) $\pm 100, \pm 200$; 5) $200-400$; 6) $400-600$; 7) $600-800$; 8) $800-1000$; 9) >1000 .

Наглядно видно, что диапазон максимальных микроклиматических различий между верхними частями южного склона и нижними частями северного склона в разгар лета при изменении показателя увлажнения LE/R от 0,1 до 0,5 составляет для T_w $8-10^\circ\text{C}$, для ΣT_w $1500-1900^\circ\text{C}$ и для N_w $30-35$ дней.

Предложенная модель микроклиматических ресурсов позволяет более обоснованно подойти к практическим рекомендациям по рациональному размещению культур, планированию посевных и уборочных работ, разработке дифференцированной агротехники и

Микроклиматические показатели теплообеспеченности на уровне деятельной поверхности для территории отдельного хозяйства (для ровного места $\Sigma T_w \approx 4400^\circ\text{C}$; $N_w \approx 147$ дней)

Микро- ро- район	$(T_w - T)^\circ\text{C}$	$(LE)/R$	$(T'_w - T_w)^\circ\text{C}$	$(\Sigma T'_w - \Sigma T_w)^\circ\text{C}$	$(N'_w - N_w)$ дни	Местоположение
1	6—7	0,4—0,45	-3, -4	-500, -700	-10, -13	НС 5—10°, НВ 15—20°, НСВ 5—20°, СС 15—20°, НСЗ 15—20°
2	7—8	0,35—0,4	-2, -3	-300, -500	-7, -10	НВ 5—10°, СС 5—10°, НСЗ 10°, ССВ 15—20°, НЗ 15—20°
3	8—9	0,3—0,35	-1, -2	-200, -300	-4, -7	НЮВ 5—20°, СВ 5—20°, НСЗ 5°, ССВ 5—10°, ВС 10—20°, ССЗ 15—20°
4	9—10	0,26—0,3	0, -1	$\pm 100, \pm 200$	± 0 —4	НЮЗ 10—20°, НЮ 5°, ССЗ 5—10°, ВСВ 5—20°, ВВ 15—20°, НЗ 10°, СЗ 15—20°, ВСЗ 15—20°, ВС 5°, РМ
5	10—11	0,2—0,26	1—2	200—400	4—8	НЮ 10—20°, СЮВ 5—20°, НЗ 5°, НЮЗ 5°, СЮЗ 10°, ВВ 5—10°, ВСЗ 10°
6	11—12	0,15—0,2	2—3	400—600	8—12	ВЮВ 5—20°, СЗ 5—10°, СЮЗ 5—20°, СЮ 5°, ВСЗ 5°, ВЗ 15—20°
7	12—13	0,1—0,15	3—4	600—800	12—16	СЮ 10—20°, ВЗ 10°, Пл. вер., вод.
8	13—14	0,1	4—5	800—1000	16—20	ВЮ 5—15°, ВЗ 5°, ВЮЗ 5—20°
9	>14	<0,1	>5	>1000	>20	ВЮ 15—20°

Примечание. Знак плюс означает увеличение микроклиматических параметров; знак минус соответственно — уменьшение по сравнению с открытым ровным местом. T_w , ΣT_w , N_w характеризуют склоны, T_w , ΣT_w , N_w — открытые ровные участки, т. е. нормальные местоположения (РМ).

мелиоративных мероприятий в пределах отдельного хозяйства. Дальнейшая детализация микроклиматических ресурсов на ограниченных территориях возможна за счет комплексного учета нескольких видов неоднородностей подстилающей поверхности — формы рельефа, экспозиции склонов, типов почв, видов растительных сообществ и др.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агроклиматические ресурсы Оренбургской области. Л., Гидрометеиздат, 1971. 120 с.

2. Будыко М. И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеиздат, 1971. 470 с.

3. Воейков А. И. Новые данные о суточной амплитуде температуры воздуха, в особенности влияние на нее топографических условий.— Избр. соч., т. III, М. — Л., Изд. АН СССР, 1952. 502 с.

4. Гольцберг И. А. Оценка теплообеспеченности различных местоположений по сумме температур за безморозный период.— В кн.: Методические указания по производству микроклиматических обследований в период изысканий. Л., Гидрометеиздат, 1969. 68 с.

5. Мищенко З. А. Термический режим деятельной поверхности. — В кн.: Микроклимат СССР, Л., Гидрометеиздат, 1967, с. 77—140.

6. Мищенко З. А. Оценка тепловых ресурсов территорий административных областей с учетом экспозиции склонов.— «Тр. ГГО», 1969, вып. 248, с. 144—153.

7. Мищенко З. А. Агроклиматическая оценка тепловых ресурсов с учетом термического режима дня и ночи.— В кн.: Агроклиматические ресурсы природных зон СССР и их использование. Л., Гидрометеиздат, 1970, с. 92—111.

8. Мищенко З. А. Картирование температуры деятельной поверхности с использованием морфометрических характеристик рельефа.— В кн.: Климат почв. Л., Гидрометеиздат, 1971, с. 52—63.

9. Мищенко З. А. О разномасштабном картировании термических показателей дня с учетом рельефа.— «Тр. ГГО», 1972, вып. 288, с. 29—41.

10. Paszyński I. Mikroklimate Untersuchungen über den Wärmehaushalt der Erdoberfläche.— „Angew. Meteorol.“, 1964, Bd. 5, N. 1/2, S. 55—59.

11. Hess M. Studien über die quantitative Differenzierung der makro-, meso-, und mikroklimate Verhältnisse der Gebirge als Grundlage zur Konstruierung detaillierten Klimakarten.— „Zesz. nauk. U. I. Pr. geogr.“, 1971, Bd. 244, N. 26, S. 265—277.

12. Horney G. Die mikroklimate Standortbeurteilung in Weinbau.— „Weinberg und Keller“, 1971, Bd. 18, N. 2, S. 61—78.

13. Obrebska-Starkłowa B. Stosunki mikroklimateczne na pograniczu pieter lesnych i pól uprawnych w Górcach.— „Zesz. nauk. Uniw. jagiell.“, 1969, N. 214, s. 145.

З. А. МИЩЕНКО, З. И. НИКОЛАЕВА

МЕЗОКЛИМАТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПОД ВЛИЯНИЕМ МОРЕЙ И КРУПНЫХ ВОДОЕМОВ

Физические свойства водной поверхности сильно отличаются от свойств поверхности суши, что приводит к формированию над морями и крупными водоемами особого метеорологического режима. Благодаря большей теплоемкости воды, интенсивному вертикальному перемешиванию и проникновению коротковолновой радиации до значительных глубин, активный слой, в котором происходят суточные и годовые колебания, в море или крупном водоеме значительно больше, чем на суше. Наличие в морях и водоемах турбулентного перемешивания весьма существенно отражается на теплообмене. Море способно аккумулировать значительно большее количество тепла, чем суша. Для водной поверхности отношение той части поступающего к ней тепла, которое она отдает воздуху, к тому теплу, которое аккумулируется водой, значительно меньше, чем соответствующее отношение для суши. Именно это обстоятельство является главной причиной различия между морским и континентальным климатом.

Вклад морей и крупных водоемов в изменение климатических ресурсов, в том числе термического режима побережий и прилегающих участков суши, является весьма значительным. Ареал влияния морей и крупных водоемов на термический режим прилегающих участков суши определяется физико-географическими условиями, временем года, размером и глубиной водоема, характером и экспозицией берегов, условиями погоды и изменяется в широких пределах. Важно заметить, что под влиянием морей и крупных водоемов находятся большие площади суши нашей страны, где осуществляется разнообразная хозяйственная деятельность человека. Поэтому представляет несомненный практический интерес детальная количественная оценка возможных изменений термических характеристик приземного слоя воздуха по мере удаления от берега моря или водоема с определением границы ареала влияния.

Имеющиеся по указанному вопросу исследования проводились в нескольких направлениях. Достаточно полно исследован энергетический механизм взаимодействия суша — море, суша — водоем в географическом разрезе [4, 6, 7, 18, 19]. Проводились исследования по изменению термических характеристик воздуха в ареале

влияния ряда морей и водоемов [1, 3, 9, 10, 17]. В последние годы исследовался радиационный и термический режим водной поверхности водоемов в географическом разрезе с оценкой их влияния на температуру воздуха прилегающих участков суши [2, 8, 11, 15, 16]. Не умаляя важности выполненных работ, следует отметить их общий недостаток. В большинстве из них рассматриваются термические характеристики, осредненные за сутки, в которых нивелируются крайне важные особенности термического режима водоемов и прилегающих к ним участков суши днем и ночью. Кроме того, разобщенность по времени, ограниченность натурных наблюдений, а также различия в методике их проведения не позволяют обобщить имеющиеся литературные данные и дать оценку влияния морей и крупных водоемов на изменение термического режима их побережий и прилегающих участков суши в разных физико-географических районах страны.

В данной статье ставится задача количественно оценить интенсивность и ареал влияния морей, омывающих территорию СССР, внутриконтинентальных морей и ряда крупных водоемов на термический режим прибрежных участков суши летом и зимой. Для этих целей привлечены средние многолетние данные метеорологических станций, расположенных на разном расстоянии от уреза воды конкретного моря или водоема. Исследовались данные по дневным и ночным температурам воздуха T_d , T_n , суточной амплитуде температуры воздуха A_t . Для характеристики зимнего термического режима побережий морей и крупных водоемов использованы аналогичные данные по среднему из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха T_m . В дальнейшем по этим данным были построены первичные графики зависимостей между вышеуказанными термическими показателями и расстоянием от уреза воды ряда морей и крупных водоемов. Анализ более 70 таких графиков подтвердил ранее установленную закономерность мезоклиматической изменчивости термического режима под влиянием морей и водоемов [12—14, 17]. Именно, изменение T_d , T_n , A_t , T_m с удалением от уреза воды в море или водоеме в первом приближении пропорционально логарифму расстояния. Установлено также, что реальное влияние морей и крупных водоемов ограничивается первыми 10—15 км. Однако краевой эффект этого влияния, т. е. ареал, прослеживается до 20—30 км.

На рис. 1 представлена одна из расчетных номограмм, позволяющая количественно оценить характер и интенсивность изменения T_d , T_n летом под влиянием морей и водоемов в зависимости от логарифма расстояния в пределах первых 10 км. Следует отметить четко выраженную географическую изменчивость абсолютных величин T_d , T_n на побережьях ряда морей и водоемов в связи с большой протяженностью их по широте и долготе. Самые малые величины T_d , T_n наблюдаются на островах и мысах холодных северных морей (Баренцево, Белое и др.) и составляют соответственно на расстоянии 10 м от уреза воды 7—12°C и 5—10°C. Наибольшие величины изменения T_d , T_n характерны для южных внутриконтин-

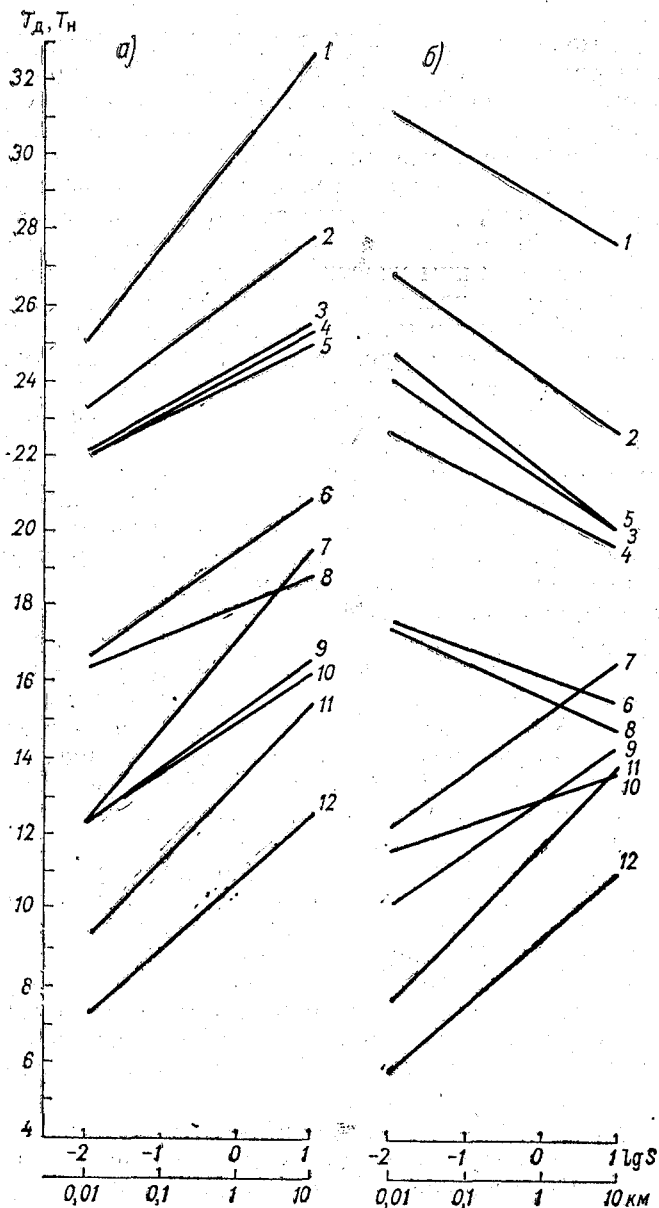


Рис. 1. Номограмма для расчета T_d (а), T_n (б) при разном расстоянии от уреза воды морей и крупных водоемов. Июль.

1 — Каспийское море (восточное побережье $\varphi=37-40^\circ$); 2 — Каспийское море (западное и восточное побережье $\varphi=40-45^\circ$); 3 — Черное море (Крымский п-ов); 4 — Азовское море; 5 — Черное море (северо-западное побережье); 6 — Японское море ($\varphi=43-45^\circ$); 7 — оз. Байкал (западное побережье); 8 — Балтийское море, Финский и Рижский заливы; 9 — оз. Байкал (юго-восточное побережье $\varphi=51-53^\circ$); 10 — Белое море (западное и южное побережье); 11 — Белое море (побережье Кольского п-ва); 12 — Баренцево море.

ментальных морей (Черное, Каспийское и др.), на побережьях которых они достигают соответственно 22—25°C и 24—31°C. Географические особенности прослеживаются и в характере влияния морей и водоемов на термический режим прилежащих участков суши днем и ночью. В пределах 40—60° с. ш. днем проявляется четко охлаждающее, а ночью отепляющее влияние морей и водоемов в безледоставный период (линии 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8 на рис. 1 наклонены в противоположные стороны). Для ледовитых северных морей, а также холодного и глубокого озера Байкал характерно воздействие с одинаковым знаком, т. е. днем и ночью имеет место охлаждающее влияние (линии 7, 9, 10, 11, 12 на рис. 1 наклонены в одну сторону).

Главным энергетическим фактором, обеспечивающим мезоклиматические различия в термических характеристиках «суша—море», «суша—водоем», является структура теплового баланса этих физически неоднородных поверхностей. Обратимся к уравнению теплового баланса деятельного слоя моря или водоема, которое по аналогии с суши можно записать в виде

$$R_b = LE_b + P_b \pm B_b, \quad (1)$$

где R_b — радиационный баланс водоема; LE_b — затраты тепла на испарение; P_b — турбулентный теплообмен деятельного слоя воды с атмосферой; B_b — теплообмен в море или водоеме.

Но теплообмен в море, водоеме обусловлен не только аккумуляцией некоторого количества поглощенной солнечной радиации. Большое значение имеет тепло, приносимое или уносимое морскими теплыми или холодными течениями, или приток и сток тепла в водоемах в результате горизонтального обмена. Таким образом теплообмен в воде складывается из нескольких составляющих:

$$B_b = \pm B_r \pm (П - С), \quad (2)$$

где B_r — теплообмен с грунтом ложа моря, водоема; $П, С$ — приток и сток тепла в результате морских течений или горизонтального обмена в водоеме.

Уравнение (1) является приближенным. Важное значение, особенно для северных морей, имеет тепло, выделяемое или поглощаемое при замерзании воды или таянии льда $T_{л.}$ Некоторую роль может играть тепло, приносимое в моря речной водой (материковый сток). Пренебрежимо малым является тепло, поступающее с осадками и вследствие фильтрации воды через стенки и ложе водоема, а также тепло, выделяющееся в результате биологических процессов и химических реакций.

Механизм теплового взаимодействия суша—море, суша—водоем — схематически можно представить как связь между составляющими теплового баланса деятельного слоя моря, водоема с тепловым балансом суши по формуле

$$R_b = R + (LE_b - LE) - (P_b - P) \pm (B_b - B). \quad (3)$$

Согласно исследованиям М. И. Будыко [4], М. П. Тимофеева [18], В. В. Шулейкина [19] и др., радиационный баланс деятельного слоя воды в море или водоеме летом и днем заметно больше (до 20—40%) аналогичной величины для суши. Затрата тепла на испарение на морях и водоемах значительно больше LE для суши, но нигде не превышает R .

Турбулентный теплообмен P_v по сравнению с аналогичной величиной для суши играет существенно меньшую роль, поскольку в летний период происходит громадная аккумуляция тепла в толщу воды морей и водоемов. Поэтому теплообмен в море или водоеме B_v , характеризующий летом накопление, а зимой отдачу тепла, значительно превышает величину B для суши, которая составляет не более 10—15% от R .

Из сказанного ясно, что различия в структуре теплового баланса являются энергетической основой для создания значительных термических контрастов деятельных поверхностей суша—море, суша—водоем. Это в свою очередь обеспечивает мезоклиматические различия в термическом режиме приземного слоя воздуха над морем или водоемом и прилежащими участками суши.

Из табл. 1 наглядно видно, что ощутимый эффект влияния морей и крупных водоемов с изменением T_d , T_n до 1°C наблюдается в пределах первых 5—10 км. Но краевой эффект этого влияния для большинства морей и водоемов с плоскими и ровными берегами прослеживается до 30 км. Поэтому данные о T_d , T_n на указанном расстоянии были приняты за контроль, характеризующий нормальное поле распределения этих температур вне влияния морей и водоемов.

Для морей южных и умеренных широт ($\varphi=40\div60^\circ$) величина и знак микроклиматических разностей температур воздуха днем и ночью весьма различны и обусловлены интенсивностью теплообменных процессов суша—море, суша—водоем в суточном ходе. Согласно исследованиям Э. А. Бурмана [5], в этих широтах для летних условий характерно развитие и частая повторяемость бризов с суточной сменой направления ветров, которые днем у земли дуют с моря на сушу, а ночью—с суши на море. Местная мезомасштабная циркуляция является вторичным фактором, обеспечивающим особенности термического режима воздуха в прибрежных районах морей и крупных водоемов днем и ночью.

На побережье южных внутриконтинентальных морей (Каспийское, Черное, Азовское, Аральское) в 10 км от уреза воды температура воздуха днем может быть на $3,5\text{--}4,5^\circ\text{C}$ ниже, а ночью соответственно на $3,5\text{--}4,5^\circ\text{C}$ выше, чем на контрольном участке суши вне влияния этих морей. Заметную роль при этом играет экспозиция берегов и ориентация их к преобладающему в конкретном физико-географическом районе ветровому потоку. Так, на восточном побережье Каспийского моря, где днем бризовая циркуляция совпадает по направлению с преобладающим ветровым потоком, мезоклиматическая изменчивость ΔT_d возрастает до -7 , -8°C , а краевой эффект ареала влияния моря превышает 30 км.

Таблица 1

Изменение средней дневной и средней ночной температуры воздуха
 ΔT_d (1-я строка), ΔT_n (2-я строка) под влиянием моря или крупного
 водоема. Июль.

Море, водоем	Расстояние от моря, водоема, км							
	0,01	1	2	4	6	8	10	20
Каспийское море (ВП, $\varphi=37-40^\circ$)	-7,7 +3,5	-5,3 +2,2	-4,2 +1,5	-2,5 +0,8	-1,7 +0,7	-1,2 +0,6	-0,9 +0,5	-0,3 +0,2
Каспийское море (ЗП и ВП, $\varphi=40-45^\circ$)	-4,5 +4,2	-3,2 +2,8	-2,3 +2,0	-1,2 +1,3	-0,6 +0,8	-0,4 +0,5	-0,3 +0,4	-0,2 +0,2
Черное море (Крымский п-ов)	-3,4 +4,9	-0,5 +1,6	-0,2 +0,9	0 +0,3	0			
Азовское море	-3,2 +3,0	-1,5 +1,9	-1,1 +1,5	-0,8 +1,0	-0,6 +0,7	-0,4 +0,5	-0,3 +0,3	0 0
Черное море (СЗП)	-3,0 +3,5	-2,2 +2,5	-1,0 +1,5	-0,5 +1,0	-0,3 +0,5	-0,2 +0,3	0 0	
Японское море ($\varphi=43-45^\circ$)	-4,2 +2,2	-1,5 +0,8	-1,1 +0,4	-0,7 0	-0,4	-0,3	-0,2	0
Оз. Байкал (ЗП)	-7,4 -6,4	-4,2 -3,2	-2,9 -2,4	-1,4 -1,4	-0,8 -0,9	-0,4 -0,6	-0,3 -0,4	-0,2 -0,2
Балтийское море (Финский и Рижский заливы)	-2,4 +2,6	-1,5 +0,9	-1,1 +0,4	-0,6 0	-0,4	-0,3	-0,2	0
Оз. Байкал (ЮВП)	-4,4 -4,2	-2,4 -3,0	-1,9 -2,2	-0,9 -1,2	-0,4 -0,8	-0,3 -0,5	-0,2 -0,3	0 -0,2
Белое море (ЗП и ЮП)	-4,2 -2,0	-2,2 -1,1	-1,4 -0,8	-0,4 -0,5	-0,2 -0,4	0 -0,3	-0,2	0
Белое море (побережье Кольского п-ова)	-6,4 -6,2	-2,3 -2,6	-1,6 -1,9	-1,0 -0,8	-0,8 -0,5	-0,6 -0,3	-0,4 -0,2	-0,2 0
Баренцево море	-5,4 -5,2	-4,0 -4,2	-3,0 -3,2	-2,0 -1,8	-1,4 -1,0	-0,9 -0,6	-0,7 -0,4	-0,2 -0,2

Примечание. 1. В табл. 1—5: ВП — восточное побережье, ЗП — запад-
 ное побережье, СП — северное побережье, ЮП — южное побережье, СЗП —
 северо-западное побережье, ЮВП — юго-восточное побережье.

2. Знак (+) означает повышение T_n , знак (-) — соответственно пониже-
 ние T_d , T_n на расстоянии 30 км от берега моря или водоема.

На побережьях Японского и Балтийского морей, Рижского и Финского заливов охлаждающее и отепляющее влияние выражено слабее и составляет днем $-2,5$, -4°C , а ночью не превышает $2-2,5^{\circ}\text{C}$.

Особый характер имеет влияние ледовитых северных морей на термический режим прибрежных участков суши. На побережьях Белого, Баренцева, Карского морей, моря Лаптевых отсутствует бризовая циркуляция, так как там нет необходимых термических контрастов суша—море. На фоне полярного дня и слабовыраженного

суточного хода температуры заметное количество также таяется на интенсивное таяние льда. В силу этого мезоклиматическая изменчивость температур воздуха под влиянием северных ледовитых морей выражена весьма значительно и составляет днем и ночью -4 , -6°C . Аналогичное охлаждающее влияние на прибрежные участки суши оказывает очень глубокое и холодное озеро Байкал. В зависимости от экспозиции берегов летом в 10 м от уреза воды $T_{\text{д}}$, $T_{\text{н}}$ могут быть на $4-7^{\circ}\text{C}$ ниже, чем $T_{\text{д}}$, $T_{\text{н}}$ на контрольном участке вне влияния озера.

Интегральная количественная оценка влияния морей и крупных водоемов на изменение термического режима дня и ночи прибрежных участков суши может быть получена с использованием суточной амплитуды температуры воздуха $A_{\text{т}}$. На побережьях $A_{\text{т}}$ летом всюду меньше, причем в пределах $40-60^{\circ}$ с. ш.—за счет снижения $T_{\text{д}}$ и повышения $T_{\text{н}}$, а на побережьях холод-

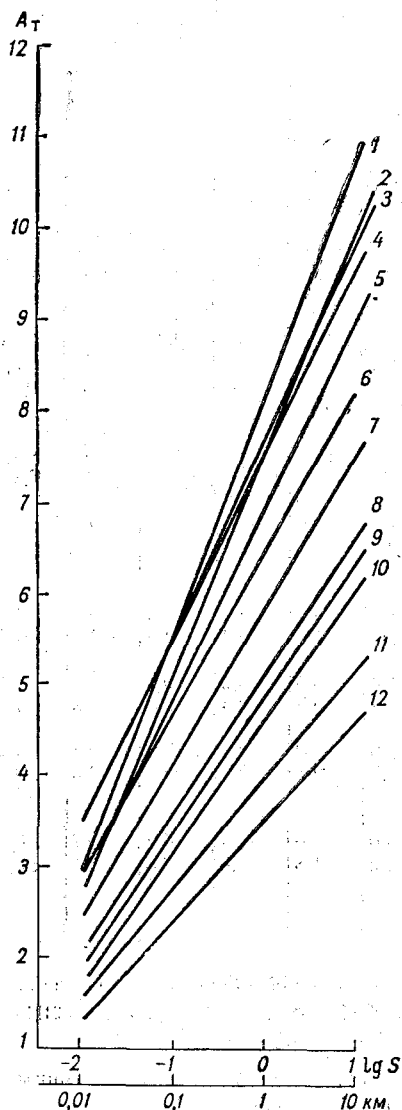


Рис. 2. Номограмма для расчета $A_{\text{т}}$ при разном расстоянии от уреза воды ряда морей и крупных водоемов. Лето.

1 — Аральское море; 2 — Черное море (Крымский п-ов); 3 — Каспийское море; 4 — Черное море (северо-западное побережье); 5 — оз. Байкал и Азовское море; 6 — Балтийское море; 7 — Охотское море (о. Сахалин); 8 — Белое море; 9 — Японское море; 10 — Охотское и Берингово моря; 11 — Море Лаптевых; 12 — Баренцево море.

ных северных морей и озера Байкал — соответственно за счет неравнозначного понижения T_d и T_n по сравнению с участками суши вне влияния морей и водоемов. Возрастание A_t с удалением от берега моря или водоема пропорционально логарифму расстояния.

Интенсивность и ареал влияния ряда морей и естественных водоемов на величину A_t в прибрежных районах страны позволяет оценить расчетная номограмма (рис. 2), веерообразный характер расхождения линий на которой наглядно показывает, насколько велико летом влияние морей и крупных водоемов, сглаживающих громадные географические контрасты в термических ресурсах суши на территории СССР. На островах и мысах морей в 10 м от уреза воды суточные колебания температуры воздуха всюду малы и не превышают 1,5—3,5°C. Уже на расстоянии 10 км от уреза воды морей и водоемов четко видна зависимость величин A_t от географического положения. Эти величины изменяются от 4,5— до 11°C во всех прибрежных районах суши. В пределах первых 10 км A_t возрастает по мере удаления от уреза воды на побережьях арктических морей в 1,5—2 раза, а на побережьях южных внутриконтинентальных морей и водоемов в 2,5—3 раза. Установленные термические контрасты обусловлены тем, что интенсивность теплоба-

Таблица 2

Изменение суточной амплитуды температуры воздуха ΔA_t под влиянием моря или крупного водоема. Июль

Море, водоем	Расстояние от моря, водоема, км							
	0,01	1	2	4	6	8	10	20
Аральское	-7,5	-5,2	-4,4	-3,3	-2,7	-2,3	-1,9	-0,5
Каспийское ЗП	-5,6	-4,3	-3,8	-3,0	-2,4	-1,9	-1,6	-0,5
ВП	-5,4	-4,1	-3,6	-2,9	-2,4	-1,9	-1,5	-0,5
Черное ЮП Крыма	-7,2	-5,0	-4,5	-3,5	-2,8	-2,3	-1,8	-0,9
ЗП, СП	-5,3	-3,7	-3,1	-2,5	-2,1	-1,9	-1,6	-0,6
ВП	-3,9	-2,3	-2,0	-1,4	-1,1	-0,8	-0,5	0
Азовское	-5,0	-3,6	-3,0	-2,3	-1,8	-1,4	-1,1	-0,3
Байкал	-5,4	-3,4	-2,6	-2,0	-1,6	-1,2	-0,8	—
Онежское и Ладожское	-3,9	-2,9	-2,2	-1,5	-1,1	-0,8	-0,6	—
Балтийское	-4,7	-3,0	-2,2	-1,7	-1,4	-1,2	-0,9	-0,3
Охотское и Японское (о. Сахалин)	-4,9	-3,3	-2,7	-2,0	-1,7	-1,4	-1,2	-0,3
Белое	-4,0	-2,9	-2,3	-1,6	-1,3	-1,0	-0,9	-0,3
Японское	-4,2	-3,0	-2,7	-2,1	-1,8	-1,5	-1,2	-0,6
Охотское и Берингово	-3,9	-2,8	-2,3	-1,8	-1,4	-1,2	-0,9	-0,2
Лаптевых, Восточно-Си- бирское, Чукотское	-3,3	-2,2	-1,7	-1,3	-1,0	-0,8	-0,6	-0,2
Баренцево	—	-2,6	-2,3	-1,9	-1,5	-1,2	-1,0	-0,4

Примечание. Знак (—) означает уменьшение A_t по сравнению с A_t на расстоянии 30 км от берега моря, водоема.

лансовых процессов суша—море в южных районах страны выражена значительно сильнее, чем в северных.

Количественная оценка мезоклиматической изменчивости A_T под влиянием морей и естественных водоемов проведена путем сравнения изменения A_T участков суши на разных расстояниях от уреза воды с величиной A_T на расстоянии 30 км, т. е. почти на границе ареала влияния (табл. 2). Чем континентальнее и жарче климат, а водоем глубже и больше, тем ярче выражен суточный ход термических контрастов суша—море, суша—водоем и тем на большие расстояния простирается влияние морей и водоемов на изменение A_T в прибрежных районах. Поэтому максимально это влияние выражено на побережье Аральского и Черного морей (Южный берег Крыма), где суточные колебания температуры воздуха в 10 м от уреза воды уменьшаются более чем на 7°C .

На величину ΔA_T заметно влияют физические свойства поверхности суши. Например, на восточном побережье Черного моря в Западном Закавказье с более увлажненными и заболоченными почвами ΔA_T не превышает в июле -4°C . На побережье морей и крупных водоемов умеренных широт в пределах $45-60^\circ$ с. ш. (Каспийское море, западное и северное побережье Черного моря, Азовское, Японское, Охотское, Балтийское моря, Рижский и Финский заливы, озеро Байкал и др.) мезоклиматическая изменчивость ΔA_T составляет в 10 м от уреза воды $-4,5$, $-5,5^\circ\text{C}$. Наименьшие величины ΔA_T (порядка -3 , -4°C) наблюдаются на побережьях ледовитых северных морей (Белое, Баренцево, Берингово, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское).

На побережьях и островах больших по площади озер (Ладжское, Онежское, Балхаш, Челкар и др.) T_d понижается на $1-2^\circ\text{C}$, а T_n повышается на $2-3^\circ\text{C}$ [1, 12, 14]. Суточная амплитуда температуры воздуха на таких озерах уменьшается на $2-5^\circ\text{C}$ на ЕТС и на $3-6^\circ\text{C}$ на АТС (первые цифры характеризуют средние многолетние условия погоды, вторые — условия ясной погоды). Смягчающее влияние водной поверхности наблюдается на берегах и островах крупных рек (Волга, Енисей, Лена, Обь, Днепр и др.), в долинах которых T_d понижается, а T_n повышается на $1-2^\circ\text{C}$. Размах суточных колебаний температуры воздуха для таких рек может уменьшаться на $2-4^\circ\text{C}$, а ареал их влияния ограничивается несколькими сотнями метров от берега.

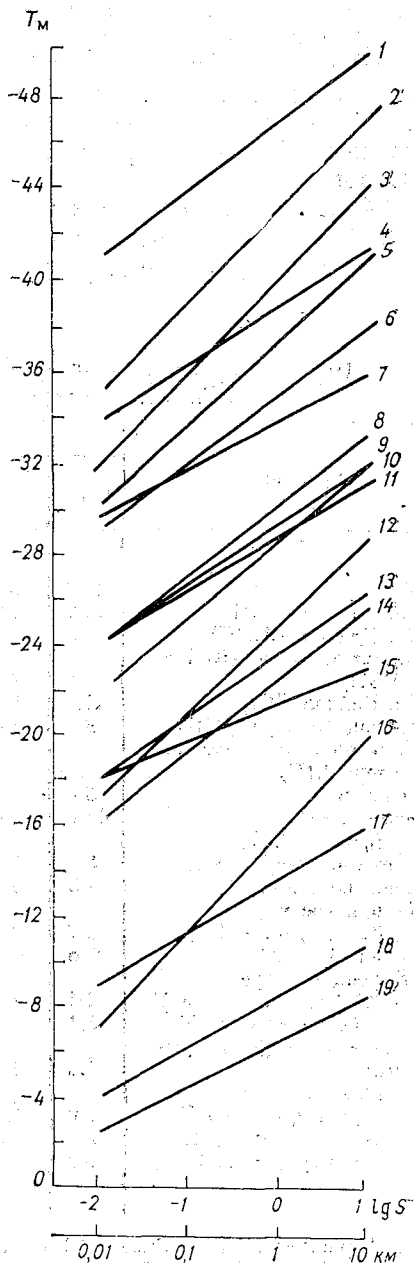
Зимой максимально проявляется отопляющее влияние всех морей и крупных водоемов, даже при наличии ледового покрова, на прибрежные районы. Дело в том, что в это время года моря являются огромными резервуарами тепла, покрывающими расходы тепла на испарение и турбулентный теплообмен в атмосферу при отрицательном радиационном балансе. Гигантские расходы тепла осуществляются через теплообмен с нижележащими слоями воды B_v , величина которого действует с отрицательным знаком [см. уравнения (2), (3)]. Важное значение при этом имеет приток или сток тепла в результате горизонтального обмена. Исключительно велика роль морских и океанических течений, особенно в тепловом

балансе северных морей. Наличие ледового покрова с очень малой теплопроводностью существенно изменяет теплоотдачу моря.

На рис. 3 представлена расчетная номограмма, позволяющая количественно оценить характер и интенсивность изменения среднего из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха T_m под влиянием морей и водоемов в прибрежных районах суши в зависимости от логарифма расстояния в пределах первых 10 км. Главной особенностью являются исключительно большие различия в абсолютных значениях T_m , которые в 10 м от края берега на побережьях южных внутриконтинентальных морей составляет $-2, -8^{\circ}\text{C}$, а на побережьях арктических морей $-34, -42^{\circ}\text{C}$, на фоне весьма устойчивой и значительной мезоклиматической изменчивости ΔT_m под влиянием морей и водоемов. Помимо энергетического фактора, важную роль при этом играет особенность зимней циркуляции атмосферы в сочетании с резкими различиями в сте-

Рис. 3. Номограмма для расчета T_m при разном расстоянии от берега ряда морей и крупных водоемов. Зима.

1 — море Лаптевых; 2 — оз. Байкал (северо-восточное побережье $\varphi=53-56^{\circ}$); 3 — оз. Байкал (юго-восточное побережье $\varphi=51-53^{\circ}$); 4 — Охотское море (южное и юго-западное побережье $\varphi=54-59^{\circ}$); 5 — оз. Байкал (западное побережье); 6 — Баренцево море (южное побережье); 7 — Ладожское и Онежское (восточное побережье) озера; 8 — Белое море; 9 — Японское море ($\varphi=43-45^{\circ}$); 10 — Онежское озеро (западное побережье); 11 — Финский залив; 12 — Каспийское море (северо-восточное побережье $\varphi=41-47^{\circ}$); 13 — Рижский залив; 14 — Баренцево море (северное побережье Кольского п-ва); 15 — Балтийское море (восточное побережье); 16 — Черное море (Южный берег Крыма); 17 — Каспийское море (юго-восточное побережье $\varphi=37-41^{\circ}$); 18 — Каспийское море (западное побережье); 19 — Черное море (юго-восточное побережье).



пени континентальности климатов отдельных районов страны.

Отепляющий эффект всех морей и крупных водоемов на прибрежные районы (при сравнении T_m в 10 м от края берега и T_m на расстоянии 30 км) составляет 6—13°C, а ареал влияния их прослеживается в большинстве случаев до 30 км и более (табл. 3).

На побережьях и островах больших по площади озера T_m повышается в среднем на 2—3°C. Небольшие и относительно мелкие водоемы площадью в несколько квадратных километров, а также крупные реки повышают T_m не более чем на 1—2°C и их влияние прослеживается на расстоянии 1—2 км или на несколько сот метров.

Выполненная оценка изменения T_d , T_n , A_t , T_m под влиянием морей и крупных водоемов характерна для относительно ровных и плоских берегов и для средних многолетних условий погоды.

Таблица 3

Изменение среднего из абсолютных минимумов температуры воздуха ΔT_m под влиянием моря или крупного водоема

Море, водоем	Расстояние от моря, водоема, км							
	0,01	1	2	4	6	8	10	20
Море Лаптевых	11,0	8,0	6,4	4,2	3,0	2,0	1,4	0,3
Оз. Байкал (СВП)	12,2	9,2	7,2	4,8	3,2	2,2	1,4	0,2
Оз. Байкал (ЮВП)	12,2	9,0	7,2	5,2	3,4	2,4	1,8	0,2
Охотское море (ЮП и ВЗП)	7,8	6,6	5,4	3,6	2,2	1,4	0,8	0
Оз. Байкал (ЗП)	11,2	8,6	7,0	4,8	3,5	2,6	2,0	0,4
Баренцево море (ЮП)	9,4	4,0	2,4	1,0	0,4	0,3	0,2	0
Ладожское и Онежское озера (ВП)	6,4	5,6	5,0	4,0	3,0	2,4	1,8	0,4
Белое море	9,4	3,2	2,4	1,0	0,7	0,4	0,2	0
Японское море ($\varphi=43-45^\circ$)	11,0	8,0	6,8	4,8	3,6	2,6	2,0	0,4
Онежское озеро (ЗП)	8,0	7,2	6,4	4,8	3,7	2,8	2,2	0,4
Финский залив	7,5	4,3	3,5	2,6	1,9	1,3	0,9	0,4
Каспийское море (СВП, $\varphi=41-47^\circ$)	11,7	8,3	6,3	3,3	1,7	0,7	0,3	0
Рижский залив Баренцево море (СП Кольского п-ова)	5,6	5,0	3,9	2,4	1,4	0,8	0,6	0,3
Балтийское море (ВП)	9,8	7,2	5,6	3,5	2,0	1,1	0,4	0
Черное море (ЮП Крыма)	5,0	3,4	2,8	2,0	1,8	1,6	1,4	1,2
Каспийское море (ЮВП, $\varphi=37-41^\circ$)	13,0	4,6	3,6	1,9	1,0	0,4	0	0
Каспийское море (ЗП)	7,0	4,4	3,4	2,0	1,0	0,6	0,4	0,2
Черное море (ЮВП)	6,6	5,6	4,6	3,6	2,6	2,0	1,4	0,4
	5,9	1,6	1,0	0,7	0,5	0,4	0,3	0,2

Примечание. Знак (+) означает повышение T_m по сравнению с T_m на расстоянии 30 км от берега моря, водоема.

В зависимости от формы и экспозиции берегов, а также типов погоды возможный диапазон мезоклиматической изменчивости термического режима может изменяться. Значительно сокращается ареал влияния морей и водоемов при наличии горных хребтов или возвышенностей. На Южном берегу Крыма, например, близость гор ограничивает влияние Черного моря первыми 5—10 км, на протяжении которых A_T и T_M изменяются соответственно на 7 и 13°C. Здесь действуют два фактора — изменение указанных характеристик с удалением от берега и возрастание высоты места.

Большой интерес представляет распределение A_T и T_M в районах озер Иссык-Куль и Севан. Оба озера находятся на дне глубоких котловин, где за счет стекания и застоя холодного воздуха следовало ожидать очень больших A_T и низких значений T_M (табл. 4).

Таблица 4

Изменение A_T , T_M под влиянием больших горных озер. Июль

Станция	ΔH_m	$A_{T_{VII}}$	T_m	Местоположение
Севан				
Севаң. остров Базаргай	} 50	6,4 14,3	—14 —31	В котловине в 6 м от уреза воды Котловина вне влияния моря
Иссык-Куль				
Тамга Сусамыр	} 400	10,8 16,6	—14 —44	Котловина под влиянием озера Котловина вне влияния озера
Байкал				
Слюдянка Илимск	} 196	8,2 11,6	—30 —50	Под влиянием озера Вне влияния озера

Смягчающий эффект этих глубоких озер настолько велик, что перекрывает влияние котловин, поэтому на участках суши вблизи берегов этих озер величины A_T понижены, а T_M повышены более чем в два раза по сравнению с горными котловинами вне ареала их влияния. Влияние озера Байкал, расположенного в котловине и со всех сторон окруженного горами, территориально также очень ограничено, тем сильнее изменяется термический режим, особенно зимой, прибрежных участков суши.

Обобщая полученные результаты, можно для всех рассмотренных водных объектов зависимость T_d , T_n , A_T , T_M от расстояния участков суши от уреза воды в первом приближении выразить логарифмическим законом в форме:

$$T'_d = T_d - b_1 \lg S, \quad (4)$$

$$T'_n = T_n \pm b_2 \lg S, \quad (5)$$

$$A'_t = A_t - b_3 \lg S, \quad (6)$$

$$T'_m = T_m - b_4 \lg S, \quad (7)$$

где T'_d , T'_n , A'_t , T'_m — термические параметры на расстоянии $\lg S$ [км] от берега; T_d , T_n , A_t , T_m — термические параметры на расстоянии 30 км вне влияния водоема; b_1 , b_2 , b_3 , b_4 — коэффициенты, показывающие скорость изменения T'_d , T'_n , A'_t , T'_m при удалении от берега моря, водоема. В табл. 5 представлены вычисленные коэффициенты b_1 , b_2 , b_3 , b_4 , зная которые можно рассчитать возможные величины T_d , T_n , A_t , T_m при разном расстоянии от уреза воды по соответствующим данным наблюдений материковых станций, находящихся вне влияния водоема и характеризующих нормальное поле распределения термических параметров в конкретном физико-географическом районе.

Полученные величины мезоклиматической изменчивости термического режима дня и ночи в прибрежных районах под влиянием морей и водоемов весьма значительны и на первый взгляд не согласуются с ранее выполненными оценками [3, 9, 11, 15, 17]. Причины кроются в различиях методического подхода к анализу, обобщению и постановке натуральных наблюдений.

Например, по данным Несиной Л. В. [15] получена весьма сглаженная идеализированная картина изменения температуры воздуха над сушей по мере удаления от уреза воды водоема или разности «температура воды — температура воздуха над сушей» из-за того, что все термические характеристики рассматривались при осреднении за сутки. В результате сильно нивелировались особенности термического взаимодействия суша—водоем в суточном ходе. В ряде случаев занижение фактических контрастов в термике суша—водоем происходило, с одной стороны, из-за осреднения за сутки, с другой — потому, что не получен максимальный эффект влияния водоема в пределах первых 10 км. Например, Борушко И. С. [3] получена весьма сглаженная оценка изменения средних месячных температур воздуха в зависимости от $\lg S$ ряда водоемов при сравнении пар станций, находящихся на расстоянии 10 и 55 км от уреза воды водоема.

Поэтому крайне важно при постановке специальных микроклиматических обследований в прибрежных районах морей и водоемов предусмотреть правильный выбор точек наблюдений. Анализ и обобщение материалов по термическим характеристикам суша—море целесообразно производить отдельно для дня и ночи.

Результаты работы могут быть полезны для органов, планирующих развитие ряда отраслей народного хозяйства. Освоение прибрежных районов страны далеко не закончено. Полученные оценки могут найти применение в здравоохранении при выборе зон лече-

Таблица 5

Значения коэффициентов b_1, b_2, b_3, b_4 для расчета возможных T_d, T_n, A_t, T_m при разном расстоянии от уреза воды в море, водоеме

Море, водоем	b_1	b_2	Море, водоем	b_3	Море, водоем	b_4
Каспийское (ВП)	-3,8 0,9	1,8 0,5	Аральское	-3,8 -1,9	Черное (ЮП Крыма)	-6,5 0
Каспийское (ЗП, ВП)	-2,2 0,3	2,1 -0,4	Каспийское (ЗП)	-2,8 1,6	Черное (ЮВП)	-3,0 -0,3
Азовское	-1,6 -0,3	1,5 0,3	Черное (ЮП Крыма)	-3,6 1,8	оз. Байкал (СВП)	-6,1 -1,4
Черное (ЮП Крыма)	-1,7 -0,1	2,4 -0,1	Черное (СЗП)	-2,7 1,6	оз. Байкал (ЮВП)	6,1 -1,8
Черное (СЗП)	-1,5 0	1,8 0	Черное (ВП)	-2,0 0,5	оз. Байкал (ЗП)	5,6 -2,0
Японское	-2,1 0,2	1,1 0	Азовское	-2,5 1,1	Лаптевых	5,5 -0,7
Балтийское, Финский и Рижский зал.	-1,2 0,2	1,3 0			Японское ($\varphi=43-45^\circ$)	5,5 -2,0
оз. Байкал (ЮВП)	-2,1 0,2	-2,1 0,3	Охотское, Японское (о. Сахалин)	-2,5 1,2	Баренцево (ЮП), Белое	-4,7 -0,2
оз. Байкал (ЗП)	-3,7 0,3	-3,2 0,4	Охотское, Берин- гово	-2,0 0,9	Охотское (ЮП, ЮЗП), Финский зал.	-3,9 -0,8
Белое (ЗП, ЮП)	-2,1 0	1,0 0,2	Белое	-2,0 0,9	Каспийское (СВП, $\varphi=41-47^\circ$)	-5,8 -0,3
Белое (СП)	-3,2 0,4	3,1 0,2	Японское	-2,1 1,2	Каспийское (ЮВП, $\varphi=37-41^\circ$)	-3,5 -0,4
Баренцево	-2,7 0,7	-2,6 0,4	Лаптевых, Восточ- но-Сибирское, Чу- котское	-1,7 0,6	Каспийское (ЗП)	3,3 -1,4
			Баренцево	-2,1 1,0	Онежское оз. (ЗП)	4,0
			оз. Байкал	-2,0 0,9	Ладожское оз. (ВП)	-2,2 -3,2
			оз. Онежское, Ла- дожское	-2,0 0,6	Балтийское (ВП)	-1,8 2,5
					Рижский залив	-1,4 2,8 -0,6

Примечание. Коэффициенты b_1, b_2, b_3, b_4 даны к уравнениям (4), (5), (6), (7) для определения соответственно T_d, T_n, A_t, T_m в зависимости от $\lg S$ моря или водоема. 1-я строка — на расстоянии 0,01 км, 2-я строка — на расстоянии 10 км от уреза воды в море, водоеме.

ния и отдыха трудящихся, при строительстве новых городов и крупных промышленных центров; для уточнения теплотехнических расчетов при эксплуатации зданий (уточнение норм и длительности отопительного периода). Самостоятельное значение имеют данные по мезоклиматической изменчивости термического режима дня и ночи в прибрежных районах для удовлетворения различных запросов сельскохозяйственного производства.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александрова Г. К. Суточная амплитуда температуры воздуха на территории Предбайкалья. Автореф. дисс. Иркутск, 1971. 28 с.
2. Багрова Г. М. Некоторые особенности суточного хода метеорологических элементов над сушей и над озером.— «Изв. ВГО», 1966, т. 98, с. 57—62.
3. Борушко И. С. Влияние водоемов на температуру и влажность воздуха побережья.— «Тр. ГГО», 1965, вып. 182, с. 38—49.
4. Будыко М. И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеиздат, 1971. 470 с.
5. Бурман Э. А. Местные ветры. Л., Гидрометеиздат, 1969. 342 с.
6. Воейков А. И. Годовой оборот тепла в озерах Северной Европы.— «Метеорологический вестник», 1903, № 2, с. 33—41.
7. Кириллова Т. В., Огнева Т. А., Тимофеев М. П. Закономерности теплового баланса естественных поверхностей.— В кн.: Современные проблемы климатологии. Л., Гидрометеиздат, 1966, с. 67—83.
8. Кириллова Т. В. Радиационный режим озер и водохранилищ. Л., Гидрометеиздат, 1970. 253 с.
9. Колосков П. И. Агроклиматическое районирование Казахстана. М.—Л., Изд. АН СССР, 1947. 268 с.
10. Курс метеорологии. Под ред. П. Н. Тверского Л., Гидрометеиздат, 1951. 878 с.
11. Климат озера Байкал и Прибайкалья.— «Тр. Лимнологического ин-та СО АН СССР», 1966, вып. 10 (30), с. 3—173.
12. Мищенко З. А. Суточный ход температуры воздуха и его агроклиматическое значение. Л., Гидрометеиздат, 1962. 198 с.
13. Мищенко З. А. Средний из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха.— В кн.: Микроклимат СССР. Л., Гидрометеиздат, 1967, с. 212—228.
14. Мищенко З. А., Николаева З. И. Особенности дневного и ночного режима температуры воздуха летом.— В кн.: Микроклимат СССР. Л., Гидрометеиздат, 1967, с. 114—125.
15. Несина Л. В. Формирование температуры поверхности водоемов под влиянием метеорологических условий. Автореф. дисс. Л., 1973. 20 с.
16. Самойленко В. С. Формирование температурного режима морей. М., Гидрометеиздат, 1959. 144 с.
17. Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат. Л., Гидрометеиздат, 1950. 240 с.
18. Тимофеев М. П. Метеорологический режим водоемов. Л., Гидрометеиздат, 1963. 292 с.
19. Шулейкин В. В. Краткий курс физики моря. Л., Гидрометеиздат, 1959. 480 с.
20. Ewing G., Mc Alister E. H. On the thermal boundary layer of the sea.— „Science“, 1960, v. 131, N 3410, p. 16—18.
21. Hasse L. On the cooling of the sea surface by evaporation and heat exchange.— „Tellus“, 1963, v. 15, N 4, p. 5—10.
22. Kelley J. I., Bailey D. T., Licske Br. I. Radiative energy exchange over Arctic land and sea. Pt. 1. Washington Univ., Seattle, 1964, p. 20—23.
23. Monteith I. L. Szeiez. Radiative temperature in the heat balance of natural surface.— „Q. J. Roy. Met. Soc.“, 1962, v. 88, N 378, Oct., p. 496—507.

СРЕДНИЕ ДАТЫ ЗАМОРОЗКОВ НА ПОВЕРХНОСТИ ПОЧВЫ

Для характеристики заморозков обычно пользуются показаниями минимального термометра в психрометрической будке. На основании этих наблюдений выполнены работы по географическому распределению заморозков, их повторяемости и др. Данные по минимальному термометру в психрометрической будке, помещенные в климатологических справочниках, имеют длинный ряд наблюдений, что позволило выявить ряд климатических закономерностей [1]. Однако для оценки степени опасности заморозков для сельскохозяйственных культур необходимы сведения о минимальной температуре на уровне травостоя.

В подавляющем большинстве случаев заморозки на почве весной прекращаются позже, а осенью наступают раньше, чем в воздухе, тем самым они более полно характеризуют длительность безморозного периода на уровне травостоя. В отдельных случаях возможны обратные соотношения, что связано с адвективным характером заморозков.

Фундаментальная работа по распределению заморозков на поверхности почвы на Украине выполнена М. Н. Копачевской [4]. Сведения по заморозкам в Туркменской ССР приводит И. Г. Оксенич [5], некоторые данные о заморозках приведены А. В. Шахновичем [6] и другими авторами.

Использование данных метеостанций по температуре поверхности почвы в значительной степени ограничено тем, что периоды наблюдений по этому элементу короткие, а по ряду станций они и не совпадают по времени. Данные по средним датам заморозков на поверхности почвы, помещенные в Справочниках по климату СССР, приведены к многолетнему периоду. Приведение производилось методом разностей по датам наступления заморозков в воздухе или по зависимости между средней минимальной температурой поверхности почвы и средними датами последнего весеннего и первого осеннего заморозков. Для части станций дан непосредственный подсчет. Такая разнородность обработки делает материал по датам заморозков на поверхности почвы в значительной степени ориентировочным. Несмотря на некоторую несравнимость исходного материала, использование этих данных для составления карт средних дат начала, конца и средней длительности безморозного периода на поверхности почвы для равнинных территорий ЕТС и Западной Сибири оказалось возможным. Картирование про-

извондилось по данным станций, характеризующим открытое ровное место. Даты заморозков на почве и длительность безморозного периода на близко расположенных станциях различаются мало. Все случаи отклонений от основного фона более чем на ± 5 дней объяснялись особенностями местоположения станции и подстилающей поверхности. Температура поверхности почвы под влиянием рельефа и подстилающей поверхности гораздо более изменчива, чем температура воздуха по показаниям термометра в психрометрической будке, и тем самым лучше отражает особенности микроклимата. На картах отображено влияние даже небольших возвышенностей, крупных водоемов в прибрежных районах. Это влияние особенно сильно сказывается осенью.

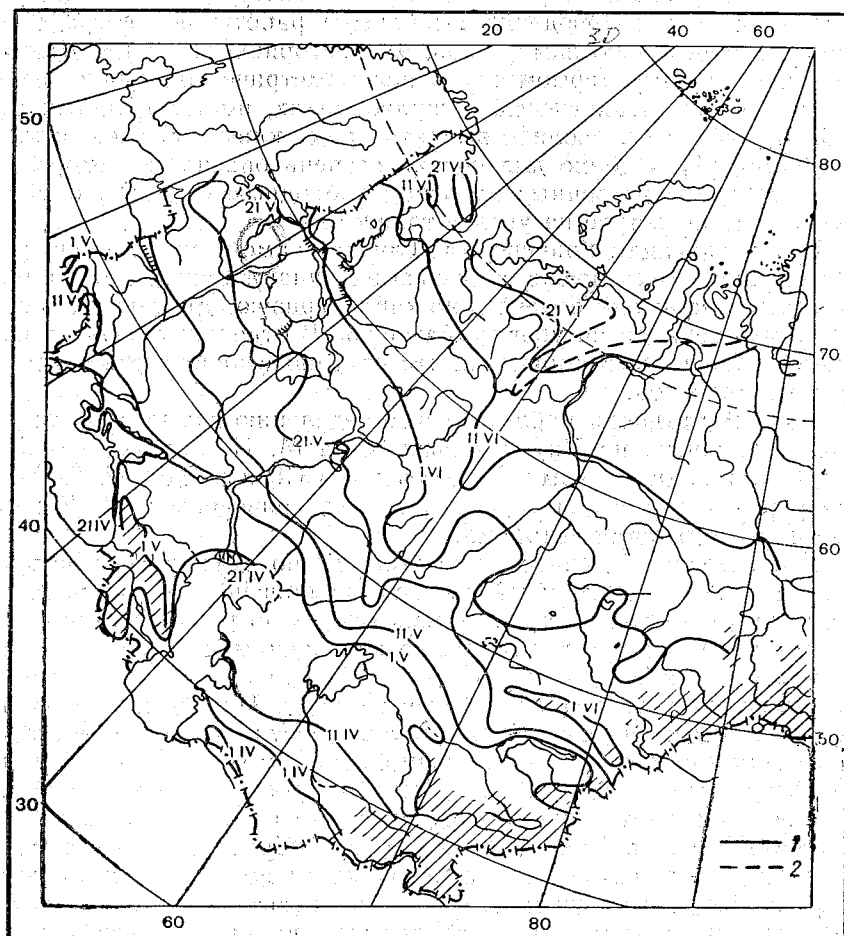


Рис. 1. Средняя дата последнего весеннего заморозка на поверхности почвы.
1 — средняя дата заморозка; 2 — зона, в которой безморозный период на почве отсутствует.

Средние даты прекращения заморозков весной изменяются от 20 марта — 1 апреля до первых чисел июля. Таким образом, разрыв в сроках прекращения заморозков на равнинах ЕТС и Западной Сибири составляет 40—50 дней. Раньше всего заморозки заканчиваются на побережье южной части Каспийского моря и в южной части Таджикской ССР. К 20 апреля прекращаются заморозки на Черноморском побережье Кавказа и Крыма и на восточном и западном побережье Азовского моря. Самое позднее прекращение заморозков наблюдается на Крайнем Севере. Направление изолиний носит в общем широтный характер. Оно нарушается в западных районах СССР, где под влиянием Балтийского моря заморозки на его побережье прекращаются на 5—7 дней раньше по сравнению с местностью вне его влияния. В связи с изменением подстилающей поверхности и постепенным поднятием рельефа отклоняется от широтного ход изолинии на юге Западной Сибири [рис. 1].

Средняя дата начала заморозков осенью изменяется от 20—25 августа на севере ЕТС и Западной Сибири до последних чисел октября — начала ноября в южной части Каспийского моря и на Черноморском побережье Кавказа и Крыма. Изолинии карты аналогично изолиниям для весны имеют в общем широтный ход. Нарушение в широтном распределении наблюдается так же, как и на карте для весны; в западных районах страны и в южных районах Западной Сибири. Вблизи таких рек, как Волга и ее притоки, Днепр, Десна, Припять осенние заморозки на почве наступают примерно на 5—6 дней позднее по сравнению с окружающими районами. Влияние больших рек и озер на термический режим прибрежных районов сохраняется и в Западной Сибири. Это наиболее четко проявляется в районе слияния Оби и Чулымы, в долине Иртыша, в низовьях Оби и Енисея, на берегах озер Чаны и Кулундинского (рис. 2).

Длительность безморозного периода на поверхности почвы убывает от 220—230 дней на побережье Каспийского и Черного моря до 65—75 дней на Крайнем Севере. В отдельные годы на Крайнем Севере безморозный период совсем не наблюдается. Уменьшена длительность безморозного периода на Средне-Волжской возвышенности [рис. 3]. На картах выделяются районы с длительностью безморозного периода в воздухе менее 60 дней [1] и отсутствием безморозного периода на почве.

Ход изолиний на всех указанных картах хорошо согласуется с их ходом на картах средних дат последнего и первого заморозка и средней длительности безморозного периода в воздухе [3].

Большие разности создаются в связи с различным механическим составом почвы. Песчаные, минеральные, дерново-подзолистые почвы имеют меньшую теплопроводность, чем торфянистые, болотные, занимающие большие площади северо-запада ЕТС и Западной Сибири. Однако метеорологические станции располагаются обычно на суходольных участках с минеральными почвами, что не позволяет дать характеристику заморозков на болотных участках.

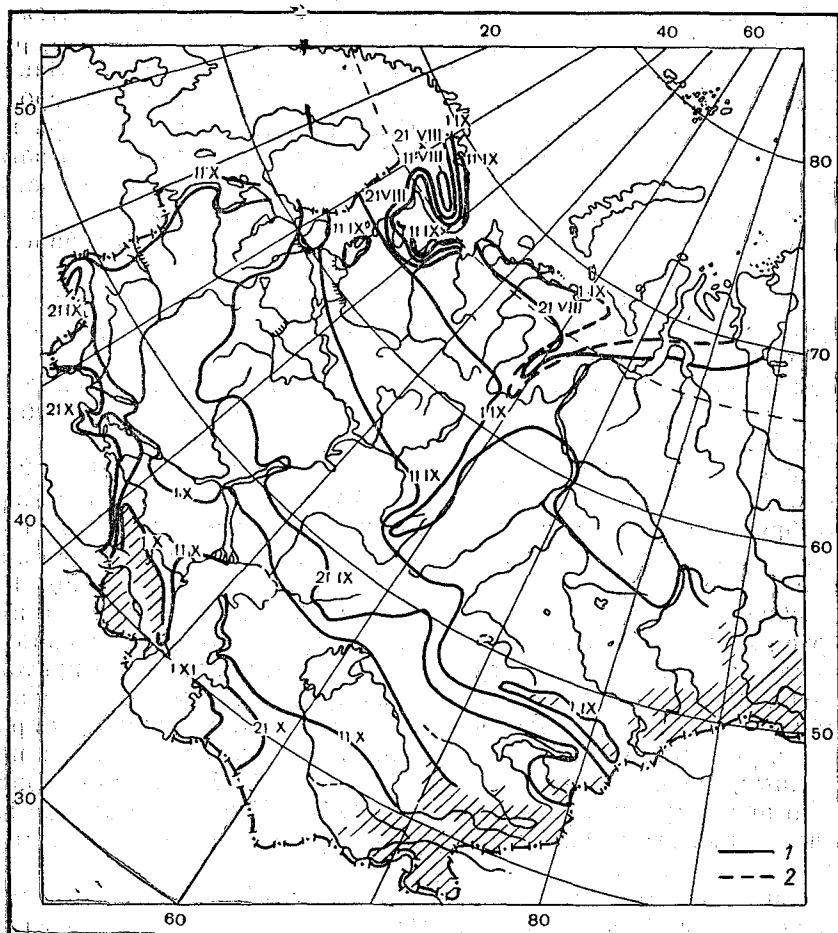


Рис. 2. Средняя дата первого осеннего заморозка на поверхности почвы.
Усл. обозначения см. рис. 1.

Детальная характеристика заморозков на осушенных болотах Полесья на основании экспедиционных наблюдений дана в [1]. Весенние заморозки в этом районе прекращаются почти на месяц позже, а осенние начинаются на 2—3 недели раньше, чем на суходольных участках, и длительность безморозного периода уменьшается почти на 50 дней. При средней длительности безморозного периода в воздухе менее 125—130 дней заморозки на поверхности почвы осушенных болот даже в Полесье наблюдаются в течение всего лета.

Увеличение длительности безморозного периода наблюдается в прибрежных районах теплых морей. На станциях, расположенных на островах, полуостровах, мысах и побережьях Балтийского моря,

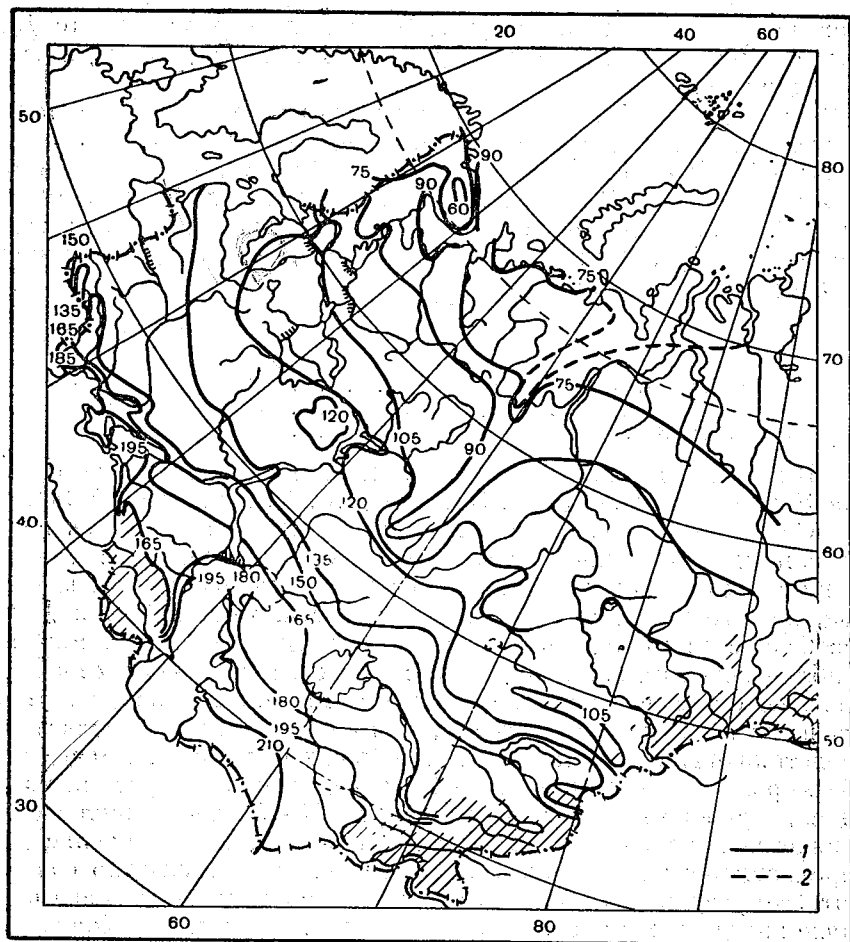


Рис. 3. Средняя продолжительность безморозного периода на поверхности почвы (дни).

1 — средняя продолжительность безморозного периода; 2 — зона, в которой безморозный период на почве отсутствует.

безморозный период на почве увеличен до 10 дней и более по сравнению с местностью вне его влияния.

Под влиянием холодного Баренцева моря этот период несколько сокращается — на островах в среднем на 11 дней, на полуостровах, мысах и побережьях на 7 дней. На побережье Белого моря безморозный период весной на несколько дней сокращается, а осенью на несколько дней удлиняется.

На основании карт средних дат окончания и начала заморозков и средней длительности безморозного периода в воздухе [3] и карт, приведенных в данной статье, составлены разности в сроках окончания и начала заморозков и средней длительности безмороз-

ного периода в воздухе и на почве на открытом ровном месте. Данные с карт снимались через 2,5°С по широте и долготе, а затем усреднялись.

На севере ЕТС средняя длительность безморозного периода на почве на 20 дней короче, чем в воздухе, в западной и центральной части ЕТС (до Волги) эта разность составляет 20—25 дней, в южной части ЕТС, в Заволжье, Западной Сибири и Средней Азии — 20—30 дней. Полученные величины подтверждают имеющиеся ранее данные [1]. Разница в датах заморозков в воздухе и на почве получилась следующая:

	Весной раньше на (дни)	Осенью позже на (дни)
Западная и центральная часть ЕТС	11	8
Южная часть ЕТС	10	10
Заволжье, Зап. Сибирь и Средняя Азия	11	9

В этих же пределах изменяется и разница в датах заморозков на Украине, по данным И. З. Лапа и М. Н. Копачевской [4].

Соотношение между окончанием и началом заморозков по показаниям минимального термометра в психрометрической будке и на поверхности почвы изменяется в зависимости от формы рельефа, характера подстилающей поверхности, типа почвы и других особенностей местности. Большие различия в сроках заморозков наблюдаются на островах, полуостровах и побережьях морей. Это связано с тем, что влияние водного пространства распространяется на высокие слои атмосферы, в меньшей степени, захватывая подстилающую поверхность. В прибрежных районах Белого моря безморозный период на почве короче, чем в воздухе, на 30—40 дней, в районе Балтийского моря — на 25—30 дней. Исключением является побережье Баренцева моря весной, когда средние даты прекращения заморозков в воздухе и на почве примерно совпадают. Это результат адвективных заморозков, когда заморозки в воздухе иногда даже опережают заморозки на почве. В районах, подверженных влиянию Баренцева моря, длительность безморозного периода на почве на 15—20 дней короче, чем в воздухе, в основном за счет более раннего начала осенних заморозков (табл. 1). Возрастают также различия в сроках заморозков на почве и в воздухе на берегах больших озер и рек.

Таблица 1

Разность между длительностью безморозного периода в воздухе и на поверхности почвы на островах, полуостровах и побережьях морей (дни)

Море	Остров			Полуостров			Побережье		
	весна	осень	всего	весна	осень	всего	весна	осень	всего
Балтийское море	14	16	30	13	15	28	12	13	25
Белое море	14	28	42	14	22	36	11	16	27
Баренцево море	1	13	14	6	15	21	7	15	22

На берегу Сегозера разница в этих сроках равняется 40 дням (17 дней весной и 23 дня осенью), на берегах Волги и ее притоков — 25—35 дней (Старица, берег Волги,— 24 дня; Кашира, берег Оки,— 31 день, Белев, берег Оки,— 37 дней).

Большие различия между длительностью безморозного периода в воздухе и на почве создаются в городах, что, очевидно, объясняется отопляющим воздействием города на его атмосферу при интенсивно излучающей подстилающей поверхности в ясные тихие ночи (табл. 2).

Таблица 2

Разность между длительностью безморозного периода в воздухе и на поверхности почвы в городах (дни)

Станция	Даты последних (первых) заморозков на почве		Разность между длительностью безморозного периода в воздухе и на почве		
	весна	осень	весна	осень	всего
Ленинград, ГМО . . .	20.V	25 IX	15	14	29
Москва, ГМО	17.V	24 IX	19	19	38
Владимир	26.V	11 IX	18	16	34
Ржев	28.V	13 IX	16	13	29
Шауляй	25.V	24 IX	13	13	26
Минск	24.V	24 IX	21	9	30

Эти различия изменяются в зависимости от размера города, степени защищенности метеостанций и т. д.

Наименьшие разности в сроках заморозков создаются в пониженных защищенных местах с мощным слоем инверсии. Они малы также на полянах. В табл. 3 представлены данные для отдельных станций.

Следует ожидать, что на вершинах холмов, в местоположениях с хорошим стоком холодного воздуха и нормальными условиями

Таблица 3

Разность между длительностью безморозного периода в воздухе и на поверхности почвы в пониженных местоположениях при большом слое приземной инверсии (дни)

Станция	Дата последних (первых) заморозков на почве		Разность между длительностью безморозного периода в воздухе и на почве		
	весна	осень	весна	осень	всего
Яренск	8.VI	29.VIII	2	1	3
Кослан	14.VI	27.VIII	2	1	3
Куузику	29.V	18 IX	5	4	9
Варена	25.V	23.IX	5	3	8
Ново-Иерусалим . . .	23.V	16.IX	1	1	2
Наро-Фоминск . . .	31.V	10.IX	0	1	1

перемешивания приземного слоя воздуха различия в продолжительности безморозного периода в воздухе и на почве сглаживаются. Однако из-за нечеткого описания часто трудно бывает установить расположение станции: на вершине и верхней части холма или на его склоне, где различия в сроках заморозков резко возрастают. Такое распределение разностей длительности безморозного периода в воздухе и на почве подтверждается результатами экспедиционных наблюдений ГГО в холмистом рельефе. Исследования ГГО [2] показывают, что инверсия температуры наиболее выражена в долинах и у подножий склонов, где скапливается спускающийся со склонов холодный воздух, еще более охлаждающийся в результате излучения. В средней части склона, вдоль которого происходит сток, мощность слоя холодного воздуха невелика и в условиях отдельно стоящей сопки в Казахском мелкосопочнике не достигает 1—1,5 м, а на вершине сопки не достигает 0,2—0,5 м.

На основании экспедиционных наблюдений И. А. Гольцберг [2] показано изменение разности минимальной температуры воздуха вдоль склона в замкнутой долине р. Саржи в среднегорном рельефе Забайкалья (Верхний Нарым), в неглубокой, хорошо продуваемой долине р. Поломети на Валдайской возвышенности (Яжелбицы) и в условиях отдельно стоящей сопки Казахского мелкосопочника (Цуриковка). В наименее морозоопасных верхних частях склонов в пределах относительных высот 50—100 м наблюдается изотермия, температура изменяется в пределах 0,5—1,0°C, в пределах высот от 15—20 до 50 м изменение температуры увеличивается, в нижних частях склонов температура почти не меняется, здесь образуется значительная инверсия, достигающая наибольших величин на дне замкнутых долин рек.

Таким образом, на равнинах ЕТС и Западной Сибири различия в сроках заморозков в воздухе и на почве в зависимости от характера подстилающей поверхности изменяются в широких пределах от 1—2 до 30—40 и более дней.

По мере накопления наблюдений по температуре поверхности почвы приводимые выше данные могут уточняться.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гольцберг И. А. Агроклиматическая характеристика заморозков в СССР и методы борьбы с ними. Л., Гидрометеиздат, 1961. 191 с.
2. Гольцберг И. А. Оценка морозоопасности.—В кн.: Микроклимат холмистого рельефа и его влияние на сельскохозяйственные культуры. Л., Гидрометеиздат, 1962, с. 159—177.
3. Гольцберг И. А. Карты средних дат заморозков и длительности безморозного периода для СССР.—«Тр. ГГО», 1969, вып. 247, с. 3—9.
4. Лапа И. З., Копачевская М. Н. Распределение заморозков на территории УССР.—«Тр. УкрНИГМИ», 1956, вып. 6, с. 198—207.
5. Оксенич И. Г. Минимальная температура в припочвенном слое воздуха, как показатель морозоопасности.—«Сб. работ Ашхабадской ГМО», 1967, вып. 5, с. 27—34.
6. Шахнович А. В. Методические указания по оценке морозоопасности территории колхозов и совхозов в теплый период года. Киев, 1972. 42 с.

О ВЛИЯНИИ ОСУШЕНИЯ НА ВОДНЫЙ БАЛАНС МИНЕРАЛЬНЫХ ПОЧВ В ЭСТОНСКОЙ ССР

Осушение как основное мелиоративное мероприятие в Эстонской ССР прежде всего влияет на влагосодержание почвы. Осушением удаляется избыток влаги из почвы соответственно норме осушения, которая для минеральных почв республики определена в пределах 80—100 см для вегетационного периода. Мелиораторы утверждают, что такая норма осушения обеспечивает нормальное водоснабжение в течение всей вегетации [4]. Однако в 1969—1971 гг., когда осадки за вегетационный период выпадали относительно в небольшом количестве и неравномерно, часто на осушенных дренажом почвах урожай яровых зерновых культур был меньше, чем на почвах, требующих осушения [2]. Основная причина недобора урожая — нехватка влаги в период максимального роста яровых (июнь—июль) [1, 5], а также избыток влаги в тяжелых почвах [3, 6].

Для получения экспериментальных данных по влиянию осушения на основные составляющие водного баланса минеральных почв, Эстонской агрометеорологической лабораторией ГГО были проведены в 1972—1973 гг. соответствующие исследования в Пярнуском районе ЭССР на осушенных дренажом и требующих осушения легких супесчаных и тяжелосуглинистых почвах на ячменном поле. Суммарное испарение определялось весовыми испарителями ГР-25, влажность почвы термостатновесовым методом, осадки — осадкомером Третьякова, уровень грунтовых вод — в специальных колодцах. Проводились также агрометеорологические наблюдения за культурой ячменя и фитометрические измерения. В период наблюдений (конец мая — начало сентября) дренажного и поверхностного стока не обнаружено.

Погодные условия в годы наблюдений различались в основном по режиму осадков. Температура воздуха была в основной период роста и развития яровых (июнь — июль) выше нормы на 2—3°C в оба года, только в 1972 г. температура была значительно выше нормы и во время созревания яровых (в августе). Осадков выпало в 1972 г. больше нормы (в мае—июне 110—130%, в августе 150—170%), за исключением июля (55—65% от нормы). В 1973 г. осадков было больше нормы в мае (102—115%) и в июле (120%), меньше нормы — в июне (60—70%) и в августе (70—80%, табл. 1а). В годы наблюдений из-за погодных условий довольно заметно различались условия весенних полевых работ. Так, в

Таблица 1а

Распределение осадков в течение вегетационного периода ячменя

Год	Осадки по ГМС Пяну				Осадки на полях экспедиции				
	Май	Июнь	Июль	Август	Пункты	Май	Июнь	Июль	Август
1972	44,4	45,8	51,2	167,7	Сауга	55,2	72,9	45,2	145,4
1973	46,1	32,6	83,9	58,1	Ряэгу	49,8	56,6	39,2	127,9
Средне- многолет- ние (нор- мы)					Сауга	52,1	38,5	82,5	144,1
	45	55	70	82	Таали	63,6	36,8	53,3	65,4

1972 г. посев был закончен на 10—20 дней позднее оптимальных сроков на осушенных и нормальных землях (конец мая — начало июня), а в 1973 г. — в близкие к оптимальным сроки (7—10 мая), на осушенных и на землях с нормальным водным режимом. На неосушенных землях и в 1973 г. посевные работы продолжались еще в начале июня.

В условиях нашего опыта было необходимо учесть следующие приходные составляющие водного баланса: осадки, запасы почвенной влаги, особенно весной, и уровень грунтовых вод. В основной период роста яровых зерновых (июнь — июль) по годам наблюдений осадки выпадали почти в одинаковом количестве, несколько больше в засушливом 1973 г. В начале и в конце вегетации (май — август) значительно больше осадков было в 1972 г. Запасы влаги в слое 0—50 см в 3-ю декаду мая, когда в 1972 г. посев был в разгаре, а в 1973 г. уже в основном закончен, различались мало, только в осушенной супесчаной почве влаги было меньше всего: 180—210 мм, в других почвах — 215—270 мм (табл. 1б). Уровень грунтовых вод в посевной период был самый низкий в осушенной супесчаной почве (115—120 мм), самый высокий — в тяжелосуглинистых почвах (30—50 см) (табл. 1в).

Предусмотренная проектом норма осушения во время посевного периода не соответствует действительному уровню грунтовых вод в разных по механическому составу почвах как в многоводном, так и в маловодном году. В дальнейшем по мере развития растений постепенно увеличивается водопотребление культуры, в то же время осадки выпадают неравномерно, влагозапасы в активном слое почвы заметно уменьшаются, особенно на осушенных почвах, минимального значения они достигали в июле 1973 г. (90 мм). В 1972 г. запасы влаги ниже 139 мм не опускались. Уровень грунтовых вод во время минимума влагозапасов опускался на осушенной супесчаной почве на глубину 2 м и более в оба года. Самый высокий уровень в это время наблюдался в оба года на неосушенной тяжелосуглинистой почве (75—90 см). В других почвах уровень грунтовых вод колебался около 150—160 см. Следовательно, в критический момент по водоснабжению активный слой

Таблица 16

Общие запасы влаги в слое 0—50 см по декадам

Уча- сток	Май			Июнь			Июль			Август			Май			Июнь			Июль			Август		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
1	184	163	145	165	166	160	139	129	146	178	209	150	148	126	88	115	101	95	93	—	—	—	—	—
2	213	203	200	206	180	168	138	133	165	230	250	185	166	166	173	185	175	156	121	—	—	—	—	—
3	263	257	236	230	239	204	198	193	211	233	225	156	167	124	102	128	110	91	81	—	—	—	—	—
4	254	249	230	212	218	198	182	185	197	231	258	205	231	152	122	134	127	114	107	—	—	—	—	—

1972 г.

1973 г.

Таблица 1в

Глубины грунтовых вод (см от поверхности почвы)

Уча- сток	Май			Июнь			Июль			Август	Сен- тябрь	Май	Июнь			Июль			Август										
	25	15	20	25	30	5	8	20	27	9	5	20	6	18	28	10	25	6	8										
																				1973 г.									
1	115	165	165	183	201	180	200	197	201	137	122	160	158	201	210	200	183	178	143										
2	95	115	138	135	140	143	135	144	140	130	98	102	142	140	150	157	150	144											
3	35	40	85	71	99	51	98	97	125	118	45	92	105	130	165	160	165	165											
4	30	30	60	56	65	75	36	82	88	120	81	53	60	68	75	85	85	87											

1972 г.

1973 г.

Условные обозначения: 1 — осушенная супесь; 2 — неосушенная супесь; 3 — осушенный тяжелый суглинок; 4 — неосушенный тяжелый суглинок.

почвы из грунтовых вод может пополняться только на неосушенной тяжелосуглинистой почве, где вообще увлажнение почвы и так достаточное или избыточное.

Основной расходной составляющей водного баланса в период активной вегетации яровых является суммарное испарение. Анализ динамики суммарного испарения (табл. 2) показывает, что испарение больше (особенно в 1973 г.) с неосушенных почв, где запасы воды относительно больше, а урожай ячменя меньше, по сравнению с осушенной почвой. Из этого следует, что на неосушенных почвах много воды расходуется на непродуктивное испарение, т. е. на испарение с почвы.

Таблица 2

Суммарное испарение в период вегетации ячменя (мм)

Месяц	Декада	Участок				Участок			
		1	2	3	4	1	2	3	4
		1972 г.				1973 г.			
Май	3					30	—	25	24
Июнь	1	42	38	13	26	33	30	23	28
	2	40	45	28	43	37	28	21	33
	3	31	71	43	48	48	24	27	33
	Σ	113	156	94	117	118	82	71	94
Июль	1	28	59	55	35	27	34	17	54
	2	28	24	40	21	17	44	17	34
	3	22	15	19	16	17	44	18	24
	Σ	78	98	113	72	61	122	52	112
Август	1	16	12	10	10	18	38	18	20
	2	13	10	9	10	22	29	18	17
	3	11	9	8	9	—	—	—	—
	Σ	40	31	27	29				
	Σ	231	285	234	218	249	271	184	267
Урожай, ц/га		17,8	13,1	14,1	11,6	23,5	16,5	25,5	14,8
Расход воды на 1 ц зерна, мм		13	22	17	19	11	16	7	18

Самое экономное использование воды на формирование урожая ячменя наблюдалось на осушенных почвах (в 1972 г.— 13 мм/ц и 17 мм/ц соответственно на осушенной супесчаной и суглинистой почвах, в 1973 г. соответственно 11 мм/ц и 7 мм/ц). На неосушенных почвах шло на формирование 1 ц зерна 16—22 мм воды.

Из вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Наименьшие запасы влаги весной и летом, а также наиболее низкий уровень грунтовых вод наблюдается на осушенных, особенно на легких по механическому составу почвах.

2. Колебания уровня грунтовых вод в течение вегетации не соответствует норме осушения: на легких по механическому составу почвах уровень гораздо ниже нормы, на тяжелых почвах — иногда выше нормы.

3. На осушенных почвах наблюдается более рациональное использование водных ресурсов при формировании урожая яровых зерновых культур.

4. В многоводном году понижается урожай яровых на осушенных землях из-за опоздания весеннего сева, в маловодном году из-за нехватки воды в критический период роста и развития.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вериге С. А., Разумова Л. А. Почвенная влага. Л., Гидрометеониздат, 1973, 328 с.
2. Инт Л. Э., Кыйва П. Х. О влиянии осушения на водный режим почвы и формирование урожая ячменя. — «Тр. ГГО», 1974, вып. 339, с. 63—69.
3. Кичсе Э., Роосталу Х., Маран Ю. Влияние дренажного осушения и глубокого подпахотного рыхления на водно-воздушный режим поверхностно-глееватых почв и на урожай некоторых полевых культур. — «Сб. науч. тр. Эстонской с.-х. академии», 1971, вып. 75, с. 310—329. Тарту.
4. Хоммик К. Т. Основы расчета осушительных систем. Таллин, 1966, 280 с.
5. Шабанов В. В. Биоклиматические ресурсы обоснования мелиорации. Л., Гидрометеониздат, 1973. 328 с.
6. Шкляр А. Х. Климатические ресурсы Белоруссии и использование их в сельском хозяйстве. Минск, «Высшая школа», 1973. 300 с.

Н. Г. ГОРЫШИНА, Г. Б. ПИГОЛЬЦИНА

МИКРОКЛИМАТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПОЧВЫ НА СЕВЕРЕ ЕТС ПОД ВЛИЯНИЕМ ПОГОДНЫХ УСЛОВИЙ

Изменчивость теплообеспеченности почв различного механического состава под влиянием погодных условий отдельных лет на севере ЕТС весьма значительна и может быть сравнима с различиями, появляющимися под влиянием широтного градиента. Представление о количественном выражении микроклиматической изменчивости температуры почвы было получено по средним многолетним данным. Микроклиматические различия в зависимости от механического состава почвы отчетливо проявились во всех показателях ее термического режима: средней месячной температуре, датах перехода температуры через определенную величину, продолжительности периодов с соответствующей температурой, сумме температур [1, 2].

Микроклиматическая неоднородность может быть показана по данным пар станций (табл. 1). Данные станций Койнас и Пинега характеризуют соответственно песчаную и глинистую почвы в

Таблица 1

Годовой ход температуры почвы и воздуха и разность температур между станциями

Станция	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Почва							
Койнас	—0,4	4,5	14,3	18,7	15,5	7,9	2,2
Пинега	—0,6	2,6	8,9	13,5	12,9	8,5	3,5
Разность	0,2	1,9	5,4	5,2	2,6	—0,6	—1,3
Усть-Уса	—2,4	2,4	10,0	16,0	13,1	6,8	1,2
Троицко-Печорское	—0,1	2,8	9,9	15,1	13,8	8,7	2,8
Разность	—2,3	—0,4	0,1	0,9	—0,7	—1,9	—1,6
Воздух							
Койнас	—1,4	4,6	11,1	15,0	12,4	6,5	—0,5
Пинега	—0,9	5,3	11,8	15,0	12,8	7,2	0,2
Разность	—0,5	—0,7	—0,7	0,0	—0,4	—0,7	—0,7
Усть-Уса	—4,1	1,4	9,6	13,8	11,6	5,8	—1,9
Троицко-Печорское	—0,3	5,7	13,0	15,9	13,3	7,0	—0,8
Разность	—3,8	—4,3	—3,4	—2,1	—1,7	—1,2	—1,1

близких широтных условиях ($\Delta\varphi=3'$). В Усть-Усе и Троицко-Печорском почвы также легкого и тяжелого механического состава, но широтное различие между станциями достигает 3° .

Для сравнения приведены аналогичные сведения по температуре воздуха [5]. В апреле изменение температуры почвы соответствует широтному распределению и микроклиматические различия не проявляются. С мая по август проявление микроклиматических различий нарушает широтную зональность в распределении температуры почвы. Температура песчаной (ст. Койнас) и глинистой почвы (ст. Пинега) за июнь и июль различается более чем на 5°C . Для температуры однородной суглинистой почвы эта разница соответствует различию по широте в $8-9^\circ$.

В Усть-Усе и Троицко-Печорском неоднородность почвенного покрова приводит к нивелированию различий в ходе температуры супесчаной и тяжелосуглинистой почвы, хотя разность широт этих станций составляет более 3° .

В период охлаждения осенью понижение температуры почв замедляется с утяжелением их механического состава. Глинистые и тяжелосуглинистые почвы, обладающие большей теплоемкостью, становятся теплее песчаных и супесчаных почв, но абсолютная величина разности в этот период намного меньше, чем летом.

На всех представленных станциях за период апрель—октябрь температура воздуха распределяется соответственно географическому положению станций и микроклиматические различия не проявляются.

Погодным условиям отдельных лет сопутствуют изменения в термическом режиме почвы. По данным наблюдений 5 гидрометстанций за последние 17 лет были получены погодичные отклонения от нормы средней месячной температуры почвы на глубине 20 см под естественным покровом. Максимальные значения положительных и отрицательных отклонений от нормы за период апрель—октябрь с 1956 по 1972 г. для этих станций свидетельствуют

Таблица 2

Максимальные положительные и отрицательные отклонения температуры почвы от многолетней средней 1956—1972 г. г.

Станция	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Койнас	1,0 -1,1	5,6 -4,8	1,0 -6,4	2,2 -4,7	2,3 -3,3	2,4 -2,4	3,2 -1,6
Архангельск, Солом- бала	0,9 -0,4	4,5 -5,5	2,3 -6,5	3,2 -3,9	2,8 -3,3	2,5 -2,9	2,5 -3,7
Усть-Уса	2,4 -2,4	2,9 -3,1	1,5 -5,3	2,4 -4,4	3,3 -4,1	2,2 -2,7	1,7 -1,0
Троицко-Печор- ское	0,6 -1,1	5,1 -2,8	6,5 -2,7	6,6 -2,7	2,6 -1,9	3,5 -2,5	1,1 -1,7
Пинега	0,7 -0,8	4,1 -2,6	1,9 -2,4	2,5 -4,0	2,2 -1,5	2,3 -1,8	2,5 -1,3

о большой изменчивости температуры почвы в отдельные годы независимо от ее механического состава (табл. 2).

На севере ЕТС неустойчивость погодных условий проявляется в колебании уровня средней месячной температуры воздуха и осадков. Поэтому погодичная изменчивость температуры почвы рассматривалась на фоне этих важнейших метеорологических элементов (табл. 3).

Таблица 3

Отклонение температуры воздуха (°С) от многолетней средней (а) и количество осадков (в % от нормы) в отдельные годы (б)

Год	Ме- сяц	Архангельск, Соломбала		Усть-Уса		Койнас		Пинега		Троицко- Печорское	
		а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
1961	V	-0,8	126	-1,0	78	-0,7	128			-0,8	89
	VI	4,3	94	0,6	83	2,9	106	3,6	117	1,8	99
	VII	3,4	170	4,4	89	4,2	163	4,0	183	4,0	62
	VIII	0,3	166	1,5	95	0,4	82	0,4	137	0,2	123
1963	V	6,2	159	2,8	71	5,4	90	5,5	41	2,8	19
	VI	-1,6	123	0,7	127	-0,5	53	-1,6	124	0,6	81
	VII	-0,3	158	0,5	193	-0,8	193	-0,7	131	1,2	84
	VIII	0,2	28	0,0	128	0,6	60	0,4	61	-0,7	148
1968	V	-1,1	95	0,2	218	-0,4	117	-1,2	123	0,7	91
	VI	0,5	83	-1,6	127	-0,1	137	0,3	123	-1,1	52
	VII	-4,2	48	-3,8	29	-3,8	84	-4,1	57	-3,7	156
	VIII	-0,9	118	-0,7	173	-0,2	142	-0,5	104	-0,6	145
1969	V	-3,7	104	-4,7	95	-4,6	185	-4,7	87	-5,6	151
	VI	-4,2	26	-4,9	98	-5,3	74	-5,1	43	-4,8	103
	VII	-1,5	109	0,3	129	-1,1	133	-1,3	101	-0,4	87
	VIII	-1,5	78	-3,1	166	-2,0	95	-1,6	64	-2,5	171
1971	V	-2,6	56	-1,6	25	-3,1	69	-3,0	78	-2,1	28
	VI	-2,5	20	-2,6	20	-4,1	72	-2,9	20	-3,0	63
	VII	-1,5	26	0,0	47	-0,7	25	-1,0	8	-0,3	6
	VIII	-0,8	90	-2,3	58	-1,3	42	-1,0	39	-2,6	37

Обычно колебания режима температуры и осадков зависят в большой степени от направления и интенсивности переносов теплых и холодных воздушных масс, поэтому была рассмотрена серия карт отклонений средней месячной температуры воздуха от многолетних средних и карты месячных сумм осадков в отношении к многолетним средним [3, 4]. Эти данные позволили выявить процессы атмосферной циркуляции, отличающиеся наибольшей устойчивостью в пространстве и времени. Например, в мае 1971 г. вторжение холодной и сухой воздушной массы сопровождалось падением температуры и резким уменьшением количества осадков. Эта синоптическая ситуация удерживалась над рассматриваемой территорией севера ЕТС с мая по август. Устойчи-

вая адвекция холода наблюдалась также в 1968 и 1969 гг., хотя в 1968 г. устойчивость была меньшей. Для 1968 и 1969 гг. был характерен режим увлажнения смешанного типа. Во все годы с холодной адвекцией температура почвы была ниже нормы (табл. 4). Положительные аномалии температуры почвы на станциях Пинега (июнь) и Троицко-Печорское (май, июнь) в 1968 г. были вызваны вторжением теплых и сухих воздушных масс. Наибольшие по абсолютной величине отрицательные аномалии температуры при холодной адвекции отмечались в почвах легкого механического состава, а самые малые — в тяжелых почвах. Отрицательные аномалии температуры воздуха по абсолютной величине занимали промежуточное положение.

Таблица 4

Отклонение температуры почвы от многолетней средней в отдельные годы

Год	Ме- сяц	Архангельск, Соломбала	Усть-Уса	Койнас	Пинега	Троицко- Печорское
1961	V	—3,5	—2,6	—2,7	—2,3	1,1
	VI	2,3	0,2	1,0	0,9	6,5
	VII	2,1	2,4	1,9	0,7	6,6
	VIII	0,9	1,4	—0,5	0,4	1,8
1963	V	4,5	0,6	5,6	4,1	1,9
	VI	—0,4	—0,4	—1,5	0,6	4,0
	VII	0,8	—0,7	—2,7	—0,3	4,2
	VIII	—0,3	—0,8	—1,0	0,1	0,1
1968	V	—2,3	—2,0	—2,1	—0,6	1,5
	VI	—1,6	—3,2	—2,9	1,0	0,8
	VII	—3,9	—4,4	—4,7	—1,5	—1,5
	VIII	—3,3	—1,8	—2,4	—0,5	—0,2
1969	V	—4,6	—2,7	—4,8	—2,6	—2,8
	VI	—6,5	—5,3	—6,4	—2,4	—2,7
	VII	—3,2	—3,0	—3,3	—1,4	0,2
	VIII	—1,5	—4,1	—3,3	—1,3	—1,9
1971	V	—5,5	—3,0	—4,4	—2,0	—2,2
	VI	—6,3	—3,8	—6,1	—1,0	—1,4
	VII	—1,7	—1,3	—3,2	—0,7	—0,2
	VIII	—1,6	—2,7	—2,5	—1,0	—1,5

При оценке влияния погодных условий на количественные различия термического режима почвы из года в год удобно использовать рекомендованные Т. В. Покровской сочетания средних значений температуры воздуха и осадков. Определенному комплексу этих элементов (норма, выше и ниже нормы) соответствует 9 возможных сочетаний.

В 1968, 1969 и 1971 гг. условия по термическому режиму воздуха можно классифицировать как холодные, а по увлажнению —

сухие, нормальные и влажные. В каждом из этих трех сочетаний температура почвы независимо от ее механического состава была ниже нормы. Влияние погодных условий проявляется и в других показателях термического режима почвы (табл. 5).

Таблица 5

Отклонение от нормы термических характеристик почвы на глубине 20 см

Станция	Отклонение от дат (дни) перехода температуры почвы через						Отклонение от продолжительности периодов (дни) с температурой почвы выше		Отклонение от сумм температур (°C) за периоды с температурой почвы выше	
	5°C	10°C	15°C	15°C	10°C	5°C	10°C	15°C	10°C	15°C
1963 г.										
Койнас	15	17	—16	—15	10	7	27	—31	160	—600
Усть-Уса	2	—2	—4	—8	0	5	—2	—12	—70	—190
Архангельск,	12	19	4	2	11	9	30	6	360	100
Соломбала										
Пинега	19	3	—	—	14	9	17	—	190	—
Троицко-Печорское	9	14	23	23	8	3	22	46	450	840
1969 г.										
Койнас	—19	—23	—24	—31	—5	0	—28	—55	—600	—960
Усть-Уса	—21	—19	—	—	—24	—5	—43	—	—680	—
Архангельск,	—27	—30	—	—	—9	—1	—39	—	—640	—
Соломбала										
Пинега	—12	—12	—	—	—7	1	—19	—	—320	—
Троицко-Печорское	—11	—9	0	1	—4	—2	—13	1	—200	15

В 1969 г. погодные условия во время установления в почве средней суточной температуры 5 и 10°C на станциях Койнас и Пинега несколько различались. На ст. Койнас удерживался комплекс холодно—влажно, а в Пинеге холодно—сухо. Поэтому для глинистой почвы наблюдалось меньшее запаздывание, чем для песчаной, дат перехода температуры через 5 и 10°C по сравнению с нормой, т. е. тяжелая почва прогревалась раньше. Особенно сильно по сравнению со средней многолетней при адвекции холодной воздушной массы изменяется продолжительность периодов, характеризующих наиболее теплую часть лета. Например, на ст. Койнас в песчаной почве период с температурой выше 15°C в 1971 г. сократился с 2 месяцев до 8 дней, в 1969 г. до 4 дней, а в 1968 г. отсутствовал полностью. На ст. Пинега, расположенной почти на той же географической широте, в почвах тяжелого механического состава период с температурой выше 15°C отсутствует не только в холодные годы, но даже при средних многолетних условиях.

В дополнение к трем рассмотренным годам с холодной погодой были выделены 1961 г. с устойчиво теплой погодой (с июня по ав-

густ) и 1963 г. с преимущественно теплой погодой (с мая по август). При вторжении теплых воздушных масс отклонение температуры почвы от нормы обычно бывает положительным. В этом случае можно более четко выявить влияние атмосферного увлажнения. Например, в июле 1961 г. положительные аномалии температуры воздуха на всех станциях изменяются в пределах от 3,4 до 4,4°C, а в почвах от 0,7 до 6,6°C (табл. 3, 4). Большой диапазон колебаний аномалий температуры почвы связан с неравномерностью увлажнения атмосферными осадками. Рост положительного отклонения температуры почвы совпадает с уменьшением количества осадков. Появление небольших отрицательных отклонений температуры супесчаной почвы в летние месяцы на ст. Усть-Уса при наличии положительной аномалии температуры воздуха также следует отнести за счет влияния обильного выпадения осадков в эти месяцы на температуру почвы. С повышенной сухостью тяжелого суглинка в Троицко-Печорском связано превышение нормы температуры почвы на 4 и 4,2°C в июне и июле при положительной аномалии температуры воздуха только в 0,6 и 1,2°C.

Отклонение от нормы термических характеристик почвы в 1961 и 1963 гг. также соответствует условиям теплой погоды, однако в распределении термических характеристик в 1963 г. на супесчаной почве в Усть-Усе сказывается влияние обильного выпадения осадков (табл. 5).

Несомненный практический интерес представляет выявление пространственной неоднородности условий термического режима различных почв в отдельные годы. Близость по широте станций Койнас и Пинега позволяет считать, что эти станции обычно находятся под влиянием одних и тех же синоптических процессов. В этом случае почва легкого механического состава всегда теплее, чем тяжелого. В табл. 6 за период 1956—1972 гг. показаны разности средней месячной температуры песчаной и глинистой почвы, а также температуры воздуха между указанными станциями. По сравнению с различиями температуры воздуха различия температуры почвы очень существенны. Наибольшие различия температуры легкой и тяжелой почвы были при теплой погоде. Например, при адвекции теплой воздушной массы в июле 1960 г. эта разница составила 8,1°C. Небольшие исключения из такого распределения возможны в затяжные холодные весны, когда почвы сильно переувлажнены, медленно просыхают и прогреваются. Подобные случаи были в мае 1969—1971 гг., когда разность температур почвы соответственно составила —0,3; —0,4 и —0,5°C.

Если территории станций попадают в зону воздействия различных синоптических процессов, то соотношение в теплообеспеченности почв усложняется. Например, в 1961 г. в результате значительного различия в увлажнении, более сухая тяжелосуглинистая почва на ст. Троицко-Печорское оказалась в течение всего весенне-летнего периода теплее влажной почвы легкого механического состава на ст. Койнас (песчаная почва) и тем более теплее глинистой почвы на ст. Пинега (рис. 1). Таким образом, в 1961 г. фор-

Таблица 6

Разность температуры почвы и воздуха между станциями Койнас и Пинега

Годы	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Почва							
1956	0,2	3,1	6,8	4,5	2,3	-1,3	-1,8
1957	-0,3	3,4	3,4	7,2	4,0	0,3	-1,8
1958	-0,1	0,8	3,8	4,2	2,6	-0,9	-1,2
1959	-0,4	1,8	6,4	5,3	3,0	-0,4	-1,4
1960	1,0	4,6	5,3	8,1	3,6	-0,1	-1,4
1961	-0,2	1,5	5,5	6,4	1,7	-0,8	-0,6
1962	0,6	2,4	1,9	3,4	0,6	-0,4	-1,1
1963	-0,9	3,4	3,3	2,8	1,5	-0,5	-1,7
1964	-0,3	—	3,0	3,9	2,9	-0,3	-1,9
1965	-0,1	2,3	5,1	2,8	1,4	-0,2	-1,7
1966	0	2,7	2,0	3,1	0,9	-0,2	-1,2
1967	0,4	2,3	3,2	3,4	2,5	-1,1	-1,3
1968	-0,9	0,4	1,5	2,0	0,7	-1,7	-1,7
1969	-1,3	-0,3	1,4	3,3	0,6	0,1	-1,7
1970	-0,5	-0,4	1,3	2,6	1,1	—	-1,3
1971	-0,5	-0,5	0,3	2,7	1,1	—	-1,6
1972	0	0,1	2,9	3,0	1,6	0	—
Воздух							
1956	-0,7	-0,7	-0,6	0,7	0,4	-1,0	-1,3
1957	-0,6	0,1	-0,6	0,6	0,5	0,2	-1,0
1958	-0,3	-0,8	-0,1	-0,8	-0,4	-1,2	-0,2
1959	-1,2	-1,0	-0,4	0	-1,2	-0,2	-1,4
1960	-1,0	-1,1	0,1	-0,9	-1,1	-0,5	-0,7
1961	-0,7	-0,2	-0,8	0,2	-0,4	-0,7	-0,8
1962	-0,3	0,3	0,3	1,4	-0,4	-0,3	-0,9
1963	-0,6	-0,8	1,0	-0,1	-0,2	-1,1	-0,9
1964	-0,5	-0,5	-0,5	0,5	-0,4	-0,2	-1,2
1965	-1,0	-0,5	0	0,4	-0,4	-1,0	-1,3
1966	0,3	-0,9	-0,4	0,1	-0,4	0,1	-0,6
1967	0,4	-0,2	0,2	0,9	0,2	-1,2	-0,4
1968	-1,4	0,1	-0,5	0,3	-0,1	-1,0	-0,8
1969	-0,6	-0,6	-0,3	0,2	-0,8	-0,4	0,0
1970	-0,3	-1,0	-0,9	-0,1	-0,4	-0,1	-0,6
1971	-1,9	-0,8	-1,3	0,3	-0,7	-0,6	-1,3
1972	-0,7	-1,6	-0,3	-0,1	-0,8	-0,3	—

мирование термического режима почвы определяется различиями погодных условий, обусловленными неравномерностью увлажнения атмосферными осадками (см. табл. 3). Поэтому тяжелосуглинистая почва оказалась теплее песчаной, хотя по средним многолетним данным термические различия между этими почвами определяются их механическим составом и песчаная почва теплее тяжело-суглинистой (максимальное различие в июне составляет $4,4^{\circ}\text{C}$).

Как уже отмечалось, по средним многолетним значениям весной и летом температура почв легкого механического состава

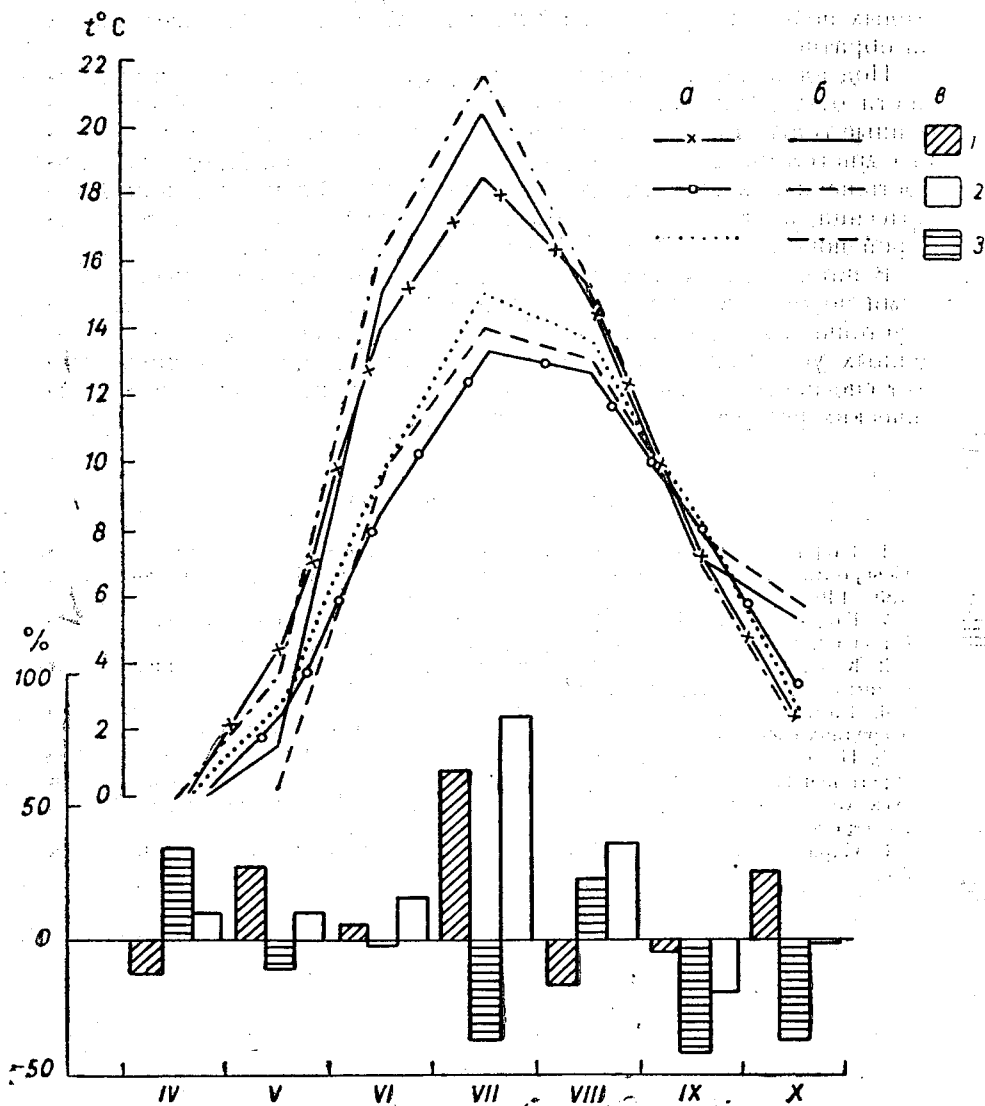


Рис. 1. Температура почвы по многолетним средним (а) и за 1961 г. (б) и отклонение от нормы количества осадков (%) за 1961 г. (в)

Станции: 1 — Койнас, 2 — Пинега, 3 — Троицко-Печорское.

(пески, супеси, в некоторых случаях легкие суглинки) выше, чем тяжелых суглинистых и глинистых почв. В отдельные годы в зависимости от условий погоды такое соотношение может оставаться прежним, но в основном претерпевает значительные колебания, а в некоторых случаях (например, при сухой погоде на тяжелых почвах и при влажной на легких) соотношение изменяется на обратное.

Под влиянием погодных условий, и в первую очередь в зависимости от увлажнения почвы атмосферными осадками, в рассмотренные годы отклонение дат перехода температуры почвы от средних многолетних значений достигало 3—4 недель. Продолжительность периодов с температурой выше 10 и 15°C изменялась на 1,5—2 месяца, а отклонение суммы температур за периоды с температурой почвы выше 10 и 15°C составило 600—900°C.

В заключение следует отметить, что территории с неоднородными по механическому составу почвами, испытывающие влияние неустойчивых погодных процессов, оказываются также в неравноценных условиях по теплообеспеченности почв, учет которой может способствовать оптимальному использованию почвенно-климатических ресурсов нечерноземной зоны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горышина Н. Г. Особенности термического режима почв на Севере и Северо-Западе Европейской территории СССР.— «Тр. ГГО», 1968, вып. 232, с. 138—146.
2. Горышина Н. Г. Условия теплообеспеченности почв на Севере Европейской территории СССР.— «Тр. ГГО», 1969, вып. 248, с. 12—19.
3. Карты месячных и годовых сумм осадков в отношении к многолетним средним северного полушария. Вып. 2. Л., Изд. ГГО, 1964. 328 с.
4. Карты отклонений средней месячной температуры воздуха от многолетних средних северного полушария. Вып. 4. Л., Изд. ГГО, 1967, 293 с.
5. Покровская Т. В. Колебания климата— В кн.: Климатические ресурсы центральных областей Европейской части СССР и использование их в сельскохозяйственном производстве. Под ред. И. А. Гольцберг, О. А. Дроздова. Л., Гидрометеониздат, 1956, с. 105—112.
6. Справочник по климату СССР. Ч. 2, вып. 1., Л., Гидрометеониздат, 1965. 360 с.

ЗАВИСИМОСТЬ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ И ВЛАЖНОСТИ ПОЧВ ОТ ХАРАКТЕРА НАНОРЕЛЬЕФА И РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА В УСЛОВИЯХ СЕЗОННООТТАИВАЮЩИХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД ЗАПОЛЯРЬЯ

В [1, 2, 3, 4] выявлены зависимости теплопроводности λ и температуропроводности k от влажности W и плотности ρ почв различного механического состава и количественно оценен характер нелинейных соотношений между ними, которые были ранее известны с точностью до числовых множителей. Полученные соотношения позволяют оценивать пространственную изменчивость основных теплофизических параметров почвы, определять их возможные изменения под влиянием мелиорации, осушения, обводнения, хозяйственных воздействий, приводящих к преобразованию структуры почвы и т. д. [3, 4].

Представляет интерес выявление подобных соотношений теплофизических параметров почв и определяющих их факторов для различных наборов спектров растительности и оттаивающих летом многолетне-мерзлых пород, характерных для высокоширотных биогеоценозов. С этой целью летом 1966 и 1972 гг. в бассейнах рек Пясины (73,5° с. ш.) и Хатанги (70,5° с. ш.) автором были организованы экспериментальные работы для исследования градиентов температуры (бассейны рек Пясины и Хатанга), влажности и теплопроводности (бассейн р. Хатанги) почв различного механического состава в зависимости от характера нанорельефа и растительного покрова.

Экспериментальные работы проводились в соответствии с методикой, приведенной в работах [1—4]. Массовые съемки влажности почвы проводились в различных группировках биогеоценозов от поверхности сезоннооттаивающего слоя до уровня мерзлоты. На каждом почвенном горизонте брались весовые пробы влажности в 10-кратной повторности, взвешивание и высушивание образцов проводилось в полевых условиях с помощью полевого термостата с автономным подогревом. Всего было выполнено около 2000 единичных определений влажности, затем осредненных для каждой точки и каждого горизонта. В отдельных участках элементов нанорельефа проводилась детальная съемка распределения влажности и по вертикали и по горизонтали.

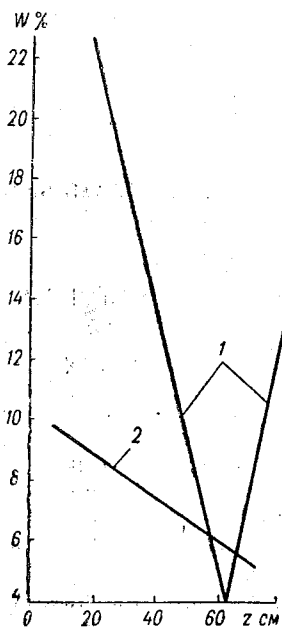


Рис. 1. Изменение влажности почвы $W\%$ с глубиной Z см. Конец периода оттаивания. Бассейн р. Хатанги (р. Новая).

1 — верхняя треть склона южной экспозиции, глубина оттаивания 75 см; 2 — верхняя треть склона северной экспозиции, глубина оттаивания 84 см.

В отличие от распределения влажности в умеренных широтах ЕТС, в рассматриваемых условиях влажность с глубиной не возрастает, а уменьшается в слое сезонного оттаивания (рис. 1) как в начале периода оттаивания (июнь—июль), так и в его конце (конец августа — начало сентября).

На основании детальных съемок распределения влажности почвы по вертикали на различных элементах микро- и мезорельефа было обнаружено, что на слабоинсолируемых склонах северных ориентаций влажность в верхних 15—20 см слоя оттаивания не менее чем в 2 раза превосходит последнюю на склонах южных экспозиций, т. е. 20—23% на северном и 8—10% на южном склоне (рис. 1). Таким образом, в 1 м^3 породы, собранной от поверхности до глубины 20—30 см такого слоя на северном склоне, содержится в конце периода оттаивания около 200 кг воды, тогда как на склонах южных экспозиций влагосодержание в 2 раза меньше.

Глубина оттаивания на северных, хорошо дренированных склонах, независимо от их крутизны, не уступает последней на склонах южных экспозиций и достигает наибольших значений — до 70—80 см, а иногда на сухих, хорошо

прогретаемых песчанистых почвах — более 1 м. Одинаковость глубины оттаивания и независимость ее от экспозиции объясняются тем, что на северных склонах недобор солнечного тепла компенсируется его более экономным расходом вследствие различий в теплофизических свойствах почв. Почвы северного склона содержат больше влаги, а следовательно, как будет показано далее, обладают большей теплопроводностью. Большее увлажнение северных склонов может быть объяснено как меньшим испарением с них, так и большим зимним снегонакоплением, поскольку северные склоны наиболее часто бывают подветренными при осадконасыщающих ветрах южных направлений теплых фронтов и фронтов окклюзий, а также при метелевом переносе.

На рис. 2 представлены изоплеты влагосодержания в талом слое почвы на одном из экспериментальных участков, разбитых в заливаемой пойме р. Новой (левый приток р. Хатанги). Покрытие светопрозрачной полимерной пленкой в течение 2 недель привело к увеличению влажности почвы в слое от поверхности до уровня мерзлоты и усилению скорости оттаивания на 30% вследствие воз-

растания коэффициентов теплопроводности и уменьшения затрат тепла на испарение. Так, если в поверхностном активном слое почвы, окружающей экспериментальный участок, содержится 40—50 г воды на 100 см³ объема влажной почвы, то на экспериментальном участке соответственно в том же объеме содержится до 60—70 г воды. Влияние полимерной пленки на увеличение влагосодержания прослеживается во всем активном слое почвы. Однако, как и на склонах, содержание влаги с глубиной и в этих условиях уменьшается примерно в 1,5—2 раза (рис. 2).

Между коэффициентом теплопроводности λ и влажностью W почвы существует нелинейная зависимость (рис. 3). При одной и той же влажности наибольшие значения λ имеют песчаные почвы, затем идут почвы редколесий, обычно произрастающих на средних суглинках. Наименьшей теплопроводностью из минеральных почв отличаются почвы, слагающие бровки так называемых полигональных структур и пятен, — обычно средние и тяжелые суглинки. В центре полигональных пятен при одной и той же влажности почвы W теплопроводность значительно больше, чем на периферии. Наименьшая теплопроводность характерна для верхних теплоизоляционных горизонтов почвы — заторфованных участков, мохово-лишайниковых покровов, отделяющих бровки пятен и трещин одну от другой.

Наибольшие различия в теплопроводных свойствах почв имеют место при влажности до 15—20%. Так, при $W=10\%$ коэффициенты теплопроводности λ бровок находятся в пределах $(30 \div 40) \cdot 10^{-4}$ кал/(см·с·град), тогда как λ пятен в 4 раза, а почв редколесия в 5—6 раз больше.

Наибольшая теплопроводность характерна для хорошо прогреваемых песчаных почв, у которых λ почти на порядок больше, чем у бровок.

Самая малая зависимость λ от W характерна для верхних частей теплоизоляционных слоев — мхов, лишайников, мохово-лишайникового разнотравья торфяников и т. д. (кривая 5 на рис. 3), у которых широкому диапазону изменений влажности W (от 10 до 70—80% и более) соответствуют относительно малые приращения коэффициента теплопроводности (ср. кривые 1—4 с кривой 5 на рис. 3). При этом до $W=30\%$ λ постепенно возрастает, затем до $W=50 \div 60\%$ остается на постоянном, относительно низком уровне с тенденцией уменьшения при дальнейшем возрастании влаж-

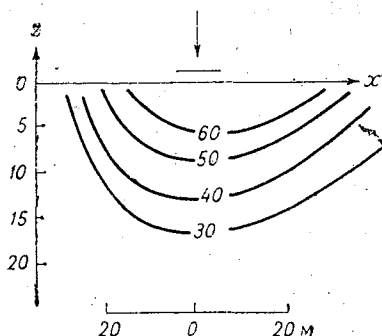


Рис. 2. Изоплеты влажности (%) почвы на экспериментальной площадке, покрытый светопрозрачной полимерной пленкой (обозначена стрелкой). Начало периода оттаивания, глубина оттаивания 22 см. Пойменная, заливаемая в период разлива часть долины р. Новой.

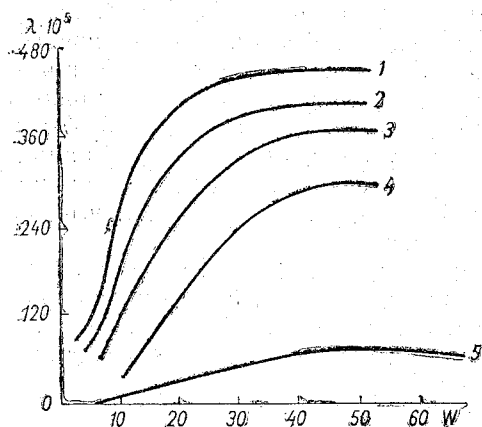


Рис. 3. Зависимость коэффициента теплопроводности λ от влажности почвы W и характера растительности.

1 — песчаные почвы, 2 — почвы редколесий, 3 — почвы пятен и центральных частей полигональных структур, 4 — почвы бровок пятен и внешнего обрамления полигональных структур, 5 — органические почвы заторфованных участков тундры и лесотундры, трещин и микропонижий нанорельефа.

важнейших особенностей существования и приспособления растительности к условиям дефицита тепла и относительной избыточности увлажнения.

Малая, почти на порядок меньшая, теплопроводность слоя органического вещества по сравнению с нижележащими горизонтами почвы определяет исключительную экономность расходования тепла на оттаивание ее нижних слоев и теплоаккумуляцию в них. При одних и тех же величинах поглощенного тепла коротковолновой солнечной радиации как минеральными (пятна, полигональные формы нанорельефа, свободные от растительности), так и органическими почвами (торфяники), на тех участках нанорельефа, где слой органического вещества мощнее, расход тепла на оттаивание и теплоаккумуляцию в более глубоких горизонтах при прочих равных условиях меньше. Из этого следует, что развитие органического слоя обуславливает экономичность и оптимальность режима расходования тепла, приводит к усвоению его именно в том слое, где наиболее необходима тепловая энергия для поддержания жизненно важных процессов ризосферы. В условиях дефицита тепла наиболее экономным способом его расходования должен быть режим, приводящий к задержке его в самом верхнем приповерхностном слое. Следствием этого режима должно быть уменьшение скорости и глубины оттаивания, понижение температуры более глубоких горизонтов талого слоя почвы, наибольшие градиенты температуры в участках ризосферы с наиболее мощным развитием органического покрова, т. е. приповерхностной части деятельного

ности. Наиболее важный с теплофизической точки зрения факт, следующий из анализа соотношений на рис. 3, заключается в том что даже в состоянии избыточного увлажнения теплопроводность верхней части почвенно-растительного покрова во много раз меньше, чем у любых типов почв, характерных для условий тундровой и лесотундровой зоны во всех местоположениях и во всех возможных группировках биогеоценозов. Значительно меньшую способность проводить тепло в активном слое почв тундр, лесотундр, лесных островов типа Арымаса с развитым мохово-разнотравным покровом следует рассматривать как одну из

слоя почвы, что и наблюдается в действительности. Так, наименьшие глубины оттаивания характерны для бровок полигональных форм, трещиноватых участков полигональных структур, заторфованных участков тундры и т. д. Причем различия в глубинах оттаивания, обусловленные факторами нанорельефа и нанорастительности, не уступают, а в ряде случаев превосходят контрасты в глубине оттаивания, обусловленные факторами микро- и мезоклиматического масштаба. В доказательство этого тезиса можно отметить, что, по данным наблюдений, выполненных автором и Н. В. Ловелиусом в бассейне р. Котуй (правый приток р. Хатанги) на Среднесибирском плоскогорье, глубина оттаивания почв склонов слабо зависит от экспозиции и не отличается от глубины оттаивания почв склонов долин и водоразделов р. Новой в районе Арымаса. В то же самое время различия во влажности почвы, теплофизических параметрах и глубинах оттаивания элементов нанорельефа и растительности не уступают, а в ряде случаев превосходят последние у склонов и близки между собой как в условиях Западного (р. Пясины) и Восточного Таймыра (р. Хатанга), так и в условиях Среднесибирского плоскогорья. Это указывает на общность факторов, определяющих эти различия.

Вторым по значимости фактором, дающим возможность растительности освоить участки тундр и лесотундр, следует считать особое распределение влажности по вертикали (рис. 1). Как следует из совместного анализа данных о распределении влажности (рис. 1) и соотношений на рис. 3, уменьшение влажности с глубиной приводит к соответствующему нелинейному уменьшению способности почвы проводить (при прочих равных условиях!) тепло в глубину. Из этого следует, что в рассматриваемых условиях, в отличие от тех, которые имеют место вне зоны многолетнемерзлых пород, существует явление, которое может быть названо «почвенным запирающим эффектом». Суть его состоит в своеобразном регулировании распространения тепла от поверхности к более глубоким слоям почвы. Как было показано выше, в талом слое почвы влажность с глубиной почти линейно убывает. Как следует из полученных соотношений между влажностью и теплопроводностью (рис. 3), с уменьшением влажности происходит нелинейное убывание теплопроводности. В талом слое почвы поток тепла по мере его распространения в нижние горизонты в условиях линейного убывания влажности нелинейно ослабевает, что приводит к формированию режима экономного расходования тепла на прогревание нижних слоев почвы, где отсутствует корневая система растений; ослабевают жизненно важные процессы на уровне микрофлоры и фауны, уменьшается интенсивность биохимических процессов и т. д. Именно с этим обстоятельством связана широко известная особенность арктической флоры и фауны, в том числе и древесных растений, — обживание самых верхних слоев почвы в условиях дефицита тепла и избыточности увлажнения; не менее интересна и другая особенность арктической флоры — выживать и осваивать новые территории при макромасштабных изменениях

условий среды, например, широко известное продвижение растительности, полярной границы леса в ответ на потепление Арктики. Наглядной иллюстрацией этого может служить устойчивое существование самого северного в мире форпоста леса на широте острова Врангеля в лесном острове Арымас.

Для сравнения рассмотрим другой эффект.

В отличие от рассмотренных условий, для почв вне зоны многолетнемерзлых пород характерен эффект, жизненно важный для существования флоры и фауны педосферы. Он может быть назван «вентильным почвенным эффектом». Здесь в общем характерен рост влажности с глубиной, а следовательно, и нелинейное возрастание способности почв проводить и накапливать тепло в более глубоко расположенных горизонтах активного слоя. Этот вывод следует из анализа соотношений между теплофизическими параметрами почвы и определяющими их факторами [1—4]. Таким образом, распределение влажности по глубине в этих условиях способствует большему (по сравнению с зоной мерзлых почв) накоплению тепла в активном слое почвы, даже если бы выполнялся принцип «при прочих равных условиях, чего на самом деле не наблюдается. Другая особенность распределения влажности по глубине в почвах вне зоны мерзлых пород — наличие верхнего пересушенного горизонта почвы с очень малым влагосодержанием. При этом от начала периода вегетации толщина этого слоя имеет тенденцию в общем увеличиваться со временем.

Высушенный горизонт в верхней части почвенного слоя и повышенная теплопроводность в нижних горизонтах формируют режим, при котором тепло, поступившее в почву и прошедшее через верхний слой, удерживается, что обуславливает его накопление в более глубоких слоях и его удержание вентильным высушенным слоем почвы с аномально малой теплопроводностью. Таким образом, увеличение теплопроводности почвы с глубиной предотвращает ее перегрев — эффект, особенно важный в условиях аридных и семиаридных зон с характерным для них избытком тепла и дефицитом влаги. Если перегрев и возникает, то только в верхнем слое, а в ризосфере поддерживаются оптимальные условия. Эффект вентильного слоя появляется во второй половине периода вегетации, когда перегрев уже не существен для корневых систем растений и интенсивности биохимических реакций в ризосфере.

На основании анализа приведенных и имеющихся материалов наблюдений и расчетов можно сделать следующие выводы.

1. В условиях Заполярья между теплофизическими характеристиками и влажностью почв различного механического состава, а также в зависимости от нанорельефа и нанорастительности, так же как и в зоне умеренных широт, существуют нелинейные соотношения, учет которых позволяет понять многие важные особенности пространственной и временной изменчивости оттаивания многолетнемерзлых почв, существования растительности и развития нанорельефа.

2. В отличие от почв, распространенных вне зоны многолетне-мерзлых пород, в активном слое талых почв с глубиной влажность убывает примерно по линейному закону.

3. Линейное убывание влажности с глубиной обуславливает нелинейное убывание теплопроводности, что может рассматриваться как один из важнейших факторов, определяющих формирование режимов оптимального и экономного расходования тепла на жизненно важные процессы ризосферы.

Почти на порядок меньшая способность проводить тепло в верхней части органического слоя почв тундр — другая важная особенность, определяющая возможность существования растительных и других жизненных форм в условиях дефицита тепла и относительного избытка влаги.

4. Факторы нанорельефа и нанорастительности оказывают на процессы тепло- и массопереноса в условиях Заполярья не меньшее влияние, чем воздействие микро- и мезомасштабных процессов в атмосфере.

5. В условиях почвенных структур Заполярья имеет место интересная особенность, связанная с возникновением режима почвенного запирающего эффекта, обуславливающего увеличение теплоаккумуляции в приповерхностном слое. Вне зоны многолетне-мерзлых пород имеет место другая особенность теплового режима почв, в виде почвенного вентильного эффекта, обуславливающего увеличение теплоаккумуляции более глубоких горизонтов почвы и уменьшающего возможность перегрева почвы в ризосфере.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адаменко В. Н., Инт Л. Э. Теплопроводность почв разного механического состава по данным экспериментальных определений в Эстонской ССР.— «Тр. ГГО», 1969, вып. 248, с. 20—28.

2. Адаменко В. Н. Тепловой баланс и возможности мелиорации термического режима почвы.— «Тр. ГГО», 1969, вып. 248, с. 38—47.

3. Адаменко В. Н. Влияние мелиоративных воздействий на теплофизические свойства и тепловой режим почвы.— «Тр. ГГО», 1972, вып. 288, с. 83—91.

4. Адаменко В. Н. К вопросу об изменчивости коэффициента теплопроводности и потока тепла в почву.— «Тр. ГГО», 1972, вып. 288, с. 92—100.

ИСПАРЯЕМОСТЬ НА СКЛОНАХ НА ТЕРРИТОРИИ СССР ПО СЕЗОНАМ

Для определения испаряемости на склонах по сезонам, так же как и за теплый период, используется радиационный метод [2]. Но радиационный метод определения испаряемости недостаточно точно учитывает теплоэнергетические ресурсы испаряемости в различных климатических зонах, в особенности, если расчеты проводятся для внутригодовых периодов (сезонов, месяцев).

В работе [5] рассматривались вопросы точности метода определения испаряемости по отношению R_0/L и возможности его корректировки. Л. И. Зубенок проводила сравнение этого метода с комплексным методом определения испаряемости [3] и пришла к выводу, что в зоне избыточного увлажнения годовые значения испаряемости, полученной методом радиационного баланса, больше значений, рассчитанных комплексным методом, на 20%, а в сухой зоне значения испаряемости, вычисленной методом радиационного баланса, напротив, занижены на 20% по сравнению с результатами комплексного метода. Эти различия вполне закономерны, так как теплоэнергетические ресурсы испарения определяются не только радиационным балансом, но и турбулентным и адвективным потоками тепла, что было отмечено в ряде работ различных авторов [2, 4].

В зоне избыточного увлажнения, охватывающей северные районы нашей страны, где часты вторжения холодных воздушных масс, теплоэнергетические ресурсы испарения оказываются несколько меньше радиационного баланса. Напротив, в южных, сухих районах страны теплоэнергетические ресурсы испаряемости превосходят радиационный баланс за счет тепла от турбулентного теплообмена, частых адвекций более теплых воздушных масс.

При вычислении зональных значений испаряемости за теплый период в наши расчеты вводился поправочный множитель R_0/L , полученный по данным Л. И. Зубенок для разных зон увлажнения (табл. 1). При получении этого множителя было сделано предположение, что изменение его при переходе от зоны избыточного увлажнения к сухой зоне происходит линейно. Следовательно, при расчете испаряемости за теплый период (IV—IX) методом радиационного баланса для выровненных территорий следует вводить для той или иной зоны увлажнения соответствующий коэффициент из табл. 1.

Поправочный множитель $\kappa = \frac{R_0}{L}$ за теплый период

Номер зоны	Зоны увлажнения	Поправочный множитель	Номер зоны	Зоны увлажнения	Поправочный множитель
I	Избыточное	0,8	IV	Засушливая	1,08
II	Достаточное	0,94	V	Очень засушливая	1,13
III	Слабозасушливая	1,02	VI	Сухая	1,20

Естественно, возникает вопрос, можно ли пользоваться этим коэффициентом при расчете испаряемости на склонах. По условиям прихода—расхода солнечной радиации и увлажнения склоны различной ориентации и крутизны отличаются от ровных мест. Но эти различия учитываются при расчете для конкретных склонов. Поправочные множители в табл. 1 зависят в основном от свойств для каждой зоны общих теплоэнергетических ресурсов испарения, которые характерны для зоны в целом и не изменяются в пределах небольших ограниченных пространств. Очевидно, для каждой зоны поправки к R_0/L должны быть едины для всех форм рельефа при определении величины испаряемости в целом за теплый период (IV—IX).

Применять эти же самые коэффициенты для отдельных сезонов (весна, лето, осень) или отдельных месяцев, вероятно, нельзя, так как погодные условия в отдельные сезоны крайне изменчивы. По видимому, можно согласиться с В. С. Мезенцевым и И. В. Карнацевичем [4], что с достаточной точностью суммарную испаряемость можно рассчитывать по отдельным месяцам, а следовательно, и сезонам, пропорционально средним месячным дефицитам влажности воздуха.

Для определения испаряемости суммарная поправка за теплый период (табл. 1) разбивалась по месяцам в соответствии с распределением средних месячных значений дефицитов влажности воздуха за этот период. Для этого были использованы данные Справочников по климату СССР (ч. I) по средним месячным дефицитам влажности воздуха по станциям, для которых производились расчеты испаряемости. Данные также были сгруппированы и осреднены по зонам увлажнения. Из рис. 1 видно, что изменение дефицита влажности воздуха по территории СССР в зависимости от зон увлажнения носит криволинейный характер, причем зависимость близка к гиперболической. Гиперболический вид зависимости говорит о неравномерности нарастания величины дефицита влажности воздуха по территории, а именно, чем большей степенью засушливости отличается зона, тем резче переходы значений дефицита от зоны к зоне и от месяца к месяцу.

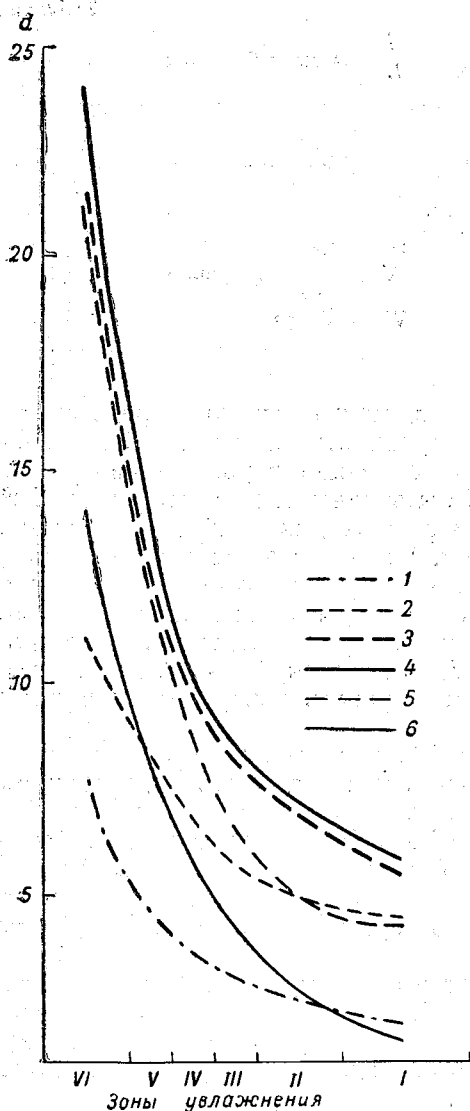


Рис. 1. Значения дефицита влажности воздуха по месяцам в разных зонах увлажнения.

1 — апрель, 2 — май, 3 — июнь, 4 — июль, 5 — август, 6 — сентябрь. Зоны увлажнения: I — избыточное, II — достаточное, III — слабозасушливая, IV — засушливая, V — очень засушливая, VI — сухая.

В апреле наблюдается наименьшее изменение дефицита влажности воздуха на территории СССР (2 мб в зоне избыточного увлажнения, 8 мб в сухой зоне). Кроме того, в апреле во всех зонах, характеризующихся той или иной степенью засушливости, наблюдаются наименьшие за все месяцы теплого периода значения дефицита влажности воздуха. В зонах избыточного и достаточного увлажнения дефицит имеет почти такие же значения, как в сентябре.

Для мая характерно почти равномерное для всех зон увлажнения нарастание дефицита влажности воздуха: кривая для мая идет почти параллельно апрельской. Абсолютные значения дефицита меняются от 4 мб в зоне избыточного увлажнения до 11 мб в сухой зоне. Значения дефицита в июне больше, чем в мае, приблизительно на 1—2 мб в зонах избыточного и достаточного увлажнения, а в сухой зоне на 10 мб, т. е. для июня характерно более резкое, чем для весенних месяцев, изменение рассматриваемой величины по территории. Июльская кривая во всех знах увлажнения, за исключением сухой, сливается с июньской (в сухой зоне дефицит за июль месяц больше на 3 мб). В августе дефицит влажности воздуха в зонах от избыточно влажной до засушливой включительно меньше, чем в июле, на 1,0—

1,5 мб. В очень засушливой и сухой зонах дефицит такой же, как в июне.

Для сентября характерно уменьшение дефицита уже по всей территории СССР: в сухой зоне на 7 мб по сравнению с августом, в остальных зонах на 2,5—3,0 мб. Но изменение абсолютных значений дефицита влажности по территории СССР осенью больше, чем в весенние месяцы (апрель, май). Значения дефицита изменяются от 1,5 мб в зоне избыточного увлажнения до 14 мб в сухой зоне.

Распределение испаряемости за апрель—сентябрь по отдельным месяцам производилось пропорционально средним месячным дефицитам влажности воздуха. Для слабозасушливой зоны, где разность между исправленными и неисправленными значениями испаряемости составляет 1,0—1,5 см на весь период, для отдельных месяцев, очевидно, корректировкой данных можно пренебречь.

Полученные поправки, так же как и данные табл. 1, зависят в основном от зональных теплоэнергетических ресурсов испарения и не меняются в пределах небольших территорий, в связи с чем могут быть приняты едиными для склонов разных экспозиций.

При выделении весеннего сезона на обширной территории СССР возникают трудности. Если брать единый календарный период для всей территории, то это не соответствует фактическому весеннему периоду, обуславливающему начало вегетации растений и весенние сельскохозяйственные работы. Так, например, сев яровой пшеницы, по данным Е. В. Бессоновой [1], в южных районах нашей страны проводится в основном в начале апреля; на севере — в конце мая. Очевидно, есть основания за весенний месяц принимать такой календарный отрезок, на середину которого приходится сроки сева яровой пшеницы. «Скользкий» по территории весенний период отвечает задачам агроклиматологии, но нивелирует различия, обусловленные естественной географической зональностью.

Выделение лета и осени не вызывает затруднений: за характерный для лета месяц по всей территории принят июль, для осени — сентябрь.

В табл. 2 представлена испаряемость в разных зонах увлажнения для ровных участков по сезонам. Весной испаряемость по всей территории СССР изменяется очень мало: ~3 см/мес (10,5 см/мес — на севере, 13,6 см/мес — в южных районах страны). Такое небольшое различие по территории объясняется «скользящим» весенним периодом: сев яровой пшеницы производится приблизительно при одинаковых метеорологических условиях, что приводит, как было выше отмечено, к сглаживанию различий за счет географической зональности. Ес-

Таблица 2
Испаряемость в разных зонах увлажнения по сезонам (см/мес)

Зоны ув- лаж- нения	Весна	Лето	Осень
I	10,7	11,0	2,4
II	11,1	13,9	5,1
III	12,1	16,0	7,0
IV	12,4	17,7	8,5
V	12,8	19,2	9,7
VI	13,6	20,8	11,0

ли сравнить значения испаряемости весной за одинаковые календарные сроки (за апрель и за май), то различия между крайними зонами увлажнения оказываются большими — около 8 см/мес, т. е. зональность проявляется очень четко.

Летом при переходе от одной зоны к другой изменчивость испаряемости значительна. Различия в испаряемости между зоной избыточного увлажнения и сухой составляют 10,7 см (соответственно 10,9 и 21,6 см/мес). Изменчивость между соседними зонами составляет 3,0—1,5 см/мес.

Осенью изменчивость испаряемости почти такая же, как летом, но абсолютные значения меньше. Так, в зоне избыточного увлажнения испаряемость всего 2,3 см/мес, а на юге страны ее значения достаточно велики: ~12 см/мес. Различия в испаряемости между крайними зонами увлажнения порядка 10 см/мес, т. е. почти такие же, как летом.

Согласно приведенным данным, диапазон изменения испаряемости по территории СССР за одинаковые календарные периоды в течение теплого периода заключен в пределах от 8 до 12 см/мес, отклонения в отдельные месяцы составляют $\pm 20\%$.

В табл. 3 представлена испаряемость на склонах разной крутизны (5, 10, 15, 20°) и ориентации (северные, южные, западные, восточные) в разных зонах увлажнения. Весной испаряемость по территории СССР на склонах так же, как и на ровном месте, изменяется мало. На склонах крутизной 5° изменения следующие: на северных — от 9,8 см/мес в зоне избыточного увлажнения до 12,5 см/мес в сухой зоне, на южных — от 11,2 до 14 см/мес, на восточных и западных — от 10,2 до 13,3 см/мес, т. е. на склонах всех экспозиций различия по территории близки к 3 см/мес.

Различия в E_0 на северных и южных склонах крутизной 5° во всех зонах составляют примерно 1,5 см/мес. Западные и восточные склоны характеризуются одинаковыми значениями E_0 .

На северных склонах крутизной 10° E_0 меньше, чем на южных уже на 3—3,5 см/мес. Для западных и восточных склонов крутизной 10°, так же как на склонах крутизной 5°, E_0 приблизительно одинакова.

Для склонов крутизной 15° характерно уже большее различие между экспозициями: между северными и южными склонами оно составляет 4—5,5 см/мес. Намечается расхождение значений E_0 на западных и восточных склонах этой крутизны: на восточных испаряемость чуть больше, чем на западных (различия не превышают 0,5 см/мес).

При крутизне склонов 20° испаряемость в зависимости от экспозиции изменяется еще сильнее: E_0 на северных склонах меньше, чем на южных, на 5,5—7,0 см/мес, E_0 на западных склонах меньше, чем на восточных, на 1,0—1,5 см/мес. Во всех случаях различия в значениях испаряемости нарастают линейно от зоны избыточного увлажнения к сухой зоне.

Летом (табл. 3) испаряемость на склонах изменяется по территории СССР существенно, примерно на 8—10 см/мес (в зависи-

Испаряемость на склонах в разных зонах увлажнения по сезонам

95

мости от экспозиции и крутизны склона). Изменения при переходе от одной зоны к другой составляют примерно 1,5—3,0 см/мес, наименьшие различия в E_0 наблюдаются при переходе от слабрызасушливой зоны к засушливой и от засушливой к очень засушливой, наибольшее изменение E_0 имеет место между зонами избыточного и достаточного увлажнения.

Различия в испаряемости между северными и южными склонами крутизной 5° составляют около 1,5 см/мес, при крутизне 10° они возрастают до 2—3 см/мес. На западных и восточных склонах крутизной 5 и 10° не наблюдается различий в значениях испаряемости.

Для склонов крутизной 15 и 20° характерны большие различия в испаряемости. Для северных и южных склонов она изменяется от 3 см/мес в зоне избыточного увлажнения до 4,5 см/мес в сухой зоне, на склонах крутизной 15 и 20° от 3,5 до 5,5 см/мес в тех же зонах соответственно. На восточных склонах наблюдаются несколько большие значения E_0 , чем на западных, — на 0,5—1,5 см/мес.

Осенью (табл. 3) значения испаряемости на склонах разных экспозиций отличаются наибольшей изменчивостью. По территории страны E_0 изменяется от 4 до 12,5 см/мес в зависимости от экспозиции и крутизны склона. Осенью четко проявляется возрастание различий в испаряемости от севера к югу на склонах противоположных экспозиций, но одинаковой крутизны. Эта закономерность была замечена и в целом для теплого периода.

Таблица 4 убедительно иллюстрирует отмеченную выше закономерность. Причиной этого, очевидно, является значительное уменьшение испаряемости от лета к осени в зоне избыточного увлажнения, а малые абсолютные значения, естественно, обуславливают малые разности. В сухой зоне испаряемость осенью еще достаточно высока.

Рассмотрим, как изменяются разности испаряемости в пределах зон увлажнения на склонах крутизной 15 и 20° и на ровном месте (табл. 5). Разности ($E_{ос} - E_{ор}$) всегда отрицательны, по аб-

Таблица 4

Разности испаряемости на склонах противоположных экспозиций

Зона увлаж- нения	Крутизна склонов, град.							
	5		10		15		20	
	экспозиция склонов							
	южная — северная	восточная — западная	южная — северная	восточная — западная	южная — северная	восточная — западная	южная — северная	восточная — западная
I	2,4	0,0	3,9	0,6	4,8	0,8	5,0	0,6
VI	3,6	0,0	6,5	1,0	9,0	1,6	13,8	1,0

Разности E_0 между зонами

Зоны увлаж- нения	Ровное место	Экспозиция склонов																			
		северная					южная					восточная					западная				
		Крутизна склонов																			
		5	10	15	20	5	10	15	20	5	10	15	20	5	10	15	20				
Весна																					
II-I	0,5	0,5	0,8	0,2	0,5	0,7	0,4	0,6	0,7	0,3	0,4	0,0	0,0	0,3	0,4	0,0	0,3				
III-II	0,9	0,7	0,6	0,6	0,3	0,6	0,9	0,8	0,6	1,2	1,5	0,0	0,7	1,2	1,5	0,1	0,8				
IV-III	0,3	0,1	0,2	0,0	-0,1	0,3	0,2	0,4	0,2	0,3	0,3	0,6	0,1	0,3	0,3	0,8	0,1				
V-IV	0,6	0,5	0,6	0,2	0,1	0,4	0,4	0,3	0,6	0,6	0,5	0,4	0,5	0,6	0,5	0,6	0,8				
VI-V	0,8	1,9	2,0	1,7	1,6	1,8	1,9	1,8	1,8	1,8	1,8	1,7	1,6	1,8	1,8	1,7	1,6				
VI-I	3,1	2,2	1,8	1,1	0,2	2,4	2,9	3,0	0,0	2,6	2,8	1,5	1,7	2,6	2,8	2,0	2,4				
Лето																					
II-I	2,9	2,8	2,5	2,4	2,6	3,1	2,9	3,0	3,4	2,8	2,7	2,7	2,7	2,8	2,7	2,6	2,3				
III-II	2,2	2,2	1,9	1,8	1,8	2,2	2,1	2,0	2,2	2,4	2,0	2,2	1,9	2,4	2,0	1,8	1,8				
IV-III	1,6	1,4	1,3	1,2	1,2	1,5	1,4	1,6	1,6	1,4	1,2	1,4	1,3	1,4	1,2	1,4	1,2				
V-IV	1,5	1,4	1,3	1,3	1,4	1,5	1,4	1,4	1,6	1,5	1,4	1,4	1,2	1,5	1,4	1,2	1,2				
VI-V	2,5	2,2	1,9	1,9	2,0	2,3	2,2	2,2	2,3	2,2	2,2	2,0	2,2	2,5	2,2	2,0	1,8				
VI-I	10,7	10,0	8,9	8,6	9,0	10,6	10,0	10,2	11,1	10,3	9,5	9,7	9,3	10,3	9,5	9,0	8,3				
Осень																					
II-I	2,7	2,4	2,0	1,7	1,0	2,8	2,7	3,0	3,6	2,6	2,8	2,6	2,9	2,6	2,5	2,3	2,4				
III-II	2,1	1,7	1,6	1,3	0,9	2,0	2,0	2,2	2,6	2,0	1,9	1,9	1,9	2,0	1,9	1,7	1,8				
IV-III	1,3	1,2	1,0	0,9	0,6	1,4	1,4	1,6	1,8	1,3	1,3	1,2	1,2	1,3	1,3	1,2	1,3				
V-IV	1,4	1,2	1,0	0,8	0,6	1,4	1,6	1,4	1,8	1,3	1,2	1,3	1,4	1,3	1,3	1,2	1,2				
VI-V	2,1	1,8	1,6	1,4	0,9	2,0	2,3	2,4	2,8	1,8	2,0	2,0	1,8	1,8	2,0	1,8	8,5				
VI-I	9,6	8,3	7,2	6,1	4,0	9,6	9,8	10,6	12,6	9,0	9,2	9,0	8,8	9,0	9,0	7,2	1,8				

солотным значениям нарастают с увеличением крутизны и сухости климата. Наибольшие различия отмечаются осенью в сухой зоне. В зоне избыточного увлажнения рассматриваемые разности меняются по сезонам мало.

Разности ($E_{0ю} - E_{0р}$) всегда положительны, нарастают с увеличением крутизны. Зависимость от сухости климата заметна только осенью, тогда же наблюдаются наибольшие величины ($E_{0ю} - E_{0р}$). Меньше всего разности испаряемости летом, очевидно, в связи с высоким стоянием солнца. Разности ($E_{0с} - E_{0р}$) во все сезоны по абсолютной величине больше, чем ($E_{0ю} - E_{0р}$).

На восточных и западных склонах разности испаряемости между склонами и ровным местом невелики. Весной и осенью испаряемость на восточном склоне немного (~ 1 см/мес) больше, чем на ровном месте. Летом для засушливых и сухой зоны характерно некоторое уменьшение испаряемости на восточном склоне по сравнению с ровными участками.

На западном склоне во все сезоны испаряемость несколько меньше, чем на ровном месте. Больше всего по абсолютной величине разность ($E_{0з} - E_{0р}$) летом на склонах крутизной 20° . Заметно увеличение различий по мере нарастания сухости климата, в особенности летом.

С увеличением крутизны испаряемость на северных склонах уменьшается во все сезоны, на южных возрастает; на восточных склонах E_0 весной и осенью имеет тенденцию к возрастанию, летом — к уменьшению, на склонах западной ориентации E_0 во все сезоны немного убывает с ростом крутизны.

В табл. 6 представлены отношения $E_{0с}/E_{0р}$ для четырех экспозиций. Из этой таблицы следует, что весной и летом рассматриваемые отношения в зависимости от зон увлажнения изменяются очень мало на всех экспозициях. В связи с этим для весны и лета по данным табл. 6 можно составить номограмму, с помощью которой можно определять отношение $E_{0с}/E_{0р}$ для четырех основных экспозиций для всей территории СССР.

Осенью значения $E_{0с}/E_{0р}$ сильно изменяются от зоны к зоне и составить номограмму, единую для территории СССР, невозможно.

На рис. 2 представлены номограммы для весны (а) и лета (б).

Разброс точек незначителен, зависимость линейная для всех экспозиций.

Приведем аналитические выражения этих номограмм:

1) весной

для южного склона

$$E_{0ю}/E_{0р} = 1 + 0,010\alpha, \quad (1)$$

для северного склона

$$E_{0с}/E_{0р} = 1 + 0,016\alpha, \quad (2)$$

для восточного склона

$$E_{0з}/E_{0р} = 1 + 0,002\alpha, \quad (3)$$

Таблица 6

Таблица 6

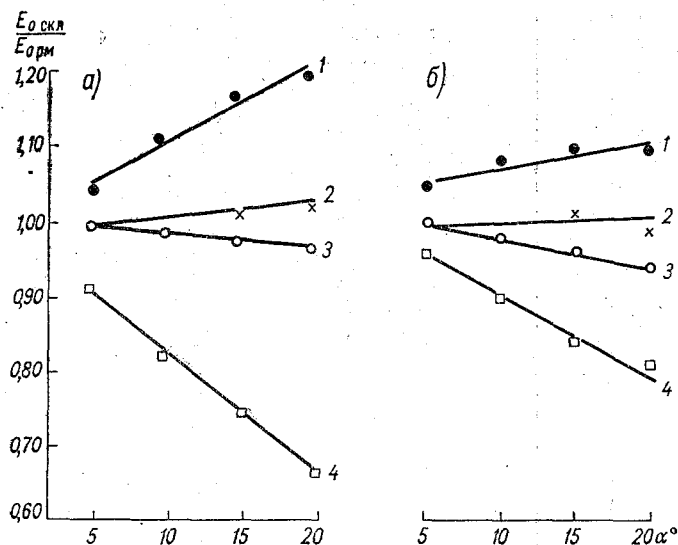


Рис. 2. Номограмма для определения отношения E_{0skz}/E_{0rm} для весны (а) и лета (б).

Склоны: 1 — южные, 2 — восточные, 3 — западные, 4 — северные.

для западного склона

$$E_{0z}/E_{0p} = 1 - 0,001\alpha, \quad (4)$$

2) летом

для южного склона

$$E_{0ю}/F_{0p} = 1 + 0,005\alpha, \quad (5)$$

для северного склона

$$E_{0с}/E_{0p} = 1 - 0,010\alpha, \quad (6)$$

для восточного склона

$$E_{0в}/E_{0p} = 1 + 0,0002\alpha \quad (7)$$

для западного склона

$$E_{0з}/E_{0p} = 1 - 0,003\alpha, \quad (8)$$

где α — крутизна склона в градусах в диапазоне — 0—20°.

С помощью этих номограмм можно в пределах всей территории определить отношение испаряемости на склонах к испаряемости на ровном месте для четырех основных экспозиций в диапазоне крутизны склонов от 0 до 20°.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бессонова Е. В. Наступление фаз развития основных с.-х. культур на территории СССР.— «Географический сб. (Вопросы фенологии», 1957, № 11, с. 47—67.
2. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеиздат, 1956. 256 с.
3. Зубенок Л. И. Испарение на территории Советского Союза.— В кн.: Влагооборот в природе и его роль в формировании ресурсов пресных вод. М., «Стройиздат», 1973. 154 с.
4. Мезенцев В. С., Карнацевич И. В. Увлажненность Западно-Сибирской равнины. Л., Гидрометеиздат, 1969. 168 с.
5. Романова Е. Н. Изменение испаряемости на склонах различных экспозиций и крутизны на территории СССР.— «Тр. ГГО», 1974, вып. 339, с. 35—47.

ИЗМЕНЕНИЕ ИСПАРЕНИЯ ЗА ТЕПЛЫЙ ПЕРИОД В РАЗНЫХ УСЛОВИЯХ РЕЛЬЕФА

Вода — один из четырех факторов (свет, тепло, влага, питание), необходимых для существования и развития растений, причем этот фактор часто находится в недостатке и при таких условиях является решающим в развитии различных фитоценозов. В связи с этим вопросы влагообеспеченности растений, в частности изучение испарения, привлекали внимание очень многих исследователей. Существует большое количество признанных, апробированных методов определения испарения. Но для расчетов испарения в условиях выраженного рельефа наиболее применимы методы, основанные на использовании зависимости испарения от радиационного баланса.

Влажность почвы на склонах разной ориентации и крутизны и в различных частях одного и того же склона отличается большой пестротой. Испарение лимитируется не только теплоэнергетическими ресурсами, как испаряемость, но и запасами влаги в почве. Вследствие этого испарение на склонах характеризуется большей неоднородностью, чем испаряемость.

Для расчета испарения на склонах в зависимости от испаряемости была применена формула

$$E_c = E_{0c} \frac{E_p}{E_{0p}} K_w, \quad (1)$$

где E и E_0 — испарение и испаряемость соответственно, индексы «с» и «р» означают «склон» и «равнина»; $K_w = \frac{W_c}{W_p}$ — коэффициент увлажнения склонов; W_c , W_p — влажность почвы, при которой происходит испарение на склоне и на равнине.

Формула (1) получена путем преобразования известной формулы М. И. Будыко [1]

$$E = E_0 \frac{W}{W_k},$$

где W_k — влажность почвы, при которой испарение становится равным испаряемости.

Вопросам изменения испаряемости на склонах посвящена статья [4]. На рис. 1 представлена в обобщенном виде испаряемость за теплый период на северных и южных склонах разной

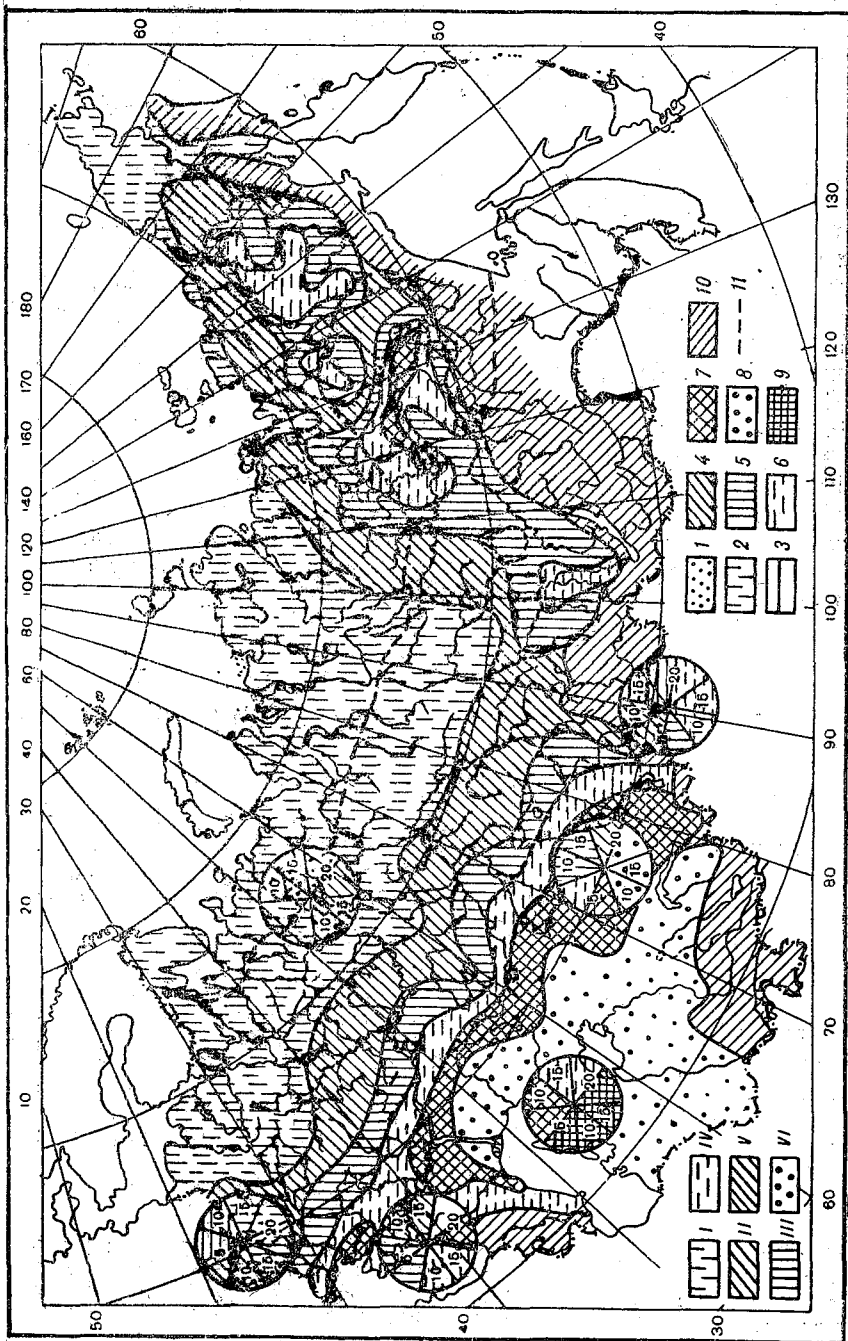


Рис. 1. Типизация испаряемости за теплый период.

Зоны увлажнения: I — избыточного, II — достаточного, III — слабо засушливая, IV — засушливая, V — очень засушливая, VI — сухая. Испаряемость, см за период: 1 — 30—40; 2 — 41—50; 3 — 51—60; 4 — 61—70; 5 — 71—80; 6 — 81—90; 7 — 91—100; 8 — 101—110; 9 — 111—120; 10 — горы, 11 — изолиния $\Sigma t = 1000^\circ\text{C}$ за период с температурой выше 10°C .

крутизны по зонам увлажнения на территории СССР. Верхние половины окружностей во всех зонах увлажнения характеризуют испаряемость на северных склонах, нижние — на южных. Крутизна склонов (5, 10, 15, 20°) дана в секторах окружностей.

На севере страны проведена изолиния суммы температур воздуха, равной 1000°C, за период с температурой выше 10°C [6]. Эта изолиния является границей между умеренным и холодным поясом: севернее возможно лишь очаговое земледелие и земледелие в закрытом грунте. Приводимые данные по испаряемости относятся к зонам различного увлажнения умеренного пояса. Зональные значения E_p/E_{op} получены согласно [5]. Для определения K_{ω} были использованы материалы многочисленных экспедиционных наблюдений за влажностью почвы, проводившихся в холмистом рельефе в разных частях СССР, и экспериментальные данные других авторов [2].

Полученные указанным методом значения испарения для северных и южных склонов крутизной 5, 10° представлены в табл. I.

Ранее в работе [3] было указано, что несмотря на повышенную испаряемость на южных склонах, испарение здесь во всех зонах увлажнения почти всегда меньше, чем на северных склонах. Исключение составляют нижние части южных склонов крутизной 10° в зоне избыточного увлажнения.

Таблица I

Испарение со склонов за теплый период (см/период)

Зона увлажнения	Ровное место	Крутизна, град.						
		5			10			
		часть склонов						
		верхняя	средняя	нижняя	верхняя	средняя	нижняя	подножие

Северный склон

I. Избыточного	42,3	39,1	39,1	43,5	35,5	35,5	39,4	47,0
II. Достаточного	44,7	38,7	42,2	55,7	35,0	38,1	50,4	63,9
III. Слабозасушливая	40,3	35,3	38,7	50,9	32,4	35,5	46,7	69,0
IV. Засушливая	33,9	30,4	32,5	43,0	27,8	30,0	39,4	57,6
V. Очень засушливая	18,3	16,2	18,0	23,1	14,8	16,4	21,1	31,1
VI. Сухая	10,4	9,7	9,7	13,6	9,0	9,0	12,6	17,6

Южный склон

I. Избыточного		24,0	25,0	43,2	25,4	26,5	45,8	47,0
II. Достаточного		19,6	24,9	44,4	19,8	25,3	45,2	53,0
III. Слабозасушливая		18,1	22,8	40,8	18,8	23,6	42,4	47,7
IV. Засушливая		14,4	18,9	34,2	14,9	19,5	35,3	40,7
V. Очень засушливая		7,7	10,6	18,4	8,0	11,0	19,0	22,0
VI. Сухая		4,4	5,5	11,0	4,6	5,7	11,4	12,5

Уточненные величины испарения в табл. 1 сохраняют аналогичные соотношения. Испарение в верхних и средних частях южных склонов постепенно уменьшается по мере нарастания сухости климата от значений, близких к 30 см в зоне избыточного увлажнения до 10 см в очень засушливой зоне, а в сухой почти до нуля.

В нижних частях южных склонов и у их подножий величина испарения заметно больше. Максимальные значения в этих местоположениях наблюдаются в зоне достаточного увлажнения, где они составляют 47—48 см в нижних частях склонов и 51 см у подножий. В зоне избыточного увлажнения соответственные значения испарения несколько меньше: 43—46 см внизу склона и 47 см у подножия. Начиная со слабо засушливой зоны и до сухой испарение постепенно уменьшается — от ~40 до 5,5 см в нижних частях склонов и от 44 до ~15,5 см у их подножий.

Во всех частях северного склона самое большое испарение наблюдается в зоне достаточного увлажнения, что вполне закономерно, так как в этой зоне имеются достаточные влагозапасы, а теплоэнергетические ресурсы здесь больше, чем в зоне избыточного увлажнения. На северном склоне более, чем на южном, заметно влияние крутизны. Диапазон изменения испарения в верхних и средних частях северных склонов составляет от 41 до 4,5 см в зависимости от зоны увлажнения и крутизны склона. В нижних частях рассматриваемых склонов аналогичные изменения от 53 до 13,5 см, а у подножий — от 64 до 21 см.

В нижних частях северных склонов испарение равно испаряемости в зоне избыточного увлажнения, а у подножий склонов данной экспозиции это равенство имеет место и в зоне достаточного увлажнения. На склонах южной экспозиции испарение, равное испаряемости, наблюдается только в зоне избыточного увлажнения у подножий склонов.

Разности ($E_0 - E$) за теплый период нарастают с увеличением сухости климата, достигая наибольших значений в сухой зоне в верхних и средних частях южных склонов, однако дефицит увлажнения и на склонах северных экспозиций имеет большие значения (табл. 2). В работе [3] было принято считать увлажнение недостаточным, если рассматриваемая разность ($E_0 - E$) ≥ 30 см. Как видно из табл. 2, недостаточно увлажненными оказываются верхние и средние части южных склонов во всех зонах, за исключением зоны избыточного увлажнения. В нижних частях южных склонов такой дефицит увлажнения начинается со слабозасушливой зоны, у их подножий — с засушливой. На северных склонах в верхних и средних частях дефицит увлажнения > 30 см наблюдается уже в слабозасушливой зоне, в нижних частях начиная с засушливой, у подножий — в очень засушливой и сухой зонах.

На выровненных территориях дефицит увлажнения > 30 см наблюдается при переходе от слабозасушливой (26,7 см) к засушливой зоне (50,9 см), так же как в нижних частях северных склонов. Однако изменение ($E_0 - E$) между указанными зонами на ровных участках существенно больше, чем на северных склонах.

Разности $E_0 - E$ за теплый период (см/период)

Зона увлажнения	Ров- ное место	Крутизна склонов, град.						
		5			10			
		часть склонов						
		верх- няя	сред- няя	ниж- няя	верхняя	сред- няя	ниж- няя	подно- жие
Южный склон								
I	4,8	19,2	19,2	4,8	20,3	20,3	5,1	0,0
II	19,2	40,4	40,4	20,2	41,0	41,0	20,5	12,9
III	26,7	55,1	55,1	39,3	57,2	57,2	40,8	29,3
IV	50,9	72,0	72,0	54,0	74,4	74,4	55,8	46,8
V	68,6	86,9	86,9	72,4	90,4	90,4	75,2	59,5
VI	98,6	110,4	110,4	104,9	113,5	113,5	107,9	88,1
Северный склон								
I		4,4	4,4	0,0	4,4	4,0	0,0	0,0
II		17,7	17,7	5,9	16,0	16,0	5,5	0,0
III		33,9	33,9	23,8	31,1	31,1	21,8	14,7
IV		58,0	58,0	39,7	43,8	43,8	36,5	29,8
V		64,1	64,1	56,0	58,6	58,4	50,3	45,8
VI		92,3	92,3	82,6	85,6	85,6	76,6	82,8

При сравнении испарения на склонах и на ровном месте (табл. 3) четко проявляются закономерности, характерные для всей территории СССР. На верхних и средних частях южных склонов испарение за весь теплый период существенно меньше, чем на ровных участках, причем по территории разности ($E_{\text{скл}} - E_{\text{р.м}}$) меняются незначительно. Испарение в верхних и средних частях северных склонов также меньше, чем на ровных местах, но разности небольшие (см. табл. 3).

В нижних частях и северных, и южных склонов испарение во всех зонах больше, чем на равном месте, причем разности больше на северных склонах. Несмотря на то что разности между испарением на всех частях склонов северной и южной экспозиции и ровным местам имеют одинаковые знаки по всей территории СССР, причины этого принципиально различны. Коэффициент увлажненности K_w для верхних и средних частей южных склонов существенно меньше единицы и несмотря на увеличение испаряемости, способствующее быстрому расходу влаги, испарение здесь в целом за вегетационный период заметно меньше, чем на выровненных участках соответствующих зон увлажнения. В нижних частях склонов K_w близок к единице, что в сочетании с повышенной испаряемостью и дает некоторое увеличение испарения.

В верхних и средних частях северных склонов значения коэффициента увлажненности близко к единице, но понижение испаряемости приводит здесь к уменьшению испарения по сравнению

с ровным местом. В нижних частях северных склонов K_w заметно больше единицы, вследствие чего испарение здесь больше, чем на выровненных участках, несмотря на пониженную испаряемость.

Таким образом, принципиально иные соотношения теплоэнергетических ресурсов испарения и запасов влаги в почве на склонах северной и южной экспозиции приводят к качественной однородности испарения на этих контрастных склонах по сравнению с выровненными участками. В количественном выражении разности величин испарения на склонах рассматриваемых экспозиций и на ровных местах различны.

Испарение с подножий склонов, которые практически являются ровными участками, больше, чем с ровных территорий, не находящихся под влиянием склонов, в связи с большими значениями K_w . Самое большое увеличение испарения наблюдается у подножий северных склонов в засушливых зонах. Это так же объясняется особенностями соотношения теплоэнергетических ресурсов испарения и относительных запасов влаги в почве.

Рассмотренные закономерности изменения испарения относятся к условиям идеальных склонов с постоянной крутизной 5 или 10°. По этим данным прослеживается влияние крутизны склона на испарение, зональные изменения испарения, дефицит испарения на склонах разной экспозиции и крутизны на территории СССР и другие рассмотренные выше особенности испарения на северных и

Таблица 3

Разности испарения на склонах и ровном месте (см/период)

Зона увлаж- нения	Крутизна склонов, град.						
	5			10			
	часть склонов						подножие
	верхняя	средняя	нижняя	верхняя	средняя	нижняя	

Южный склон

I	—13,4	—13,4	1,0	—11,7	—11,7	3,5	4,8
II	—17,7	—17,7	2,5	—17,3	—17,3	3,5	6,3
III	—13,0	—13,0	2,8	—12,2	—12,2	4,2	7,4
IV	—15,9	—15,9	2,1	—15,4	—15,4	3,2	4,1
V	—13,2	—13,2	+1,3	—12,9	—12,9	2,3	7,2
VI	—	—	0,4	—	—	0,5	10,5

Северный склон

I	—3,1	—3,1	1,3	—6,8	—6,8	—2,8	4,8
II	—3,7	—3,7	8,1	—7,7	—7,7	2,8	19,2
III	—2,6	—2,6	7,5	—5,4	—5,4	3,9	22,0
IV	—2,1	—2,1	5,8	—4,7	—4,7	2,6	21,1
V	—3,4	—3,4	4,7	—5,2	—5,2	3,1	21,1
VI	—0,2	—0,2	9,5	—0,6	—0,6	8,4	15,7

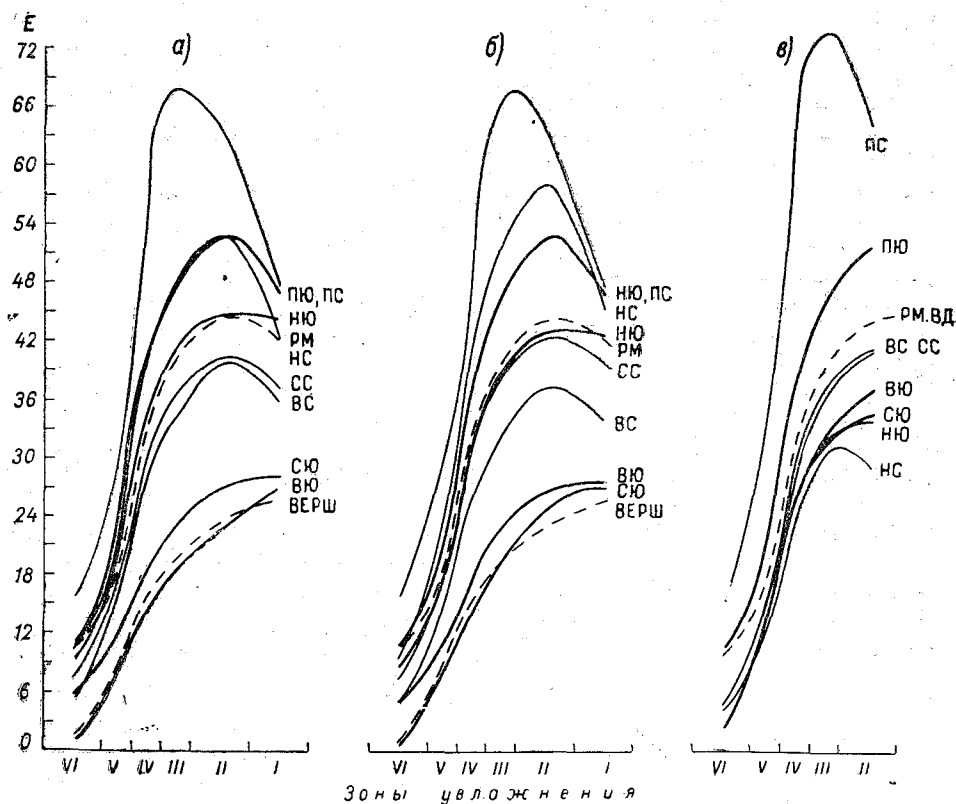


Рис. 2. Испарение за теплый период (см/период) на склонах разных типов.

Типы склонов: а — прямой; б — вогнутый; в — выпуклый. Местоположения: РМ — ровное место; ВЮ, СЮ, НЮ, ПЮ — верхняя, средняя, нижняя части, подножие южного склона соответственно; ВС, СС, НС, ПС — верхняя, средняя, нижняя части, подножие северного склона соответственно; верш. — вершина. Зоны увлажнения — см. рис. 1.

южных склонах с постоянной крутизной 5 и 10°. В природных условиях склоны с постоянной крутизной по всему склону называются склонами прямого профиля.

На рис. 2 представлено испарение за теплый период во всех зонах увлажнения для трех типов склонов. Для испаряемости характерна линейная зависимость при переходе от одной зоны увлажнения к другой для всей территории СССР. Для испарения линейность явно нарушается, поскольку максимум испарения почвы для всех местоположений, за исключением самых сухих, наблюдается обычно в зоне достаточного увлажнения. Для наиболее сухих местоположений при максимуме испарения в зоне избыточного увлажнения убывание E от зоны к зоне также нелинейно.

На рис. 2а приводятся величины испарения на склонах прямого профиля крутизной 7,5°. На рис. 2б даются величины испарения на склонах вогнутого профиля, значения испаряемости для скло-

нов северной и южной экспозиции в верхней части были взяты для 10° , в средней — для 5° , в нижней — для $2,5^\circ$.

В верхней части склонов выпуклого профиля (рис. 2в) были взяты значения испаряемости, соответствующие крутизне $2,5^\circ$, в средней — 5° , в нижней — 10° .

Испарение для верхней, средней и нижней частей разных типов склонов было получено путем умножения значений испаряемости на соответственные множители. Полученные описанным выше способом величины испарения для разных частей склонов трех типов являются достаточно надежными, поскольку эмпирические коэффициенты увлажнения определялись именно для взятых нами типов склонов, а крутизна $2,5$, 5 и 10° типична для освоенных склонов в большинстве районов страны [2].

При рассмотрении изменения величин испарения на вогнутых и прямых склонах в зависимости от зон увлажнения характерно, что наибольшее испарение отмечается в зоне достаточного увлажнения, лишь только на самых сухих местоположениях (верхние и средние части южных склонов, вершины) самое большое испарение наблюдается в зоне избыточного увлажнения.

Если рассматривать испарения в различных местоположениях, то максимальное испарение наблюдается во всех зонах увлажнения у подножий северных склонов. В зоне избыточного увлажнения оно составляет 47 см, в зоне достаточного увлажнения — 64 см. В слабозасушливой и засушливой зонах испарение больше на 58 и 55 см, чем в зоне избыточного увлажнения, в сухой зоне испарение у подножий северных склонов составляет 21 см. К наиболее сухим местоположениям относятся верхние, средние и верхние части южных склонов прямого и вогнутого профиля и нижние и средние части южных склонов выпуклого профиля.

Наибольшие различия в испарении между крайними местоположениями (вершинами и подножиями) северных склонов имеют место в зонах достаточного увлажнения, слабозасушливой и засушливой (40 см); в зоне избыточного увлажнения и в сухой зоне эти различия значительно меньше — около 20 см. При избыточном увлажнении контрастность в испарении лимитируется тепло-энергетическими ресурсами, в случае большой сухости климата — дефицитом влажности почвы. Различия в испарении между нижними частями южных склонов, средними и верхними северных и ровными участками, заметные в зонах избыточного и достаточного увлажнения, в слабозасушливой постепенно убывают по мере дальнейшего нарастания сухости климата и в сухой зоне испарение практически одинаково в этих местоположениях.

На склонах выпуклого профиля наиболее сухими местоположениями являются нижние части. В связи с этим наименьшее испарение наблюдается во всех зонах увлажнения в нижних частях южных склонов (от 30 см в зоне избыточного увлажнения до 5 см в сухой зоне). Средние части южных склонов и нижние части северных склонов испаряют за вегетационный период на 3 — 4 см больше.

Наибольшее испарение отмечается на подножиях северных склонов. С подножий южных склонов испарение заметно меньше: наибольшие различия отмечаются в засушливой зоне (25—30 см за период), наименьшие — в сухой зоне (4 см). Сравнение величин испарения на склонах разных профилей показывает, что испарение на склонах прямого и вогнутого профиля имеет много сходных черт и качественно отличается от испарения на склонах выпуклого профиля. Так, на склонах прямого и вогнутого профиля испарение больше, чем на контрольных ровных участках, распо-

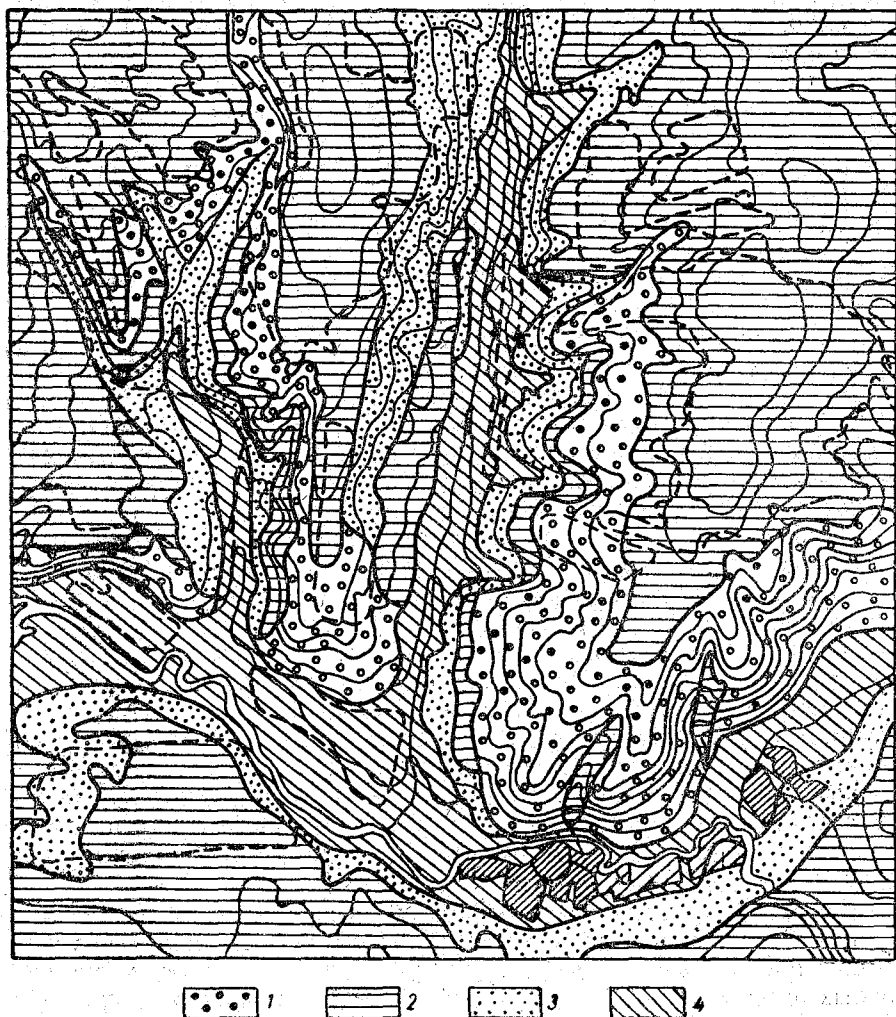


Рис. 3. Испарение в холмистом рельефе (очень засушливая зона).

Испарение, см. за период: 1 — 13—15; 2 — 18—20; 3 — 21—25; 4 — 25—35.

женных на нижних частях склонов, как северных, так и южных. На склонах выпуклого профиля испарение с наиболее увлажненных верхних частей несколько меньше, чем с контрольных участков (водоразделов), а с подножий выпуклых склонов, особенно северных, испарение значительно больше, чем с подножий склонов прямого и вогнутого профиля.

Полученные количественные значения испарения в зависимости от экспозиции, крутизны, типа склона и зоны увлажнения делают возможным произвести детальную пространственную интерполяцию испарения в условиях сложного рельефа. На рис. 3 приводятся крупномасштабные картосхемы испарения в холмистом рельефе, в очень засушливой зоне.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеиздат, 1956. 256 с.
2. Микроклимат холмистого рельефа и его влияние на сельскохозяйственные культуры. Гл. 10. Л., Гидрометеиздат, 1962, с. 216—228.
3. Микроклимат СССР. Гл. 7. Л., Гидрометеиздат, 1967, с. 166—196.
4. Романова Е. Н. Изменение испаряемости на склонах различной экспозиции и крутизны на территории СССР.—«Тр. ГГО», 1974, вып. 339, с. 35—47.
5. Зубенок Л. И. Характеристика увлажнения территории Советского Союза.—«Тр. ГГО», 1965, вып. 179, с. 112—116.
6. Агроклиматический атлас мира. Л., Гидрометеиздат, 1972.

РАСЧЕТ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПЛОЩАДНЫХ ОЦЕНОК УСЛОВИЙ УВЛАЖНЕНИЯ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ ПОЛЕЙ

При проведении комплексных мероприятий по регулированию водного режима полей большое значение имеет изучение соотношения количества тепла и влаги на конкретной местности. В Эстонской ССР наиболее сложные условия для водной мелиорации создаются в холмистой местности. В зависимости от рельефа и почвенных разностей одновременно на близких расстояниях встречается необходимость как осушения, так и орошения [2]. Проектирование этих мелиоративных мероприятий требует детального учета соответствующих условий увлажнения, а также их территориальной и временной изменчивости по площадям сельскохозяйственных угодий. Методика расчета этих условий была разработана на основе картографического материала при помощи ЭВМ «Минск-22».

Условия увлажнения в различных местоположениях рассчитывались по формуле

$$H_p = E_p - (W_{\text{но}} + X_p), \quad (1)$$

где H_p — норма искусственного регулирования водного режима почвы; E_p — оптимальное водопотребление культур в различных частях рельефа; X_p — количество осадков с учетом влияния ветра и перераспределения их по склону;

$$W_{\text{но}} = W_{\text{н}} - W_{\text{к}},$$

где $W_{\text{н}}$ — весенние запасы влаги в слое почвы 0—50 см; $W_{\text{к}}$ — критическая влажность почвы. Все величины в формуле (1) даны в миллиметрах.

Испаряемость в различных частях рельефа определялась по величине радиационного баланса, изменение которого на склонах было найдено по методике Т. А. Голубовой [1]. Количество осадков на равнинной местности определялось по данным ГМС Выру, перераспределение под влиянием ветра по Дж. Сандеборг [12] и перераспределение по склону по Е. Н. Романовой [4, 5]. Весенние запасы влаги в почве были вычислены по методике Е. Н. Романовой [5], проверенной ею по фактическим данным в Выруском районе [6].

Двухстороннее регулирование водного режима почвы производится главным образом на полях с многолетними травами. В связи с этим оптимальное водопотребление культур было рассчитано с учетом требований многолетних трав по формуле

$$E_p = kR_p, \quad (1a)$$

где R_p — радиационный баланс на склонах различной экспозиции и крутизны; k — коэффициент, который для многолетних трав на минеральных почвах был принят равным 0,70, для торфяных почв 1,0.

Критической считали влажность, равную 60% полевой влагоемкости.

В качестве площадных характеристик условий увлажнения, определяемых по формуле (1), на конкретных полях использовались следующие показатели: $\bar{H}_p$ — средневзвешенное значение H_p по площади данного поля; φ — процентная доля площадей с одинаковыми условиями увлажнения; n — число градаций условий увлажнения; K_{pc} — коэффициент равномерности структуры, предлагаемый У. Мересте [10]. Коэффициент K_{pc} рассчитывается по формуле

$$K_{pc} = \frac{\prod_{i=1}^n \varphi_i}{\left(\frac{100}{n}\right)^n}, \quad (2)$$

где

$$\prod_{i=1}^n \varphi_i = \varphi_1 \times \varphi_2 \times \varphi_3 \times \dots \times \varphi_n. \quad (2a)$$

Согласно У. Мересте [10], коэффициент равномерности структуры является синтетическим показателем изучаемой совокупности, характеризующим равномерность структуры в виде одного числа. Коэффициент K_{pc} выражает отношение показателя действительной структуры к идеально равномерной структуре совокупности. Идеально равномерной является совокупность, в которой все составные элементы равны. Как известно, произведение равных элементов приобретает всегда большее значение, чем произведение неравных. Если члены совокупности выражены в процентах, то при идеально равномерной структуре произведение их равно

$$\left(\frac{100}{n}\right)^n = \max. \quad (26)$$

Отношение выражения (26) к произведению членов действительной совокупности по выражению (2a) и принимается мерой равномерности структуры в виде формулы (2).

Из формулы (2) следует, что чем равномернее структура рассматриваемой совокупности, тем ближе коэффициент K_{pc} к единице.

це. При неравномерной структуре коэффициент уменьшается и его минимальное значение равно нулю.

Картографической основой для расчетов площадных характеристик условий увлажнения служили комплексные микроклиматические карты одного отделения колхоза «Свердлов» Вырусского района Эстонской ССР, составленные при помощи ЭВМ «Минск-22» по ранее опубликованной методике [3, 8].

По физико-географическому районированию Эстонии [14] рассматриваемый участок колхоза «Свердлов» относится к Возвышенной Эстонии, к округу Южной Эстонии и к возвышенности Карула. По климатическому районированию А. Райка [11], он относится к материковой части республики, к району Юго-Восточной Эстонии и подрайону Валга-Карула.

При помощи плана землепользования хозяйства на комплексной микроклиматической карте определялись контуры отдельных полей. На этом участке получилось 27 полей общей площадью 316,5 га. Площади отдельных полей колеблются от 1,4 га до 38,1 га, среднее значение площади одного поля равно 11,7 га.

Результаты расчетов на ЭВМ «Минск-22» характеристик условий увлажнения на площади по формуле (1) на отдельных полях печатались в виде машинных картограмм и таблиц. Интервал градации величины H_p принимался равным 30 мм. Эта величина H_p в Эстонской ССР в настоящее время является наименьшей нормой дождя для многолетних трав [7, 9, 13]. Оптимальными условиями увлажнения принят интервал изменения H_p от — 15 до 15 мм. На основе формулы (1) отрицательные значения H_p наблюдаются на избыточно увлажненных полях, положительные — в условиях недостаточного увлажнения.

В табл. 1 приведены площадные характеристики величины H_p для отдельных полей в многолетнем режиме. Из табл. 1 видно, что за май—июнь на полях одного отделения хозяйства условия увлажнения существенно различаются. Наиболее часто средневзвешенное значение $\overline{H_p}$ отмечается в пределах от —16 до —45 мм, т. е. создаются условия небольшого переувлажнения. На 7 полях наблюдаются условия оптимального увлажнения. Недостаточное и избыточное увлажнение встречаются на 2 полях. Среднее значение $\overline{H_p}$ в пределах от 46 до 75 мм на этом участке не встречается. Наибольшую повторяемость имеет градация $\overline{H_p}$ от —15 до 15 мм (26 раз), наименьшую — от 46 до 75 мм (10 раз). Число градаций увлажнения в пределах одного поля варьирует в значительных пределах. Наиболее распространены поля, в пределах которых встречаются 5 или 4 градации увлажнения. На рассматриваемых полях коэффициент равномерности структуры $K_{рс}$ изменяется от 0,01 до 1,00. Число очень неоднородных полей, где значение $K_{рс}$ изменяется от 0,01 до 0,10, на этом участке равно 7, число очень однородных полей ($K_{рс}$ в пределах от 0,91 до 1,00) равно 4. Зависимость изменения коэффициента $K_{рс}$ от площади поля на данном участке не обнаружена.

Распределение нормы искусственного регулирования водного режима почвы по отдельным полям за май—июнь

Порядковый номер поля	Площадь (% общей площади поля) по отдельным грациям H_p					Средневзвешенное значение H_p поля, мм		Коэффициент равномерности структуры Кср
	от —46 до —75 мм	от —16 до —45 мм	от —15 до 15 мм	от 16 до 45 мм	от 46 до 75 мм	от	до	
1	19,49	27,97	36,44	16,10	—	—16	—45	0,82
2	100,00	—	—	—	—	—46	—75	1,00
3	47,88	21,13	14,08	14,09	2,82	—16	—45	0,57
4	12,06	—	87,94	—	—	—16	—45	0,43
5	32,00	24,00	44,00	—	—	—16	—45	0,91
6	22,22	—	77,78	—	—	—16	—45	0,69
7	19,38	—	69,76	10,08	0,78	—16	—45	0,02
8	12,09	—	87,91	—	—	—16	—45	0,43
9	13,10	18,70	44,85	23,35	—	—15	15	0,62
10	31,42	1,43	32,86	34,29	—	—15	15	0,14
11	29,64	3,70	18,51	44,45	3,70	—15	15	0,10
12	33,02	26,41	23,59	16,98	—	—16	—45	0,90
13	11,54	17,91	40,50	27,74	2,31	—15	15	0,17
14	—	6,67	20,00	53,33	20,00	16	45	0,37
15	16,66	10,88	66,68	5,10	0,68	—16	—45	0,02
16	35,44	16,37	31,81	14,56	1,82	—16	—45	0,01
17	27,55	21,68	30,33	20,44	—	—16	—45	0,95
18	24,16	15,43	23,52	36,89	—	—15	15	0,83
19	48,00	4,00	48,00	—	—	—16	—45	0,25
20	27,06	7,73	58,57	3,87	2,77	—16	—45	0,04
21	26,66	17,03	27,42	28,15	0,74	—15	15	0,77
22	11,76	—	88,24	—	—	—16	—45	0,42
23	13,84	7,69	69,23	7,70	1,54	—16	—45	0,03
24	20,00	6,25	69,38	4,37	—	—16	—45	0,10
25	—	—	11,11	88,89	—	+16	45	0,39
26	—	—	100,00	—	—	—15	15	1,00
27	91,67	—	8,33	—	—	—46	—75	0,30

Кроме территориальной изменчивости площадных оценок условий увлажнения сельскохозяйственных полей, существенное значение имеет их временная изменчивость в зависимости от общих погодных условий. Согласно формуле (1), общие погодные условия характеризуются радиационным балансом деятельности поверхности, количеством осадков и ветровым режимом местности. Наибольшее влияние на формирование водного режима почвы оказывают радиационный баланс и количество осадков. Исходя из этого, в первом приближении в основу расчета временной изменчивости условий увлажнения сельскохозяйственного поля принято изменение этих величин. Для этой цели вычислялись месячные суммы радиационного баланса R и осадков X в Выруском районе при обеспеченности 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90%. В первом случае условия увлажнения рассчитаны по формуле (1) при значениях радиационного баланса и осадков с одинаковой обеспеченностью.

Таблица 2

Площадные характеристики величины H_p в зависимости от изменения обеспеченности сумм радиационного баланса и осадков от 10 до 90%. Май.

Обеспеченность, %		Площадь (% общей площади поля) по отдельным градациям H_p							Средневзвешенное значение H_p мм		Коэффициент равномерности структуры $K_{ср}$
		от 16 до 45 мм	от 15 до 16 мм	от 14 до 15 мм	от 13 до 14 мм	от 12 до 13 мм	от 11 до 12 мм	от 10 до 11 мм	от	до	
осадки	радиационный баланс										
10	10	—	10,45	14,75	30,15	18,95	25,70	—	—46	—75	0,71
20	20	—	17,05	15,36	27,44	40,15	—	—	—46	—75	0,74
30	30	—	23,66	30,62	17,05	28,67	—	—	—46	—75	0,91
40	40	8,50	16,49	30,36	18,95	25,70	—	—	—16	—45	0,65
50	50	11,32	19,41	24,63	20,63	24,01	—	—	—16	—45	0,84
60	50	14,54	16,19	24,63	20,63	24,01	—	—	—16	—45	0,90
70	70	17,05	13,68	24,63	20,63	24,01	—	—	—16	—45	0,89
80	80	17,05	13,68	24,63	20,63	24,01	—	—	—16	—45	0,89
90	90	17,05	13,68	24,63	20,63	24,01	—	—	—16	—45	0,89

Площадные характеристики величины H_p в зависимости от изменения обеспеченности сумм радиационного баланса от 10 до 90 % и количества осадков от 90 до 100 мм.

Обеспеченность, %		Площадь (% общей площади поля) по отдельным градациям H_p										Средневзвешенное значение H_p (в мм)		Коэффициент равно-мерности структуры H_p
		от 46 до 75 мм	от 16 до 45 мм	от 15 до 15 мм	от 16 до 45 мм	от 46 до 75 мм	от 76 до 105 мм	от 106 до 135 мм	от 136 до 165 мм	от 166 до 195 мм	от 196 до 225 мм	от	до	
10	90	—	—	—	10,45	15,72	29,18	18,95	25,70	—	—	—76	—105	0,73
20	80	—	—	4,45	20,53	29,29	17,05	28,68	—	—	—	—46	—75	0,41
30	70	—	—	17,05	13,67	24,63	20,63	24,02	—	—	—	—46	—75	0,89
40	60	—	—	24,94	29,34	17,51	28,21	—	—	—	—	—16	—45	0,93
50	50	—	11,32	19,41	24,63	20,63	24,01	—	—	—	—	—16	—45	0,84
60	40	—	17,05	13,67	29,13	40,15	—	—	—	—	—	—16	—45	0,70
70	30	—	19,61	34,67	20,02	25,70	—	—	—	—	—	—16	—45	0,90
80	20	8,50	19,20	27,65	20,63	24,02	—	—	—	—	—	—15	15	0,70
90	10	17,05	13,67	24,63	44,65	—	—	—	—	—	—	—15	—	0,66

Для иллюстрации в табл. 2 приведены результаты расчетов за май в этом же хозяйстве на участке площадью около 100 га. Из табл. 2 видно, что из 6 возможных градаций увлажнения на данном участке в зависимости от изменений радиационного баланса и осадков одновременно встречаются 4 или 5 градаций. При месячных суммах R и X с малой обеспеченностью преобладают более влажные условия. С увеличением обеспеченности сумм R и X степень переувлажнения уменьшается, но в среднем этот участок остается избыточно увлажненным. Коэффициент равномерности структуры в общих чертах увеличивается с увеличением обеспеченности сумм R и X до 70% и затем остается постоянным. В некоторой степени это можно объяснить довольно широким интервалом возможных изменений величины H_p в пределах одной градации.

Во втором случае условия увлажнения рассчитывались при значениях радиационного баланса, обеспеченность которых изменялась от 10 до 90%, а обеспеченность сумм осадков изменялась в обратную сторону. Такая тенденция изменения этих величин отвечает реальным условиям природы. Результаты расчетов приведены в табл. 3, из которой видно, что динамика условий увлажнения на данном участке стала более сложной. Общее число градаций увеличилось по сравнению с приведенными в табл. 2, но одновременно встречается, как и раньше, только 4—5 градаций. Условия увлажнения изменяются от сильного переувлажнения при больших величинах суммы осадков и малых суммах радиационного баланса до оптимальных условий при малых величинах суммы осадков и больших величинах радиационного баланса. Коэффициент равномерности структуры $K_{рс}$ меньше, чем в табл. 2, и в его динамике изменения трудно обнаружить закономерность.

Из вышеизложенных материалов следует, что площадная оценка условий увлажнения сельскохозяйственных полей чувствительно реагирует как на изменение физико-географических условий подстилающей поверхности, так и на изменение общих погодных условий. В среднемноголетнем режиме в пределах даже одного поля возникают существенные территориальные различия в условиях увлажнения, которые необходимо учитывать при проектировании мелиоративных мероприятий. В отдельные годы площади с одинаковыми условиями увлажнения имеют большую вариацию, которая вызывает необходимость дифференциации норм и сроков долива на разных участках поля.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голубова Т. Г. Количественные характеристики радиационного режима. — В кн.: Микроклимат СССР. Л., Гидрометеиздат, 1967, с. 11—37.
2. Каринг П. Х., Иыги Я. О. О возможности использования комплексных микроклиматических карт для оценки местоположения для проведения мелиоративных мероприятий. — В кн.: Влияние мелиорации на водный режим и климатические условия. Материалы конференции (Таллин, 16—17 ноября 1972 г.), Вып. 2. Таллин, 1973, с. 182—190.

3. Каринг П. Х., Иыги Я. О. К методике составления и анализа крупномасштабных комплексных микроклиматических карт при помощи ЭВМ.— «Тр. ГГО», 1974, вып. 339, с. 3—16.
4. Романова Е. Н. Увлажнение почвы.— В кн.: Микроклимат СССР. Л., Гидрометеиздат, 1967, с. 166—196.
5. Романова Е. Н. Принцип расчета и картирования влажности почвы на морфометрической основе.— В кн.: Климат почвы. Л., Гидрометеиздат, 1971, с. 39—51.
6. Романова Е. Н. Методика исследования влажности почвы в условиях холмистого рельефа ЭССР.— «Тр. ГГО», 1974, вып. 339, с. 17—24.
7. Тамм В. Простой метод определения сроков полива культурных пастбищ.— «Вопросы мелиорации и водного режима хозяйства». Вып. 2. Тарту, 1972, с. 79—87.
8. Karing P. Mulla- ja mikrokliima komplekssete kaartide koostamise meetodikast.— „Põllumajandusmaade mikrokliima uurimisest Eesti NSV-s“. Tallinn, 1973, lk. 53—59.
9. Maastik A., Tamm V., Lippmaa A., Haldre H., Johanson J. Põllumajanduskultuuride vihmutus. Tallinn, Valgus. 1973. 351 lk.
10. Mereste U. Kogumite struktuuri sunteetilisest iseloomustamisest majandusgeograafilistes uurimustes. EGS Aasaraamat 1960/61. Tallinn, 1962. lk. 300—321.
11. Raik A. Eesti kliimaatilisest rajoneerimisest.— “Eesti Loodus”, Nr. 2, 1967, lk. 65—70.
12. Sandsborg J. The effect of wind on precipitation distribution over a hill.— „Nord. Hydrol.“, 1, N. 4, 1970, p. 235—244.
13. Sau A., Viiralt R. Kultuurkarjamaade niisutamise efektiivsusest.— “Sotsialistlik Põllumajandus“, 1971, Nr. 18, lk. 831—833.
14. Varep E. The landscape regions of Estonia. TRU Toimetised, Nr. 156, Tartu, 1964, lk. 3—28.

ТИПИЗАЦИЯ ТЕРРИТОРИИ СССР ПО ЗАЩИЩЕННОСТИ ОТ ПРЕОБЛАДАЮЩИХ И ВРЕДНЫХ ВЕТРОВ

При оценке климатических ресурсов территорий необходимо учитывать защищенность различных местоположений. Этот учет имеет большое народнохозяйственное значение. Он необходим при выборе оптимальных местоположений в градостроительстве под городскую застройку и при ориентировке улиц и зданий, для авиации, дорожного хозяйства и ряда других отраслей.

Под влиянием различного рода препятствий, в частности рельефа, скорость и направление ветра сильно изменяются. Изменение скорости ветра в пересеченной местности рассмотрено в ряде работ, получена обобщенная таблица, которая характеризует изменение скорости ветра в различных условиях рельефа [3, 4]. Согласно этим работам, наветренные и отчасти параллельные ветру склоны холмов характеризуются усилением скорости ветра, подветренные — ослаблением. В долинах, ориентированных по направлению потока, наблюдается усиление скоростей ветра, а перпендикулярных к ветру — ослабление.

Деформация направления ветра под влиянием рельефа также велика. Однако этот вопрос изучен еще недостаточно. Для оценки микроклиматической изменчивости направления ветра в пределах небольших территорий со сложным рельефом необходимо знать направление воздушного потока, обусловленное циркуляцией атмосферы и макросостояниями подстилающей поверхности, т. е. должны быть известны, так называемые «фоновые» направления. Одной из задач типизации территории СССР по защищенности и является получение фоновых характеристик направления ветра в разных частях страны.

В соответствии с картами преобладающих направлений ветра [3] проведена типизация территории СССР по защищенности от преобладающих и вредных ветров для лета (июль), весны (апрель), осени (октябрь), зимы (январь) и в целом за год. Преобладающими считаются ветры с повторяемостью больше 25%. К вредным ветрам относятся прежде всего суховейные, холодные и метелевые, штормовые.

Зимой и осенью при типизации прежде всего следует учитывать интересы градостроительства, дорожного хозяйства, авиации.

Летом и весной основное внимание уделяется запросам сельского хозяйства, т. е. при типизации защищенности оцениваются условия произрастания растений в различных местоположениях,

условия навигации. Но и для градостроительства и для авиации учет защищенности в эти сезоны также представляет интерес, поскольку для данных отраслей народного хозяйства учет защищенности важен в течение всего года. В особенности это относится к условиям крайних климатических зон, т. е. к суровым холодным северным районам и жарким южным. На севере не только в холодный период, но и летом важен выбор наиболее защищенных местоположений. В южных районах летом, напротив, опасен перегрев, необходима достаточная аэрация жилых массивов.

Лето

Для лета на территории СССР выделено семь зон (рис. 1).

Зона 1. Она охватывает северные районы страны. Летом здесь преобладают северо-восточные и восточные ветры, которые являются холодными. Наиболее сильные ветры также имеют северную составляющую. В этих районах оптимальными местоположениями являются склоны, ориентация которых имеет южную составляющую, в особенности южные и юго-западные. Склоны этих экспозиций защищены от преобладающих и холодных ветров и получают большее количество солнечной радиации, что очень важно в этих холодных северных районах. Также хорошо защищены долины, ориентированные в широтном направлении.

Самыми плохими местоположениями в зоне 1 являются долины, вытянутые в меридиональном направлении и продуваемые ветром. В таких долинах наблюдается увеличение скоростей ветра. Примером неблагоприятной ориентировки в этом районе является долина реки Лены на участке от Якутска до Тикси. При сильных северных ветрах, не совпадающих с направлением течения реки, образуются высокие волны, представляющие большую опасность для плавания [2]. Крайне неблагоприятные условия создаются также на наветренных северных и северо-восточных склонах.

Летом в июле над очень большой территорией, сильно различающейся по климатическим условиям, наблюдается преобладание северных и северо-западных ветров. Эта территория делится на северный и южный районы. Граница (линия 9 на рис. 1) проходит приблизительно по слабозасушливой зоне [5].

Зона 2. Это — северная зона, преобладания ветров северных и северо-западных направлений. В этой зоне, так же как и в зоне 1, оптимальными местоположениями являются склоны южных, юго-западных, юго-восточных экспозиций и долины, ориентированные в широтном направлении.

Возможно и объединение зон 1 и 2 в одну, поскольку местоположения по естественной защищенности одни и те же.

Зона 3. Она выделена на ЕТС по преобладанию западных ветров. Эта зона охватывает Прибалтику, Ленинградскую, Новгородскую области, Белоруссию и северную часть Украины и Предуралья. Лучшими местоположениями по защищенности являются

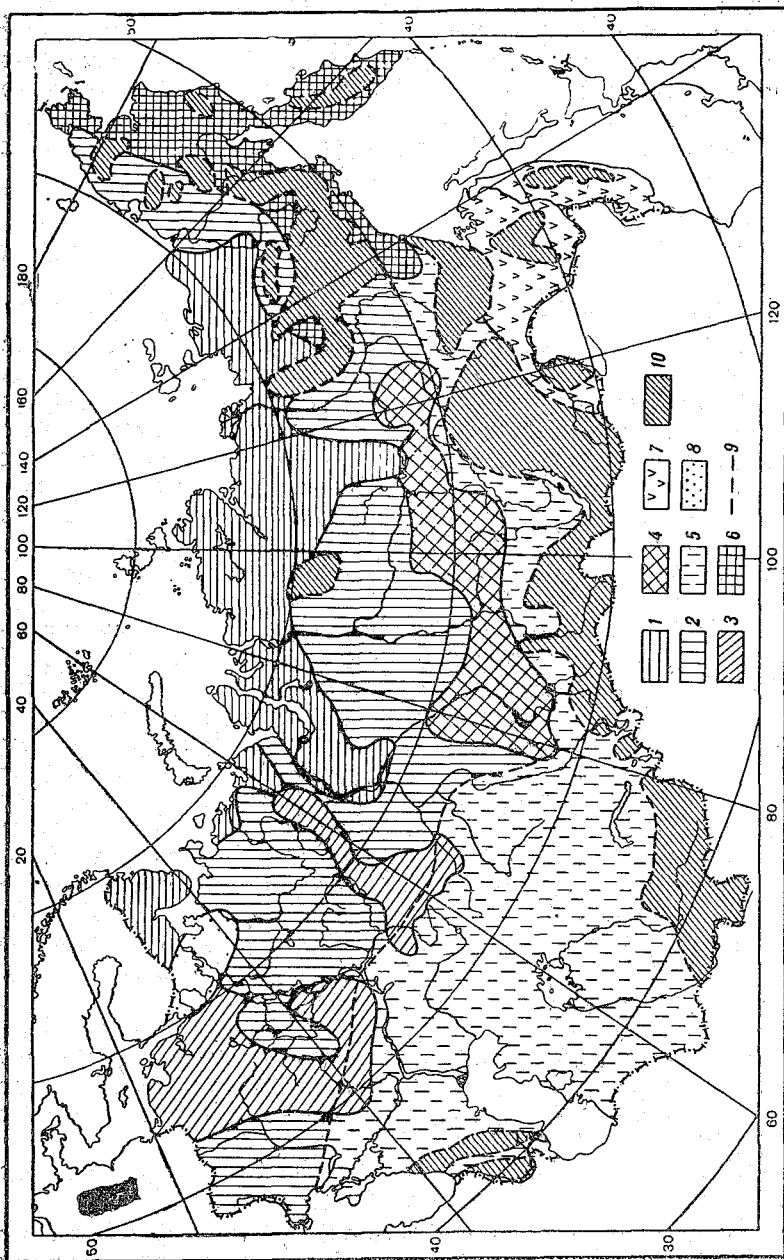


Рис. 1. Типизация по защищенности от преобладающих и вредных ветров в июле.
Описание зон 1—8 дано в тексте; 9 — граница слабозасушливой зоны, 10 — горы.

склоны южной, юго-восточной и восточной экспозиции. Однако в южной части этой зоны, где имеет место уже некоторая засушливость климата, южные склоны из-за сухости почвы неблагоприятны для произрастания растений, в связи с чем южнее границы слабокзасушливой зоны эти склоны не следует относить к оптимальным местоположениям.

Долины, ориентированные в широтном направлении, продуваются преобладающими ветрами и в таких долинах наблюдается ускорение воздушного потока. Долины, ориентированные в меридиональном направлении, продуваются при холодных вторжениях. Оптимальными по защищенности следует считать извилистые долины.

Зона 4. В ней преобладают юго-западные и западные ветры. Эта зона приблизительно занимает южную половину Средне-Сибирского плоскогорья, имеющего вид плоской возвышенности, расчлененной глубоко врезанной речной сетью на ряд различных по размерам участков. Оптимальными по защищенности местоположениями следует считать восточные, юго-восточные и южные склоны и извилистые долины.

Зона 5. Она характеризуется преобладанием северо-западных и северных ветров. В этой зоне вредными ветрами являются в первую очередь суховеи, которые согласно Е. А. Цубербиллер [5] имеют юго-восточное направление. Таким образом, оптимальными по защищенности являются здесь западные и восточные склоны, извилистые долины.

Зона 6. Она занимает Чукотский полуостров, Камчатку, побережье Охотского моря, преобладающими здесь являются ветры с южной составляющей. Оптимальные по защищенности условия наблюдаются на западных и восточных склонах, в извилистых долинах.

Несмотря на то, что оптимальные местоположения в зонах 5 и 6 одинаковы, объединять эти контрастные по климатическим условиям зоны не следует.

Зона 7. Следует выделить в отдельную зону Приморье. Над этой территорией господствует летний муссон. Вследствие сложного рельефа и конфигурации береговой линии здесь наблюдается значительная пестрота направлений ветра. В долине р. Амура (севернее 48° с. ш.), которую с юго-востока ограничивают горы Сихотэ-Алинь, а с северо-запада Буреинский хребет, во время летнего муссона преобладают северо-восточные ветры. В других частях Приморья преобладающими направлениями ветра в июне являются восточные, юго-восточные, юго-западные, северные и северо-западные. Оптимальная защищенность имеет место только на западных склонах и в извилистых долинах.

Зона 8. В некоторых районах страны нет преобладания какого-либо направления ветра. В этом случае выбор оптимальных местоположений определяется направлением вредных ветров и общим климатическим фоном, т. е. в более холодных районах (Карельской АССР, Архангельская обл.) к оптимальным местополо-

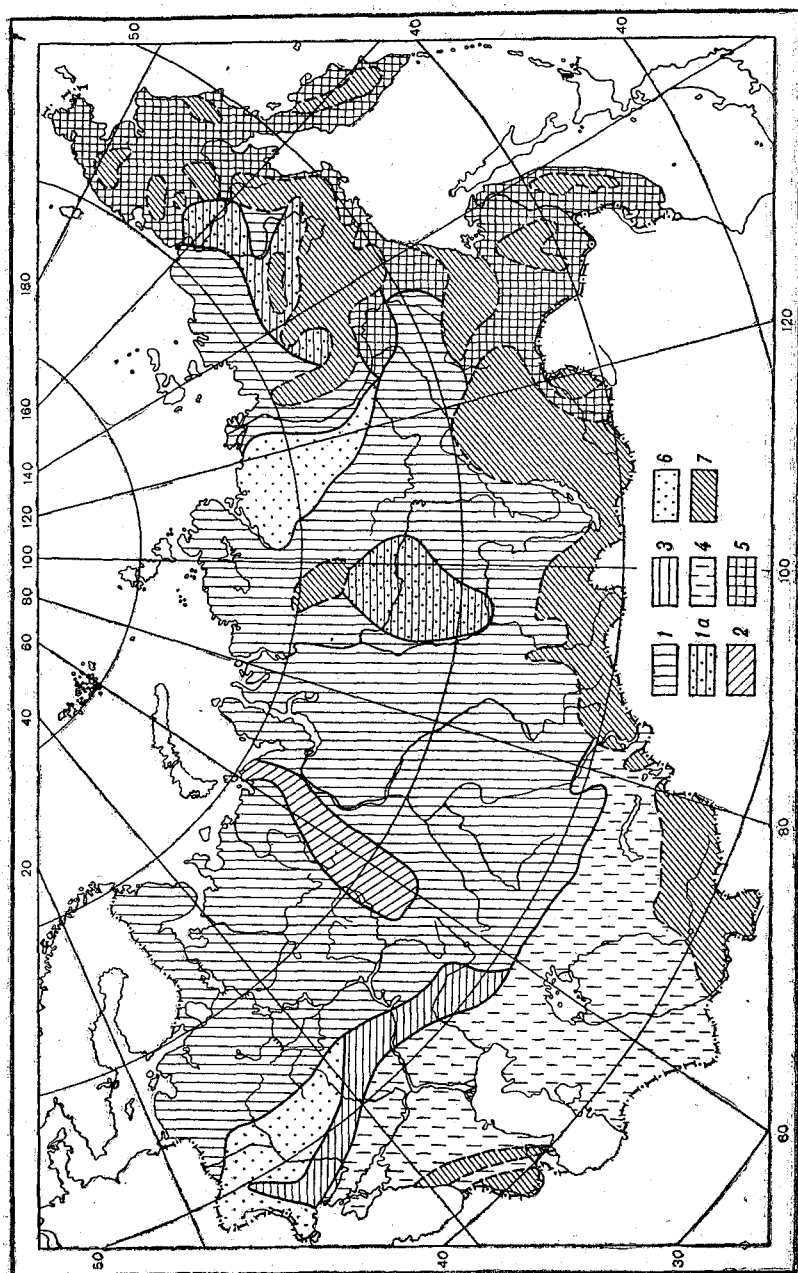


Рис. 2. Типизация по защищенности от преобладающих и вредных ветров в январе.

Описание зон 1—6 дано в тексте, 7 — горы.

жениям следует относить теплые склоны — южные, юго-западные, юго-восточные; в более теплых и сухих районах — восточные и западные.

Зима

Зимой (январь) на территории СССР в зависимости от типизации по защищенности выделено шесть зон (рис. 2).

Зона 1. На очень большой части ЕТС и АТС наблюдается преобладание южных и юго-западных ветров. При ветрах этих направлений часты метели и снегопады. К вредным относятся холодные ветры: восточные и северные. К оптимальным местоположениям в этой зоне можно отнести юго-восточные склоны, долины, ориентированные с северо-запада на юго-восток и извилистые долины. На Средне-Сибирском плоскогорье и на территории, расположенной восточнее Верхоянского хребта, преобладают юго-восточные ветры. Эти территории выделены в зону 1а, в которой к оптимальным местоположениям относятся юго-западные и западные склоны, долины широтной ориентации. Зимой в сибирской зоне слабых ветров тоже предпочтение следует отдать склонам южных экспозиций. Понижения в рельефе здесь являются аккумуляторами холодного воздуха и поэтому непродуваемые долины нельзя отнести к оптимальным местоположениям, даже в продуваемых ветром долинах складываются лучшие условия.

Зона 2. В Предуралье преобладают западные ветры. Западные склоны Урала — самые неблагоприятные по защищенности местоположения. Оптимальными по защищенности от ветра являются здесь южные, юго-восточные склоны, долины извилистые и ориентированные в направлении северо-запад — юго-восток.

Зона 3. Она занимает территорию на ЕТС, для которой характерно преобладание юго-восточных ветров. Здесь лучшая защищенность имеет место на южных и юго-западных склонах и в долинах, ориентированных в широтном направлении.

Зона 4. Она расположена на юге ЕТС и в Средней Азии, т. е. южнее ветрораздельной оси Воейкова, и здесь преобладают восточные и северо-восточные направления ветра. Оптимальные по защищенности местоположения имеют место на западных и северо-западных склонах, в долинах, ориентированных с северо-запада на юго-восток, и извилистых долинах.

Зона 5. К ней относится весь Дальний Восток. На Чукотке, Камчатке, на побережье Охотского моря преобладают ветры северных направлений. Оптимальные по защищенности участки здесь будут на склонах юго-восточной и южной экспозиции, в долинах, вытянутых с запада на восток. В Приморье, в долине нижнего Амура, господствуют юго-западные ветры. Оптимальные местоположения имеют место на восточных и западных склонах и в долинах, ориентированных в широтном направлении.

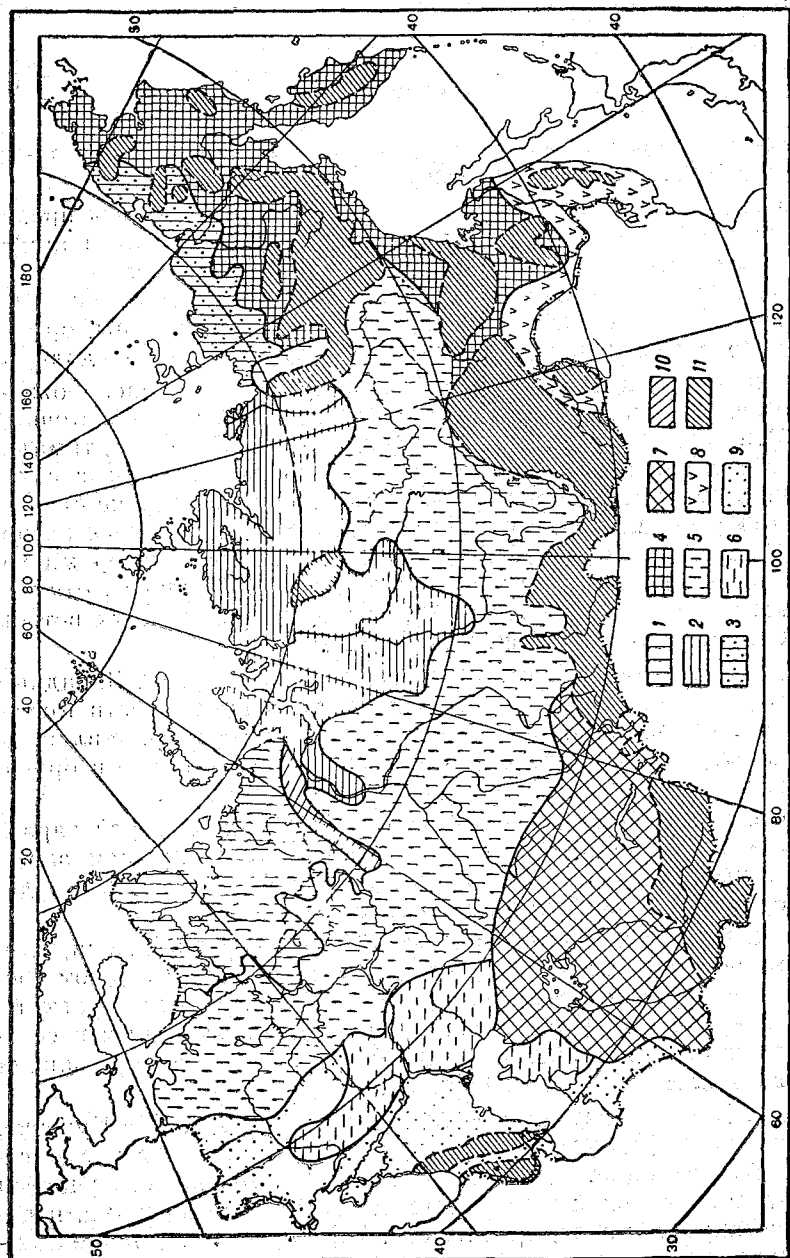


Рис. 3. Типизация по защищенности от преобладающих и вредных ветров в апреле.
Описание зон 1 — 10 дано в тексте, 11 — горы.

Зона 6. Она характеризуется отсутствием преобладающего направления ветра. Выбор оптимальных местоположений определяется принципами, изложенными выше (рис. 1, зона 8).

Весна

Для весны (апрель) характерна перестройка барического поля от зимних условий к летним (рис. 3).

Территория с преобладанием юго-западных и южных направлений значительно уменьшилась. В северных районах страны трудно выделить преобладающие направления воздушного потока. Здесь еще сохраняется большая повторяемость южных и юго-западных направлений ветра, однако частыми стали северные, северо-восточные, восточные направления, а в азиатской части еще и северо-западные и западные. В связи с этим выделение здесь местоположений, оптимальных по защищенности, затруднительно.

Зона 1. Она занимает север ЕТС, включая Кольский полуостров. Здесь к оптимальным местоположениям следует отнести юго-восточные и западные склоны, извилистые долины.

Зона 2. Она включает в себя север АТС от Урала до Восточно-Сибирского моря. На этой территории за исключением полуостровов Таймыр и Гыданский, где преобладают ветры с южной составляющей, приблизительно одинаковую повторяемость имеют северные, южные, северо-западные, северо-восточные, юго-западные, западные и восточные ветры.

При выделении оптимальных местоположений здесь прежде всего следует учитывать суровые северные условия и поэтому оптимальной экспозицией будут склоны с южной составляющей, которые получают дополнительное количество солнечной радиации. Благоприятные по защищенности условия складываются в извилистых долинах, а на Таймыре еще и в долинах и распадках, ориентированных в широтном направлении.

Зона 3. Она охватывает побережье Восточно-Сибирского моря. Преобладающими направлениями в этом районе в апреле являются западные, восточные и юго-восточные. Оптимальные по защищенности местоположения приурочены к южным и юго-западным склонам и к извилистым долинам.

Зона 4. Она занимает Чукотский полуостров, Камчатку, побережье Охотского моря, она характеризуется так же, как и зимой, преобладанием ветров северных направлений. Оптимальными местоположениями здесь следует считать южные, юго-западные и западные склоны, долины, ориентированные в широтном направлении, и извилистые долины.

Зона 5. Она охватывает самую большую территорию, на которой преобладают южные и юго-западные ветры и отчасти западные. Эта зона занимает центральную часть ЕТС, Западно-Сибирскую низменность и Средне-Сибирское плоскогорье. Оптимальными местоположениями для этой зоны будут восточные и юго-во-

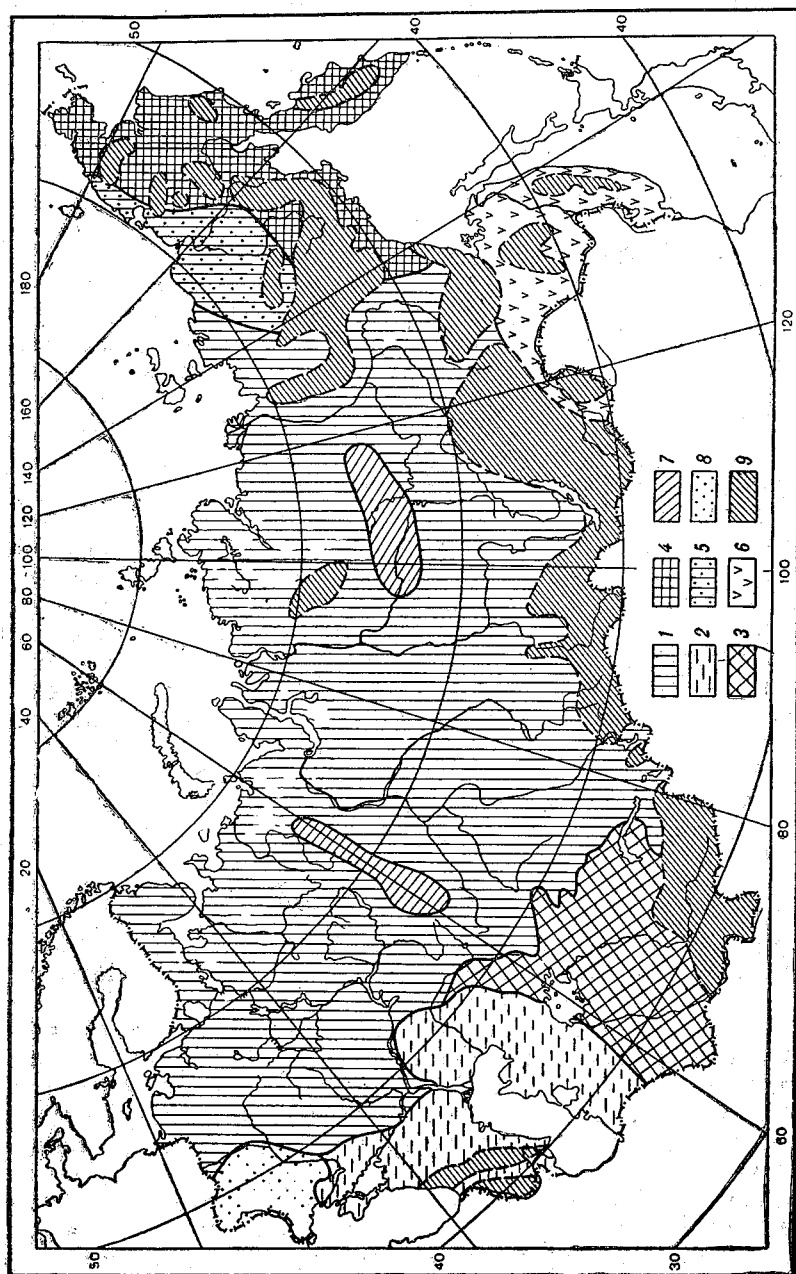


Рис. 4. Типизация по защищенности от преобладающих и вредных ветров в октябре.

Описание зон 1—8 дано в тексте, 9 — горы.

сточные склоны, а также долины, направленные с северо-запада на юго-восток.

Зона 6. Она расположена на территории Украины и северного Казахстана, здесь преобладают юго-восточные ветры. Оптимальные местоположения приурочены к западным и юго-западным склонам и извилистым долинам.

Зона 7. Средняя Азия характеризуется частыми суховейными ветрами, которые в весенние месяцы здесь особенно вредны вследствие большой сухости почвы. Суховеи, как показывает Цубербиллер [4], могут наблюдаться здесь при любом направлении ветра. В этой зоне преобладают северные и северо-восточные ветры. Наиболее благоприятные условия наблюдаются на западных, северо-западных и восточных склонах, а также в долинах, направленных с юго-запада на северо-восток, и извилистых долинах. В юго-западной части Туркмении, где преобладают западные ветры, к оптимальным местоположениям относятся северо-восточные и восточные склоны, долины, ориентированные по меридиану.

На карте указана граница сухой зоны, южнее которой суховейные ветры представляют весной особую опасность.

Зона 8. Она расположена в Приморском и южной части Хабаровского краев, в ней преобладают западные и юго-западные ветры. Согласно Л. Е. Анапольской [1], весной в Приморском крае наблюдаются сильные штормовые ветры с северной составляющей, в Хабаровском крае — юго-западные. В соответствии с этим в долинах, направленных с северо-запада на юго-восток, наблюдается увеличение скорости ветра и оптимальными местоположениями их считать нельзя. Лучшие условия здесь имеют место в извилистых долинах. Склоны восточные и юго-восточные и отчасти южные в этой зоне тоже защищены от преобладающих и штормовых ветров.

Зона 9. Преобладающие направления ветра отсутствуют. Выбор оптимальных местоположений согласно рис. 1, зона 8.

Осень

Осенью, так же как и зимой, на большой территории СССР преобладают юго-западные и южные ветры (рис. 4).

Зона 1. Эта зона охватывает территорию ЕТС и АТС приблизительно до 50° с. ш. Подветренные северные склоны здесь будут неблагоприятны по климатическим условиям, особенно в северных районах. Южные и юго-западные ветры в этой зоне относятся к наиболее сильным, штормовым. Таким образом, наиболее защищены здесь юго-восточные, восточные и западные склоны и долины, ориентированные в широтном направлении. В западной части Таймыра преобладают юго-восточные ветры и оптимальные условия создаются на южных и юго-западных склонах и в распадках.

Зона 2. Она занимает юг ЕТС, территорию Восточной Украины, Прикаспийской низменности и западной части Среднеазиатских республик, она характеризуется преобладанием восточных и юго-

восточных ветров. Наиболее благоприятны здесь склоны, имеющие западную и северо-западную ориентацию, и извилистые долины.

Зона 3. Она расположена в Средней Азии. Здесь господствуют северные и северо-восточные ветры. В этом жарком климате подветренные южные склоны неблагоприятны. Оптимальные условия по защищенности будут на северо-западных и западных склонах и в различно ориентированных долинах.

Зона 4. Она занимает территорию Чукотки, Камчатского полуострова, побережья Охотского моря. Осенью происходит постепенный переход от летнего типа циркуляции к зимнему. Начинает устанавливаться Сибирский антициклон, который обуславливает преобладание северных и северо-восточных ветров. В связи с возрастанием величины барических градиентов осенью увеличиваются скорости ветра. Большую повторяемость имеют штормы северных и северо-западных румбов [1], совпадающие по направлению с зимним муссоном. На побережье Охотского моря штормовые ветры имеют восточное направление. Оптимальными местоположениями в этой зоне являются склоны с южной экспозицией и долины, ориентированные в широтном направлении. Но на побережье Охотского моря, где наблюдаются восточные штормы, а северные ветры являются преобладающими, наиболее благоприятные условия по защищенности на южных и западных склонах и в извилистых долинах.

Зона 5. Она расположена на побережье моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря. Здесь господствуют ветры с южной составляющей. Подветренные северные склоны открыты холодным вторжениям с севера. В октябре, когда еще не окончилась навигация на Лене, эти северные ветры представляют большую опасность. Благоприятные условия в этой зоне будут на западных и восточных склонах и в извилистых долинах.

Зона 6. В Приморье осенью, так же как и в другие сезоны, наблюдается большая пространственная пестрота преобладающих направлений ветра, обусловленная сложной орографией. Выбор оптимальных местоположений здесь должен быть дифференцирован по территории.

Зона 7. Здесь преобладают западные направления ветра. К этой зоне относится Предуралье и центральная часть Средне-Сибирского плоскогорья. Наиболее защищенные участки приурочены к восточным склонам и долинам, имеющим меридиональное направление.

Зона 8. Преобладающее направление ветра отсутствует. Оптимальные местоположения выделяются согласно рис. 1, зона 8.

Типизация территории СССР по защищенности от преобладающих и вредных ветров должна производиться не только по сезонам, но и в целом за год.

На рис. 5 представлено схематическое районирование территории СССР по защищенности с учетом особенностей климата. На основании учета защищенности по сезонам и климатических особенностей выделено 8 районов.

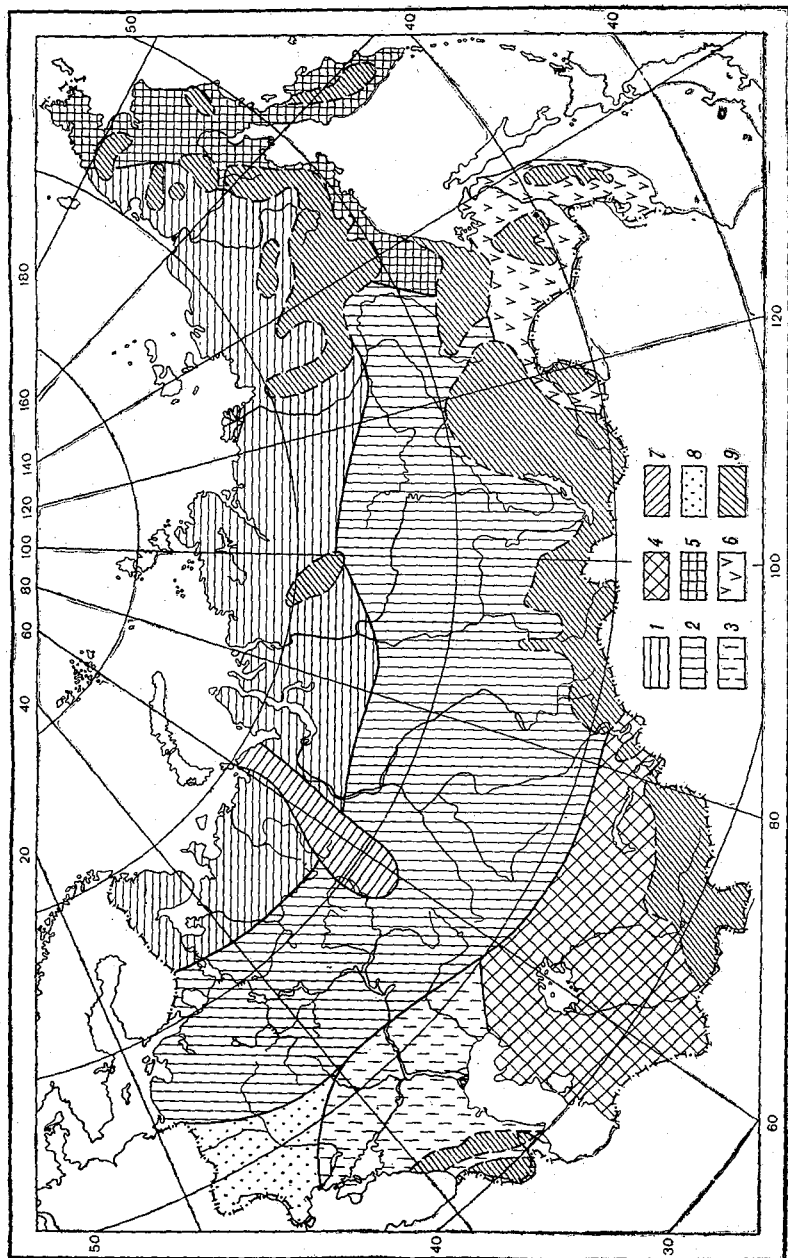


Рис. 5. Оптимальные по защищенности местоположения на территории СССР от преобладающих и вредных ветров.

Описание районов дано в тексте.

Район 1 — северный с крайне суровыми климатическими условиями. В соответствии с вышеизложенным наиболее благоприятными в градостроительном отношении следует считать западные, юго-западные, юго-восточные склоны. Выращивание сельскохозяйственных культур здесь производится в закрытом грунте, а для выращивания скороспелых и морозоустойчивых культур целесообразно использовать южные склоны крутизной 10—20°.

Район 2 — средняя полоса СССР приблизительно между 60 и 50° с. ш. Здесь к оптимальным местоположениям и для градостроительства и для сельского хозяйства следует отнести равнины. Наиболее защищенными местоположениями являются западные и юго-восточные склоны. Для выращивания теплолюбивых культур следует использовать защищенные от преобладающих северных ветров южные склоны.

Район 3 — юг и юго-восток ЕТС. В течение всех сезонов, за исключением лета, преобладают ветры с восточной составляющей, летом — с северной составляющей. Наиболее защищенными здесь будут западные склоны. К оптимальным местоположениям следует также отнести и равнины. Южные склоны так же хорошо защищены от преобладающих ветров, но вследствие сравнительной сухости климата и достаточно высокого термического уровня эти склоны подвержены перегреву и относятся к неблагоприятным местоположениям.

Район 4 — Средняя Азия. В течение всего года преобладают ветры с северной составляющей. Но вследствие жаркого климата для градостроительства наиболее неблагоприятными факторами являются перегрев и застой воздуха, однако и большая продуваемость тоже неблагоприятна, поскольку сопряжена с повышенным испарением. К оптимальным местоположениям здесь следует отнести западные и восточные склоны и долины, слегка продуваемые ветром. Для сельскохозяйственного производства здесь прежде всего следует использовать понижения.

Район 5 — Чукотский полуостров, Камчатка и побережье Охотского моря. Этот район характеризуется периодичностью смены направления преобладающих ветров: зимой здесь преобладают ветры с северной составляющей, летом — с южной. В связи с большой суровостью климатических условий оптимальные местоположения в этом районе должны быть хорошо защищены от ветра и хорошо инсолироваться. Этим требованиям отвечают западные и восточные склоны; долины, ориентированные в широтном направлении, и извилистые долины.

Район 6 — Приморье. Он характеризуется, как было указано выше, большой неоднородностью по территории преобладающего направления воздушного потока. Климатические условия здесь можно считать умеренными и выбор оптимальных местоположений дифференцирован по территории.

Район 7 — территории, где направление преобладающего направления ветра обусловлено особенностями орографии. Это Предуралье, где круглый год преобладают западные ветры. Вероятно,

имеет значение большая протяженность хребта с севера на юг и относительно небольшая его высота, что создает условие для переваливания основного потока через горный массив и обтекания его на севере и юге. Западные склоны Урала — наиболее неблагоприятные местоположения по защищенности. В Предуралье к оптимальным местоположениям относятся восточные склоны и экспозиции с южной составляющей, долины, имеющие меридиональные направления, и извилистые долины.

Район 8 — территории с отсутствием преобладающего направления ветра.

На рис. 2, 3, 4 на юго-западе имеются зоны с отсутствием преобладающего направления ветра (по конфигурации и по площади эти зоны имеют различия в разные сезоны). Зимой (рис. 2) преобладающее направление также трудно выделить на севере страны — в восточной части Северо-Сибирской низменности, северо-восточной части Средне-Сибирского плоскогорья. Летом (рис. 1) к зоне неопределенных направлений относятся и Карельская АССР, Архангельская область. На рис. 5 выделена лишь зона на юго-западе ЕТС, поскольку здесь для всех сезонов характерно отсутствие преобладающего направления ветра. Однако при оценках защищенности территории в целом за год следует иметь в виду и указанные выше районы, отображенные лишь на рис. 1, 2, 3, 4.

Как было указано выше, при отсутствии выраженного преобладающего направления выбор оптимальных местоположений определяется направлением вредных ветров и общим климатическим фоном, т. е. в холодном климате оптимальные местоположения следует приурочивать к экспозициям с южной составляющей и извилистым долинам, в жарком — северным склонам и продуваемым долинам. Во всех климатах оптимальные местоположения должны быть защищены от вредных ветров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анапольская Л. Е. Режим скоростей ветра на территории СССР. Л., Гидрометеиздат, 1961. 200 с.
2. Олехник В. Н. Сильные ветры по реке Лене от Якутска до Тикси. — «Вопросы географии Якутии», 1962, вып. 2, с. 62—68, Якутск.
3. Микроклимат СССР. Гл. 3. Л., Гидрометеиздат, 1967, с. 58—77.
4. Романова Е. Н. Картирование ветровых характеристик в сложном рельефе на картах разного масштаба. — «Тр. ГГО», 1972, вып. 288, с. 3—11.
5. Цубербиллер Е. А. Агроклиматическая характеристика суховеев. Л., Гидрометеиздат, 1959. 119 с.

ПРЯМАЯ СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ, ПОСТУПАЮЩАЯ НА ВОСТОЧНЫЕ И ЗАПАДНЫЕ СКЛОНЫ

Учет количества солнечной радиации, приходящей на склоны разной ориентации и крутизны, необходим для нужд строительных организаций, сельскохозяйственного производства и др. Приход тепла на горизонтальную поверхность и на различно ориентированные наклонные поверхности зависит от широты места, облачности и прозрачности атмосферы. В [1, 4, 9, 10] показано, что относительные величины радиации (отношение средней суточной суммы радиации, поступающей на наклонную поверхность, к средней суточной сумме радиации, поступающей на горизонтальную поверхность) гораздо меньше зависят от облачности и прозрачности атмосферы, а для северных и южных склонов практически не зависят от этих факторов.

На основе расчетов А. Ф. Захаровой [5] были получены соотношения между средними суточными суммами радиации на северных и южных склонах и на ровном месте в ясные дни в пределах от 42 до 70° с.ш. [3]. В дальнейшем эти отношения были дополнены данными для широт 38 и 40° с.ш., вычисленными на основании результатов фактических измерений радиации на отдельных станциях и для северных и южных склонов крутизной 5° для всей территории СССР, полученными также по данным о реальной облачности и прозрачности атмосферы [7].

В настоящей статье дается оценка прихода прямой солнечной радиации на восточные и западные склоны крутизной 5, 10, 20° в теплое время года в диапазоне широт 40—70° с.ш. Исходным материалом послужили результаты наблюдений 35 актиметрических станций, расположенных в разных частях СССР, ведущих регистрацию суточного хода прямой радиации. Данные для Минска взяты из статьи М. А. Гольберга [4]. Период наблюдений по самописцам равнялся от 5 до 20 лет. З. И. Пивоваровой была проведена оценка сумм радиации на короткий период наблюдений и показано, что отклонения средних сумм за использованный короткий период от многолетних средних составляет в летние месяцы 5—6% и в зимние — 15—20%.

Расчет прямой радиации, поступающей на восточные и западные склоны, производился по формулам, приведенным в монографии [6].

При исследованиях теплового режима в холмистом рельефе многие авторы справедливо предполагают, что при ясном небе

склоны восточной и западной ориентации и ровное место получают примерно одинаковое количество тепла за сутки, так как превышение радиации в дополуденные часы на восточных склонах как бы компенсируется недостатком его в послеполуденное время, а на западных склонах недобор тепла в первую половину дня компенсируется избытком его после полудня. Однако для решения многих практических задач необходимы количественные характеристики прихода тепла на склоны при реальных условиях.

Суточный ход облачности существенно влияет на приход тепла на восточные и западные склоны, так как облачность может изменить его до- и послеполуденную величины. Согласно [8] и другим работам, с марта—апреля по август—сентябрь на большей части территории СССР наблюдается преобладание облачности в послеполуденные часы. В это же время уменьшается и прозрачность атмосферы. Это создает благоприятные условия для облучения солнечной радиацией восточных склонов в теплую половину года. В зимние месяцы максимум облачности отмечается до полудня.

В северных районах и на Дальнем Востоке в теплое время наблюдается преобладание облачности в первую половину дня, что обуславливает лучшие условия для обогрева западных склонов. Следует отметить, что на отдельных станциях ЕТС и АТС отмечается суточный ход облачности, отличающийся от описанного выше.

Таким образом, на большей части страны в теплую часть года влияние облачности должно сказаться в уменьшении притока тепла на западные склоны, восточные склоны подвержены влиянию облачности значительно меньше. В табл. 1 приведено отношение сумм радиации, поступающей на восточные склоны крутизной 20° , к сумме радиации, приходящей на западные склоны. На севере Советского Союза почти в течение всего года западные склоны получают больше тепла, чем восточные, лишь в конце осени и в начале зимы на восточные склоны поступает больше радиации, чем на западные, при этом наибольшие различия наблюдаются в холодную половину года и колеблются от 15 до 40%, а в летнее время — от 5 до 10%. На Дальнем Востоке западные склоны имеют преимущество по сравнению с восточными в летние месяцы. На остальной, большей, части СССР лучшие условия в теплое время создаются на восточных склонах.

Северные склоны в течение всего года получают меньше радиации, чем восточные и западные, лишь на севере и Дальнем Востоке в теплое время приход тепла на северные и восточные склоны примерно одинаков. На большей части территории СССР в июне—июле превышение сумм радиации на восточных и западных склонах по сравнению с северными составляет 10—20%, а в весенние, осенние и зимние месяцы восточные и западные склоны получают в несколько раз больше тепла, чем северные. Недобор тепла на восточных склонах по сравнению с южными изменяется с севера на юг в зимние месяцы от 50—70% до 40—50%, а в летние месяцы от 10—15% до 3—5%. Примерно в таких же пределах изменя-

Таблица 1

Отношение средних суточных сумм прямой радиации, поступающей на восточный склон, к сумме радиации, поступающей на западный склон (крутизна 20°)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
---------	---	----	-----	----	---	----	-----	------	----	---	----	-----

I. Север страны и Дальний Восток

Верхоянск	—	0,84	0,98	0,99	1,07	1,00	0,95	0,89	1,00	0,97	1,12	—
Туруханск	0,74	0,86	0,97	0,96	0,97	0,92	0,97	0,96	1,02	0,97	1,27	1,00
Архангельск	0,58	0,76	0,84	0,97	1,02	0,94	0,98	0,96	0,86	1,05	1,32	—
Хабаровск	1,01	1,03	1,04	1,04	1,01	0,98	0,95	0,97	1,03	1,04	1,09	1,11
Владивосток	1,01	1,02	1,02	1,02	0,97	0,92	0,84	0,90	0,96	0,98	1,00	1,00

II. Вся территория СССР (без района I)

Оймякон	1,11	0,89	0,98	1,09	1,15	1,14	1,03	1,07	1,14	1,16	1,12	1,26
Якутск	0,81	0,84	0,96	1,02	0,99	1,04	1,03	1,06	1,02	0,80	0,87	0,85
Свердловск	1,02	1,00	1,02	1,04	1,09	1,09	1,06	1,06	1,06	1,09	1,03	1,02
Омск	0,89	1,01	0,93	1,00	1,03	1,05	1,08	1,04	1,05	1,06	0,90	0,88
Иркутск	0,92	0,98	0,98	1,01	1,02	1,00	0,98	0,97	0,95	0,98	0,88	0,78
Чита	0,85	0,91	0,98	1,06	1,10	1,03	1,02	0,95	1,01	1,08	0,95	0,93
Семипалатинск	0,93	0,89	0,94	1,01	0,99	0,99	1,03	1,07	1,05	1,11	0,94	0,93
Киев	0,91	0,93	0,97	1,08	1,06	1,06	1,04	1,05	1,04	0,99	0,94	0,99
Кишинев	0,93	0,94	0,98	1,05	1,07	1,06	1,02	1,04	1,07	1,00	0,96	—
Тбилиси	0,93	0,90	0,95	0,98	1,04	1,04	0,94	0,95	0,96	1,00	0,99	0,98
Термез	0,88	0,94	0,96	1,00	1,05	1,03	0,97	0,98	1,05	1,13	1,12	1,05

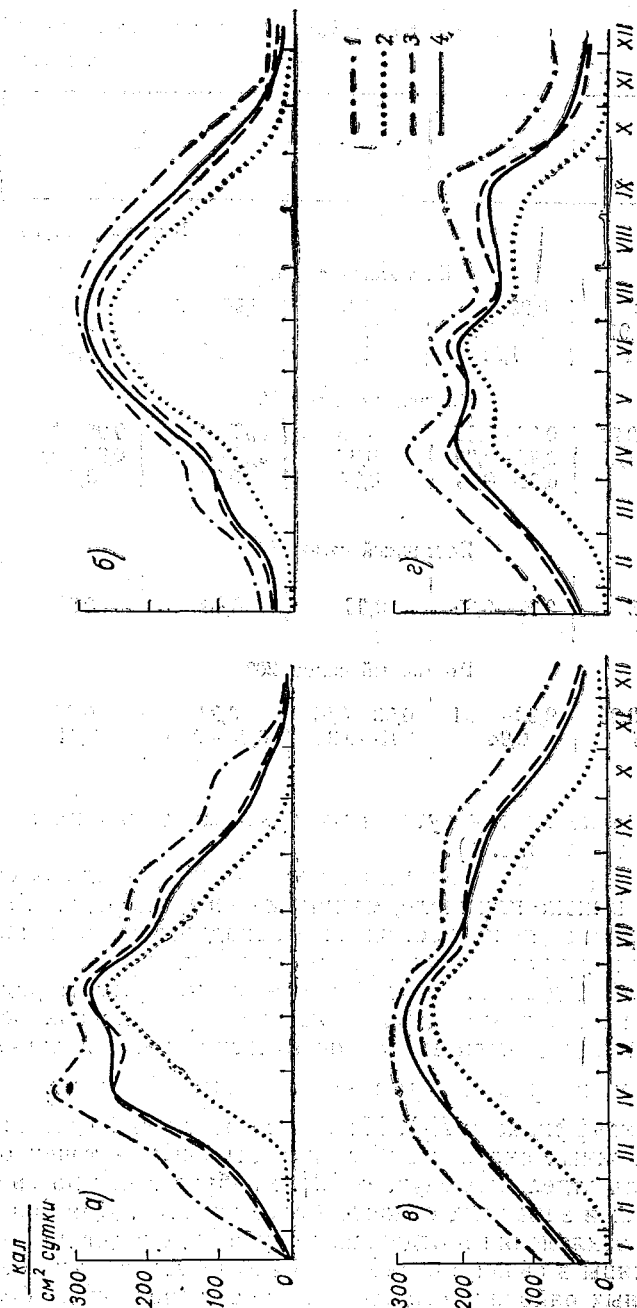


Рис. 1. Годовой ход средних суточных сумм прямой солнечной радиации (кал/см) на склонах крутизной 20°. Ориентация: склоны: 1 — южная, 2 — южная; 3 — северная, 4 — западная. Станции: а — Верхоянск, б — Чита, в — Киев, г — Петровск.

Отношение средних суточных норм прямой радиации i
склонам к суммам n

Северная широта, град.	IV	V	VI	VII	VIII	IX
------------------------	----	---	----	-----	------	----

Вся территория СССР (белая)

Восточный склон 10°

38—52	1,0	0,99—1,0	1,0	0,99—1,0	0,99—1,0	0,98—1,0
54—64	1,0—1,01	1,0—1,01	1,0	1,0	1,0—1,01	1,01
66—68	1,01	1,01	1,0	1,0	1,01	1,0—1,02

Восточный склон 20°

38—46	0,96—0,97	0,96—0,97	0,96	0,95—0,96	0,95—0,97	0,95—0,97
48—64	0,98—1,0	0,98—0,99	0,97	0,97—0,98	0,97—0,98	0,98—1,0
66—68	1,0	0,98—0,99	0,97	0,98	0,99	1,0

Дальний

Восточный склон 10°

44—60	0,98	0,98—0,99	0,96	0,98	0,98	0,98
-------	------	-----------	------	------	------	------

Восточный склон 20°

44—52	0,94—0,95	0,93—0,94	0,90—0,91	0,93	0,93	0,93—0,94
54—60	0,96	0,94	0,91—0,92	0,93—0,94	0,94	0,95

ется соотношение между суточными суммами тепла на западных и южных склонах (рис. 1).

Максимум прямой радиации на восточных и западных склонах наблюдается в июне или июле, минимум — в декабре, т. е. годовой ход прямой радиации на восточных и западных склонах аналогичен годовому ходу радиации на ровных местах.

На основании данных по действительным суммам радиации, поступающим на склоны и на горизонтальную поверхность для отдельных станций, были получены относительные величины радиации $\frac{\sum S_{\text{скл}}}{\sum S_{\text{гор}}}$ и построены графики зависимости этих величин от широты (коэффициент K_c). На соответствующих графиках для северных и южных склонов небольшие отклонения точек отмечались лишь для отдельных случаев [3]. Разброс точек на графиках для восточных и западных склонов более заметен. Для теплой половины года отклонения в отдельных случаях доходят до 5—7%, а в зимние месяцы в связи с резко различными условиями облачности в отдельных районах страны разброс точек еще больший. На основании указанных графиков составлена табл. 2 для районов с разным суточным ходом облачности с апреля по сен-

Таблица 2

восточных и западных
горизонтальной поверхности

IV	V	VI	VII	VIII	IX
----	---	----	-----	------	----

Восточного Восточка)

Западный склон 10°

0,98	0,97—0,98	0,98	0,97—0,98	0,98	0,97—0,98
98—0,99	0,98—0,99	0,98	0,97—0,98	0,97—0,98	0,98—0,99
1,01	1,01	1,0	1,0—1,01	1,0—1,01	1,01—1,02

Западный склон 20°

94—95	0,93—0,94	0,93—0,94	0,93—0,94	0,94—0,94	0,94—0,95
95—0,96	0,93—0,95	0,93—0,95	0,94—0,95	0,94—0,96	0,95—0,97
99—1,0	0,97—0,98	0,96—0,97	0,97—0,98	0,97—0,98	0,99—1,0

Восток

Западный склон 10°

99—1,0	1,0	1,0	1,01	1,0	0,99—1,0
--------	-----	-----	------	-----	----------

Западный склон 20°

97—0,98	0,96—0,97	0,99	0,97—0,98	0,97—0,98	0,97—0,98
98—0,99	0,98—0,99	0,99	0,98	0,99	0,98—0,99

ябрь. В северных районах различия в инсоляции восточных и западных склонов сглаживаются. Для каждой широты дается одно и то же значение коэффициента K_c . Таким образом, средняя суточная (месячная) сумма прямой радиации, поступающей на восточные и на западные склоны, может быть вычислена умножением средней суточной (месячной) суммы радиации, поступающей на горизонтальную поверхность, на соответствующий коэффициент. Коэффициенты из табл. 2 хорошо согласуются с соответствующими данными в [9].

С увеличением крутизны склонов коэффициенты K_c для склонов как восточной, так и западной ориентации уменьшаются. На большей части страны коэффициенты для восточных склонов имеют большие значения, чем для западных склонов в течение всей теплой половины года. Наблюдается некоторый рост K_c с увеличением географической широты.

Для восточных и западных склонов крутизной 5° коэффициент K_c почти не отличается от единицы. Приход тепла на восточные склоны крутизной 10° также почти не отличается от его поступления на горизонтальную поверхность. Западные склоны крутизной

10° на большей части страны получают на 2—3% радиации меньше, чем горизонтальная поверхность. Восточные склоны крутизной 20° недополучают до 4—5% тепла, а недобор тепла на западных склонах крутизной 20° доходит до 6—7%. Для Дальнего Востока и отдельных пунктов с аналогичным суточным ходом облачности между поступлением тепла на восточные и западные склоны и горизонтальную поверхность имеет место соотношение, обратное описанному выше.

Для характеристики периода вегетации растений для отдельных станций вычислены суммы радиации на восточных и западных склонах за период с температурой воздуха выше 10°C, который является периодом активной вегетации сельскохозяйственных культур (табл. 3). В этой же таблице представлены данные для северных и южных склонов и горизонтальной поверхности [3]. На большей части страны суммы радиации за вегетационный период на восточных склонах несколько превышают соответствующие суммы на западных склонах. На станциях с преобладанием облачности в первую половину дня наблюдается обратное соотношение. С увеличением крутизны восточных и западных склонов суммы радиации несколько уменьшаются. Различия в суммах тепла, поступающего на восточные и западные склоны крутизной 10° и ровное место за период вегетации сельскохозяйственных культур не превышают 1—2 ккал/(см²·мес), а для склонов крутизной 20° доходят до 3—4 ккал/(см²·мес), т. е. значительно меньше, чем соответствующие различия для северных и южных склонов. Таким образом, и при реальной облачности и прозрачности атмосферы приход прямой радиации на склоны восточной и западной ориентации как за сутки, так и за период вегетации сельскохозяйственных культур мало отличается от его прихода на ровное место, при этом для склонов небольшой крутизны эти различия настолько малы, что практически находятся в пределах точности измерения радиации.

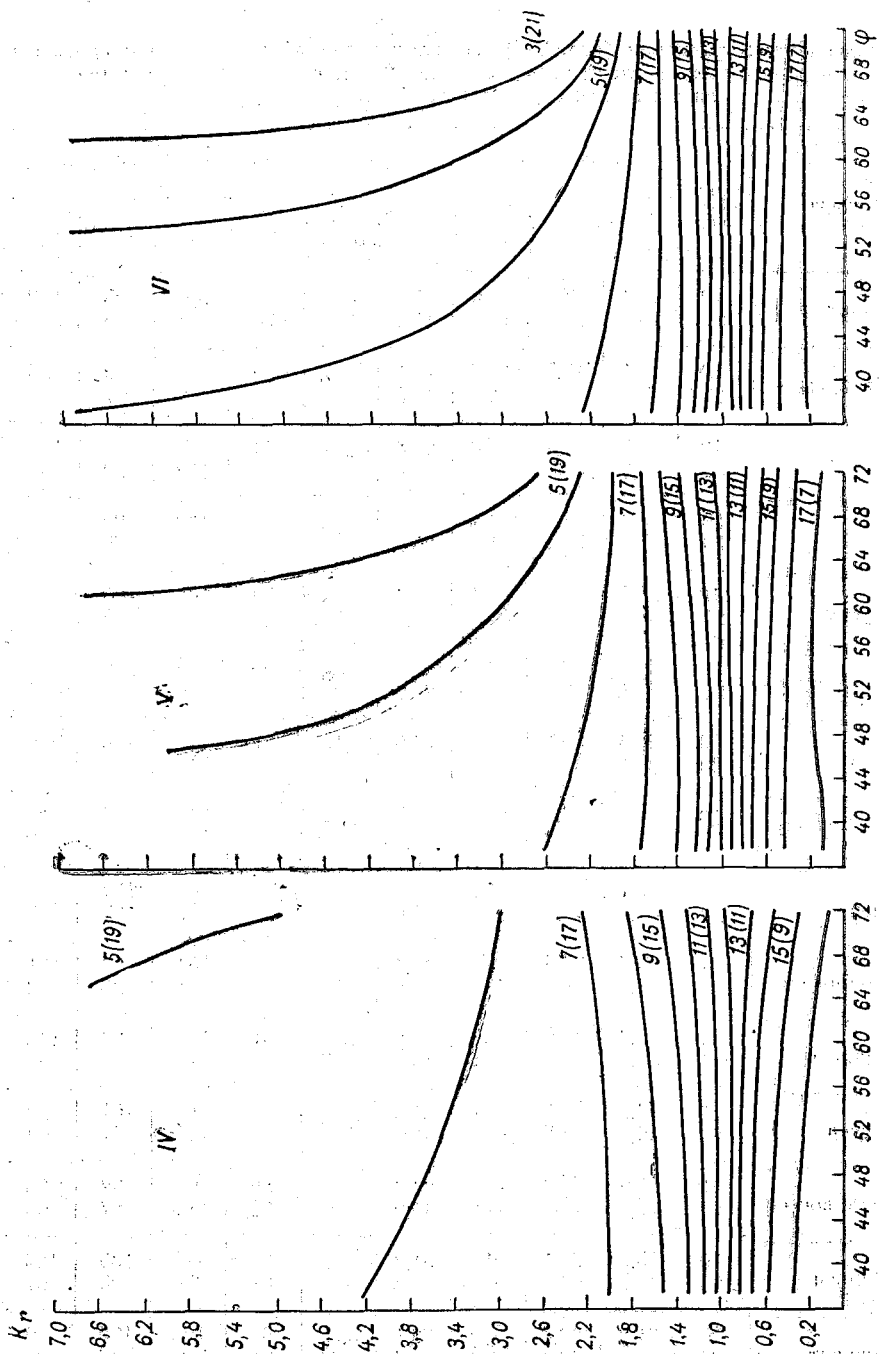
На большей части территории СССР суммы прямой радиации, поступающей на склоны разной ориентации и ровное место, распределяются следующим образом: самыми теплыми по притоку тепла являются южные склоны, затем следуют восточные склоны, горизонтальная поверхность, западные и северные склоны. На Дальнем Востоке после южных склонов следуют горизонтальная поверхность или западные склоны. В этих районах северо-западные склоны, очевидно, получают больше радиации, чем северо-восточные, а юго-западные склоны больше, чем юго-восточные, в то время как на большей части страны юго-восточные склоны будут более инсолированы, чем юго-западные.

Особенности радиационного режима восточных и западных склонов наиболее четко проявляются при анализе суточного хода радиации. В результате проведенных расчетов получены коэффициенты $K_{\text{с}}$ для вычисления среднего за месяц суточного хода прямой солнечной радиации на восточных и западных склонах, на основании данных по суточному ходу радиации на горизонтальной по-

Таблица 3

Сумма прямой радиации (ккал/см²) на склонах разной ориентации и крутизны за период с температурой воздуха выше 10°C и соотношение сумм тепла на склонах и горизонтальной поверхности (‰)

Станция	Крутизна	Ориентация				Горизонтальная поверхность	Соотношение сумм тепла			
		С	Ю	В	З		С	Ю	В	З
Архангельск	10 20	15,4 13,5	17,8 19,5	17,0 16,6	17,3 17,0	17,3	92 78	106 113	98 96	100 99
Оймякон	10 20	15,1 13,3	17,7 19,0	16,7 16,4	16,1 15,5	16,9	89 79	105 112	99 97	95 92
Якутск	10 20	23,2 21,0	28,0 30,0	27,0 26,2	26,8 25,8	26,5	89 79	105 113	102 99	101 98
Омск	10 20	28,3 25,1	33,5 35,1	32,2 31,2	31,3 30,0	31,4	90 80	106 112	102 99	100 96
Каунас	10 20	23,4 20,6	27,9 29,8	27,1 26,1	26,4 25,9	26,3	89 78	106 113	103 99	100 98
Новосибирск	10 20	26,2 23,1	30,5 32,0	29,2 28,8	28,5 27,6	29,0	90 80	105 110	100 99	98 95
Чита	10 20	22,3 20,1	25,9 27,5	24,7 24,0	24,6 23,8	24,6	91 82	105 110	100 98	100 97
Семипалатинск	10 20	37,3 33,2	43,7 46,0	41,3 39,9	40,8 38,5	41,7	90 80	105 110	99 96	98 92
Киев	10 20	30,2 33,2	38,8 41,1	37,7 36,4	36,7 35,0	36,7	90 82	106 112	103 99	100 95
Хабаровск	10 20	23,8 21,5	27,3 29,0	25,8 25,1	26,4 25,6	26,1	91 82	104 111	98 96	101 98
Кишинев	10 20	41,4 36,7	48,4 50,6	46,4 45,2	45,2 43,4	45,5	91 81	106 111	102 99	100 95
Одесса	10 20	50,5 44,7	58,8 61,9	56,5 54,5	55,6 52,7	56,2	90 80	105 111	101 97	99 94
Владивосток	10 20	22,9 19,9	27,0 27,8	23,3 22,0	24,3 22,9	25,4	89 78	105 110	92 87	96 90
Тбилиси	10 20	55,8 49,5	64,1 66,9	60,7 58,0	61,0 58,7	60,9	91 81	105 111	100 95	100 97
Ташкент	10 20	71,8 63,9	82,8 86,0	78,3 75,8	78,1 75,4	78,5	92 81	106 110	100 97	99 96



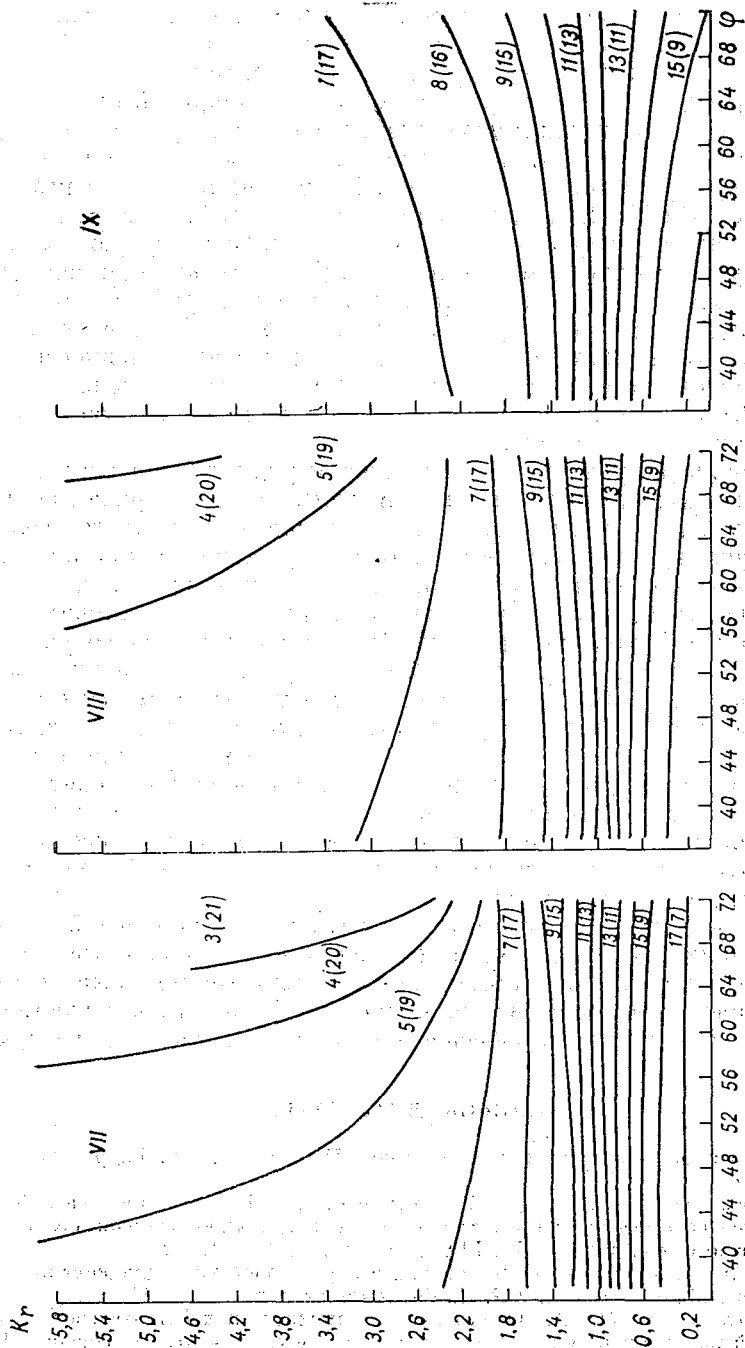


Рис. 2. Изменение K_T в зависимости от широты на восточном (западном) склоне крутизной 20° .

Цифры на изолиниях обозначают время суток для восточного склона, цифры в скобках — для западного склона.

верхности. На рис. 2 представлена зависимость $K_{\text{ч}}$ для восточных и западных склонов крутизной 20° от широты и времени суток. Предполуденные часы на рис. 2 для восточного склона соответствуют послеполуденным часам для западного склона.

В период с 7 до 17 ч коэффициенты $K_{\text{ч}}$ с широтой почти не меняются, в то время как в утренние и вечерние часы они резко возрастают с севера на юг. В дополуденное время на большей части страны восточный склон крутизной 10° в зимние месяцы получает тепла почти в 3—4 раза больше, чем западный. В теплую часть года различия уменьшаются, восточный склон в первую половину дня получает тепла примерно в 1,5—2 раза больше, чем западный.

Восточные склоны крутизны 20° в северных районах страны в предполуденные часы получают в несколько раз больше тепла, чем западные. В центральных и южных районах разрыв между поступлением тепла на восточные и западные склоны уменьшается (летом до 2—2,5 раз). В послеполуденное время имеет место примерно обратное соотношение.

Наибольшие различия в напряжении радиации на восточных и западных склонах наблюдаются в утреннее и вечернее время. В ранние утренние часы западный склон еще не освещается солнечными лучами, а на восточном склоне напряжение радиации достигает уже значительных величин. Это дополнительное тепло расходуется на интенсивное испарение росы. На западных склонах вследствие более позднего поступления радиации роса сохраняется дольше. Однако в районах с резким недостатком почвенной влаги и малым количеством осадков это обстоятельство может мало отразиться на состоянии растительности на западных склонах. В зависимости от условий инсоляции в утренние и вечерние часы инверсия температуры воздуха на восточном склоне наступает и прекращается значительно раньше, чем на западном склоне. При использовании данных о режиме радиации на склонах необходимо учитывать такие факторы как тип почвы, термический режим почвы и воздуха, режим увлажнения.

В заключение следует отметить, что величина прямой солнечной радиации, поступающей на различно ориентированные наклонные поверхности, является чувствительным микроклиматическим показателем в дневное время и дает возможность количественно оценить изменение теплообеспеченности в пересеченной местности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беер В. Техническая метеорология. Пер. с нем. Л., Гидрометеиздат, 1966. 291 с.
2. Береснева И. А., Васильева Л. Г., Голубова Т. А. Оценка теплообеспеченности вегетационного периода Оренбургской области на картах разного масштаба.— «Тр. ГГО», 1972, вып. 288, с. 12—28.
3. Голубова Т. А. Количественные характеристики радиационного режима.— В кн.: Микроклимат СССР. Л., Гидрометеиздат, 1967, с. 11—37.
4. Гольберг М. А. Особенности возможного и действительного прихода прямой радиации к склонам и стенам в Белоруссии.— «Науч. сообщ.», 1962, т. 13, с. 369—378. Ин-т геол. и геогр. АН ЛитССР.

5. Захарова А. Ф. Радиационный режим северных и южных склонов различной крутизны на различных широтах.— «Уч. записки ЛГУ. Сер. геогр. Климатология». 1959, вып. 13, № 269, с. 24—49.

6. Кондратьев К. Я. Актинометрия. Л., Гидрометеиздат, 1965. 640 с.

7. Методические указания по составлению микроклиматических карт территорий колхозов и совхозов. М., Гидрометеиздат, 1968. 67 с.

8. Пивоварова З. И. Прямая солнечная радиация, поступающая на стены зданий.— «Тр. ГГО», 1967, вып. 193, с. 73—118.

9. Пивоварова З. И. Характеристика радиационного режима на территории СССР применительно к запросам строительства.— «Тр. ГГО», 1973, вып. 321, с. 6—65.

10. Щербakov Ю. А. Поступление и отражение прямой солнечной радиации на неодинаково ориентированных склонах в разных условиях.— «Уч. зап. Пермского гос. ун-та», 1970, № 240, с. 100—132.

**МИКРОКЛИМАТИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ
СУММАРНОЙ РАДИАЦИИ
В МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКЕ
(НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА
ХАНГАЙСКОГО ХРЕБТА)**

Монгольская Народная Республика расположена в самом центре Азиатского материка. Ее географическое положение (40—50° с.ш.), приподнятость равнинной части над уровнем моря (1400 м), значительная удаленность от источников влаги, характер циркуляции атмосферы как в зимнее, так и в летнее время создают климатические особенности и способствуют существованию в Центральной Азии значительных засушливых областей.

Аридность рассматриваемой территории обуславливается несколькими факторами, одним из которых является большое количество солнечного тепла, получаемое Центральной Азией в течение года. За период 1964—1972 гг. были подсчитаны по данным срочных наблюдений [7] средние месячные и годовые значения суммарной радиации для 5 станций Монгольской Народной Республики (табл. 1). Правомерность подсчетов средних за короткие ряды наблюдений обоснована в работах Берлянд Т. Г. [3].

Таблица 1

Месячные и годовые суммы суммарной радиации, ккал/см²

Станция	H м	Φ° с. ш.	I	II	III	IV	V	VI
Мурэн	1282	50	3,6	6,7	10,3	12,9	14,0	15,3
Улангом	936	50	3,5	6,7	10,9	13,6	15,7	16,5
Улиастай	1751	48	4,6	8,0	11,5	13,7	14,9	16,9
Улан-Батор	1267	48	4,5	7,4	11,2	13,6	15,8	17,1
Даланзадагад	1470	44	6,2	8,8	12,1	15,1	16,3	16,8

Станция	H м	Φ° с. ш.	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Мурэн	1282	50	13,4	12,1	10,2	7,4	4,2	2,9	112,0
Улангом	936	50	14,3	12,9	10,4	6,9	3,7	2,8	118,0
Улиастай	1751	48	14,1	13,6	10,6	8,2	5,2	3,7	124,0
Улан-Батор	1267	48	14,8	13,0	11,2	8,1	4,8	3,5	125,0
Даланзадагад	1470	44	15,2	13,9	12,8	9,9	6,8	5,1	139,0

Наибольшее количество радиации, около 16—17 ккал/(см²·мес), республика получает в июне. За вегетационный период (май—октябрь) рассматриваемая территория имеет до 60% годовой суммы тепла (около 70—75 ккал/см²). Наименьшее количество тепла (около 3—7 ккал/(см²·мес)) приходится на зимние месяцы. Однако именно зимой широтный градиент составляет около 0,6 ккал/см², в то время как летом он уменьшается до 0,2—0,3 ккал/см². Годовые суммы радиации изменяются с севера на юг территории от 115 до 140 ккал/(см²·год).

Большие значения приходящей радиации обусловлены преобладанием ясного и полужасного состояния неба в течение всего года.

В табл. 2 приводится повторяемость нижней облачности для Цэцэрлэга по трем градациям: ясно — 0—2 балла, полужасно — 3—7 баллов, пасмурно — 8—10 баллов для декабря и июня, за 1949—1958 гг.

Зимой в течение суток повторяемость ясного неба составляет 99—100%, причем число ясных тихих ночей — около 70% (скорость ветра на уровне 2 м не превышает 2 м/с в срок наблюдений), а ясные тихие дни бывают в 50% рассматриваемых случаев.

Летом вероятность ясного неба уменьшается до 70% ночью и до 25—30% днем, однако суммарная повторяемость ясного и полужасного неба велика и составляет 75—80% в течение всех суток. Ясные тихие ночи наблюдаются в это время в 52%, а ясные маловетренные дни менее чем в 10% случаев. Даже в самое дождливое время повторяемость пасмурного неба не превышает 25%. За зиму на градацию облачности 8—10 баллов приходится не более 1—2 случаев.

Преобладание ясного и полужасного неба в течение года приводит к тому, что общая годовая продолжительность солнечного сияния для рассматриваемого района составляет приблизительно 2700 ч. Пасмурных дней в году бывает около 10.

Основная часть суммарной радиации в течение всего года приходится на прямую радиацию. В зимнее время рассеянная радиация не превышает 5% от суммарной, летом это значение увеличивается до 15—20%.

Существенную аэональность в распределении суммарной радиации вносят горные системы Монголии. Климатообразующая роль

Таблица 2

Повторяемость (%) числа ясных, полужасных и пасмурных ночей (1 ч) и дней (13 ч) по нижней облачности при $v \leq 0,2$ м/с. Цэцэрлэг

Часы	Облачность, баллы			
	0—2	0—2	3—7	8—10
		Декабрь		
1	100	67	—	—
13	99	52	0,5	0,5
		Июнь		
1	69	52	10	21
13	23	8	52	25

рельефа особенно резко проявляется в западной и северо-западной части, в Хангае и Гобийском Алтае.

Особенности микроклиматического распределения суммарной радиации в изрезанном рельефе рассматриваются на примере госхоза Тувшруулэх Архангайского аймака, расположенного в 40 км восточнее Цэцэрлэга. На территории госхоза с 1970 г. работает совместная советско-монгольская комплексная биологическая экспедиция, изучающая влияние природных условий на пастбищные угодья госхоза.

Природные условия северных предгорных районов Хангая отличаются большим разнообразием. Изменение абсолютных высот местности, изрезанность рельефа, ориентация склонов, защищенность от тех или иных направлений ветра, различное увлажнение отдельных участков создают пеструю картину изменения тепло- и влагообеспеченности того или иного района.

Различное количество радиации, поступающее на горизонтальную поверхность и склоны разной ориентации и крутизны, приводит к возникновению микроклиматических особенностей в условиях изрезанного рельефа. По абсолютным величинам эти различия соизмеримы, а иногда и превышают изменчивость метеороло-

Таблица 3

Микроклиматическая изменчивость суммарной радиации в разных местоположениях, госхоз Тувшруулэх

Условные обозначения на рис. 1 и 2	Местоположение	Уклон, град.	VI		V—IX		XII	
			а	б	а	б	а	б
1	Северные склоны	≥ 20	510	92	413	89	6	5
2	Северные склоны Западные склоны	≥ 10 ≥ 20	} 535	96	437	94	48	40
3	Северные склоны Восточные склоны Западные склоны	≥ 5 ≥ 20 ≥ 10	} 546	98	452	97	87 — —	73 — —
4	Ровные повышенные и пониженные места Восточные склоны Западные склоны	< 2 5—10 ≥ 5	} 557	100	465	100	120	100
5	Южные склоны Южные склоны	≥ 5 ≥ 10	} 562	101	478	103	156 178	130 148
6	Южные склоны	≥ 20	562	101	488	105	240	200

Примечание. Суммарная радиация: а — в кал/см², б — в % от ровного места.

гических величин при переходе из одной физико-географической зоны в другую.

Приводимые в табл. 1 данные по суммарной радиации характеризуют поступление тепла на горизонтальную поверхность на 48° с.ш. Используя ранее выполненные работы [1, 2, 5], мы подсчитали изменение суммарной радиации для части территории Архангайского аймака (госхоз Тувшруулэх) для летнего времени (май—сентябрь) и для декабря (табл. 3). В табл. 3 приняты разработанные Голубовой Т. А. для Советского Союза 6 градаций местоположений [2]: склоны разной ориентации и крутизны, а также ровные повышенные и пониженные места.

Как указывает Пивоварова З. И. [5], коэффициенты пересчета значений солнечной радиации с горизонтальной поверхности на наклонную определенной ориентации, полученные для территории СССР, могут быть использованы в различных районах земного шара. Таким образом, они могут быть использованы и для Монгольской Народной Республики.

С учетом выбранных градаций местоположений и двух построенных карт морфометрических показателей (экспозиции склонов и углы наклона местности), для территории госхоза Тувшруулэх были составлены карты-схемы распределения суммарной радиации в рельефе за июнь и декабрь (рис. 1 и 2). Методика построения подобных карт разработана Е. Н. Романовой [6]. Как принято Т. А. Голубовой [1—2], ровные пониженные и повышенные местоположения получают одинаковое количество тепла при $\Delta h < 150$ м.

В условиях среднегорного рельефа предгорий Хангая (относительное превышение около 300 м) необходимо было бы учесть влияние вертикальной зональности, однако в связи с отсутствием экспериментальных данных сделать это не представляется возможным. Можно предположить, что северные степные части госхоза получают большее количество радиации, чем горные районы в связи с увеличением облачности на высотах более 2500 м. Как видно из рис. 1 и 2, территория госхоза, достаточно типичная для северо-восточных предгорий Хангая по изрезанности рельефа на рассматриваемых высотных отметках, отличается большой пестротой в распределении суммарной радиации. На картах большую часть площади занимают прежде всего ровные места, к которым относятся все участки в долинах или на склонах с уклоном меньше 2° . Такое же количество радиации, как ровное место, получают восточные склоны с уклоном более $5-10^\circ$ и западные склоны с уклоном 5° .

Кроме того, на картах выделены три градации местоположений (1, 2, 3), на которые приходится меньше тепла, чем на горизонтальную поверхность, и две градации (5, 6), где условия теплоснабженности будут превышать нормальные.

При уклоне 20° северные склоны за вегетационный период (май—сентябрь) получают на 10% меньше тепла, чем ровное место и на 15% меньше, чем южные склоны такой же крутизны.

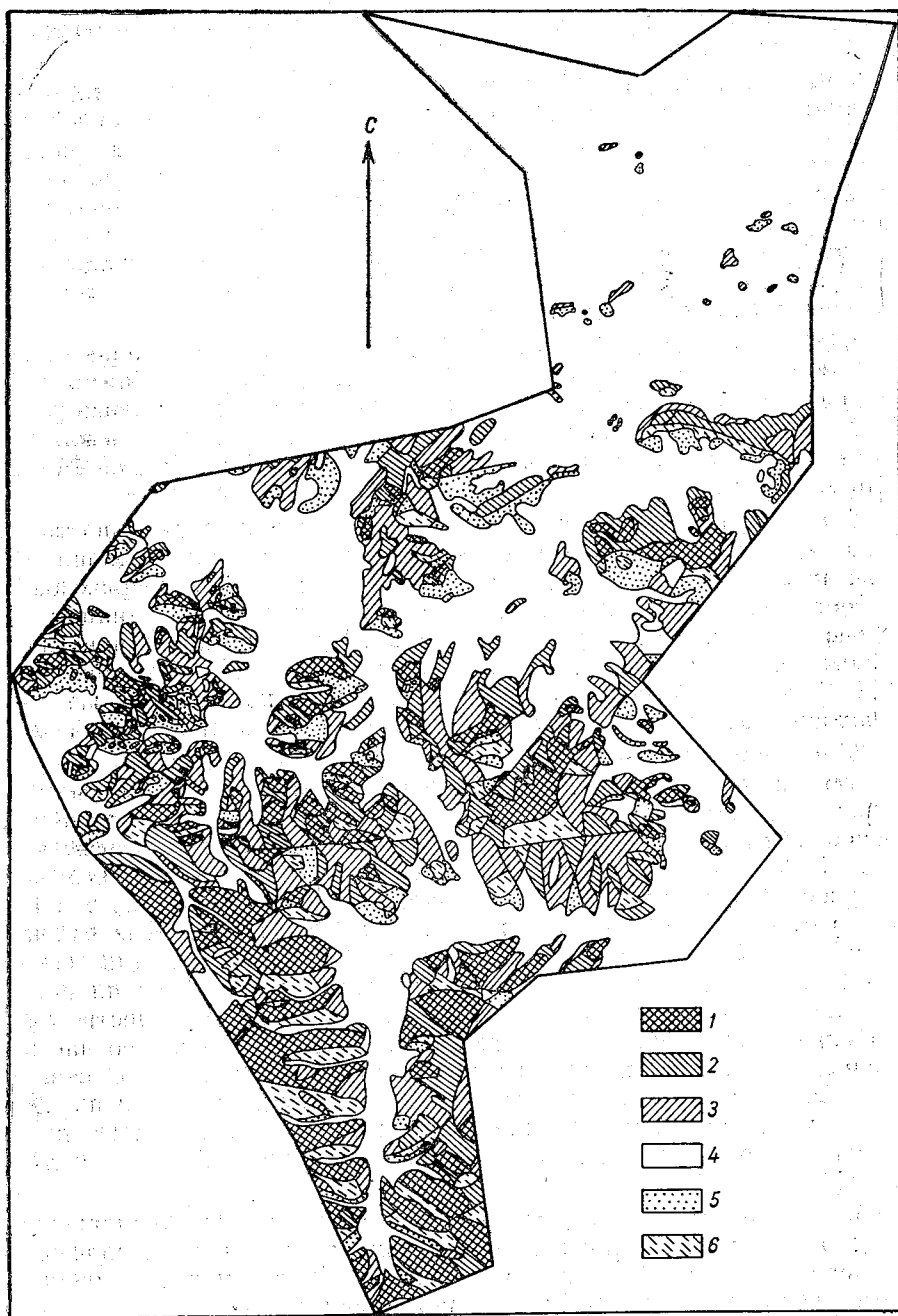


Рис. 1. Схема изменения суммарной радиации за июнь (Госхоз Тувшруулэх).
Суммарная радиация, кал/(см² · сутки): 1 — 510, 2 — 535; 3 — 546; 4 — 557; 5 — 562; 6 — 562.

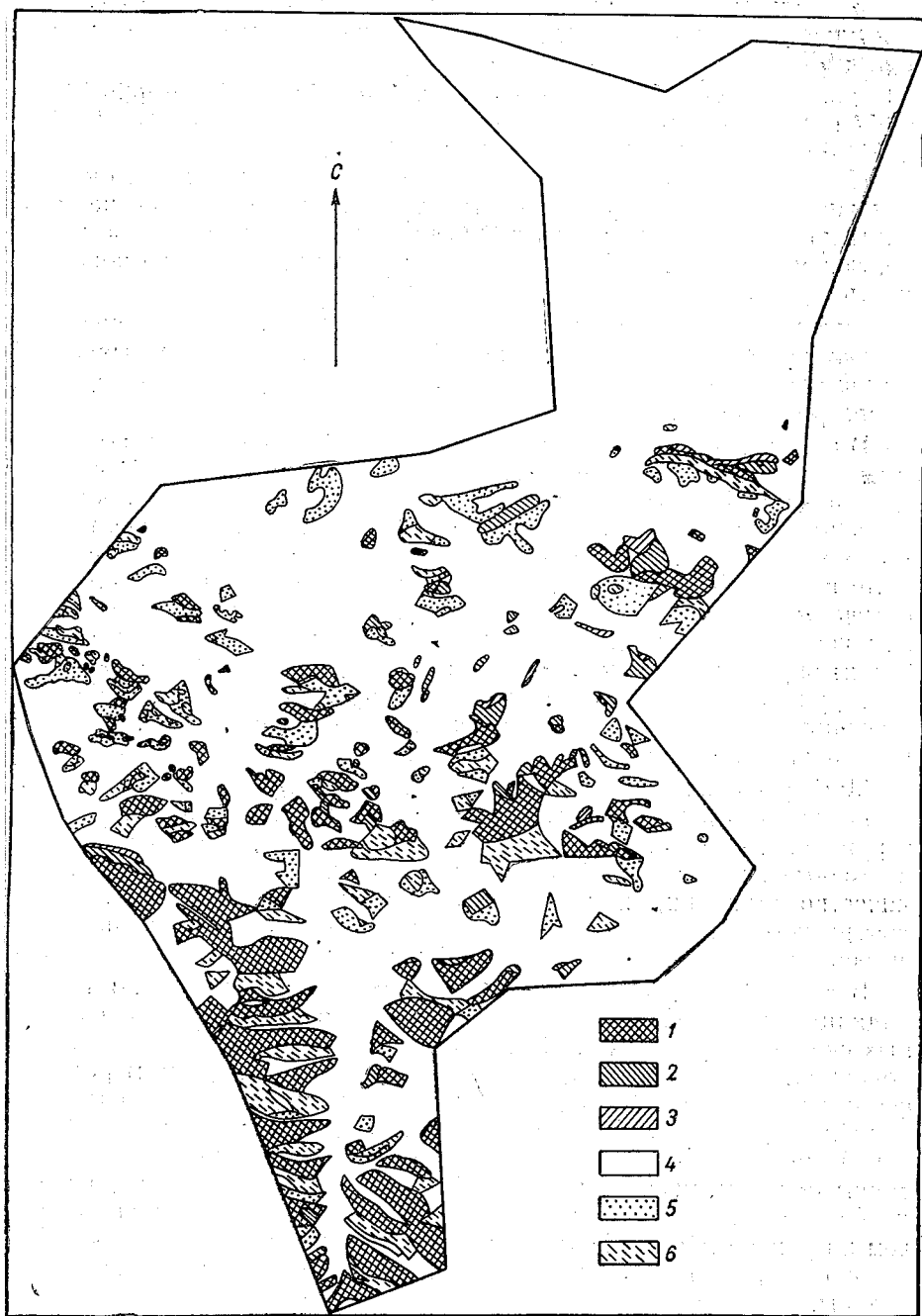


Рис. 2. Схема изменения суммарной радиации за декабрь.

Суммарная радиация, кал/(см² · сутки): 1 — 6; 2 — 48; 3 — 87; 4 — 120; 5 — 167; 6 — 240.

В среднем за декабрь — февраль на крутые северные склоны поступает только 18% радиации от ровного места, а в декабре даже 5%.

В узких горных долинах, к которым относятся, например, притоки реки Хух-сум, северные склоны практически совсем не получают прямой радиации в зимние месяцы.

Наиболее благоприятными условиями в отношении поступления радиации характеризуются южные крутые склоны. В зимние месяцы на них приходит тепла в 2 раза больше, чем на ровное место, летом только на 5% больше, чем на горизонтальную поверхность.

Суточный ход облачности корректирует поступление радиации на западные и восточные склоны [4]. Необходимо было выявить, какой тип суточного хода облачности характерен для северных предгорий Хангая.

В дневном ходе облачности для района Цэцэрлэга (как по данным станции, так и по данным экспедиционных наблюдений) с мая по сентябрь наблюдается тенденция к увеличению облачности в полдень и в послеполуденное время. Различия между значениями по нижней облачности между 15 и 11 ч составляют 2—3 балла. В летнее время на северном макросклоне Хангая при нормальном суточном ходе облачности западные склоны крутизной 5—20° получают тепла меньше, чем восточные склоны такого же уклона. Таким образом, в рассматриваемом районе, как и на большей части территории СССР, в теплую половину года создаются более благоприятные условия в отношении обогрева солнечной радиацией восточных склонов, чем западных.

При сравнении рис. 1 и рис. 2 видно, что в зимнее время в нормальных условиях прихода радиации находится большая часть территории, чем летом. Ориентировочно принято, что западные и восточные склоны разной крутизны получают зимой такое же количество радиации, как горизонтальная поверхность. Наиболее контрастными по теплообеспеченности с декабря по февраль оказываются склоны северной и южной экспозиции.

В табл. 4 приводится годовой ход месячных сумм суммарной радиации для горизонтальной поверхности и для северных и южных склонов крутизной 5, 10, 20°. Подсчитанные годовые значения показывают, насколько существенно изменяется по формам рельефа количество поступающей радиации. За год северные склоны (уклон 20°) получают 93 ккал/см², в то время как южные склоны такой же крутизной имеют более 150 ккал/см². Северные склоны, таким образом, недополучают 26% тепла, подходящего на ровное место. На южные склоны приходится на 21% больше радиации, чем на ровное место. На северные склоны крутизной 20° поступает только 60% того количества тепла, которое получают южные склоны.

Зимой различия между склонами северной и южной ориентации увеличиваются в несколько раз. Например, северные склоны

Таблица 4

Суммы суммарной радиации, $\varphi = 48^\circ$ с. ш. (ккал/(см²·мес)

Экспозиция склона	Уклон, град.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Северная	20	0,3	2,8	8,3	11,7	13,9	15,6	13,3	12,0
»	10	2,3	5,2	9,9	12,6	14,4	16,2	13,7	12,8
»	5	3,3	6,7	10,8	13,2	14,9	16,6	13,8	13,2
Ровное место		4,7	8,0	11,5	13,7	15,3	16,9	14,1	13,6
Южная	5	5,9	9,2	12,3	14,2	15,6	17,1	14,2	14,0
»	10	6,8	10,4	12,9	14,4	15,6	17,1	14,2	14,1
»	20	8,9	12,8	14,4	15,2	16,0	17,1	14,2	14,3

Экспозиция склона	Уклон, град.	IX	X	XI	XII	Год	V—IX	% к ровному месту	XII—II	% к ровному месту
Северная	20	8,5	5,1	0,8	0,02	93,0	63,3	90	3,1	18
»	10	9,6	6,7	2,8	1,5	108,3	66,7	94	9,0	55
»	5	10,2	7,5	4,1	2,7	118,0	68,7	97	12,7	78
Ровное место		10,9	8,2	5,2	3,7	126,0	71,0	100	16,4	100
Южная	5	11,4	9,0	6,2	4,8	134,5	72,3	103	20,0	122
»	10	11,7	9,8	7,3	5,5	140,4	72,7	103	22,7	138
»	20	12,6	11,3	8,8	7,4	153,7	74,2	105	29,0	177

крутизной 20° получают только 10% тепла, поступающего на южные склоны.

Микроклиматическая изменчивость суммарной радиации для отдельных участков, возникающая на расстоянии в несколько десятков метров, соответствует изменению местоположения на 10° к северу и к югу от рассматриваемой широты.

Таким образом, в Хангае северные склоны крутизной 20° получают за год столько же тепла, сколько равнинные территории Советского Союза на широте 60° . В то же время противоположные им южные крутые склоны в течение всего года находятся примерно в таких условиях, как территории СССР, расположенные южнее 40° с.ш. Зимой южные склоны северного макросклона Хангая получают на 2—3 ккал/см² больше, чем равнинные территории СССР на широте 40° .

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берёснева И. А., Васильева Л. Г., Голубова Т. А. Оценка теплообеспеченности вегетационного периода Оренбургской области на картах разного масштаба. — «Тр. ГГО», 1972, вып. 288, с. 12—28.
2. Голубова Т. А. Количественная характеристика радиационного режима. — В кн.: Микроклимат СССР. Л., Гидрометеиздат, 1967, с. 11—37.
3. Берлянд Т. Г. Изменчивость солнечной радиации, поступающей к поверхности земли. — «Тр. ГГО», 1965, вып. 179, с. 28—39.
4. Пивоварова З. И. Прямая радиация, поступающая на стены зданий. — «Тр. ГГО», 1967, вып. 193, с. 73—118.
5. Пивоварова З. И. Характеристика радиационного режима на территории СССР применительно к запросам строительства. — «Тр. ГГО», 1973, вып. 321, с. 39—49.
6. Романова Е. Н. Использование морфометрических показателей рельефа для характеристики микроклимата. — В кн.: Микроклимат СССР. Л., Гидрометеиздат, 1967, с. 38—57.
7. Солнечная радиация и радиационный баланс (мировая сеть), I—XII, 1964—1972 гг. Л., Изд. ГГО, ротاپринт, 1965—1973.

РОСА НА ТЕРРИТОРИИ МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

В засушливых областях земного шара особое значение приобретает учет любых дополнительных ресурсов влаги, а не только выпадающих осадков. Многие исследователи [2, 3, 4] к таким дополнительным источникам увлажнения относят росу.

Климат Монгольской Народной Республики отличается очень большой сухостью почвы и воздуха, особенно в весеннее и ранне-летнее время. Поэтому вопрос об изучении росы, характера ее выпадения во времени и пространстве, а также о влиянии росы на начало вегетации растительности приобретает для рассматриваемой территории существенное значение.

Наиболее полно вопрос о климатических характеристиках росы рассмотрен в работах В. Н. Карпенко для территории СССР [4—6]. Ею введены некоторые новые величины, в той или иной степени характеризующие росу.

По зарубежной территории имеется работа Ф. Г. Токарь об особенностях распределения рос в тропических широтах [3].

На основании данных табл. 5.18, приведенной в климатическом справочнике МНР [1], сделана попытка получить некоторые закономерности в распределении росы по рассматриваемой территории. В этой таблице дано среднее число дней с росой по месяцам и за год по 29 станциям за период 15—20 лет (с 1940—1945 по 1960—1963 гг.).

Для вычисления дат появления и окончания росы и длительности возможного периода с росой нами была использована таблица ТМ-1 для 15 станций, расположенных в разных физико-географических зонах МНР. Для выборок использован 14-летний период наблюдений, с 1945 по 1958 г. включительно. На рис. 1 представлена карта числа дней с росой. Среднее число дней с росой колеблется на территории МНР от 5 до 50.

Обращает на себя внимание тот факт, что на всей территории Монгольской Народной Республики за летний период бывает незначительное количество дней с росой: на севере в лесной и лесостепной зонах 30—40, на юге около 10, а в особо засушливые годы за все лето может быть всего 1—2. Наибольшее количество дней (более 40) отмечено в бассейне рек Селенги и Орхона, а также в предгорьях Хангая и Хэнтея. В рассматриваемых районах в отдельные годы число дней с росой увеличивается и достигает 60. По-видимому, большое влияние на число дней с росой имеет местополо-

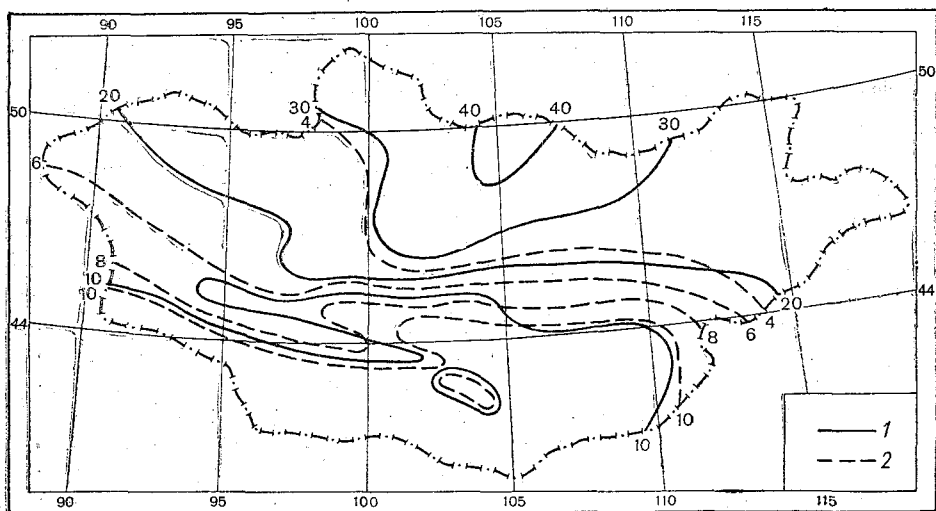


Рис. 1. Распределение среднего числа дней с росой и коэффициента K по территории Монгольской Народной республики.

1 — число дней с росой, 2 — коэффициент K .

жение станции или отдельного участка наблюдений. В условиях, благоприятных для росообразования, росы очень обильны и наблюдаются каждую ночь.

В северо-западной части и в восточных аймаках МНР количество дней с росой составляет 20—25. К югу, в северной части Гобийских аймаков, в связи с увеличением сухости климата число

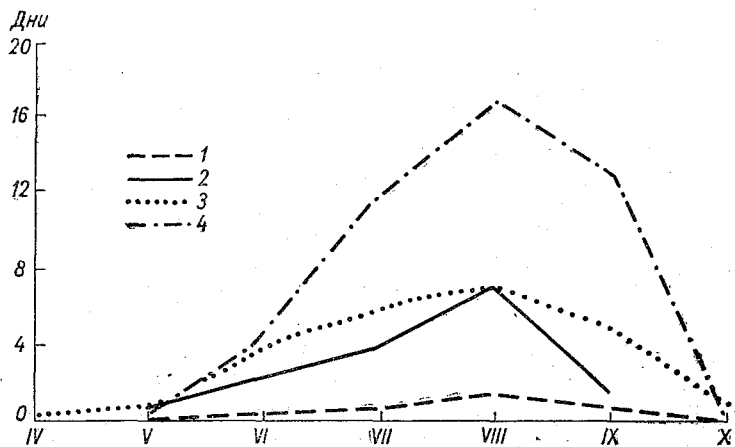


Рис. 2. Годовой ход числа дней с росой.

Станция: 1 — Сайяшанд; 2 — Ховд; 3 — Тамцагбулак; 4 — Шаамар.

дней с росой не превышает 10. Можно предположить, что в Джунгарской и Заалтайской Гоби количество дней с росой будет еще меньше.

В Сайншанде, расположенном в засушливой песчаной котловине, даже в самые дождливые месяцы (количество осадков за месяц около 30 мм) наблюдается только 2—5 дней с росой. Относительно засушливы также Долина озер и Котловина больших озер. Там число дней с росой не превышает 15—20 (Алтай — 13, Ховд — 17).

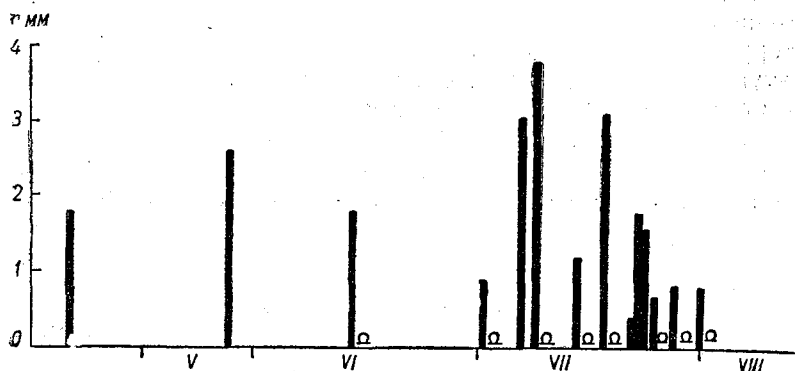


Рис. 3. Зависимость начала периода росообразования от наступления дождливого периода.

На рис. 2 представлен годовой ход числа дней с росой для четырех станций. Станции выбраны с таким расчетом, чтобы охарактеризовать северную (Шаамар), южную (Сайншанд), западную (Ховд) и восточную (Тамцагбулаг) части МНР. Как видно из рис. 2, годовой ход числа дней с росой на рассматриваемых станциях является схожим, он типичен для всех станций и отличается только по абсолютным величинам. Максимум числа дней с росой наблюдается на всех станциях в августе. За июль — сентябрь число дней с росой составляет 85—90% годового числа.

Обращает на себя внимание тот факт, что в весеннее и раннелетнее время роса в МНР почти не наблюдается. Это связано прежде всего с засушливостью весны и первой половины лета и с неравномерностью выпадения осадков в Монголии (летний максимум осадков) в годовом ходе.

Процесс росообразования при прочих необходимых условиях может начаться только при определенном влагосодержании приземного слоя воздуха или благодаря резкому перепаду температуры воздуха. Таким образом, в засушливых областях сухость воздуха и почвы не создает благоприятных условий для выпадения росы. Основным фактором, лимитирующим выпадение росы на территории МНР, будут осадки, их количество, а также время их выпадения в течение сезона и суток.

На рис. 3 приводится пример зависимости начала периода росообразования от осадков. Данные взяты по ст. Даланзадгад за 1949 г. Как видно из рис. 3, в мае осадков оказалось недостаточно для насыщения приземного слоя воздуха и только с середины июня создаются условия для выпадения росы, связанные с увеличением облачности и влагосодержания воздуха.

В табл. 1 представлены некоторые климатические характеристики росы, подсчитанные по таблице ТМ-1. Как видно из данных этой таблицы, начало росообразования сдвинуто на середину июня — начало июля, что подтверждает высказанное ранее предположение о влиянии времени выпадения осадков на появление росы на территории МНР. Соответственно этому средняя суточная температура средней даты возникновения росы очень высокая, на севере страны около 15°C, на юге возрастает до 20—23°C.

Таблица 1

Некоторые климатические характеристики росы на территории Монгольской Народной Республики

Станция	Период росообразования					Средняя температура на дату появления росы	Средняя температура на дату окончания росы	K
	дата начала		дата конца		длительность, дни			
	средняя	самая ранняя	средняя	самая поздняя				
Мурэн	15 VI	21 V	13 IX	29 IX	90	15,5	8,0	4
Булган	10 VI	23 V	18 IX	7 X	101	15,1	5,4	3
Улан-Батор	11 VI	21 V	16 IX	6 X	97	15,4	7,4	3
Эрдэнэцаган	12 VI	5 V	24 IX	13 X	105	15,4	7,8	4
Ундурхан	15 VI	28 V	14 IX	20 X	91	16,8	9,7	4
Тамцагбулак	6 VI	6 V	15 IX	13 X	101	16,7	11,4	4
Хэрлэн	14 VI	7 V	27 IX	10 X	105	14,6	6,0	4
Чойбалсан	5 VI	25 V	24 IX	13 X	111	17,3	5,0	5
Ховд	5 VI	11 V	11 IX	29 IX	98	17,1	10,6	6
Улясутай								6
Мандалговь	20 VI	23 V	11 IX	17 X	83	18,3	12,3	7
Даланзадгад	1 VII	1 V	15 IX	9 X	76	20,2	13,4	8
Сайншанд	29 VI	9 V	13 IX	28 X	76	22,8	13,6	15

Средняя дата окончания росы по всей стране приходится на сентябрь, причем различия в датах укладываются в две недели. Средняя температура средней даты окончания росы изменяется от 5,0°C до 13,5°C, что согласуется с распределением средней месячной температуры воздуха за сентябрь с севера на юг по территории МНР. В таблице также представлена самая ранняя дата начала росы и самая поздняя дата окончания периода росообразования.

Возможный период росообразования на территории Монгольской Народной Республики в среднем составляет около 90 дней, с середины июня по середину октября. В южных засушливых районах он уменьшается до 2,5 месяцев (Сайншанд, Даланзадгад), на севере увеличивается до 100—120 дней и более.

Наиболее интересными оказались данные, полученные по величине коэффициента K , который дает отношение возможного числа дней с росой к действительному. Рассматриваемая величина характеризует засушливость того или иного района в летнее время. По территории республики K меняется от 3 в восточных и центральных аймаках до 15 на юге страны (рис. 1). Например, в Булгане действительное число дней с росой достигает 20—25, а возможный период росообразования около 3 месяцев. По возможности росообразования восточные и центральные районы МНР аналогичны Ставропольскому и Краснодарскому краям, а также районам среднего и нижнего течения р. Волги (за исключением ее дельты). На востоке страны и в центральных аймаках МНР изолинии имеют широтный ход, на западе и юго-западе горные хребты Хангая и Монгольского Алтая нарушают эту закономерность.

Большое сгущение изолиний (см. рис. 1) наблюдается около 46° с.ш., что характеризует резкое возрастание аридности территории по направлению к югу. Сухо-степная и пустынно-степная часть Гоби ограничена с севера изолинией $K=10$. К сожалению, отсутствуют данные по самым сухим районам МНР с годовой суммой осадков меньше 50 мм. По-видимому, там возможность росообразования совсем незначительна.

Из рассмотренного материала наблюдений видно, что на территории Монгольской Народной Республики начало процесса росообразования сдвинуто на летнее время в связи с засушливостью весеннего и раннелетнего периода. На большей части страны, где $K > 6$, роса как бы увеличивает время воздействия осадков на растительность, ибо появляется в 75—80% случаев после выпадения дождей.

Роса, как правило, в южных районах МНР образуется после 23 ч или только под утро, в 3—4 ч. Таким образом, в засушливых аймаках количество влаги, которое может быть дополнительно получено от росы, не превысит 1—3 мм и по времени появления не связано с весенним возобновлением вегетации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бугд Найрамдах монгол ард улсын уур амьсгалын лавлах, I боть, Уланбаатар, 1971.
2. Вознесенский А. В. Об изучении росы. — «Климат и погода», 1936, № 4, с. 13—15.
3. Иванов В. Значение наблюдений над росой для сельскохозяйственного производства. Вестник единой метеослужбы СССР, 1931, стр. 25—27.
4. Карпенко В. Н. Количество росы на территории СССР по росографу. — «Тр. ГГО», 1972, вып. 288, с. 144—149.
5. Карпенко В. Н. Климатическая характеристика росы по ЕТС. — «Тр. ГГО», 1972, вып. 288, с. 150—155.
6. Карпенко В. Н. Распределение среднего числа дней с росой по территории СССР. — «Тр. ГГО», 1973, вып. 306, с. 114—120.
7. Токарь Ф. Г. Некоторые особенности распределения рос в тропических широтах. — «Тр. ГГО», 1972, вып. 284, с. 35—44.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ИНСОЛЯЦИИ ЗДАНИЙ В НОРИЛЬСКЕ

Для выяснения физических особенностей перераспределения радиации в городе, влияния ее на освещенность и термический режим стен зданий, в 1972-1973 гг. был поставлен натурный эксперимент в г. Норильске. Целью эксперимента являлось получение данных о приходе суммарной радиации на стены зданий разных ориентаций в различные сезоны (предвесенний период, лето, осень). С этой целью на высоте 5 м от поверхности земли вертикально были установлены пиранометры как на наружных стенах, так и внутри помещений.

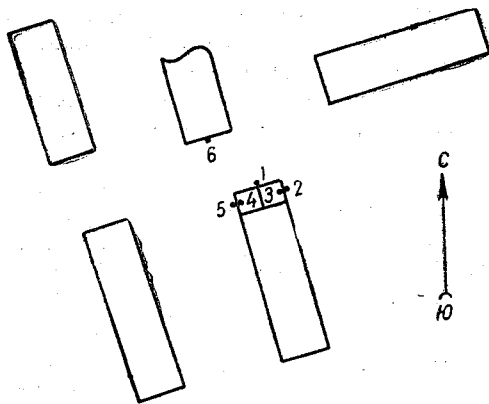


Рис. 1. Порядок расположения пиранометров на здании.

Экспозиция стен: 1 — ССЗ (наружный); 2 — ВСВ (наружный); 3 — ВСВ (внутренний); 4 — ЗЮЗ (внутренний); 5 — ЗЮЗ (наружный); 6 — ЮЮВ (наружный).

Ориентация стен здания примерно соответствовала основным направлениям на страны света: ВСВ, ЮЮВ, ЗЮЗ, ССЗ. Ввиду невозможности установления пиранометра на ЗЮЗ стене этого же здания, он был вынесен на соседнее, с той же ориентацией (рис. 1). Квартиры, ориентированные на ВСВ и ЗЮЗ, были оборудованы двумя пиранометрами, находящимися снаружи (перед остеклением) и внутри (за остеклением). Внутренние пиранометры были расположены посреди окна, в 10—15 см от стекла. Такое расстояние бы-

ло выбрано для того, чтобы иметь возможность заменять стеклянный колпачок пиранометра или протирать его. Здание — крупнопанельное из газозолобетона, серии 1-464-Д-82 «Норильск-проекта», на сваях, размеры окон $2 \times 1,5$ м; экспериментальная квартира расположена на первом этаже.

Проводились также контрольные замеры прихода суммарной

радиации на горизонтальную поверхность в застройке, которые сравнивались с данными метеостанции, расположенной за городом. Регистрация велась с помощью гальванометра ГСА-1 в актинометрические сроки через каждые три часа от восхода до захода Солнца. Перед каждой серией наблюдений проводилась взаимная сверка всех пар приборов, а одна пара, пиранометр — гальванометр, сверялась с эталоном на актинометрической станции Норильск. Подобная сверка осуществлялась как перед началом эксперимента, так и после его окончания. Приборы, использованные для регистрации суммарной радиации, не изменили своих свойств в течение года. В отведенном помещении, на высоте 1,5 м, посреди комнаты, были установлены термограф и гигрограф, с помощью которых велась регистрация температуры и влажности воздуха внутри помещения в течение суток. Сериями наблюдений были охвачены следующие периоды: 26 апреля — 24 мая 1972 г., 10 июня — 10 июля 1972 г., 11 сентября — 29 октября 1972 г., 15 апреля — 30 апреля 1973 г., т. е. экспериментальные данные получены за 4 месяца, в характерные для Норильска сезоны, за исключением полярной ночи, когда солнечная радиация практически отсутствует.

Суммарная радиация на стены получена при различных альбе-до подстилающей поверхности: от 75% зимой до 16% летом. Для большей достоверности и репрезентативности сведений весь полученный материал был осреднен по циклам наблюдений и представлен в таблицах.

Следует отметить, что с точки зрения актинометрии 1972 г. был характерным для среднего многолетнего режима. Например, отличия в суммарной радиации за 1972 г. от средних составляли в мае 15%, в июне около 20%, в сентябре 5% (в 1972 г. значения радиации были выше нормы).

Наибольший интерес представляет инсоляция зданий в пред-весенний и весенний периоды (табл. 1).

Летний период представляет методический интерес для целей освещения зданий, сушки стен и внутренних помещений (табл. 2).

Осенний период является пасмурным как в случае эксперимента, так и по средним многолетним данным, значения суммарной радиации незначительны и никакого существенного влияния на тепловой режим здания эта радиация оказать не может (табл. 3).

Реальное здание в условиях застройки, в отличие от одиноко стоящего, подвержено затенению. Условия затенения сказались и в эксперименте, когда реальные величины оказались намного меньше теоретически рассчитанных.

Как указывалось, две ориентации — ВСВ и ЗЮЗ, имели по два пиранометра — снаружи и внутри помещения. Стена ЗЮЗ получила за сутки в среднем 340 кал/см^2 . Стена ВСВ, как имеющая северную составляющую, 240 кал/см^2 , т. е. на 30% меньше, чем стена ЗЮЗ. Для обеих ориентаций через окна проходило в среднем 50% всей радиации. В периоды, когда вертикал Солнца был почти перпендикулярен стене, ослабление радиации было меньше и

Таблица 1

Осредненные по периодам данные по суммарной радиации (в кал/(см²·мин)),
приходящей на стены разной ориентации с 26 апреля по 24 мая.
Норильск, 1972 г.

Ориентация стены	Расположение пиранометра	Сроки наблюдений, ч, мин								Суточная сумма радиации
		0 30	3 30	6 30	9 30	12 30	15 30	18 30	21 30	
ССЗ	Наружный	0,00	0,05	0,09	0,18	0,20	0,17	0,10	0,04	147
BCB	Внутренний	0,00	0,00	0,03	0,52	0,18	0,07	0,025	0,01	116
	Наружный	0,00	0,01	0,07	0,83	0,51	0,15	0,05	0,02	238
	Отношение, %	—		43	63	35	47	50	50	49
ЗЮЗ	Внутренний	0,00	0,01	0,05	0,08	0,11	0,15	0,48	0,04	164
	Наружный	0,01	0,02	0,10	0,20	0,27	0,45	0,71	0,07	338
	Отношение, %		50	50	40	41	33	67	57	49

Таблица 2

Осредненные по периодам данные по суммарной радиации (в кал/(см²·мин)),
приходящей на стены разной ориентации и горизонтальную поверхность
с 10 июня по 10 августа. Норильск, 1972 г.

Ориентация	Расположение пиранометра	Сроки наблюдений, ч, мин								Суточная сумма радиации
		0 30	3 30	6 30	9 30	12 30	15 30	18 30	21 30	
ССЗ	Наружный	0,36	0,34	0,12	0,11	0,09	0,07	0,13	0,01	318
BCB	Внутренний	0,01	0,32	0,44	0,06	0,03	0,02	0,01	0,00	191
	Наружный	0,08	0,49	0,65	0,30	0,06	0,04	0,02	0,01	354
	Отношение, %	13	65	67	20	50	50	50	—	54
ЮЮЗ	Наружный	0,10	0,53	0,83	0,88	0,28	0,10	0,05	0,04	570
ЗЮЗ	Внутренний	0,04	0,06	0,07	0,07	0,21	0,43	0,21	0,03	230
	Наружный	0,06	0,08	0,11	0,12	0,38	0,54	0,33	0,04	312
	Отношение, %	66	75	64	58	56	75	62	75	70
Горизонтальная поверхность	Город	0,05	0,12	0,38	0,84	1,05	0,43	0,04	0,01	546
	Метеостанция	0,05	0,16	0,44	0,84	0,91	0,71	0,42	0,01	
	Отношение, %	100	75	86	100	105	60	10	—	

Таблица 3

Осредненные по периодам данные по суммарной радиации (в кал/(см²·мин)),
приходящей на стены разной ориентации и горизонтальную поверхность
с 11 сентября по 29 октября. Норильск, 1972 г.

Ориентация стен	Расположение пиранометра	Сроки наблюдений, ч, мин				Суммар- ная радиация
		9 30	12 30	15 30	18 30	
ВСВ	Внутренний	0,08	0,07	0,02	0,01	49
	Наружный	0,20	0,14	0,04	0,02	91
	Отношение, %	40	50	50	50	54
ЮЮЗ	Наружный	0,22	0,25	0,05	0,03	135
ЗЮЗ	Внутренний	0,04	0,11	0,06	0,02	49
	Наружный	0,09	0,18	0,09	0,03	85
	Отношение, %	45	60	66	67	58
ССЗ	Наружный	0,02	0,03	0,05	0,01	26
Горизонтальная поверхность	Метеостанция	0,04	0,08	0,05	0,03	53

составляло примерно 35%. Это ослабление вызвано тремя причинами: 1) поглощение радиации стеклами и отражение от них; 2) частичное затенение приемника переплетами окон; 3) сокращение периода инсоляции приемника внутри помещения, так как наружный приемник находится в одной плоскости со стеной, а внутренний несколько «заглублен». Величины соотношения совпадают и в другие сезоны, летом ослабление также составляет около 50%.

Необходимо подчеркнуть, что в предвесенний период (апрель—май) стекла в дневные часы не были сильно обледевшими и днем оттаивали. Естественно, что в случае сильного обледенения они будут пропускать гораздо меньше радиации. В экспериментальной квартире никто не жил, поэтому отсутствовало запотевание окон, вызываемое деятельностью человека.

В табл. 1 приводится сравнение радиации, приходящей в период апрель—май 1972 г. на стены ЗЮЗ, ВСВ и ССВ ориентаций и на горизонтальные поверхности зданий, расположенных за городом. Ослабление радиации стеклами для двух квартир примерно одинаково. Окна, направленные на ЗЮЗ, получали больше радиации, чем горизонтальные поверхности, так как в последнем случае они выходили на широкую, незастроенную Студенческую улицу. Перед стенами, обращенными на ССЗ и ВСВ, в 20—30 м находятся пятиэтажные строения, поэтому приход радиации к ним сокращен как за счет затенения, так и за счет сокращения заснеженной поверх-

ности, от которой приходит диффузная радиация, вносящая для неосвещенных стен основной вклад в суммарную радиацию.

В летние часы на восточную стену максимум радиации приходится в 6 ч 30 мин и в утренние часы она получает большие суммы, чем горизонтальная поверхность. Стена ЮЮЗ ориентации за сутки получает количество радиации почти такое же, как и горизонтальная поверхность.

Для северной стены максимум наступает в 0 ч 30 мин, а в 6 ч 30 мин значения радиации снижаются до 0,1 кал/(см·мин) и менее, как и на других, неинсолируемых стенах. В предвесенний период интенсивность облучения неинсолируемых стен выше, чем в летние. Это объясняется отражательной способностью (альбедо) земной поверхности, которая зимой составляет 75%, а летом снижается до 15%. Так, восточная стена получает в мае месяце в 15 ч 30 мин 0,15 кал/(см²·мин), а в июле — 0,04 кал/(см²·мин), т. е. всего 25% от зимнего количества. Несмотря на большую длительность облучения в летние месяцы, общая сумма приходящей радиации больше, чем в весенние месяцы всего лишь на 30% (табл. 2).

Таблица 4

Средний суточный ход температуры (1-я строка) и влажности воздуха (2-я строка, %) в помещении за периоды эксперимента

Ме- сяцы	Сроки наблюдений, ч												Сред- нее за сут- ки
	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	
IV—V	22,4 21	21,3 21	21,3 21	21,8 21	22,6 21	23,0 21	22,9 21	22,8 22	22,6 21	22,5 21	22,1 21	21,8 21	22,3 21
VI—VII	20,0 37	19,8 37	19,7 37	20,1 36	20,7 35	21,1 35	20,9 35	20,7 36	20,5 36	20,4 36	20,3 36	20,2 36	20,3 36
IX—X	20,0 25	19,8 25	19,8 25	19,7 25	19,9 25	20,4 25	20,4 25	20,2 25	20,2 25	20,2 25	20,1 25	20,0 25	20,0 25

Сравнение данных о суммарной радиации, приходящей на горизонтальную поверхность в городе и за чертой города — на метеостанции, показывает, что существенных изменений в показаниях нет, за исключением периода после 15 ч; это объясняется тем, что станция в городе расположена в 30 м от пятиэтажного здания, с его восточной стороны и не затеняется утром и в полдень, когда высота солнца достигала 40°, а в послеобеденное время наступает затенение.

Что касается максимальных величин прихода радиации, то они достигали 1,3—1,4 кал/(см²·мин) как на горизонтальную поверх-

ность (12 ч 30 мин), так и на стены западных и восточных ориентаций (6 ч 30 мин и 18 ч 30 мин). В предвесенний период эти величины остаются почти теми же ($1,1-1,3$ кал/(см²·мин)), лишь время для восточных и западных стен смещается соответственно на 9 ч 30 мин и 15 ч 30 мин.

Суточный ход радиации в отдельные дни согласуется так же, как и за период в целом. Его рассмотрение представляет интерес лишь для исследования термического режима внутри помещения, с целью учета влияния радиации (табл. 4), однако эффекта повышения температуры воздуха в помещении под действием солнечной радиации не отмечается.

В результате выполненной работы можно сделать следующие основные выводы:

1) предлагаемая методика постановки эксперимента может быть использована для выяснения микроклиматических особенностей городской застройки и ее влияния на радиационный режим зданий;

2) установлено, что для данного типа окон в Норильске, ослабление солнечной радиации за счет остекления составляет 50%;

3) в 1972 г. в Норильске не обнаружено сколько-нибудь существенного повышения температуры воздуха внутри помещения даже в период максимальной его инсоляции.

ОСОБЕННОСТИ УГЛЕКИСЛОТНОГО РЕЖИМА ТЕПЛИЦ И ВОЗМОЖНОСТИ ЕГО РЕГУЛИРОВАНИЯ

Среди факторов, определяющих продуктивность сельскохозяйственных культур, одним из наиболее важных является концентрация углекислоты (CO_2) в воздухе, окружающем листья. Она составляет примерно 0,03% (по объему). Известно, что концентрация CO_2 является одним из постоянных факторов, лимитирующих интенсивность и продуктивность фотосинтеза, а также продуктивность посевов в целом [2, 3, 6, 10, 14, 17]. Оптимальная концентрация CO_2 для интенсивного фотосинтеза и формирования высоких урожаев в 10 раз и более превышает естественную концентрацию CO_2 [1, 9, 11]. Оптимальные для растений концентрации CO_2 не постоянны, а зависят от других условий среды, а также от вида растений, их возраста и физиологического состояния [4, 8, 11].

В полевых условиях концентрация CO_2 относится к числу факторов, активное регулирование которых затруднительно или практически невозможно. В условиях защищенного грунта наряду с другими факторами, такими, как интенсивность света, температура и влажность, имеются практические возможности и для регулирования режима концентрации CO_2 . Оптимизация углекислотного режима концентрации CO_2 в защищенном грунте открывает возможность для повышения урожайности многих тепличных культур. Искусственное повышение концентрации CO_2 внедрено в практику во многих странах с развитым овощеводческим хозяйством [1, 7, 10, 16]. В Советском Союзе режиму концентрации CO_2 в защищенном грунте до последнего времени уделялось мало внимания.

Режим концентрации CO_2 в теплицах и других культивационных сооружениях определяется интенсивностью усвоения и выделения CO_2 растениями, интенсивностью выделения CO_2 почвой или другими ростовыми субстратами и величиной коэффициента воздухообмена.

Исследования в Эстонской ССР [3, 5, 12, 13, 15] показали, что в тепличных условиях концентрация CO_2 часто ниже, чем в полевых. Низкие концентрации CO_2 в теплицах наблюдаются во время интенсивного роста растений, когда интенсивность фотосинтеза высокая, ассимиляционная площадь большая и общее потребление CO_2 высокое, а также при использовании различных почвозаменителей, которые биологически малоактивны и мало выделяют CO_2 .

В тепличных хозяйствах Эстонии в последнее время основным ростовым субстратом является малоразложенный сфагновый торф, интенсивность продуцирования CO_2 которого низкая и не превышает, по нашим данным, $0,2\text{--}0,5 \text{ г/м}^2$ в час. Концентрация CO_2 снижается и в тех случаях, когда по температурным условиям нельзя проветривать теплицы. При совпадении этих условий концентрация CO_2 может приблизиться к компенсационной точке, т. е. к такому уровню, когда ассимиляция CO_2 растениями уже затруднена.

Для оптимизации режима концентрации CO_2 в теплицах необходимо ее искусственное повышение. Это можно осуществлять сжиганием газообразных (жидких) горючих или применением чистой сжиженной (твердой) CO_2 .

Задачей настоящего исследования являлось изучение суточного режима концентрации CO_2 в тепличном воздухе в весенне-зимний период, т. е. в период появления острого дефицита CO_2 и формирующегося режима CO_2 при сжигании пропана.

Работа выполнялась в 1971—1973 гг. в теплицах экспериментальной базы Юулику Эстонского НИИ земледелия и мелиорации, Института экспериментальной биологии АН ЭССР и овощеводческих хозяйств в окрестностях города Таллина. Опытными культурами являлись огурцы и томаты, которые выращивались на торфяном субстрате.

Суточная динамика концентрации CO_2 определялась при помощи автоматического газоанализатора «Инфралит-3», позволяющего одновременное определение содержания газа в нескольких точках.

Обогащение тепличного воздуха CO_2 осуществлялось генераторами голландского производства (фирмы ERMAF, тип ERA—15N) и опытными генераторами, разработанными мастерскими Эстонского главуправления газифицирования.

На рис. 1 приведены дневные динамики концентрации CO_2 в теплицах огурцов в солнечные дни в феврале, марте и апреле. Наряду с динамикой концентрации CO_2 приведена дневная динамика интенсивности падающей суммарной радиации, которая измерялась на крыше и внутри теплиц. Интенсивность радиации измерялась термоэлектрическими пиранометрами Янишевского и регистрировалась самописцем ЭПП-09.

В утренние часы, после восхода солнца, соответственно повышению интенсивности света концентрация CO_2 резко снижается и достигает минимума обычно в полуденные часы. В вечерние часы наблюдается обратная картина. Дневной минимум концентрации CO_2 зависит от интенсивности потребления CO_2 растениями. В феврале (рис. 1 а) растения малы, общее потребление CO_2 невысокое, в результате концентрация CO_2 в течение всего дня выше, чем во внешнем воздухе, и минимальное значение составляет 500 ррт. В марте (рис. 1 б, в) потребление CO_2 растениями выше и дневной минимум концентрации CO_2 достигнет 150 ррт. Особенно острый дефицит CO_2 отмечается в апреле (рис. 1 г, д), когда в течение нескольких часов концентрация CO_2 держится на уровне 50 ррт.

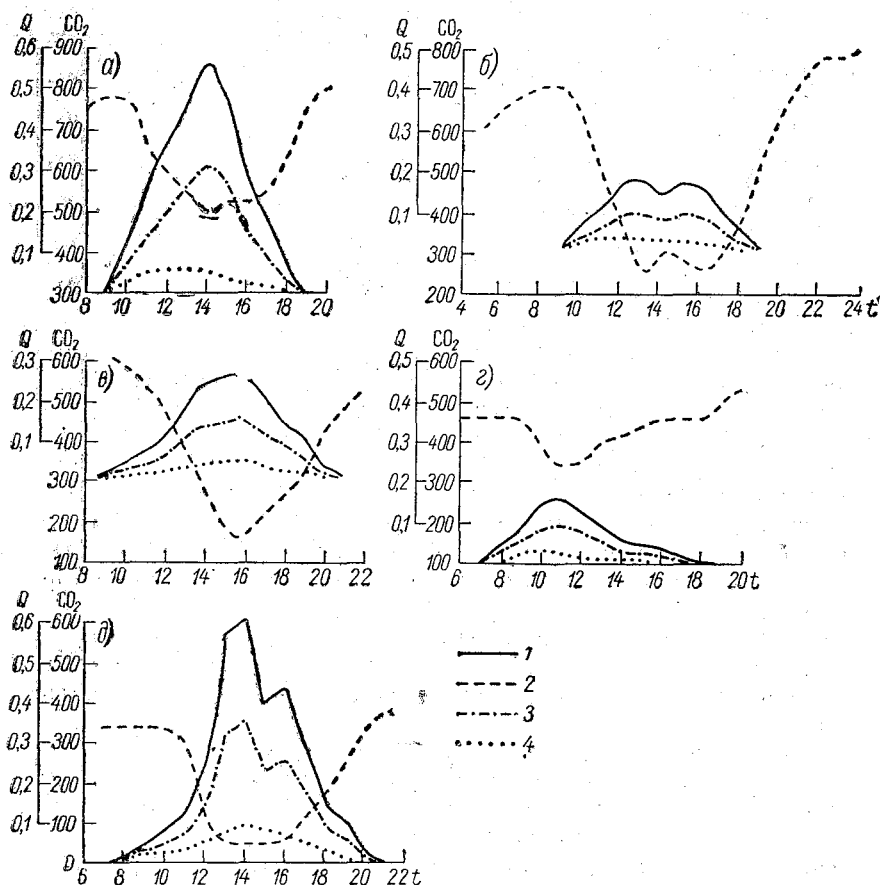


Рис. 1. Интенсивность суммарной радиации на крыше теплицы (1), динамика концентрации CO_2 днем во внешнем воздухе (2) и в теплице: над растениями огурца (3) и на высоте 1 м (4). 1973 г.

а — 23 февраля, б — 11 марта, в — 18 марта, г — 3 апреля, д — 6 апреля.

В сильно облачные дни (рис. 1, г) потребление CO_2 из-за низкой интенсивности света снижается и концентрация CO_2 не ниже, чем во внешнем воздухе. В дни с переменной облачностью (рис. 1 б) дневная динамика концентрации CO_2 следует за динамикой интенсивности света.

Ночью концентрация CO_2 в теплицах, как правило, выше, чем во внешнем воздухе. Повышенная концентрация CO_2 в тепличном воздухе наблюдается в течение всего темного периода суток. Уровень ночной концентрации CO_2 определяется количеством CO_2 , выделяемым растениями — чем выше растительная масса и выше интенсивность ее дыхания, тем выше концентрация CO_2 ; количе-

ством выделяемого CO_2 с ростового субстрата — чем больше выделяется CO_2 ростовым субстратом, тем выше концентрация CO_2 ; условиями воздухообмена теплиц — чем лучше воздухообмен теплиц, тем ниже ночная концентрация CO_2 . Ночная концентрация CO_2 может достигать 1500 ррт, т. е. может превышать в 5 раз концентрацию CO_2 во внешнем воздухе. Такая высокая концентрация CO_2 в теплицах наблюдается в случае, если растительная масса большая и интенсивность ее дыхания высокая, с ростового субстрата выделяется много CO_2 и воздухообмен с внешним воздухом низкий.

В теплицах, где в виде ростового субстрата применялись соломенные тюки, концентрация CO_2 в течение всех суток выше, чем в теплицах с торфом. Это обусловлено тем, что интенсивность выделения CO_2 с соломенных тюков выше, чем с торфа. В начальный период разложения соломенных тюков интенсивность выделения CO_2 составляла до 10 г/м^2 (в течение нескольких недель), затем снижалась до $2\text{—}3 \text{ г/м}^2$.

Искусственное повышение концентрации CO_2 осуществлялось в теплицах, где выращивались огурцы и томаты на торфе. При включении газовых генераторов (один генератор ERA—15N на теплицу 320 м^2 , культура — огурцы) концентрация CO_2 резко повышается (рис. 2), достигая максимального уровня в среднем за два часа.

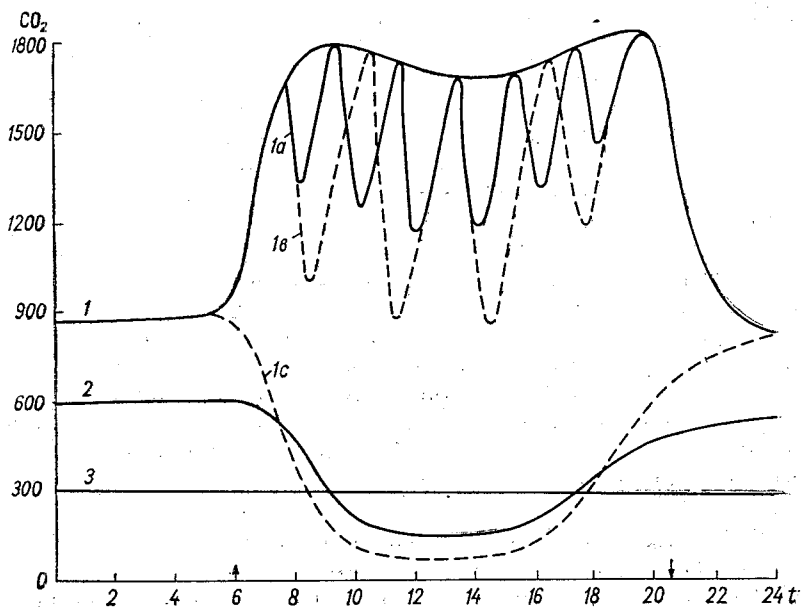


Рис. 2. Суточная динамика концентрации CO_2 в тепличном воздухе в весенний период в солнечные дни.

1 — при непрерывном сжигании пропана; 1а — при сжигании пропана с однократными интервалами; 1б — при сжигании пропана с двухчасовыми интервалами; 1с — без сжигания пропана; 2 — в контрольной теплице; 3 — во внешнем воздухе. Стрелками обозначен восход и заход солнца.

В зависимости от интенсивности потребления CO_2 , герметичности теплиц и погодных условий максимальные значения концентрации CO_2 достигают от 600 до 3500 ррт. Повышению концентрации CO_2 при сжигании пропана способствуют малая листовая поверхность растений (в начальные стадии развития растений); низкая интенсивность света (в осенние и зимние месяцы, в облачные дни, в утренние и вечерние часы); низкая фотосинтетическая способность листьев (например, при повреждении растений различными болезнями и вредителями); низкий коэффициент воздухообмена теплиц. Малые концентрации CO_2 при сжигании пропана наблюдаются во время вентиляции теплиц посредством открытия окон и дверей. Максимальный уровень концентрации CO_2 в условиях малого потребления CO_2 и низкого воздухообмена достигается быстрее, чем в условиях высокого потребления CO_2 и хорошего воздухообмена.

После выключения газовых генераторов концентрация CO_2 резко снижается и достигает минимального уровня в среднем за два часа. В условиях высокого потребления CO_2 и хорошего воздухообмена концентрация CO_2 после выключения газовых генераторов снижается быстрее, чем в условиях малого потребления CO_2 и низкого воздухообмена. После выключения газовых генераторов во время интенсивного потребления CO_2 концентрация ее достигает такого же уровня, как и в теплице без сжигания пропана. В ночное же время концентрация CO_2 в теплицах, в которых сжигается пропан, всегда выше. Очевидно, что повышение ночной концентрации CO_2 не является прямым следствием сжигания пропана. Это результат более интенсивного выделения CO_2 растениями, которые днем находились в условиях повышенной концентрации CO_2 . Более интенсивное выделение CO_2 в ночное время может быть обусловлено и большей биомассой растений. Общая биомасса растений под влиянием повышенной концентрации CO_2 увеличивается на 10—20%.

Определения концентрации CO_2 в различных частях теплиц и на различных высотах показали, что концентрация CO_2 во всем объеме теплицы примерно одинаковая (различия не превышают ± 150 ррт). Из этого следует, что CO_2 при использовании газовых генераторов типа ERA-15N распространяется посредством естественной циркуляции воздуха довольно хорошо и смешивание воздуха при помощи вентиляторов не является практически необходимым. Однако уже при небольшой степени открытия окон (10—15 см) концентрация CO_2 у окон резко снижается (до 50% и более).

Каким должен быть оптимальный режим сжигания пропана в теплицах? Поставленный вопрос требует дальнейшего уточнения в зависимости от культуры, фазы развития, дневной динамики интенсивности фотосинтеза, погодных условий и микроклимата теплиц.

По проведенным исследованиям можно первоначально заключить, что сжигание пропана нужно проводить во время, когда де-

фицит CO_2 проявляется более резко — в весенне-зимний период (март, апрель, май).

В течение дня сжигание пропана нужно проводить во время протекания интенсивного фотосинтеза. Судя по суточной динамике концентрации CO_2 в теплице, растения огурцов и томатов имеют одностороннюю кривую интенсивности фотосинтеза в течение дня с максимумом в полуденные часы. В солнечные дни интенсивность фотосинтеза выше и время интенсивного фотосинтеза продолжительнее, чем в облачные дни. В солнечные дни сжигание пропана следует начинать не позже чем за два часа после восхода солнца и кончать вечером не раньше чем за три часа перед заходом солнца. В облачные дни время сжигания пропана можно уменьшить. При переменной облачности сжигание пропана нужно проводить больше во время, когда интенсивность света выше.

В весенне-летний период, когда появляется опасность перегрева теплиц и в полдень теплицы вентилируют, сжигание пропана во время вентиляции проводить нежелательно. В это время сжигание пропана желательно проводить в первой половине дня и заканчивать за полтора часа до открытия окон и во второй половине дня после закрытия окон.

Экономически оптимальной концентрацией CO_2 в теплицах является приблизительно 1000—2000 ррт [1, 7, 9, 16]. Учитывая формирующийся режим концентрации CO_2 при сжигании пропана, для более экономичного расходования пропана можно проводить его сжигание в течение дня периодически. Для того чтобы в весенне-зимний период сохранить концентрацию CO_2 в пределах 1500 ррт, в солнечные дни сжигание следует проводить в течение часа, промежутки между сжиганием тоже одночасовые. Для поддержания такого же режима в облачные дни периоды сжигания пропана могут быть также одночасовые, а промежутки между сжиганиями длиннее — в среднем полтора часа.

При применении опытных газовых генераторов местного производства в ангарных теплицах с площадью 500 м² (один генератор на теплицу, культура — томат) формируется приблизительно такой же режим CO_2 (рис. 3), как и при применении генераторов гол-

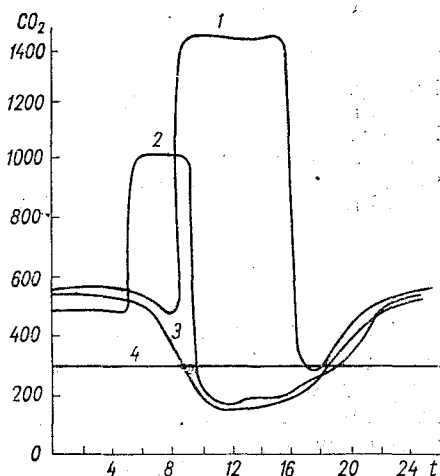


Рис. 3. Суточная динамика концентрации CO_2 в тепличном воздухе при культуре томатов.

1 — в весенний период с сжиганием пропана;
2 — в летний период с сжиганием пропана;
3 — без сжигания пропана в весенний период;
4 — концентрация CO_2 во внешнем воздухе.

ландского производства. С указанными генераторами в весенний период можно повысить содержание CO_2 до 1400 ррт (средний расход пропана 1—2 кг/ч). В летний период, когда потребность томатов в CO_2 выше, концентрацию CO_2 можно повысить до 1000 ррт. Для получения более высокого уровня CO_2 количество генераторов нужно увеличить. В экспериментах в летнее время сжигание пропана проводилось только в утренние часы, так как днем для поддержания оптимальной температуры теплицы проветривались.

Таблица 1

Влияние повышенной концентрации CO_2 на урожай огурцов и томатов

Место, год	Куль- тура	Урожай, кг/м ²		Прибавка урожая		Получено от ре- ализации прибавки	
		контроль	+ CO_2	кг/м ²	%	руб./м ²	%
Юулику, 1972 г.	Огурцы	25,9	29,2	3,3	12,7	6,96	21,3
Юулику, 1973 г. до I.VII	Огурцы	12,9	18,7	5,8	44,9	10,31	51,6
Сауе, 1973 г.	Томаты	8,5	12,2	3,7	43,6	11,3	66,0

Влияние повышенной концентрации CO_2 на урожай и денежный доход при возделывании огурцов и томатов приведено в табл. 1. Как видно из приведенных в табл. 1 данных, применение повышенной концентрации CO_2 является очень высокоэффективным агротехническим приемом в условиях защищенного грунта. Сделанные расходы на газификацию теплиц полностью окупаются уже за первый год.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гаенко Н., Лебл Д. Тепличное хозяйство Голландии. М., Сельхозгиз, 1971. 182 с.
2. Ермолаева Е. Я. О зависимости фотосинтеза культурных растений от концентрации углекислоты. — *Тр. Ботан. ин-та им. В. Л. Комарова*, 1959, сер. 4, вып. 13, с. 46—63.
3. Мязталу Х. И. Углекислотный режим при выращивании огурца и томата. — *Сб. науч. тр. Эстонского ин-та земледелия и мелиорации*, 1972, вып. 26, с. 34—39.
4. Оканенко А., Гуляев Б., Мануильский В. Зависимость интенсивности фотосинтеза сахарной свеклы от температуры и концентрации CO_2 при различных интенсивностях света. — *«Физиология и биохимия культурных растений»*, 1972, т. 4, № 4, с. 75—86.
5. Паз А., Лийвак Э. Подкормка растений углекислым газом в теплицах. — *«Картофель и овощи»*, 1972, № 10, с. 21—27.

6. Пономарева М. М. Влияние концентрации углекислоты на интенсивность фотосинтеза. — «Тр. Ботан. ин-та им. В. Л. Комарова», 1960, сер. 4, вып. 14, с. 54—72.

7. Смирнов Н. Пособие для овощеводов тепличных хозяйств. М., Сельхозгиз, 1971. 208 с.

8. Хит О. Фотосинтез. М., «Наука», 1972, 314 с.

9. Heissner A. Zur Anwendung der CO_2 —Begasung in Gewachshausern. — „Gartenbau“, 1968, N. 15, H. 4, S. 102—105.

10. Daunicht H. The CO_2 requirements of greenhouse crops. — „Acta Horticulture“, 1971, N. 17, v. 1, S. 62—71.

11. Lundengarth H. Pflanzenphysiologie. Jena, 1960. 718 S.

12. Maetalu H. Kurgi ja tomati susihappegaasitarve. — „Sotsialistlik Pollumajandus“, 1971, N. 7, S. 310—312.

13. Meensalu L., Maetalu H., Lehtveer R. Uurisime susihappegaasirežiimi kasvuhoonetes. — „Sotsialistlik Pollumajandus“, 1973, N. 11, S. 520—523.

14. Moss D. N. The limiting carbon dioxide concentration for photosynthesis. — „Nature“, 1962, v. 193, N. 4815, S. 587—589.

15. Pae A., Liivak E. Soekasvuhoonete susihappegaasi režiimist kevadtalvel. — „Sotsialistlik Pollumajandus“, 1971, N. 7, S. 322—323.

16. Schikedanz. Die CO_2 -Konzentration bei den Anzucht von Tomaten und Kohlrabijungpflanzen unter Zusatzbestrahlung im Winterhalbjahr. Dissertation. 1970, München, 108 S.

17. Tamm E., Krzysch G. Beobachtungen des Wachstumsfaktors CO_2 in der Vegetationszone. — „Z. Acker- und Pflanzenbau“, 1959, v. 107, N. 1, S. 275—300.

СОДЕРЖАНИЕ

Л. Г. Васильева. Изменчивость средней минимальной температуры воздуха в июле на Северо-Востоке СССР	3
З. А. Мищенко. Типизация мезо-и микроклиматической изменчивости термического режима дня и ночи на территории СССР	19
З. А. Мищенко. Разномасштабные модели тепловых ресурсов для территорий со сложным рельефом	31
З. А. Мищенко, З. И. Николаева. Мезоклиматическая изменчивость термического режима под влиянием морей и крупных водоемов	46
✓Т. А. Голубова. Средние даты заморозков на поверхности почвы	61
Л. Э. Инт. О влиянии осушения на водный баланс минеральных почв в Эстонской ССР	69
✓Н. Г. Горышина, Г. Б. Пигольцина. Микроклиматическая изменчивость термического режима почвы на севере ЕТС под влиянием погодных условий	74
В. Н. Адаменко. Зависимость теплопроводности и влажности почв от характера нанорельефа и растительного покрова в условиях сезоннооттаивающих многолетнемерзлых пород Заполярья	83
Е. Н. Романова. Испаряемость на склонах на территории СССР по сезонам	90
Е. Н. Романова. Изменение испарения за теплый период в разных условиях рельефа	102
П. Х. Каринг, Я. О. Иыги. Расчет изменчивости площадных оценок условий увлажнения сельскохозяйственных полей	112
Е. Н. Романова, З. А. Уткина. Типизация территории СССР по защищенности от преобладающих и вредных ветров	120
Т. А. Голубова. Прямая солнечная радиация, поступающая на восточные и западные склоны	134
И. А. Береснева. Микроклиматическое распределение суммарной радиации в Монгольской Народной Республике (на примере северо-восточного склона Хангайского хребта)	146
И. А. Береснева. Роса на территории Монгольской Народной Республики	153
К. Ш. Хайруллин. Экспериментальные исследования инсоляции зданий в Норильске	160
Х. И. Мязталу, А. А. Паз, Р. В. Лехтвеер, Т. Х. Тамметс. Особенности углекислотного режима теплиц и возможности его регулирования	166

Труды ГГО, вып. 351

МИКРОКЛИМАТОЛОГИЯ

Редактор З. Н. Пильникова. Технический редактор В. И. Семенова. Корректор А. В. Хюркес

Сдано в набор 12 III. 1975 г. Подписано к печати 5. 10. 1976 г. М-19823 Формат 60×90 1/16
Бумага тип. № 1. Печ. л. 11,25. Уч.-изд. л. 12,62 Тираж 700 экз. Индекс МЛ-118. Заказ 669
Цена 88 коп.

Гидрометеиздат. 199053, Ленинград, 2-я линия, 23.
Республиканская типография Управления по делам издательств,
полиграфии и книжной торговли Совета Министров УАССР
Ижевск, ул. Пастухова, 13.

Изменчивость средней минимальной температуры воздуха в июле на Северо-Востоке СССР. Васильева Л. Г. Труды ГГО, 1976, вып. 351, с. 3—18.

Исследуется изменчивость средней минимальной температуры воздуха в июле под влиянием ряда климатообразующих факторов в сложных физико-географических условиях Северо-Востока страны. Дана оценка влияния морей на среднюю минимальную температуру воздуха побережий и показаны особенности распределения исследуемого элемента с высотой на склонах разной ориентации по отношению к морю. Характеристика микроклиматической изменчивости средней минимальной температуры под влиянием формы рельефа дается для отдельных районов с учетом их мезоклиматических особенностей.

Табл. 2. Илл. 5. Библ. 8.

Типизация мезо- и микроклиматической изменчивости термического режима дня и ночи на территории СССР. Мищенко З. А. Труды ГГО, 1976, вып. 351, с. 19—30.

Рассматривается схематическое районирование мезо- и микроклиматической изменчивости дневных и ночных температур воздуха T_d , T_n , суточной амплитуды температуры воздуха A_t и среднего из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха T_m в холмистом и горном рельефе на территории СССР летом и зимой. К картам прилагаются расчетные номограммы, позволяющие определять возможные изменения T_d , T_n , T_m , а также расчетных зимних температур наружного воздуха для целей строительства, температуры самой холодной пятидневки T_5 и вентильной температуры T_v по основным элементам рельефа в конкретном районе.

Предложено районирование радиационного нагрева деятельной поверхности ($T_w - T$) на территории СССР для условий открытого ровного места с номограммой для расчета возможных ($T_w - T$) на склонах летом.

Табл. 2. Илл. 5. Библ. 16.

Разномасштабные модели тепловых ресурсов для территорий со сложным рельефом. Мищенко З. А. Труды ГГО, 1976, вып. 351, с. 31—45.

Рассмотрена возможность комплексного использования термических показателей дня и ночи в разномасштабных моделях тепловых ресурсов, что позволяет с исчерпывающей полнотой раскрыть реально существующую пестроту в ресурсах тепла на ограниченных территориях (область, район, отдельное хозяйство) под влиянием рельефа и степени континентальности климата.

На основании использования расчетного метода теплового баланса получен диапазон микроклиматической изменчивости радиационного нагрева деятельной поверхности по сравнению с температурой воздуха на уровне будки ($T_w - T$), суммы дневных температур деятельной поверхности ΣT_w и продолжительности теплового периода N_w и установлена их тесная связь со структурой теплового баланса с последующей интерполяцией на площадь той же области.

Табл. 3. Илл. 5. Библ. 13.