

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

*КАЗАХСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ*

КЛИМАТ КАЗАХСТАНА

Под редакцией
канд. геогр. наук
А. С. УТЕШЕВА



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД - 1959

АННОТАЦИЯ

В работе дается характеристика климатообразующих факторов, климатических зон республики, климата в погодах, микроклиматических условий, явлений атмосферной засухи и режимов отдельных элементов климата.

Книга иллюстрирована картами, таблицами и графиками.

Монография рассчитана на научных и практических работников различных специальностей, а также на студентов и преподавателей высших учебных заведений.

ПРЕДИСЛОВИЕ

За период Советской власти неузнаваемо изменился облик Казахстана. На месте отсталой окраины царской России с резким преобладанием в экономике экстенсивного пастбищного животноводства создана высоко развитая индустриально-аграрная социалистическая республика.

Успешное выполнение пятилетних планов и претворение в жизнь исторических решений XX съезда КПСС обусловило значительный скачок в развитии социалистического народного хозяйства и культуры республики. В итоге этого в Казахстане создана основа для последующего подъема тяжелой металлургии. Широкое развитие получила легкая индустрия. Значительно увеличилась энергетическая и топливная база республики. Во много раз возросла железнодорожная сеть, страна покрылась многочисленными авиатрассами. Широкий размах приобрело гражданское и промышленное строительство. Сельское хозяйство на основе механизации, электрификации и применения высокой агротехники встало на один уровень с другими республиками Советского Союза. За короткий период поднято и освоено более 22 млн. гектаров степной целины, в результате чего Казахстан по зерну стал второй житницей Советского Союза. На громадных пустынных просторах республики успешно развивается отгонное животноводство. Возрастает производство многих технических культур, развивается садоводство.

Местные природные богатства создают исключительные возможности дальнейшего, еще более быстрого развития экономики Казахстана. Важнейшее значение для этого имеют решения XXI съезда КПСС, утвердившего контрольные цифры семилетнего плана развития народного хозяйства СССР на 1959—1965 гг. и указавшего направление дальнейшей разработки перспективных планов на ряд пятилеток.

В связи с этим весьма актуальное значение приобретает проблема научного обоснования размещения социалистического производства, особенно на основе новой организации управления промышленностью и строительством по административно-экономическим районам. При научном планировании развития народного хозяйства проблема наиболее эффективного и рационального использования природных ресурсов республики не может рассматриваться без учета местных климатических условий, в которых будет производиться эта грандиозная работа. Актуальность этого вопроса становится очевидной, если принять во внимание исключительную сложность и большое разнообразие климатических условий в Казахстане.

Отличительными чертами климата Казахской ССР являются его резкая континентальность и засушливость. С этим связана большая неустойчивость ежегодных погодных условий на территории республики. Влажные годы нередко сменяются резко засушливыми периодами

с интенсивными вспышками засух и суховеев. На большей части Казахстана наблюдаются сильные ветры, вызывающие снежные и пыльные бури, ветровую эрозию почв и неравномерное залегание снежного покрова на полях. В горах в теплое время года отмечаются интенсивные ливневые дожди, вызывающие наводнения и селевые паводки, опасные для промышленных сооружений, населенных пунктов и сельскохозяйственных угодий. Суровые зимы иногда приводят к глубокому и устойчивому промерзанию почвы. Водность рек колеблется в больших пределах, что связано с неустойчивым режимом осадков.

С другой стороны, Казахстан таит в себе пока еще слабо используемые климатические ресурсы, имеющие определенное энергетическое значение для промышленности и интенсификации сельского хозяйства. В качестве примера можно указать на обилие в Казахстане солнечной энергии. Районы с сильными ветрами в свою очередь могут стать поставщиками дешевой электроэнергии при рациональном использовании энергии ветра. Перспективны в этом же отношении водные ресурсы рек и временных водотоков, режим которых определяется своеобразием местных климатических условий.

Таким образом, при планировании развития народного хозяйства как Казахстана, так и других республик Советского Союза следует учитывать местные особенности климата, в частности, предусматривать меры борьбы с их вредными проявлениями. В связи с этим решением Главного управления Гидрометеорологической службы при Совете Министров СССР было запланировано издание региональных климатических описаний по советским республикам. В данном случае имелось в виду дать исходные климатические сведения, необходимые для постановки и решения многих практически важных научных и народнохозяйственных задач. В свете этих положений и составлена настоящая монография по климату Казахстана.

В современной литературе климат Казахстана еще недостаточно освещен. Соответствующие работы по составу представленных в них климатических комплексов и их характеристик отличаются большим разнообразием. В различных работах Казахстан представлен анализом отдельных элементов климата и некоторых явлений, большей частью разрозненно рассматриваемых в общесоюзном масштабе. В некоторых трудах Казахстан по природным признакам расчленяется на две зоны с последующим отнесением их к климатическим областям Западной Сибири и Средней Азии, в результате чего нарушается климатическое единство его как целостной единицы в системе республик Советского Союза.

В некоторых работах приведены краткие климатические описания отдельных районов и областей Казахстана. Наиболее исследованными в этом отношении являются районы северной части Казахстана, что связано в основном с освоением целинно-залежных земель. Среди них выделяется работа «Агроклиматические и водные ресурсы районов освоения целинных и залежных земель» под редакцией Ф. Ф. Давитая (1955 г.). В то же время КазНИГМИ совместно с УГМС Казахской ССР опубликовал ряд работ по агроклиматической характеристике некоторых областей Казахстана. Климатологические разработки по Казахстану довольно широко представлены в Трудах КазНИГМИ (1950—1958 гг.). Наименее климатически исследованными во всех изданных работах остаются пустыни республики и особенно ее высокогорные области.

Исследованию климата Казахстана в целом посвящено ограниченное число работ (М. Д. Пономарев и В. Н. Борсук, А. А. Григорьев, Л. А. Чубуков, П. И. Колосков, А. С. Утешев и др.). В этих работах

в самых общих чертах даны основные представления о климатических особенностях территории Казахстана, причем только равнинной части. Но в них не представлен весь комплекс элементов климата, совершенно не отображен режим местных типов погоды и некоторых явлений. Климатологический анализ, как правило, ограничен небольшим составом соответствующих характеристик. В зависимости от года издания той или иной работы полнота сведений о климате Казахстана в каждом случае определялась уровнем развития его метеорологической сети и степенью обработки материалов наблюдений.

Настоящую монографию по объему и характеру представленного в ней материала следует считать наиболее полным из современных климатических описаний Казахстана. За основу ее построения приняты с некоторыми изменениями рекомендации Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, изложенные в «Программе климатического описания СССР и методических указаниях к нему» (ГГО, 1951). Так, аэроклиматическое описание Казахстана, выполненное самостоятельно, будет издано отдельно.

В процессе составления монографии была широко использована специальная литература по данному вопросу.

В связи с определенной заинтересованностью многих научных и производственных организаций и учреждений в монографии приведен большой фактический материал по климату Казахстана. Некоторые климатологические разработки проведены с учетом специфики ведущих отраслей народного хозяйства.

Структурно монография представлена двумя органически связанными между собой разделами. В первой части, общей характеристике климата, рассматриваются физико-географические условия Казахстана, климатообразующие факторы (радиация и циркуляция), климат республики в погодах, климатические зоны, микроклимат степных и пустынных районов, резко засушливые явления (атмосферная засуха). Вторая часть посвящена анализу режима отдельных элементов климата — давления, ветра, температуры и влажности воздуха, осадков, снежного покрова, облачности, гроз и т. д. Климатологические разработки проведены в основном для равнинной части Казахстана. Климат гор в данном случае рассматривается частично, преимущественно в связи с анализом изменения режима метеорологических элементов с высотой местности и оценкой значения гор на формирование равнинных климатов.

Режимные характеристики отдельных элементов климата представляют собой обобщения многолетних наблюдений более чем на 200 метеорологических станциях Казахстана. В работе широко использованы данные климатологических справочников, составленных Управлением гидрометеорологической службы Казахской ССР и Казахским научно-исследовательским гидрометеорологическим институтом. Значительная часть этих климатических характеристик уточнена и дополнена наблюдениями метеорологической сети за последние десятилетия (по 1956 г. включительно).

Ниже дается перечень метеорологического материала, на основе которого определены климатические показатели.

Средние многолетние месячные и годовые характеристики (нормы) давления, температуры и влажности воздуха, а также число ясных и пасмурных дней по облачности приведены к периоду 1891—1935 гг., осадки — к периоду 1891—1950 гг., снежный покров — к периоду 1891—1954 гг. Направление и скорость ветра вычислены по материалам наблюдений за периоды различной продолжительности в пределах 1891—1945 гг., а в малоосвещенных районах по 1950 г. включительно,

однако на всех этих станциях период наблюдений неполный. Некоторые характеристики облачности взяты по 1956 г.

Среднее число часов солнечного сияния вычислено по данным многолетних наблюдений различной продолжительности за 1891—1945 гг., причем наблюдения за период менее чем 15 лет приведены к более длительным. Температура почвы (средняя, месячная, годовая и т. д.) определялась по материалам за периоды различной продолжительности в пределах 1899—1944 гг., причем наблюдения менее чем за 10 лет были приведены к более длительным. Средние месячные и годовые характеристики явлений тумана, гроз и метелей вычислены за различные периоды в пределах 1891—1944 гг., град — за 1880—1950, а гололед и изморозь — за 1936—1950 гг.

Вспомогательные характеристики климата построены на материалах наблюдений различной продолжительности, обеспечивающих нормальную устойчивость их средних многолетних значений. Так, например, суточный ход температуры воздуха определен за период 1928—1952 гг., относительной влажности воздуха — за 1938—1952, а давления воздуха — за 1923—1947 гг. Средняя продолжительность выпадения осадков вычислена за 1936—1950 гг., туманов, гроз и метелей — за 1936—1947 гг. Плотность снежного покрова получена по данным снегомерных съемок путем вычисления средних за 1939—1954 гг., число дней с относительной влажностью воздуха по градациям — не менее чем за 20 лет и т. д.

В целях оценки степени устойчивости средних многолетних значений элементов климата в работе широко используются методы определения изменчивости их в пределах тех или иных градаций. Для этого определялась вероятность последних в отдельные годы. Под вероятностью в данном случае понимается статистическая повторяемость соответствующих климатических характеристик за большой период времени (25—30 лет и более), выраженная в процентах. Соответствующие данные позволяют судить, как часто при том или ином значении средней многолетней наблюдаются составляющие ее характеристики в пределах заданных градаций. В работе представлены различного рода связи и зависимости, данные о колебании климатических характеристик во времени и пространстве и т. д.

Монография составлена коллективом научных и научно-технических работников отдела метеорологии и климатологии Казахского научно-исследовательского гидрометеорологического института (КазНИГМИ) с привлечением научных сотрудников других отделов. В ней приняли участие также научные работники Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (ГГО), Института географии Академии наук СССР (ИГ АН СССР) и Казахского педагогического института (КазПИ).

Авторами отдельных глав монографии являются: глава I — канд. геогр. наук М. М. Утигагамбетов (КазПИ); глава II — канд. геогр. наук Т. Г. Берлянд (ГГО) и канд. физ.-мат. наук Ш. А. Безверхний (КазНИГМИ); глава III — канд. геогр. наук М. Х. Байдал (отдел синоптических исследований КазНИГМИ); глава IV — канд. геогр. наук А. Т. Кузнецов (КазНИГМИ); глава V — д-р геогр. наук Л. А. Чубуков и мл. научн. сотр. Ю. Г. Швырева (ИГ АН СССР); глава VI — канд. геогр. наук А. С. Утешев (КазНИГМИ); глава VII — д-р геогр. наук И. А. Гольцберг (ГГО); глава VIII — канд. геогр. наук А. Т. Кузнецов (КазНИГМИ); глава IX — канд. геогр. наук А. С. Утешев (КазНИГМИ); глава X — ст. научн. сотр. З. Д. Клыкова (КазНИГМИ); глава XI — мл. научн. сотр. Е. А. Меньшикова (КазНИГМИ); глава XII — ст. научн. сотр. Н. Ф. Гельмгольц (КазНИГМИ); глава XIII — ст. научн. сотр. З. Д. Клыкова (КазНИГМИ); глава XIV — ст. научн. сотр. З. Д. Клыкова (КазНИГМИ); глава XV — ст. научн.

сотр. З. Д. Клыкова (КазНИГМИ); глава XVI — мл. научн. сотр. Е. А. Меньшикова (КазНИГМИ); глава XVII — ст. научн. сотр. З. Д. Клыкова (КазНИГМИ); глава XVIII — ст. научн. сотр. И. И. Прохоров (КазНИГМИ); глава XIX — мл. научн. сотр. Н. С. Ткаченко (КазНИГМИ).

Общая редакция всей монографии выполнена канд. геогр. наук А. С. Утшевым.

Данная монография, конечно, не дает исчерпывающих сведений о климате Казахстана. Однако приведенный в ней материал следует считать вполне достаточным для постановки ряда практически важных задач и дальнейших, более детализированных климатологических разработок.

Часть I

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КЛИМАТА

Глава I

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИТОРИИ

Географическое положение и границы

Казахстан расположен почти в центре Евразии, между $39^{\circ}49'$ — $55^{\circ}49'$ с. ш. и $46^{\circ}28'$ — $87^{\circ}18'$ в. д. От Атлантического океана и его морей он удален примерно на 2000—3000 км. Казахстан занимает огромную площадь, равную 2756 тыс. км². Его протяженность с запада на восток равна примерно 3000 км, с севера на юг — примерно 1800 км. Общая длина границ республики превышает 15 000 км, из них около 12 000 км сухопутные, свыше 3300 км — водные границы (Каспийское и Аральское моря). На западе, северо-западе и севере Казахстан граничит с РСФСР, на востоке — с Китаем, на юге — со среднеазиатскими республиками. Природа Казахстана в силу географического положения республики носит переходный характер между Сибирью и Средней Азией, Восточной Европой и Центральной Азией.

Поверхность Казахстана

Поверхность Казахстана отличается чрезвычайным разнообразием (рис. 1). Большая часть территории республики представлена низкорными равнинными участками, где имеются обширные плоские низменности и впадины, находящиеся местами ниже уровня моря. Значительны площади плато и низкогорных массивов. Высокогорные районы со снежными вершинами занимают восточную и юго-восточную окраины республики. Такой характер поверхности Казахстана играет большую роль в формировании климата и в размещении природных ландшафтов.

Равнины Казахстана

Западно-Сибирская низменность простирается от Урала до Алтая довольно узкой полосой, шириной 200—250 км. Низменность имеет общий наклон с юга на север. На юге ее абсолютная высота около 200 м, на севере — 100 м.

На востоке эта низменность представлена Иртышской озерно-аллювиальной равниной, расположенной по обеим сторонам р. Иртыша. Юго-западная часть Прииртышья характеризуется слегка волнисто-холмистым рельефом, расчлененным небольшими реками, северо-восточная часть имеет плоский рельеф с отдельными более или менее крупными котловинами соленых и солоноватых озер.

Заиртышье является довольно высокой равниной, спускающейся крутыми уступами к р. Иртышу. Юго-восток Заиртышья имеет волнисто-холмистый рельеф, частично представленный древними приречными дюнами, заросшими сосновыми лесами. Северо-восток Заиртышья характеризуется чередованием пологих увалов с широкими ложбинами и относится к гривистому типу рельефа.

Северо-Казахстанская равнина, расположенная к северу от Казахского мелкосопочника, по сравнению с предыдущим районом несколько приподнята и представляет собой плоскую равнину с рядом крупных озерных котловин, занятых солеными и солоноватыми озерами.

Тоболо-Ишимская равнина большей частью характеризуется слегка наклонным ровным рельефом с многочисленными более или менее крупными озерными котловинами и лишь на востоке представлена гривистым типом рельефа. Равнину пересекают реки Тобол, Убаган, Ишим, имеющие довольно глубокие долины с широкими поймами и с 2—3 надпойменными террасами.

Прикаспийская низменность представляет собой равнину, постепенно понижающуюся от периферии (50—60 м) к Каспию, где имеет абсолютную высоту 28 м ниже уровня моря. Эта обширная низменность характеризуется чередованием песчаных массивов и плоских глинистых равнин с небольшими понижениями, занятыми солеными, солоноватыми озерами и солончаками. В Прикаспийской низменности встречаются единичные куполообразные сопки, к которым относятся Б. и М. Богда, Индерские горы и др. В устьях крупных рек имеются бэровские бугры.

Туранская низменность представляет собой обширную вогнутую равнину, постепенно понижающуюся от периферии к центру. В Туранской низменности расположен ряд крупных песчаных массивов, перемежающихся с глинистыми равнинами. Кое-где встречаются небольшие останцевые горы (Казахтау, Житымтау и др.).

Приаральские Каракумы, имеющие абсолютную высоту до 100 м, характеризуются волнисто-холмистым рельефом, в них преобладают закрепленные бугристые пески, кое-где встречаются и барханы. Восточная часть песчаного массива представляет собой слабоволнистую равнину.

Б. и М. Барсуки, находящиеся к северу от Аральского моря, во многом сходны с Приаральскими Каракумами.

Присырдарьинская и Присарысуйская равнины, расположенные вдоль одноименных рек, являются плоскими и глинистыми участками.

Кызылкумы, находящиеся к югу от названных глинистых равнин, характеризуются бугристыми грядовыми формами рельефа. Песчаные бугры и гряды чередуются с ложбинами, местами — с такырами. На юго-востоке Кызылкумов встречаются небольшие одиночные останцевые горы.

Муюнкумы расположены к востоку от Туранской низменности в низовьях р. Чу, занимают довольно обширную котловину с абсолютной высотой 300—400 м и характеризуются грядовыми ячеистыми песчаными формами рельефа, среди которых встречаются и барханные пески.

Южное Прибалхашье находится еще дальше к востоку от Муюнкумов и также представляет собой обширную низменную котловину с абсолютной высотой 300—400 м, имеет бугристые ячеистые песчаные формы рельефа, чередующиеся местами с барханами, а местами представляет песчано-глинистую равнину.

Возвышенности или плато, расположенные по окраинам низменностей и котловин, занимают довольно большую территорию. К ним относятся Бет-Пак-Дала, Устюрт, Эмбинское плато, Общий Сырт и Тургайское плато.

Бет-Пак-Дала находится между р. Сарысу и оз. Балхаш. Плато представляет собой высокую равнину со средней высотой 300—350 м, постепенно понижающуюся к юго-западу. Рельеф плато характеризуется плоскими и слегка волнистыми поверхностями с отдельными замкнутыми понижениями, занятыми солончаками, самосадочными озерами или же подвижными песками.

Устюрт является высокой равниной со средней высотой 200—300 м, с едва заметным уклоном на северо-восток. По рельефу плато — почти идеальная равнина, над которой местами поднимаются пологие возвышения. Кое-где встречаются замкнутые неглубокие котловины, занятые солончаками, неглубокими солеными озерами или же песками. Устюрт ограничен со всех сторон крутыми уступами («чинками»), изрезанными сухими логами, оврагами.

Эмбинское плато находится на северо-востоке от Прикаспийской низменности. Плато является высокой волнисто-холмистой равниной со средней высотой 250—300 м, имеющей общий наклон с северо-востока на юго-запад. Поверхность плато по сравнению с предыдущими районами относительно больше расчленена, на водоразделе рек Эмбы и Сагиза встречаются местами эрозионные горы.

Общий Сырт заходит в Казахстан своими южными отрогами, имеющими волнисто-холмистый сглаженный мягкий рельеф.

Тургайское плато, расположенное между южным Уралом и Казахским мелкосопочником, является высокой равниной со средней высотой 250—300 м. Оно пересекается с севера на юг Тургайской впадиной с абсолютной высотой 100 м.

Низко- и среднегорные районы Казахстана, являющиеся основными участками равнинного Казахстана, представлены древними, сильно разрушенными горными массивами, к которым относятся Казахский мелкосопочник, Мугоджары, Мангыстауские горы.

Центрально-Казахский мелкосопочник, называемый иногда Казахской складчатой страной, располагается широкой полосой в Центральном Казахстане, ширина которой на востоке около 300 км, на западе около 900 км. Центрально-Казахский мелкосопочник является древней, сильно разрушенной горной страной со средней высотой 500—600 м. Над равниной возвышаются отдельные останцовые горные массивы с абсолютной высотой немного более чем 1000 м.

Восточная часть Центрально-Казахского мелкосопочника довольно высоко поднята, останцовые горы встречаются чаще. К таким горам относятся массивы Кызылрай (1559 м), Каркаралинские горы (1400 м), Чингиз-Тау (1300 м), сложенные древними магматическими породами. На северных склонах этих горных массивов, более благоприятных по климатическим условиям, имеется большое количество рек, ручьев, на них произрастают реликтовые сосновые леса; южные склоны, наоборот, засушливы, оголены и покрыты в нижних частях каменистыми осыпями. Остальная часть восточной половины мелкосопочника имеет волнисто-холмистый рельеф, где группы невысоких сопок и гряды чередуются с равнинами, котловинами и древними долинами.

Западная часть Казахского мелкосопочника довольно низка. Останцовые горные массивы встречаются редко. Из древних горных массивов в этой части можно отметить на севере Кокчетавские горы (900 м) с сильно расчлененным рельефом, с живописными озерами (Боровская группа озер) и сосновыми лесами; на юге горы Улытау (1134 м) также с расчлененным рельефом и с сосновыми лесами по склонам. На западе имеются довольно обширные котловины. Наиболее крупной из них является Тенгиз-Кургальджинская. Остальная территория западной

части Центрального Казахстана представляет собой высокую равнину с мелкосопочным рельефом.

Казахская складчатая страна, пересекая Казахстан с востока на запад, является водоразделом между Северным Ледовитым океаном и внутренними замкнутыми бассейнами и в известной мере климаторазделом между севером и югом республики.

Мугоджары, являющиеся продолжением Урала, простираются в меридиональном направлении на 400 км. Этот низкогорный массив со средней высотой 450—500 м местами поднимается выше 600 м (Берчогур, 656 м). Мугоджары являются невысоким, довольно сильно расчлененным массивом, состоят из двух параллельных цепей, имеющих крутой западный и более пологий восточный склоны, и, несмотря на небольшую высоту, в известной мере служат климаторазделом между Западным и Центральным Казахстаном.

Мангыстауские горы, находящиеся на Мангышлакском полуострове, состоят из трех параллельных низкогорных гряд со средней высотой 400—450 м. Вершины имеют волнисто-холмистый рельеф, склоны крутые и изрезаны сложной сетью оврагов.

Высокогорные области Казахстана представлены системами Алтая, Саур-Тарбагатай, Джунгарии и Тянь-Шаня.

Казахстанский Алтай является частью Алтайской горной страны и состоит из трех орографически обособленных районов (южного Алтая, запада центрального Алтая и Калбинского хребта).

Южный Алтай на востоке имеет типичные высокогорные формы рельефа с постепенным понижением на запад. Высота отдельных хребтов колеблется в пределах 2500—3400 м. Рельеф центрального Алтая довольно разнообразен. На востоке он представлен высокогорными районами альпийского типа (массив Белуха, 4620 м). На западе, где высота горных хребтов несколько снижается (до 2500—2100 м), встречаются как высокогорные плато, так и горы с мягкими пологими контурами. Калбинский хребет отличается среднегорным обликом со сглаженными вершинами (наибольшая высота 1558 м) и довольно сильно расчлененными склонами.

Казахстанский Алтай имеет открытый характер на северо-запад, запад и юго-запад, вследствие чего в западных его районах климат более мягкий и влажный, чем в восточных.

Хребты Саур и Тарбагатай расположены между Зайсанской и Алакульской впадинами, отличаются сравнительно небольшой абсолютной высотой (2000—3700 м) и преобладанием выравненных поверхностей, имеют более сухой континентальный климат по сравнению с Алтаем.

Джунгарская горная страна представлена Джунгарским Алатау и его многочисленными отрогами, лежащими между Алакульской впадиной и долиной р. Или. Северные склоны главного хребта пологие и отличаются широкими выравненными поверхностями с ясно выраженным ступенчатым понижением рельефа. Южные склоны также имеют ступенчатую форму рельефа, но в отличие от северных более крутые и сильно расчлененные. Водоразделы главных хребтов характеризуются типичными альпийскими формами рельефа с максимальной высотой отдельных вершин 4500—5000 м. Запад и северо-запад Джунгарского Алатау имеет более влажный климат и хорошо орошен водами рек. Восток его и юг отличаются сухим континентальным климатом.

Горная система Тянь-Шаня в пределах Казахстана представлена отдельными частями Центрального, Северного и Западного Тянь-Шаня. Центральный Тянь-Шань, ядром которого является мощный горный узел Хан-Тенгри (6995 м), характеризуется широким развитием сыртов и межгорных котловин. Климат этих районов, защищенных от вторже-

ния западных и северо-западных воздушных масс горными хребтами, отличается резкой континентальностью. Северный Тянь-Шань состоит из ряда хребтов, самым крупным из которых является Заилийский Алатау с высшей точкой 5017 м (Талгарский пик). Рельеф Северного Тянь-Шаня отличается значительным разнообразием. В этих районах встречаются как выравненные формы рельефа, разрушенные горные хребты, состоящие из серии невысоких гряд со средней высотой 1000—1200 м (Чу-Илийские горы), так и цепи вершин, характеризующиеся типичными альпийскими формами рельефа с вечными снегами и ледниками. Абсолютная высота достигает 5163 м (Пик Чоктал в хребте Кунгей Алатау). Северный Тянь-Шань, лежащий на пути северо-западных и западных воздушных масс, большей частью имеет влажный климат. Западный Тянь-Шань состоит из ряда хребтов: Кыргызского Алатау, Таласского Алатау, Приташкентского Алатау и гор Каратау. Рельеф Западного Тянь-Шаня чрезвычайно разнообразен. Ряд хребтов характеризуется как типичным высокогорным рельефом и носит альпийский характер с максимальной высотой, достигающей 4500 м (Пик Семенова в Кыргызском Алатау), так и районами, отличающимися среднегорным обликом. На юго-западе высоты резко снижаются до 1800—1600 м и водоразделы хребтов представлены плоскими вершинами (хребет Каратау). Особенности рельефа Казахстана довольно отчетливо отражены на карте (рис. 1).

Почвенно-растительный покров и ландшафтные зоны

Географическое положение и рельеф вместе с климатом обусловили характер распределения почвенно-растительного покрова республики. Если географическое положение и рельеф являются климатообразующими факторами, то почвенно-растительный покров, влияя на местный климат, сам представляет собой реагент климатических условий.

По характеру почвенно-растительного покрова Казахстан делится на две части: равнинно-низкогорную с горизонтальными почвенно-растительными зонами и высокогорную с вертикальными почвенно-растительными поясами.

Почвенно-растительный покров равнинно-низкогорной части Казахстана носит широтный характер распределения и изменяется с севера на юг. Одновременно с этим наблюдается изменение состава растительности с запада на восток, обусловленное возрастанием континентальности климата. Основной особенностью почвенно-растительного покрова равнинно-низкогорной части республики является его большая пестрота и мозаичность, обусловленная главным образом разнообразием рельефа и материнской породы, степенью увлажненности и засоленности грунта, влияние которых наиболее ярко выступает в условиях континентального климата.

В равнинно-низкогорной части республики расположены следующие природные зоны: лесостепь, степь, полупустыня и пустыня (рис. 2).

Лесостепь заходит в Казахстан лишь крайними южными выступами в виде отдельных обособленных районов. Она занимает небольшую территорию в Северном Казахстане. Климатические условия относительно благоприятны. Почвенный покров представлен обыкновенными среднегумусными черноземами. На пониженных участках, где почва засолена, встречаются солоды, местами солонцы.

Растительный покров зоны представлен степными, лугово-степными формациями с островами лесной растительности. На равнинах и водоразделах распространена разнотравно-злаковая растительность, в которой доминирует красный ковыль и ковыль Лессинга с примесью луго-

вых злаков. По берегам речных долин и озерных котловин развиты типичные вейниковые, пырейные, лисохвостые луга. В Западно-Сибирской низменности западины заняты березово-осиновыми лесами — колками. На крайнем севере республики лесные массивы распространяются и на водоразделы. Подлески березово-осиновых лесов состоят из ивы, боярышника, шиповника и др. Травостой колков представлен вейниками, мятликами, ползучим пыреем.

На Общем Сырте преобладают ковыльные степи, небольшие лесные массивы состоят из широколиственных пород европейского типа — дуба, липы, ольхи.

Степная зона, расположенная к югу от лесостепи, делится на две подзоны: разнотравно-злаковые степи на южных малогумусных черноземах, злаковые степи на темно-каштановых почвах (рис. 2).

Разнотравно-злаковые степи занимают северную половину степной зоны. Здесь континентальность климата возрастает по сравнению с лесостепью.

Почвенный покров представлен южными малогумусными черноземами, которые в Центральном Казахстане становятся грубоскелетными. На понижениях распространены засоленные разности почвы, образующие солонцы, площадь которых увеличивается к югу и востоку.

Основной фон растительности представлен красным ковылем, ковылем-волосатиком. На понижениях и более увлажненных участках распространены лугово-степные виды — клевер ползучий, гранатник сибирский. На западе (Общий Сырт, Эмбинское плато) преобладают западные ковыли (украинский ковыль и др.). В Каркаралинских, Кокчетавских и Баян-Аульских горах, местами на Тургайском плато встречаются острова сосновых боров с примесью березы, в подлесках которых растет грушанка, брусника, земляника, иногда можжевельники (арча), а из трав — вейники, осоки. Здесь местами отмечаются сфагновые болотца. В местах распространения боров степь принимает лесостепной характер.

Злаковые степи занимают южную часть степной зоны. Климат здесь более засушлив.

Почвенный покров подзоны представлен темно-каштановыми почвами. В гористых местностях почвы принимают хрящеватый, щебнистый характер. Темно-каштановые почвы имеют повышенную карбонатность и на пониженных увлажненных участках перемежаются с солонцами и солончаками.

Растительный покров подзоны в основном представлен ковыльно-типчаковой формацией с ковылем Лессинга. На супесчаных, песчаных почвах распространены ковыльно-эркековые и эркековые, а на глинистых участках типчаково-полынные и белополюнные ассоциации. В растительном покрове сухих степей встречаются некоторые эфемероиды — пустынная осока, мятлик луковичный и др.

Речные поймы степной зоны, покрытые аллювиальными наносами, характеризуются луговой растительностью (пырей, костер). Местами по поймам встречаются осиновые, тополевые рощи, перемежающиеся с зарослями кустарников (ива, шиповник, жимолость).

Полупустыня является переходной зоной, расположенной между степью и пустыней. Почвенный покров этой зоны состоит из светло-каштановых, бурых и серо-бурых почв. В этой зоне на пониженных участках с глинистым грунтом значительное место занимают солонцы и солончаки. Низкогорья и сопки покрыты грубоскелетными щебнистыми почвами.

В растительном покрове полупустыни, состоящем в основном из типчаково-полынной и полынно-солянковой формации, почти одинаковую

роль играют как степные, так и пустынные элементы. На равнинах с малозасоленными светло-каштановыми почвами распространена злаковая растительность с ковылем Лессинга, белой полынью, ромашником, эбелеком и др. В понижениях с засоленными почвами развиты полынно-солянковые группировки, состоящие из черной полыни, солянковых кустарников. В области Казахского мелкосопочника на щебнистых почвах преобладают полынные ценозы с участием ковыля сарептского, ковыля кавказского и кустарников — караганы, шиповника. На западе полупустыни преобладают эркеко-шагирные группировки (полынь песчаная).

Речные поймы полупустыни по растительности носят переходный характер между поймами рек степи и пустынь. Здесь луга образованы вейниками, ажреком, чиём, иногда они чередуются с зарослями шиповника, караганы.

Пустынная зона, расположенная к югу от зоны полупустынь, расчленяется на северную и южную. Северная пустыня отличается от южной несколько большим количеством атмосферных осадков, меньшей амплитудой температуры, относительно богатой растительностью. Кроме того, в Казахстане выделяют глинистую, песчаную и встречающуюся на отдельных участках каменистую пустыню.

Почвенный покров пустынь на севере представлен серо-бурыми почвами, на юге — сероземами. Эти почвы отличаются высокой карбонатностью. В зоне глинистых пустынь широко распространены солонцы, солончаки, местами встречается особый почвенный комплекс — такыры. В песчаных пустынях значительные участки заняты развеваемыми песками. Растительный покров представлен типичными ксерофитами с примесью эфемеров, эфемероидов. Основные типы растительности (с преобладанием псаммофитов, галофитов или ксерофитов) определены не столько широтой местности, сколько субстратом.

Песчаные пустыни характеризуются разнотравно-кустарниковой растительностью, состоящей из псаммофитов, причем северные закрепленные песчаные массивы богаче растительностью, чем южные, слабо закрепленные пески (рис. 2). Волнисто-холмистые пески покрыты различными видами полыни, среди которой встречаются также эркек, изень, эбелек. На равнинных песках распространен эркек, а в местах выклинивания грунтовых вод — пырейные, вейниковые. На бугристых грядовых песках распространены селеу, травостой осоки, саксаул, чингиль, на межбугровых понижениях — полыни, осоки, терескен и др.

Глинистые и каменистые пустыни характеризуются полынной и полынно-солянковой растительностью с примесью на юге эфемеров и эфемероидов. На слабо засоленных глинистых почвах преобладает серая полынь, сопровождаемая шагиром, изенем, эбелеком туркестанским. Из эфемеров и эфемероидов здесь растет мятлик луковичный, мартук восточный и др. На засоленных глинистых почвах пустынь, отличающихся отсутствием злаков, растительность состоит из полынно-солянковых ассоциаций, где доминируют серая полынь, астраханская полынь и солянковы кустарнички и полукустарники. На солончаках и сорах распространены кокпек, солерос, сарсазан. На такырах развиты бюргуны, пустынные лишайники. Для каменистых участков пустынь характерны полынь лессинговидная, солянковы кустарнички, баялыч, бюргун, тасбиюргун, а также эфемероиды — гусиный лук, тюльпаны и др. В предгорных глинистых пустынях распространена пырейно-бородачевая растительность с примесью ячменя луковичного, здесь же большое место занимают эфемеры и эфемероиды.

Тугай речных долин, развитые на аллювиально-луговых почвах, представляют собой ландшафт, состоящий из мезофильной и гидро-

фильной растительности. По речным поймам и побережьям озер распространены тростниковые, вейниковые и ажрековые луга, перемежающиеся местами зарослями чия и чингиля, тала, джиды и туранги.

Почвенно-растительный покров высокогорных областей Казахстана распределен по вертикальным поясам. Число и смена вертикальных поясов определяется географическим положением каждой горной области. Самый нижний пояс имеет много сходства с горизонтальной зоной, в пределах которой расположена данная горная страна. Пояса, находящиеся выше, более соответствуют северным горизонтальным зонам и резко отличаются от зоны данной широты. Поэтому каждая высокогорная область Казахстана является островом не только по рельефу и климату, но и по почвенно-растительному покрову на фоне зоны, в которой она находится. В горных областях высотные пределы и состав почвенно-растительного покрова изменяются в зависимости от географической широты. Так, с севера (с Казахстанского Алтая) на юг (к Западному Тянь-Шаню) происходит повышение высотных пределов и расширение площадей более низко расположенных природных поясов, в то время как верхние пояса (лесо-луговой пояс) сужаются, теряют сплошной характер и даже превращаются в лесо-лугово-степной, лугово-степной пояса. В этом же направлении уменьшается число сибирских, барреальных видов. Так, кедр не идет южнее Алтая, сибирская ель и лиственница — южнее Саур-Тарбагатая, пихта — южнее Джунгарского Алатау. В Тянь-Шане и Джунгарском Алатау в то же время увеличивается количество туркестанских видов. Так, на юге Джунгарии и на Северном Тянь-Шане появляется дикий урюк, яблоня, клен Семенова, к ним прибавляются грецкий орех и фисташка и целый ряд других древесных пород. Большие изменения происходят и в высокогорных поясах. На Алтае еще встречается гольцовая растительность, южнее — кобрезные и разнотравные альпийские луга, а в Тянь-Шане широкое распространение получают и высокогорные степи.

Гидрография

Особенности рельефа, почвенно-растительного покрова и климата являются причиной специфических условий распределения речной сети равнинного Казахстана. Сухость климата создала своеобразный гидрографический рисунок, выражающийся в редкой речной сети с постоянным стоком воды и в большой густоте временных потоков. Основной водораздел рассматриваемых рек проходит с различной степенью выраженности от Мугоджар до Тарбагатая в пределах 48—51° с. ш. Северный и западный склоны основного водораздела отличаются большой увлажненностью по сравнению с южным и восточным. На север от главного водораздела выделяется три гидрографических района. Первый район охватывает повышенные участки верховьев рек Чагана, Шидерты, Уленты, Нуры, Ишима, Убагана. Второй расположен на низменных пространствах на запад от р. Ишима. Третий район приурочен к области гривистого рельефа на водоразделе между р. Ишимом и р. Иртышом. Во втором и третьем гидрографических районах отмечается большое количество озер. Юг Казахстана (левобережье р. Сыр-Дарьи) почти совершенно лишен рек и озер. По мере продвижения на север изредка встречаются озера, являющиеся конечными участками рек (оз. Чубар-Тау, Челкар-Тенгиз). Своеобразной гидрографической провинцией является западный Казахстан. Характерным для рек Прикаспийской низменности является резкое уменьшение их водности вниз по течению. Большинство озер, низовьев рек пересыхает летом, создавая соры.

Одной из отличительных особенностей равнинных рек Казахстана

является большая неравномерность распределения годового стока. Весеннее половодье формируется очень интенсивно. Летом реки пополняются благодаря отдаче задержанных поймой весенних вод и грунтового питания, а зимой только питанием грунтовыми водами.

Глава II

РАДИАЦИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ КЛИМАТА

Солнечная радиация является энергетической базой почти всех природных процессов, развивающихся на земной поверхности, в атмосфере, гидросфере, поэтому представляет собой один из основных климатообразующих факторов.

Коротковолновая радиация солнца частично рассеивается и поглощается атмосферой. Благодаря этому она достигает земной поверхности в форме прямой (S) и рассеянной радиации (D). Сумма этих потоков, рассчитанная для элементов горизонтальной поверхности, представляет собой так называемую суммарную радиацию (Q). Величина последней зависит в основном от широты места, времени года и условий облачности.

Положение Казахстана в умеренных широтах (40—55° с. ш.), а также небольшая в среднем величина покрытия неба общей и особенно нижней облачностью определяет высокие значения притока солнечной радиации на его территорию. Значительное количество света и величины инсоляции, получаемые Казахстаном, находят свое отражение в количественных характеристиках продолжительности солнечного сияния. Полуденные высоты солнца, характеризующие возможную интенсивность радиации и продолжительность дня, в летнее время достигают наибольших значений (табл. 1).

Таблица 1

Полуденные высоты солнца и продолжительность дня в дни зимнего и летнего солнцестояния

Широта	22/XII		22/VI	
	h_{\odot}	продолжительность дня	h_{\odot}	продолжительность дня
55°	11°36'	7 час. 09 мин.	58°24'	17 час. 22 мин.
50	16 36	8 04	63 24	16 21
45	21 36	8 48	68 24	15 37
40	26 36	9 19	73 24	15 07

Фактическая длительность солнечного сияния определяется, кроме астрономических факторов, режимом облачности, в известной степени отражающим развитие циркуляционных процессов. Циркуляция больших масштабов, а также влияние рельефа местности приводят к тому, что облачные системы наиболее вероятны в северных районах республики и на крайнем юго-востоке, где существенное влияние оказывают горы. В соответствии с этим среднее годовое число часов солнечного сияния, сравнительно небольшое на севере и в предгорьях Заилийского Алатау (приблизительно 2000 часов), достигает больших значений к югу Казахстана: Бет-Пак-Дала — 2936, Чимкент — 2892 часа (табл. 2). Столь высокие значения вызваны особенностями облакообразования в центральных и южных пустынных районах республики. Раскаленные

солнцем громадные пустыни Средней Азии и Казахстана создают условия для образования интенсивных конвективных токов воздуха, вследствие которых уровень конденсации водяных паров приподнимается

Таблица 2

Число часов солнечного сияния

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Явленка	66	112	155	195	250	256	293	247	171	89	58	47	1939
Кустанай	78	97	149	194	275	305	284	259	178	114	68	57	2058
Атбасар	51	96	139	196	280	281	286	250	180	100	66	49	1974
Акмолинск	79	105	135	209	267	311	290	266	196	123	66	55	2102
Павлодар	96	142	189	234	300	321	314	274	212	145	70	73	2370
Уральск	68	108	161	221	305	331	338	307	223	140	72	57	2331
Гурьев	117	131	179	256	324	337	343	321	262	202	129	82	2683
Актюбинск, с.-х. оп. ст.	47	118	165	214	264	290	319	287	215	154	73	68	2214
Бет-Пак-Дала	109	169	208	224	338	377	382	360	289	229	153	98	2936
Зайсан	119	141	188	241	285	316	322	295	239	171	112	91	2520
Чимкент	113	132	178	231	306	362	392	362	305	246	159	106	2892
Алма-Ата	87	96	127	166	210	246	274	272	221	171	107	66	2043

здесь значительно выше, чем в других районах Казахстана. В результате этого конвективные формы облачности располагаются сравнительно высоко, развитие их ведет к образованию тонких перистых облаков. Таким образом, получается, что в летние месяцы (июнь — август) пустынные районы и юг Казахстана получают прямую солнечную радиацию в течение почти всего светлого времени суток (табл. 3).

Таблица 3

Число дней без солнца

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Явленка	14	7	3	3	0,5	2	1	1	2	7	14	17	70
Кустанай	11	8	7	4	1	0,8	0,9	1	2	8	13	15	72
Атбасар	17	8	5	4	0,4	0,2	0,1	1	2	9	13	18	78
Акмолинск	11	7	7	3	1	0,2	0,5	0,6	2	7	13	16	68
Павлодар	9	5	4	2	0,6	0,4	2	2	3	6	12	13	59
Уральск, с.-х. оп. ст.	14	9	7	3	0,8	0,2	0,2	0,5	1	6	13	17	72
Актюбинск, с.-х. оп. ст.	9	7	5	1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,3	1	7	11	42
Гурьев	18	8	5	4	1	1	0,1	1	2	5	14	17	76
Бет-Пак-Дала	10	3	3	0,5	0,7	0,3	0,1	0	0	3	5	13	39
Зайсан	5	5	4	2	1	0,3	0,4	0,5	1	5	8	9	41
Чимкент	10	7	5	2	1	0,2	0,1	0	0,1	1	5	12	43
Алма-Ата	10	9	8	6	4	2	1	0,7	2	5	10	13	71

Продолжительность солнечного сияния

Станция	Широта	Долгота	Период со средней продолжительностью солнечного сияния в день			Средние значения сияния в часах (месяц)		Средняя дневная продолжительность сияния за год (часы)
			8 часов и более	6 часов и более	4 часа и более	максимальные	минимальные	
Явленка	54°21'	68°26'	V—VIII	IV—VIII	II—IX	9,5 (VII)	1,5 (XII)	5,3
Кустанай	53 13	63 37	V—VIII	IV—VIII	III—IX	10,2 (VI)	1,8 (XII)	5,5
Боровской лесной техникум	53 00	70 15	V—VIII	IV—VIII	II—IX	10,3 (VI)	1,8 (XII)	5,6
Павлодар	52 17	76 57	V—VIII	III—IX	II—X	10,7 (VI)	2,3 (XII)	6,5
Атбасар	51 49	68 22	V—VIII	IV—IX	III—IX	9,4 (VI)	1,5 (XII)	5,5
Уральск	51 15	51 24	V—VIII	IV—IX	III—X	11,0 (VI)	1,8 (XII)	6,4
Акмодинск	51 08	71 25	V—VIII	IV—IX	III—X	10,4 (VI)	1,8 (XII)	5,8
Актюбинск	50 17	57 09	V—VIII	IV—IX	II—X	10,3 (VII)	1,5 (I)	6,1
Тургай	49 38	63 30	V—VIII	IV—IX	II—X	10,8 (VII)	2,4 (XII)	6,6
Гурьев	47 37	51 55	IV—IX	IV—X	II—XI	11,2 (VI)	2,6 (XII)	7,3
Зайсан	47 28	84 55	IV—IX	III—IX	II—X	10,5 (VI)	2,9 (XII)	6,9
Бет-Пак-Дала	46 02	70 12	V—IX	II—X	II—XI	12,6 (VI)	3,2 (XII)	8,0
Форт Шевченко	44 33	50 15	IV—IX	IV—X	II—XI	11,0 (VII)	2,5 (XII)	7,1
Алма-Ата	43 14	76 56	VI—VIII	V—IX	III—X	8,8 (VII, VIII)	2,1 (XII)	5,6
Чимкент	42 18	69 36	V—X	IV—X	II—XI	12,6 (VII)	3,4 (XII)	7,9
Чимган	41 32	70 01	V—IX	IV—X	III—XI	11,2 (VII)	2,1 (XII)	7,9

Из табл. 4 следует, что распределение величин средней продолжительности сияния отнюдь не следует географическому распределению станций. Так, район Кустаная имеет одинаковое число часов сияния с районом Алма-Аты. В летнее время южные станции, где световой день значительно короче по сравнению с северными, характеризуются значительно большей продолжительностью солнечного сияния. Средний максимум приходится на пустынные местности Бет-Пак-Далы и Южно-Казахстанскую область, где он составляет 12,6 часа в день. Следует отметить, что на большей части республики максимум солнечного сияния приходится на месяц летнего солнцестояния — июнь, реже на июль.

На вышеуказанные районы приходятся и наибольшие значения средней продолжительности сияния (7,9—8 часов). Однако, если рассматривать величины продолжительности солнечного сияния по градациям (не менее 8, 6 или 4 часов в день), что представляет интерес для рационального размещения тех или иных гелиотехнических установок, работающих лишь при определенной длительности сияния, то выявляются некоторые новые возможности. Действительно, из табл. 4 следует, что в Казахстане имеются обширные территории, где солнечное сияние в течение 8 часов и более имеет место 6 месяцев подряд. Это, за малым исключением, районы, расположенные южнее линии Гурьев — Бет-Пак-Дала — Зайсан. Продолжительность солнечного сияния на таких станциях, как Бет-Пак-Дала, Чимкент и Чимган, в летние месяцы составляет 83—96% от возможного. Таким образом, рассмотрение характеристик светового климата по данным табл. 2—5 и рис. 3 показывает, что

указанные районы Казахстана являются весьма перспективными для развития гелиотехники. Этот вывод подтверждается и оценкой абсолютных величин интенсивности солнечной радиации, которые рассматриваются ниже.

Имеющиеся в настоящее время актинометрические материалы вследствие их малочисленности и кратковременности наблюдений (2—3 года) не позволяют представить радиационные условия Казахстана только по фактическим данным. В связи с этим для характеристики радиационного режима наряду с данными наблюдений пяти актинометрических станций УГМС Казахской ССР были использованы материалы, полученные косвенным методом климатологического расчета [49]. Последний позво-

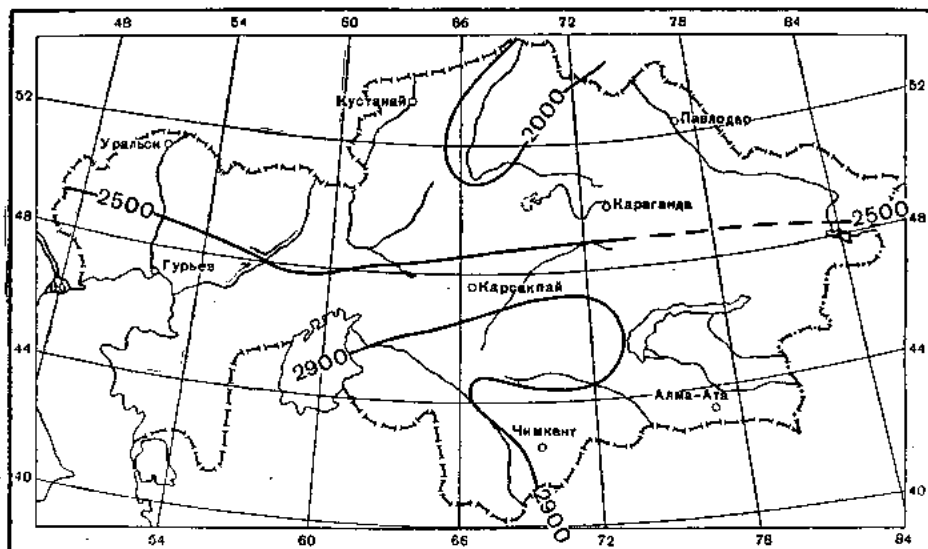


Рис. 3. Средняя продолжительность солнечного сияния за год (часы).

ляет вычислить годовые суммы солнечной радиации со средней точностью до 5% и месячные — до 10%, ошибка в определении радиационного баланса не превосходит 10—15% [52]. Использованные в настоящей работе карты [35], хотя и вносят известный схематизм в представление о радиационных характеристиках на территории Казахстана, позволяют все же достаточно полно рассмотреть пространственно-временную картину распределения основных величин радиационных факторов климата.

Основной составляющей радиационного баланса и его наиболее консервативной характеристикой является суммарная солнечная радиация. Распределение ее годовых величин, получаемых единицей горизонтальной поверхности Казахстана, представлено на рис. 4¹. По мере продвижения с севера на юг происходит существенное возрастание прихода суммарной радиации. Эта величина изменяется в полтора раза, причем к югу возрастание ее становится более интенсивным. Обилие света на юге республики дополняется большими суммами солнечной радиации. Самые высокие значения Q , наблюдаемые на крайнем юге, превышают $150 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$. Своеобразный ход изолиний в южной части Казахстана следует в общих чертах направлению изолинии годового числа часов солнечного сияния, представленного на рис. 3. Такой ход в основном зависит от летнего и осеннего распределения суммарной радиации,

¹ Для построения карт суммарной радиации использованы данные 57 станций Казахстана с привлечением материала пунктов, расположенных в сопредельных республиках.

которое имеет место благодаря своеобразному режиму облачности в летне-осенние месяцы в южных районах республики (подробно этот вопрос рассмотрен в гл. XII). Именно поэтому в южной части Казахстана изолинии выгибаются к более высоким широтам. Самые низкие

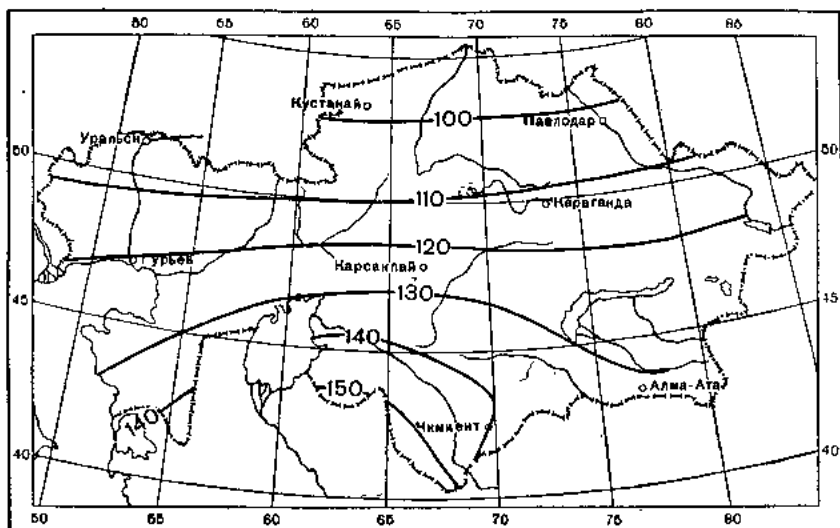


Рис. 4. Суммарная радиация за год (ккал/см²).

значения радиации наблюдаются, естественно, в холодное время года с минимумом в декабре, когда высоты солнца и продолжительность дня минимальны, а повторяемость низких форм облачности наибольшая

Таблица 5

Отношение наблюдавшегося солнечного сияния к возможному (0/0)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Явленка	30	46	50	53	56	57	62	60	51	31	23	23
Кустанай	37	42	48	52	62	67	62	63	54	40	31	29
Атбасар	23	41	45	54	60	64	65	63	54	36	29	22
Акмолинск	34	43	43	56	60	68	64	64	59	42	28	25
Павлодар	45	57	60	62	68	73	70	66	60	48	34	39
Уральск, с.-х. оп. ст.	30	43	48	57	67	71	73	72	64	46	31	27
Гурьев	48	51	53	68	75	76	77	79	75	66	52	35
Актюбинская, с.-х.оп.ст.	22	46	50	57	61	64	70	70	64	53	29	31
Бет-Пак-Дала	42	60	61	61	76	83	86	87	86	71	55	38
Зайсан	51	56	57	62	64	70	70	70	68	57	46	41
Чимкент	41	47	52	62	71	83	90	90	89	75	57	40
Алма-Ата	37	39	41	48	51	60	65	70	69	58	43	29

(ч. II, гл. XII). В это время года имеет место почти широтный ход изолиний (рис. 5). В табл. 6 в качестве примера представлены результаты актинометрических наблюдений за отдельные годы по некоторым опорным станциям Казахстана.

Средние месячные суммы суммарной, прямой и рассеянной радиации в различных пунктах Казахстана по данным наблюдений (ккал/см² мес.)

Радиация	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Калмыково (Ш = 49°03' Д = 51°52'), 1954 г.													
Q	3,36	6,45	9,48	11,48	14,24	17,57	16,23	13,91	—	6,46	3,38	2,53	—
S	1,26	3,93	4,96	6,48	7,61	12,27	11,04	10,00	—	3,65	2,19	1,14	—
D	2,10	2,52	4,52	5,00	6,63	5,30	5,19	3,91	—	2,81	1,29	1,39	—
1955 г.													
Q	2,99	4,59	10,96	11,58	17,73	17,57	17,11	14,34	11,15	8,31	3,62	2,70	122,65
S	1,21	1,73	6,76	8,13	11,88	11,68	10,68	9,70	7,53	5,42	1,68	0,76	77,16
D	1,78	2,86	4,20	3,45	5,85	5,89	6,43	4,64	3,62	2,89	1,94	1,94	45,49
1956 г.													
Q	3,14	6,25	11,66	10,89	14,60	18,31	16,25	15,56	9,62	6,27	2,97	2,25	117,77
S	1,41	3,26	6,34	5,42	7,82	12,87	10,08	10,91	5,27	3,42	0,96	0,56	68,32
D	1,73	2,99	5,32	5,47	6,78	5,44	6,17	4,65	4,35	2,85	2,01	1,69	49,45
Акмолинск (Ш = 51°08' Д = 71°25'), 1955 г.													
Q	3,23	5,01	11,27	10,38	17,72	18,66	17,71	12,69	8,89	7,02	2,95	2,09	117,62
S	1,91	1,98	6,87	4,32	12,03	12,86	12,03	7,39	4,55	4,89	1,27	0,74	70,84
D	1,32	3,03	4,40	6,06	5,69	5,80	5,68	5,30	4,34	2,13	1,68	1,35	46,78
1956 г.													
Q	2,95	5,44	10,89	11,63	13,12	15,14	16,22	13,41	8,34	5,40	—	—	—
S	1,64	3,10	6,44	6,82	6,67	9,43	10,81	8,65	5,36	3,49	—	—	—
D	1,31	2,34	4,45	4,81	6,45	5,71	5,41	4,76	2,98	1,91	—	—	—
Буран (Ш = 48°00' Д = 85°12'), 1955 г.													
Q	—	—	10,51	13,50	19,97	—	16,87	15,32	10,38	8,28	4,06	—	—
S	—	—	5,67	7,44	11,59	—	10,98	10,43	7,04	6,16	2,47	—	—
D	—	—	4,84	6,06	8,38	—	5,89	4,89	3,24	2,12	1,59	—	—
1956 г.													
Q	—	6,26	11,43	13,50	15,33	16,65	18,73	15,02	11,18	7,61	3,75	3,11	—
S	—	3,18	7,12	9,26	10,13	10,89	13,58	10,36	7,98	5,34	2,09	1,20	—
D	—	3,08	4,31	4,24	5,20	5,76	5,15	4,66	3,20	2,27	1,66	1,91	—
Джезказган (Ш = 47°47' Д = 67°43'), 1955 г.													
Q	4,48	5,69	11,41	12,76	—	18,53	18,00	15,35	11,99	9,17	4,62	2,73	—
S	2,76	2,69	7,94	8,16	—	12,77	12,32	10,69	8,09	6,83	2,30	0,99	—
D	1,72	3,00	3,47	4,60	—	5,76	5,68	4,66	3,90	2,34	2,32	1,74	—
1956 г.													
Q	4,75	6,22	11,88	13,11	17,59	18,02	18,00	16,00	—	—	—	—	—
S	2,39	2,03	6,40	6,99	11,42	12,59	12,87	12,01	—	—	—	—	—
D	2,36	4,19	5,48	6,12	6,17	5,53	5,13	3,99	—	—	—	—	—
Большое Алма-Атинское озеро (Ш = 43°04' Д = 76°59'), 1956 г.													
Q	5,43	6,32	11,18	13,82	13,19	14,48	17,48	14,33	11,62	8,82	5,50	4,78	126,95
S	3,30	2,40	4,75	7,65	5,33	9,44	12,25	10,24	8,50	6,54	3,52	2,70	76,62
D	2,13	3,92	6,43	6,17	7,86	5,04	5,23	4,09	3,12	2,28	1,98	2,08	50,33

Годовое распределение суммарной радиации для территории Казахстана также было рассчитано в работе [84]. Общий характер расположения изолиний и численные значения величин Q , приведенных в работе [84] и на рис. 4, удовлетворительно совпадают для северной части

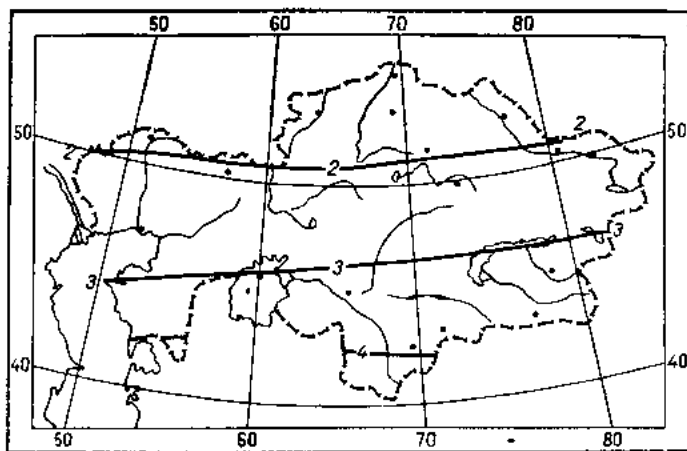


Рис. 5. Суммарная радиация за декабрь ($\text{ккал}/\text{см}^2$).

Казахстана; южнее широты 50° имеют место различия, причем данные в работе [84] оказываются заниженными. Материалы актинометрических наблюдений, полученные в последние годы на сети Казахстана, подтверждают расчеты, представленные на рис. 4.

В весенние месяцы происходит быстрое возрастание потоков суммарной радиации.

Наибольшее количество солнечной энергии Казахстан получает в течение июня — августа. Это время года характеризуется (рис. 6) малыми

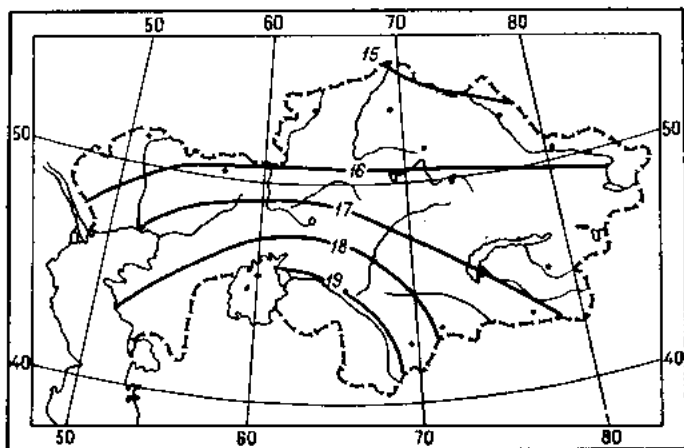


Рис. 6. Суммарная радиация за июнь ($\text{ккал}/\text{см}^2$).

градиентами радиационных потоков на рассматриваемой территории и преобладанием сравнительно тонких облаков верхнего и среднего ярусов. Величина суммарной радиации достигает на юге республики в июне $18-19 \text{ ккал}/\text{см}^2$, что более чем в 4 раза превосходит суммы радиации зимних месяцев.

Осенью на севере Казахстана наблюдается значительное по сравнению с летом снижение (в 2 раза) потоков суммарной радиации, причем к югу это различие существенно меньше.

Характерно, что крайний север Казахстана получает весной и осенью равное количество радиации, в то время как на его южные районы

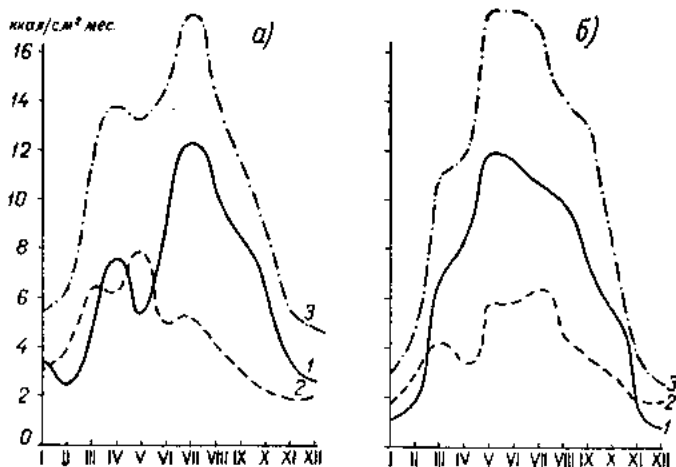


Рис. 7. Годовой ход прямой (1), рассеянной (2) и суммарной (3) радиации для Калмыково (а) и Большого Алма-Атинского озера (б).

осенью приходится почти в полтора раза ($16 \text{ ккал/см}^2 \text{ мес.}$) больше радиации, чем весной ($11 \text{ ккал/см}^2 \text{ мес.}$). Это различие следует отнести за счет особенностей годового хода облачности, характеризующегося для южных и центральных областей минимумом в осенние месяцы (ч. II, гл. XII). Режим облачности имеет, как видно, существенное и подчас

определяющее значение в пространственно-временном распределении инсоляции.

Для характеристики годового хода суммарной радиации и ее составляющих на рис. 7 представлены данные наблюдений двух станций за 1955 и 1956 гг., расположенных в различных климатических районах Казахстана (Калмыково и Б. Алма-Атинское озеро). Следует отметить, что разница между рассчитанными для этих лет величинами Q и полученными из наблюдений лежит в пределах указанной выше ошибки расчетов.

Характерной особенностью годового хода потоков суммарной радиации как на приведенных станциях, так и в других районах Казахстана является некоторое понижение величин Q в весенние месяцы (апрель, май), вызванное увеличением облачности в это время года. Этой же причиной вызвано различное соотношение в годовом ходе прямой и рассеянной радиации для двух рассматриваемых станций (рис. 8). Если летом доля рассеянной радиации сравнительно невелика и составляет около 30%, то в зимне-весенние

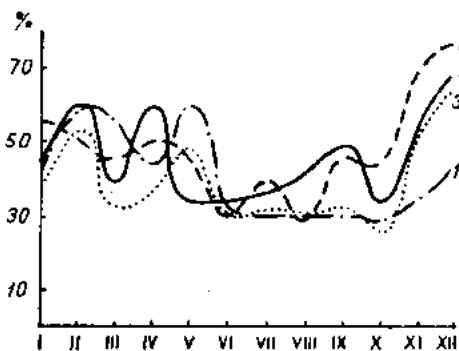


Рис. 8. Соотношение между прямой и рассеянной радиацией (%).

1 — Большое Алма-Атинское озеро, 1956 г.,
2 — Калмыково, 1956 г., 3 — Дзержказган, 1955 г.,
4 — Акмолинск, 1955 г.

месяцы она превышает 50—60% суммарной радиации. Это свидетельствует о большой роли рассеянной радиации в энергетическом балансе Казахстана для указанного времени года.

На рис. 9 приведен для Джезказгана суточный ход прямой радиации, поступающей на единицу поверхности, перпендикулярной к солнечным лучам (S') прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность (S), рассеянной (D) и суммарной радиации (Q) при безоблачном небе в день летнего солнцестояния (22/VI 1955 г.). Значение S' , как видно из рис. 9, очень высоко. Оно составляет $\frac{3}{4}$ радиации солнца, поступающей на верхнюю границу атмосферы (по шкале 1956 г. близкой к $1,9 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$)¹. Если учесть, что приведенный случай является типичным для Джезказгана в летнее время, то становятся очевидными значительные энергетические ресурсы центральных районов Казахстана (наряду с пустынями Средней Азии). Следует отметить, что и на севере республики суммы прямой радиации значительны. Наблюдения обнаруживают почти одинаковый режим радиации для таких пунктов, как Акмолинск и Одесса,

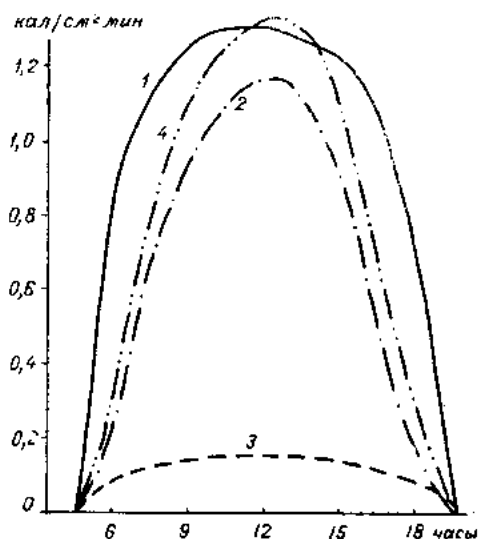


Рис. 9. Дневной ход прямой радиации, поступающей на перпендикулярную (1) и горизонтальную (2) поверхности, рассеянной (3) и суммарной (4) радиации (кал/см² мин.). Джезказган, 22/VI 1955 г.

или Тбилиси, хотя последний расположен на 7° южнее. Для сравнения на рис. 10 представлены среднемесячные значения прямой радиации на горизонтальную поверхность для 4 пунктов (для Калмыково за 3 года, Акмолинска — 2, Одессы — 10 и Тбилиси за 18 лет).

Особенно богат прямой солнечной энергией юг республики. По годовым суммам район Алма-Аты уступает из южных пунктов лишь Таш-

Таблица 7

Годовые суммы прямой радиации на перпендикулярную (S') и горизонтальную (S) поверхности и отношение к суммам в Алма-Ате

Станция	Широта	Годы наблюдений	S'	S	Отношение к значению S в Алма-Ате
			ккал/см ² год		
Ташкент	41°20'	1926—1945	174,0	102,0	1,24
Тбилиси	41 43	1937—1954	119,7	73,1	0,89
Владивосток	43 07	1941—1954	123,1	60,9	0,74
Карадаг	44 54	1938—1952	129,2	75,0	0,91
Одесса	46 27	1937—1940 1948—1954	115,0	68,1	0,83
Алма-Ата (119) . . .	43 14	1943—1950	143,0	81,8	1,0

¹ Все актинометрические материалы приведены к Европейской шкале.

кенту, где значения S' выше на 24%. Соответствующие данные приведены в табл. 7, первые 5 строк которой заимствованы из работы [26].

Анализ материалов наблюдений также показывает, что для условий безоблачного неба полуденные значения величины Q мало отличаются для весны и осени, зимние же потоки дневной радиации в 3 раза меньше летних. Значительно изменяет радиационный режим местности облачность, увеличивая за счет прямой радиации величину рассеянной. Этот

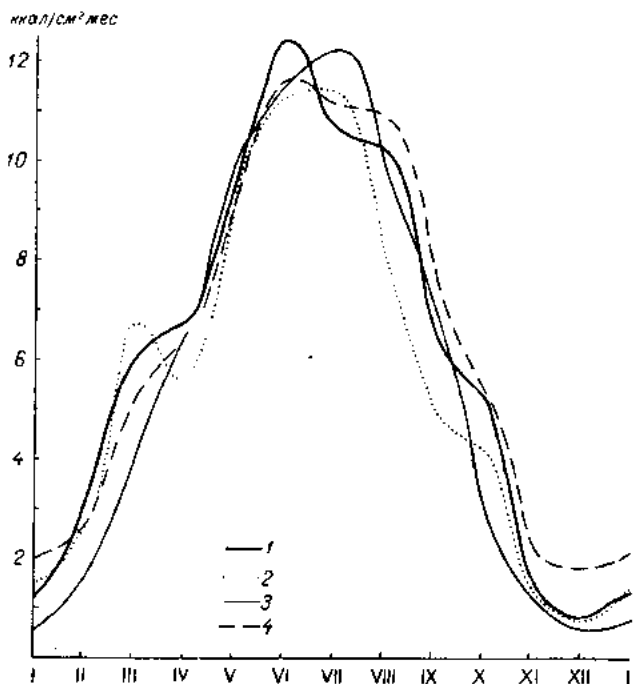


Рис. 10. Среднемесячные данные прямой радиации, поступающей на горизонтальную поверхность, для Калмыково, $\text{Ш}=49^{\circ}03'$ (1); Акмолинска, $\text{Ш}=51^{\circ}08'$ (2); Одессы, $\text{Ш}=46^{\circ}27'$ (3) и Тбилиси, $\text{Ш}=41^{\circ}43'$ (4).

рост зависит от количества и физических свойств облачности. На рис. 11 приведены данные измерений составляющих суммарной солнечной радиации для безоблачного дня 17/V 1955 г. и близкого по времени облачного дня 11/V 1955 г. для Акмолинска. Наличие почти сплошного покрова облаков, главным образом образом нижнего яруса, увеличило более чем в 3 раза рассеянную радиацию по сравнению с ясным днем 17/V, уменьшив вдвое поток суммарной радиации.

Известно, что суммарная радиация, падая на земную поверхность, поглощается ею не полностью, а частично и, отражаясь, возвращается в атмосферу. Коэффициент отражения или альbedo (α) зависит главным образом от характера подстилающей поверхности и в течение года на территории Казахстана меняется в широких пределах. Зимой, при наличии снежного покрова, он достигает 70—80%, летом — значительно снижается и на большей части республики составляет 20—30%.

Пользуясь рис. 3 и зная годовое изменение альbedo, нетрудно составить представление о поглощенной радиации. Так, в зимние месяцы значения сумм поглощенной радиации на всей территории малы. На севере они не превышают 1 ккал/см² мес.

Весной по мере схода снежного покрова происходит резкое возрастание сумм поглощенной радиации. Летом, а также в осенние месяцы

при отсутствии снега, значение альbedo для отдельных районов равнинного Казахстана почти постоянно и изменение поглощенной радиации прямо следует за сезонным ходом суммарной радиации.

Кроме потери части приходящей коротковолновой радиации, связанной с ее частичным отражением, происходит непрерывный расход радиационного тепла посредством так называемого длинноволнового эффективного излучения, представляющего собой разность между собственным излучением подстилающей поверхности и противоизлучением атмосферы. Большая часть величины излучения подстилающей поверхности компенсируется коротковолновым излучением атмосферы, которое зависит от содержания водяного пара, пыли, характера облачности и т. п. В связи с почти полным отсутствием в настоящее время данных измерений эффективного излучения, эта величина была рассчитана по методике, изложенной в [49]. Результаты расчета показывают, что абсолютные величины эффективного излучения большую часть года меньше поглощенной радиации. Годовой максимум по абсолютным значениям, естественно, наблюдается в летнее время. Разность между экстремальными месячными величинами излучения колеблется от 3 до 5 ккал/см² мес. Поскольку диапазон изменений величин эффективного излучения, как по сезонам, так и за год незначителен, то построение карт оказалось нецелесообразным. Можно лишь отметить, что эффективное излучение возрастает к югу Казахстана. Это объясняется доминирующим влиянием роста температуры, уменьшением влажности и облачности в направлении с севера на юг.

Радиационный баланс земной поверхности (R), представляющий разность между приходом коротковолновой солнечной радиации, поглощаемой земной поверхностью, и расходом тепла длинноволновым излучением (E)

$$R = Q(1 - \alpha) - E,$$

показывает какое количество радиационной энергии может расходоваться на турбулентный теплообмен, затрату тепла на испарение и на все другие природные процессы, развивающиеся на земле. Пространственное распределение годовых величин R для Казахстана представлено на рис. 12. Годовые величины баланса возрастают с уменьшением широты места от 20 на севере до 35 ккал/см² год на юге республики.

Приведенные данные радиационного баланса значительно расходятся с расчетами Л. Н. Демченко [85], опубликованными в 1957 г. Его значения R для Северного Казахстана намного занижены: величина баланса $R = 10 \div 14$ ккал/см² год характерна для зоны тундры. Измерения, например, в районе Свердловска ($\varphi \cong 57^\circ$, $\lambda \cong 61^\circ$) дают величину [145] втрое больше указанной в расчетах Л. Н. Демченко для севера Казахстана.

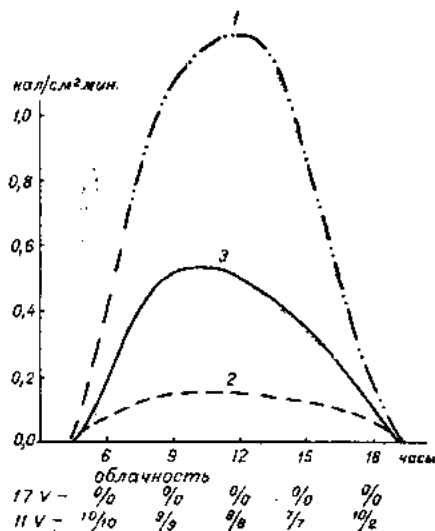


Рис. 11. Дневной ход суммарной (1) и рассеянной (2) радиации для безоблачного дня 17/V 1955 г. и суммарная радиация (3) для 11/V 1955 г. Акмолинск

В течение большого времени года величина R положительна, что свидетельствует о преобладании поглощаемой части радиации над длинноволновым излучением. Период с отрицательным радиационным балан-

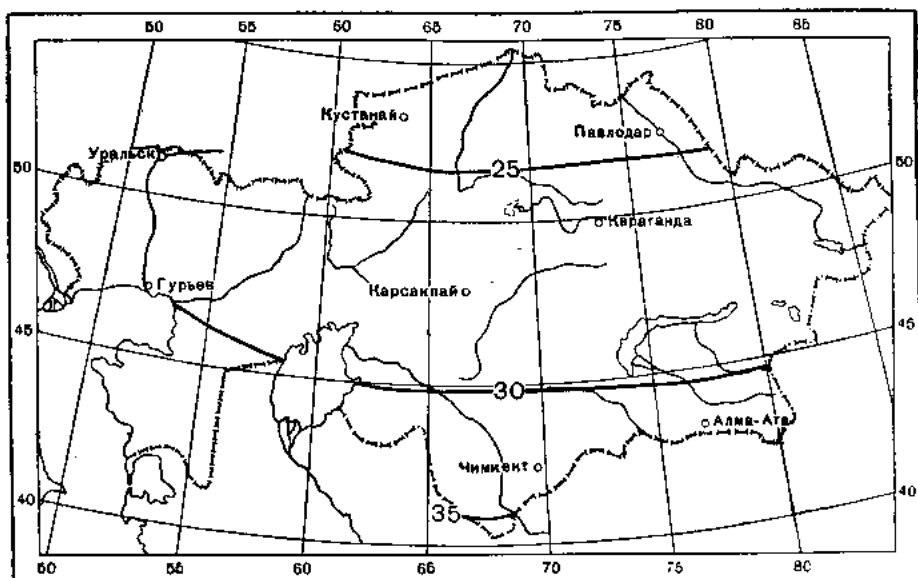


Рис. 12. Радиационный баланс Казахстана за год ($\text{ккал}/\text{см}^2$).

сом в южных районах республики продолжается один — два месяца, на севере он составляет 3,5—4,5 месяца. Однако отрицательные значения R сравнительно малы и по абсолютной величине достигают в среднем 1, не превышая $\sim 2 \text{ ккал}/\text{см}^2$ мес. Переход баланса через нулевое

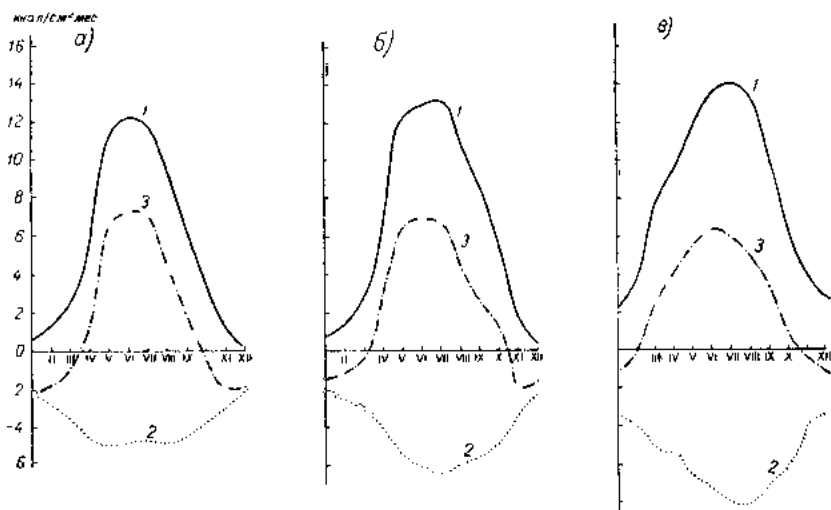


Рис. 13. Годовой ход поглощенной радиации (1), эффективного излучения (2), радиационного баланса (3) для Петропавловска (а), Актыбинска (б) и Туркестана (в).

значение происходит на севере Казахстана весной в марте, осенью — в конце сентября; на юге период положительного баланса более длительный, переходы наблюдаются соответственно в начале февраля и в октябре (рис. 13).

Максимальные значения положительного радиационного баланса сравнительно мало изменяются на территории Казахстана и в основном колеблются от 6 до 7 ккал/см² мес. На юге, в зоне полупустынь и пустынь, несмотря на большой приток суммарной радиации, летние величины радиационного баланса уменьшаются вследствие возрастания альбедо и эффективного излучения.

На большей части Казахстана основной расход энергии радиационного баланса осуществляется в форме затраты тепла на испарение ($\angle E$), равной произведению величин испарения и скрытой теплоты испарения. Затрата тепла на испарение для условий суши, кроме тепловых ресурсов, определяемых в основном радиационным балансом, существенно зависит от водных ресурсов. При недостаточном количестве влаги в почве испарение с поверхности суши и затрата тепла на испарение уменьшается. На рис. 14 приведена карта годовых затрат тепла

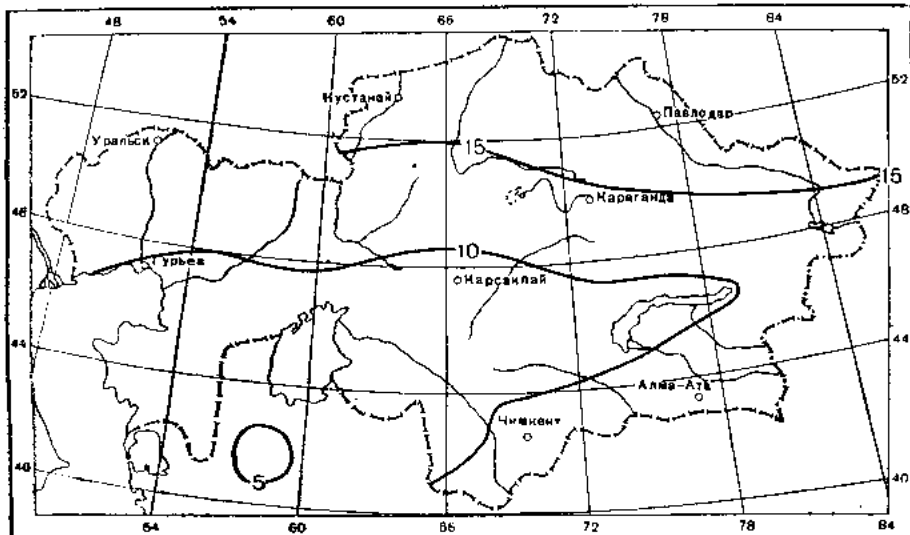


Рис. 14. Затрата тепла на испарение за год (ккал/см²).

на испарение для Казахстана¹. Наибольшие величины $\angle E$ наблюдаются в районах достаточного увлажнения (по сравнению с другими районами Казахстана), достигая на севере республики 18 ккал/см² год. Наименьшие затраты тепла на испарение относятся к пустынным районам; время наступления максимальных значений $\angle E$, вообще, наблюдающихся в теплый сезон (за исключением пустынь), зависит от условий увлажнения:

В пустынных районах Казахстана, занимающих большую часть его территории, годовой ход затрат тепла на испарение определяется годовым ходом осадков. В начале периода вегетации, когда почва насыщена влагой, накопившейся в течение холодного времени года и поддерживаемой выпадающими осадками, затрата тепла на испарение как в пустынных районах, так и в оазисах Казахстана значительно превышает затрату тепла на нагрев воздуха путем турбулентного теплообмена. Таким образом, в районах с сухим климатом без искусственного орошения, где предел испарения лимитируется количеством влаги в почве, влияние величины R на испарение является ограниченным. Наоборот,

¹ Данная карта подготовлена Л. И. Зубенок для Климатического атласа СССР, т. I и любезно представлена нам автором.

в районах с более влажным климатом, или в районах, где орошены значительные территории, радиационный баланс оказывается одним из основных факторов, определяющих величину испарения и, следовательно, транспирацию растительного покрова.

Уменьшение затрат тепла на испарение свидетельствует о возрастании турбулентной теплоотдачи, которая представляет собой бесполезную для сельского хозяйства потерю части радиационной энергии.

Краткий анализ радиационных характеристик и их сравнение с радиационным режимом других областей СССР свидетельствует о больших энергетических ресурсах Казахстана и в известной мере о тех возможностях, которые могут быть использованы при решении ряда практических задач сельскохозяйственного производства, гелиотехники и др. Рациональный учет радиационных факторов представляется необходимым в количественных оценках климата отдельных районов.

Глава III

ЦИРКУЛЯЦИОННЫЕ ФАКТОРЫ КЛИМАТА

Общие особенности циркуляции

Главные черты атмосферной циркуляции над Казахстаном как одного из основных факторов его климата складываются под влиянием общепланетарной циркуляции, местных условий радиации и особенностей подстилающей поверхности. Крупные колебания в режиме циркуляции северного полушария существенно отражаются и на циркуляции, развивающейся непосредственно над Казахстаном. Так, например, усиление зональной (западно-восточной) циркуляции на полушарии в целом приводит соответственно к усилению западно-восточных составляющих движения сравнительно свежих океанических масс воздуха на территории Казахстана. В этих случаях атлантические массы воздуха достигают территории Казахстана за 2—2,5 суток и трансформируются на своем пути весьма незначительно. Это подтверждается исследованиями В. Р. Дубенцова [94], который получил величину летней трансформации атлантических масс воздуха, движущихся к востоку, равную за первые три дня пути воздуха всего лишь 2°.

Следовательно, несмотря на глубоко континентальное положение Казахстана, в периоды усиления зональной циркуляции континентальность климата заметно уменьшается. В летних условиях благодаря большому влагосодержанию пришедшие с запада морские массы воздуха даже в центральных, юго-восточных и восточных районах Казахстана сохраняют нередко значительную влажностеустойчивость.

В холодную половину года с установлением четко выраженной западно-восточной циркуляции значительные оттепели охватывают всю территорию Казахстана.

Существенное влияние на циркуляционный фон Казахстана оказывает также меридионально преобразованная планетарная циркуляция, обуславливающая на его территории интенсивную адвекцию то теплых воздушных масс с юга, то холодных арктических масс с севера.

К числу особенностей атмосферной циркуляции над Казахстаном, обуславливаемых местоположением его на континенте Евразии, следует отнести прежде всего то, что примерно вдоль его средней широтной зоны в холодное полугодие обычно проходит ось западного отрога сибирского максимума, часто соединяющегося с осью восточного отрога азорского максимума. Эта нередко сплошная полоса повышенного давления, пересекающая Казахстан с запада на восток, обуславливает четкий ветрораздел в течение большей части года (ч. II, гл. IX).

Необходимо, однако, отметить, что в теплое время года центрально-казахстанская полоса повышенного давления, прослеживаемая в соответствующих средних месячных характеристиках, создается благодаря смещению в этой зоне с запада на восток отдельных антициклональных ядер и только изредка за счет сплошной евразийской полосы высокого давления.

Большое значение для циркуляционных процессов и климата Казахстана имеют также движения антициклонов по меридиональным траекториям. На рис. 15 схематически приводятся средние пути арктических антициклонов по Мультиановскому. Оси 3, 5, 7 и 8 являются ультраполярными, с которыми связаны наиболее сильные похолодания в умеренных и низких широтах. Наиболее холодными для территории Казахстана являются Карская зимняя (7) и Карская летняя (8) оси.

Азорские оси на этом рисунке представлены по М. Х. Байдалу. Следует отметить, что эти оси (так же как и оси Мультиановского) указывают на среднее направление в пучке конкретных случаев движения антициклонов. Поэтому в каждом отдельном случае траектории, например западных антициклонов, будут лишь тяготеть к средним и чаще всего не будут совпадать с ними. В летнее время изредка встречаются траектории антициклонов, близкие к оси 9, а зимой — к оси 10.

В связи с синоптическими процессами, при которых наблюдаются те или иные из указанных выше траекторий антициклонов, на территорию Казахстана с различной степенью повторяемости поступают воздушные массы арктического происхождения, воздушные массы умеренных широт (полярные массы) и тропические. Последние в летние месяцы нередко формируются непосредственно над территорией Казахстана, являясь, таким образом, местной воздушной массой.

Эти три основных типа воздушных масс распределяются по Казахстану крайне неравномерно и с большими аномалиями в отдельные годы. Данные, полученные по 8-летнему ряду, позволяют выявить следующие характерные особенности: 1) резкое уменьшение повторяемости арктического воздуха гренландского происхождения в направлении с северо-запада (25%) на юго-восток (5%) и арктического воздуха сибирского сектора Арктики с северо-востока (15%) на юго-запад (5%), 2) наибольшую повторяемость сибирского воздуха умеренных широт на северо-востоке (70%) и несколько меньшую (50—60%) в остальных районах Казахстана, 3) сравнительно малую повторяемость воздуха умеренных широт других разновидностей (европейского, атлантического и южно-европейского), в общем уменьшающуюся в направлении их преобладающего переноса, 4) незначительное распространение тропического иранского воздуха, повторяемость которого над крайним югом и юго-западом Казахстана равна 15—25%, 5) распространение туранского воздуха умеренных широт до крайних северных границ (5%).

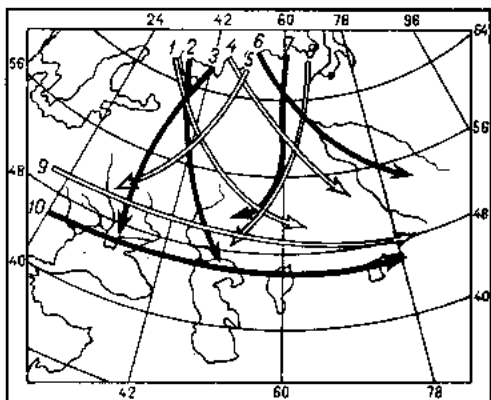


Рис. 15. Оси движения антициклонов.

1 — Нордкапская летняя, 2 — Нордкапская зимняя, 3 — Азовская зимняя, 4 — Кавийская летняя, 5 — Новоземельская летняя, 6 — Кавийская зимняя, 7 — Карская зимняя, 8 — Карская летняя, 9 — Азорская летняя, 10 — Азорская зимняя.

Следует отметить, что перечисленная классификация разновидностей воздушных масс недостаточно учитывает трансформирующие способности поверхности равнинного Казахстана. Благодаря большим размерам, южному положению и ландшафтным особенностям территория Казахстана в летнее полугодие является весьма активным очагом формирования (трансформации) местных воздушных масс.

В отдельных случаях воздух тропических характеристик формируется над Казахстаном сравнительно быстро даже из прежнего арктического воздуха. По исследованиям В. Р. Дубенцова [94], приземная температура арктического воздуха, поступающего с северо-востока Карского моря летом (примерно по летней ультраполярной Карской оси), после прохождения центральных и южных районов Казахстана и поступления в район низовья р. Волги повышается в результате трансформации в среднем на 21°. Нередко в результате этих процессов максимальные температуры воздуха поднимаются до 36—40°. В связи с низкой удельной влажностью арктического воздуха в начале пути относительная влажность его над Западным Казахстаном иногда понижается до 15—20%.

Соответствующие процессы по указанной и близким к ней осям летом нередко завершаются резкой засушливостью над западной частью республики.

При медленно развивающихся широтных процессах (рис. 15, траектория 9) массы европейского воздуха умеренных широт, приходя на территорию Казахстана, в процессе трансформации летом иногда также могут стать аномально засушливыми и очень теплыми.

Значительная протяженность территории Казахстана в широтном и меридиональном направлениях делает ее соизмеримой не только с крупными барическими системами обоих знаков (циклонами и антициклонами), но и с целыми системами циклоничности и антициклоничности. Благодаря этому нередко вся или значительная часть территории Казахстана находится в однотипных погодных условиях. В случае же, когда центры обширных циклонов и антициклонов расположены над западной и восточной частями республики, над ней одновременно отмечаются два противоположных типа погоды, относящиеся к двум различным по знаку барическим системам. Например, облачная с осадками погода наблюдается над западом Казахстана и малооблачная сухая погода — над остальной частью его. Контрасты температуры воздуха при таких типах погоды могут нередко достигать летом до 15—20°, а зимой даже до 20—30°.

Такое сочетание типов погоды наблюдается при резко выраженных меридиональных процессах. Иногда над Казахстаном в направлении с запада на восток тип погоды может меняться до 3—4 раз. При процессах западно-восточной циркуляции погодные зоны с различной погодой чередуются в направлении с севера на юг. Так, например, нередко северная и южная зоны Казахстана заняты облачной и влажной погодой, а средняя широтная зона, наоборот, малооблачной и сухой. Отсюда следует, что, как это будет видно ниже, конкретное распределение типов погоды, а равно и распределение аномалии средних месячных, сезонных и годовых значений метеорологических элементов обуславливается крупными особенностями циркуляции.

Весьма существенное и многообразное влияние на циркуляционные процессы атмосферы над Казахстаном оказывает устройство его поверхности. Здесь необходимо иметь в виду влияние значительных поднятий (до 4—5 км над уровнем моря) горных массивов на юге, юго-востоке и востоке республики. Это влияние сказывается главным образом в двух направлениях. Горные массивы, во-первых, создают специфи-

ческие местные условия циркуляции непосредственно в горных районах (горно-долинная циркуляция, ветры горных проходов и перевалов, фёновые ветры и пр.) и, во-вторых, оказывают определенное влияние на воздушные течения общепланетарного масштаба. Например, горы Казахстана вместе со всеми центральноазиатскими горными массивами оказывают огромное динамическое влияние на струйные течения, ось которых в свободной атмосфере располагается в среднем примерно на высоте 10 км. Скорости потоков в этих струйных течениях, достигающие иногда до 100 м/сек, под влиянием горных массивов еще более увеличиваются. В результате влияния гор деформируется и направление струйных течений. Последние под влиянием горных массивов могут даже раздваиваться [102].

Отдельные отроги основного азиатского горного массива, прежде всего Тарбагатай, Джунгарский, Заилийский, Таласский и Киргизский Алатау, хребты которых ориентированы в основном с запада на восток, представляют собой естественный барьер, препятствующий свободному проникновению холодных воздушных масс на юг. На холодные воздушные массы небольшой вертикальной мощности могут оказывать задерживающее влияние даже такие горные поднятия, как Чу-Илийские горы и хребет Каратау. Обтекание этих гор холодными воздушными массами с запада иногда приводит к формированию орографических волновых возмущений на холодных фронтах или орографических фронтов окклюзии.

Яркие эффекты орографического влияния наблюдаются и при вторжении воздушных масс с западной составляющей. Особенно хорошо это проявляется при западно-восточном переносе сравнительно влажных и неустойчивых масс прежнего морского воздуха. В этом случае воздушные массы, заходя в межгорные сужения, поднимаются по горным склонам и тем самым вызывают значительное усиление осадков.

Весьма существенное влияние оказывают горы Казахстана и на адвекцию воздушных масс с юга. Фёновые эффекты, обусловленные горными хребтами, прослеживаются иногда на многие десятки километров от ветрораздельных линий гор. Эти процессы, будучи характерными для определенных типов макроциркуляции, при условии преобладания их в течение длительных промежутков времени способны коренным образом повлиять как на климат предгорных районов Казахстана, так и на режим залегания ледников северных склонов гор.

Горные массивы Казахстана оказывают влияние не только на направление и интенсивность воздушных течений различного масштаба, но и на режим конкретных барических центров нижней половины тропосферы. Тормозящее влияние гор создает условия для динамического роста давления при адвекции с севера и запада. По этой причине, например, ядра высокого давления, смещающиеся с запада или северо-запада, иногда заметно усиливаются над Восточным Казахстаном. Что касается циклонов, то они иногда под влиянием гор меняют свою траекторию, причем главным образом вследствие деформации ведущего потока.

Влияние гор на юге и юго-востоке Казахстана на атмосферные фронты зависит от направления движения последних. Так, фронты, приближающиеся с севера (преимущественно холодные основные и вторичные), заметно замедляют свое движение или стационарируют. При подходе к горам на фронтах нередко возникают волновые возмущения, которые частично затем развиваются до стадии циклонов. Приближение к горам фронтов с севера сопровождается нередко их разрушением (размыванием). По этой причине осадки при подходе холодных фронтов с севера иногда связаны не с первым из них, а со вторым или даже

третьим. При определенных синоптических ситуациях осадки в горах начинаются до подхода атмосферных фронтов. Чаще всего такие осадки, имеющие, по мнению Т. А. Дулетовой, «толчковый» характер, наблюдаются перед подходом к горам холодных фронтов с севера.

Необходимо отметить, что образованию волновых возмущений на холодных фронтах при их движении с севера способствуют также поднятые массивы Казахского мелкосопочника. Значительная часть этого района по сравнению с Северным Казахстаном возвышается над равниной на 600—800 м, а отдельные места — даже на 1000 м и более.

Следует отметить, что благодаря фёновым процессам, развивающимся в южном предфронтальном потоке воздуха, облачные системы фронтов разрушаются полностью или частично. Это касается главным образом теплых фронтов, которые в юго-восточном Казахстане редко сопровождаются типичной для них облачностью.

Существенное влияние на режим атмосферной циркуляции над Казахстаном оказывает и подстилающая поверхность равнинной части.

В зимнее время, когда значительная часть территории равнинного Казахстана покрыта снежным покровом, его влияние на процессы циркуляции и погоды почти однородно и заключается в интенсивном выхолаживании нижних слоев атмосферы и увеличении их устойчивости. Аналогичное имеет место и при адвекции теплых воздушных масс.

Совершенно иная картина наблюдается в теплое полугодие, особенно летом. Большое разнообразие почв и растительности, наличие водоемов и оголенных от снега горных массивов благодаря их далеко не одинаковым радиационным и тепловым свойствам создают условия для неравномерного распределения конвекции по территории Казахстана. В районах водных бассейнов создаются хорошие условия для развития бризовых явлений, а в предгорных районах — горно-долинной циркуляции. Все эти явления, хотя и не имеют существенного значения для макроциркуляции атмосферы, приводят к пятнистому распределению осадков, гроз, туманов и заморозков, а также влияют на суточный ход некоторых метеорологических элементов, прежде всего температуры воздуха, влажности и ветра.

В случае усиленной адвекции, обусловленной крупномасштабными особенностями циркуляции, местные географические факторы в режиме циркуляции играют второстепенную роль. В этих случаях, как указывают К. И. Кашин и Х. П. Логосян [116], общая циркуляция атмосферы определяется наиболее крупными чертами радиации и подстилающей поверхностью всего земного шара или обширных географических районов, порядка материков и океанов.

Сезонные особенности атмосферной циркуляции

Отрог сибирского максимума. В холодное время года значительная часть территории Казахстана находится под преимущественным влиянием мощного западного отрога сибирского антициклона. В связи с этим в среднем около 50—60% времени зимой над Казахстаном удерживается антициклональный режим давления и погоды. Даже над крайними юго-западными его районами режим зимней погоды около 25% всех случаев обусловлен юго-западной периферией этого антициклона. Следует отметить, что нередко при этом отрог сибирского антициклона состоит из отдельных антициклонических ядер, постепенно вливающих в центральноазиатский антициклон. Встречаются зимы, когда активность отрога сибирского максимума чрезвычайно ослаблена, и, наоборот, в отдельные зимы отрог сибирского антициклона является явно доминирующим процессом и распространяется на запад вплоть до Цен-

тральной Европы. В эти зимы фронтальные процессы и циклоническая деятельность над Казахстаном подолгу отсутствуют. Поэтому формирование отрога сибирского максимума над Казахстаном принято считать наиболее существенной особенностью синоптических процессов зимы.

С режимом сибирского антициклона многие связывают не только погодные условия значительной части Азии, но и условия атмосферной циркуляции над ней. В результате недостаточно полного представления о механизме формирования сибирского максимума укоренилось представление о том, что он является зимой «кухней» погоды для огромных пространств. Действительно, в холодное полугодие сибирский антициклон в большинстве лет вторгается своим мощным отрогом в пределы Казахстана и обуславливает здесь характерный режим погоды. Это, однако, не означает, что данный центр действия атмосферы является «регулятором» циркуляции и над Казахстаном.

Представление об особой роли сибирского антициклона возникло в результате наличия на картах средних многолетних значений атмосферного давления зимних месяцев обширного антициклона с давлением в центре около 1034 мб. Такая характеристика антициклона по интенсивности и размерам создает впечатление о большой его устойчивости. В то же время подробный анализ последовательного преобразования поля давления над Азией за зимние месяцы показывает, что около одной трети этого времени районы климатически обычного расположения центральной части сибирского антициклона заняты циклонической деятельностью. Это же имеет место и для западного отрога сибирского антициклона над Казахстаном.

Представление о большой устойчивости сибирского антициклона возникает из значительных величин давления в районе климатологического максимума, которые в свою очередь получают из-за большой мощности эпизодически формирующегося антициклона.

Формирование и движение ядер высокого давления, вливающих в сибирский максимум, тесно связаны с формированием и преобразованием основных форм циркуляции. Что же касается самого сибирского антициклона, в частности эпизодического распространения и разрушения его западного отрога над Казахстаном, то эти процессы также следует связывать с особенностями теплового состояния подстилающей поверхности и развитием основных форм общей циркуляции атмосферы. Существенные колебания режима последних непосредственно сказываются на активности или пассивности сибирского максимума и его западного отрога. Так, в 80% случаев в сентябре менее 15 антициклональных дней в районе сибирского максимума характеризуются преобладанием циркуляции типа С. Напротив, более 15 антициклональных дней в 80% всех случаев характеризуются в сентябре преобладанием циркуляции типа Е.

Из приведенных выше данных можно сделать вывод, что правильнее трактовать особенности режима сибирского антициклона и его казахстанского отрога исходя из связи и зависимости от общей циркуляции атмосферы, в частности от циркуляции атлантико-евразийского сектора северного полушария.

Вследствие различного теплового влияния поверхности океана и континента на атмосферу при зонально движущихся воздушных массах в нижней тропосфере создаются условия для формирования высотных гребней и ложбин, что способствует формированию меридиональной циркуляции.

Среднее многолетнее распределение высоты поверхности абсолютной топографии 300 мб за декабрь — февраль, приведенное на рис. 16 а, по Бруксу, ярко отражает условия динамического роста приземного давле-

ния над Азией, где отмечается широкая зона конвергирующих потоков. Если учесть, что, как показал Х. П. Погосян [169], с этой зоной совпадает очаг повышенных температурных контрастов (рис. 16 б), то становится очевидным, что режим сибирского максимума и его отрога над Казахстаном является результатом взаимодействия тепловых и динамических процессов тропосферы над большими географическими районами.

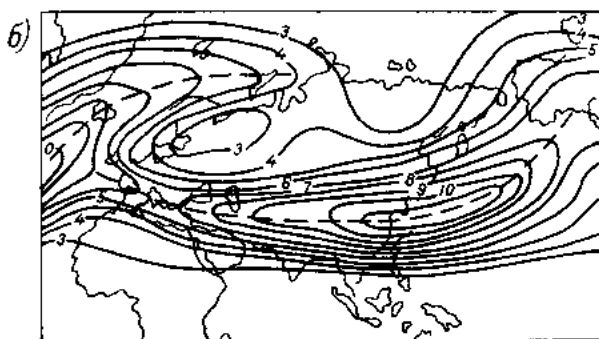
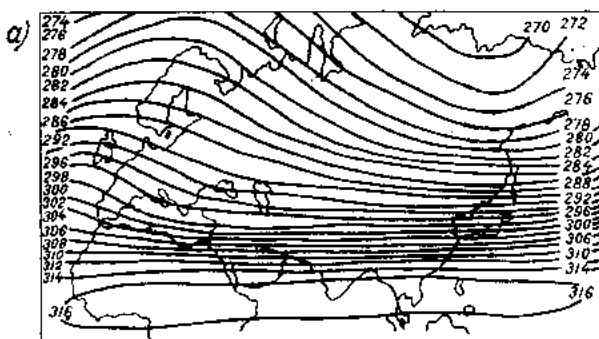


Рис. 16. Среднеголетняя сезонная карта абсолютной топографии поверхности 300 мб за декабрь—февраль (а) и контрасты температуры (разность температуры на расстоянии 1000 км по картам относительной топографии) за декабрь—февраль (б).

Значительное влияние на формирование сибирского максимума оказывают также и орографические факторы. Под влиянием орографии Центральной Азии в поле воздушных потоков к северу от горных массивов в многолетнем разрезе образуется сходимость, способствующая формированию западного отрога сибирского антициклона. Схематическое изображение этих процессов по М. А. Петросянцу [167] приведено на рис. 17.

Необходимо отметить также, что влияние орографии на формирование антициклонов сказывается не только в климатическом аспекте, но его можно обнаружить и на примерах формирования отдельных антициклональных образований.

Наличие отрога сибирского максимума над Казахстаном зимой оказывает весьма существенное

влияние на режим погоды и климата этого времени года. Так, наблюдается в общем повышенное давление и четкий ветрораздел, проходящий примерно по центральным районам республики с запада на восток.

Зимой в условиях малооблачной погоды большой интенсивности достигают процессы радиационного выхолаживания, приводящие к продолжительным и глубоким температурным инверсиям. Большая мощность последних достигается также в результате адиабатического опускания и сжатия — процесса, столь характерного для антициклональных полей зимой. Пересеченность местности также способствует развитию радиационных инверсий. Таким образом, большая общая повторяемость инверсий, доходящая местами в предгорных условиях в отдельные зимние месяцы до 90—95% дней, обусловлена наличием нескольких факторов их образования.

Эпизодические разрушения отрога повышенного давления над Казахстаном нередко сопровождаются весьма существенными потеплениями. Скачок температуры в сторону повышения в этих случаях на западе и юго-западе Казахстана нередко доходит до 20° и более за сутки.

Вынос теплых и влажных воздушных масс в эти районы после значительных морозов сопровождается интенсивным образованием гололеда. В зимы с частыми разрушениями отрога сибирского максимума и прохождением атмосферных фронтов отмечаются частые образования ледяных корок на снежном покрове. Число этих корок в снежном покрове в отдельные зимы доходит до 3—4, в результате чего выпас мелкого рогатого скота чрезвычайно затрудняется, особенно в условиях отгона.

С режимом отрога сибирского максимума тесно связаны также и процессы туманообразования. Радиационное выхолаживание в условиях

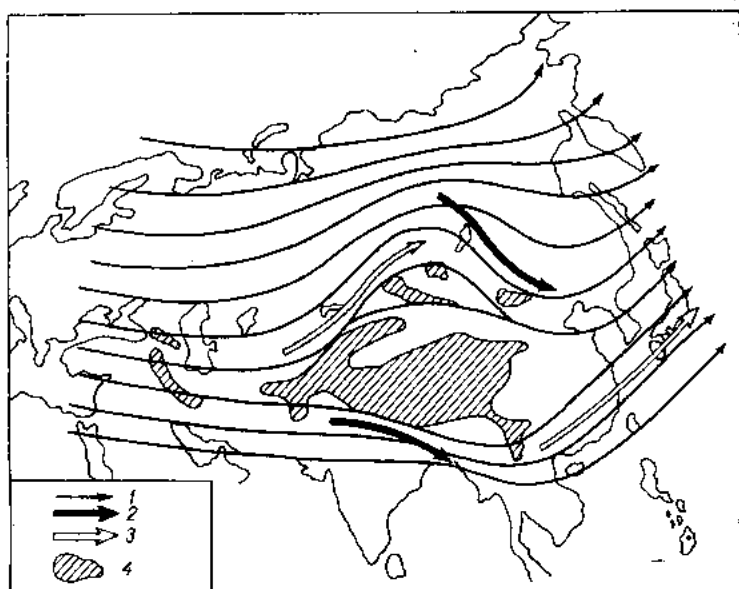


Рис. 17. Схематическое поле линий тока на высоте 3 км (по М. А. Петросяну).

1 — линии тока, 2 — адвекция холода, 3 — адвекция тепла, 4 — высота более 2000 м.

антициклонального режима приводит к существенному понижению температуры приземного слоя воздуха, что вызывает обычно формирование поземных и высоких туманов. При разрушениях же отрога повышенного давления в результате распространения более теплых и влажных масс воздуха на выхолаженную поверхность возникают адвективные туманы. В связи с этим общее уменьшение числа дней с туманом с запада на восток объясняется в основном снижением в этом же направлении числа случаев адвективных туманов. Количество радиационных туманов характеризуется более равномерным распределением по территории республики.

В весенние месяцы повторяемость отрогов сибирского антициклона начинает резко убывать, и уже в мае, как и летом, его формирование скорее является лишь эпизодическим. Летом, по существу, нельзя говорить ни о сибирском антициклоне, ни о его отрогах над Казахстаном, так как тогда это связано с прохождением или стационарированием на 5—10 дней антициклонов и отдельных ядер повышенного давления с вероятностью, почти одинаковой над всей территорией Азии.

Осенью начало более или менее устойчивого формирования сибирского антициклона и его отрогов над Казахстаном прослеживается со второй половины сентября.

Термическая депрессия. В летнее время по сравнению с зимой и переходными сезонами повторяемость антициклональных полей давления над Казахстаном невелика и составляет в западных и южных районах около 30% времени. Несколько чаще антициклональные поля летом отмечаются над другими районами, и только в восточных районах республики их повторяемость доходит до 40—50%.

Уменьшение повторяемости антициклональных полей над Казахстаном летом, однако, не приводит к увеличению облачности и осадков. Напротив, в это время над равнинными районами Казахстана очень часто наблюдается ясная и малооблачная погода. Последняя наблюдается даже в условиях пониженного давления, которое создается благодаря интенсивному прогреванию подстилающей поверхности и связанному с этим повышению температуры воздуха нижних слоев атмосферы.

Насколько сильно прогревается песчаная поверхность значительных территорий Казахстана летом, можно судить по тому, что на широтах Южного Казахстана в течение четырех летних месяцев величина воспринимаемой солнечной энергии не меньше, чем в тропиках (15° с. ш.) за тот же период [80]. Даже на севере Казахстана солнечной энергии поступает не меньше, чем в тропиках (15° с. ш.) в течение трех летних месяцев.

Необходимо также отметить, что в летние месяцы, т. е. в месяцы с наибольшим притоком солнечной энергии, количество последней на крайнем юге и на крайнем севере Казахстана различается незначительно (разница не превышает 6% абсолютных значений). Это обстоятельство сказывается примерно в одинаковой степени трансформации воздушных масс над Казахстаном и в уменьшении температурных контрастов между ними, а значит и в общем уменьшении активности фронтальных процессов.

Летом для Средней Азии и значительной части южной половины Казахстана характерно формирование сильно прогретой однородной воздушной массы с тропическими термогигрометрическими характеристиками. В барическом поле эти массы оформляются в виде обширной так называемой термической депрессии, столь характерной для пустынных районов низких широт.

Термические депрессии имеют незначительное вертикальное распространение, и уже на высоте 3—4 км им соответствует повышенное давление. Однако, в отличие от обычных фронтальных депрессий, высотный гребень повышенного давления наблюдается не над восточной, а над западной частью термической депрессии. Это обусловлено тем, что в развитии термической депрессии отмечается две стадии. Прогрев воздушных масс и увеличение толщины слоя между изобарическими поверхностями приводят к формированию над термической депрессией высотного гребня, ориентированного с юга на север. Однако как только сформируется такой гребень, по его восточной периферии начинается адвекция холодных масс к югу, в связи с чем над восточной частью термической депрессии формируется холодная высотная ложбина. Благодаря такому натеканию относительно холодного воздуха над восточной частью термической депрессии и возникновению неустойчивости в средних слоях атмосферы иногда возникает облачность среднего яруса, с которой могут быть связаны полосы падения дождя.

Термические депрессии малоподвижны и обычно лишены атмосферных фронтов. Однако усиление контрастов в высотной фронтальной зоне на восточной стороне указанного гребня приводит иногда к формированию приземных фронтов. Чаще всего фронтальная структура в термической депрессии формируется благодаря вхождению в ее систему

относительно холодных воздушных масс в результате широтного циклонического преобразования, которым завершается процесс двухстороннего отсекания ложбинами высотного гребня над Казахстаном [19].

Термические депрессии формируются своей центральной частью обычно над Средней Азией, Иранским нагорьем и северной частью Индии и охватывают своей периферией южные области Казахстана. Однако нередко центры термических депрессий могут формироваться и над югом Казахстана. В этих случаях под воздействием таких депрессий находятся не только южные, но и средние районы республики.

Термические депрессии наиболее часты в июне — августе, но встречаются также в мае и сентябре.

Деятельность термических депрессий, как и других сезонных особенностей циркуляции, тесно связана с интенсивностью общепланетарной циркуляции. Так, при усилении последней активность термических депрессий уменьшается и, наоборот, активность их увеличивается при общем ослаблении циркуляции. На активность термических депрессий, кроме того, влияет и форма общей циркуляции атмосферы. При прочих равных условиях частота термических депрессий над Казахстаном больше при зональной циркуляции и меньше при меридиональной, характеризующейся высотной ложбиной над районами Западной Сибири и Казахстана. Поэтому колебания частоты формирования термических депрессий от года к году прежде всего связаны с устойчивостью типов общей циркуляции атмосферы.

Термические депрессии играют существенную роль в формировании летних типов погод. Как уже отмечалось выше, с ними связана малооблачная или ясная погода без осадков. Благодаря малым градиентам давления в период термических депрессий ветровая деятельность ослаблена, суточный же ход температуры увеличен.

Южные циклоны. С циклонами, прорывающимися на территорию Казахстана с юга или возникающими над его юго-западными районами, связаны резкие изменения погоды. Зимой даже в районах с незначительным обычно снежным покровом южные циклоны вызывают интенсивные снегопады и метели. Нередко эти явления начинаются с резких повышений температуры воздуха и формирования гололедных явлений, а заканчиваются тыловыми вторжениями холодных масс воздуха, сопровождающимися резким понижением температуры. Сильные ветры, связанные с прорывами южных циклонов, иногда вызывают большие заносы снега на железных и шоссейных дорогах, нарушая на длительное время нормальную работу транспорта.

В летнее время южные циклоны также вызывают резкие изменения погоды с колебаниями температуры до 20—25° за сутки.

Как район возникновения, так и траектория южных циклонов зависят от географической ориентировки и структурных особенностей высотных фронтальных зон. На рис. 18 схематически представлены типичные термобарические поля при прорыве южных циклонов, по М. А. Петросянцу [167]. Как видно из этого рисунка, термобарические поля при выходе южных циклонов характеризуются сильно развитой меридиональностью, причем сдвиг с запада на восток района прорыва их обусловлен сдвигом в том же направлении основных высотных гребней и ложбин.

Годовой ход повторяемости южных циклонов, различных по месту зарождения, также тесно связан с высотными фронтальными зонами. Сезонные изменения в расположении последних в общем определяют широту зоны формирования южных циклонов. Так, если общее количество всех названий южных циклонов, зарождающихся над районами Средней Азии и Казахстана, в течение года изменяется незначительно,

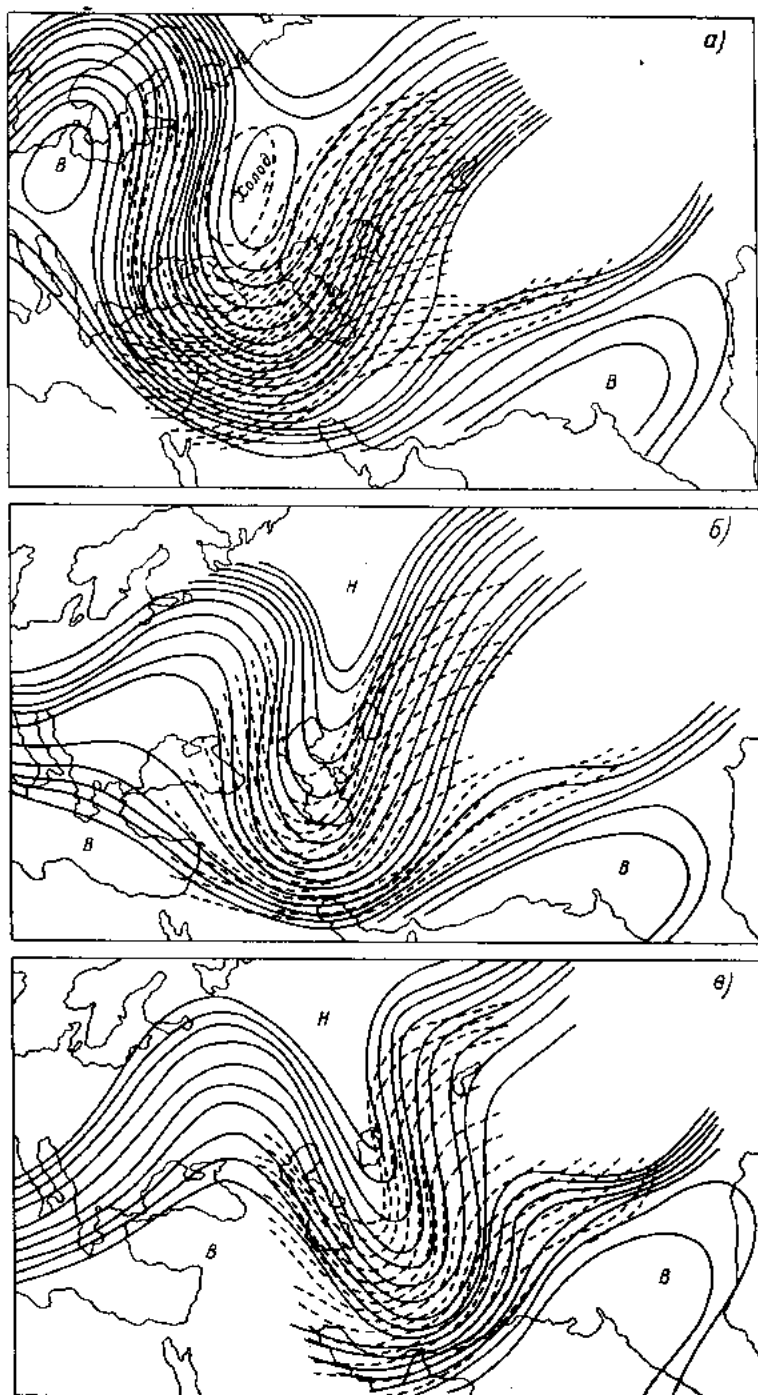


Рис. 18. Типичное термобарическое поле при прорыве южнокаспийских (а), мургабских (б) и аму-дарьянских (в) цик лон.

то количество циклонов отдельных групп (районов формирования) имеет ярко выраженный годовой ход (табл. 8).

Таблица 8

Повторяемость выходов южных циклонов (число случаев)

Циклоны	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Все циклоны	33	36	50	49	48	45	51	39	41	49	36	41	518
Северокаспийские и тургайские	2	2	6	19	20	32	38	28	31	24	18	15	235
Аральские и сыр-дарьинские . .	5	6	14	13	17	10	11	9	6	14	10	8	123
Южнокаспийские и ашхабадские	26	28	30	17	11	3	2	2	4	11	8	18	160

Примечание. Общее число циклонов и число их по отдельным названиям за период с 1939 по 1951 г. заимствованы из работы Л. Н. Комиссаровой [127].

Так, циклоны северной группы имеют максимум повторяемости в летние месяцы, циклоны южной группы — в зимние, а средней группы — в переходные месяцы года. Это обстоятельство еще раз подтверждает высказанную выше связь очагов выхода южных циклонов с положением высотной фронтальной зоны, которая в среднем летом располагается значительно севернее, чем зимой. Из табл. 8 следует также, что наиболее многочисленной является северная (первая) группа циклонов, которая больше всего сказывается на погодных условиях западных областей Казахстана. Таких циклонов в среднем за период с июня по сентябрь бывает около 10, тогда как за это же время южных циклонов средней группы наблюдается только 2—3. Что же касается циклонов южной группы, то они появляются на территории Казахстана далеко не каждое лето.

Волнообразования в предгорьях. Волнообразования в предгорных районах Казахстана представляют собой характерную особенность местных синоптических процессов. При северных, северо-западных или северо-восточных вторжениях холодных воздушных масс небольшой вертикальной мощности (менее высоты горных препятствий) на холодных фронтах, прижатых к горам, наблюдаются волновые возмущения, с которыми обычно связана облачная с осадками погода. Такая погода на юге и юго-востоке Казахстана в холодное полугодие нередко продолжается 2—3 дня подряд.

Волнообразования на холодных фронтах возникают не во всех случаях их подхода к горам. Они формируются тогда, когда над ними наблюдаются ветви активных высотных фронтальных зон, вытянутых примерно вдоль общей ориентировки горных массивов. В этих случаях примерно вдоль гор должно быть ориентировано так называемое струйное течение, нижняя часть которого должна касаться горных вершин. Скорости на уровне горных вершин обычно достигают 80—100 км/час, а нередко даже 140—160 км/час. При этом в предгорьях возникают вихревые возмущения воздушных потоков. В передних частях таких волн усиливается натекание относительно теплого воздуха, который дополнительно нагревается при переваливании через горные хребты. В результате этого отдельные участки холодного фронта отходят от гор в виде теплого фронта, а в тылу волн, наоборот, проникают дальше в горы. Вершина волны, таким образом, смещается примерно в направлении потоков на уровне гор.

Нередко завихрения на холодных фронтах развиваются в небольшие циклоны, которые приводят к ненастной погоде в зоне предгорий, а иногда и в более широкой зоне, например, от гор до пустыни Бет-Пак-Дала и Прибалхашья. Резкое ухудшение погоды проявляется прежде всего в увеличении облачности, выпадении осадков, усилении ветра. В зимнее время с волнообразованиями в предгорьях связаны интенсивные метели, снежные заносы и лавины.

В отдельных случаях небольшие циклонические образования, возникшие на холодных фронтах, проходят вдоль северных предгорий до восточных границ Казахстана и уходят на территорию Китая.

Волнообразования в предгорьях встречаются круглый год, но чаще всего они бывают в период с октября по март.

Волнообразования в горах существенно сказываются на климате довольно широкой зоны вдоль предгорий Казахстана как в повышении количества осадков, так и в увеличении максимальных скоростей ветра. Этими процессами объясняется и факт увеличения вероятности пасмурного состояния неба в горной части Казахстана.

Несмотря на важную роль волнообразований в формировании климата юга и юго-востока Казахстана, сколько-нибудь подробно условия возникновения их в предгорьях до сего времени еще не изучены.

Местные особенности циркуляции

Под местной циркуляцией в данном случае понимается такая циркуляция, основной причиной проявления которой являются местные особенности подстилающей поверхности (сочетания равнин и гор, суши и водоемов, порождающие значительные различия температуры и давления).

В периоды усиления макроадвекции воздушных масс в горизонтальном направлении, т. е. в периоды увеличения горизонтальных барических градиентов, местная циркуляция обнаруживается слабо. Наоборот, в периоды штилевых состояний или в периоды весьма слабой адвекции, местная циркуляция проявляется очень четко, существенно влияя на суточный ход всего комплекса метеорологических элементов.

Благодаря большой физико-географической неоднородности Казахстана местная циркуляция имеет весьма разнообразные формы, которые проявляются как в отдельности, так и в сочетании друг с другом.

До сего времени деятельность местных ветров, обусловленных местными термическими причинами, изучена по Казахстану очень слабо. Имеется только более или менее подробное описание условий формирования и режима горно-долинной циркуляции в районе г. Алма-Аты, составленное Н. Ф. Гельмгольцем (1952 г.).

Горно-долинная циркуляция. Эта циркуляция, играющая существенную роль в формировании местной погоды предгорной зоны Казахстана, особенно четко проявляется в периоды с размытым барическим полем. Максимальная повторяемость горно-долинной циркуляции имеет место в мае — сентябре.

В полном суточном цикле горно-долинной циркуляции Н. Ф. Гельмгольц различает девять отдельных фаз ее развития, две из которых представляют собой фазы полного развития горного и долинного ветра, а две фазы — промежуточные или штилевые стадии (утренняя и вечерняя). При наличии больших скоростей ветра на высотах верхние противотечения как дневной, так и ночной циркуляции отсутствуют.

Не останавливаясь здесь подробно на морфологических и метеорологических особенностях горно-долинной циркуляции, следует отметить, что

она относится к циркуляции, совершенно изолированной от высотных фронтальных зон и наблюдающейся при отсутствии больших скоростей ветра в средних слоях тропосферы.

Горно-долинная циркуляция больше характерна для таких синоптических положений, при которых зона предгорий находится в условиях антициклональной погоды или же в условиях термической депрессии с незначительными горизонтальными барическими градиентами.

Равнинно-предгорная циркуляция. Следующей по масштабам разнообразию местной циркуляции рассматриваемого здесь класса является равнинно-предгорная циркуляция. Она образуется летом в связи с большими контрастами температурного режима всей горной системы в целом и прилегающей к ней равнины. Последняя в юго-восточном Казахстане местами характеризуется резкой границей у самых предгорий, представляя собой южные части пустынь.

Равнинно-предгорная циркуляция (в данном случае пустынно-предгорная циркуляция) состоит из двух почти замкнутых циркуляций. Нагретый в дневное время воздух склонов поднимается вверх, приводя нередко к образованию кучевой облачности вблизи вершин гор. Одновременно с этим происходит конвективное поднятие воздуха над пустыней.

В результате этого на некоторой высоте, примерно над границей пустыни и предгорья, возникает нисходящий поток воздуха, который опускается здесь, как компенсационный поток (рис. 19).

По этой причине в полосе около 30—40 км над кромкой предгорий облачность в такие дни не развивается, тогда как над верхней частью предгорий и над пустыней она развивается. Такого рода распределение облачности в юго-восточном Казахстане в дни со слабой адвекцией и повышенной инсоляцией можно встретить часто.

Не останавливаясь здесь на местной циркуляции типа ледникового ветра, ветров склонов, котловин и т. д., также встречающихся в Казахстане, в заключение следует упомянуть об особенностях и распространении бризовых явлений на его территории.

Бризы. Как известно, бризы обнаруживаются не только на берегах морей и крупных озер, но также и на берегах сравнительно небольших озер и на крупных реках. Поэтому нетрудно себе представить общие масштабы деятельности бризов, если учесть, что в Казахстане, кроме Каспийского и Аральского морей, а также кроме таких крупных озер, как Балхаш, Тенгиз, Селеты, Челкар-Тенгиз и Зайсан, имеются сотни более мелких озер размерами, превышающими 10—20 км².

Особенно четко выражена деятельность бризовой циркуляции там, где водная поверхность граничит с песчаными просторами. Такие условия наблюдаются прежде всего на побережьях Каспийского, Аральского морей и оз. Балхаш, обладающих, кроме того, значительными размерами.

Бризовая циркуляция, так же как и горно-долинная циркуляция, ярче всего выражена в периоды с незначительной адвекцией воздушных масс или почти полным ее отсутствием. Однако при ясной погоде бризы обна-

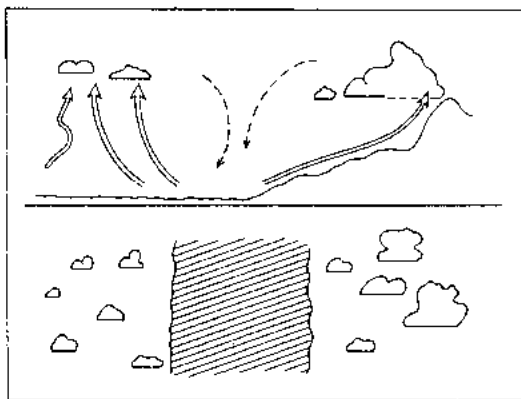


Рис. 19. Схема пустынно-предгорной циркуляции.

рживаются и при умеренных горизонтальных градиентах давления, т. е. при наличии умеренных ветров, обусловленных этими градиентами.

В данном случае бризовые компоненты, накладываясь на ветер, обусловленный горизонтальным градиентом давления, усиливают или ослабляют его. Так, по исследованиям автора, в районе Северного Каспия в результате сложения бризового компонента ветра с компонентом, обусловленным умеренными горизонтальными градиентами давления, днем возникает результирующий ветер штормовой силы, а ночью при тех же градиентах давления — ветер силой 1—2 балла и даже штиль.

Бризовая циркуляция существенно отражается на суточном ходе температуры и влажности воздуха, уменьшая амплитуду колебания их.

Благодаря интенсивному прогреву влажного морского воздуха днем над континентом на расстоянии 20—30 км от берега иногда возникает облачность более развитая, чем дальше в глубине материка. В прибрежной же зоне как над морем, так и над континентом облачность в такие дни обычно слабо развита или же совсем отсутствует.

В дни с особенно сильно развитой конвекцией облака доходят до стадии ливневых, прежде всего у своей кромки, обусловленной бризовой циркуляцией. Это подтверждено автором на основании многочисленных собственных наблюдений, проведенных на побережье Азовского моря в течение 1928—1937 гг. Такие же результаты были получены им и по побережью Северного Каспия в период 1938—1942 гг. На других водных объектах Казахстана аналогичные явления также иногда имеют место, но в более меньших масштабах.

На крупных бассейнах с указанной особенностью в распределении облачности связано также распределение осадков, взятых отдельно для периодов с бризовой деятельностью. Количество осадков в это время максимально в зоне, расположенной на некотором расстоянии от береговой линии, и уменьшается далее в глубь континента. Вблизи побережья количество осадков за такие периоды весьма незначительно.

Влияние бризов на общее количество осадков обычно не сказывается. Вообще роль ряда местных особенностей циркуляции в формировании климата того или иного района при общем анализе почти совершенно затухивается, не получая отражения на средних данных. Тем не менее в формировании средних климатических величин влияние местных особенностей циркуляции бесспорно. Поэтому для выявления их роли необходим раздельный анализ по периодам с соответствующими синоптическими условиями.

Проявление и интенсивность рассмотренных выше местных и сезонных особенностей циркуляции над Казахстаном находятся в тесной связи с основными формами общей циркуляции атмосферы. Поэтому представляет интерес рассмотреть отдельно соответствующие формы циркуляции и их разновидности, колебания в устойчивости которых объясняют многие особенности как климата в целом, так и составляющих его отдельных компонентов. Однако с крупными аномалиями в устойчивости основных форм циркуляции связаны не только колебания климата, но и колебания таких климатообразующих факторов, как радиация и тепловые свойства подстилающей поверхности.

Режим макротипов циркуляции, их кинематические и погодные особенности

Глубокое изучение климата возможно только в тесной связи с изучением режима циркуляции. Такой подход целесообразен не только для выявления циркуляционных факторов пространственных и временных характеристик климата, но и для получения практически важных прогностических связей.

При такой постановке вопроса исключительное значение приобретает принцип классификации атмосферных процессов. Последний должен быть выбран так, чтобы макротипы циркуляции, выделенные для данной территории, отражали основные формы общей циркуляции атмосферы и в то же время существенно отличались друг от друга по режиму метеорологических элементов.

В основу данной типизации положено определенное расположение планетарной высотной фронтальной зоны (ПВФЗ) как наиболее важной структурной части общей циркуляции атмосферы. Зональные и два меридиональных (в значительной мере противоположных друг другу) состояния ПВФЗ, по существу, определяют основную качественную характеристику трех основных типов циркуляции, изучаемых Г. Я. Вангенгеймом и его школой.

В качестве разновидностей этих трех макротипов циркуляции, автором данного раздела взяты 15 различных взаимосвязанных положений ПВФЗ, которым соответствуют наиболее часто встречающиеся разновидности адвекции воздушных масс на территории Казахстана.

Таким образом, анализируя процессы циркуляции и связанные с ними погодные процессы над Казахстаном, представляется возможным выявить те элементы их, которые обусловлены процессами планетарного масштаба.

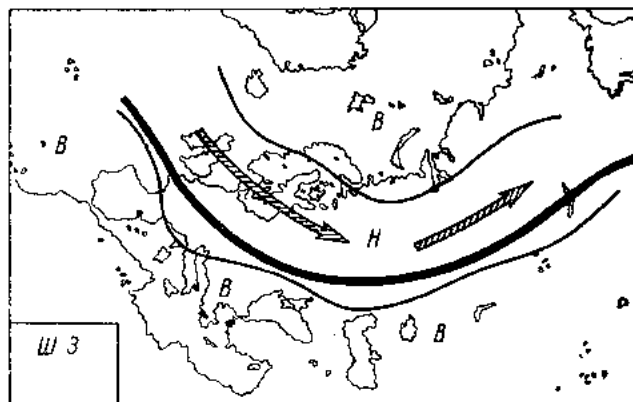
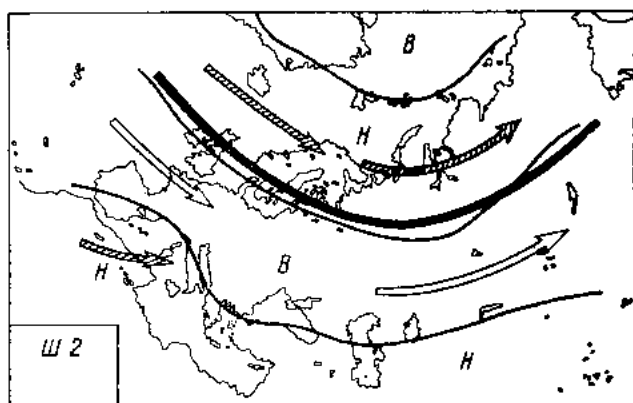
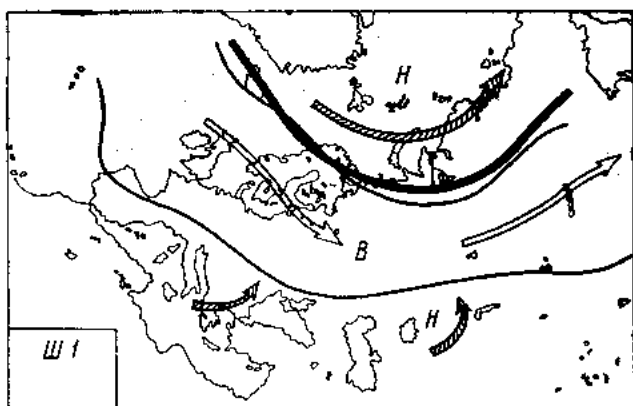
Основные типы и разновидности циркуляции. Нормальному распределению солнечной энергии по земной поверхности соответствует очаг холода в обширной приполярной области и очаги тепла в субтропиках. При отсутствии междуширотного воздухообмена термические и барические контрасты между этими двумя зонами непрерывно возрастают, что благодаря вращению Земли приводит к ускорению западно-восточной циркуляции атмосферы, характеризующейся распределением циклонической и антициклонической деятельности вдоль широтных зон. Поэтому данный тип циркуляции принято называть также широтным (Ш) или зональным типом. Он характеризуется повышенными скоростями движения с запада на восток приземных барических систем, а на высотах (до 10—20 км) движением в том же направлении термобарических волн малой амплитуды.

Планетарная высотная фронтальная зона при данном типе зигзагообразно опоясывает вокруг все полушарие, а иногда принимает почти строго широтное направление. Примерно вдоль проекции ПВФЗ у земли проходит демаркационная линия, отделяющая зону циклонической (слева от осевого направления ПВФЗ) от зоны антициклонической деятельности (справа).

Основная зона антициклоничности в средних и низких широтах при этом типе циркуляции представляет собой хорошо выраженный субтропический пояс повышенного давления, в котором расположены основные климатические центры действия атмосферы. Именно при этом типе циркуляции можно говорить о сплошном поясе повышенного давления в умеренных и низких широтах и монолитном приполярном антициклоне.

Как видно из рис. 20, три основные разновидности зональной циркуляции (Ш1, Ш2 и Ш3) представляют собой различные широтные положения ПВФЗ.

При второй (Ш2), наиболее часто встречающейся, разновидности зональной циркуляции территория Казахстана находится под преимущественным влиянием полосы повышенного давления, которая может быть или сплошной, или состоять из следующих друг за другом антициклонических ядер нередко азорского происхождения. Крайние южные и крайние северные районы Казахстана при этой разновидности циркуляции подвержены влиянию циклонической деятельности. Из этого сле-



1 — демаркационная линия, 2 — пути антициклонов, 3 — пути циклонов, 4 — высотная фронтальная зона.

Рис. 20. Схемы зональной циркуляции.

1 — демаркационная линия, 2 — пути антициклонов, 3 — пути циклонов, 4 — высотная фронтальная зона.

дует, что при данной разновидности циркуляции на большей части республики (центральной) наблюдается сухая, летом теплая, а зимой морозная погода.

Первая и третья разновидности (Ш1 и Ш3) зональной циркуляции обуславливают в северной и южной частях Казахстана противоположный друг другу характер погоды.

Необходимо отметить, что в части естественных синоптических периодов симоптический процесс характеризуется постепенным переходом от первой ко второй или от второй к третьей (исключительно редко от первой к третьей) разновидности данного типа циркуляции. Подробно об особенностях такой динамики ПВФЗ говорится в отдельных работах [19, 21].

Все многообразие форм меридиональной циркуляции Г. Я. Вангенгейм [55] сводит к двум противоположным типам, представляющим собой коренное нарушение зональной циркуляции. Этим двум типам соответствует почти противоположное расположение планетарной высотной фронтальной зоны (рис. 21).

Процессы преобразования зональной циркуляции в меридиональные формы в общем характеризуются нарастанием амплитуды и стационарированием волн высотной фронтальной зоны и таким характером воздухообмена, в результате которого на полушарии формируется ряд устойчивых и мощных центральных циклонов и антициклонов. Местоположение последних при двух меридиональных типах (Е и С) почти прямо противоположное, что соответствует противоположному расположению планетарной высотной фронтальной зоны.

Как видно из рис. 21 а, при типе С циркуляции исландский и алеутский минимумы ослаблены и сдвинуты значительно к западу. Что касается азорского и тихоокеанского максимумов, то оба они значительно развиты и сдвинуты к северо-востоку. При типе Е циркуляции как исландская, так и алеутская депрессии развиты сильно и занимают свое среднее многолетнее положение. Азорский и тихоокеанский максимумы, наоборот, при этом типе сдвинуты несколько к югу и ослаблены.

Деятельность зимнего сибирского максимума также сильно зависит от макротипа циркуляции. Так, при типе Е он сильно развит и его западная периферия (нередко с самостоятельным ядром) иногда надвигается на Восточную Европу. При противоположном же, меридиональном, типе С циркуляции сибирский максимум развит слабее и центр его расположен в районе Алтая. В это время по его западной периферии (обычно не имеющей отрога на запад) над территорией Казахстана осуществляется адвекция теплых масс к северу.

Вследствие прямой противоположности типов Е и С циркуляции их преобразование друг в друга представляет собой воздухообмен колоссальных масштабов. При этом происходит как бы выкачивание воздуха из одних районов полушария и нагнетание его в другие. О масштабах этого процесса достаточно ярко свидетельствует изменение давления, происходящее при преобразованиях $E \rightarrow C$ и $C \rightarrow E$ (рис. 21 б).

Как видно из рис. 21 б, наиболее значительное изменение давления, достигающее до 14 мб с лишним, при этом наблюдается над районом Урала и в низовье р. Оби. Это изменение давления только на 3 мб с лишним меньше изменения давления в центральной Сибири от января к июлю, характеризующее, по В. В. Шулейкину [235], масштабы муссонного фактора.

Насколько велики пертурбации воздушных масс при преобразовании двух меридиональных типов циркуляции друг в друга, говорит также тот факт, что при циркуляции Е в указанных районах над каждым

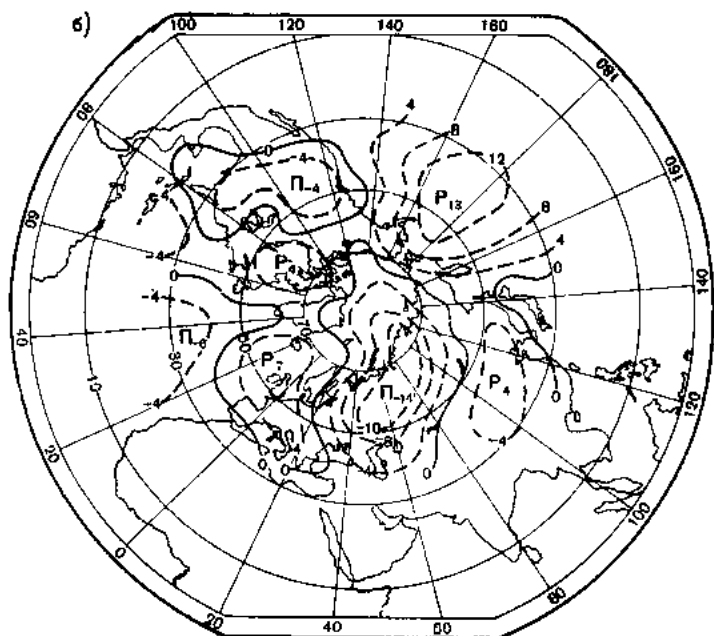
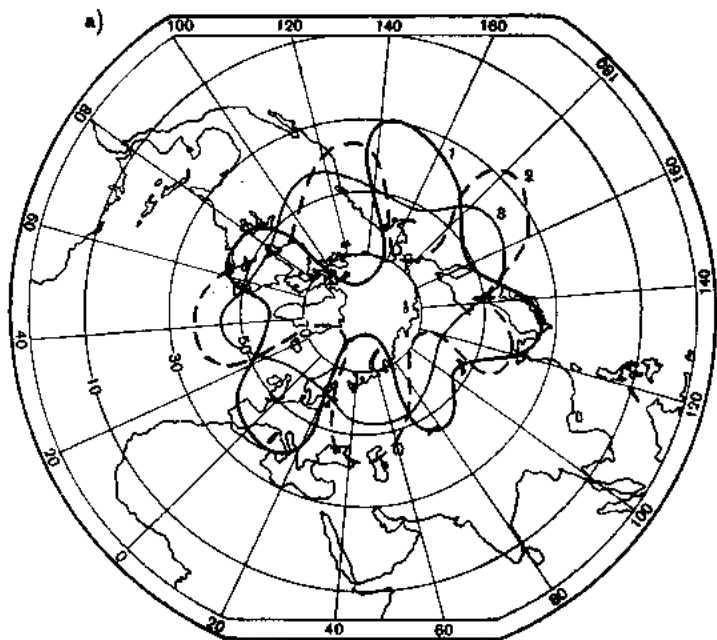


Рис. 21. Схема ПВФЗ при циркуляции типа Е, С и Ш по А. А. Гирсу (а) и изменения давления воздуха при преобразованиях циркуляции Е→С и С→Е по Г. Я. Вангенгейму (б).

1 — тип Е; 2 — тип С; 3 — тип Ш.

гектаром земной поверхности располагается дополнительная масса воздуха, равная $2 \cdot 10^3$ т.

Из сказанного о преобразованиях меридиональных типов циркуляции можно сделать вывод, что с этими преобразованиями связаны резкие изменения всего комплекса метеорологических элементов в больших районах.

На рис. 22 и 23 приведены разновидности меридиональных типов циркуляции, часть которых с индексами «а» характеризуется движением антициклонов с северо-запада по траекториям, близким к так

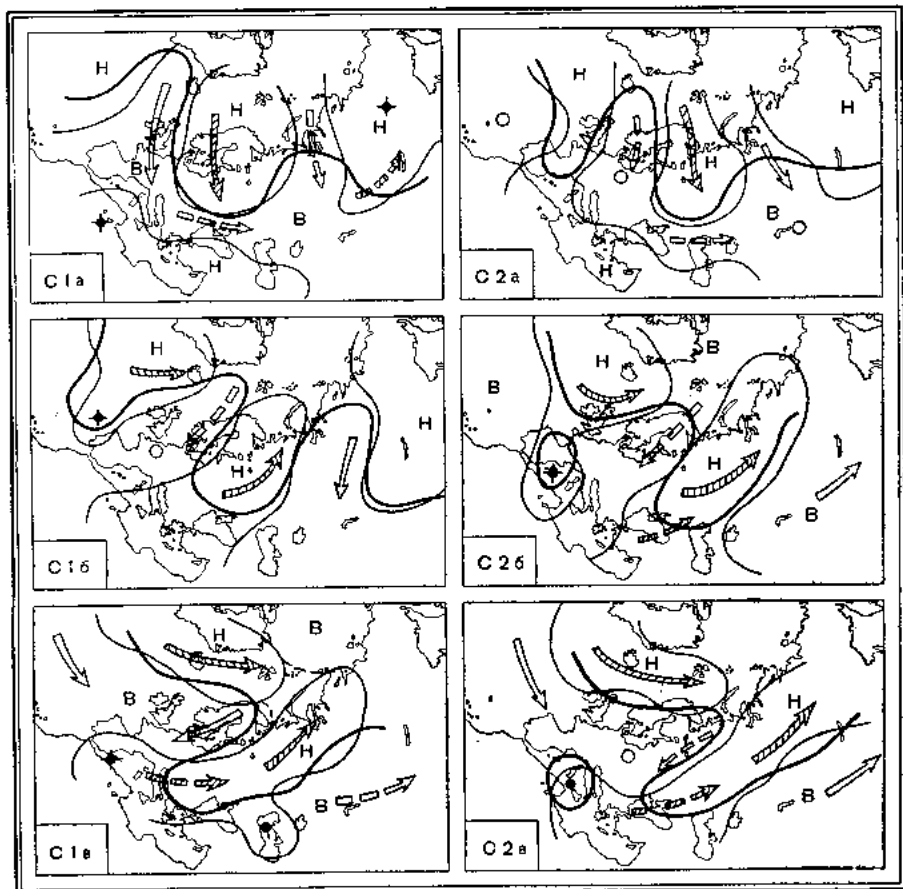


Рис. 22. Схемы циркуляции типа С.
Усл. обозн. см. рис. 20.

называемым нормальным осям Мультановского, а именно: С1а — по Исландской зимней оси или Исландской летней; С2а — по Норвежской зимней оси или Шведской летней; Е1а — по Нордкапской летней оси или Нордкапской зимней; Е2а — по Канинской летней оси.

При разновидностях с индексом «в» движение антициклонов происходит по ультраполярным осям: С1в — по Скандинавской зимней оси; С2в — по Венгерской зимней или Азовской зимней осям; Е1в — по Ново-земельской летней оси; Е2в — по Карской зимней оси или Карской летней.

Часть траекторий антициклонов, непосредственно касающихся территории Казахстана, уже приводилась на рис. 15.

Что касается движения циклонов при разновидностях меридиональной циркуляции, влияющих на погоду Казахстана, то они, как видно из рис. 22 и 23, могут осуществляться как с северо-запада и севера (ныряющие циклоны), так и с юго-запада.

Многолетняя повторяемость типов и разновидностей циркуляции. Для выяснения годового хода значений ряда метеорологических элементов

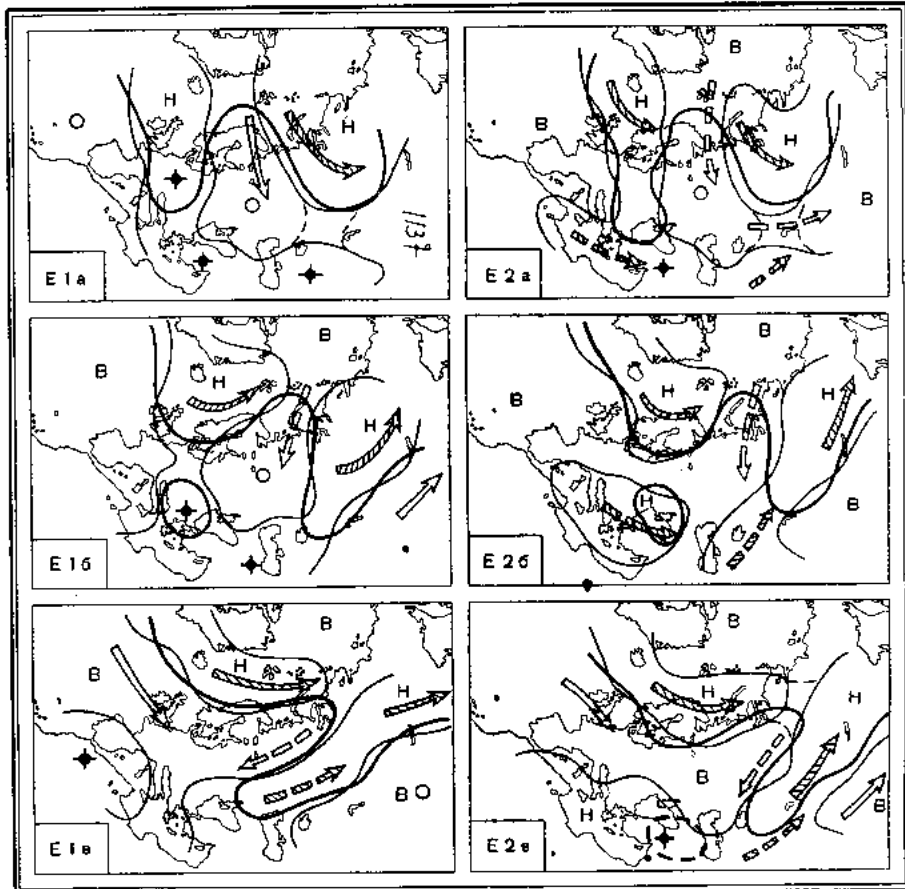


Рис. 23. Схемы циркуляции типа Е.

Усл. обозн. см. рис. 20.

целесообразно рассмотреть предварительно годовой ход повторяемости типов и разновидностей циркуляции. Это тем более необходимо, что атмосферная циркуляция представляет собой не только один из основных климатообразующих факторов, но и сама является одной из характеристик климата. Это положение нашло свое отражение даже в определениях понятия климата как режима земной атмосферы [116].

Из рис. 24 прежде всего видно, что годовой ход повторяемости трех основных типов циркуляции в общем выражен довольно слабо и число дней за месяц каждого из типов колеблется около десяти. Наибольшая в году повторяемость типа С отмечается в марте (14 дней). В этом же месяце тип Е имеет наименьшую за год повторяемость (6 дней). Однако подтипы циркуляции и их разновидности имеют более резко выраженный годовой ход. Так, например, подтип С1 циркуляции в летние месяцы имеет повторяемость, близкую к 10% общей повторяемости всех типов за эти месяцы, а подтип С2, наоборот, — к 30%.

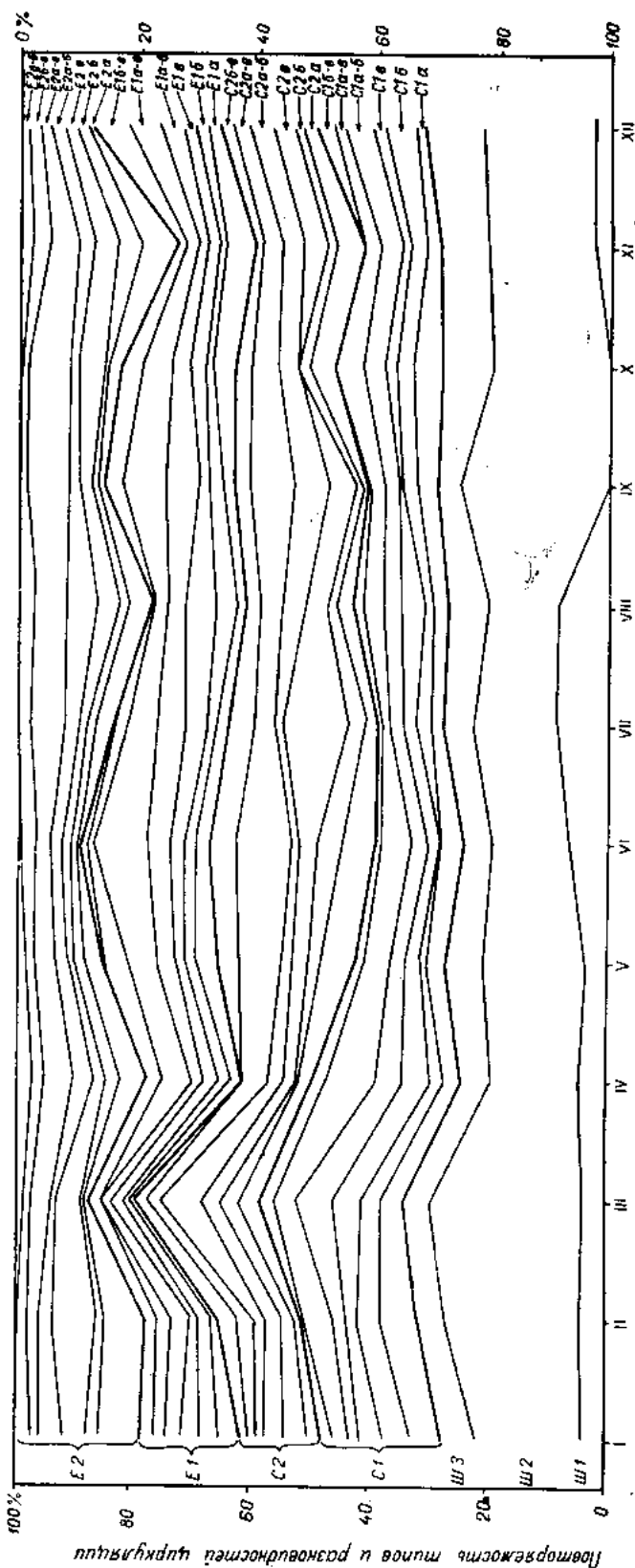


Рис. 24. Годовой ход повторяемости (0/10) разновидностей атмосферной циркуляции (1930—1954 гг.).

Повторяемость типов и разновидностей циркуляции

В мае — июле подтип циркуляции E2 повторяется чаще, чем подтип E1. Что касается разновидностей меридиональных форм циркуляции, то их повторяемость в течение года меняется еще больше.

Из разновидностей широтной циркуляции наиболее часто повторяется Ш2, особенно в переходные сезоны года, когда она составляет около 25% всех процессов. Разновидность Ш1 является преимущественно летним процессом, а разновидность Ш3, наоборот, зимним.

Повторяемость циклонов при разновидностях циркуляции. Циклоническая и антициклоническая деятельность на территории Казахстана представлена повторяемостью (в процентах) циклонов и антициклонов по определенным его районам.

Повторяемость циклонов, подсчитанная для всех 15 разновидностей циркуляции в отдельности за 1951—1956 гг., приведена на рис. 25—27. Ниже отмечены лишь наиболее крупные отличительные черты их. Зоны повышенной и пониженной повторяемости циклонов при трех разновидностях широтной циркуляции вытянуты в широтном направлении, причем от одной к другой разновидности (рис. 25) над Казахстаном вероятность циклонов существенно меняется. Так, например, разновидности Ш1 и Ш3 имеют здесь прямо противоположные значения вероятности циклонов.

При всех шести разновидностях меридиональной циркуляции типа С (рис. 26, 26а) вероятность циклонов над восточной частью Казахстана составляет менее 30%, тогда как над западной она при тех же положениях типа С доходит до 70—90%. При разновидностях меридиональной циркуляции типа Е (рис. 27, 27а) повторяемость циклонов над Казахстаном в общем обратна той, которая наблюдается при типе С. Тем не менее при разновидностях E1a и E2a (рис. 27) вероятность циклонов над центральными районами Казахстана несколько менее 10%.

Аномалии температуры воздуха и осадков при трех типах циркуляции. Температурный режим, присущий основным типам циркуляции, складывается в результате сочетания адвекции тех или иных воздушных масс с радиационными условиями. Этот режим, естественно, отражает также влияние конкретных условий подстилающей поверхности и орографии местности. В связи с этим температурный режим, типичный для той или иной формы циркуляции, испытывает определенные сезонные изменения в течение года. Однако в каждом сезоне сохраняются существенные различия как в знаке, так и в величине аномалии температуры воздуха по территории Казахстана в зависимости от проявления типов циркуляции, о чем можно судить по рис. 28 и 29. Наиболее существенные различия в распределении аномалии температуры воздуха в течение круглого года имеют место между двумя меридиональными типами циркуляции.

В результате больших различий в адвективно-динамических условиях трех типов циркуляции создаются также специфические для них распределения по Казахстану аномалии осадков (рис. 30, 31).

Следует оговорить, что приведенные типовые характеристики аномалии температуры и осадков составлены для групп случаев с однородной циркуляцией. В действительности же величины этих аномалий даже для месяцев с преобладанием одного лишь типа циркуляции могут заметно отличаться от приведенных выше схем. Дело в том, что в каждом месяце, кроме преобладающего типа циркуляции, обычно отмечаются типы циркуляции, по своим значениям противоположные преобладающему. В результате этого среднемесячные температуры и суммы осадков часто представляют собой в той или иной мере сложение противоположных по своему проявлению циркуляционных процессов. Поэтому, чем больше преобладание того или иного типа циркуляции относительно его нормы, тем более резко выражены типичные для него месячные аномалии

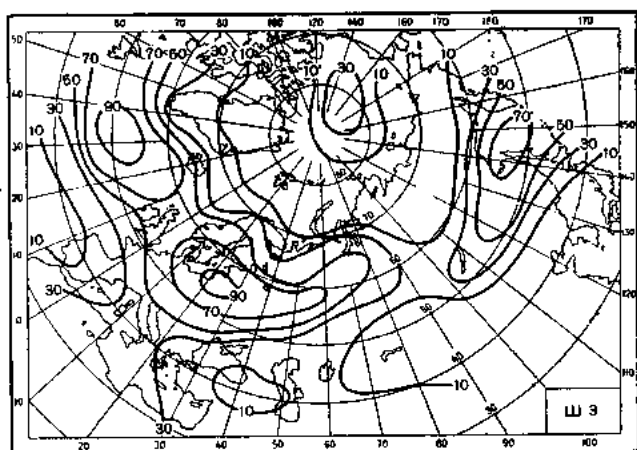
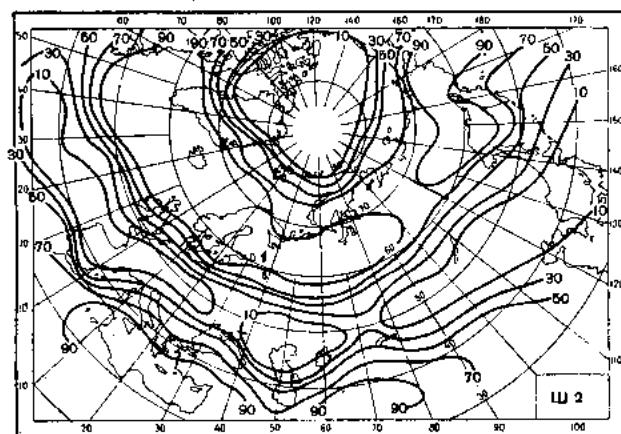
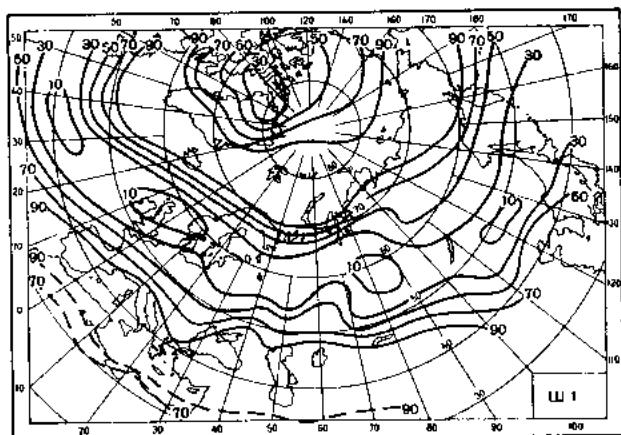


Рис. 25. Повторяемость циклонов при разновидностях зональной циркуляции (θ/θ_0).

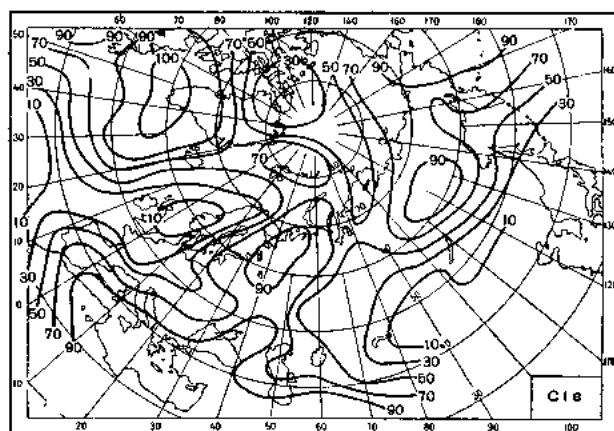
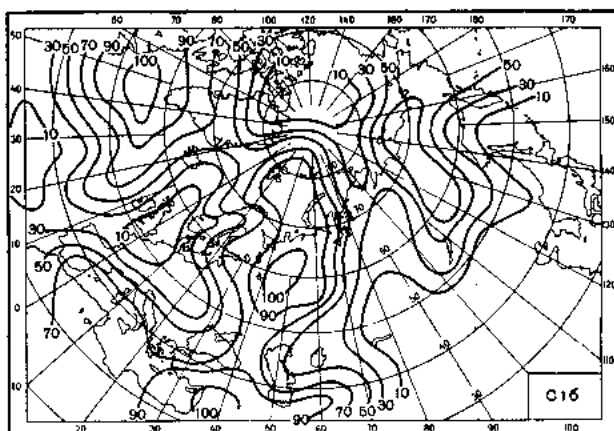
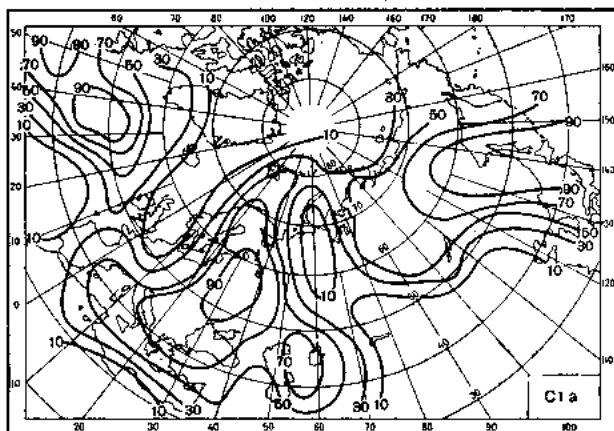


Рис. 26. Повторяемость ($\bar{0}_{11}$) циклонов при разнообразиях меридиональной циркуляции типа С1.

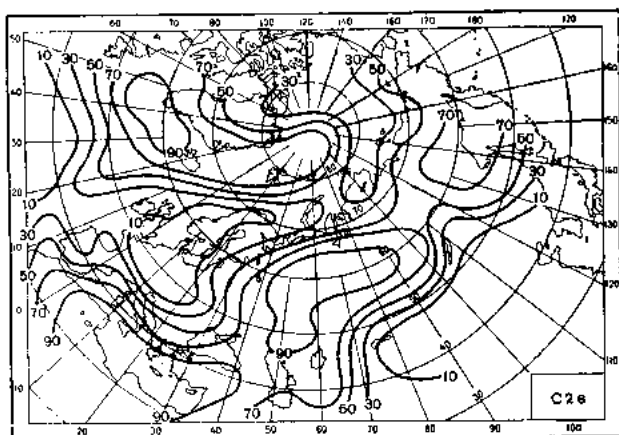
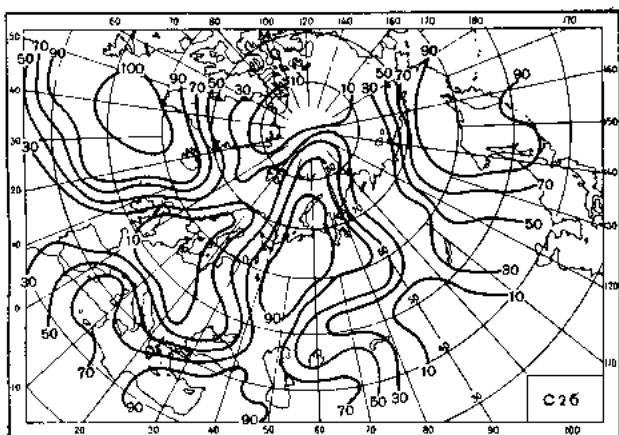
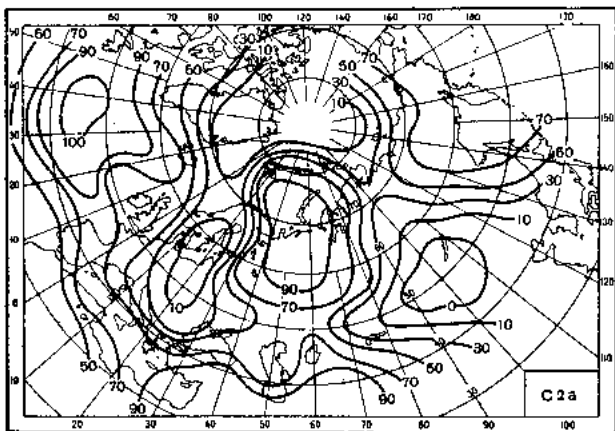


Рис. 26а. Повторяемость (θ/θ_0) циклонов при разновидностях меридиональной циркуляции типа С2.

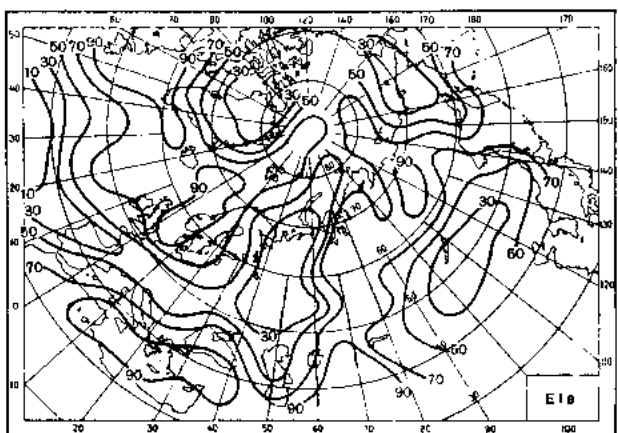
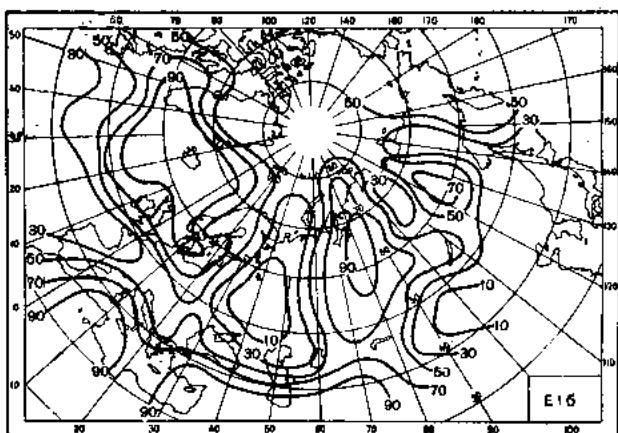
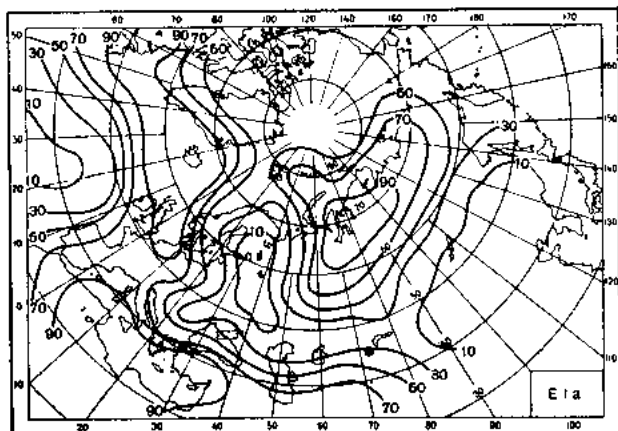


Рис. 27. Повторяемость (%) циклонов при различных типах меридиональной циркуляции типа E1.

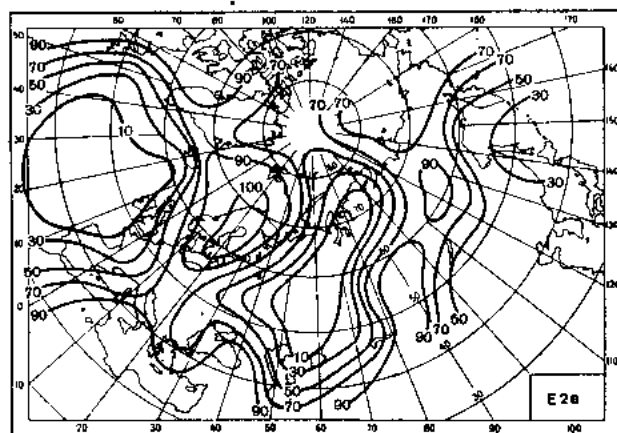
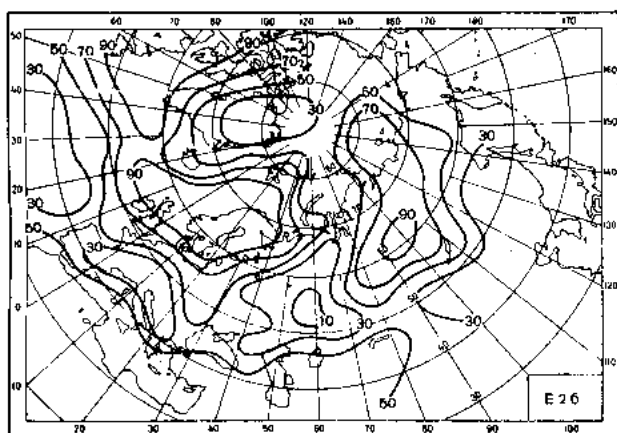
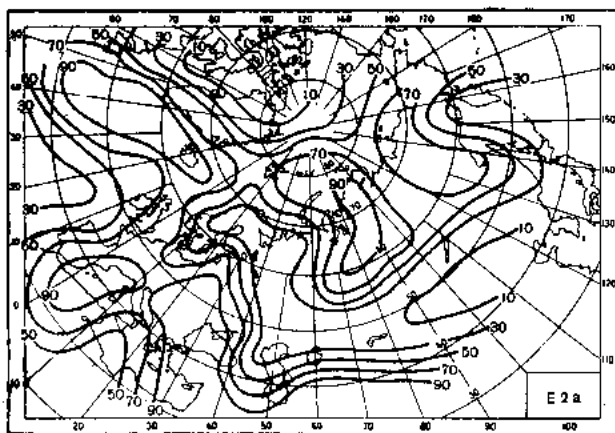


Рис. 27а. Повторяемость (%) циклонов при разновидностях меридиональной циркуляции типа Е2.

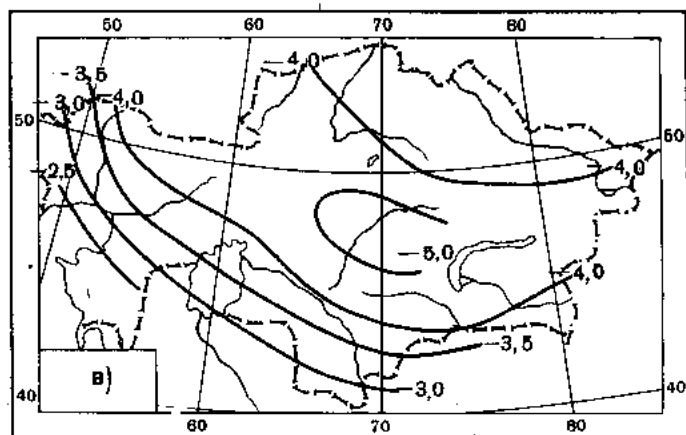
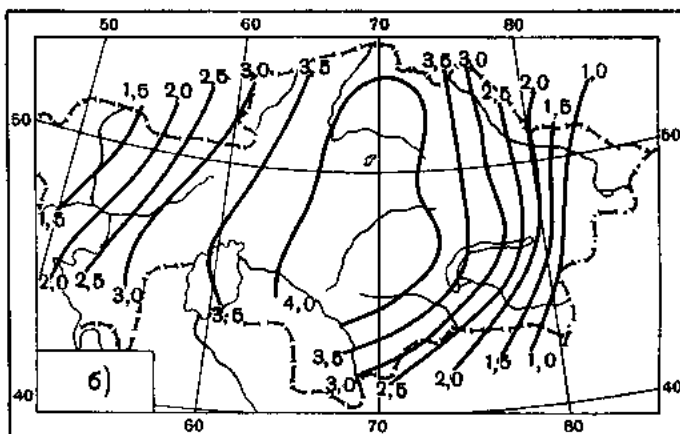
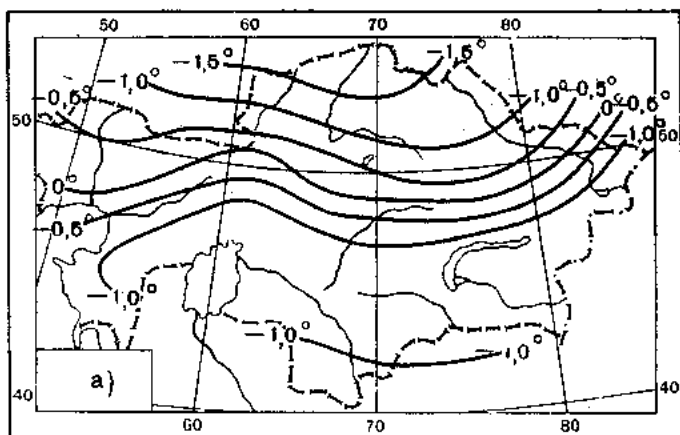


Рис. 28. Отклонение среднемесячной температуры воздуха от нормы зимой (XI-III) при Ш(а), С(б) и Е(в) типах циркуляции (град.).

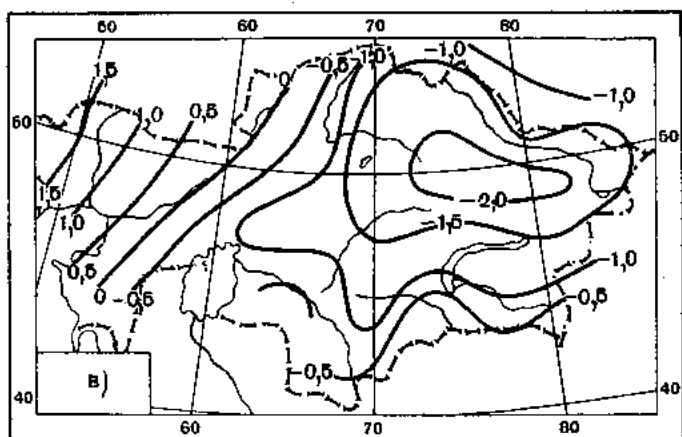
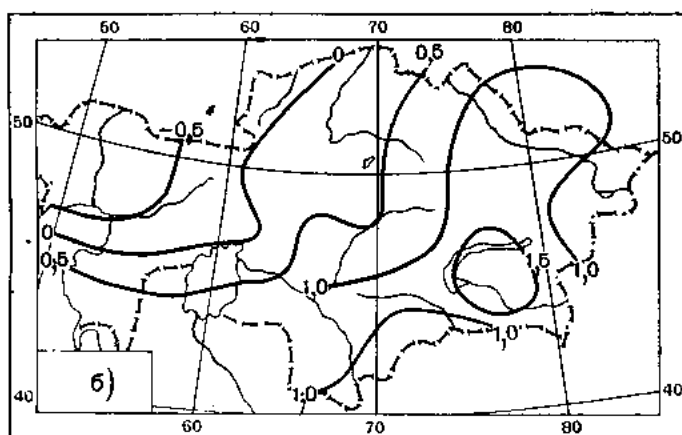
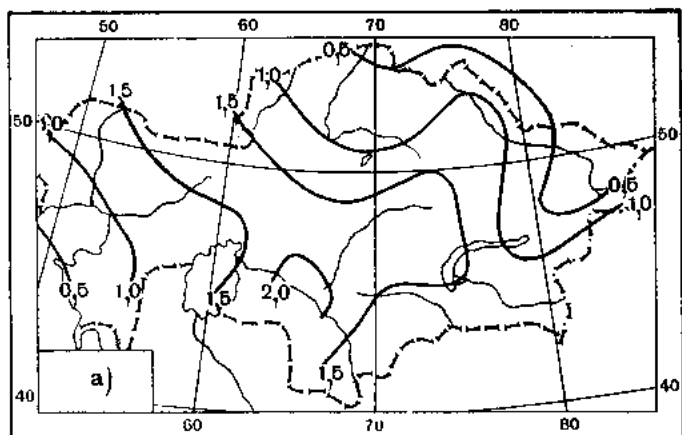


Рис. 29. Отклонение среднемесячной температуры воздуха от нормы летом (VI-VIII) при Ш(а), С(б) и Е(в) типах циркуляции (град.).

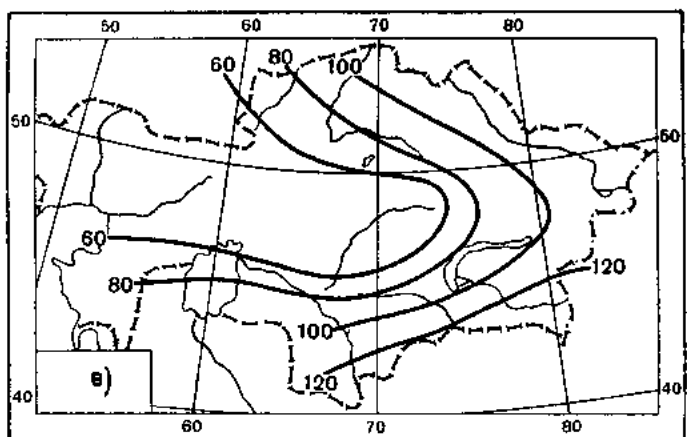
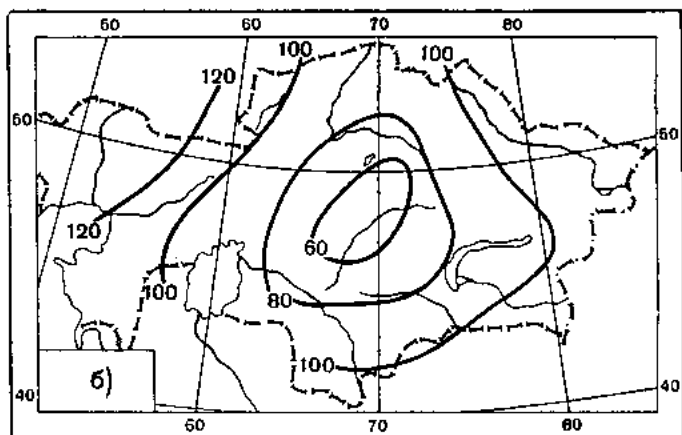
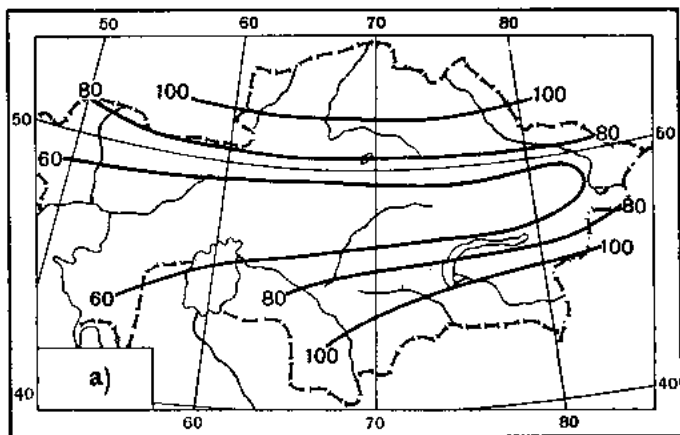


Рис. 30. Отклонение месячного количества осадков от нормы зимой (XI-III) при Ш(а), С(б) и Е(в) типах циркуляции (θ_0).

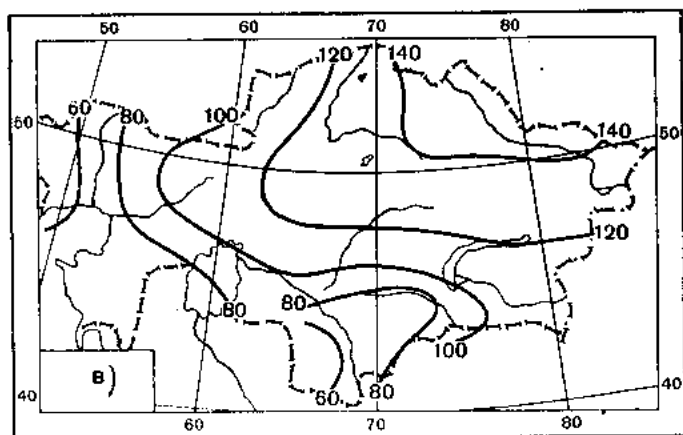
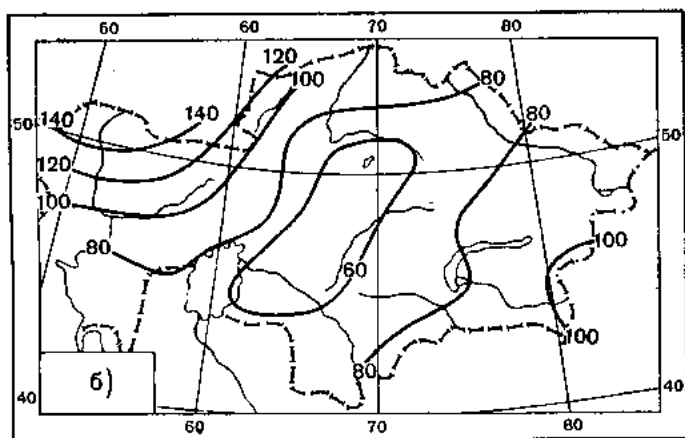
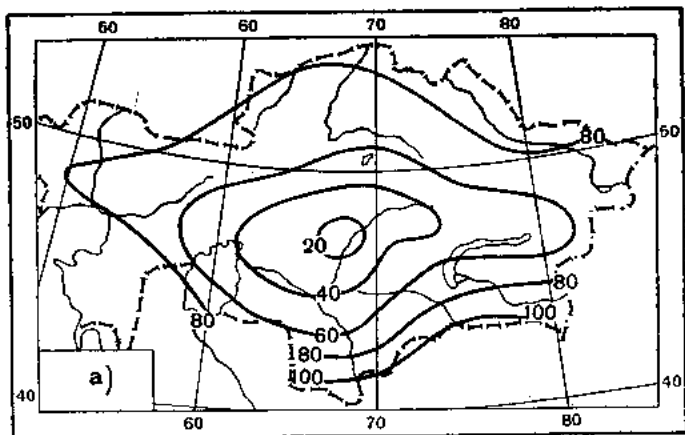


Рис. 31. Отклонение месячного количества осадков от нормы летом (VI-VIII) при Ш(а), С(б) и Е(в) типах циркуляции (θ'_0).

температуры воздуха и осадков. Кроме этого, следует учитывать, что при одном и том же преобладающем типе циркуляции степень аномалии метеорологических элементов зависит также и от разновидностей типов циркуляции, вследствие которых возникает это преобладание.

Выше отмечалось, что холодными процессами для Казахстана зимой являются процессы типа Е и разновидности Ш2, а теплыми — процессы типа С и разновидности Ш3. Это положение хорошо подтверждается данными табл. 9.

Таблица 9

Индексы циркуляции экстремально холодных и экстремально теплых месяцев холодного времени года

Экстремально холодные месяцы			Экстремально теплые месяцы		
год и месяц	величина аномалии температуры	число дней с циркуляцией Е и Ш2	год и месяц	величина аномалии температуры	число дней с циркуляцией С и Ш3
1930 XII	333 333	26	1930 III	554 354	17
1931 I	342 240	25	1932 I	454 333	12
1931 II	789 699	28	1935 II	666 434	15
1933 I	354 253	19	1935 X	332 432	14
1933 II	357 251	18	1938 II	324 343	15
1934 I	402 674	20	1938 IV	255 233	20
1934 IX	345 233	20	1939 II	434 343	14
1935 XI	446 556	28	1939 VI	432 442	15
1936 III	323 225	18	1939 XII	345 445	15
1938 XII	678 355	27	1940 IV	355 332	17
1939 X	432 420	22	1940 XII	345 346	18
1942 II	545 507	23	1943 V	353 432	16
1943 II	243 243	23	1944 I	742 542	16
1944 XII	536 689	26	1944 II	874 663	18
1945 II	788 488	22	1944 III	688 776	22
1946 XII	256 484		1946 I	332 222	18
1946 XII	256 484	22	1946 II	987 665	21
1949 III	354 632	22	1947 III	644 665	17
1951 II	798 788	27	1947 XI	465 453	16
1953 XI	556 634	17	1948 I	465 666	20
1954 II	994 432	28	1951 XII	478 367	18
1954 III	433 565	23	1953 II	443 685	19

Примечание. В шестизначном наборе цифр данной таблицы первая цифра обозначает величину аномалии среднемесячной температуры на северо-западе Казахстана, вторая — на севере, третья — на северо-востоке, четвертая — на юго-западе, пятая — на юге и шестая — на юго-востоке.

В левой части табл. 9 (экстремально холодные месяцы) аномалия температуры отрицательная, а в правой части (экстремально теплые месяцы) положительная.

Во все экстремально холодные месяцы число дней с процессами типа Е и процессами второй разновидности широтной циркуляции Ш2

равно 14 и более, в месяцы же, в которые отрицательная аномалия особенно велика, число дней с такими процессами превышает даже 20 в месяц.

В экстремально теплые месяцы число дней с теплыми процессами, за редким исключением, также равно или более 14. Следовательно, как знак, так и величина аномалии температуры находятся в достаточно тесной зависимости от аномалии циркуляции. Аналогичные связи существуют также между аномалиями циркуляции и месячными суммами осадков. Так, в аномально дождливые месяцы на большей части Казахстана (июль и август) число дней с процессами типа Е и процессами разновидностей Ш1 и Ш3 широтной циркуляции равно или более 17 (табл. 10).

Таблица 10

Индексы циркуляции экстремально влажных и сухих месяцев по Казахстану (июль — август)

Экстремально влажные		Экстремально сухие	
год и месяц	число дней с циркуляцией Е, Ш1 и Ш3	год и месяц	число дней с циркуляцией С и Ш2
1934 VII	25	1935 VIII	26
1936 VIII	20	1937 VIII	22
1936 VIII	20	1939 VIII	19
1938 VII	26	1942 VII	24
1941 VII	18	1943 VII	18
1941 VIII	17	1944 VII	25
1945 VII	17	1944 VIII	26
1946 VIII	26	1948 VII	31
		1948 VIII	20
		1951 VII	31
		1951 VIII	19
		1952 VIII	18

В аномально сухие месяцы, напротив, большую повторяемость имеют (≥ 18 дней) процессы типа С и вторая разновидность Ш2 широтной циркуляции. В отдельные месяцы общая повторяемость этих процессов доходит до 30—31 дня в месяц.

Не только аномалии температуры и осадков, но и аномалии ряда других метеорологических элементов — облачности, ветра, особых явлений, а также дат наступления многих сезонных явлений (устойчивого перехода среднесуточной температуры воздуха через различные градации, установления и схода снежного покрова) и числа дней с атмосферной засухой — находятся в тесной связи с аномалиями атмосферной циркуляции. Поэтому можно говорить о климатах типов циркуляции и климате циркуляционных эпох.

Эти связи, подробно изложенные в отдельных работах М. Х. Байдала [19, 20, 21, 22, 23, 24], являются прочным основанием для долгосрочного прогнозирования. Последнее стало возможным благодаря наличию разработанного им комплексного макроциркуляционного метода долгосрочных прогнозов [22], по которому с 1956 г. регулярно составляются прогнозы погоды и сезонных явлений по Казахстану.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ЗОНЫ

В Казахстане благодаря его громадной территории (2,7 млн. км²) четко проявляется зональность как отдельных элементов природы, так и физико-географических комплексов в целом.

Разнообразие геолого-геоморфологических, орографических, почвенно-растительных и климатических условий обуславливает многообразие ландшафтов при сохранении хорошо выраженных горизонтальных и вертикальных географических зон.

Внутри географических зон степень генетической общности климатических и почвенно-растительных условий больше, чем геолого-геоморфологических. Поэтому при физико-географическом районировании обычно геолого-тектонические и орографические границы, за редким исключением, не совпадают с границами распределения отдельных типов климата, растительности и почв.

В связи с этим выделяемые многими авторами [8, 9, 28, 29, 80, 115, 124] растительные, почвенные и климатические зоны Казахстана являются частными видами районирования, как правило, не совпадающими в деталях с ландшафтными подразделениями.

Кроме того, сложность рельефа, противоречивое взаимодействие и зональных и азональных факторов затрудняют любое и тем более климатическое районирование Казахстана.

В Казахстане резко выражена континентальность и засушливость климата. Основные климатообразующие факторы (радиация и циркуляция), действуя сопряженно, формируют хорошо выраженную широтную и вертикальную зональность отдельных метеорологических элементов и климатических комплексов. Поэтому даже при большом разнообразии рельефа и при сложной орографии влияние и значение азональных факторов уменьшается, а роль зональных — увеличивается.

Несмотря на значительно меньшие широтные размеры территории Казахстана по сравнению с долготными, в республике четко выражена климатическая широтно-горизонтальная и вертикальная зональность и слабо выражена долготная. Немалое значение при этом имеет и то обстоятельство, что в республике по мере удаления от основного поставщика влаги (Атлантики) наблюдается в общем возрастание высоты местности.

Приближенно Казахстан можно рассматривать как некоторое подобие пологого склона, влияние которого сказывается на распределении термического режима, увлажнения, облачности и т. п. Склоновый эффект как бы компенсирует увеличение удаленности Казахстана от Атлантики и приводит как к отсутствию ясно выраженного долготного разделения его климатов, так и к крайне своеобразному распределению на его территории степени континентальности.

В ряде климатических и географических работ [10, 28, 29, 89, 174 и др.] аномальность многих природных явлений объясняется увеличением континентальности климата в направлении с запада на восток. В действительности же наиболее континентальными (с позиций существующих критериев континентальности) являются центральные районы Казахстана. Это вполне естественно, поскольку именно эти районы в течение всего года подвергаются как интенсивным холодным северо-западным и северным арктическим вторжениям, так и южным теплым воздействиям. В то же время они отличаются наибольшим трансформационным воздействием подстилающей поверхности на поступающие сюда воздушные массы. В создание же определенной степени континен-

тальности, как справедливо отмечает Л. Г. Полозова [173], преобладающая роль принадлежит направлению и интенсивности переноса воздушных масс.

Континентальность климата отражается во всем комплексе метеорологических элементов. Однако обычно используется не весь комплекс, а лишь температурные характеристики.

Большинство существующих количественных критериев степени континентальности климата довольно ориентировочны, так как основываются на учете в основном только величины годовой амплитуды температуры воздуха. Совершенно ясно, что этого недостаточно, как хорошо

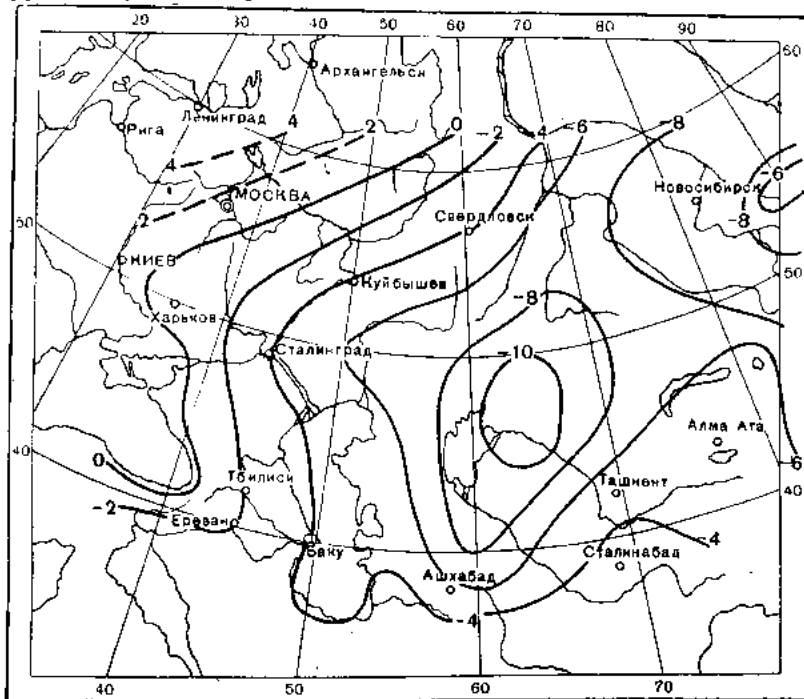


Рис. 32. Изаномалы. Январь (по Е. С. Рубинштейн).

видно из приводимого ниже примера: «Алма-Ата и Маре-Сале (полуостров Ямал) имеют почти одинаковую величину годовой амплитуды (30,7 и 30,5°), в то время как Алма-Ата отличается жарким летом и умеренной зимой, Маре-Сале, наоборот, холодным летом и суровой зимой» [173].

Видимо поэтому в большинстве случаев при характеристике климата той или иной области ограничиваются лишь качественным определением степени его континентальности, что, конечно, тоже недостаточно.

Критерий В. Горчинского [245] и преобразованный его вид, предложенный С. П. Хромовым [227], дают почти одинаковые величины степени континентальности для западной и восточной частей республики. В условиях Казахстана более близкую к действительности картину распределения континентальности отражают показатели континентальности Н. Н. Иванова [105] и Л. Г. Полозовой [173].

При разделении территории Казахстана на климатические зоны и области фактор континентальности учитывался не только с позиций его критериев [103, 173, 227, 245], но и путем использования дополнительных показателей, в частности суточных и сезонных амплитуд температуры воздуха и почвы, промерзаемости почвы, изаномал, распределения увлажнения, режима ветра и т. д. (рис. 32).

Проведенные разработки показали, что по совокупным характеристикам степень континентальности климата Казахстана, в общем изменяясь мало, несколько увеличивается с запада на восток и с севера на юг, достигая максимума в районе Туранской впадины.

Отмеченные выше (ч. I, гл. I) особенности устройства поверхности Казахстана сказываются не только в своеобразии распределения степени его континентальности, но и в проявлении основных климатообразующих факторов — радиации, циркуляции.

На важное климатообразующее значение солнечной радиации было обращено внимание еще А. И. Воейковым [58]. В советский период А. А. Григорьевым [81], а затем М. И. Будыко [46, 48] была показана роль радиационного баланса в формировании географической и климатической зональности. Так, индекс сухости, предложенный М. И. Будыко [47], довольно хорошо согласуется с распределением растительного и почвенного покрова, а также с режимом рек. Вместе с тем полноценное использование данных по распределению радиационного баланса в целях климатического районирования Казахстана в силу скудности актинометрических материалов не представляется возможным. Применение же данных, полученных на основе косвенных методов расчета радиационного баланса, при большой изменчивости и пестроте распределения альбедо, а также сложности орографии дает худшие результаты, чем использование материалов непосредственных метеорологических наблюдений.

В связи с этим при выделении климатических зон Казахстана наряду с использованием исходных материалов по радиационным характеристикам основное внимание обращалось на особенности сезонной атмосферной циркуляции и режим основных метеорологических элементов. Для уточнения же границ климатических зон использовались данные по соотношению тепла и влаги — двух ведущих характеристик климата, определяющих размещение растительного и почвенного покрова [139].

Поскольку в Казахстане лучше всего выражены в режиме циркуляции и радиации лишь зимний и летний сезоны, то для описания климатических зон использовались в основном характеристики этих сезонов года.

Следует отметить, что климатическое районирование только на основе годовых соотношений водного и теплового балансов [8, 14, 50, 101, 105] в условиях Казахстана не приемлемо, поскольку годовой режим осадков в его северных и южных районах резко различается между собой и не дает возможности равнозначно оценить особенности увлажнения этих районов. Так, при засушливом климате в Казахстане особо важное значение имеют летние осадки и снежный покров. Механическое же использование годовых осадков, испарения и тепловых характеристик не отражает фактическую обеспеченность влагой растений и режим влажности почвы, поскольку осадки различных сезонов усваиваются ими в различных типах климата неодинаково. Это обстоятельство не позволяет выделять характерные, объективно существующие виды климатических областей и зон. В силу этого особое внимание обращалось на соотношение тепла и влаги в наиболее биологически активный летний сезон [139].

Как отмечается в ряде глав данного климатического описания (ч. ч. I и II), климат Казахстана, расположенного почти в центре обширного материка Евразии, характеризуется значительным своеобразием, отличающим его как от климатов смежных с ним территорий, так и от климатов стран, расположенных примерно на одних и тех же широтах.

Вместе с тем отдельные черты климата Казахстана встречаются в весьма отдаленных частях земного шара. Так, по продолжительности

солнечного сияния южные районы Казахстана близки к Египту и Калифорнии. По годовой испаряемости они соответствуют центральным районам южной и северной Америки, а по испаряемости и сухости лета оказываются подобными внутренним частям Ирана, Аравии, Египта, Судана и западным областям Китая. Летние температуры юга пустыни не ниже, чем в Месопотамии. В отдельные летние дни температура воздуха на юге Казахстана может быть выше, чем максимальная на экваторе.

В то же время по климатическому режиму отдельные части территории Казахстана близки к сопредельным районам СССР. Так, северная лесостепная и частично степная часть имеют много общего с южной частью Западно-Сибирской низменности, а южные пустыни с Средней Азией. Поэтому при климатическом районировании СССР северную часть Казахстана обычно включают в юго-западную климатическую область Сибири, а крайний юг его в северную климатическую область Средней Азии.

Сравнение отдельных районов республики с районами тех же широт Русской равнины показывает, что климат Казахстана отличается более суровой и длительной зимой, коротким и жарким летом, преобладанием числа ясных дней, большей сухостью и изменчивостью температуры и т. д.

Для оценки влияния удаленности от океанов в табл. 11 приведены некоторые метеорологические показатели по нескольким пунктам Европейской территории СССР и Казахстана, близким между собой по широте (станции представлены попарно).

Таблица 11

Средние характеристики температуры, осадков и испаряемости

Станция	Широта	Долгота	Высота (м)	Температура воздуха (град.)				Осадки (мм)			Испаряемость (мм)		
				годовая	самого теплого месяца	самого холодного месяца	средняя из абсолютных минимумов	год	теплый период	холодный период	год	теплого периода	VI—VIII
Киев	50°27'	30°30'	183	7,0	19,3	-5,9	-24	622	415	207	660	594	319
Семипалатинск	50 24	80 13	207	3,1	22,1	-16,2	-40	275	176	99	804	774	480
Минск	53 54	27 33	225	5,3	17,6	-6,6	-26	650	452	198	451	399	219
Акмолинск . . .	51 10	71 27	350	1,4	20,4	-17,7	-38	311	216	95	632	611	393
Кишинев	47 02	28 50	113	9,2	21,2	-3,6	-20	478	325	153	754	651	376
Казахлинск . . .	45 46	62 07	63	8,0	26,1	-11,7	-30	118	61	57	1250	1134	721

Следует отметить, что своеобразии климатических условий Казахстана проявляется не только в годовом режиме отдельных метеорологических элементов, но и в погодных особенностях сезонов года. Соответствующие характеристики также были учтены в процессе климатического районирования Казахстана.

На фоне крайне недостаточных годовых количеств осадков по Казахстану — в среднем от 350 на севере до 100 мм на юге в зоне пустынь, годовая величина испаряемости соответственно изменяется от 550 до 1750 мм (рис. 33). Таким образом, для всей равнинной части Казахстана характерен недостаток влаги, особенно резко выраженный в его южной

половине, где вследствие этого и имеют место полупустынные и пустынные типы климатов. Характерно, что, за исключением горных районов, в целом по Казахстану величина испаряемости только за три летних месяца (с июня по август) значительно превышает годовые осадки. Если в северных районах это превышение незначительно, то в южных пустынных испаряемость за летние месяцы почти в 10 раз больше годовых сумм осадков.

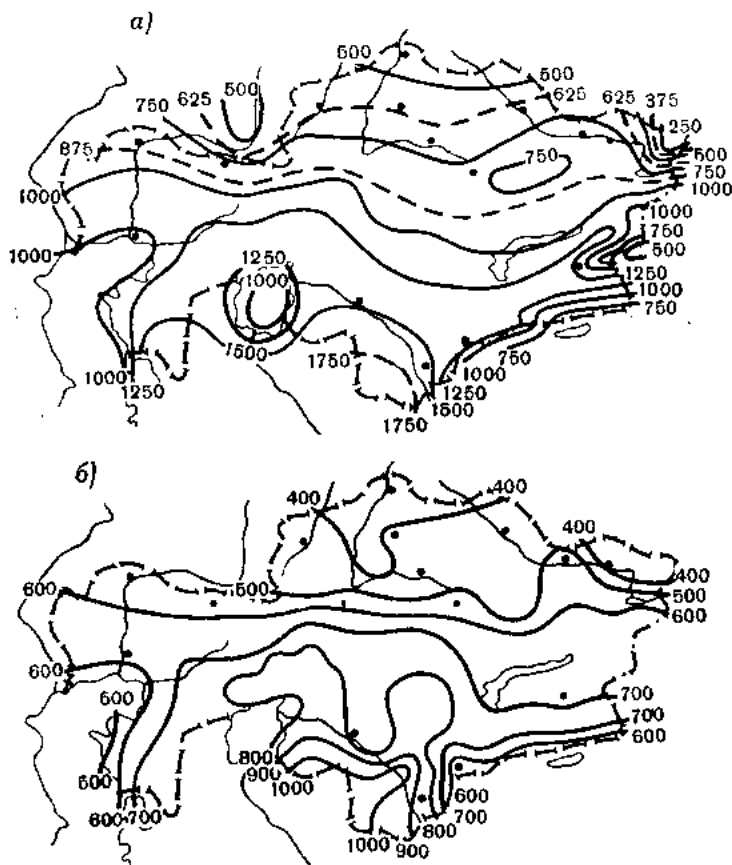


Рис. 33. Средние значения испаряемости (по Н. Н. Иванову, 1957).
 а — годовая испаряемость (мм), б — испаряемость за период июнь—август (мм).

Режим осадков в различных частях Казахстана отличается большим разнообразием. Если в северной части республики при сравнительно больших годовых величинах осадков хорошо выражен летний их максимум, то в центральных районах при меньших годовых суммах последние распределяются в течение года более равномерно, а в южных районах отмечается уже летний минимум осадков.

Некоторое перераспределение осадков внутри года наблюдается и при движении с запада на восток, что связано с влиянием на этот счет склонового эффекта и отдельных возвышенностей.

Хорошо выраженная широтная зональность в Казахстане характерна не только для увлажненности, термического режима и других климатических показателей, но и для продолжительности летнего и зимнего сезонов¹ года (рис. 34). Наиболее длительная зима (6 месяцев)

¹ За основные признаки начала и конца климатических сезонов года условно приняты устойчивые переходы средней суточной температуры воздуха через 0 и 15°.

и самое короткое лето (3 месяца) наблюдаются на севере Казахстана. Наоборот, короткая зима (менее 60 дней) и продолжительное лето (около 6 месяцев) имеют место на крайнем его юге. В центральной полосе республики зимний и летний сезоны по продолжительности близки между собой.

Весна и осень повсеместно отличаются сравнительно небольшой продолжительностью и характеризуются быстрым подъемом температуры

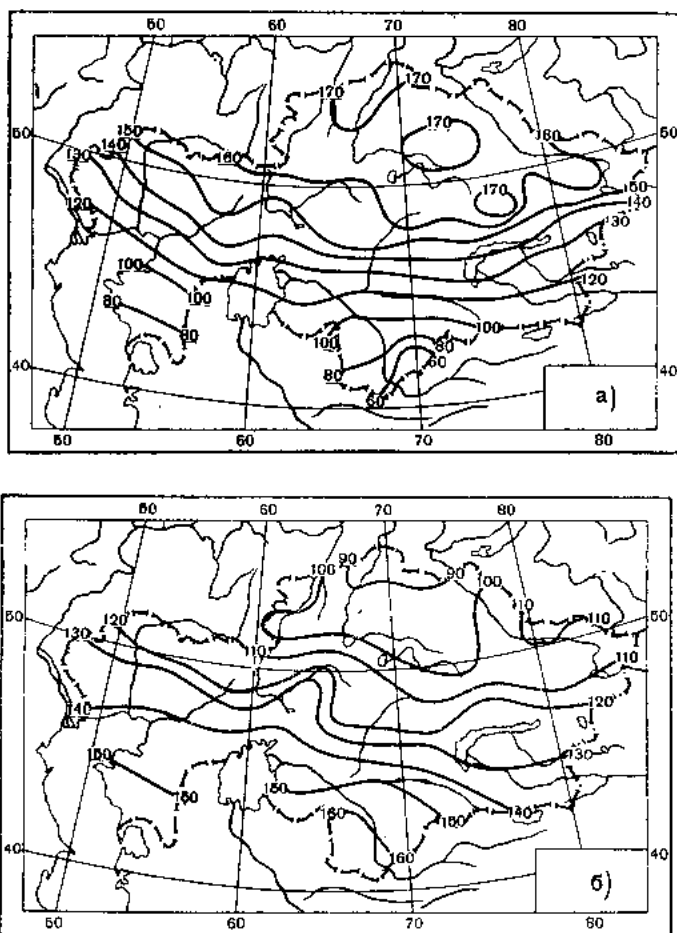


Рис. 34. Продолжительность сезонов года (дни).

а — зима (период с устойчивой средней суточной температурой воздуха ниже 0°), б — лето (период с устойчивой средней суточной температурой воздуха выше 15°).

весной и менее интенсивным спадом осенью. Весенний период на всей территории Казахстана длится менее 50 дней, за исключением юга и предгорий юго-востока, где он несколько больше (до 2 месяцев). В районах же северного Приаралья, Тургайских ворот и центральной части Западного Казахстана весна продолжается менее 40 дней. На большей части республики (без предгорий) длительность осени составляет около 2 месяцев, а в центральной части Казахстана и в Прииртыше менее 50 дней.

Наименьшей длительностью весеннего и осеннего сезонов отличается наиболее континентальный район Казахстана — центральная часть Туранской впадины, где в переходные сезоны наблюдается преоблада-

ние антициклонального режима погоды (ч. II, гл. III). При большем числе ясных дней здесь весной наблюдается быстрое просыхание почвы, в связи с чем происходит интенсивное радиационное прогревание почвы и воздуха, что и приводит к возникновению короткого переходного сезона. Осенью в этих районах также имеет место преобладание ясной погоды и, как следствие этого, интенсивное излучение и выхолаживание.

В более северных и южных районах в переходные сезоны наблюдается по сравнению с центром более интенсивная циклоническая деятельность и более частое прохождение атмосферных фронтов, что и приводит к некоторому ослаблению влияния радиационных факторов и увеличению длительности переходных сезонов.

В различных частях Казахстана с изменением продолжительности сезонов меняется и их характер, в частности обеспеченность их теплом и влагой, что определяется в основном особенностями циркуляции. А также радиационными и местными условиями. Следует отметить, что ведущие факторы, определяющие характер сезонов, как справедливо указывают А. Н. Лебедев и Г. П. Писарева (1956), не остаются постоянными в течение года, а могут в различные сезоны заменяться другими или взаимозаменяться.

В зимний период над большей частью Казахстана основными сезонными процессами являются процессы трансформационного выхолаживания поступающих сюда масс сибирского и арктического воздуха и антициклогенез (нередко местный), усиливаемый орографией. Антициклональные поля чаще всего располагаются в центральной полосе республики с центром над Алтаем, обуславливая преобладание в этих районах морозной, сравнительно сухой погоды, а на южной, западной и северной перифериях антициклонального поля — ветреной и неустойчивой погоды.

Ветрораздельный затропический максимум или большая ось Воейкова является естественной границей между различными климатическими областями, которую многие авторы [8, 10, 29, 201] и выделяют. Однако граница эта, как показал еще П. И. Броунов [41], выражена не резко, а в отдельные годы совершенно не прослеживается, так как до 70% зимнего времени почти вся территория Казахстана занята какой-либо однородной воздушной массой.

Кроме этого, по условиям холодного полугодия дополнительным фактором к разделению Казахстана всего лишь на две макроклиматические области или зоны является различный характер залегания на его территории снежного покрова — устойчивого в северной части республики и преимущественно неустойчивого в южной. Но такое разделение будет относительно верно только с учетом характеристик холодного сезона. Если же принять во внимание особенности всех сезонов года, в частности типичные для них соотношения тепла и влаги, то климатических зон должно быть значительно больше.

В летний период ведущими в формировании характера сезона являются радиационные факторы, значение же циркуляционных благодаря интенсивному теплообмену подстилающей поверхности с атмосферой несколько уменьшается. Это хорошо прослеживается на примере распределения по Казахстану продолжительности вегетационных периодов > 5 и $> 10^\circ$ (ч. II, гл. X) и сухих¹ периодов (рис. 35). Продолжительность как тех, так и других периодов, увеличиваясь с севера на юг, распределяется в основном широтно, если исключить влияние орографии и крупных водоемов.

¹ К сухим периодам отнесены периоды бездождя длительностью в естественно-синоптический период и больше.

Повторяемость антициклонических полей летом по сравнению с зимой, хотя и резко уменьшается (с 70 до 30% в западной части и до 50—60% в восточной), все еще велика. В остальное время наблюдаются циклонические возмущения, в тылу которых периодически происходят холодные, чаще всего северо-западные и северные вторжения и размытые барические поля.

Несмотря на большую повторяемость летней циклонической деятельности и редкие смены одного барического поля другим, резких изменений в характере погоды почти не наблюдается. Это связано с малыми термическими контрастами различных воздушных масс и высоким уровнем конденсации, равномерно повышающимся с севера на юг.

В теплое время года на месте затропического максимума, который хорошо прослеживается на поверхности земли в холодную половину

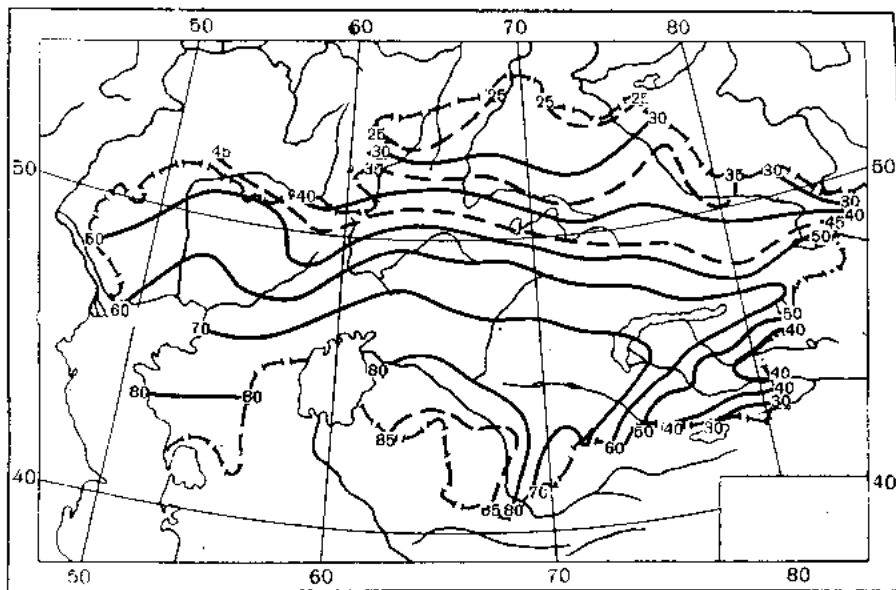


Рис. 35. Продолжительность сухих периодов за лето (дни).

года, а на некоторой высоте, как впервые показал А. А. Каминский [112], круглый год, располагается полоса наибольшей повторяемости атмосферных засух.

Распределение типов погоды и повторяемости засушливых погод в теплый период по различным широтам Казахстана довольно подробно рассматривается Л. А. Чубуковым (ч. I, гл. V).

В переходные сезоны между основными сезонобразующими факторами (циркуляцией и радиацией) устанавливается подвижное равновесие. В начале весны преобладают циркуляционные факторы, в конце — радиационные. Осенью же имеет место прямо противоположное соотношение.

В зависимости от особенностей и интенсивности циркуляции того или иного года получается усиление или ослабление влияния циркуляционных факторов и, как следствие этого, — различный характер весны или осени (теплая или холодная, сухая или влажная, дружная или затяжная и т. д.).

Резкий весенний подъем температуры воздуха и большая изменчивость термического режима тесно связаны с быстрым приростом радиационного баланса, который в свою очередь связан с изменением альбедо

(сход снежного покрова). Динамика изменения альбедо и схода снежного покрова обуславливается чередованием и характером теплых и холодных вторжений (неодинаковым в разные годы), повторяемостью основных типов циркуляции.

В осенний период, несмотря на наличие некоторой энергии процессов летнего типа, быстро начинают проявляться основные черты холодного полугодия — увеличиваются температурные контрасты между севером и югом республики и разными воздушными массами, учащается повторяемость атмосферных фронтов и холодных вторжений, увеличивается длительность и устойчивость антициклонального режима, растет межсуточная изменчивость температуры и значительно уменьшаются средние суточные амплитуды температуры воздуха.

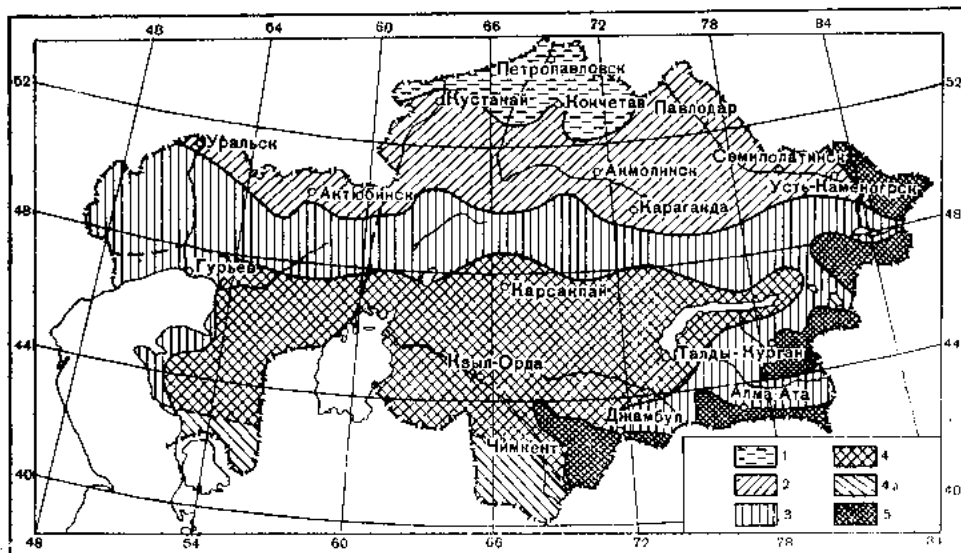


Рис. 36. Климатические зоны Казахстана.

1 — лесостепная, 2 — степная, 3 — полупустынная, 4 — пустынная, 4а — ползона южных пустынь Казахстана, 5 — предгорные и горные районы.

Таким образом, каждый сезон, отличаясь продолжительностью и характером, вносит особый вклад в климатические условия года, что находит отражение в климатической зональности.

Анализ радиационных и циркуляционных условий, годовых соотношений балансов тепла и влаги, сопоставление распределения соотношения осадков и испаряемости за год и летний период, просмотр комплексных характеристик холодного и теплого полугодий и отдельных климатических элементов показывает, что в условиях обширной территории Казахстана, исключая его горные районы, можно выделить четыре климатические зоны, в основном соответствующих главным ландшафтным зонам (рис. 36): лесостепную, степную, полупустынную, пустынную.

Границы зон выделялись с учетом нескольких показателей. Ведущими признаками являлись в данном случае соотношения балансов тепла и влаги. Выявленные таким образом границы зон в последующем уточнялись с помощью всего комплекса климатических характеристик. Окончательное установление климатических зон проводилось лишь в случае подтверждения их всем комплексом характеристик. Кроме того, при картировании климатических зон большое внимание уделялось распределению соотношений испаряемости и осадков за летний сезон. Учитывался также и характер распределения почвенно-растительного

покрова. Следует отметить, что изолинии границ зон являются лишь некоторым отражением переходных климатических условий от одной зоны к другой. С этой точки зрения их нельзя понимать в буквальном смысле слова.

При выделении природных областей и зон неизбежно взаимное проникновение компонентов одной зоны в другую. Границы зон в таком случае отделяют лишь преобладающее положение элементов одной зоны от другой.

Лесостепная климатическая зона. Данная зона занимает сравнительно небольшую часть территории севера Казахстана. Особенностью ее является разбросанность по степному фону отдельных пятен древесных рощ и березово-осиновых колок. Лесостепная зона с давних времен подвергается активному воздействию человека и поэтому древесная растительность здесь сильно разрежена, а местами уничтожена. В самой южной части, в ряде районов Кокчетавского мелкосопочника, сохранились еще небольшие реликтовые хвойные массивы.

Южная граница зоны определяется в основном тепло- и влагообеспеченностью теплого периода года и определенным соотношением осадков и испаряемости за летний период.

Хотя зона и относится к наиболее обеспеченным влагой равнинным районам республики, здесь испаряемость значительно превышает атмосферные осадки (за летний период в 2—3 раза).

Среднее годовое количество осадков в пределах зоны изменяется от 242 до 315 мм, причем 80% годового суммы выпадает за теплый период.

Климатические особенности зоны и условия тепло- и влагообеспеченности того или иного года в значительной степени определяются характером и интенсивностью атмосферной циркуляции этих лет. Обычно в холодный период лесостепная зона, как и более южная степная, находится на северной периферии затропического (азиатского) максимума, что обуславливает преобладание здесь антициклонального режима погоды, низкие зимние температуры (средняя январская в пределах -19°) с возможными понижениями в отдельные дни до -46 , -50° , малое количество зимних осадков и маломощный, неравномерно залегающий снежный покров. Нередко обе зоны подвергаются интенсивным арктическим вторжениям, обуславливающим поздние весенние (до 25/V, а в отдельные годы даже и в июне) и ранние осенние (10—15/IX) заморозки.

В то же время редкое прохождение западных и ныряющих циклонов, а также выход южных циклонов вызывают даже зимой повышение температуры до 0° , а иногда до 5° . Прохождение циклонов обуславливает не только кратковременное потепление, но и усиление ветра, сопровождается метелями и снегопадами.

В теплое полугодие в связи с усилением циклонической деятельности резко увеличивается количество осадков, при этом некоторое количество их при холодных вторжениях выпадает на холодных фронтах. В теплый период нередко имеет место неустойчивая погода, хотя в среднем наблюдается сравнительно высокая температура воздуха (среднеиюльская $19-21^{\circ}$). Абсолютный максимум температуры воздуха высок и достигает иногда $40-41^{\circ}$. Тепловые ресурсы зоны меньше субтропических более чем в 2 раза. Сумма среднесуточных температур воздуха выше 10° составляет 2100° и меньше. Продолжительность вегетационного периода ($> 5^{\circ}$) изменяется в пределах зоны от 160 до 170 дней.

В теплое время года в лесостепной и степной зонах нередко наблюдаются вспышки атмосферных и почвенных засух. Это связано с довольно частыми вторжениями сухих масс воздуха арктического

и сибирского происхождения и последующим интенсивным прогреванием и относительным иссушением их в условиях устойчивой антициклональной погоды. При неблагоприятных условиях предшествующей зимы и малых весенних запасах влаги в почве в этих случаях возможны явления жесткой засухи. Так, за период с апреля по октябрь включительно среднее число дней с атмосферной засухой здесь составляет 37, а максимальное число их в отдельные годы достигает 110—113 дней за теплый период.

В лесостепной зоне хорошо выражены все сезоны года. Наиболее длительным сезоном является зима, которая начинается в конце октября и продолжается до начала апреля. При преобладании зимой антициклонального режима погоды нередко наблюдается проявление циклоничности, сопровождающейся метелями, снегопадами, сильными ветрами и

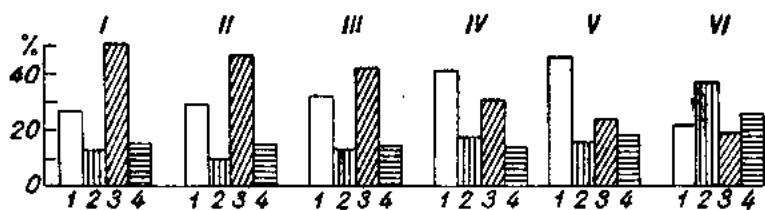


Рис. 37. Количество сезонных осадков (% от годовых сумм), осредненное по типичным станциям климатических зон Казахстана.
 1 — зима (период с устойчивой средней суточной температурой ниже 0°), 2 — весна (период с устойчивой средней суточной температурой в пределах 0—15°), 3 — лето (период с устойчивой средней суточной температурой выше 15°), 4 — осень (период с устойчивой средней суточной температурой в пределах 0—15°).

значительной изменчивостью температуры. Наиболее сильные ветры чаще всего имеют место в марте в связи со вторым зимним максимумом циклонической деятельности.

Значительная часть снега выпадает в начале зимы, но максимум высоты снежного покрова и запаса воды в нем формируется, как правило, в конце зимы (март).

Важной особенностью зоны является крайне неравномерное залегание снежного покрова, скопление снега в понижениях, колках и у возвышенностей, а также нередко почти полное сдувание снега с полей. Довольно часто в связи с этим снежный покров перемешивается с землей, что приводит к более усиленному таянию его в весенний период. В отдельные годы снежный покров покрывается слоем почвы, что замедляет процесс таяния снега весной. Таким образом, явление ветровой эрозии почв наблюдается не только в теплое время года, но и в зимнее. Несмотря на большую продолжительность, зимой выпадает всего лишь 22% годовой суммы осадков (рис. 37).

Самым коротким сезоном здесь является весна со средней продолжительностью около 1,5 месяца, которая отличается наибольшим в году нарастанием температуры воздуха (ч. II, гл. X) и значительным количеством осадков (13% годовой суммы осадков). В отдельные годы возможны с одинаковой вероятностью как ранние, так и поздние весны. со сдвигом относительно средней даты (середина апреля) на 3—5 недель. Характерным для весны следует считать частое чередование резких повышений температуры воздуха с понижениями и большая вероятность поздневесенних заморозков, сопровождающихся иногда выпадением снега, а в редких случаях даже образованием снежного покрова.

Лето в этой зоне продолжается около 3 месяцев. Особенностью его является большое количество осадков (до 50% годовой суммы), сравнительно высокие температуры воздуха и значительные ее колебания.

В среднем число дней со средней суточной температурой 25° составляет от 6 до 8. В отдельные дни возможны повышения температуры воздуха до 40° и понижения до -4° (в июле даже до 0°).

Осень здесь отличается более медленным по сравнению с весенним ростом понижением температуры воздуха. В связи с этим она более продолжительна (около двух месяцев), чем весна. Наступает осень обычно в конце августа, но в отдельные годы возможны, как и весной, значительные отклонения от средних дат ее начала. Для короткой осени характерно значительное увлажнение, достигающее иногда 15% годовой суммы осадков. В отдельные годы могут наблюдаться значительные колебания степени увлажнения осени — от 1 до 50% сезонной нормы осадков (46 мм).

В связи с сезонной перестройкой термобарических условий и усилением интенсивности циркуляции для осени и особенно весны характерно усиление ветра и значительное увеличение повторяемости сильных ветров, нередко вызывающих ветровую эрозию почв, особенно интенсивную в сухие годы (ч. II, гл. IX).

Степная климатическая зона. Для зоны характерны злаковые и злаково-разнотравные степи с разновидностями от ковыльных до полынных. Морфологически зона представлена то ровными пространствами, то пространствами, прерываемыми одинокими возвышенностями, переходящими в беспорядочно раскинувшийся мелкосопочник.

По сравнению с лесостепной степная зона имеет более сухой климат и отличается еще большим превышением отношения испаряемости к осадкам за летний период — от 3 раз на севере до 7 на юге. Южная граница степной зоны, выделенная в основном по соотношению тепла и влаги, близка к изолинии продолжительности солнечного сияния 2500 часов/год. Граница ее с понижением местности поднимается к северу, а местами под влиянием возвышенностей опускается к югу.

Для зоны характерен положительный радиационный баланс, изменяющийся в пределах от 22 до 26 ккал/см² год.

Годовое количество осадков здесь еще сравнительно велико и в пределах зоны изменяется в широком диапазоне — от 200 до 300 мм. Максимум осадков приходится также на теплое полугодие, когда выпадает от 70 до 80% годовой суммы. Средние годовые температуры положительны ($1-4^{\circ}$), причем они выше, чем в лесостепной зоне. Годовые амплитуды также значительны и колеблются в пределах $37-43^{\circ}$.

По циркуляционным условиям степная зона близка к лесостепной с тем лишь отличием, что при значительной долготной ее протяженности здесь проявляются некоторые различия между западной и восточной ее частями.

Более значительная континентальность зоны наблюдается в центральной части, где имеют место значительные годовые и суточные амплитуды температуры воздуха и большая продолжительность зимы.

В небольшой по площади западной части зоны выделяется самостоятельный более увлажненный климатический район (рис. 36), подверженный более частым южным, западным и северо-западным циклоническим воздействиям.

Более обширная восточная часть зоны чаще подвержена антициклоническим воздействиям и поэтому, несмотря на значительно большую пересеченность и значительные высоты, увлажнена меньше (за исключением горных районов). Кроме этого, западный район зоны отличается меньшей продолжительностью зимы и большей длительностью лета.

В связи с увеличением здесь доли зимних осадков (от 22% годовых сумм в лесостепной зоне до 23—37% в степной) усиливается значение снежного покрова как фактора, увлажняющего почву. Число дней со

снежным покровом здесь в среднем составляет 140—160. Самое раннее образование устойчивого снежного покрова наблюдается на востоке 20/X, а на западе 1/XI (при средней дате 11—30/XI). Самое позднее разрушение его на западе приходится на 20/IV, а на востоке — на 1/V (при средней дате 10—21/IV).

Снежный покров здесь еще более неустойчив, чем в лесостепной зоне и характеризуется крайне неравномерным залеганием. Средние из наибольших декадных высот снега за зиму для защищенного местоположения колеблются около 30 см. При нередких здесь зимних оттепелях снег иногда полностью сгоняется с полей. Поэтому большое практическое значение для нормального режима влажности почвы имеет кулисное и стерневое снегозаграждение.

Холодный период отличается преобладанием антициклонального характера погоды, большой изменчивостью температур и низкими температурами. Средняя январская температура в пределах зоны изменяется от -15° до -18° . В отдельные дни возможны понижения до -42° , а на востоке зоны до -49 и даже -54° .

В среднем за холодный период наблюдается от 4 до 13 дней с температурой ниже -25° , а в отдельные холодные годы даже 45 дней. Наиболее вероятны средние суточные температуры в пределах -6 , -10° и -11 , -15° . Особенностью зоны является то, что при ясной погоде и низких температурах за счет увеличения барического градиента на периферии антициклонального поля возможны сильные ветры и поземки. В начале зимы сильные ветры чаще всего наблюдаются при температуре -5 , -15° , в середине (февраль) при -15 , -20° , а в конце при -5 , -10° . При низкой температуре воздуха и малой мощности снежного покрова почва промерзает глубоко — на 150—175 см, а на востоке зоны местами до 220 см.

В теплый период довольно часты, особенно в западной половине зоны, смены антициклональных полей циклоническими, обуславливающие значительную изменчивость погоды. В начале и конце теплого периода в связи с усилением интенсивности циркуляции возрастает изменчивость температур. Сумма среднесуточных температур выше 10° больше, чем в лесостепной зоне, и изменяется в пределах от 2100 до 2300°. Несколько выше и максимальные температуры (в июле $18-24^{\circ}$, абсолютный максимум $37-43^{\circ}$). Число дней с температурой $>25^{\circ}$ в среднем составляет 6—17 дней. Продолжительность вегетационного периода ($>5^{\circ}$) увеличивается до 170—180, а в период активной вегетации ($>10^{\circ}$) до 140—150 дней.

Число дней с атмосферной засухой возрастает до 69, увеличивается повторяемость засушливых и умеренно засушливых погод.

Степная зона отличается значительным развитием ветровой эрозии, наиболее резко проявляющейся в позднее весеннее время сухих лет [140]. В отдельные годы ветровая эрозия получает настолько сильное развитие, что причиняет огромный ущерб народному хозяйству. Так, например, в 1957 г. интенсивной ветровой эрозии в Павлодарской области было подвергнуто 114 тыс. га посевов, а в Актюбинской до 30% всей пахотной площади, причем ветровой эрозии подвергаются не только легкие, но и средние по составу почвы. Поэтому для степной зоны одновременно с распахкой огромных целинных пространств со всей остротой встает вопрос о разработке противозерозийных мероприятий, что и проводится Сельскохозяйственной академией Казахской ССР и другими организациями.

Некоторое представление о проявлении ветровой эрозии дает материал о пыльных бурях. В пределах степной зоны общее число дней с пыльными бурями за теплый период колеблется в среднем от 20 до 80.

В отдельные годы в месяц максимума пыльных бурь возможно до 15 дней. Чаще всего пыльные бури повторяются в мае, июне и июле, реже всего в апреле и октябре. Обычно пыльные бури кратковременны (от 15 до 45 минут), но в отдельных случаях они продолжаются до 15 часов. Максимум их приходится на дневные часы, чаще всего в период от 13 до 17 часов. Большей частью пыльные бури наблюдаются при юго-западных и северо-восточных ветрах силой в 11—14 м/сек.

В степной зоне по сравнению с лесостепной наблюдается некоторое уменьшение продолжительности зимнего периода и увеличение летнего, а также увеличение доли зимних осадков (рис. 37).

Зима здесь обычно начинается в последних числах октября — первых числах ноября и продолжается до первой декады апреля. Начало зимы в связи с частым проявлением циклоничности отличается усилением ветра, частыми снегопадами и наибольшей в году пасмурностью неба. В середине зимы увеличивается количество и продолжительность антициклональных образований, за счет чего, а также радиационного выхолаживания имеют место наиболее низкие температуры воздуха. В то же время в 50% всех зим наблюдаются интенсивные оттепели с повышением дневной температуры до 0° и выше.

Весна в степной зоне короткая и отличается от лесостепи более интенсивным подъемом температуры, особенно резким после схода снежного покрова. Повышение температур периодически прерывается резкими похолоданиями. Весенние заморозки в среднем прекращаются в первой декаде мая, а в центральной части зоны во второй. В то же время они могут в отдельные годы наблюдаться и в первой декаде июня. Заморозки вызываются возвратами холодов при северо-западных и северных арктических вторжениях и иногда продолжаются по несколько дней подряд.

Лето в степной зоне более продолжительное и жаркое, но менее влажное, чем в лесостепи. Осадков за лето выпадает уже меньше 50% годовой суммы (рис. 37). Летом нередко повышается дневная температура до 35 и 40°. В среднем за лето бывает 3—5 дней с температурой выше 35°, а в отдельные сухие годы до 12. Колебания величин осадков в отдельные годы значительны. Максимальное количество их за лето может превышать минимальное в 6—7 раз.

Большую повторяемость имеют как умеренно засушливые, так и суховейно-засушливые типы погоды.

Осень продолжается несколько менее двух месяцев и наступает обычно в начале сентября, а вблизи более или менее крупных водоемов несколько позже.

Хотя осень отличается преобладанием пасмурной погоды, примерно одна треть времени приходится на ясную погоду. В связи с перестройкой осенью барико-циркуляционного и радиационного режимов на зимний, а также с более интенсивными холодными вторжениями уже со второй половины сентября обычно начинаются заморозки. В отдельные годы (один раз в 10 лет) заморозки возможны и во второй половине августа. В первой декаде октября возможно образование снежного покрова, а выпадение снега иногда отмечается даже и в сентябре. В начале осени температура воздуха чаще всего держится в пределах 10—15° с отдельными повышениями до 20 и даже 25°. В то же время возможны понижения до —5°. Во второй половине осени (октябрь) наиболее вероятна температура 0—5°, но нередко наблюдаются температура 11—15° и даже 16—20°. Возможны и понижения до —6, —10°, а иногда и до —15°.

Полупустынная климатическая зона. Данную зону можно было бы назвать также пустынно-степной или зоной сухих степей.

Почти на всем протяжении она имеет причудливо изогнутую границу, что обусловлено засолением территории (граница отклоняется к северу) и возвышенностями (к югу). В силу переходного характера в ней встречаются элементы пустыни и степи, причем преобладание того или иного элемента определяется в основном увлажнением и засолением. Наиболее распространен здесь комплекс растительности с чередованием пятен злаков, полыней и солянков. Увлажнение скудное. Испаряемость превышает осадки за летний период в 7 раз на севере зоны и в 20 раз на юге. Южная граница зоны близка к изолинии затрат тепла на испарение в 10 ккал/см^2 год. Годовой радиационный баланс составляет $26-28 \text{ ккал/см}^2$.

Средние годовые температуры выше, чем в первых двух зонах, и изменяются от 6 до 8° на западе и от 3 до 5° в центре и на востоке. Годовое количество осадков уменьшается от 279 мм на границе со степью до 153 мм на границе с пустынной зоной. Для зоны сохраняется еще преобладание осадков теплого периода ($57-73\%$ годовой их суммы), но уже в меньшей степени, чем для степи.

В силу большой долготной протяженности зоны сухих степей наблюдаются значительные отличия барико-циркуляционных условий в различных ее районах. В связи с этим в пределах зоны следует выделить западнее Мугоджар самостоятельный климатический район с более мягкими по сравнению с другими частями зоны климатическими условиями и лучшей увлажненностью. Внутри его в свою очередь можно выделить подрайон, непосредственно примыкающий к Каспийскому морю и испытывающий его наибольшее влияние (рис. 36).

Важной особенностью зоны является совпадение ее в основном с большой осью А. И. Воейкова. Если западная часть зоны находится чаще под воздействием отрога азорского максимума и ядер высокого давления, выделяемых им к востоку, то восточная — под влиянием отрога сибирского максимума. Кроме того, западные части имеют наибольшую повторяемость фронтальной деятельности (большей частью холодных фронтов и фронтов окклюзии) и лучшие в связи с этим условия увлажнения.

Нередко зона попадает под воздействие циклонической деятельности, природа которой будет также неодинаковой для разных частей зоны. Западный район находится в сфере проявления атлантических, черноморских и частично каспийских циклонов, а восточный обычно подвержен действию южных циклонов (южнокаспийских, мургабских, верхнеамударьинских), а также волновой деятельности, нередко развивающейся вдоль предгорий юго-востока и востока.

Центральная часть зоны чаще других районов подвергается воздействию северо-западных и северных вторжений холодных и сухих масс арктического воздуха, оформленных в виде антициклональных ядер. Большой же частью она оказывается на периферии смещающихся к востоку антициклонов и лишь иногда попадает под влияние «ныряющих» и среднеазиатских циклонов.

В холодное полугодие в связи с развитием процессов радиационного выхолаживания и продвижением к югу планетарно-высотной фронтальной зоны большую часть времени над полупустынной зоной располагается полоса высокого давления, что обуславливает преобладание здесь ясной и маловетреной погоды. В то же время при нередких сменах холодных вторжений теплыми увеличивается облачность и усиливается ветер.

При сравнительно низких зимних температурах (средняя январская от -10° на западе и до -20° на востоке), возможны как кратковре-

менные значительные понижения до -37° на западе и до -50° на востоке, так и повышения температуры до $10, 15^{\circ}$ тепла.

Большое практическое значение приобретают в этой зоне осадки холодного периода, поскольку доля их в пределах зоны составляет в среднем от 27 до 43% годовой суммы. Число дней со снежным покровом здесь еще достаточно велико и в среднем равно 120, но в отдельные годы значительно колеблется. Так, в западной части зоны предел колебания составляет 60—120 дней, в центральной 120—140, а на востоке возрастает до 180 дней. Самое раннее образование устойчивого снежного покрова приходится на 11—20/XI, самое позднее — 1/1 на западе, 21/XII на востоке (первое появление снега возможно 10—20/X). Самое раннее разрушение устойчивого снежного покрова наблюдается 11/III, а позднее 11/IV—1/V. Средняя из наибольших декадных высот снега для защищенного местоположения на западе равна 20 см, в центре 30 см, а на востоке зоны 40—60 см. Снежный покров отличается большой неустойчивостью, а в отдельные годы может даже отсутствовать.

Теплое полугодие отличается высоким температурным фоном и большими трансформационными возможностями. При средненюльской температуре $22-25^{\circ}$ нередко повышения температуры в отдельные дни до $40-45^{\circ}$. Число дней со средней суточной температурой выше 25° колеблется в пределах зоны от 30 до 45 дней, а с температурой выше 35° от 10 до 20 дней. Продолжительность вегетационного периода ($>5^{\circ}$) сильно варьирует в различных частях зоны: в западной 180—200, в центральной и восточной 170—190, а в юго-восточной, примыкающей к предгорьям, 200—220 дней. Продолжительность периода активной вегетации ($>10^{\circ}$) изменяется в пределах от 150 до 180 дней. Сумма средних суточных температур выше 10° значительно превосходит предыдущие зоны. Велика здесь также продолжительность сухих (бездождных) периодов. За три летних месяца она изменяется в пределах зоны от 41 до 65 дней.

Высокие температуры, низкая относительная влажность воздуха и большая высота уровня конденсации в свободной атмосфере обуславливают нередко в пределах этой и особенно пустынной зоны явления «сухих дождей».

В полупустынной зоне значительно увеличивается повторяемость атмосферных засух. И не случайно максимум атмосферных засух в Казахстане располагается в полосе затропического, зимнего максимума давления.

Как указывалось выше, в летнее время большая ось А. И. Воейкова у поверхности земли не выражена, но она прослеживается на высоте поверхностей 900 и 850 мб, что, по-видимому, и обуславливает появление именно в этой зоне максимума атмосферных засух. Одновременно с этим здесь же отмечается резкое увеличение повторяемости сухой-но-засушливых погод.

Несмотря на высокие в общем температурные условия теплого полугодия, для зоны типичны поздневесенние и раннеосенние заморозки. В среднем заморозки прекращаются 20/VI на западе и 10—20/V в центре и на востоке, начинаются 20/IX—10/X. Возможны они как в течение всего мая, так и сентября.

Из сезонов года наиболее четко выражены зима и лето. Причем наблюдаются значительные различия в продолжительности их на западе и востоке зоны. Если в западной части зима короче, чем на востоке, то лето, наоборот, более длительное. Вместе с тем продолжается перераспределение соотношений между осадками различных сезонов (рис. 37). Так, в среднем в первой зоне летние осадки составляли около 50% годовой суммы, во второй — около 45%, а в рассматриваемой

зоне — только 40%. Доля же зимних осадков увеличивается, несмотря на уменьшение по мере движения с севера на юг продолжительности зимы.

Зима, как и в ранее рассмотренных зонах, отличается суровостью и неустойчивостью погоды, особенно в западной части зоны (ч. I, гл. V). Начинается она обычно в первой декаде ноября, а заканчивается в конце марта (на востоке в начале апреля). Самые низкие температуры имеют место в периоды радиационного выхолаживания арктического воздуха в стационарирующихся антициклонах. При преобладании в среднем антициклонального режима погоды встречаются годы, когда наблюдается постоянное чередование кратковременных холодных и теплых вторжений, что обуславливает крайне неустойчивый характер погоды и снежного покрова. В другие годы частые и мощные вторжения арктического воздуха приводят к значительному увеличению продолжительности отдельных периодов антициклональных полей (до 20 дней). При этом антициклональные образования то усиливаются, то ослабевают, а центры их смещаются (чаще всего к востоку).

Арктические вторжения, обычно хорошо выраженные в поле облачности и осадков, сопровождаются усилением ветра, поземками и метелями. Однако наиболее продолжительные метели вызываются прохождением циклонов умеренных широт, а наиболее интенсивные метели, особенно на востоке и юго-востоке зоны, обуславливаются прохождением южных циклонов. В процессе трансформации арктического воздуха нередко наблюдается возникновение инверсий и образование радиационных туманов.

В западных районах при большой повторяемости фронтальных разделов довольно часто имеет место образование гололеда. Нередко он образуется также в юго-восточной части зоны, примыкающей к предгорьям.

Лето характеризуется большими величинами суммарной радиации и несколько заниженными относительно теоретических возможных из-за возрастания альбедо и эффективного излучения значениями радиационного баланса. Резко уменьшается в летние месяцы повторяемость антициклональных полей, особенно в западной части зоны, и увеличивается циклоничность. Из воздушных масс наиболее часты здесь массы умеренных широт, туранский и иранский тропический воздух. Режим погоды, несмотря на частые смены барического поля, отличается большой устойчивостью. Проходящие атмосферные, чаще холодные, фронты довольно часто вызывают только кратковременные усиления ветра и пыльные бури.

Иногда при прохождении холодных фронтов наблюдаются грозы и ливни. Нередко имеют место размытые барические поля. В летний период достигает максимальной повторяемости число дней с атмосферной засухой (до 12 в месяц) и с суховейно-засушливой погодой. Причем в отдельные резко засушливые годы возможно до 27—29 дней в месяц с засухой.

Переходные сезоны года очень непродолжительны. Весна начинается обычно на большей части зоны в третьей декаде марта (на востоке в начале апреля), а заканчивается в начале мая (на востоке в третьей декаде мая). В начале весны имеют место наиболее резкие в году колебания температуры, связанные с чередованием арктических и тропических вторжений. В то же время наблюдается значительное увеличение повторяемости ясной погоды и резкое уменьшение относительной влажности воздуха. В связи с обострением температурных контрастов между северными и южными частями зоны, а также между различными воздушными массами большую повторяемость имеют сильные

ветры. Заморозки возможны в течение всего периода весны. Наблюдается нередко позднее выпадение снега.

Осенью температуры быстро снижаются в связи с холодными вторжениями и прогрессирующим уменьшением радиационного баланса. Начинается осень в середине сентября (на востоке в первой половине сентября), заканчивается в начале ноября (на востоке в конце октября). Осадков выпадает примерно такое же количество, как и весной — 13—18% годовой суммы. С началом осени резко уменьшается повторяемость умеренно засушливых и суховейно-засушливых погод. В осенний период наблюдается перестройка барико-циркуляционных условий на зимний режим, в связи с чем имеет место преобладание малооблачной погоды.

Пустынная климатическая зона. Пустынная зона занимает большую часть равнинного Казахстана и состоит из трех основных типов пустынь — глинистых, песчаных и каменистых, различающихся по составу почвы и по величине альбедо. Зону следует подразделить на собственно пустынную и подзону южных пустынь, характеристика которой дается ниже. Зона характеризуется наибольшей в республике континентальностью климата и скудными условиями увлажнения. За год испаряемость превышает осадки в 10—12 раз, а за три летних месяца — в 20—70 раз. Годовой радиационный баланс составляет 28—36 ккал/см² год. Средние годовые температуры воздуха возрастают здесь до 3—13°. Количество же осадков, наоборот, уменьшается до 81—184 мм за год. Одновременно с этим наблюдается также и уменьшение числа дней с осадками. Если в лесостепной и степной зонах число дней с осадками за год в среднем составляет 100—130, в полупустыне — 80—100, то в зоне пустыни снижается до 50—70. Меняется и соотношение осадков по сезонам года (рис. 37).

В целом климат данной зоны отличается продолжительным жарким летом, холодной для данных широт зимой, большими годовыми и суточными амплитудами температуры, большой сухостью воздуха, малой облачностью, скудностью осадков при неравномерном их распределении в году и незначительным снежным покровом.

По особенностям барико-циркуляционного режима как отдельных сезонов, так и года в целом пополнение запасов воздуха пустынной зоны идет в основном за счет притекающих континентальных сибирских и арктических воздушных масс, отличающихся малым влагосодержанием. Для влажных же воздушных масс атлантического происхождения зона мало доступна. Поступающий сюда воздух уже в процессе трансформации над степной и полупустынной зонами значительно иссушается и удаляется от состояния насыщения.

Для теплого полугодия пустынной зоны вследствие интенсивного теплообмена между подстилающей поверхностью и атмосферой характерен интенсивный процесс трансформационного иссушения и прогревания поступающих сюда воздушных масс, приводящих к формированию местного континентального тропического воздуха.

Большую часть года обширные пространства, занимаемые пустыней, находятся под воздействием южной периферии оси затропического максимума и преобладающих здесь северо-восточных ветров.

Открытость зоны с севера и северо-запада способствует проникновению волн холода и возникновению здесь резких суточных понижений температуры воздуха до —34, —48°. Пустынная зона отличается в течение года преобладанием ясного неба (среднегодовая облачность составляет всего 35—45%).

Снежный покров здесь крайне неустойчив. Число дней со снежным покровом изменяется в широких пределах — от 31 на юге до 120 на

северо-востоке зоны. Самое раннее образование устойчивого снежного покрова наблюдается 11—21/XI, самое позднее 21/XII—1/I. Самое позднее разрушение устойчивого снежного покрова приходится в среднем на 11/IV. В отдельные годы устойчивый снежный покров может не иметь места. Самое раннее появление снега отмечается 10/X, самое позднее в начале апреля на юге и 1/I на севере зоны.

Ветры в зоне пустынь слабые, повторяемость штилей большая. Суточный ход ветра типично материковый: вечером и ночью преобладает затишье, днем ветер усиливается, достигая максимума в послеполуденные часы.

В холодный период значительная вероятность пасмурного неба (50—60%) сочетается с большой повторяемостью ясных дней (30—40%).

В среднем около 55—60% холодного времени пустынная зона находится под влиянием антициклональных полей, из которых примерно 30% составляет периферия сибирского антициклона, а 25—30% — антициклональные поля, сформированные за счет северо-западных, северных и азорских вторжений. Остальная часть времени приходится на долю циклонических, главным образом южных образований. В течение всего холодного периода отмечаются прорывы южнокаспийских, мургабских и верхнеамударьинских циклонов.

С холодными вторжениями в осенний, зимний и весенний сезоны связаны периоды осадков и похолоданий. Основная влага в холодное полугодие приносится теплыми юго-западными течениями свободной атмосферы и лишь частично северо-западными вторжениями (атлантическая влага). Обычно холодным вторжениям предшествует потепление, связанное с выносом теплого воздуха с южных широт, затем погода резко меняется. Умеренные и слабые ветры в связи с этим сменяются на порывистые, температура воздуха резко понижается, облачность увеличивается до сплошной, выпадают осадки, сопровождаемые метелями. Самые низкие температуры наблюдаются обычно на следующую ночь после вторжения, когда погода проясняется и начинается радиационное выхолаживание.

Продолжительность морозного периода в пустынной зоне сравнительно большая, в среднем равна 100—170 дням. Морозы здесь в основном незначительные. Наиболее холодным месяцем года является январь со средней температурой в пределах -4 , -16° . Зимой периоды с низкими температурами сравнительно невелики. Так, средняя продолжительность периода с температурой ниже -5° составляет 4 месяца на севере зоны и один месяц на юге, с температурой ниже -10° соответственно от 3 месяцев до недели, а ниже -25° от 7 до одного дня. В то же время даже в наиболее холодные месяцы зимы (XII—II) возможны редкие повышения температуры, достигающие в отдельные дни 15 — 25° тепла.

Доля осадков холодного периода увеличивается по сравнению с предыдущими зонами и составляет 27—54% годовой суммы. Из общего небольшого (50—70) числа дней с осадками 20—30 дней приходится на долю осадков в виде снега, что имеет большое значение для увлажнения зоны.

Теплый период отличается высокими температурами и значительной относительной сухостью воздуха, большими трансформационными возможностями. Начинается теплый период значительными повышениями температуры, обусловленными главным образом ростом суммарной радиации. Подъем температуры идет очень быстро и уже в конце марта на юге зоны и в середине апреля в остальной ее части средние суточные температуры воздуха переходят через 10° .

Продолжительность вегетационного периода ($>5^{\circ}$) велика и составляет в среднем 180—260 дней. Период активной вегетации ($>10^{\circ}$) равен 150—215 дням. Сумма среднесуточных температур воздуха выше 10° на юге зоны приближается к субтропическим и составляет в среднем 4000—4600°. О высоком термическом режиме теплого полугодия можно судить по большому числу дней с высокими температурами. Так, период со средними суточными температурами $>20^{\circ}$ продолжается в среднем от 2 до 4 месяцев, а с температурой $>30^{\circ}$ — до 20 дней. Устойчивая жара в пустыне начинается уже в июне и заканчивается к сентябрю.

Если для холодного времени года существует тесная зависимость между температурными условиями того или иного года и частотой холодных вторжений, то для теплого полугодия эта зависимость четко не выявляется. Средняя температура теплого полугодия в условиях пустыни устойчиво сохраняет свою величину. За исключением начала и конца этого периода, холодные вторжения над пустынями протекают как сухие и малооблачные.

В приземном слое понижения температуры при этом почти не происходит, но в свободной атмосфере похолодания более значительны, что отчетливо обнаруживается в горах, где развиваются грозы и выпадают интенсивные осадки.

При прохождении холодных фронтов обычно наблюдаются пыльные бури, которые иногда развиваются далеко за фронтом, в тылу холодного вторжения. Периоды наибольшей жары связаны с развитием термической депрессии, когда практически прекращается нормальная циклоническая деятельность, смещающаяся вместе с ПВФЗ умеренных широт в более северные районы.

Иногда, но не каждый год, при северо-западных вторжениях района пустынь достигает умеренный атлантический воздух. В этом случае возрастает неустойчивость, понижается в свободной атмосфере температура и в течение нескольких дней развивается хорошо выраженная грозовая деятельность с ливнями.

Характерным для теплого полугодия является большая повторяемость атмосферных засух, проявляющихся на фоне умеренно засушливых и суховеино-засушливых погод. Засушливый характер погод обуславливается не только высокими температурами, но и низкой относительной влажностью воздуха в сочетании с ничтожным количеством осадков. За весь теплый период суммарное число дней с относительной влажностью $\leq 30\%$ в любой из сроков метеорологических наблюдений достигает в среднем 115—120 дней. Наинизшие ее значения, порядка 4%, чаще всего встречаются в мае. В любом же месяце с апреля по сентябрь в пустынях возможна относительная влажность порядка 7%.

При значительном количестве осадков теплого полугодия (46—73% годовой их суммы) большая часть их выпадает в самом начале и конце теплого периода. Поэтому на месяцы с наиболее высокими температурами приходится ничтожная доля осадков. Именно в зоне пустынь в связи с этим наибольшее развитие в теплое полугодие получает явление «сухих дождей».

Существенной особенностью зоны является примерно равная продолжительность зимнего и летнего сезонов года. Если в северной части более длителен зимний сезон, то в южных районах, наоборот, летний (рис. 34).

Зима здесь начинается обычно в ноябре, а заканчивается в конце марта. Отличается она большой неустойчивостью и изменчивостью погоды, особенно в южной части зоны, где имеет место частая смена положительных и отрицательных температур.

В зимнее время (декабрь, январь) вместе со смещением к югу высотной фронтальной зоны наблюдается усиление ее интенсивности. Возрастает число циклонов развивающихся в основном на иранском фронте, приносящих облачность, осадки и ветры переменных направлений. В то же время часты случаи сильного развития юго-западной периферии сибирского антициклона и нередких холодных северо-западных и северных вторжений арктического воздуха, вызывающих значительные понижения температуры, особенно интенсивные в северной части зоны. В отдельные дни морозы достигают -15 , -20° , а на севере зоны иногда даже -32° . Вместе с тем при ясной погоде и значительной инсоляции поверхность сухой почвы может нагреваться до 20° , а при вторжениях иранского воздуха температура воздуха иногда поднимается до 12° на севере и 25° на юге. Из всех сезонов года зимние осадки являются наибольшими (рис. 37), что определяется повышенной частотой и интенсивностью холодных вторжений и предшествующей циклонической деятельностью.

Лето в пустынной зоне длительное, знойное и сухое. Начинается оно обычно в начале мая (на юге в конце апреля) и продолжается до второй половины сентября. По тепловому режиму лета пустынная зона почти не отличается от субтропиков и тропиков. Как показал А. А. Григорьев [81], с мая по август величина воспринимаемой солнечной энергии не меньше, чем в тропиках (на 15° с. ш.) за этот же период. Огромное количество солнечной энергии, получаемое земной поверхностью в данной зоне, может быть с успехом использовано в промышленности, быту и сельском хозяйстве. При среднеиюльских температурах $23-30$ в отдельные дни возможны повышения температуры до $41-46^{\circ}$, причем температура воздуха $>40^{\circ}$ наблюдается почти ежегодно 4—5 дней подряд и даже более. Погода лета отличается большой устойчивостью, сухостью и запыленностью воздуха, безоблачностью и большими суточными амплитудами температуры воздуха и почвы. Днем поверхность почвы может накаляться до 70° , а ночью в отдельных случаях в период холодных вторжений она опускается иногда до 0° . На глубине 40 см температура почвы доходит даже до 30° .

Наибольшие суточные амплитуды температуры воздуха $18-20^{\circ}$, а нередко и $25-32^{\circ}$ имеют место в августе и сентябре. Пустынная зона летом — место активного формирования тропического воздуха и слабого проявления циклоничности. Летние осадки, выпадающие в виде коротких ливней в количестве 20—40% годовой суммы, все же ничтожны и не увлажняют почву. В связи с этим небольшие реки пересыхают, земля трескается, а растительность выгорает.

Переходные сезоны, особенно весна, отличаются скоротечностью. Весна продолжается не много более месяца и характеризуется, с одной стороны, бурным ростом температуры, а с другой — большой неустойчивостью погоды. В зависимости от барико-циркуляционных условий весна может начаться несколько раньше (февраль — март) или позже (апрель).

Обычно в пустынной зоне с конца февраля начинается заметное повышение температуры, обусловленное увеличением притока радиации и ослаблением влияния сибирского максимума. ПВФЗ в это время начинает обратное продвижение к северу, температурные контрасты во фронтальной зоне увеличиваются, в связи с чем отмечается мартовское усиление циклоничности. С хорошо развитыми антициклонами из Средней Азии выносятся тропический воздух, создающий значительные потепления, которые чередуются с сильными кратковременными похолоданиями. Весной увеличиваются осадки, выпадающие то в виде снега, то в виде дождя. В апреле за счет ослабления холодных вторжений

усиливается потепление, которое становится более продолжительным. Холодные вторжения сопровождаются развитием мощных конвективных токов и обычно сопровождаются кратковременными ливнями и грозами.

Радиационный баланс значительно превышает затраты тепла на испарение выпадающих осадков, в связи с чем резкая засушливость начинается проявляться уже весной. За короткий период весны выпадает от 14 до 28% годовой суммы осадков, почва увлажняется и усиленно развивается эфемерная растительность, которая быстро исчерпав запасы влаги в почве к началу лета заканчивает вегетацию.

Осень продолжается несколько больше 1,5 месяца. Первая половина ее сухая, солнечная и теплая. Первые черты осеннего сезона проявляются в сентябре в том, что исчезает термическая депрессия, сильно возрастают антициклональные положения. Температура, особенно ночная, в связи с холодными вторжениями быстро падает. Удлинение ночи способствует значительному охлаждению поверхности земли и приземных слоев воздуха. Значительный же дневной прогрев (20—25°) приводит к большим суточным амплитудам температуры. Теплообмен земной поверхности с атмосферой уменьшается больше, чем вдвое. В октябре, а в отдельные годы даже в середине сентября начинаются заморозки. Отдельные прорывы циклонов в октябре еще не дают больших осадков, но со второй половины осени циклоническая деятельность усиливается, в связи с чем начинается осенне-зимний период дождей. За осень выпадает (7—24% годовой суммы) наименьшее количество осадков из всех сезонов года.

В переходные сезоны наблюдаются наибольшие месячные абсолютные амплитуды температуры воздуха: весной до 60°, а осенью до 53°.

Подзона южных пустынь. Южная часть Казахстанских пустынь по соотношению тепла и влаги, условиям увлажнения и комплексу других метеорологических характеристик может быть выделена в подзону южных пустынь, близкую по ряду признаков к пустынно-субтропической зоне Средней Азии. Климатические условия южной части Южно-Казахстанской и крайнего юга Гурьевской областей мало чем отличаются от субтропиков Средней Азии, существование которых в настоящее время не вызывает сомнения.¹

В холодное время года планетарная высотная фронтальная зона опускается до южных границ Средней Азии, что при открытости с севера и северо-запада пустынной зоны и Средней Азии благоприятствует вторжениям холодных масс арктического и сибирского воздуха, периодически значительно понижающим здесь температуры.

Сравнение средних годовых и средних месячных температур зимы, а также средних и абсолютных их минимумов показывает, что по термическим условиям данная подзона Казахстана и субтропики Средней Азии различаются между собой незначительно (табл. 12).

В выделяемой подзоне южных пустынь Казахстана на орошаемых участках культивируется и прекрасно произрастает такая субтропическая культура, как египетский хлопчатник, виноградники разводятся без закрытия лозы на зиму и возможно произрастание некоторых субтропических многолетников.

По барико-циркуляционным условиям года и отдельных сезонов данная подзона сравнительно мало отличается от остальной части пустынной зоны. Годовой радиационный баланс здесь сравнительно велик и достигает в среднем 34—36 ккал/см² год.

¹ В климатографических работах последних лет [8, 201]. Средняя Азия прямо относится к субтропическим областям.

Станция	Широта	Долгота	Высота (м)	Средняя температура (град.)			Средний минимум (град.)		Абсолютный минимум (град.)
				год	январь	июль	год	январь	
Дирган-Ата	40°27'	62°17'	161	13,2	-3,0	28,1	6,0	-7,1	-29

При среднегодовых температурах воздуха порядка 12—13° годовая амплитуда ее в пределах зоны изменяется от 31 до 36°, абсолютный максимум достигает 44—47°, а абсолютный минимум —31, —37°.

Среднее годовое количество осадков здесь невелико и колеблется в пределах 108—175 мм. Только в районах, примыкающих к предгорьям западного Тянь-Шаня, годовые осадки составляют уже 272 мм (Пахта-Арал). Существенной особенностью подзоны является то, что в отличие от всех ранее рассмотренных зон максимум осадков здесь выпадает в холодное полугодие (62—67% годовой суммы осадков) и приходится на март. Объясняется это тем, что в холодное полугодие в течение каждого месяца 8—12 дней преобладает неустойчивая с осадками погода, обусловленная прорывами южнокаспийских, мургабских и верхне-амударьинских циклонов, а также волновой деятельностью.

Снежный покров в пределах подзоны наблюдается менее чем в 50% всех зим. Устойчивый снежный покров здесь не образуется. Число дней со снегом в среднем меньше 40. Первое появление снега без образования снежного покрова возможно со второй половины ноября, а последнее выпадение снега — в конце марта — начале апреля. Продолжительность периода с температурой ниже 0° составляет менее 100 дней, причем низкие температуры неустойчивы и чередуются с продолжительными повышениями до 5—10° и выше. Даже во время холодных вторжений суточный максимум температуры воздуха часто бывает значительно выше нуля. В теплое полугодие, в особенности за период с июня по сентябрь, циклоническая деятельность ослаблена. Это связано с интенсивным прогревом земной поверхности, малыми температурными контрастами воздушных масс, отступанием к северу ПВФЗ и ослаблением интенсивности фронтов в южных широтах.

Смена погоды в основном определяется периодически проходящими холодными вторжениями, частота которых меняется в различные годы.

Первые заморозки осенью и последние весной обуславливаются обычно холодными северо-западными вторжениями. Значительная доля адвективно-радиационных заморозков возникает в условиях южной и юго-западной периферии антициклона с центром, расположенным над Центральным Казахстаном или Алтаем. В среднем последние заморозки в воздухе прекращаются в первой половине апреля, а начинаются в первой половине октября. На почве последние заморозки наблюдаются обычно на месяц позже, средняя продолжительность безморозного периода в пределах подзоны составляет 178—180 дней.

Для погодообразования в теплое полугодие большое значение имеет быстро протекающая вследствие интенсивного теплообмена между

подстилающей поверхностью и атмосферой трансформация воздушных масс. В ясный летний день величина теплообмена достигает 270 ккал/см^2 .

За теплый период осадков выпадает сравнительно мало — всего 33—38% годовой суммы. Продолжительность сухого периода за три летних месяца значительна и составляет в среднем 84 дня.

Вегетационный период ($>5^\circ$) велик и достигает в среднем 245—260 дней. Период активной вегетации ($>10^\circ$) равен 200—215 дням. Сумма среднесуточных температур воздуха выше 10° составляет 4300—4600°. Период наибольшей жары связан с развитием термической депрессии.

Сезоны года в данной подзоне выражены отчетливо. Зима наиболее короткая во всем Казахстане и продолжается в среднем менее 90 дней. Начинается она обычно в первой половине декабря и уже в середине или во второй половине февраля заканчивается. Отличается зима неустойчивым режимом погоды вследствие частых смен понижений и повышений температуры. Средние месячные температуры зимних месяцев отрицательные, но в отдельные годы могут быть значительно выше нуля. В то же время средние температуры этих месяцев в 13 часов положительны. Периоды с низкими температурами очень непродолжительны. Так, суммарное число дней с температурой ниже -10° меньше 10 дней. Средний минимум температуры не ниже -9° , а средний из абсолютных минимумов равен -22° . Вместе с тем при нередких вторжениях тропического воздуха температура воздуха днем в зимние месяцы может подниматься до $20-25^\circ$.

Большая повторяемость зимой циклонической деятельности обуславливает наибольшее из всех сезонов года количество осадков (28—45% годовой суммы).

Лето здесь продолжительное, в среднем 160—170 дней, сухое, с избытком солнечного света и более жаркое, чем в тропиках. Начинается оно со второй половины апреля и продолжается до начала октября. Отличается устойчивостью погоды. Несмотря на длительность летнего сезона, осадков в это время выпадает мало — всего 20—23% годовой суммы, да и то в основном в апреле и мае. За четыре летних месяца (июнь — сентябрь) выпадает 5%, а за три (июль — сентябрь) менее 2% годовой суммы осадков. В летний период при ничтожном увлажнении осадками отмечаются высокие температуры. Так, средние температуры июля ($27-30^\circ$) выше тропических. Максимальные температуры близки к наивысшим в СССР и достигают 46° . Средние температуры воздуха в 13 часов в июне, июле и августе составляют 33—36°. Число дней со среднесуточной температурой выше 35° доходит до 30, а в отдельные годы до 40.

В дневные часы в связи с нагреванием почвы до 70° развивается интенсивная конвекция, восходящими токами которой переносится на большую высоту мельчайшая пыль. Это обуславливает значительную запыленность воздуха. Характерным для подзоны является ярко выраженная сухость воздуха и большие суточные амплитуды температуры.

Переходные сезоны короткие — от 1,5 до 2 месяцев.

Весной увеличиваются контрасты планетарной высотной фронтальной зоны, которая, располагаясь в это время года на южной границе Средней Азии, начинает смещаться к северу, в связи с чем усиливается циклоническая деятельность. С хорошо развитыми циклонами в эти широты вторгается среднеазиатский тропический воздух, обуславливающий значительный подъем температуры воздуха — до $20-28^\circ$. Затем происходят интенсивные, но кратковременные похолодания.

В связи с этим начало весны (вторая половина февраля — начало марта) характеризуется резкими колебаниями температуры, увеличе-

нием количества осадков. Похолодания часто бывают опасными, так как происходят в период интенсивной вегетации субтропических культур. Вместе с тем весной повторяемость ясной погоды значительно больше, чем зимой. В связи с значительным преобладанием прихода солнечной радиации над излучением тепла земной поверхностью и небольшим расходом тепла на испарение уже в конце весны начинает проявляться резкая сухость воздуха.

Осень на 7—10 дней продолжительнее весны. Для нее характерно интенсивное, особенно в ночное время, снижение температуры. Первая половина осени (октябрь) сухая, теплая, безветренная и ясная. Со второй половины осени отмечается развитие циклонической деятельности, вместе с которой начинается и период усиления осадков. Увеличение продолжительности ночного времени способствует значительному охлаждению земной поверхности ночью. В то же время днем имеет место еще интенсивный ее прогрев. Поэтому для осени, так же как и для весны, характерны значительные суточные амплитуды температуры. Падение температуры осенью обуславливается не только значительным уменьшением радиационного баланса, но также увеличением числа и общей продолжительности холодных северо-западных и северных вторжений.

Для подзоны характерно обилие тепла, большое количество ясных дней и кратковременность холодных периодов. Поэтому по природным условиям она может быть использована для получения двух урожаев экологически разных культур (теплого и холодного сезонов).

Кроме рассматриваемых выше четырех климатических зон, в Казахстане имеются горные и предгорные районы с ясно выраженной вертикальной климатической зональностью.

Смена вертикальных климатических зон происходит аналогично горизонтальным зонам. В то же время вертикальные климатические зоны не совсем идентичны широтным, поскольку в горах продолжительность дня, устройство земной поверхности, типы климатов и ряд других показателей отличны от равнинных.

Все это в целом приводит к тому, что в горных районах Казахстана имеет место большое разнообразие вертикальных климатических зон.

Предгорье и самый нижний вертикальный пояс имеют некоторое сходство с той горизонтальной зоной, в пределах которой расположен данный горный массив. Пояса, расположенные выше, в общих чертах сходны с соответствующими одноименными горизонтальными зонами. Встречаются следующие вертикальные климатические зоны: предгорная зона сухих степей, горно-степная, лесо-луговая, горно-лесная, субальпийская, альпийская и зона вечных снегов.

Сложность орографии, различная экспозиция и крутизна склонов, неодинаковая ориентация по отношению к господствующим потокам воздуха приводит к весьма своеобразному размещению вертикальных климатических зон в пределах каждой горной страны. Меняется также и вертикальная протяженность климатических зон.

Вполне естественно, что для детального исследования вертикальных климатических зон различных горных областей требуются дополнительные материалы в виде наблюдений более густой сети метеорологических станций и широких специальных полевых исследований. Отсутствие соответствующих данных в настоящее время не позволяет провести климатическое районирование горных областей.

Проведенное выше выделение климатических зон равнинного Казахстана является лишь первым приближением к реально существующим климатическим зонам. Накопление материалов наблюдений на созданной в последние годы более широкой сети станций, особенно данных

о составляющих радиационного баланса, позволит в ближайшем будущем создать более детальное климатическое районирование Казахстана.

Глава V

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ КЛИМАТА В ПОГОДАХ

Климат любой территории земного шара формируется в результате сложного взаимодействия подстилающей поверхности, радиационных и циркуляционных факторов, присущих исследуемой области. В результате такого сложного и постоянного взаимодействия перечисленных факторов возникает не только погода одного дня, но и устанавливается определенная закономерность общего изменения погоды в течение года. Основные черты этой закономерности за многолетний период хорошо прослеживаются методами комплексной климатологии.

Методика исследования

Приемы изучения климата, используемые в комплексной климатологии, имеют широкую публикацию [218, 229] и в главнейших своих чертах сводятся к следующему.

Ветер	Облачность	Среднесуточная температура					
		от 0 до -2,4°	от -2,5 до -12,4°	от -12,5 до -22,4°	от -22,5 до -32,4°	от -32,5 до -42,4°	ниже -42,5°
Без ветра	Малооблачная						
	Облачная ночью						
	Облачная днем						
	Облачная						
С ветром	Малооблачная	→	→	→	→	→	→
	Облачная ночью	→	→	→	→	→	→
	Облачная днем	→	→	→	→	→	→
	Облачная	→	→	→	→	→	→

Рис. 38. Критерии зимних типов погоды с подразделением их на классы.
Усл. обозн. см. рис. 40.

Погода рассматривается как целостное образование природы, характеризующееся неразрывным комплексом метеорологических явлений. Для изучения многолетнего режима погоды, т. е. климата, с целью сравнительного анализа его особенностей в пределах обширных территорий, используется понятие погоды суток. Использование погоды суток мотивируется тем, что сутки являются естественным периодом в жизни природы. Смена дня и ночи определяет в большей мере суточный ход величин многих метеорологических элементов и условий освещения, к которому приспосабливаются все жизненные функции организма человека, животных и растений.

На суточный режим погоды реагирует и неорганический мир. Так, известно, что одной из причин разрушения горных пород является чередование высоких дневных и сравнительно низких ночных температур.

Нижняя облачность	Осадки	Влажность	Среднесуточная температура											
			37,5	32,5	27,5	22,5	17,5	12,5	7,5	2,5	0,0	-2,4	-7,4	-12,4
			42,4	37,4	32,4	27,4	22,4	17,4	12,4	7,4	2,4	0,0	-2,5	-7,5
Малооблачная	Без осадков	0-20	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]
		21-40	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]
		41-60	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]
		61-70	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]
		71-80	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]
		>81-100	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	
Днем облачная	Без осадков	0-20	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]
		21-40	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]
		41-60	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]
		61-80	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]
		>81-100	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]
Ночью облачная	Без осадков	0-20	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]
		21-40	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]
		41-60	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]
		61-70	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]
		71-80	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]
		>81-100	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	
Значительная облачность	Без осадков	0-20	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]
		21-40	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]
		41-60	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]
		61-80	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]
		>81-100	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]
Пасмурная	Без осадков	0-20	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]
		21-40	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]
		41-60	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]
		61-80	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]
		>81-100	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]	[solid]

Рис. 39. Критерии типов погоды теплого времени года и погоды с оттепелью с подразделением их на классы.
Усл. обозн. см. рис. 40.

Погода суток характеризуется сведениями о режиме важнейших метеорологических элементов и явлений, исходные характеристики которых заносятся на небольшие карточки. Каждая карточка уделяется одному дню, а совокупность карточек образует каталог погоды.

Способ каталога погоды является основным рабочим методом изучения климата через погоды. Ранее на карточку каталога характеристики режима погоды за сутки наносились в шифрованном виде. В последующем по предложению А. С. Утешева буквенные формулы типа погоды стали дополняться рядом цифр, характеризующих экстремальные значения метеорологических элементов за данные сутки. И, наконец, в самое последнее время по предложению А. П. Гальцова было

решено перейти полностью на цифровую схему каталога погоды. Это предложение нашло применение и в работах по прикладной, в частности курортной, климатологии, где используется как погода суток, так и погода момента [17]. Такой каталог, составленный по наблюдениям метеорологических станций за продолжительное время, представляет материал для характеристики климата в погодах.

Вследствие большого многообразия погода суток систематизируется по 16 классам, наименование и краткие числовые характеристики которых, представлены на рисунках 38, 39 и 40. Здесь лишь необходимо указать, что класс суховейно-засушливой погоды нередко используется с детализацией этой погоды по Я. И. Фельдману [221] с выделением следующих подтипов: слабой, средней, сильной, жестокой и крайне жестокой интенсивности.

Пользуясь каталогами погоды, можно легко подсчитать как часто повторяется за многолетний период наблюдений погода того или иного класса и типа в данном районе. Результаты такого подсчета (обычно за период 10—20 лет), помимо климатологических таблиц, принято выражать специальными графиками, изображающими структуру климата в погодах этого района.

Для еще большей наглядности графики структуры климата в погодах рекомендуется давать цветными, наподобие опубликованных в некоторых работах Я. И. Фельдмана и Л. А. Чубукова [222]. Такого рода графики могут оказаться полезными и как типовые рисунки для различных климатических зон.

При изучении некоторых закономерностей динамики погоды использован метод комплексно-динамико-климатологического анализа, впервые примененный Л. А. Чубуковым [230] на опыте исследования климата восточного Казахстана. Существо этого метода заключается в том, что закономерности последовательного хода погоды анализируются по схеме: погода, предшествующая вторжению, — погода вторжения — погода трансформационного периода.

Описанные приемы исследования были применены к изучению равнинных районов Казахстана, включая и районы мелкосопочника. В пределах этой территории материал ряда метеорологических станций был изучен по всем месяцам (рис. 41—49). Такие станции рассматриваются как основные. Метеорологические станции, материал которых анализировался лишь по четырем типичным для сезона месяцам (январь, апрель, июль и октябрь), играют роль дополнительных, уточняющих особенности географического распределения важнейших типов местной погоды.

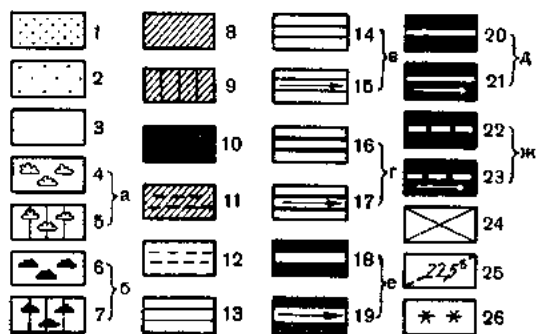


Рис. 40. Условные обозначения типов погоды (легенда).

1 — суховейно-засушливые; 2 — умеренно засушливые; 3 — малооблачные; а — облачные днем; 4 — без осадков; 5 — с осадками; б — облачные ночью; 6 — без осадков; 7 — с осадками; 8 — облачные без осадков; 9 — дождливые; 10 — влажнотропические; 11 — облачные с переходом через 0°; 12 — радиационная оттепель (или мороз ночью); 13 — слабomорозные; в — умеренно морозные; 14 — без ветра; 15 — с ветром; 2 — значительно морозные; 16 — без ветра; 17 — с ветром; 18 — сильно морозные; 18 — без ветра; 19 — с ветром; е — жестоко морозные; 20 — без ветра, 21 — с ветром, ж — крайне морозные; 22 — без ветра, 23 — с ветром; 24 — погоды, которые не встречались; 25 — разлезы по температуре через 10°; 26 — снег.

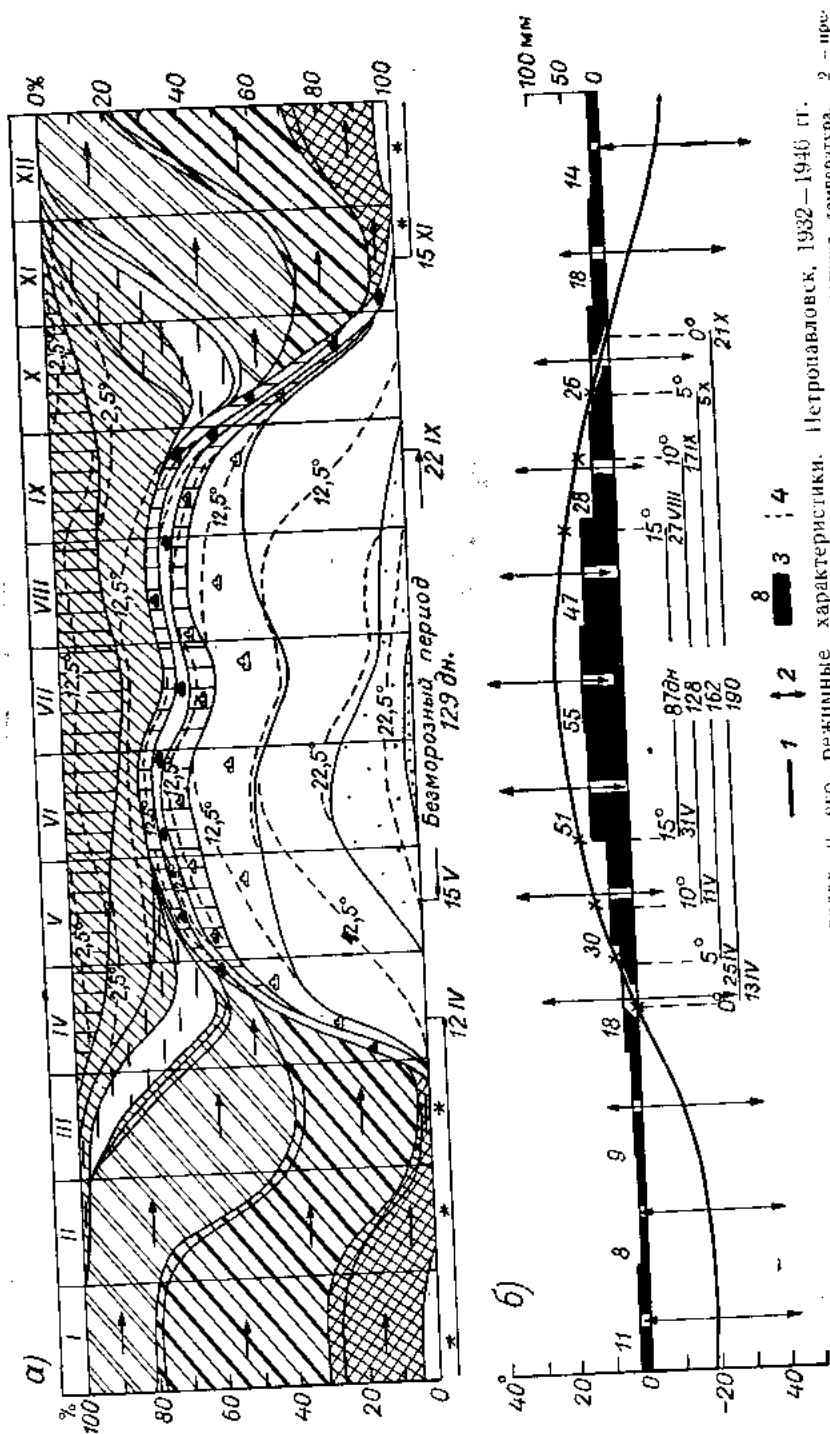


Рис. 41. Структура климата в годы и его режимные характеристики. Петрозаводск, 1932—1946 гг.
 а) Усл. обозн. см. рис. 40. б) Градус годового хода температуры воздуха и количество осадков: 1 — средняя месячная температура, 2 — предельно абсолютные максимальная и минимальная суточные температуры воздуха по месяцам, среднее месячное количество осадков, 3 — даты перехода среднесуточной температуры воздуха выше и ниже 0°, 4 и 5 — в последующих датах принимается средняя продолжительность соответствующего температурного периода; 6 — дни.

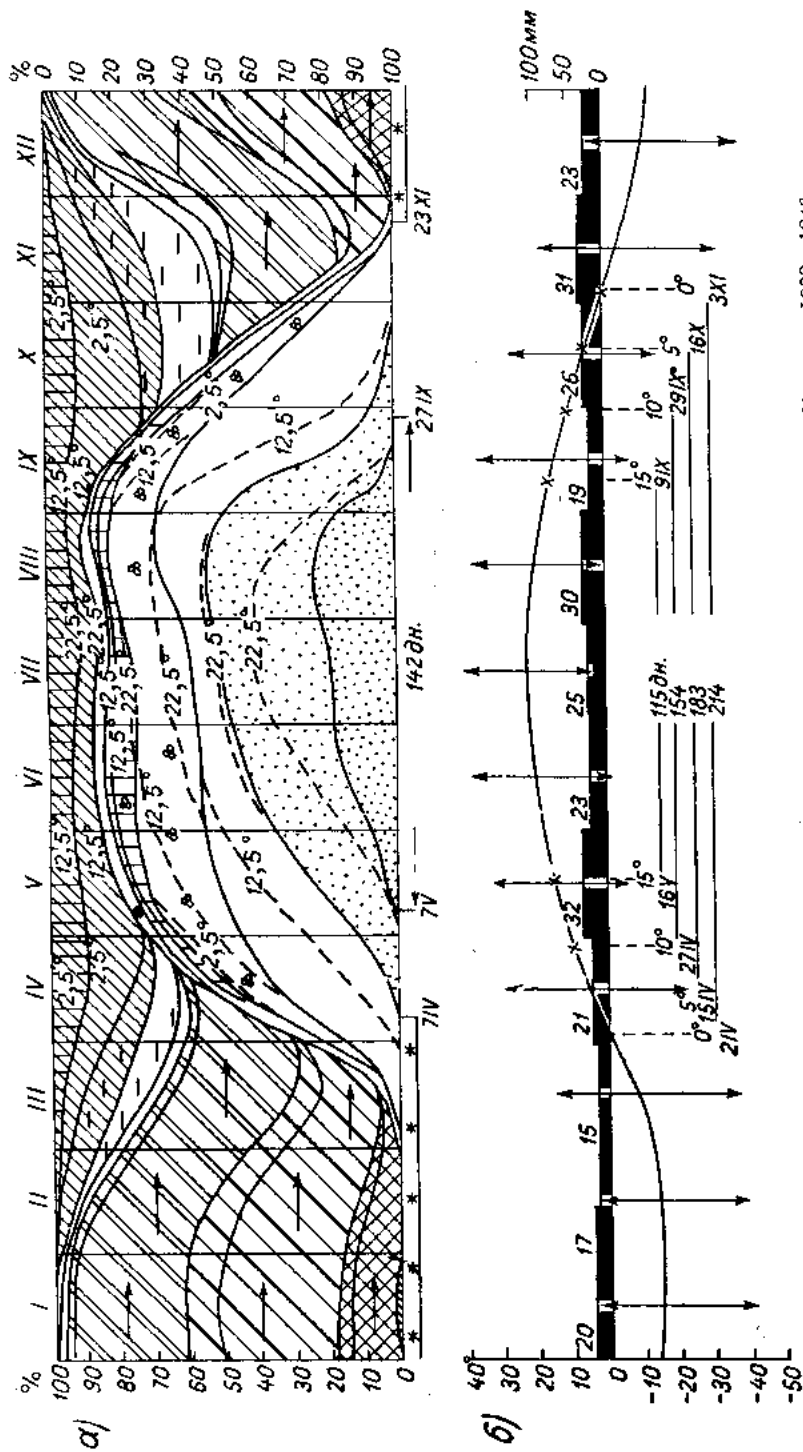


Рис. 42. Структура климата в погодах и его режимные характеристики. Уральск, 1932—1946 гг.
Усл. обозн. см. рис. 41.

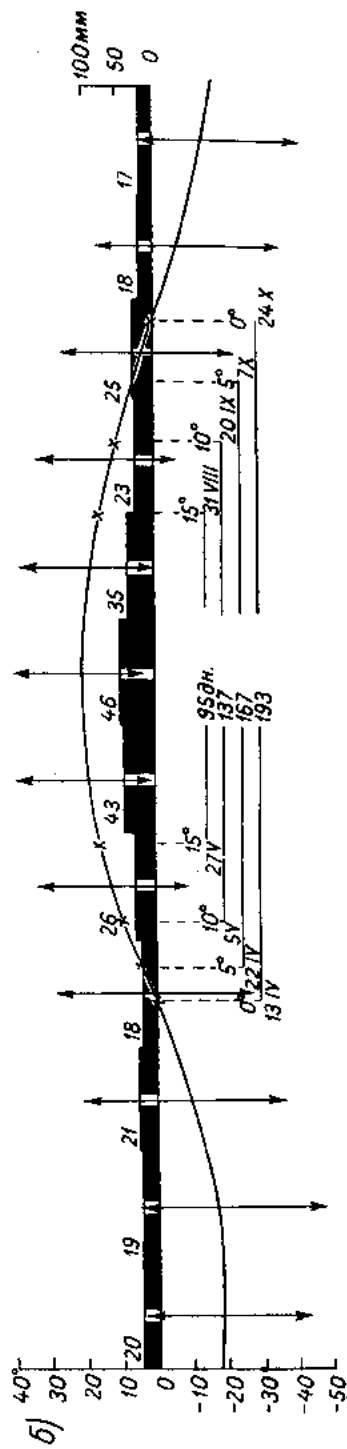
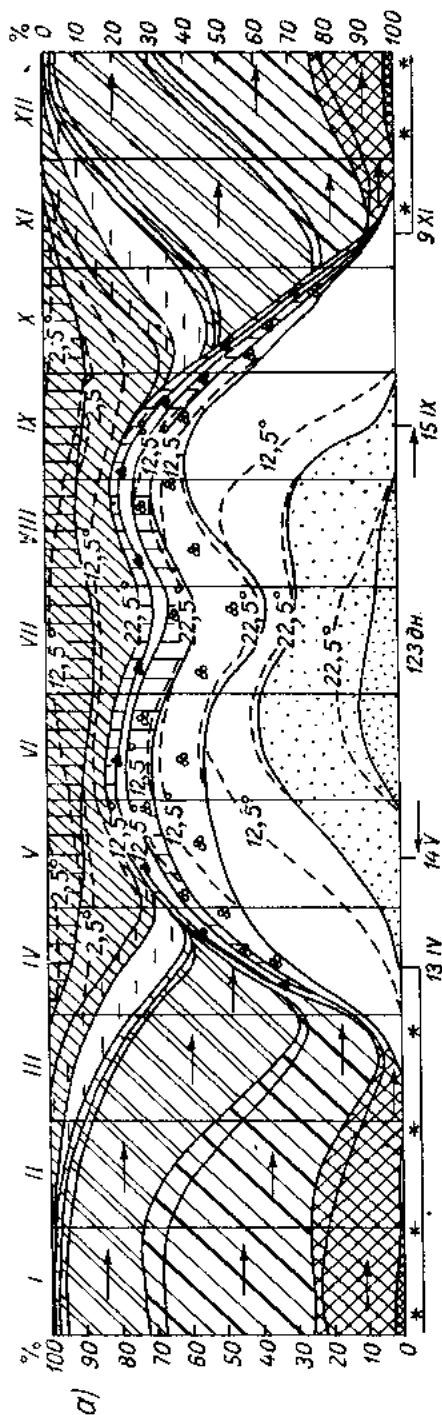


Рис. 43. Структура климата в погодах и его режимные характеристики, Акмолинск, 1932 — 1946 гг.
Усл. обозн. см. рис. 41.

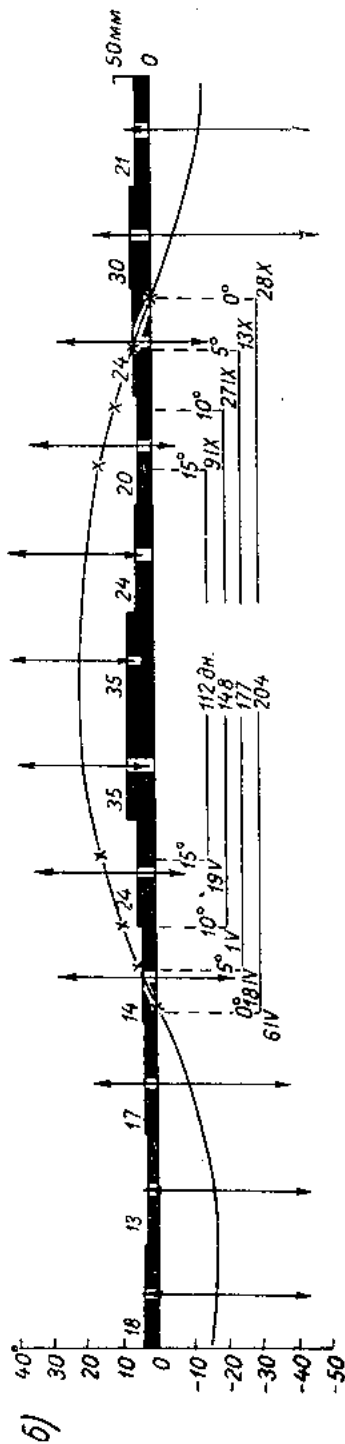
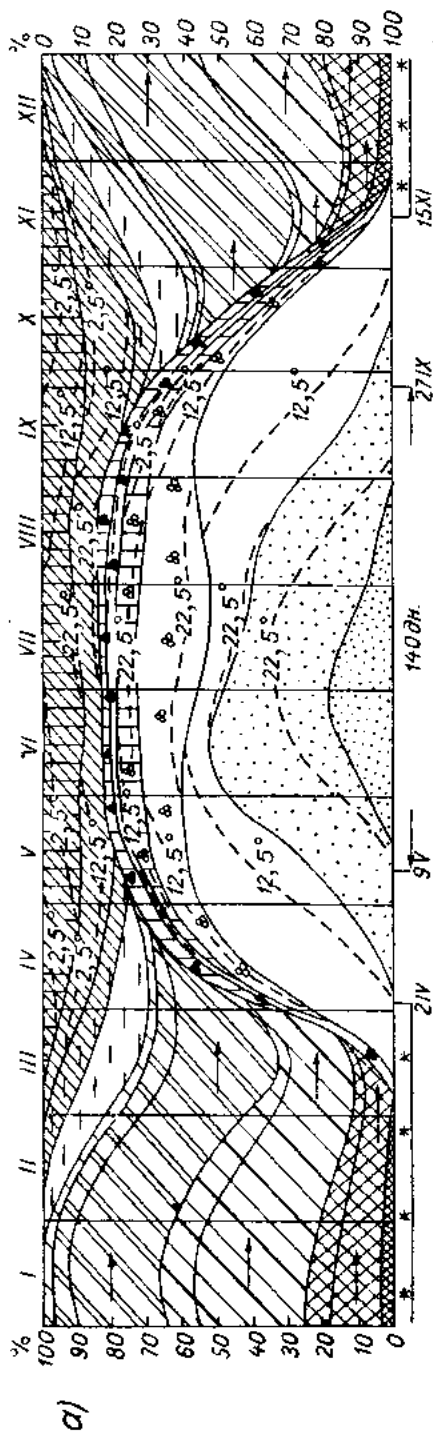


Рис. 44. Структура климата в погодах и его режимные характеристики. Семипалатинск.
Усл. обозн. см. рис. 41.

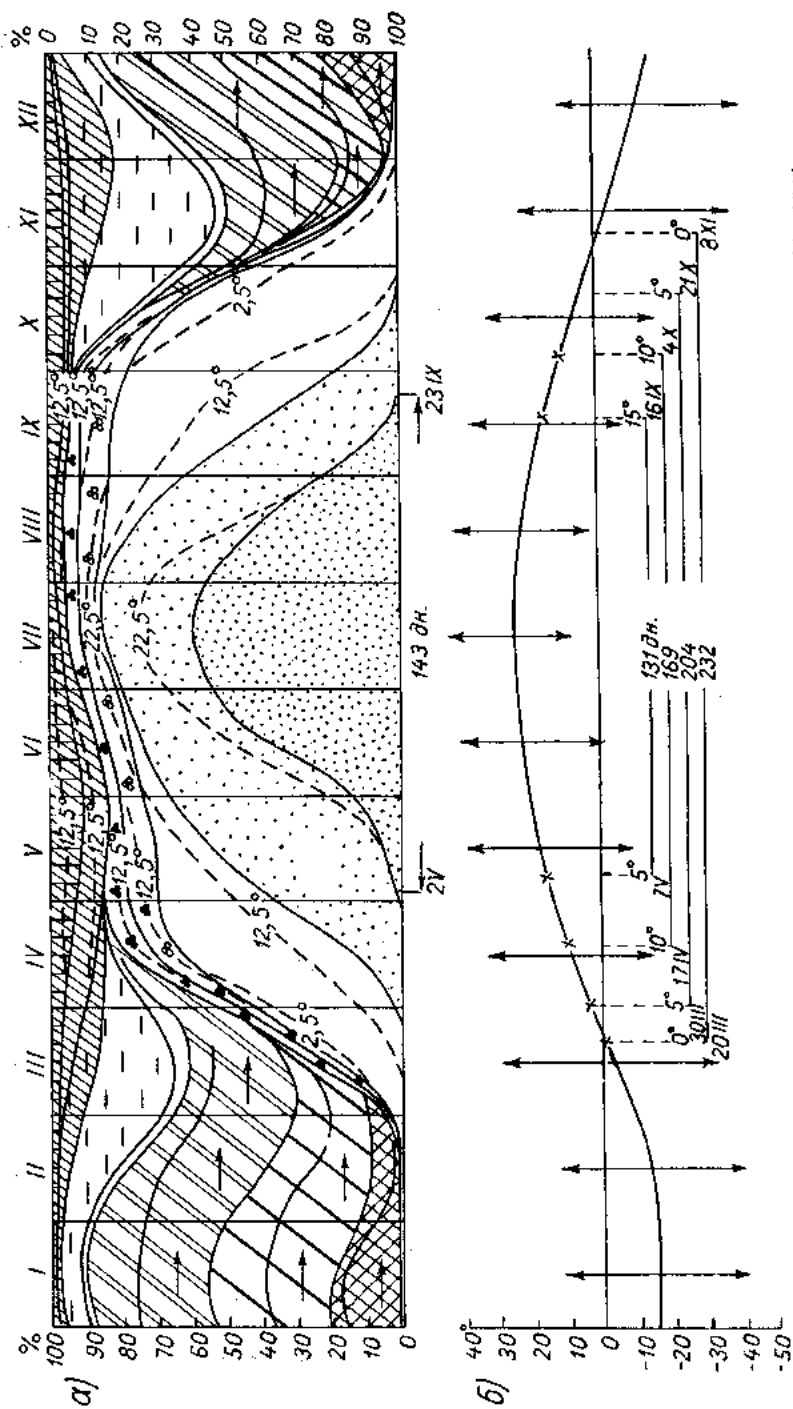


Рис. 45. Структура климата в погодах и его режимные характеристики. Матай. 1936—1946 гг.
Усл. обозн. см. рис. 41.

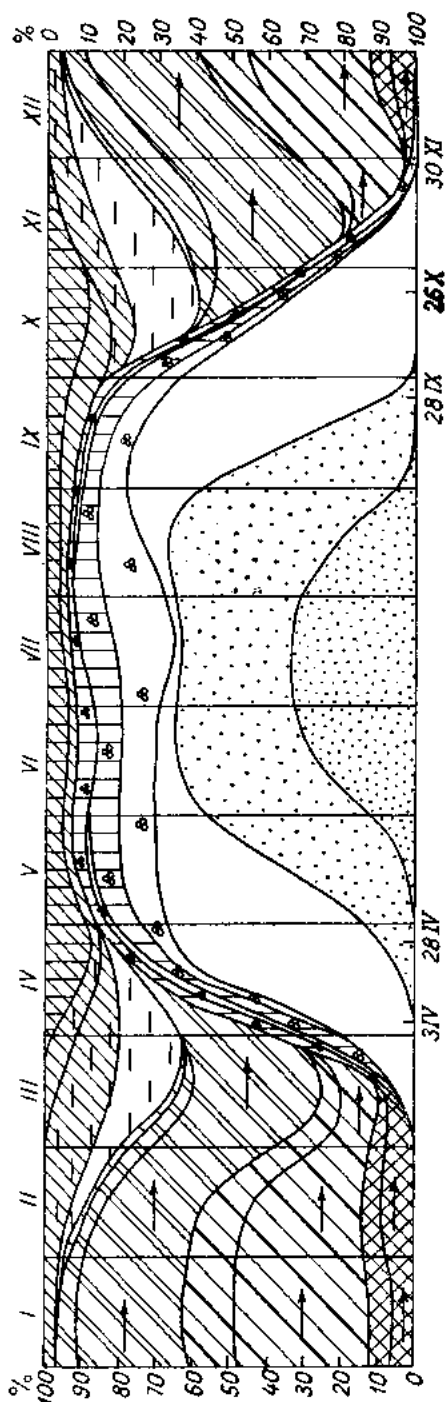


Рис. 46. Структура климата в погодах. Каракумай, 1938—1947 гг. (по А. С. Утешеву).
Усл. обозн. см. рис. 40.

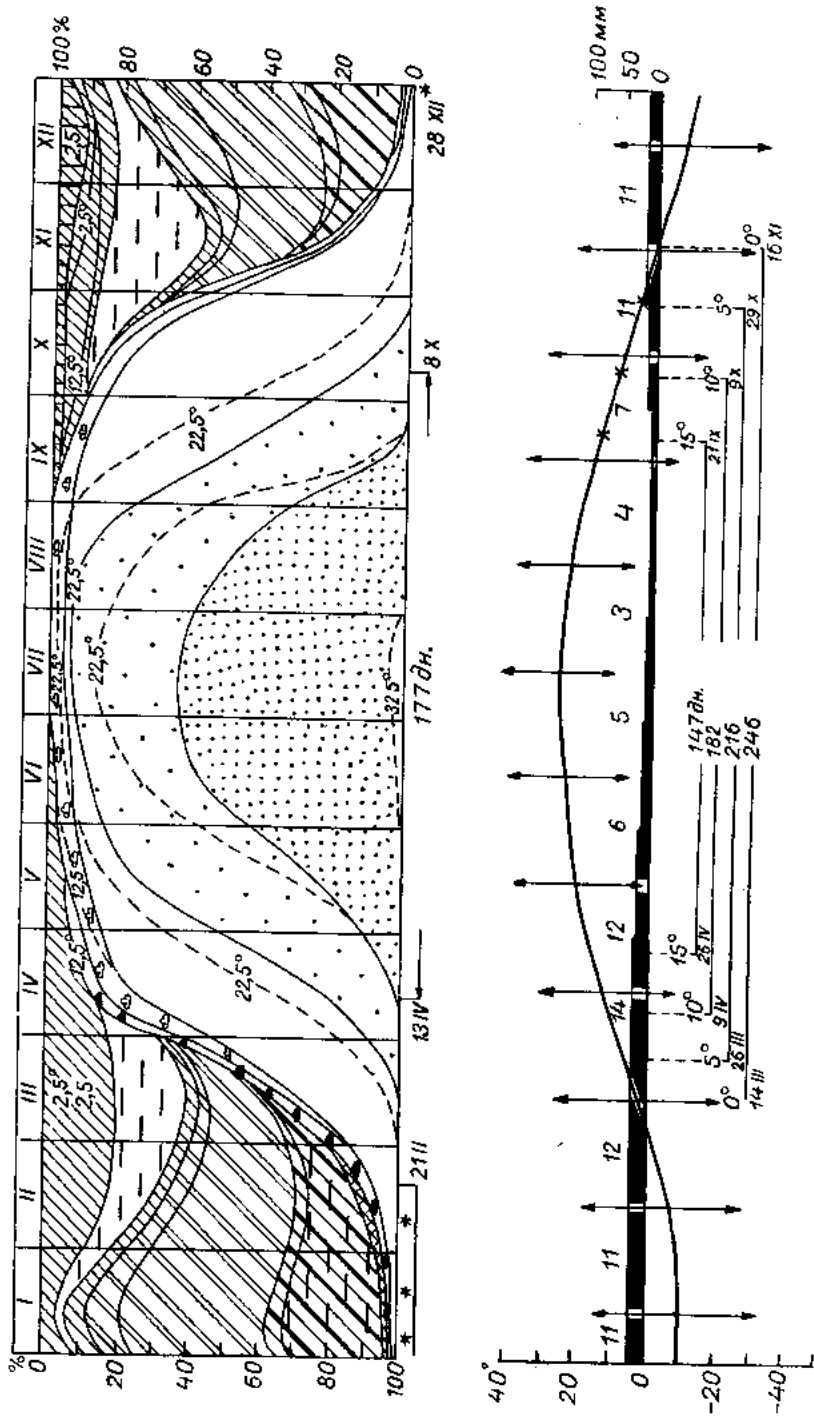


Рис. 47. Структура климата в погодах и его режимные характеристики. Казал-Орда.
Усл. обозн. см. рис. 41.

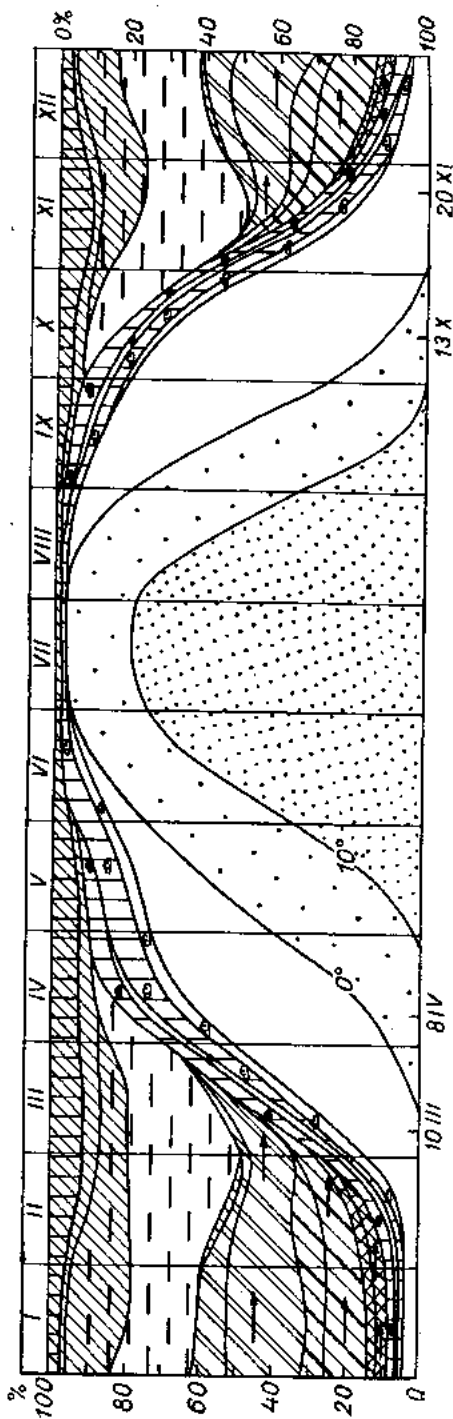


Рис. 48. Структура климата в погодах. Уюк, 1938—1947 гг. (по А. С. Утешеву).
Усл. обозн. см. рис. 40.

Режим местной погоды в отдельные сезоны года и структура климата (в погодах)

Теплое время года. В годовом ходе суммарной радиации можно наблюдать заметный рост уже в марте, особенно хорошо выраженный на юге Казахстана. К апрелю суммарная радиация достигает таких значений, когда радиационный баланс оказывается нейтральным, после чего остаточная радиация приобретает положительную величину.

Довольно резкий подъем кривой радиационного баланса в это время

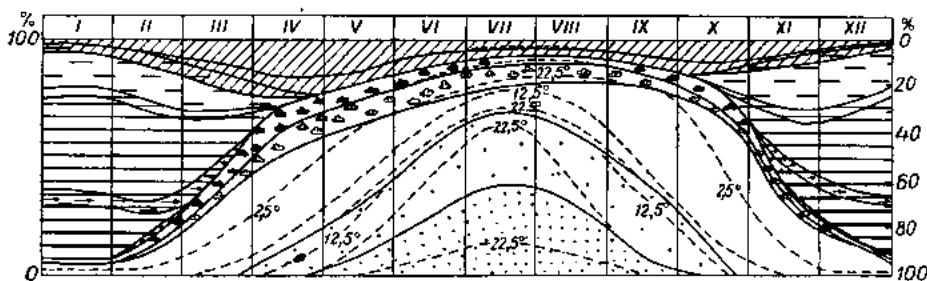


Рис. 49. Структура климата в погодах. Алма-Ата.

Усл. обозн. см. рис. 40.

года тесно связан и с изменяющимися условиями подстилающей поверхности — сходом снежного покрова. Средние многолетние даты схода устойчивого снежного покрова в северной части Казахстана приходятся на начало и середину апреля.

Именно апрель по всему комплексу метеорологических процессов для преобладающей части Казахстана может считаться переходным месяцем от холодного к теплому периоду (для крайних южных широт таким месяцем является март). В апреле не только отмечается указанное нарастание суммарной радиации, но меняется и характер циркуляционных процессов. Так, повторяемость основных процессов по М. Х. Байдалу в этот месяц выравнивается. Затем замечается уменьшение повторяемости антициклональных полей в западной части Казахстана, что объясняется меньшим распространением на запад отрога антициклона с центром над Алтаем. В восточной части Казахстана повторяемость антициклональных полей остается почти без изменений, составляя около 70%. В связи с тем, что роль радиационного выхолаживания в формировании антициклона уменьшается, центр последнего чаще всего размещается над центральными районами Казахстана и реже над Алтаем.

Из холодных вторжений наибольшую роль играют северо-западные, повторяемость которых, убывая в направлении преобладающего переноса, все же не падает ниже 20%, даже на крайнем юго-востоке Казахстана. Холодные северные и западные вторжения редки; последние все же в 2—3 раза чаще первых. Западные вторжения, естественно, менее вероятны на востоке Казахстана, где повторяемость их составляет всего лишь 2%.

Циркуляция в апреле (и мае) отличается от циркуляции в зимние месяцы еще и тем, что в это время наблюдается постоянное чередование сравнительно коротких периодов с теплыми и холодными вторжениями с последующим развитием антициклонального поля, продолжительность которого чаще всего бывает не более 5 дней и в редких случаях достигает 10.

Именно с пульсирующим характером теплых и холодных вторжений в весеннее время во многом связана динамика схода снежного покрова, характер которой в разные годы весьма различен.

Фронтальная деятельность наиболее сильно развита в западной половине Казахстана и чаще всего бывает представлена холодными фронтами и фронтами окклюзий. Благодаря общему повышению запасов влаги в воздушных массах от зимы к весне, а также в связи с тем, что уровень конденсации водяного пара весной лежит в тропосфере сравнительно невысоко, фронты в это время года обычно выражены преимущественно и облачностью и осадками. Необходимо также отметить, что осадки в этот период года чаще всего связаны с деятельностью полярного фронта, постепенно смещающегося от зимы к лету с юга на север и проходящего над территорией Казахстана в весенние месяцы. В связи с этим на юге Казахстана максимум осадков падает на март и апрель, на юго-востоке — на апрель и май. Весной осадки чаще всего выпадают в виде дождя, особенно в южных равнинных районах и в предгорьях, однако в отдельных случаях не исключается иногда и позднее выпадение снега. Так, в Алма-Ате снегопад отмечался даже в конце мая.

Отметим также одну весьма важную особенность в свойствах атмосферной циркуляции весны — довольно значительное различие температурных характеристик разных воздушных масс. В апреле и мае на юго-востоке Казахстана наиболее низкие температуры у земли и в нижних слоях тропосферы наблюдаются в массах арктического воздуха и воздуха умеренных широт сибирского происхождения, а наиболее высокие — в массах тропического воздуха. Так, например, различие в температурах последних двух масс в пределах высот до 4 км составляет около 10—15°, что было показано исследованиями Э. М. Машкович.

Таким образом, следует считаться с тем, что смена воздушных масс в моменты прохождения атмосферных фронтов может приводить к большим значениям межсуточной изменчивости средней суточной температуры и в какой-то мере увеличивать амплитуду суточного колебания температуры воздуха в эти дни. То, что весной это имеет место на территории Казахстана, следует из нижеприведенных таблиц, характеризующих повторяемость как межсуточной изменчивости (табл. 13), так и амплитуд суточного колебания (табл. 16) температуры воздуха в апреле.

Таблица 13

Повторяемость (%) межсуточной изменчивости средней суточной температуры.
Апрель

Станция	Изменчивость (град.)				
	до 5	>±5	>±10	>±15	>±20
Уральск	94	6	—	—	—
Акмолинск	84	15	1	—	—
Семипалатинск	83	16	1	—	—
Кзыл-Орда	93	6	1	—	—
Алма-Ата	90	9	1	—	—

Как видно из таблицы, случаи межсуточной изменчивости средней суточной температуры $> \pm 5^\circ$ составляют в восточной половине Казахстана более 10% повторяемости.

Благодаря влиянию теплых масс температура воздуха на юге равнинных районов Казахстана в отдельные дни весенних месяцев может подниматься до $30-35^\circ$. Высокие температуры воздуха нередко сопровождаются низкой относительной влажностью. Такие метеорологические комплексы приводят к формированию суховеино-засушливых и умеренно засушливых погод. Однако повторяемость этих погод, даже на равнинах юга Казахстана, в апреле невелика и не превышает $20-25\%$, как это можно видеть из табл. 14 и рис. 41—49. Засушливые погоды в апреле севернее Казахстана не распространяются. Среди этих погод суховеино-засушливые погоды составляют незначительную часть и распространяются на север лишь до юга полупустынной зоны.

Таблица 14

Повторяемость (%) классов погоды на территории Казахстана. Апрель

Станция	Классы погоды															
	суховеино-засушли- вая	умеренно засушли- вая	малооблачная	облач- ная днем		облач- ная ночью		пасмурная	дождливая	с пере- ходом t через 0°		слабоморозная	умерен- но мо- розная		значи- тельно мороз- ная	
				без осадков	с осадками	без осадков	с осадками			облачная днем	ясная днем		без ветра	с ветром	без ветра	с ветром
Петропавловск	—	0	29	6	2	4	2	11	7	9	14	2	1	11	—	2
Кустанай . . .	—	0	32	6	2	4	2	11	5	8	15	2	1	11	—	1
Уральск . . .	—	2	35	10	1	5	1	13	10	7	7	2	2	5	—	—
Новороссий- ское	—	3	31	6	1	4	1	14	6	8	12	3	2	9	—	0
Акмолинск . .	—	1	33	6	2	5	1	10	7	5	15	2	1	11	—	1
Баян-Аул . . .	—	5	43	11	2	4	2	5	5	7	9	0	1	6	—	—
Семипалатинск	—	3	42	7	2	5	1	8	8	4	11	1	2	5	0	1
Уил	—	7	47	7	2	5	1	10	6	6	6	1	—	2	—	—
Тургай	0	2	54	4	5	1	4	5	8	4	11	—	2	—	—	—
Каркаралинск	—	1	38	8	4	3	2	8	7	5	15	2	1	6	—	—
Аягуз	—	3	45	4	2	4	2	9	7	1	8	4	0	0	0	1
Гурьев	—	9	57	10	2	2	2	6	6	1	5	—	—	—	—	—
Челкар	0	10	41	8	3	3	3	7	6	3	12	0	—	4	—	—
Карсакая . . .	—	3	51	4	6	3	5	3	10	5	9	—	—	1	—	—
Мойнты	—	3	53	8	5	2	3	4	8	3	10	0	0	1	—	—
Кзыл-Орда . .	2	22	47	5	3	1	3	7	8	0	2	—	—	—	—	—
Фурманово . .	—	17	55	5	6	2	7	1	6	—	1	0	—	—	—	—
Уюк	0	20	47	4	8	1	7	5	7	0	1	0	—	—	—	—
Матай	—	16	48	7	2	5	3	7	8	—	3	0	—	1	—	—

Уже в апреле обращает на себя внимание большая повторяемость малооблачной незасушливой погоды (рис. 50—61), которая в юго-восточных районах Казахстана доходит до 15—17 дней. Та же значительная

повторяемость этой погоды отмечается и на западе Казахстана, в приморских районах. На севере Казахстана возникновение ее отмечается реже (не чаще 9 дней).

Анализ данных календаря циркуляционных процессов по М. Х. Байдалу и каталога погоды показал, что образование безморозных малооблачных погод в апреле на территории Казахстана наблюдается при весьма разнообразных типах циркуляции, но с существенной разницей их по вероятности (табл. 15).

Таблица 15

Повторяемость (0/0) малооблачной погоды при разных типах циркуляции. Апрель

Станция	Тип циркуляции		
	Ш	С	Е
Петропавловск	10	12	8
Уральск	15	11	10
Семипалатинск	13	18	10
Челкар	14	19	11

Если принять во внимание частоту образования засушливой и незадушливой малооблачной погоды, что составляет на большей части территории Казахстана более половины дней апреля, становится понятной значительная повторяемость в этом месяце относительно высокой суточной амплитуды температуры воздуха (табл. 16).

Таблица 16

Повторяемость (0/0) суточных амплитуд температуры. Апрель

Станция	Амплитуда (град.)					
	<4	4—7	8—11	12—15	16—20	>20
Уральск	2	27	29	21	19	2
Акмолинск	1	21	35	21	18	4
Семипалатинск	—	5	28	29	30	8
Кзыл-Орда	1	7	23	31	34	4
Алма-Ата	1	15	35	38	11	—

Как видно из таблицы, суточная амплитуда температуры воздуха от 8 до 15° повторяется более чем в 50% случаев, а более значительная амплитуда в равнинных районах Казахстана также нередка. Но все же на севере Казахстана повторяемость их явно меньше по сравнению с пустынными районами. Предгорные районы юга (Алма-Ата) также характеризуются меньшими амплитудами температуры воздуха.

Кроме указанных малооблачных погод, остальные дни месяца (апреля) приходятся в основном на другие типы безморозной погоды: погоды с облачностью в разное время суток (днем или ночью) и погоды пасмурные и дождливые. Происхождение их несколько различно. Так, дождливые, пасмурные и ночью облачные погоды преимущественно возникают в результате фронтальных процессов; погоды же с дневной

облачностью чаще возникают в результате дневного внутримассового прогревания. Отчетливой связи между образованием этих погод и типами циркуляции М. Х. Байдала нет.

Так как осадки выпадают не только при дождливой погоде, но и в условиях погоды только с ночной или только с дневной облачностью, что в совокупности составляет нередкие случаи, то весной они оказываются достаточными для произрастания растительности даже в пустынных районах Казахстана. В этот период пустыни имеют яркий и богатый растительный покров, питающийся также почвенной влагой, сохранившейся с зимы.

Уже в апреле термический режим оказывается вполне благоприятным для вегетации растительности даже во всей северной части Казахстана.

В этом нас убеждает большая повторяемость всех безморозных погод и погод только с заморозком вместе взятых (рис. 50). На юге Казахстана повторяемость таких погод составляет месяц, на севере — 26 дней из 30. Среди безморозной погоды часты случаи малооблачной незасушливой и даже встречаются дни с засушливой погодой.

Представление об особенностях географического распределения по территории Казахстана безморозных погод и погод с заморозком можно составить из рисунков структуры климата в погодах.

Так как в апреле формирование такой погоды часто связано с холодными вторжениями и зависит в большей степени от местных условий

радиационного баланса, то распределение ее по территории носит довольно пестрый характер. Чаще всего погода с переходом температуры через 0° возникает в северной части Казахстана и может проследиваться даже в мае. Эта погода более вероятна в степной зоне. К югу от степной зоны она возникает реже и, конечно, чаще отмечается в марте, нежели в апреле. На юге пустынной зоны подобная погода в апреле наблюдается редко.

Весной во всех районах Казахстана погода с переходом температуры через 0° характеризуется чаще всего относительно небольшими значениями минимума (от 0 до -5°). При таких ночных минимумах последующее дневное повышение температуры более чем в половине случаев не превосходит 10° . Однако в северной части Казахстана (Акмолинск) даже в апреле нередки случаи и значительно большего подъема дневных температур.

При дальнейшем переходе от весенних к летним месяцам суммарная радиация увеличивается, приближаясь по значениям к годовому максимуму, происходит сильное прогревание подстилающей поверхности и повышение температуры воздуха нижних слоев тропосферы. При этом различие в суммах солнечного тепла между северными и южными районами уменьшается, становится меньшим и различие гигротермических характеристик различных типов воздушных масс. Вместе с тем изменяются и условия циркуляции атмосферы.

По сравнению с зимой и весной в летние месяцы резко уменьшается повторяемость дней с антициклонами. Так, в западных районах Казах-

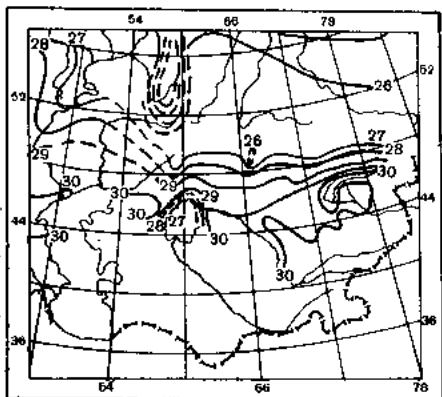


Рис. 50. Карта повторяемости безморозной погоды вместе с оттепелями (дни) в апреле (по Е. Е. Федорову и Л. А. Чубукову).

стана она сравнительно невелика и составляет в июле всего лишь около 30%. В Восточном Казахстане повторяемость дней с антициклонами значительно больше и в отдельные месяцы достигает 60%. В остальные дни наблюдаются циклонические возмущения с холодными вторжениями в тылу. Наибольшая повторяемость характерна для северо-западных вторжений, менее часты северные и сравнительно редки западные вторжения. Эти холодные вторжения осуществляются главным образом в виде частых, но сравнительно кратковременных вхождений, продолжительность их обычно не более 5 суток. Они приводят к образованию над Казахстаном ядра повышенного давления, которое затем быстро ослабевает благодаря энергичному дневному прогреванию. Существование антициклонального поля лишь в редких случаях бывает продолжительным, чаще всего оно составляет не более 1—2 суток и лишь в исключительных случаях достигает 10—12 суток.

Несмотря на то что повторяемость циклонических возмущений летом весьма велика и, следовательно, весьма часто наблюдается смена антициклональных условий погоды циклоническими, в характере погоды не встречается резких изменений, особенно в равнинных частях Казахстана. Благодаря этому создается впечатление о преобладании в равнинных районах Казахстана в течение всего лета хорошей, т. е. антициклональной погоды. Это ложное впечатление возникает прежде всего потому, что температурный контраст между различными воздушными массами летом значительно меньше, чем зимой. Поэтому смена воздушных масс в дни циклонических возмущений не приводит к резким изменениям температуры воздуха, что обычно наблюдается зимой. В тесной связи с этим находится и то обстоятельство, что летом межсуточная изменчивость средней суточной температуры воздуха характеризуется большой повторяемостью малых значений изменчивости (табл. 17), что весьма ценно с курортологической точки зрения.

Таблица 17

Повторяемость (%) межсуточной изменчивости средней суточной температуры. Июль

Станция	Изменчивость (град.)				
	до 5	>±5	>±10	>±15	>±20
Уральск	96	4	—	—	—
Акмолинск	95	5	—	—	—
Семипалатинск	96	4	—	—	—
Кзыл-Орда	97	3	—	—	—
Алма-Ата	95	4	1	—	—

Лишь незначительное число случаев (повторяемость меньше 5%) приходится на изменчивость более $\pm 5^\circ$. Изменчивость более $\pm 10^\circ$ наблюдается лишь в исключительных случаях (Алма-Ата).

Развивающиеся в летние дни токи тепловой конвекции, усиливающиеся иногда также процессами фронтального скольжения в дни циклонических возмущений, обычно не достигают особенно в южных районах уровня, на котором происходит конденсация водяного пара и образование облаков. Поэтому над равнинными районами Казахстана летом так часта ясная погода или погода с незначительной облачностью, которая

обычна в южных районах даже в условиях низкого давления, вызванного интенсивным прогреванием нижних слоев воздуха (условия термической депрессии).

Такой режим погоды обуславливает здесь высокие амплитуды суточного колебания температуры воздуха (табл. 18).

Таблица 18

Повторяемость (0/0) суточных амплитуд температуры. Июль

Станция	Амплитуда (град.)					
	<4	4—7	8—11	12—15	16—20	>20
Уральск	1	2	14	36	46	1
Акмолинск	—	2	20	39	35	4
Семипалатинск	—	2	23	37	35	3
Кзыл-Орда	—	—	2	31	64	3
Алма-Ата	—	2	34	57	7	—

По сравнению с весной на равнинах Казахстана в июле очень большую повторяемость имеют амплитуды суточного колебания температуры воздуха в пределах 16—20°. Такие значения суточных амплитуд температуры особенно характерны для пустынной зоны Казахстана (Кзыл-Орда). В предгорных районах они редки. Здесь более вероятны значения суточных амплитуд температуры в пределах от 12 до 15° (Алма-Ата).

Как уже отмечалось ранее (ч. I, гл. III), при движении с севера на юг летом уменьшается повторяемость атмосферных фронтов. В том же направлении идет и повышение уровня конденсации. Этими двумя причинами объясняется характер географического распределения погод с облачностью в разное время суток, среди которых имеются и погоды с осадками.

Наибольшее количество осадков (до 250 мм с апреля по октябрь) отмечается на севере Казахстана, в лесостепных и степных районах. На широтах же Аральского моря — Балхаша осадков в такое время выпадает всего лишь от 30 до 75 мм.

Небольшое количество осадков над полупустынными и пустынными районами Казахстана объясняется также и усиленным тепловым воздействием подстилающей поверхности на самые нижние (до 1 км) слои воздуха. Дневные температуры воздуха здесь бывают столь высоки и относительная влажность так низка, что в этих районах нередко можно наблюдать так называемый «сухой дождь». Сущность этого явления состоит в том, что на некоторой высоте наблюдается выпадение полос дождя из облака, но осадки не достигают поверхности земли вследствие полного испарения капель на пути их падения в жарком и сухом воздухе. Хотя такие сухие дожди и не дают осадков у земли, но значение их для растительного мира можно считать благоприятным, так как они заметно увеличивают влажность в нижних приземных слоях тропосферы. Растительность чувствует себя несколько лучше, чем в периоды с отсутствием осадков вообще.

Такие же периоды, когда в полупустынных и пустынных районах Казахстана формируются суховеино-засушливые и умеренно засушливые погоды, летом достаточно часты. Это можно видеть из рисунков структуры климата в погодах, из табл. 19 и карт распределения всех

засушливых погод и суховеjno-засушливой погоды в июле (рис. 51 и 52).

На каждом из этих рисунков весьма наглядно выражены основные закономерности в распределении умеренно засушливой и суховеjno-

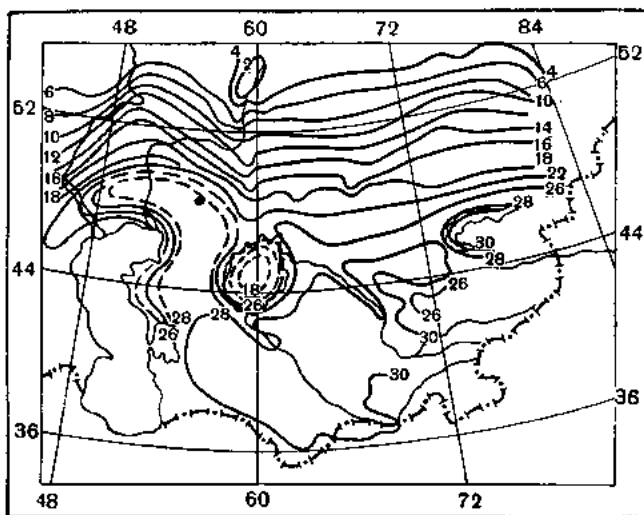


Рис. 51. Карта повторяемости всех засушливых погод (дни) в июле (по Е. Е. Федорову и Л. А. Чубукову).

засушливой погоды во времени. В своей совокупности эти рисунки дают отчетливую картину распределения засушливых погод по территории Казахстана. Анализ графиков структуры климата северных лесостепных районов Казахстана показывает, что площадь рисунка, занятая

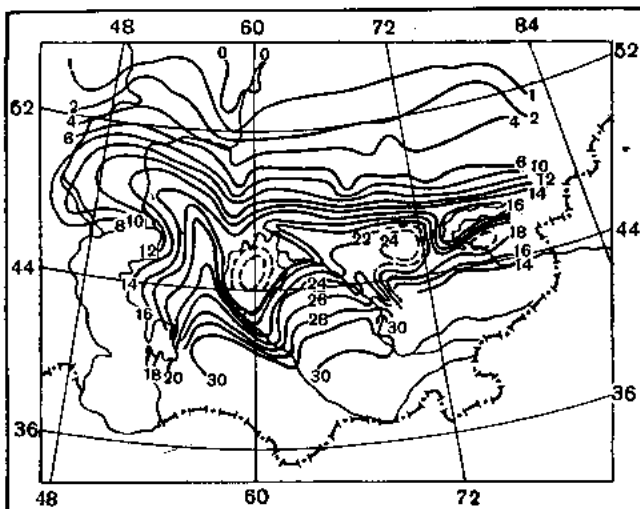


Рис. 52. Карта повторяемости суховеjno-засушливой погоды (дни) в июле (по Е. Е. Федорову и Л. А. Чубукову).

этими погодами, относительно мала и ограничена периодом с мая по сентябрь. На графике хорошо выражен июньский максимум повторяемости таких погод, типичный для лесостепных и степных районов всей Западно-Сибирской низменности. Режим умеренно засушливой и суховеjno-засушливой погоды на Западно-Сибирской низменности отличается от режима на равнине Европейской территории СССР, где, согласно исследе-

дованиям Е. Е. Федорова и А. И. Баранова [218], максимум повторяемости таких погод приходится на июль (например, Уральск).

При перемещении с севера на юг, от зоны к зоне, структура климата в погодах изменяется так, что площадь рисунка, обозначающая повторяемость этих погод, заметно расширяется за счет охвата большего периода и увеличения повторяемости внутри каждого месяца. В лесостепных и степных районах Казахстана обращает на себя внимание то, что при смещении на юг одинаково возрастает повторяемость как умеренно засушливой, так и суховейно-засушливой погоды, причем июньский максимум их повторяемости все время сохраняется.

Таблица 19

Повторяемость (%) классов погоды на территории Казахстана. Июль

Станция	Классы погоды								
	суховейно-засушливая	умеренно-засушливая	малооблачная	облачная днем		облачная ночью		пасмурная	дождливая
				без осадков	с осадками	без осадков	с осадками		
Петропавловск	1	11	23	20	8	3	4	11	19
Кустанай	4	21	12	21	6	2	4	11	19
Кокчетав	4	25	14	21	8	5	4	8	11
Уральск	18	32	7	19	5	0	4	6	9
Новороссийское	14	25	6	28	5	1	2	8	11
Акмолинск	8	23	9	18	10	3	3	12	14
Баян-Аул	12	27	8	24	9	2	4	5	9
Семипалатинск	15	28	8	20	6	2	4	8	9
Уил	37	33	3	13	4	—	3	3	4
Тургай	42	34	1	15	4	—	2	—	2
Каркаралинск	7	28	11	23	10	1	2	7	11
Аягуз	18	38	7	16	5	1	2	5	8
Гурьев	37	35	12	6	4	1	2	1	2
Челкар	44	23	2	14	7	1	2	3	4
Карсакапай	34	30	2	17	9	—	3	2	3
Монты	36	36	2	11	9	—	2	2	2
Кзыл-Орда	63	31	2	3	1	0	0	0	0
Фурманово	23	61	6	4	2	0	2	0	2
Уюк	80	18	0	0	1	—	0	1	0
Матай	63	23	1	5	2	0	—	3	3

При переходе к полупустынным и затем пустынным районам не только заметно увеличивается общая повторяемость засушливых погод, которые наблюдаются в этих районах с апреля по октябрь, но и резко возрастает среди них повторяемость суховейно-засушливой погоды. Вместе с тем максимум ее повторяемости определенно смещается на июль, когда эта погода в пустынных районах оказывается и преобладающей.

В пределах же каждой зоны повторяемость суховейно-засушливой погоды в общем несколько увеличивается с запада на восток. Особенно

это хорошо выражено в полупустынной и пустынной зонах в западной части Казахстана, за исключением лишь приморских районов, искажающих эту закономерность. Водные поверхности Каспийского, Аральского морей и оз. Балхаш уменьшают повторяемость суховеино-засушливой погоды. Эта тенденция, кстати сказать, заметна и для оазисов р. Аму-Дарьи (рис. 52). В июле наибольшая повторяемость суховеино-засушливой погоды отмечается на крайнем юге Казахстана и в центральных пустынных районах.

Если рассмотреть суховеино-засушливые погоды по интенсивности, то можно заметить, что большая повторяемость их относится к группе слабых. Однако, начиная с зоны степи, увеличивается повторяемость суховеев средней интенсивности, которые на юге пустыни составляют 20—30%. Начиная с зоны полупустыни, встречаются случаи интенсивных суховеев и даже жестоких, но они довольно редки.

Значительный интерес представляет рассмотрение динамики местной погоды, выполненное способами комплексно-динамико-климатологического анализа.

Л. В. Клименко [121] все разнообразие изменений местной погоды в летний период объединил в 14 типовых схем, действительных почти для каждой зоны Казахстана.

Как показали его исследования, наибольшая повторяемость приходится на те случаи, когда пасмурная, днем облачная погода переходит в умеренно засушливую и даже суховеино-засушливую, а также когда умеренно засушливая переходит в малооблачную. Последние случаи чаще бывают в степной зоне. В пустынной же зоне максимум повторяемости наблюдается для случаев, когда суховеино-засушливая погода остается без изменений, несмотря на прохождение атмосферных фронтов. В этом весьма отчетливо выражена закономерность последовательного перехода одного класса погоды в другой, что, как известно, типично для процесса трансформации радиационного прогревания.

Ведущая роль трансформации прогревания в образовании суховеино-засушливой погоды проявляется и в том, что, согласно проведенному анализу, не было установлено какое-либо доминирующее значение для генезиса этой погоды того или иного типа циркуляции. Это достаточно отчетливо видно из табл. 20.

Таблица 20

Повторяемость (%) суховеино-засушливой погоды при разных типах циркуляции. Июль

Станция	Тип циркуляции		
	Ш	С	Е
Петропавловск	1	0	0
Уральск	5	5	8
Челкар	15	15	16
Кзыл-Орда	20	22	21
Семипалатинск	4	5	5

Цифры этой таблицы не оставляют сомнения в том, что интенсивный теплообмен между подстилающей поверхностью и атмосферой в разгар лета выравнивает значение различных типов циркуляции в образовании конкретных случаев суховеино-засушливой погоды.

Однако, если брать совокупность повторяемости всех засушливых и малооблачных погод, то наибольшая повторяемость их связана с меридиональной циркуляцией европейского типа (Е).

В периоды образования суховеjno-засушливой погоды можно наблюдать существенную перестройку термического режима нижних слоев тропосферы. В этом убеждает анализ связи суховеjno-засушливой погоды, проведенный нами [228], с данными аэрологического исследования Н. Ф. Гельмгольца [68].

Н. Ф. Гельмгольц в своем исследовании использовал принцип относительной засушливости по А. С. Утешеву [216] и, следуя его методике, дал аэрологическую характеристику некоторым аномально-засушливым

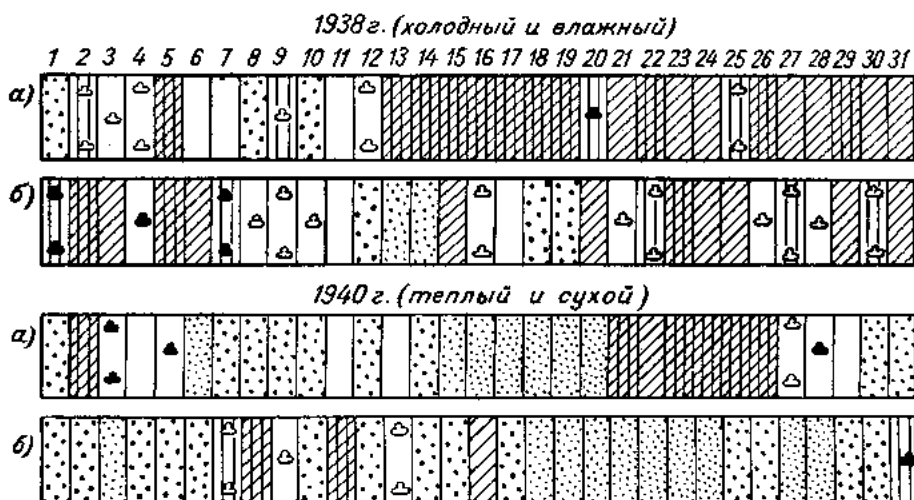


Рис. 53. Структура июля, выраженная в погодах. Кустанай (а) и Семипалатинск (б)

периодам. Аэрологические разрезы нижних слоев тропосферы, сделанные Н. Ф. Гельмгольцем, были дополнены последовательным ходом погоды. Связь суховеjno-засушливой погоды разной интенсивности с различной степенью относительной засушливости тропосферы оказалась весьма наглядной и обычно прямой.

Режим местной погоды летнего времени в отдельные годы показывает весьма существенные различия. В качестве примера того, насколько может различаться структура климата июля, выраженная в погодах, приведены данные холодного влажного 1938 г. и теплого сухого 1940 г. для Кустаная и Семипалатинска (рис. 53).

Подобные различия в режиме местной погоды имеют весьма большое практическое значение. Они во многом определяют эффективность сельскохозяйственного производства, что, например, было показано Я. И. Фельдманом [223] для районов целинных и залежных земель Северного Казахстана и Алтайского края. Особенно эти различия бывают практически важными, если наблюдаются в первую половину теплого периода, чем и определяется чаще всего, при прочих одинаковых условиях, уровень урожая сельскохозяйственных культур.

Вместе с тем указанные различия в погоде отдельных лет создают существенные отличия в условиях климатотерапии. В связи с этим результаты лечебного процесса на курортах равнинных районов Казахстана в такие годы могут оказаться не совпадающими.

Во вторую половину теплого полугодия, начиная с конца июля, температура воздуха на территории Казахстана постепенно понижается.

В связи с этим уменьшается и повторяемость умеренно засушливых и суховейно-засушливых погод. Последние на юге Казахстана исчезают в сентябре, а первые — в октябре. В сентябре и октябре в южных районах Казахстана преимущественно стоит малооблачная незасушливая погода. В эти же месяцы здесь отмечается некоторое увеличение дождливых погод.

В северной половине Казахстана малооблачная безморозная погода составляет лишь около $\frac{1}{3}$ всех дней октября, но на востоке она все же более часта. В лесостепных и степных районах осенний максимум повторяемости пасмурных и дождливых погод выражен лучше, чем на юге Казахстана.

В октябре все еще сохраняется на большей части территории Казахстана значительная повторяемость всех безморозных погод (табл. 21

Таблица 21

Повторяемость (%) классов погоды на территории Казахстана. Октябрь

Станция	Классы погоды															
	суховейно-засушливая	умеренно засушливая	малооблачная	облачная днем		облачная ночью		пасмурная	дождливая	с переходом t через 0°		слабоморозная	умеренно морозная		значительно морозная	
				без осадков	с осадками	без осадков	с осадками			облачная днем	ясная днем		без ветра	с ветром	без ветра	с ветром
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Петропавловск	—	—	20	3	2	5	2	18	10	11	14	3	—	11	—	—
Кустанай . . .	—	—	23	4	2	6	2	16	10	10	14	3	1	8	—	1
Кокчетав . . .	—	—	11	5	3	7	1	6	2	23	34	0	1	6	—	1
Уральск . . .	—	2	34	5	2	6	1	16	10	8	14	1	0	1	—	—
Новороссийское	—	1	27	3	2	6	2	15	10	8	17	3	—	6	—	0
Акмолинск . . .	—	—	29	4	2	5	1	15	9	8	14	3	1	9	—	—
Баян-Аул . . .	—	2	31	3	4	4	1	11	12	5	13	2	3	9	—	—
Семипалатинск	—	1	36	5	2	4	2	15	12	5	10	3	2	3	—	—
Увл	—	1	43	4	2	4	2	16	10	4	9	1	—	4	—	—
Тургай	—	0	33	5	5	4	5	9	12	5	20	0	—	2	—	—
Каркаралинск	—	1	28	3	3	4	1	9	9	6	18	3	—	15	0	0
Аягуз	—	0	43	6	2	3	2	7	7	2	11	7	1	9	—	0
Гурьев	—	—	69	5	2	2	2	7	6	0	6	1	0	0	—	—
Челкар	—	2	49	6	3	2	2	10	5	4	15	—	—	2	—	—
Карсакапай . . .	—	0	43	4	3	3	2	5	11	6	17	—	1	5	—	—
Моинты	—	1	42	5	4	4	3	5	2	6	23	1	0	4	—	—
Кзыл-Орда . . .	—	6	69	4	2	2	1	6	2	1	6	1	0	0	—	—
Уюк	0	9	60	3	4	2	4	3	4	1	10	—	—	—	—	—
Фурманово . . .	—	4	73	4	3	1	2	1	6	0	6	0	—	—	—	—
Матай	—	5	52	7	1	4	3	6	8	1	13	0	—	0	0	—

и рис. 54), составляющая на крайнем севере Казахстана $\frac{2}{3}$ всех дней месяца. В сочетании же с погодой, характеризующейся переходом температуры через 0° , это выражено еще более ярко.

Интересно отметить, что в северной части Казахстана в октябре погода с переходом температуры через 0°, по существу, имеет наибольшую повторяемость по сравнению с другими погодными условиями. Это обусловлено тем, что некоторые случаи безморозной погоды являются погодными условиями с заморозками, что не могло быть показано ранее разработанными материалами¹. Интенсивность заморозка чаще всего бывает небольшой

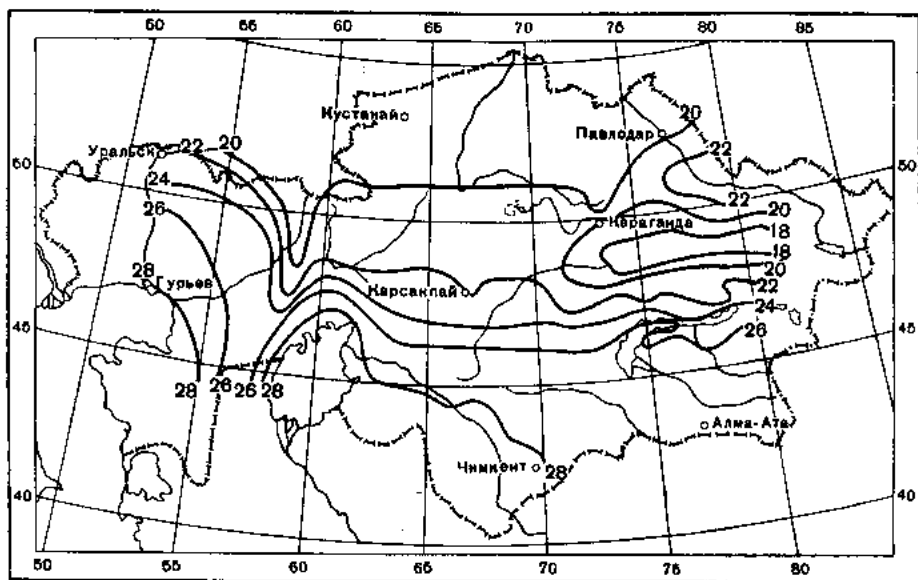


Рис. 54. Карта повторяемости всех безморозных погод (дни) в октябре (по Е. Е. Федорову и Л. А. Чубукову).

(от 0 до -5°), но в степной зоне Казахстана отмечаются редкие случаи и более значительного кратковременного понижения температуры.

В октябре в режиме местной погоды хорошо, кроме того, выражена инерция летнего периода. Она проявляется в довольно большой повторяемости значительных величин суточной амплитуды температуры воздуха (табл. 22), которая все же бывает меньше, чем в июле. Но амплитуда суточного колебания температуры воздуха более 15° в пустынях Казахстана (если судить по данным Кзыл-Орды) довольно часта.

Таблица 22

Повторяемость (%) суточных амплитуд температуры. Октябрь

Станция	Амплитуда (град.)					
	<4	4—7	8—11	12—15	16—20	>20
Уральск	6	34	32	14	11	3
Акмолинск	8	26	25	15	22	4
Семипалатинск	4	30	25	22	16	3
Кзыл-Орда	—	6	20	28	39	7
Алма-Ата	1	12	37	38	12	—

¹ В таких разработках не использовались показания экстремальных термометров.

Вместе с тем в октябре уже хорошо заметны в радиационном режиме и в режиме циркуляции черты, присущие холодному периоду года. Так, на севере Казахстана радиационный баланс оказывается нейтральным, что усиливает термические различия воздушных масс, учащаются случаи прохождения атмосферных фронтов, на которых взаимодействуют более контрастные в термическом отношении воздушные массы. Это приводит к увеличению межсуточной изменчивости средней суточной температуры воздуха (табл. 23).

Таблица 23

Повторяемость (%) межсуточной изменчивости средней суточной температуры. Октябрь

Станция	Изменчивость (град.)				
	до 5	>±5	>±10	>±15	>±20
Уральск	93	7	—	—	—
Акмолинск	88	11	1	—	—
Семипалатинск	81	18	1	—	—
Кзыл-Орда	86	13	1	—	—
Алма-Ата	85	14	1	—	—

Холодное время года. В зависимости от условий радиационного режима (понимая под этим и радиационные свойства подстилающей поверхности), а также от характера циркуляционных процессов продолжительность зимнего периода в разных районах Казахстана, естественно, оказывается различной. Наиболее быстрое понижение температуры воздуха под влиянием интенсивного радиационного выхолаживания и заточков холодных арктических масс вначале наблюдается в северо-восточных и северных районах Казахстана. Здесь уже с первой декады ноября устанавливается устойчивый снежный покров, который удерживается вплоть до конца марта — начала апреля. На протяжении этих пяти месяцев средние месячные температуры воздуха остаются здесь отрицательными.

По мере усиления процессов радиационного выхолаживания, а также в связи с продвижением арктического фронта все далее на юг зимний режим постепенно захватывает все большую территорию Казахстана. Устойчивый снежный покров формируется всюду не позднее декабря, за исключением крайнего юга равнинных районов Казахстана, где в некоторые годы устойчивый снежный покров вообще не устанавливается на протяжении всего периода наименьшей суммарной радиации и наибольшей отрицательной величины радиационного баланса (декабрь — январь), не говоря уже о других месяцах «зимнего сезона». В этих районах Казахстана период с отрицательными значениями средних месячных температур воздуха сокращается до трех месяцев (декабрь — февраль). Однако, несмотря на отмеченные различия в условиях подстилающей поверхности, можно указать на общие закономерности циркуляционных процессов этого периода для всей территории Казахстана.

Большая повторяемость антициклональных полей над Казахстаном (60—70% за декабрь — февраль) в течение зимы заметно ограничивает влияние фронтальных процессов как климатообразующих факторов. В среднем для Казахстана можно считать, что только около 30% всех

дней приходится на дни с фронтальными процессами. В остальное время районы Казахстана обычно заняты какой-либо однородной воздушной массой, с типично антициклональными условиями.

В холодную половину года максимум повторяемости широтной формы циркуляции (повторяемость $\geq 50\%$), по М. Х. Байдалу, приходится на конец октября и затем на середину ноября и декабря. При широтной циркуляции над центральным и южным Казахстаном формируется область высокого давления, на севере же преобладает циклоническая деятельность. Поэтому в северных районах в октябре несколько

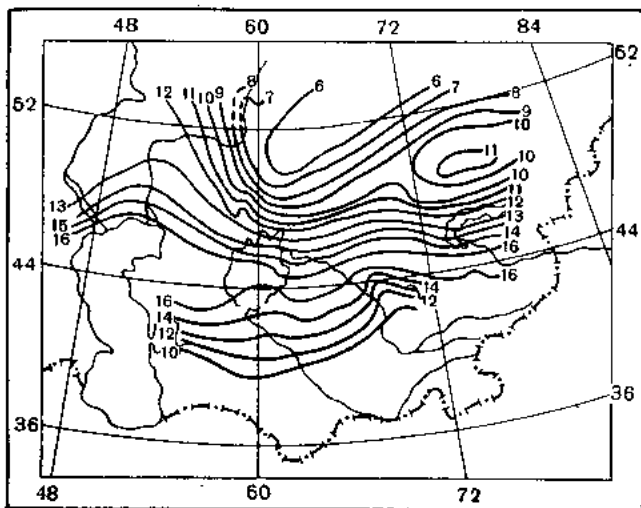


Рис. 55. Карта повторяемости умеренно морозной погоды (дни) в январе (по Е. Е. Федорову и Л. А. Чубукову).

увеличивается повторяемость пасмурной и дождливой погоды, а на юге территории преобладает погода с ясным днем.

Различия в режиме местной погоды между северо-восточными и крайними южными районами Казахстана зимой весьма существенны. Это хорошо видно как из рисунков структуры климата в погодах, так и из табл. 24, а также из карт распределения значительно морозных погод (рис. 55, 56) и особенно из карты распределения погод повышенной морозности: сильно морозная, жестоко морозная погода (рис. 57). В то время как повторяемость последних в северо-восточных районах Казахстана составляет около 8—10 дней в январе, они южнее Балхаша встречаются лишь в исключительных случаях. Отслаивающее влияние водной поверхности выражено весьма ярко.

Анализируя динамику погоды в зимнее время года, Л. В. Клименко [121] всю территорию Казахстана в холодный период года подразделяет только на две зоны — северную и южную, благодаря наличию на всей территории снежного покрова, который уменьшает различие между широтами. Все схемы изменений местной погоды объединены в более обширные группы — типы схем: выхолаживание, выхолаживание и последующее прогревание, прогревание и равновесие.

По данным исследований Л. В. Клименко можно заключить, что выхолаживание наблюдается только в северной зоне. Причем, максимум повторяемости приходится на те периоды, когда значительно морозная погода переходит в сильно морозную. Выхолаживание с последующим прогреванием отмечается в южной зоне. Но при этом погоды характеризуются меньшей морозностью, чем на севере Казахстана.

Прогревание встречается как в северной, так и в южной зонах. На севере наибольшая повторяемость наблюдается, когда сильно мороз-

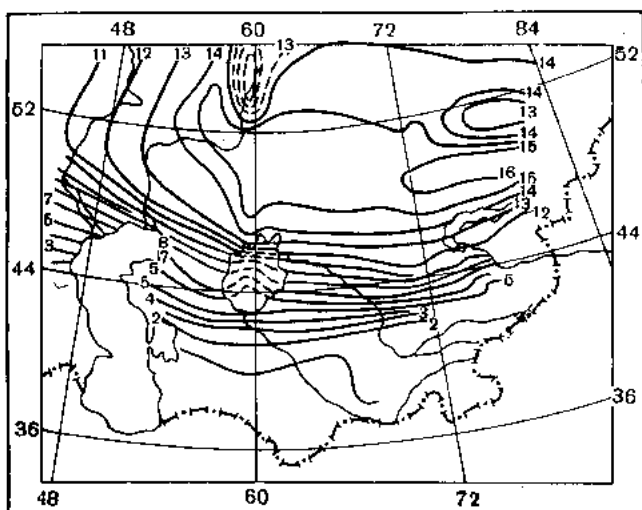


Рис. 56. Карта повторяемости значительно морозных погод без ветра и с ветром (дни) в январе (по Е. Е. Федорову и Л. А. Чубукову).

ная погода переходит в значительно морозную. На юге большая повторяемость отмечается для тех случаев, когда значительно и умеренно морозные погоды остаются без изменения.

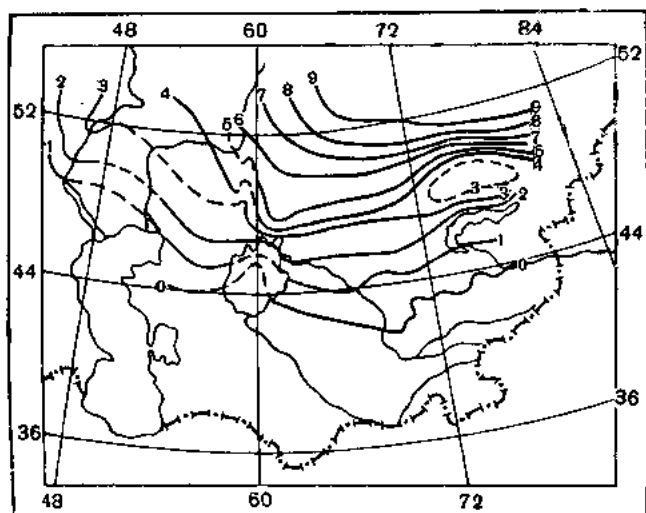


Рис. 57. Карта повторяемости сильно, жестоко и крайне морозных погод (дни) в январе (по Е. Е. Федорову и Л. А. Чубукову).

В зимнее время года в связи с отмеченными особенностями радиационного режима и циркуляции атмосферы межсуточная изменчивость средней суточной температуры воздуха растет, а амплитуды суточного колебания убывают. Все это хорошо видно из данных табл. 25 и 26.

Повторяемость (%) классов погоды на территории Казахстана, Январь

Станция	Классы погоды																	
	малооблачная		облачная днем		облачная ночью		с переходом t через 0°		слабоморозная		умеренно морозная		значительно морозная		сильно морозная		жестоко морозная	
	без осадков	с осадками	без осадков	с осадками	пасмурная	дождливая	облачная днем	ясная днем	без ветра	с ветром	без ветра	с ветром	без ветра	с ветром	без ветра	с ветром	без ветра	с ветром
Петропавловск										19	2	49	4	22	1	3		
Кустанай . . .									1	20	4	47	4	21	1	2		
Кокчетав . . .							3	1	1	26	7	46	6	8	1	1		
Уральск . . .							1	1	1	35		44			2			
Новороссийское									1	2	25	9	46	3	13		1	
Акмолинск . . .							0	1	0	2	21	6	44	2	22		2	
Баян-Аул . . .			0		0			1	0	18	25	24	22	6	3	0	1	
Семипалатинск							0	0	1	6	27	9	31	10	15	1	0	
Уил					1	0			1	9	33	12	31	5	6	1	1	
Тургай							4			2	18	6	42	2	24		2	
Каркаралинск . 0								1	0	6	32	13	38	4	6	0	0	
Аягуз									1	5	21	13	38	7	15	0	0	
Гурьев			0		0	0	5	2	2	5	46	2	33		5			
Челкар			0				1	0		3	29	5	44	3	13	1	1	
Карсакпай . . .							2	1	0	6	28	14	37	6	6			
Моинты							0	1		6	27	9	43	3	11			
Кзыл-Орда . . . 1	0	0	1	0	1	1	2	2	6	9	43	5	27	1	1			
Фурманово . . . 4			0	2	2	3	15	18		11	24	5	15	1	10			
Ужк 4		1	1	3	1	3	19	16	0	8	22	4	13	2	3			
Матай 0						1	1	1	4	15	29	18	21	4	6			

Таблица 25

Повторяемость (%) межсуточной изменчивости средней суточной температуры, Январь

Станция	Изменчивость (град.)				
	до 5	> ± 5	> ± 10	> ± 15	> ± 20
Уральск	78	14	7	1	
Акмолинск	64	28	7		1
Семипалатинск	66	27	5	2	
Кзыл-Орда	80	15	4	1	
Алма-Ата	80	17	3		

Повторяемость ($0/0$) суточных амплитуд температуры. Январь

Станция	Амплитуда (град.)					
	<4	4—7	8—11	12—15	16—20	>20
Уральск	7	35	37	16	4	1
Акмолинск	2	28	38	21	8	3
Семипалатинск	5	30	42	18	3	2
Кзыл-Орда	7	47	29	14	3	—
Алма-Ата	—	24	46	23	6	1

Анализ связи повторяемости сильно и жестоко морозных погод с типами атмосферной циркуляции, взятыми по М. Х. Байдалу (табл. 27), показывает в январе следующие закономерности.

Таблица 27

Повторяемость ($0/0$) сильно и жестоко морозных погод. Январь

Станция	Тип циркуляции		
	Ш	С	Е
Петропавловск	6	10	13
Уральск	3	8	7
Семипалатинск	4	9	12
Челкар	5	5	8
Кзыл-Орда	0,5	1	1

При широтном типе циркуляции образование погод повышенной морозности наименее вероятно. Из меридиональных типов циркуляции наибольшей повторяемостью погод повышенной морозности отличается европейский тип циркуляции.

Глава VI

АТМОСФЕРНАЯ ЗАСУХА

Теплое полугодие в Казахстане характеризуется большим разнообразием умеренно засушливых и суховейно-засушливых типов погоды, повторяемость и гигротермическое напряжение которых последовательно возрастает с севера на юг республики. Резко континентальный характер местных климатов в сочетании с неустойчивым увлажнением благоприятствует в отдельные годы значительному обострению на территории Казахстана засушливых явлений различной интенсивности и устойчивости. Иногда такие явления резко нарушают присущие местным условиям ритм и направление природных процессов и явлений. Так, в результате засух нередко отмечается обмеление рек, усыхание водоемов и значительное иссушение почвы. Интенсивные и продолжительные засухи эпизодически резко снижают урожайность культурной и дикой расти-

тельности, значительно усиливают ветровую эрозию почвы и создают предпосылки к частым вспышкам лесных пожаров. Засухи угнетающе действуют и на животный мир.

Метеорологической составляющей засух являются процессы и явления в атмосфере, проявляющиеся в виде жарких и резко засушливых типов погоды антициклонального происхождения. Исследование их режима и условий формирования представляет большой научный и практический интерес с точки зрения анализа и оценки колебания климата, долгосрочного прогнозирования засух и, агрометеорологической оценки условий вегетации культурной и дикой растительности.

Засушливые явления в природе различаются как по генетическим условиям образования, так и по морфологическим признакам. Следует отличать засушливость климатического порядка (как следствие постоянно действующих факторов общепланетарного масштаба и местных физико-географических особенностей) от засушливости таких спорадических явлений, как засуха, фен, суховей и т. д. Последние на фоне местных климатических условий можно условно считать аномальными засушливыми явлениями. По тем же причинам нельзя принимать, например, засушливые климаты пустынь за явления сплошной и непрерывно действующей в течение теплого полугодия засухи.

Эпизодическая аномальная засушливость с резко выраженным дефицитом влаги, как известно, может иметь место и в атмосфере, и в почве. В первом случае это будет атмосферная засуха, а во втором — почвенная. Если атмосферная засуха как аномально жаркая и резко засушливая погода может наблюдаться независимо от почвенной, то почвенная засуха всегда является следствием атмосферной. Одновременное сочетание их известно под общим термином «засуха».

Атмосферную засуху иногда называют воздушной засухой, аномальной засушливостью, просто засушливостью и т. д., в каждом отдельном случае подразумевая один и тот же тип погоды. В последующем в основном принят термин «атмосферная засуха», изредка заменяемый такими идентичными понятиями, как «засуха», или «аномальная засушливость».

Оценка и вытекающее из нее определение засухи (атмосферной или почвенной) возможна с различных точек зрения, в частности с метеорологической и агрометеорологической. В данном случае атмосферная засуха рассматривается как метеорологическое явление аномально засушливого состояния атмосферы. Определение ее погодных критериев поэтому исходит не из условий вегетации той или иной растительности, а из относительной оценки климатических условий проявления засухи.

В многолетнем обобщении режимные данные об атмосферных засухах приобретают определенное климатическое значение и позволяют судить о степени и пределах колебания элементов засушливости различных климатов и, кроме того, представляют интерес при решении ряда практических народнохозяйственных вопросов, в том числе и агрометеорологических.

Аномально жаркая и резко засушливая погода, т. е. атмосферная засуха формируется в малоподвижных областях повышенного давления в процессе трансформации прогревания и относительного иссушения воздушных масс. Чем более устойчив этот процесс, тем более интенсивно прогревается и относительно иссушается воздух. Сущность механизма формирования атмосферной засухи заключается в том, что в процессе интенсивной и устойчивой трансформации воздушной массы непрерывно растет дефицит влажности за счет прогрессирующего разрыва между фактическим влагосодержанием воздуха и все возрастающей (по термическим условиям прогревания) потенциальной влагоемкостью его.

По отношению к местным климатическим условиям засушливые типы погоды являются аномальными вспышками различной продолжительности и интенсивности.

Таким образом, атмосферная засуха представляет собой режим устойчивой антициклональной погоды с аномальным резко выраженным недостатком влаги в сочетании с относительно высокими температурами.

Атмосферные засухи могут наблюдаться повсеместно, поскольку обуславливающие их радиационные процессы трансформации прогревания и относительного иссушения воздуха имеют место в климатически различных природных зонах. Однако уровни гигротермического напряжения, естественно, не могут быть везде одинаковыми. В каждой природной зоне они определяются местными физико-географическими особенностями, в частности климатическими, радиационными, барико-циркуляционными, своеобразием подстилающей поверхности, высотой местности и целым рядом других факторов. Все это в целом и определяет степень гигротермического напряжения засухообразующего процесса, т. е. определенные соотношения в нем температуры и относительной влажности воздуха.

Таким образом, из динамической природы засухообразующих процессов следует, что погодные критерии и характеристики атмосферных засух для различных климатических зон (районов) и месяцев теплого полугодия выражаются величинами, переменными в пространстве и во времени. Следовательно, атмосферная засуха — есть явление относительно.

Кроме погодных особенностей, атмосферная засуха отличается от умеренно засушливых типов погоды своей неустойчивостью во времени и пространстве. Она проявляется отдельными вспышками различной продолжительности, которые в течение каждого месяца теплого полугодия могут повторяться. В то время как она наблюдается не ежегодно, климатическая засушливость (в определенных пределах ее значений для каждой географической среды из года в год) — явление устойчивое.

Периодичность атмосферно-почвенных засух крайне сложна. Чередование их через каждый год бывает чрезвычайно редко. Чаще они наблюдаются через 2—3 года и более, но иногда в течение нескольких лет подряд. Засухи могут отмечаться одновременно на громадной территории в пределах отдельных государств Европы, республик Советского Союза и на относительно небольших пространствах. Очаги засухи обычно чередуются с зонами избыточного увлажнения, что хорошо прослеживается в умеренных широтах на территории смежных республик, например, на Украине и в Казахстане [25].

Атмосферная засуха находит свое отражение не только в нарушении обычного режима органической и неорганической природы (обмеления рек, недороды хлебов и т. д.), но и в силу специфических инсоляционных, циркуляционных и иных условий формирования в резком нарушении предшествующего ей погодного процесса как по режиму, так и по количественному соотношению в нем тепла и влаги в сторону усиления засушливости. Чем чаще наблюдается засуха в том или ином месяце, тем резче проявляется аномальная засушливость данного месяца в отклонениях от климатических норм комплекса характеризующих его средних значений метеорологических элементов. Совершенно противоположными по знаку будут эти отклонения, если в течение месяца преимущественно преобладают влажные типы погоды.

В основу определения критериев атмосферной засухи и влажных типов погоды положен принцип относительной оценки комплекса средних месячных значений отдельных метеорологических элементов [216].

Отбор аномальных в этом отношении месяцев проводится без каких-либо наперед заданных градаций. Критерием отбора в данном случае является комплексное выражение аномальной засушливости месяца по всем или по преобладающему числу метеорологических показателей. Отбор аномально влажных месяцев, наоборот, проводится по показателям избыточного увлажнения. В качестве примера в табл. 28 приведено определение погодных критериев атмосферной засухи по району Акмолинска за июль.

Атмосферная засуха достигает наибольшего гигротермического напряжения в дневные часы. В связи с этим ее погодные критерии выявлены путем осреднения средних месячных значений температуры и влажности воздуха в 13 часов за выявленные аномально жаркие и засушливые месяцы.

Таблица 28

Определение погодных критериев атмосферной засухи. Акмолинск. Июль

Год	Отклонения от средней многолетней				Средняя месячная в 13 час.	
	средняя месячная температура (град.)	месячные осадки (мм)	число дней с осадками	число дней с относительной влажностью $\leq 30\%$	температура (град.)	относительная влажность (%)
Средняя многолетняя	20,4	46	9	9	25,2	41
1900	2,0	-38	0	-	27,7	-
1901	2,1	-26	0	-	27,6	34
1904	1,2	-13	-3	-	27,3	38
1906	0,8	-39	-5	-	26,0	40
1909	2,6	-6	-4	-	28,8	37
1911	1,3	-26	-4	-	27,1	-
1924	2,6	-36	-2	3	28,5	33
1927	1,7	-31	-3	3	26,9	35
1929	1,7	-13	-3	8	27,4	33
1931	2,2	-32	0	11	27,3	31
1935	1,3	-20	0	4	26,6	36
1940	3,6	-14	-3	-	26,2	35
1943	0,6	-36	2	3	26,2	36
1948	1,1	-24	0	5	27,2	34
1951	3,4	-14	-3	19	28,6	27
Критерии атмосферной засухи по дневной (13 час.) температуре и влажности воздуха					27	35

Следовательно, за явление атмосферной засухи по району Акмолинска в июле принимается аномально жаркая и резко засушливая суточная погода с дневной температурой 27° и выше (в 13 час.) в сочетании с относительной влажностью воздуха 35% и ниже. День с засухой характеризуется отсутствием осадков фронтального происхождения (во время засухи иногда могут выпадать незначительные осадки внутримассового происхождения), малой облачностью или полным ее отсутствием, обилием солнечного света и тепла и т. д.

По этому же принципу относительной оценки метеорологических условий представляется возможным определить критерии влажного типа погоды. Вполне естественно, что в данном случае соответствующему анализу подвергаются месяцы с аномально пониженными термическими условиями в сочетании с избыточным увлажнением и т. д. В целях однотипности и сравнимости критерии влажной погоды так же, как и для атмосферной засухи, определяются по данным метеорологических наблюдений в 13 часов. Промежуточные значения между критериями влажной погоды и атмосферной засухи относятся к классу умеренно засушливых типов погоды. Все три типа погоды таким образом характеризуются изменчивыми во времени и пространстве метеорологическими критериями и значениями, отличительной чертой которых являются неоднозначные по местным физико-географическим условиям их гигротермические напряжения.

В качестве примера в табл. 29 приведены критерии атмосферной засухи и влажной погоды по району Акмолинска за теплое полугодие.

Таблица 29

Критерии атмосферной засухи и влажной погоды по дневной температуре и относительной влажности воздуха (в 13 часов), Акмолинск

Элементы	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Атмосферная засуха						
Температура (град.)	>11	>20	>25	>27	>23	>18
Относительная влажность (%)	<48	<36	<37	<36	<37	<37
Влажная погода						
Температура (град.)	<2	<17	<21	<23	<21	<15
Относительная влажность	>65	>52	>49	>50	>50	>53

На рис. 58 представлены критерии атмосферной засухи по Казахстану за период с мая по июль включительно. Как видно на рисунке, критерии закономерно распределяются по территории Казахстана из месяца в месяц в течение всего теплого полугодия, следуя в этом отношении за годовым режимом элементов климата и физико-географическими особенностями каждого района. Гигротермическое напряжение критериев атмосферной засухи повсеместно возрастает от весны к лету и затем убывает к осени, в зональном же отношении оно в течение всего полугодия последовательно увеличивается с севера на юг Казахстана.

Климатические показатели. В порядке примера на рис. 59 представлено среднее многолетнее напряжение атмосферной засухи по Казахстану по дневной температуре и относительной влажности воздуха (в 13 часов) за май—июль. Как и следовало ожидать, фактически наблюдаемое напряжение засух значительно выше их критериев (рис. 58).

Гигротермическое напряжение засухи в каждом месяце последовательно возрастает с севера на юг Казахстана. Так, например, среднее гигротермическое напряжение атмосферной засухи по лесостепной зоне республики в июне равно 27—29° и 25—30%, а в пустыне Кызылкум соответственно 35—37° и 8—10%. Наибольшее напряжение засухи по дневной температуре воздуха повсеместно характеризуется одним максимумом в течение теплого полугодия, причем преимущественно в июле

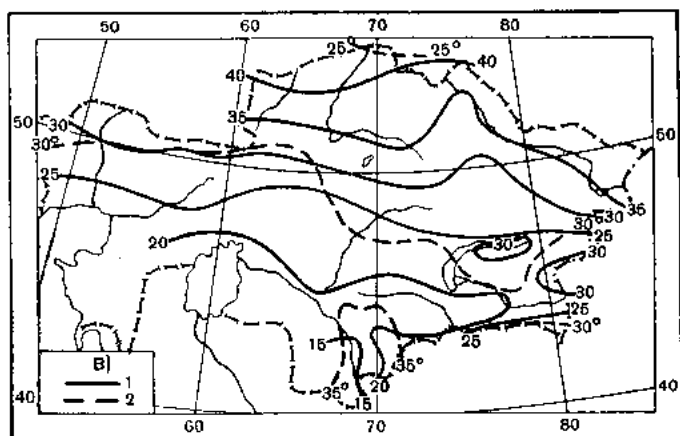
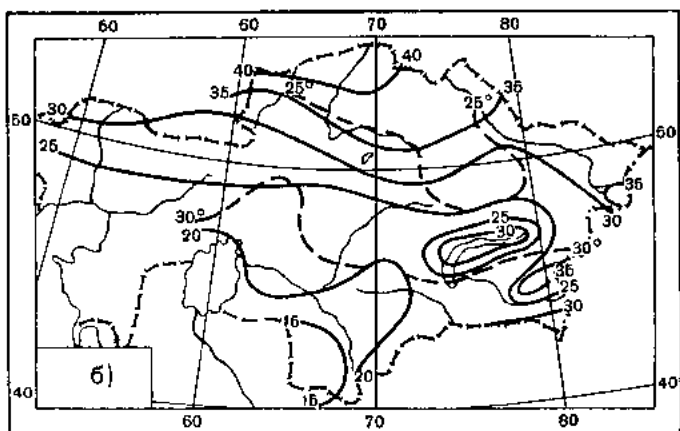
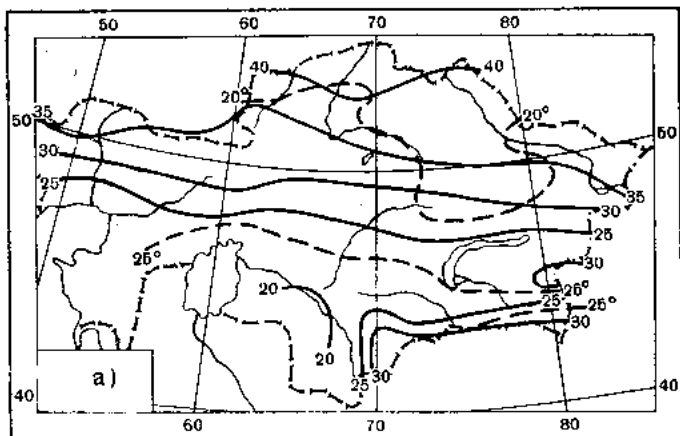


Рис. 58. Погодные критерии атмосферной засухи по дневной температуре и относительной влажности воздуха (в 13 часов).

a — май, *б* — июнь и *в* — июль. 1 — относительная влажность воздуха (%), 2 — температура воздуха (град.).

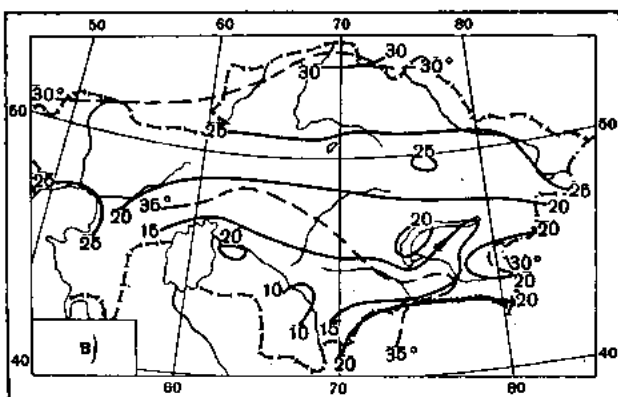
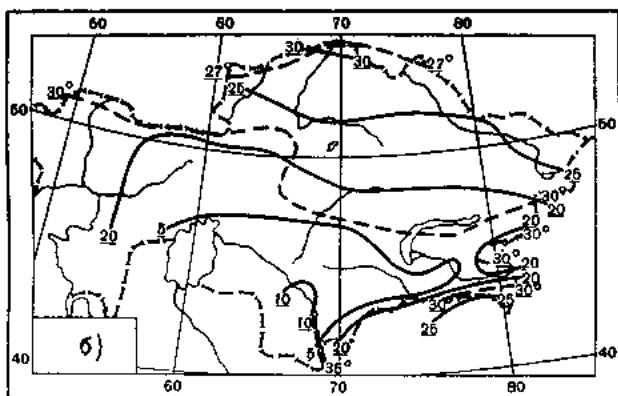
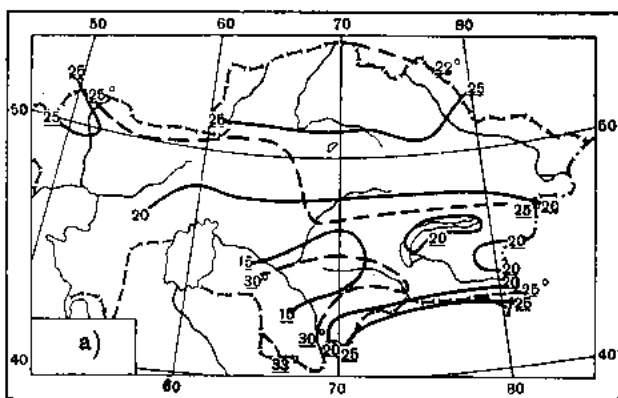


Рис. 59. Средние значения атмосферной засухи по дневной температуре и относительной влажности воздуха (в 13 часов).

а — май, б — июнь, в — июль. Усл. обозн. см. рис. 58.

за счет высокого термического уровня. По дневной относительной влажности воздуха наибольшее в году напряжение засухи не всегда и не по всем районам Казахстана приходится на один и тот же месяц, так как годовой максимум осадков не везде одновременен.

Гигротермическое напряжение атмосферной засухи по различным сочетаниям значений дневной температуры и относительной влажности воздуха не остается постоянным в течение теплого полугодия. В этом отношении показательна так называемая «метеорологическая структура атмосферной засухи», которая помесечно отражает среднюю многолетнюю повторяемость атмосферных засух различного гигротермического напряжения — по дневной относительной влажности воздуха через 10%, а по дневной температуре через 5°. Число дней с атмосферной засухой за весь многолетний период наблюдений (в данном случае 25—30 лет) по каждому месяцу условно принимается за 100%. Таким образом, зная среднее многолетнее число дней с атмосферной засухой за месяц, представляется возможным по данным метеорологической структуры определить месячную повторяемость засухи с любой степенью ее гигротермического напряжения.

Из рис. 60 видно, что почти повсеместно атмосферная засуха в отдельные дни (преимущественно летом) достигает суховейного эффекта, когда ее дневные температуры повышаются до 30—40°, а относительная влажность воздуха в это время снижается до 10—15 и даже 2—5%. Метеорологическая структура атмосферных засух имеет в то же время определенное агрометеорологическое значение. Зная степень засухоустойчивости того или иного растения, по соответствующим данным метеорологической структуры можно определить климатические (погодные) условия его вегетации, в частности оценить, как часто бывают вредные для него резко засушливые явления.

Аномальная засушливость наблюдается не только в приземных слоях, но и в свободной атмосфере. Используя тот же принцип относительной оценки погодных явлений, Н. Ф. Гельмгольц [68] показал наличие аномальной засушливости в нижнем 5-километровом слое тропосферы. На рис. 61 представлен один из многих случаев распределения аномальной засушливости в свободной атмосфере над районами Западного Казахстана. Как видно, аномальная засушливость может не достигать земной поверхности или, наоборот, наблюдаться только в нижних слоях атмосферы. Интересны случаи, когда засуха наблюдается во всем 5-километровом слое нижней тропосферы (более высокие слои в данном случае не исследовались). Такие моменты следует считать наиболее интенсивным проявлением засухообразующего процесса, особенно если он устойчив по времени, а предшествующая ему погодная обстановка не сопровождалась осадками.

Атмосферная засуха представляет собой определенный комплекс погодных условий. В резко континентальных климатах Казахстана она характеризуется ярко выраженным суточным ходом метеорологических элементов. Так, гигротермическое напряжение ее, наиболее резко выраженное в дневные часы, значительно ослабевает ночью. Однако в устойчиво продолжительные периоды проявления засухи соответствующие суточные различия ее заметно ослабевают. Особенно это типично для интенсивных засух.

Ветровой режим в период атмосферной засухи в значительной степени отображает местные климатические условия равнинного Казахстана. В северной части Казахстана отмечается преобладание юго-западных и западных направлений ветра, а в южной части республики — северо-восточных и восточных. В западных областях Казахстана засухи чаще всего сопровождаются юго-восточными ветрами, но последние не

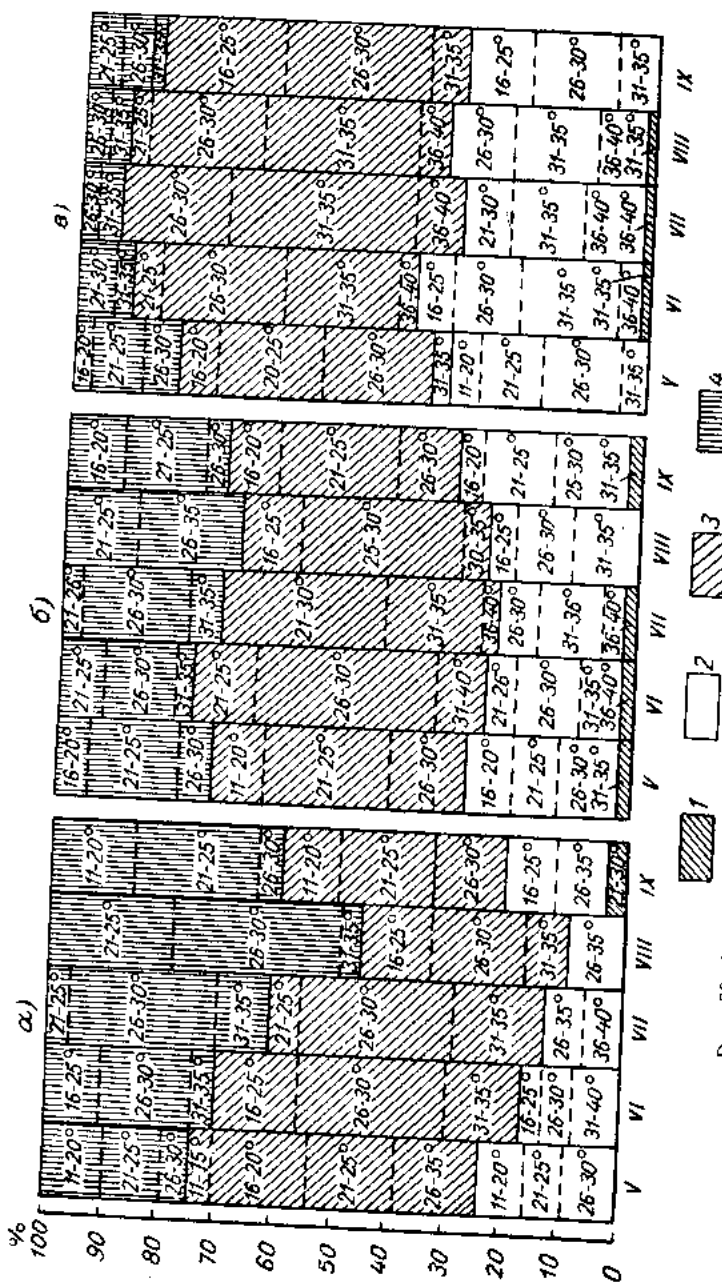


Рис. 60. Метеорологическая структура атмосферной засухи по районам.

а — Михайловка — Павлодар — Щербакты, *б* — Агбасар — Акмолинск — Карагала, *в* — Уральск — Урал — Текир.
Градации линейной относительной влажности воздуха: 1 — 0-10%, 2 — 11-20, 3 — 21-30, 4 — 31-40%. Внутри графика даны градуса.
Дни температуры воздуха, сопряженные с влажностью воздуха.

езде достаточно ярко выражены. Здесь в периоды засух почти равномерно по повторяемости отмечаются и остальные направления ветра, что вообще типично для местных климатических условий.

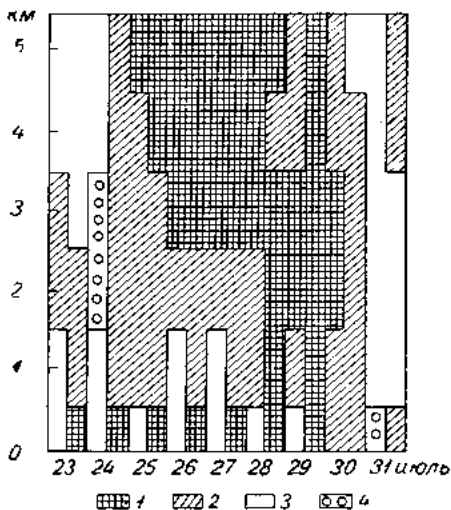


Рис. 61. Явление аномальной засушливости в 5-километровом слое атмосферы в районе Актюбинска за 23—31/VII 1952 г. (по Н. Ф. Гельмгольцу).

1 — очень засушливо, 2 — засушливо, 3 — норма, 4 — влажно.

Чаще всего во время атмосферных засух отмечаются две градации скорости ветра — 3—5 и 6—10 м/сек, причем каждая из них в среднем многолетнем повторяется примерно одинаково (30—45%). Это связано с тем, что засухи проявляются преимущественно в южном и юго-западном секторах антициклона, где скорости ветра более значительны, чем в центральной его части. Поэтому безветрие и небольшие скорости ветра в периоды засух отмечаются значительно реже. Засухи со скоростями ветра 11—15 м/сек и более также наблюдаются редко, менее 12%. В дни с засухой ночные скорости ветра обычно незначительны.

Циркуляционные характеристики.

Своеобразие сезонных погодных условий и явлений на территории Евразии обуславливается определенной последовательностью, устойчивостью и интенсивностью проявления трех основных форм планетарной

высотной фронтальной зоны, выражением которых применительно к Казахстану являются широтный (Ш), восточно-европейский (Е) и западно-сибирский (С) типы циркуляции. Этими же типами циркуляции, как

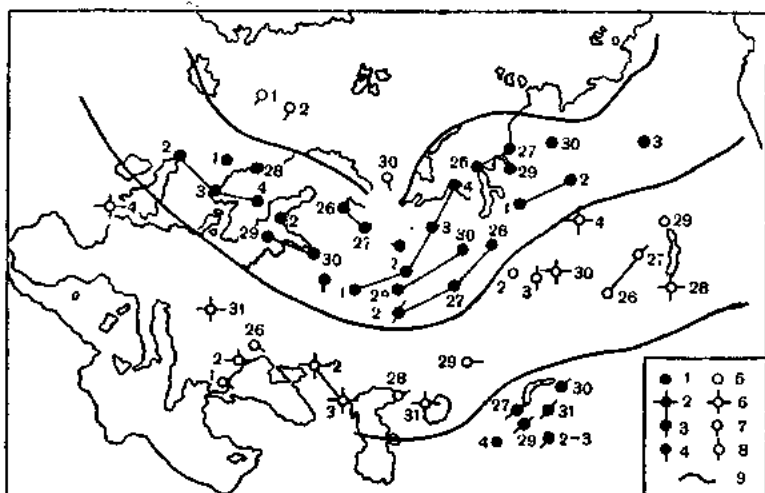


Рис. 62. Кинематика процессов за 26/VII—5/VIII 1949 г.

1 — центр циклона, 2 — центр заполняющегося циклона, 3 — волновой циклон, 4 — ложбина, 5 — центр антициклона, 6 — центр разрушающегося антициклона или ядро повышенного давления, 7 — гребень, 8 — перемичка повышенного давления, 9 — демаркационная линия.

показали М. Х. Байдал и А. С. Утешев, обуславливаются на территории Казахстана и атмосферные засухи как явления аномальной засушливости в теплое время года. Было определено, что каждый из этих типов

циркуляции для определенной части Казахстана может быть при известных условиях засухообразующим процессом. Ниже на этот счет приведен ряд наиболее типичных положений.

Одним из характерных примеров одновременной вспышки атмосферной засухи в центральных районах Казахстана является период с 26/VI по 5/VIII 1949 г. (рис. 62). Этот случай, как и подобные ему, характеризуется широтным типом циркуляции (Ш), когда широтная зона умеренных широт Евразии находится в области повышенного давления, к северу и югу от которой отмечается циклоническая деятельность. Из кинематики приземных барических образований этого периода видно,

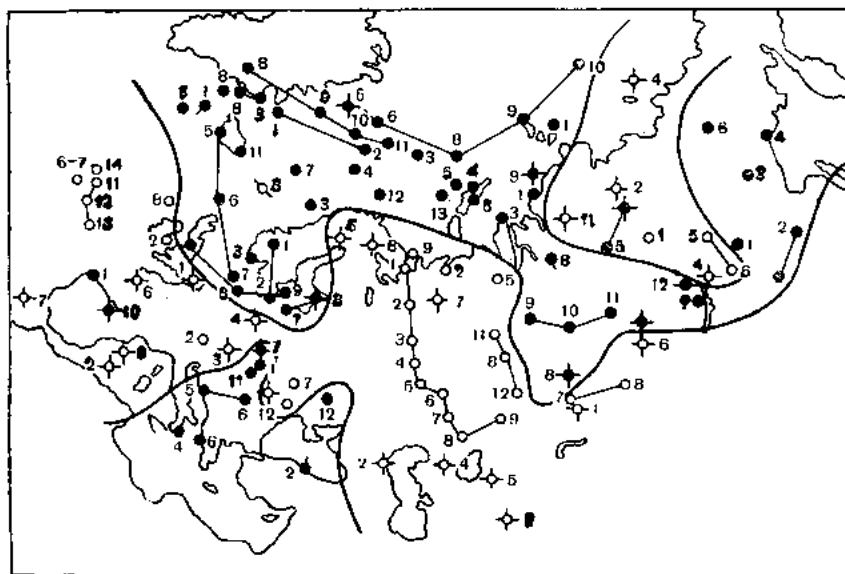


Рис. 63. Кинематика процессов за 1—12/IX 1938 г.

Усл. обозн. см. рис. 62.

что отдельные области повышенного давления медленно продвигаются по Казахстану с запада на восток. Притекающие из северных широт относительно холодные и более бедные влагой воздушные массы умеренных широт и арктические в условиях малоподвижных областей повышенного давления значительно прогреваются и относительно иссушаются, особенно в южных и юго-западных секторах антициклонов. Так формируется атмосферная засуха в условиях широтного типа циркуляции.

Вспышки засух на западе Казахстана обуславливаются восточно-европейским типом циркуляции (Е), формирующим антициклональное поле в зоне между Средней Волгой и Уралом (Мугуджарами). Примером в данном случае могут служить явления засухи с 1 по 12/IX 1938 г. (рис. 63). Этот период характеризуется медленным продвижением антициклона с Белого моря в западные районы Казахстана. Восточная часть и север Казахстана в это время находится под влиянием циклонических образований. Аналогичные случаи формирования засух в западных районах Казахстана обуславливаются не только северо-западными, но также северными и северо-восточными траекториями движения антициклонов, ориентированных из арктической зоны на юг Урала и запад Казахстана.

Формирование атмосферной засухи в восточной половине Казахстана обуславливается также меридиональной циркуляцией, но уже западно-

сибирским типом (С). В данном случае вторжения с севера относительно холодных воздушных масс происходят восточнее Казахстана. В процессе медленного опускания на юг они в условиях устойчивого антициклонального поля прогреваются и иссушаются, в конечном итоге формируя атмосферную засуху в восточной части Казахстана. В это время западная часть Казахстана и Европейская территория СССР охвачены циклонической деятельностью, причем циклоны, двигаясь с юга на север, обуславливают вынос с юга теплых масс в районы Алтая и Западной Сибири. Примером в этом отношении для востока Казахстана может быть кинематика засухообразующих процессов, имевших место 16—22/VI 1945 г. (рис. 64).

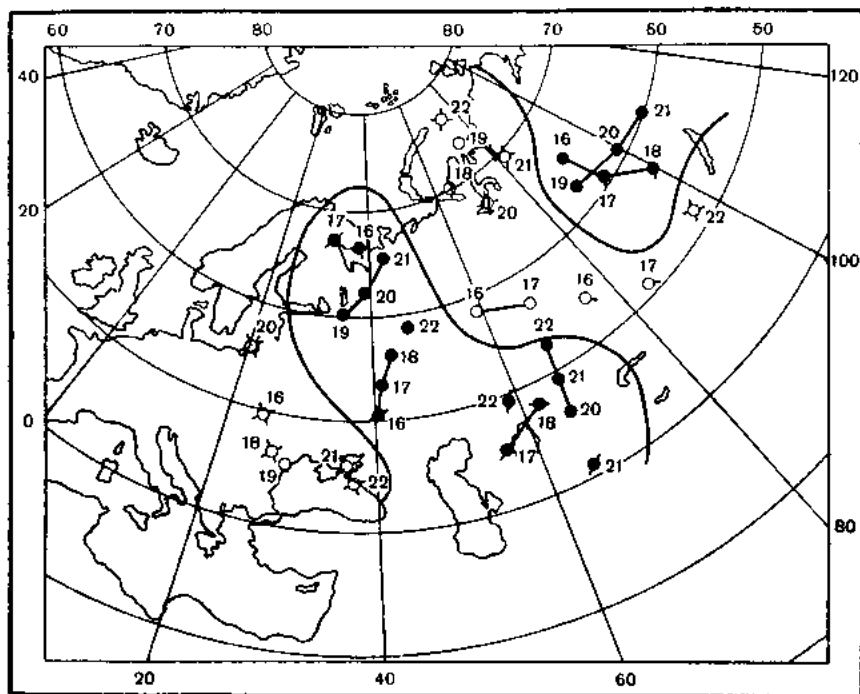


Рис. 64. Кинематика процессов за 16—22/VI 1945 г.

Усл. обозн. см. рис. 62.

Отсутствие засух в Казахстане наблюдается при барико-циркуляционных условиях, характеризующихся циклонической погодой в чередовании с умеренно засушливыми типами погоды. Последние не создают засухообразующего эффекта, так как проявляются в малоустойчивых антициклональных полях, и поэтому не успевают трансформироваться до степени резко повышенной засушливости. Этому обычно препятствует и увлажненная предшествующими осадками земная поверхность.

Рассмотренные выше синоптические условия формирования атмосферных засух в Казахстане позволяют типизировать территориальное распределение их по республике с учетом засухообразующих процессов. Исходным положением в данном случае является сопряженность между повторяемостью дней с засухой и формирующими их циркуляционными факторами — типами циркуляции Е, С и Ш. Так, положительная или отрицательная аномалия числа дней с атмосферной засухой по данному району за тот или иной отрезок времени (месяц, сезон) не может

не соответствовать идентичной по знаку аномалии числа дней с формирующим ее типом циркуляции.

Для установления связи месячных аномалий числа засушливых дней с тремя типами циркуляции (Е, С, Ш) были составлены карты аномалий за теплое полугодие (май — сентябрь 1930—1953 гг. и май — июль 1954 г.). Эти карты сопоставлялись с картами повторяемости основных форм циркуляции.

Обобщение картированного материала позволяет выделить на территории Казахстана 5 групп сочетаний аномалий числа дней с атмосферной засухой с числом дней с преобладающим засухообразующим процессом. В целях соблюдения некоторой последовательности в нумерации этих групп условно принята схема смещения с запада на восток Казахстана очага положительных месячных аномалий числа дней с атмосферной засухой, в дальнейшем именуемых аномалией засух. Число случаев с аномалиями засух за 123 рассмотренных месяца при анализе были приняты за 100% в целях оценки повторяемости случаев, вошедших в ту или иную группу.

В первую группу случаев вошли такие, которые характеризуются расположением очага положительных аномалий засухи над западной частью Казахстана. Над восточной частью в этом случае имеет место отрицательная аномалия засух. Иногда положительные аномалии засух смещаются на крайние районы Западного Казахстана с центром максимума на Волге (в зоне Куйбышев — Уральск). В первую группу вошло всего 38 таких случаев, или 31% всех возможных вариаций. Преобладающей формой циркуляции для данной группы является восточно-европейская (91%). Только в трех случаях из 38 распределение засухи определялось другими формами циркуляции.

Вторая группа случаев характеризуется наличием над всей или над большей частью Казахстана положительной аномалии засухи с максимальными значениями вблизи центральных районов. Над окраинными районами Казахстана при этом наблюдается число дней с атмосферной засухой около нормы. В эту группу вошел 21 случай, что составляет 17% общего их количества. Для этой группы характерно преобладание широтного (Ш) типа циркуляции (80%).

В третью группу вошли случаи с расположением очага положительных аномалий над восточной частью Казахстана. Эта группа наиболее многочисленна и включает в себя 45 случаев, что составляет 37% общего числа всех возможных в этом отношении вариаций за май — сентябрь. Для нее типично преобладание западно-сибирского (С) типа макроциркуляции (80%) и комбинированной (С+Ш) циркуляции (12%). Повторяемость данной группы во все месяцы теплового полугодия почти одинакова. В редких случаях положительная аномалия засухи смещается на крайние восточные области Казахстана.

Четвертая группа объединяет случаи с отрицательной аномалией засухи в центральных районах Казахстана и положительной в западных и восточных. Группа эта большей частью характеризуется восточно-европейской (Е) и широтной (Ш) формами макроциркуляционных процессов (88%), и в 12% — широтной. Повторяемость случаев данной группы составляет всего лишь 8 или 6%.

Случаи с преобладанием отрицательной аномалии засухи на большей части Казахстана составляют пятую группу. На территории республики при этом иногда отмечаются небольшие очаги положительной аномалии засухи, преимущественно по периферийным районам. Максимальные значения отрицательной аномалии засух, вошедших в эту группу в подавляющем большинстве случаев располагаются в центральных районах Казахстана. Для данной группы характерна также малая

повторяемость (11 случаев или 9% от общего числа всех случаев) и чаще всего в сентябре.

Для этой группы характерно незначительное преобладание над нормой восточно-европейского (Е) и широтного (Ш) типов циркуляции.

Данные, характеризующие связь атмосферных засух с циркуляционными процессами, приведены в табл. 30.

Таблица 30

Циркуляционная характеристика групп распределения атмосферной засухи по Казахстану

Группа распределения засух	Индексы циркуляции и их повторяемость, %																		
	Е		С		Ш		Е+С		Е+Ш		С+Е		С+Ш		Ш+Е		Ш+С		
	число случаев	%	число случаев	%	число случаев	%	число случаев	%	число случаев	%	число случаев	%	число случаев	%	число случаев	%	число случаев	%	
1	35	91	1	3	1	3										1	3		
2			1	5	17	80	1	5								1	5		
3	1	2	35	80	1	2					1	2	6	12				1	2
4					1	12										7	88		
5	5	45			1	10			5	45									
Число случаев	41	—	37	—	21	—	1	—	5	—	1	—	7	—	9	—	1	—	

Таким образом, выявляется определенная циркуляционная обусловленность групп распределения атмосферных засух по территории Казахстана. Вполне естественно, что в данном случае имеет место и обратная взаимосвязь. Последняя подтверждается данными табл. 31.

Таблица 31

Вероятность (%) групп распределения атмосферной засухи по Казахстану при различных циркуляционных характеристиках месяца (1930—1954 гг.)

Группа распределения засух	Индексы циркуляции									
	Е	С	Ш	Е+С	Е+Ш	С+Е	С+Ш	Ш+Е	Ш+С	
1	85	3	5					10		
2		3	80	100			16	10		
3	2	94	5			100	84			100
4			5					80		
5	13		5		100					
Итого . . .	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Следовательно, преобладание восточно-европейской (Е) формы циркуляции обуславливает 85% случаев распределения засухи по Казахстану, свойственной группе 1, и 13% случаев — группе 5, близкой к первой. Западно-сибирская (С) форма циркуляции приводит в 94% всех случаев к распределению засухи по группе 3. Широтная (Ш) форма циркуляции в 80% всех случаев формирует группу 2 (табл. 31). Примерно

в 20% случаев наблюдается комбинированная циркуляция, которая может иметь место в основном в тех случаях, когда в данном месяце кончается один естественный синоптический сезон и начинается другой. В связи с тем, что границы естественных синоптических сезонов колеблются в весьма больших пределах, преобладание комбинированной циркуляции не наблюдается в какие-либо определенные месяцы.

Следует отметить (табл. 31), что комбинированная циркуляция в 92% всех случаев представляет собой сочетание меридиональных (Е и С) форм циркуляции с широтной (Ш). Следовательно, широтная форма (Ш) циркуляции самостоятельно определяет циркуляционный фон месяца в 17% и в комбинации с формами циркуляции Е и С в 18% случаев, т. е. всего эта форма циркуляции (Ш) участвует в определении циркуляционного фона месяцев в 35% всех случаев.

Рассмотренные выше циркуляционные характеристики месячных режимов атмосферной засухи в Казахстане безусловно имеют прогнозическое значение. Специальные в этом направлении совместные разработки М. Х. Байдала и А. С. Утешева [КазНИГМИ, 1956 г.] привели к постановке опытных долгосрочных прогнозов явлений атмосферной засухи по Казахстану с месячной и сезонной их заблаговременностью.

Режимные данные. Первые вспышки атмосферных засух в Казахстане отмечаются раньше всего в крайних южных районах, в среднем многолетнем в конце первой декады апреля, а в отдельные годы даже 5—10/III. С продвижением на север республики они наблюдаются в более поздние сроки. Так, в центральных районах Казахстана они в среднем приходятся на 20—25/IV, а на крайнем севере республики на 1—5/V. В аномально раннюю, жаркую и засушливую весну вспышки засух в центральных районах республики отмечались в первой пятидневке, а на крайнем севере в конце первой декады апреля. Наиболее поздние вспышки ее в первой половине теплого полугодия приходятся на различные месяцы, преимущественно на май и очень редко на июнь — июль.

Полное прекращение явлений атмосферной засухи осенью прежде всего отмечается на крайнем севере Казахстана, в среднем многолетнем в первой пятидневке октября. В центральных районах республики они прекращаются в среднем 10—15, а на юге 15—18/X.

В годы с аномально холодной и влажной осенью наиболее раннее для второй половины теплого полугодия прекращение засух повсеместно может наблюдаться в августе или сентябре. В поздние и аномально засушливые осени вспышки засухи повсеместно могут отмечаться в последних числах октября, а на крайнем юге Казахстана даже в первой пятидневке ноября.

Количество вспышек атмосферной засухи независимо от их продолжительности распределяется по Казахстану неравномерно. Чаще всего они отмечаются между 48—52° с. ш. — в среднем 11—13 вспышек за теплое полугодие с колебаниями в отдельные годы от 5—6 до 17—20. К северу и югу от этой зоны в среднем за апрель — октябрь бывает 8—10, а в отдельные годы чаще всего 3—5 и значительно реже 15—18 вспышек атмосферной засухи.

За минимальную продолжительность вспышки атмосферной засухи принято три дня, что соответствует примерно половине естественного синоптического периода. Это связано с трансформационными условиями их формирования.

По Казахстану в основном преобладают вспышки засух продолжительностью 3—5 дней подряд (60—70%). Реже более чем в два раза отмечаются вспышки продолжительностью 6—10 (20—30%) и очень редко 11—15 дней подряд (4—8%). Более продолжительные вспышки

засухи отмечаются очень редко (менее 3%), причем преимущественно в центральной зоне Казахстана, и значительно реже в равнинной части юга республики. В северных областях они не наблюдаются. За последние десятилетия атмосферная засуха продолжительностью 41—50 дней подряд имела место только в южной половине Западно-Казахстанской области и в районе Семипалатинска.

Следует отметить, что в центральных широтах Казахстана чаще отмечаются более продолжительные по времени вспышки атмосферных засух, чем в северных и южных районах. Следовательно, засухообразующие процессы в центральной зоне Казахстана более устойчивы, чем на севере и юге республики, что находится в соответствии с их местными

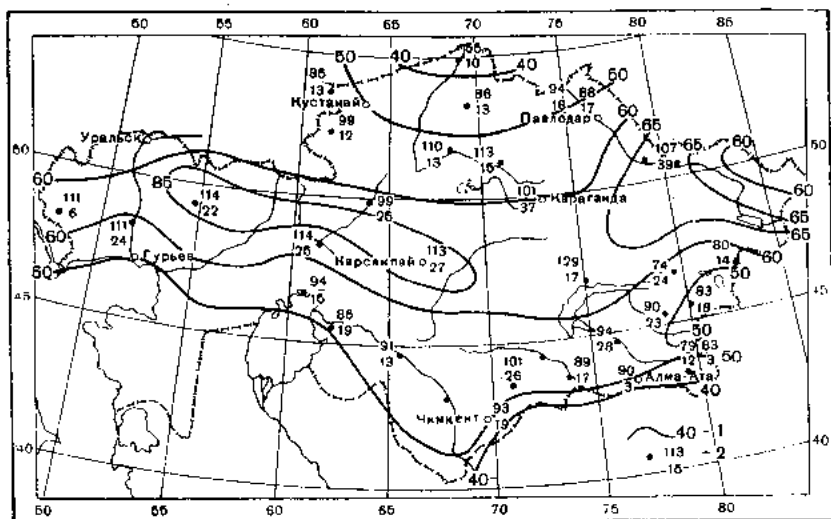


Рис. 65. Число дней с атмосферной засухой (1925—1954 гг.).

1 — среднее многолетнее число дней с атмосферной засухой за апрель—октябрь, 2 — наибольшее и наименьшее число дней с атмосферной засухой за апрель—октябрь (отдельные годы).

климатическими и барико-циркуляционными условиями. Существенно и то обстоятельство, что, как отмечалось выше, в центральной зоне Казахстана засухообразующими процессами являются три макротипа циркуляции (Е, С, и Ш), а для северных и южных районов республики ими могут быть в основном два типа циркуляции, причем преимущественно западно-сибирский (С) и восточно-европейский (Е). Все это в целом не может не сказаться на неравномерном, но вполне определенном и закономерном зональном характере распределения по Казахстану числа дней с атмосферной засухой (рис. 65).

Наибольшее число дней с атмосферной засухой на территории Казахстана, как и следовало ожидать, отмечается в центральных районах. В среднем многолетнем в этой зоне за теплое полугодие (апрель — октябрь) бывает более 60 дней с атмосферной засухой. Внутри этой зоны, вытянутой с запада на восток Казахстана, можно выделить два самостоятельных очага максимума числа дней с атмосферной засухой. Первый из них расположен между Карсакаем и Уилом, а второй, прилегающий к подножью Алтая, в зоне Семиарка — Семипалатинск — Зайсан. В каждом из них в среднем отмечается 65—69 дней с атмосферной засухой за апрель — октябрь, что составляет примерно 30—32% теплого времени года.

К северу и югу от этой центральной зоны максимума атмосферных засух количество их последовательно уменьшается и достигает в край-

них северных и южных районах Казахстана в среднем примерно 40 дней с засухой за теплое полугодие, что составляет 18—22% общей сезонной их продолжительности (рис. 65).

Климатические условия Казахстана характеризуются большой неустойчивостью, в частности значительными амплитудами метеорологических элементов, особенно осадков. Для Казахстана типично чередование резко засушливых и избыточно влажных лет, что отражается на урожайности хлебов и других культур, на устойчивости водного режима рек и т. д. Изменяется в Казахстане из года в год и число дней с атмосферной засухой (табл. 32).

Таблица 32

Вероятность (%) числа дней с атмосферной засухой за теплое полугодие в отдельные годы при различной средней многолетней

Среднее число дней с атмосферной засухой	Число дней с атмосферной засухой в отдельные годы						
	0—20	21—40	41—60	61—80	81—100	101—120	121—140
70		15	30	30	25	10	•
66		15	30	25	20	10	•
62	5	10	35	25	15	5	•
58	5	15	30	35	10	5	
54	5	20	30	30	10		
50	5	40	30	20	5		
46	10	25	45	15	5		
42	10	35	40	10	5		
38	20	40	35	•	•		

Примечание. Точка (•) обозначает вероятность менее 30%.

Как отмечалось выше, территория Казахстана в различной степени бывает подвержена воздействию засух. В каждом отдельном случае это обуславливается направленностью и частотой засухообразующих процессов, неоднозначно проявляющихся в климатически различных природных зонах Казахстана. Это хорошо прослеживается на ежегодных картах месячных и сезонных аномалий числа дней с атмосферной засухой (табл. 33).

Как показывают соответствующие данные, вероятность положительной и отрицательной аномалий засух за теплый сезон в целом по всей территории Казахстана примерно одинакова (28 и 24%). Каждая из них по повторяемости составляет около четверти всех возможных на этот счет вариаций. Значительна вероятность (21%) и таких сочетаний, когда на западе Казахстана отмечается аномально большое число дней с засухой, а на востоке республики, наоборот, отрицательная аномалия засух. Обратное соотношение аномалий в этих двух районах Казахстана наблюдается очень редко (10%). Исключительно редко бывает положительная аномалия засух в южной половине Казахстана и отрицательная — в северной (3%). Обратное соотношение повторяется примерно в 5 раз чаще (14%).

Такие соотношения распределения очагов аномалий засух по Казахстану имеют большое хозяйственное значение. Если недород хлебов из-за засухи имеет место на западе Казахстана, то на востоке в большинстве случаев отмечается хорошая урожайность. То же имеет место между севером и югом Казахстана. Таким образом, за исключением тех

случаев, когда недородом охвачен почти весь Казахстан, та или иная его часть обеспечена нормальной или хорошей урожайностью сельскохозяйственных культур, а также хорошим пастбищным травостоем.

Таблица 33

Повторяемость знака аномалии числа дней с атмосферной засухой за теплое полугодие по зонам Казахстана (%)

Зоны Казахстана с различными знаками аномалии числа дней с атмосферной засухой	Повторяемость (%)
Западная половина, выше нормы Восточная половина, ниже нормы	21
Весь Казахстан, выше нормы	28
Западная половина, ниже нормы Восточная половина, выше нормы	10
Весь Казахстан, ниже нормы	24
Северная половина, выше нормы Южная половина, ниже нормы	14
Северная половина, ниже нормы Южная половина, выше нормы	3

Вспышки атмосферной засухи, как отмечалось выше, довольно часты в Казахстане и в связи с этим в течение теплого полугодия, особенно летом, носят довольно устойчивый характер. Это находит свое отражение в средней многолетней повторяемости числа дней с атмосферной засухой по месяцам теплого полугодия (табл. 34).

В среднем за апрель и октябрь по районам Казахстана отмечается 3—6, реже 7—9 дней с атмосферной засухой. Летом количество их несколько возрастает, достигая по отдельным районам 10—12 дней с засухой за месяц. Ярко выраженного годового хода числа дней с засухой в распределении по месяцам теплого полугодия не отмечается. Чаще всего засуха отмечается до или после годового максимума осадков.

В резко засушливые годы в любом месяце повсеместно может быть 20 дней с засухой и более. Особенно часто такое количество дней с засухой наблюдается в июне, июле и августе с максимумом до 27—29 дней. Как отмечалось выше иногда атмосферная засуха наблюдается непрерывно 40—50 дней подряд. Иногда продолжительные вспышки засухи на несколько дней прерываются относительно умеренной и влажной погодой, после чего вновь продолжаются. На этом резко засушливом фоне даже отдельные ливни не умеряют зарождающуюся в этих условиях почвенную засуху.

Засухи и урожайность хлебов. Насколько часты в Казахстане резко засушливые годы, когда интенсивная и устойчивая атмосферная засуха сочетается с формируемой ею почвенной засухой, в значительной степени можно судить по повторяемости неурожайных лет яровой пшеницы. Учитывая, что барико-циркуляционные условия формирования засух над западной и восточной частями Казахстана различны, вся территория последнего по оценке повторяемости неурожайных лет условно расчленена на две части: западную — от западной границы до 67° в. д. (до меридиана Атбасара), и восточную — от 67° в. д. до Алтая. В данном случае рассматривается лесостепная и степная зоны северной части Казахстана, являющиеся основной зерновой базой республики.

Среднее число дней с атмосферной засухой

Станция	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	IV—X
Уральск	7	9	9	9	11	7	4	56
Актюбинск	7	10	9	10	11	9	6	62
Урда	8	11	10	10	10	8	5	62
Темир	9	9	10	12	12	9	7	68
Гурьев	7	7	8	10	8	5	4	49
Петропавловск	3	7	7	5	5	6	4	37
Кустанай	6	8	8	7	8	7	4	48
Акмолинск	5	8	9	10	10	8	5	55
Караганда	6	10	10	10	10	8	7	61
Карсакапай	8	9	10	11	12	8	8	66
Кзыл-Орда	5	8	8	10	8	9	7	55
Чимкент	4	7	8	9	8	10	7	53
Джамбул	4	5	6	6	5	7	5	38
Павлодар	6	10	10	9	8	8	6	57
Семипалатинск	7	12	12	12	10	9	7	69
Зайсан	8	9	10	11	9	10	9	66
Бахты	5	5	7	8	9	11	6	51
Талды-Курган	7	6	6	8	8	9	8	52
Или, ж.-д. ст.	5	6	5	8	10	10	8	52
Алма-Ата	5	4	5	7	8	8	6	43

Из 68 лет (1888—1956 гг.) в западной части Казахстана было 24 года с значительным недородом хлебов (35% общего числа рассматриваемых лет), а по восточной — 13 лет (19%). Внутри каждой из этих частей отмечается различная по устойчивости из года в год повторяемость недорода хлебов и обуславливающих их засух. Так, суммарно по одно- и двухгодовым засухам (значительным недородам хлеба) по Евразии выделяется Казахстан (77—83%), причем особенно западные его районы (83%). Характерно, что в этих районах общее число лет с недородом несколько больше приходится на двухгодовые (46—50%), чем на одногодичные засухи (31—33%). Трех- и четырехгодовые недороды (засухи) подряд в восточном Казахстане повторяются несколько чаще (23%), чем в западном (17%).

Таким образом, вероятность того, что наблюдаемый в данном году недород хлебов повторится в следующие годы, в западной половине составляет 29%, а в восточной — 33%. Вполне естественно, что повторяющиеся в связи с этим засухи обычно отличаются от предшествующих как по интенсивности, так и по масштабу территориального распространения внутри каждого района их проявления.

Как показали исследования М. Х. Байдала и А. С. Утешева [25], на территории Евразии (Карпаты — Алтай) имеет место определенная закономерность в чередовании районов с очагами засухи (недорода хлебов) с районами нормального и избыточного увлажнения (нормальной или высокой урожайностью). Так, Казахстан и южная часть Европейской территории СССР (Украина, Средняя Волга) по засухам

являются в большинстве случаев (81%) сопряженными между собой территориями, т. е. чем более устойчива и интенсивна засуха на юге ЕТС, тем более вероятно избыточное увлажнение на территории Казахстана, особенно в восточной части и, наоборот. Это связано с тем, что атмосферные циркуляционные условия на юге ЕТС и на большей части Северного Казахстана в период их одновременного проявления взаимно противоположны по знаку и по погодообразующим процессам — избыток влаги на западе сочетается с явлениями засухи на востоке, и наоборот. На такую особенность крупномасштабных атмосферных процессов в свое время еще указывал Б. П. Мультановский [157], «Известно, что при размерах нашего Союза нельзя себе представить ни одного явления погоды в определенном районе, чтобы ему не соответствовало в другом, определенном («сопряженном») районе, явление обратного знака (тепло и холод, дожди и сухость и т. д.), и это обстоятельство должно быть учтено в предсказании».

Можно предположить, что циркуляционная сопряженность антициклонических систем при определенных условиях, порождающих явления атмосферных и почвенных засух, с обширными и устойчивыми циклоническими системами имеет место в умеренных широтах всего Северного полушария. Для Советского Союза это чередование очагов засухи и избыточного увлажнения имеет большое народнохозяйственное значение. Так, недород хлебов в одних районах Советского Союза в той или иной степени компенсируется высокой урожайностью их в других районах. Как показали исследования [25], одновременный недород хлебов на двух смежных, но обычно противоположных по своим макроциркуляционным условиям районах (например Украина — Среднее Поволжье — Казахстан и т. д.), бывает исключительно редко.

На рис. 66 приведены примеры различного распределения по территории Казахстана очагов аномальной засушливости и избыточного увлажнения, обусловивших соответственно низкую и высокую урожайность яровых хлебов. Погодные условия этих лет выражены в отклонениях от нормы числа дней с атмосферной засухой за период вегетации яровой пшеницы (апрель — август).

Распределение высокой и низкой урожайности яровых хлебов за эти годы на юге Европейской территории СССР и Казахстана было следующим (рис. 66): *a* — 1936 г. Низкой урожайностью были охвачены южная часть ЕТС и западная часть Казахстана, высокой — крайний восток Казахстана; *b* — 1946 г. Почти по всей северной половине Казахстана, за исключением крайних западных его районов, отмечалась высокая урожайность, по южной же половине ЕТС, наоборот, недород хлебов; *в* — 1951 г. Значительный недород хлебов имел место как в Казахстане, так и на юге ЕТС, что отмечается очень редко; *г* — 1956 г. Высокая урожайность хлебов на целинных землях Казахстана (собрано более миллиарда пудов хлеба), на юге же ЕТС, наоборот, низкая урожайность.

Хорошая сопряженность отмечается между распределением высокой и низкой урожайности по Казахстану и проявлением на его территории явлений атмосферной засухи и очагов увлажнения. С другой стороны, как первое, так и второе хорошо согласуется и объясняется циркуляционными условиями первой половины теплого полугодия. Индексы циркуляции в данном случае представлены в отклонениях от нормы числа дней с типами циркуляции (рис. 66).

Атмосферные засухи обуславливаются не только специфическими барикоциркуляционными условиями, но и гидротермическим состоянием подстилающей земной поверхности. Поэтому решение проблемы атмосферных засух в природе тесно связано с одновременным исследова-

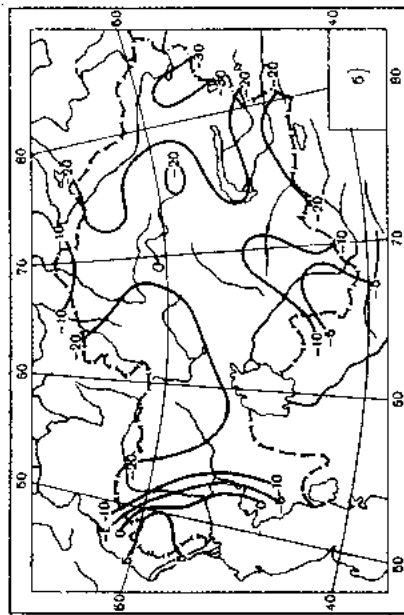
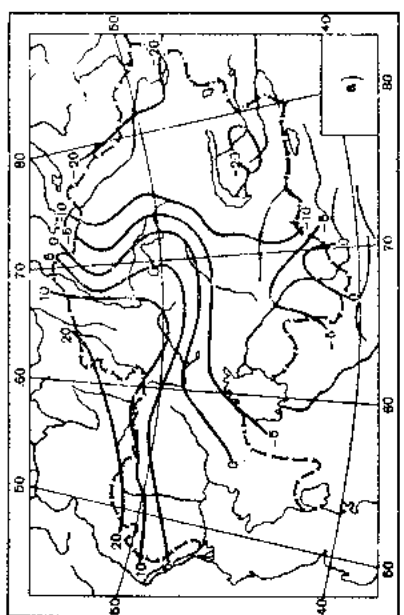
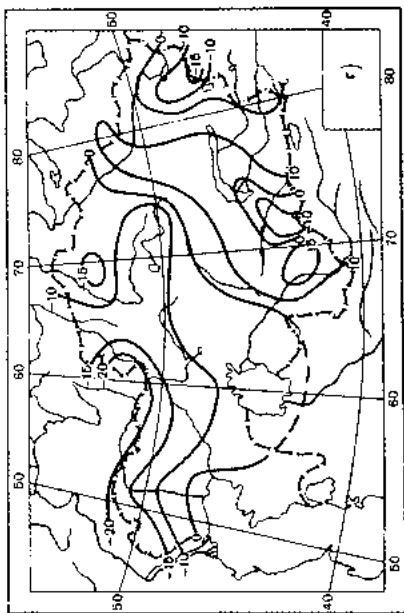
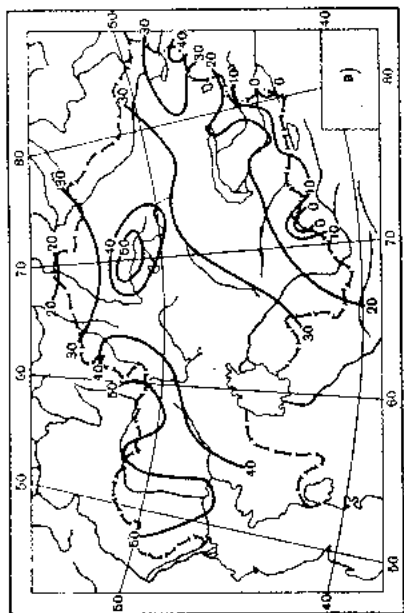


Рис. 66. Число дней с атмосферной засухой и индексы циркуляции в урожайные и неурожайные годы (в отклонениях от нормы за апрель—август).
 а — 1936 г. Индекс циркуляции E25; б — 1946 г. Индекс циркуляции E38; в — 1950 г. Индекс циркуляции Ш11 + E1; г — 1950 г. Индекс циркуляции С4 + Ш1.

нием почвенных засух. Формирование последних проявляется в тех же условиях, что и образование атмосферных засух. Это обстоятельство позволяет на основе специальных исследований прогнозировать как атмосферные, так и почвенные засухи, что имеет большое народнохозяйственное значение.

Глава VII

МИКРОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Микроклиматические особенности на относительно небольших участках территории, возникающие в приземных слоях воздуха в результате различий подстилающей поверхности, оказывают большое влияние на всю хозяйственную деятельность человека, особенно на деятельность, связанную с сельскохозяйственным производством. Возможность изменять микроклиматические условия в приземных слоях воздуха обеспечивает успешное улучшение микроклимата в нужном для человека направлении.

Следует различать микроклимат, особенности которого используются человеком без значительного изменения, и микроклимат, специально создаваемый человеком. К первому относится микроклимат рельефа, побережий водоемов, лесов, полей и т. п. Микроклимат, созданный человеком, возникает преимущественно на сельскохозяйственных полях при орошении, осушении болот, полезарезном лесоразведении, садоводстве, создании курортов, поселков и т. п.

Микроклимат Казахского мелкосопочника. Для изрезанного рельефа Казахского мелкосопочника с его своеобразными формами и в большинстве случаев с очень пологими склонами микроклиматические характеристики полностью отсутствуют. Для того чтобы восполнить эти пробелы, Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова была организована комплексная экспедиция, задачей которой являлось определение режима заморозков, термического режима пологих пахотных склонов разной экспозиции в условиях холмистого рельефа мелкосопочника и учет влияния этих особенностей на произрастание сельскохозяйственных культур, в первую очередь яровой пшеницы.

В экспедиции 1955 г. принимали участие ГГО и кафедра физики атмосферы ЛГУ им. А. А. Жданова, в 1956 г. — ГГО и КазНИГМИ.

Экспедиция проводила систематические наблюдения на вершине сопки, на юго-западном, северо-западном и юго-восточном склонах, на плато и в низине.

Погодные условия летом 1955 и 1956 гг. в Кокчетавской области были существенно различны. С весны и до середины лета 1955 г. стояла жаркая сухая погода с сильными ветрами, во второй половине лета начались дожди. В 1956 г. весна и первая половина лета были прохладными и дождливыми, вторая половина лета — теплая и тоже с осадками.

Такие различия в погодных условиях были благоприятны для микроклиматических исследований и позволили получить крайние количественные характеристики отдельных форм рельефа, возникающие в условиях стойкого антициклонального и циклонального типов погоды.

Как показали актинометрические наблюдения, различия в прямой радиации на отдельных точках наблюдений в ясные и полужасные дни с мая по июль незначительны и не превышают 1—2%. Максимальные значения прямой радиации в околополуденные часы за эти месяцы в 1955 г. были равны 1,14 кал/см² мин., в 1956 г. они были в тех же условиях на 5% меньше, по-видимому, за счет несколько меньшей про-

зрачности атмосферы в условиях повышенной по сравнению с 1955 г. влажности воздуха.

Различия в радиационном балансе на всех точках наблюдений также малы, вследствие того что альbedo подстилающей поверхности, занятой сходным травостоем (яровая пшеница, овес), а также излучение деятельной поверхности почвы почти одинаковы.

Радиационный баланс на южном склоне днем только на 1—2% больше, чем в низине. Ночью излучение на южном склоне было немного больше, чем в низине (на 0,01—0,02 кал/см² мин.), за счет более высокой температуры поверхности почвы и несколько пониженной абсолютной влажности воздуха.

На всех точках несколько различается время перехода радиационного баланса через нуль. На юго-восточном склоне и в низине утром радиационный баланс переходит нуль через 40—50 мин. после восхода солнца, на южном склоне только через 1 час, что связано с затенением утром южного склона сопкой. На вершине сопки этот переход осуществляется несколько раньше, чем в низине.

Вечером переход радиационного баланса через нуль осуществляется примерно за 1,5 часа до захода солнца, причем раньше всего этот переход наблюдается в низине, у подножия сопки. В связи с этим в отдельных точках рельефа длительность периода с ночной инверсией температуры не одинакова.

Небольшие различия в радиационном балансе подстилающей поверхности на отдельных точках наблюдений обуславливают в дневные часы также небольшие различия и в температуре как на поверхности почвы, так и в глубине ее. Как показали исследования (табл. 35), средние максимальные температуры на поверхности почвы за периоды с устойчивой антициклональной погодой на всех точках различаются в пределах 2—5°, на глубине 5 см на участках с черным паром южный склон на 2° теплее низины, на глубине 20 см — на 0,5°. Эти разности несколько больше в 1956 г. вследствие разного увлажнения почвы на склоне и в низине и почти полностью сглаживаются в сухом 1955 г., когда влажность в пахотном слое на всех точках была практически одинаковой.

Таблица 35

Средняя максимальная и минимальная температура почвы за периоды с антициклональным типом погоды

Место наблюдений	Средняя максимальная температура			Средняя минимальная температура		
	на глубине (см)					
	0	5	20	0	5	20
12--20/VI 1955						
Вершина	45,3	29,2	20,2	10,8	17,8	18,3
Южный склон	50,2	30,0	19,9	10,3	17,4	18,3
Юго-восточный склон . . .	51,0	26,4	17,4	6,5	15,8	16,0
26--2/VII 1956						
Вершина	43,8	28,9	20,3	14,4	17,8	18,0
Южный склон	49,3	28,4	18,8	13,6	18,3	17,1
Низина	47,3	25,3	17,4	13,2	16,8	15,9
Половская сопка	50,8	30,7	20,3	12,2	17,9	17,6

Малые различия в притоке прямой солнечной радиации на разные части рельефа и господствующие летом в районе мелкосопочника сильные ветры сглаживают различия температуры воздуха днем в низине и на склонах. Днем самой низкой температурой воздуха и обычно наибольшей скоростью ветра отличается вершина сопки. Низина днем является самой теплой частью рельефа с относительно пониженной скоростью ветра, на склонах значения температуры и скорости ветра занимают промежуточное положение. По данным М. Я. Глебовой, различия температуры воздуха между вершиной и низиной в условиях малооблачной относительно тихой погоды днем не превышают $1,0\text{--}1,5^\circ$ на высоте 150 см над почвой и 2° на высоте 20 см среди травостоя.

Характерной особенностью ландшафта мелкосопочника являются обширные ровные пространства, окруженные с двух — трех сторон,

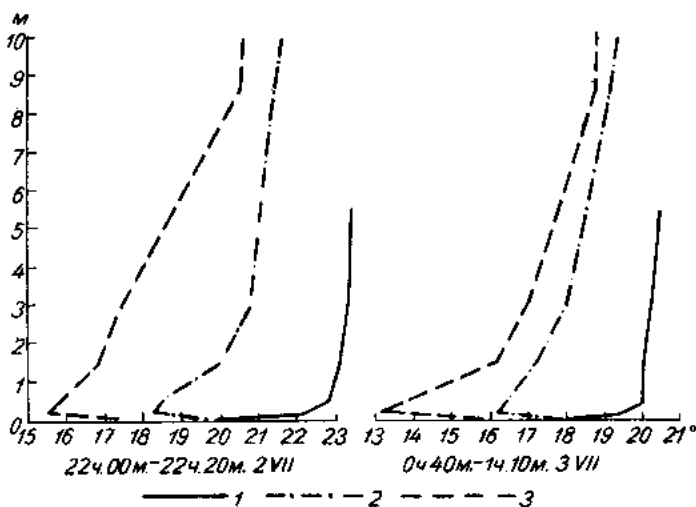


Рис. 67. Вертикальный профиль температуры ночью.
1 — вершина, 2 — юго-западный склон, 3 — низина.

а во многих случаях и со всех сторон невысокими возвышенностями. На этих равнинах (типа плоских долин и котловин) в тихие ясные ночи при низкой влажности воздуха развиваются глубокие инверсии.

Возвышенности мелкосопочника, окружающие относительно ровные пониженные части рельефа, обычно состоят из ряда сопки со склонами, очень пологими в нижней половине ($2\text{--}3^\circ$ крутизны) и более крутыми в верхней части ($10\text{--}15^\circ$). Относительные разности высот между подошвой и вершиной сопки редко превышают 80—100 м. Нижние части склонов покрыты в основном черноземом и обычно распаханы, более крутые части склонов и вершины сопки щебнисты и каменисты.

Рельеф мелкосопочника способствует возникновению глубоких ночных инверсий в низинах и понижениях рельефа.

На рис. 67 и 68 приводятся вертикальные профили температуры и скорости ветра ночью для разных частей склона при наличии инверсии. Вертикальный профиль температуры имеет характерные черты для каждой из точек. На вершине сопки под влиянием хорошего турбулентного перемешивания воздуха, при скоростях ветра, редко ладающих ниже $3\text{--}4$ м/сек, наблюдается нормальное, логарифмическое распределение температуры воздуха, которое было прослежено до высоты 6 м (высота мачты на вершине сопки).

В средней части юго-западного склона при крутизне около 5° самая большая разность температур отмечается в приземном слое воздуха,

на высотах 0,5—1,5 м. Выше наблюдается обычное падение температуры с высотой, следующее логарифмическому закону.

В низине резкий перелом профиля температуры воздуха ночью отмечается на высоте 3—4 м над уровнем почвы. В нижней части профиля наблюдается инверсия, образовавшаяся в результате застоя холодного воздуха. Слой слабого турбулентного перемешивания начинается только на высотах 8—10 м над уровнем почвы.

Исследования режима ветра полностью подтвердили профиль температуры ночью на этих точках. Так, на вершине, где отмечаются максимальные скорости, профиль ветра близок к обычному логарифмическому, а на склоне, на высоте 1—2 м, где скорости ветра повышены по сравнению с более высокими слоями, профиль имеет характерный излом в нижней части.

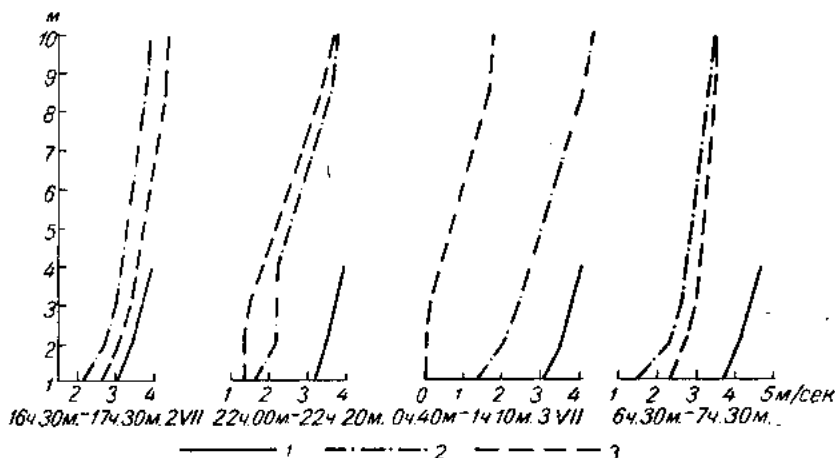


Рис. 68. Вертикальный профиль скорости ветра.

1 — вершина, 2 — юго-западный склон, 3 — низина.

В низине в приземных слоях воздуха отмечается штиль, небольшие скорости ветра наблюдаются только с высоты 8—10 м над уровнем почвы.

В дневные часы профиль ветра носит обычный логарифмический характер на всех трех точках. Скорость его несколько понижена в средней части склона.

В результате указанных особенностей вертикальных профилей температуры и скорости ветра наибольшие разности температур по горизонтали на склоне отмечаются на высоте 1,0—1,5 м (табл. 36).

Лишь на вершине и в верхней части склона эти разности больше или близки к разностям в самом приземном слое воздуха, на высоте 2—20 см, что может быть объяснено большими различиями в почвах и растительности на этих точках.

По склону на поверхности почвы и на малых высотах (0—20 см) при сходных условиях подстилающей поверхности эти различия обычно меньше вследствие близких условий излучения, особенно в начале ночи. Разность температур ночью между низиной и вершиной сопки в условиях радиационного выхолаживания после холодной адвекции, при которых возникают заморозки, в среднем достигает 8—9°. Наиболее теплый пояс часто расположен в верхней трети склона, в районе «перегиба», т. е. довольно резкого перехода от пологий нижней части склона к значительно более крутой верхней, где крутизна достигает 10—12°. Один раз в 1955 г., при низкой относительной влажности воздуха на вершине

Разность температур перед восходом солнца на разных высотах над почвой по склону

Дата микро- съемки	Скорость ветра на высоте 2 м на вершине (м/сек)	Разность температуры воздуха на высоте					
		2	20	150	2	20	150
		вершина — склон			склон — низина		
4VI	5,1	2,7	1,1	2,5	2,4	3,5	4,0
8VI	1,0	0,8	0,1	0,3	3,2	4,6	4,7
9VI	2,8	2,5	1,3	1,1	1,4	5,8	6,2
13VI	4,3	2,0	0,5	1,6	4,3	4,4	6,7
15VI	3,0	3,2	3,7	2,7	4,2	4,8	6,6
17VI	4,2	0,4	-0,5	-0,2	1,2	1,3	1,2
5VII	1,8	0,9	4,2	1,0	0,8	3,0	6,7

Примечание. В низине в течение всех дней, кроме 17/VI, был штиль. 17/VI скорость ветра на всех точках равна приблизительно 3,5—4,0 м/сек.

(20—25%), разность минимальной температуры между низиной и вершиной была 12°, причем самая высокая температура отмечена на вершине. В более влажном 1956 г. такие глубокие инверсии не наблюдались, но разности все же достигали 8—9°.

Значительные различия в скорости ветра и температуре по склону приводят к систематическому возникновению склоновых ночных ветров в условиях антициклональной погоды. Склоновый ветер возникает с вечера в виде нисходящего вдоль склона потока, продолжается до восхода солнца и до разрушения приземной инверсии температуры. В дневные часы обнаружить склоновые ветры вверх по склону не удалось вследствие того, что разность температуры по склону относительно не велика, а скорость господствующего потока обычно превышала 3—4 м/сек и часто достигала 7—8 м/сек.

Параллельно с наземными наблюдениями по микроклимату мелко-сопочника проводились микроаэрологические наблюдения [63], которые также отразили наличие глубоких инверсий и склоновых ночных ветров в ясные ночи. Они показали, что сток холодного воздуха перпендикулярен к изогипсам и направлен в район минимальных температур. Скорость стока определяется уклоном местности и разностью температур по склону и обычно достигает 1,5—1,8 м/сек. Штиль на склоне наблюдается редко, в низине он обычен. Вертикальные скорости склонового ветра достигают 9—15 м/сек, причем сток часто происходит пульсациями, вызываемыми обрушиванием вниз по склону отдельных порций холодного воздуха с вытеснением кверху теплого воздуха. В приземном слое сток направлен вниз по склону, но на высоте 30—40 м над склоном и на несколько большей высоте над низиной существует обратный поток, в результате чего над пологими склонами при соответствующих условиях погоды создается тип замкнутой циркуляции.

Аэрологические наблюдения в соответствии с наземными данными показали, что наиболее глубокие инверсии образуются при низких влажностях воздуха и больших перепадах влажности с высотой. На рис. 69 показаны случаи инверсий, образовавшихся в одинаковых условиях погоды, но при разной влажности воздуха. Высота верхней границы

инверсионного слоя и температура воздуха на ней примерно одинаковы по всему району мелкопочиника, в результате чего величина инверсии над пониженными частями рельефа значительно больше, чем над сопками.

Материалы наблюдений по термическому режиму ночи, по характеру и глубине инверсии и по склоновым ветрам позволяют считать, что ночные инверсии возникают в понижениях рельефа в Казахском мелкопочинике вследствие интенсивного радиационного выхолаживания подстилающей поверхности в условиях низкой влажности воздуха. Образующееся уже с вечера «озеро холода» у подножия склонов усиленно

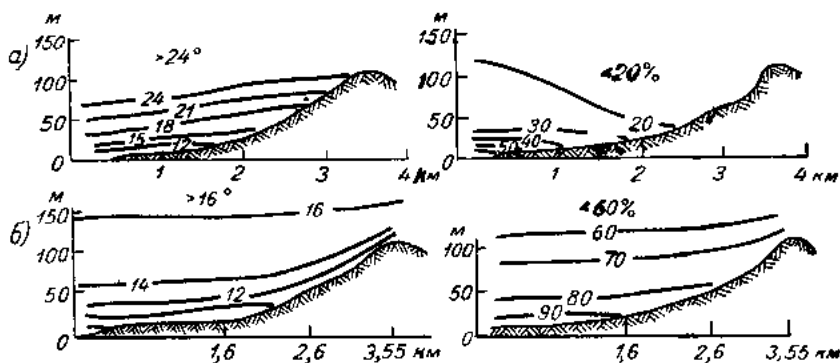


Рис. 69. Распределение температуры (слева) и относительной влажности (справа) над склоном при ночных инверсиях.

а при низкой влажности (20)VI - 1956, 01 час), б при высокой влажности (28)VIII - 1956, 01 час).

выхолаживается под влиянием излучения и пополняется охлажденным воздухом, стекающим с нижних частей склона. Новые порции охлажденного воздуха с более высоких частей склона как относительно более теплые и сухие натекают на этот нижний слой, увеличивая его мощность, но не смешиваясь с ним. Глубина инверсий в окруженных грядами сопок обширных долинах и котловинах Казахского мелкопочиника с его континентальным климатом исключительно велика, превышая в 2—3 раза глубину инверсий в аналогичных условиях Европейской территории Советского Союза и Кавказа.

Рассматривая отдельные случаи инверсий по склону, приходится считаться с тем, что на вершине и в низине наблюдается достаточно самостоятельный микроклимат, который определяется разными причинами. На вершине характерным является постоянное наличие ветра и хорошее турбулентное перемешивание приземного слоя воздуха с более высокими. Для низины характерно отсутствие перемешивания, штиль, стойкий застой холодного воздуха до высоты 10—15 м. Микроклимат склона является несамостоятельным и определяется условиями стока воздуха. В отдельных случаях на вершине и в низине наблюдались слабые ветры или штиль, а на склоне скорость склонового ветра достигала 1,5—2 м/сек.

Влияние холмистого рельефа на условия произрастания сельскохозяйственных культур проявляется в первую очередь в изменении влажности и плодородия почвы по склону. Верхние и средние части склонов обычно отличаются менее плодородной почвой и большей сухостью ее по сравнению с нижней частью склонов и прилегающими ровными площадями. Термический режим склонов, как правило, отличается меньшей суточной амплитудой температуры, уменьшением числа холодных ночей и заморозков по сравнению с нижними частями склона.

Наблюдения над состоянием сельскохозяйственных культур в разных условиях рельефа, проведенные КазНИГМИ в 1955—1956 гг., показали, что в низинах и на нижних частях склонов получается наибольшая вегетативная масса и лучший урожай, дольше всего затягивается период вегетации (табл. 37), что ставит культуры под угрозу повреждения ранними осенними заморозками. Содержание белка в зерне пшеницы в 1956 г. было на низине 14,9%, на склоне — только 13,4%.

Таблица 37

Максимальная высота растений и продолжительность периода посев — восковая спелость

Культура	Максимальная высота (см)		Период посев — восковая спелость (дни) ¹	
	низина	склон	низина	склон
Яровая пшеница: 1955 г.	57	42	100	92
1956 г.	116	97	109	102
Овес	138	106	99	91
Кукуруза	237	195	104	98

¹ Для кукурузы период посев — молочная спелость.

Образование в низинах большей вегетативной массы и задержка в сроках созревания объясняется не только накоплением там большего количества питательных веществ, но также более низкими температурами ночи.

Выявить явление термопериодизма в природных условиях холмистого рельефа очень трудно вследствие указанного выше известного антагонизма между количеством питательных веществ, количеством влаги и термическим режимом по склону. Во время работ экспедиции ГГО влияние термопериодизма на растения выявилось случайно почти в чистом виде. В сухом 1955 г. запасы продуктивной влаги в почве на склоне за период посев — колошение яровой пшеницы были такие же, как в низине.

В 1956 г. растения по всему склону были полностью обеспечены влагой, что позволяет считать влагу не ведущим фактором в задержке созревания культур в низине. Фактором, определившим особенности в развитии растений на склоне и в низине, является резко различный режим ночной температуры в разных частях склона (табл. 38), способствующий большому накоплению питательных веществ в нижних частях рельефа при пониженных температурах ночи.

Вторым фактором, также очень сильно влияющим на условия произрастания сельскохозяйственных культур в этом районе, является режим заморозков, неразрывно связанный с возникновением мощных инверсий в понижениях рельефа. В пределах мелкосопочника выделяется обширная зона, расположенная на высотах более 300 м над у. м., отличающаяся большой морозобойностью, причём от заморозков страдают не только теплолюбивые культуры, но часто и зерновые во время налива зерна, в результате чего получается примесь «зяблого» зерна, в отдельные годы весьма значительная.

Погодные условия 1955 и 1956 гг. по режиму заморозков значительно отличались от нормы. Сильных заморозков во время работ экспедиции не было, хотя состояния погоды, характерные для радиационных и нан-

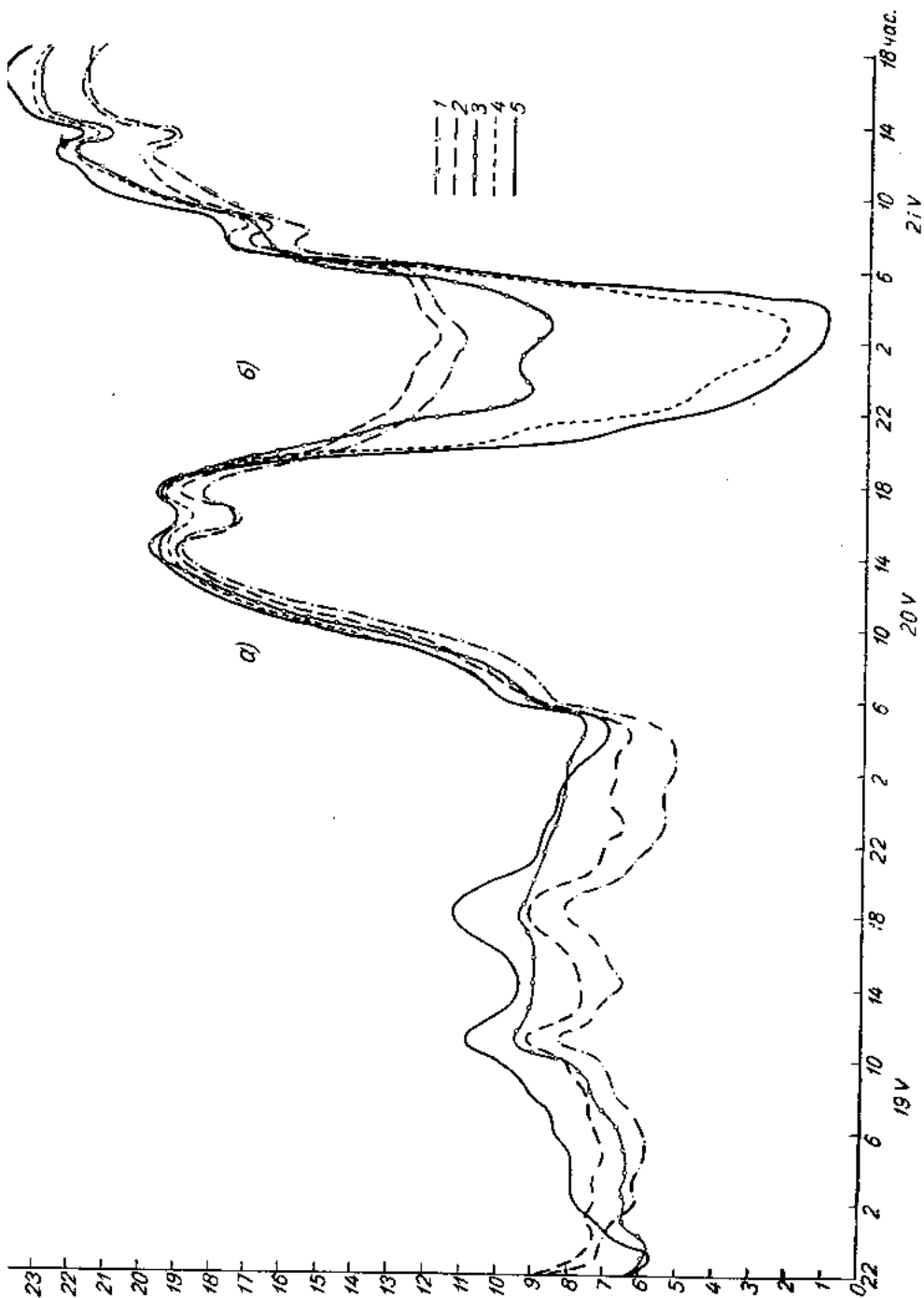


Рис. 70. Суточный ход температуры воздуха при циклоническом (а) и антициклоническом (б) типах погоды.
 1 — вершина; 2 — склон, верхняя треть; 3 — склон, середина; 4 — склон, нижняя часть; 5 — низина.

Характеристика режима температуры в различных условиях рельефа
вдоль юго-западного склона 1956 г. (относительная разность высот 100 м)

Место наблюдений	Средняя температура за 15 ясных дней мая и июня			Число холодных ночей с 15/V до 20/VII с тем- пературой ниже (град.)	
	суточная	дневная	ночная	4,0	2,0
Низина	17,7	20,3	9,4	16	10
Начало склона	17,8	20,3	10,5	14	8
Середина его	18,2	20,3	13,1	5	3
Верхняя треть	18,7	20,3	14,2	6	3
Вершина	18,3	20,0	15,0	6	2

более частых здесь адвективно-радиационных заморозков, наблюдались довольно часто.

Минимальные температуры в понижениях рельефа и на ровных местах неоднократно в июне и августе были близки к нулю, а на поверхности почвы были ниже нуля на 1—3°. Даже 5/VII 1956 г. в низине температура на поверхности почвы опускалась до -1, -1,5°.

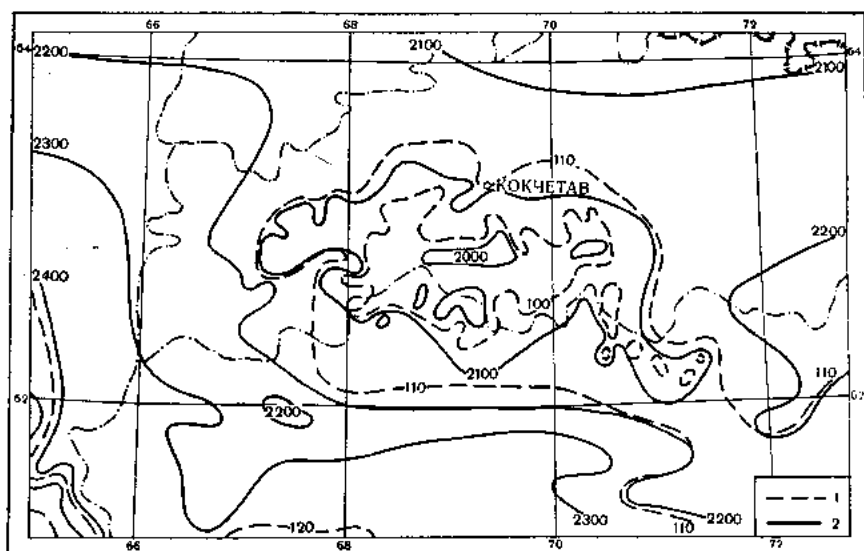


Рис. 71. Средняя длительность безморозного периода (1) и сумма температур выше 10° (2).

Насколько сильно меняется термический режим в разных частях рельефа под влиянием погоды, видно на рис. 70, где представлен суточный ход температуры за два дня по термографам, установленным в разных условиях рельефа.

На основании наблюдений экспедиции и данных всех метеорологических станций в районе мелкосопочника была составлена карта сумм температур выше 10° и средней длительности безморозного периода для северной части Казахского мелкосопочника (рис. 71). В дополнение

Характеристика безморозного периода в воздухе

Средние показатели		Крайние даты						Наименьшая продолжительность на ровном месте (дни)	Сумма температур выше 10° (град.)
начало	конец	около большого озера		ровное место		плоские долины, поляны			
		начало	конец	начало	конец	начало	конец		
20—25V	15—20IX	5VI	5IX	10VI	25VIII	20VI	15VIII	больше 2150	
25—30V	10—15IX	—	—	15VI	20VIII	25VI	10VIII	2150—2020	
1—5VI	5—10IX	—	—	20VI	15VIII	30VI	5VIII	2020—1900	
после 5VI	1—5IX	—	—	25VI	10VIII	5VII	1VIII	меньше 1900	

к ней приводятся крайние даты заморозков (табл. 39), возможные в разных условиях рельефа, в зависимости от средних, приведенных на карте, из расчета характеристики ровных площадей.

В табл. 40 приводятся данные, характеризующие влияние рельефа на термический режим в условиях Казахского мелкосопочника.

Таблица 40

**Влияние рельефа на изменение термического режима
(по сравнению с ровным открытым местом на той же высоте
над уровнем моря)**

Местоположение	Безморозный период (дни)			Интенсивность заморозков весной и осенью (град.)	Сумма тем- ператур
	начало	конец	период		
Вершины, относительная разность высот вершина — ровное место, Δh 80—100 м	+2, +3	+5, +7	+7, +10	+2, +3	+100, +150
Верхняя треть склонов, Δh 50—100 м. Крутизна 5—10° . . .	+4, +5	+6, +7	+10, +12	+3, +4	+200, +250
Середина склонов, Δh 20—50 м. Крутизна 3—7°	0	0	0	0	0
Плоские вершины, Δh 20—50 м	+1, +2	+3, +6	+5, +8	+1, +2	+50, +100
Подножия и нижние части скло- нов с застоем холодного воз- духа, Δh 0—15 м	-6, -7	-6, -8	-12, -15	-3, -4	-200, -250
Широкие плоские долины и кот- ловины с подтоком холодного воздуха со склонов	-3, -5	-5, -7	-8, -12	-2, -4	-100, -200
Побережье озера (площадь аква- тории более 10 км ²) до 0,5—1 км от берега	+2, +3	+5, +10	+3, +15	+2, +3	+100, +150
Города	+2, +3	+6, +7	+8, +10	+2, +3	+100, +150

Примечание. Знак (+) означает соответствующее увеличение длительности безморозного периода, уменьшение интенсивности заморозков и увеличение сумм температур.

Знак (-) означает уменьшение длительности безморозного периода, увеличение интенсивности заморозков и уменьшение сумм температур в указанных местоположениях.

Микроклиматические различия возникают на возвышенностях Казахстана во все сезоны года. Зимой под влиянием вогнутых форм рельефа, кроме инверсий, ограниченных отдельными относительно небольшими участками дна и нижними частями склонов, долин и котловин, возникает инверсия макроклиматического порядка, показанная на рис. 72. На территории всего Северного Казахстана, от Мугоджар и до северного побережья оз. Балхаш, на возвышенностях в зимние месяцы выделяется более теплая инверсионная зона с повышением температуры на 1,5°. На Кокчетавской возвышенности температура января на высотах менее 200 м равна -17°, -18°, на высотах более 200 м поднимается до -15, -16°. В горах Алатау, в Казахском мелкосопочнике и на хребте Чингиз-Тау на высотах свыше 450—500 м над у. м. средняя температура в январе выше -16°.

В горах на юге Казахстана высотное распределение температуры также носит черты четко выраженной инверсии, причем теплая зона

в западных отрогах Таласского хребта захватывает высоты от 400 до 1400 м, в Киргизском хребте — от 400—500 до 1100—1200 м, в Заилийском Алатау — начинается на высоте около 600—700 м и поднимается до высоты 1700—2000 м. Температура всех этих зон различна, общим для них является лишь повышение температуры на 1—3° в поясе инверсии по сравнению с прилегающей низиной и большими высотами.

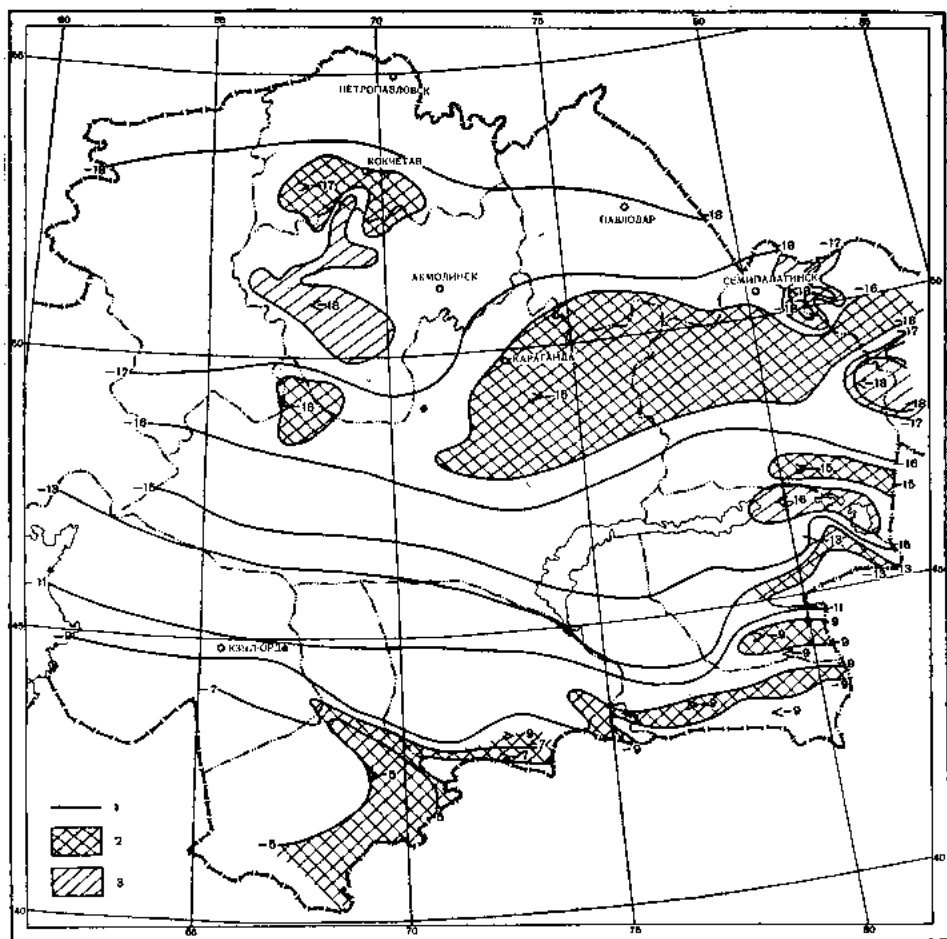


Рис. 72. Средняя месячная температура. Январь.

1 — изотермы, 2 — области повышенных температур, 3 — области выхолаживания.

Пояс инверсий в горных зонах Казахстана, определенный по средним температурам зимних месяцев, указывает на большую стойкость этого явления. Это явление имеет большое практическое значение для плодоводства и животноводства, обуславливая более мягкие условия зимовки в зоне инверсии по сравнению с плоскостью и высокогорьем.

Микроклимат равнинной части Северного Казахстана. Характер распределения метеорологических элементов и микроклимат на равнинной части территории Северного Казахстана довольно однообразны и определяются в основном почвами, степенью их увлажнения, способом обработки почвы и т. д. Как показали экспедиционные исследования [182] на освоенной целине в Северном Казахстане, разница в запасах продуктивной влаги в метровом слое почвы под влиянием разной агротехники на соседних полях в один и тот же год с весны может достигать

50—70 мм, а различия в урожаях яровой пшеницы в условиях этого же опыта в зависимости от весеннего увлажнения почвы доходили до 5—8 ц/га.

Применение в конкретных физико-географических условиях разных приемов агротехники позволяет очень широко изменять на сельскохозяйственных полях количественные показатели микроклиматических особенностей, возникающих под влиянием разной густоты и состояния травостоя. В этом случае распределение метеорологических элементов на отдельных сельскохозяйственных полях, обычно занимающих большие площади (порядка сотен га), является до известной степени функцией агротехники.

По данным метеорологических станций, в условиях континентального климата на территории освоения целинных и залежных земель при тихой ясной погоде и низкой влажности воздуха ночью инверсия температуры в приземных слоях выражена очень сильно. Глубина ночной приземной инверсии температуры была более детально исследована для ночей с радиационными заморозками [1]. В такие ночи разность минимальных температур в метеорологической будке и на поверхности почвы (травостоя) может в отдельных случаях превышать 10° (от 2 до 4% всех случаев с заморозками). Таким образом, сельскохозяйственные культуры могут быть значительно повреждены заморозками при положительной минимальной температуре в воздухе. Следует отметить, что такие большие разности минимальных температур в приземном слое воздуха наблюдаются преимущественно во время наиболее поздних весенних и ранних осенних заморозков, при которых средняя разность температур будка — поверхность почвы достигает $3,5\text{—}4,0^{\circ}$. При более ранних весенних и поздних осенних заморозках вследствие увеличения влажности почвы и воздуха эта разность уменьшается в среднем до $2\text{—}3^{\circ}$ и приближается к разностям на Европейской территории Советского Союза. При адвективных заморозках во время ветреной пасмурной погоды поверхность почвы ночью часто на $1,5\text{—}2,0^{\circ}$ теплее воздуха.

Наличие глубоких ночных приземных инверсий над равнинной частью Казахской ССР вызывает необходимость производить пересчет приведенной выше длительности безморозного периода, полученного по наблюдениям в метеорологической будке (2 м), для уровня травостоя сельскохозяйственных культур.

На основании имеющихся в ГГО работ прежних лет и новых экспериментальных материалов была рассчитана длительность безморозного периода на уровне травостоя для яровой пшеницы, кукурузы и бахчевых культур. Для расчета было использовано соотношение между безморозным периодом в воздухе и на поверхности почвы (травостоя) с учетом критических температур повреждения этих культур заморозками. Средняя разность температуры воздух — поверхность травостоя принята равной $3,5\text{—}4,0^{\circ}$ (табл. 41).

Из микроклиматических особенностей Казахского мелкосопочника следует еще отметить наличие достаточно четко выраженных бризов на побережьях больших озер. По данным метеорологических станций Володарское, Кокчетав, Имантау, это явление прослеживается на оз. Саумалколь (площадь акватории около 30 км^2), несколько слабее на оз. Капа (15 км^2). На берегах Имантавского озера (60 км^2), в южной части его, бризы хорошо выражены и усиливаются ночью за счет склоновых ветров с возвышенностей, окружающих озеро с запада и с юга.

Можно принять, что на берегах всех крупных озер Северного Казахстана, площадь акватории которых более $10\text{—}15\text{ км}^2$, летом образуются бризы, особенно четко выраженные ночью. Дневной бриз проявляется реже вследствие господствующих здесь днем сильных ветров. Бризовая

Длительность безморозного периода на уровне травостоя для некоторых сельскохозяйственных культур в зависимости от средней длительности безморозного периода в воздухе для равного открытого места и критические температуры повреждения культуры

Средняя длительность безморозного периода в воздухе (дни)			Длительность безморозного периода для отдельных культур											
начало	конец	период	яровая пшеница				кукуруза, картофель				огурцы, бакла			
			критическая температура (град.)	начало	конец	период (дн)	критическая температура (град.)	начало	конец	период (дн)	критическая температура (град.)	начало	конец	период (дн)
20V	20IX	120	-8, 9° (всходы)	5V	15IX	130	-3° (все фазы)	30V	5IX	100	-1° (все фазы)	5VI	11X	90
25V	15IX	110	-2° (цветение и молочная спелость)	10V	10IX	120	То же	5VI	11X	85	То же	10VI	25VIII	75
1VI	10IX	100	То же	15V	5IX	110	"	10VI	25VIII ²	75	"	15VI	20VIII ³	65
5VI	5IX	90	"	20V	11X ⁴	100	"	15VI	20VIII ²	65	"	25VI	15VIII ⁴	55

¹ Скороспелые сорта редко дают "зябное" зерно, поздние повреждаются часто.

² Кукуруза убирается преимущественно на силос.

³ Сбор производится ежегодно.

⁴ Сбор в отдельные теплые годы.

циркуляция около крупных озер значительно уменьшает число и интенсивность особенно осенних заморозков вдоль берегов. Определить ширину этой, относительно теплой, зоны трудно ввиду отсутствия специальных наблюдений. Обычно она захватывает полосу шириной 1,5—2,0 км от берега в глубь суши.

Как уже указывалось выше, микроклиматические особенности обширных целинных равнин Северного Казахстана, в настоящее время распашанных и освоенных под посевы сельскохозяйственных культур, в значительной степени определяются агротехникой. Чем выше весенние запасы влаги в почве, тем лучше развивается растительность, гуще становится травостой зерновых, тем продуктивнее используется влага.

Но вследствие засушливости климата этих территорий и частых весенних засух возможно значительное снижение урожаев, а также возникновение весной сильных пыльных бурь на пашнях, еще не покрытых сомкнувшимся травостоем. Для борьбы с этими неблагоприятными явлениями климата в зонах черноземных и темно-каштановых почв Северного Казахстана необходимо широкое внедрение полезащитного лесоразведения.

Защитные лесонасаждения на землях совхозов и колхозов в этих зонах должны представлять собой систему взаимосвязанных насаждений различного мелиоративного назначения, состоящую из полезащитных, противоэрозионных, водоохраных, озеленительных и хозяйственных посадок.

Основным фактором благоприятного влияния лесных полос на метеорологический режим является их ветрозащитное действие, которое проявляется двояко: лесные полосы уменьшают скорость ветра на межполосных пространствах и уменьшают вертикальные перемещения воздуха за полосой, что ослабляет перемешивание воздуха в нижнем приземном слое.

При просачивании воздушного потока через полосу крупные вихри разбиваются, и за полосой размеры их значительно уменьшаются. Часть потока всегда переваливает через полосу.

Как показали теоретические и эмпирические исследования последних лет, количественное соотношение между частями потока, переваливающего через лесную полосу и просачивающегося через нее, а также линия смыкания этих двух частей воздушного потока определяются конструкцией полосы, в первую очередь ветропроницаемостью ее вертикального профиля, которая в значительной степени зависит и от ширины полосы. Широкие полосы (более 20 м), как правило, являются непродуваемыми. Очень узкие, 1—2-рядные, полосы часто слишком ветропроницаемы, эффективность их работы легко нарушается при выпаде отдельных деревьев.

Но хозяйственная эффективность полезащитных полос определяется не столько гидрометеорологической эффективностью, сколько условиями «работы» их в разных физико-географических районах степной и лесостепной зоны СССР, в которых наблюдаются также большие климатические различия.

Летняя «работа» полезащитных полос заключается в борьбе с засухой и сушеями, в сбережении накопленной за зиму почвенной влаги путем уменьшения суммарного испарения с межполосных полей, зимняя «работа» — в максимальном и равномерном накоплении снежного покрова на межполосном поле.

Как показали исследования Г. И. Матякина [148] и И. А. Гольцберг [76], в районах с многоснежными суровыми зимами, где снег легко переносится ветром и образует большие сугробы около полос, последние должны быть особенно хорошо продуваемыми в нижней части. В таких

районах вредны полосы с подлеском и опушками. На больших межполосных полях с плохо продуваемыми полосами необходимо дополнительное снегозадержание, особенно в условиях суровых зим Северного Казахстана.

В более южных малоснежных районах с частыми суховеями и тяжелыми лесорастительными условиями можно иметь полосы с подлеском и опушками, более продуваемыми в средней и верхней части профиля.

Научно-методическое совещание отделения лесоводства и агролесомелиорации ВАСХНИЛ и ВНИАЛМИ, происходившее в Москве в марте 1957 г., в своем постановлении рекомендует для Западной Сибири и Казахстана при размещении полезастных лесных полос ориентировочно установить следующие максимальные расстояния между продольными и поперечными полосами: в черноземной зоне 1×2 км; в зоне темно-каштановых почв $0,5 \times 2$ км. Полезастные лесные полосы создавать продуваемой конструкции в основном из 3—5 чистых рядов быстрорастущих главных и сопутствующих пород, преимущественно без кустарников. При обсадке внутрихозяйственных дорог применять аллеиные посадки, которые защищают дороги от снежных заносов.

Совещание рекомендует также принять меры к охране колковых лесов и рациональному использованию их для защиты полей.

Микроклимат орошаемых полей. В зонах полупустыни и пустыни, занимающих обширную территорию в южной части Казахстана, получение устойчивых высоких урожаев почти всех сельскохозяйственных культур возможно только при искусственном орошении полей. Орошение в корне изменяет водный, воздушный, тепловой и питательный режим почвы, создает своеобразные микроклиматические условия в приземном слое воздуха, среди травостоя сельскохозяйственных культур.

Микроклиматические условия на орошаемых полях, в оазисах, изучены довольно подробно, хотя непосредственно на территории республики такие исследования проводились весьма ограниченно. Наиболее подробно микроклиматические условия на орошаемых полях были изучены в июле 1952 г. комплексной экспедицией Гидрометеорологической службы под руководством Д. Л. Лайхтмана в хлопководческом совхозе Пахта-Арал Южно-Казахстанской области [126].

Экспедиция проводила наблюдения на трех участках: в оазисе, на орошаемом хлопковом поле, окруженном древесными полосами; на не орошаемом хлопковом поле вне оазиса; на целинных землях в полупустыне, вне влияния оазиса.

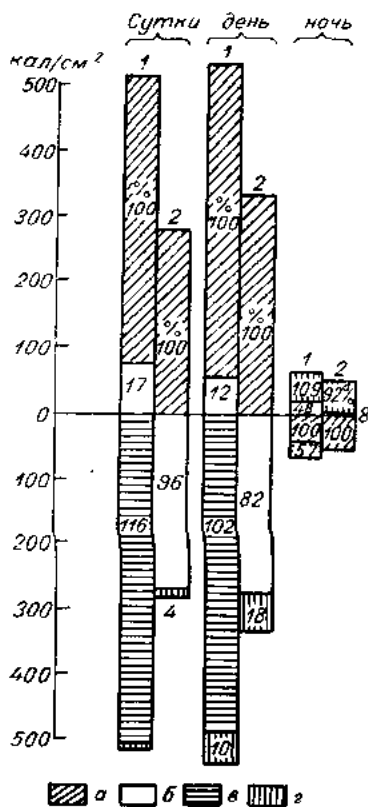


Рис. 73. Соотношение составляющих теплового баланса в среднем за 8 суток. Июль 1952 г. (по Б. А. Айзенштату, Т. В. Кирилловой, Д. Л. Лайхтману с соавторами).

1 — оазис, 2 — полупустыня, а — радиационный баланс, б — турбулентный поток тепла, в — потеря тепла на испарение, з — поток тепла в почву.

Как показали работы экспедиции, коренные изменения гидрометеорологического режима под влиянием орошения обусловлены изменениями составляющих теплового баланса деятельной поверхности. Как следует из рис. 73, радиационный баланс в оазисе примерно на 50% больше, чем в полупустыне, за счет уменьшения температуры деятельного слоя и соответственного уменьшения излучения. Теплообмен в почве под влиянием орошения почти не изменяется. Очень велики изменения в турбулентном потоке тепла и в затратах тепла на испарение. Последние в условиях полупустыни при отсутствии влаги равны нулю, в условиях оазиса при достаточной влагообеспеченности несколько превышают

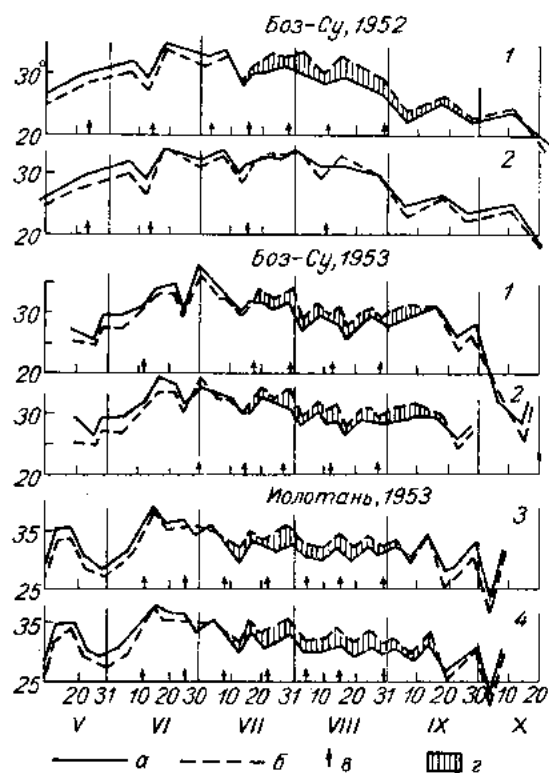


Рис. 74. Ход температуры воздуха на хлопковом поле (по Н. В. Зуеву).

a — на высоте 25 см; *b* — на высоте 200 см, *г* — дни полива, *г* — период с инверсией. Участок 1 — схема полива 2—5—0, 2 — схема полива 1—3—0, 3 — вариант без удобрения, 4 — вариант с полным удобрением.

изменения в соотношении составляющих теплового баланса в разные фазы вегетационного периода, причем наибольшие изменения, связанные с состоянием травостоя, наблюдаются в ходе турбулентного теплообмена и в затратах тепла на испарение. Последнее в период цветения хлопчатника в 2—2,5 раза больше, чем в другие фазы развития. В июле — августе при развитии хлопчатника затраты тепла на испарение являются наибольшими и составляют около 100% радиационного тепла. Турбулентный теплообмен в этот период направлен от воздуха к почве, в результате чего среди травостоя хлопчатника сохраняется круглосуточная инверсия, отмеченная также и экспедицией в Пахта-Арале.

На рис. 74 приведен ход температуры воздуха в течение вегетационного периода на хлопковом поле. Круглосуточная инверсия температуры

радиационный баланс за счет адвекции тепла с окружающей неорошаемой территории. В условиях Средней Азии это превышение затрат тепла на испарение над радиационным балансом составляет 15%. Основная доля суммарного испарения на хлопковых полях приходится на транспирацию (более 80%). Турбулентный поток в условиях орошения составляет всего 10—15% от радиационного баланса, в полупустыне он превышает 80%.

Экспедиция в Пахта-Арале проводила свои наблюдения в течение только июля, когда состояние травостоя хлопчатника изменялось относительно мало.

Были проведены аналогичные систематические наблюдения над тепловым балансом хлопкового поля в течение всего вегетационного периода на агрометстанции в Боз-Су (около Ташкента) в 1952 и 1953 гг., но только на орошаемых полях. Отмечаются значительные

воздуха среди травостоя возникает только с момента полного развития его, при оптимальных условиях увлажнения. При уменьшенной норме полива и следовательно при более слабом развитии травостоя хлопчатника (участок 2, 1952 г.) это явление не проявляется. По данным Пахта-Аральской экспедиции, круглосуточная инверсия температуры также наблюдалась только в оазисе, в условиях оптимального увлажнения, и отсутствовала на неорошаемых полях вне оазиса со слабо развитым травостоем хлопчатника.

В соответствии с температурой изменяется и ход влажности воздуха среди хлопчатника. Максимальные значения отмечаются в июле — августе, когда средняя суточная относительная влажность достигает 60%. В это же время отмечаются и наибольшие различия во влажности между оазисом и полупустыней, которые особенно велики в дневные часы. В это время дня относительная влажность воздуха в оазисе может быть в пять-шесть раз больше, чем в полупустыне.

Температура почвы в оазисе определяется степенью увлажнения и затенения ее. В оазисе летом она значительно ниже, чем в полупустыне (табл. 42).

Таблица 42

Микроклимат различных полей (по данным экспедиции в Пахта-Арале за 8 дней июля 1952 г.)

Участок наблюдений	Средняя суточная температура						Средняя суточная относительная влажность воздуха (%) на высоте (см)		
	почвы на глубине (см)			воздуха на высоте (см)					
	0	10	20	20	50	150	20	50	150
Полупустыня	38,3	35,1	33,5	29,8	29,6	29,4	31	32	31
Хлопковое поле „30 лет Октября“ (неполивное)	29,4	27,6	27,5	26,7	26,9	27,5	52	50	42
Пахта-Арал (орошаемое)	25,4	25,1	25,0	24,6	24,5	26,0	74	73	56

Как видно из табл. 42, изменение метеорологического режима под влиянием отдельного полива наблюдается только в начале вегетационного периода. При развитом хлопчатнике влияние отдельного полива на ход метеорологических элементов значительно меньше. Ход метеорологических элементов среди хлопчатника зависит в это время преимущественно от густоты и состояния травостоя.

В различных климатических условиях средние изменения метеорологического режима на орошаемых полях количественно различны в зависимости от изменений температуры, скорости испарения, величины радиационного баланса.

С. А. Сапожникова [197] исследовала количественные зависимости между температурой и влажностью воздуха в пустынях и оазисах Средней Азии. Самое большое снижение температуры в оазисах по сравнению с пустыней наблюдается в июле — августе, т. е. в самые жаркие месяцы. В это время в малых по площади оазисах температура днем понижена на 1,5°, ночью — на 2,5—3,0° по сравнению с пустыней, в больших оазисах днем — на 2,0°, ночью — на 1,2—1,4°. Такое снижение наблюдается на высоте 2 м над почвой (по наблюдениям в метеорологической будке). На уровне травостоя оно еще больше. Относительная влажность повышена в течение всего дня как в больших, так и в малых оазисах, особенно сильно ночью. Повышение уже вечером

в 21 час достигает 23%, т. е. влажность в больших оазисах увеличивается почти вдвое по сравнению с пустыней. Это соотношение сохраняется в течение всей ночи и почти не меняется до 7 часов утра. Днем, в 13 часов, в оазисах над травостоем относительная влажность в июле — августе повышена на 8—9%. Она здесь в полтора раза выше, чем в пустыне. Среди травостоев повышение влажности еще больше.

По исследованиям С. А. Сапожниковой, в оазисах среди травостоев число суховейных дней сокращается в два — три раза по сравнению с пустыней. Наибольшие различия в микроклимате пустыни и оазиса наблюдаются среди лета, весной и осенью различия уменьшаются. Поэтому длительность безморозного периода изменяется в оазисах по сравнению с пустыней незначительно.

С. А. Сапожникова на основании большого фактического материала определила величину этих изменений в разных климатических зонах (табл. 43). В табл. 43 под степью (восточные районы) понимается Заволжье в пределах южной части Куйбышевской области, левобережная часть Саратовской и Оренбургская область, полупустыня представлена Астраханской и Западно-Казахстанской областями. Северная пустыня — это Средняя Азия в пределах 42—47° с. ш.

Таблица 43

Изменение метеорологического режима в июле — августе на обильно орошаемых полях с сомкнутым интенсивно транспирирующим травостоем по сравнению с неорошаемым полем в различных географических зонах

Географическая зона	Средняя разность в 13 час.							Средняя суточная разность						
	температура воздуха		абсолютная влажность		дефицит влажности		температура поверхности почвы	число дней с суховеем	дефицит влажности на высоте 1,5 м на неорошаемом участке	температура воздуха		дефицит влажности		температура почвы на глубине 20 см
	0,5	1,5	0,5	1,5	0,5	1,5				0,5	1,5	0,5	1,5	
	на высоте (м)						на высоте (м)							
0,5	1,5	0,5	1,5	0,5	1,5	0,5	1,5	0,5	1,5	0,5	1,5			
Лесостепь	-2	-1	3	1	-5	-3	-15	-3	-8, -10	-2	-1	-5	-3	-3
Степь, восточные равнины	-3	-2	5	3	-10	-5	-20	-12	-13, -15	-3	-2	-10	-5	-5
Полупустыня	-3	-2	10	5	-15	-10	-25	-15	-15, -20	-3	-2	-10	-5	-6
Пустыня северная	-4	-3	10	5	-20	-15	-25	--	-20, -25	-4	-2	-15	-10	-7

Как видно из табл. 43, под влиянием орошения микроклимат сильно изменяется в сторону улучшения для жизни растений не только в пустынях, где эффективность его является самой большой, но и в лесостепной зоне, где орошение обеспечивает ежегодное получение устойчивых высоких урожаев.

В зоне полупустыни, занимающей обширные пространства в южной части СССР, еще возможно земледелие без применения орошения, на богаре, при использовании весенне-зимнего увлажнения почвы и посева скороспелых засухоустойчивых сортов сельскохозяйственных культур.

Одним из новых агротехнических приемов освоения песчаных массивов в зоне полупустыни Казахстана и создания благоприятных для сельскохозяйственных культур микроклиматических условий является траншейный метод растениеводства, разработанный в 1937—1939 гг. на Аральской опытной станции Всесоюзного института растениеводства

под руководством Е. А. Малюгина. По этому методу выращивание сельскохозяйственных культур производится в специальных канавах-траншеях, выкопанных до уровня грунтовых вод, залегающих в песчаных массивах зоны полупустыни и северной части пустыни на небольшой глубине. Длина таких траншей колеблется от 20 до 50 м и больше, ширина по дну 1,2—1,5 м, по верху 2,5—3,5 м, глубина зависит от уровня грунтовых вод. На дно траншей засыпают слой плодородной почвы, которая благодаря капиллярному увлажнению из нижних слоев поддерживается в достаточно влажном состоянии. Происходит как бы естественное подземное орошение в течение всего вегетационного периода, позволяющее без дополнительных поливов получать урожай даже таких влаголюбивых овощных культур, как огурцы, капуста, томаты.

В траншеях создается благоприятный для сельскохозяйственных культур микроклимат. В дневные часы благодаря некоторому затенению растений стенками траншей максимальная температура на поверхности почвы значительно ниже, чем на соседних открытых участках, и редко превышает 20°. Ночью благодаря теплоотдаче стенок-откосов в траншеях теплее, чем на открытой поверхности почвы, причем во время заморозков температура в траншее может быть на 3—5° выше, чем на открытой почве.

Вследствие сильного уменьшения скорости ветра и турбулентного обмена в траншеях повышается влажность воздуха и уменьшается суммарное испарение, влага используется растениями более продуктивно. Зимой в траншеях накапливается снег, который при таянии весной дополнительно увлажняет их.

Кроме овощных и бахчевых культур, в траншеях могут культивироваться и плодово-ягодные культуры.

Правильное использование природных особенностей микроклимата, улучшение микроклимата путем рациональной обработки почв, использования полезащитных полос, орошения и обводнения полей помогут полнее использовать климатические ресурсы Казахской ССР. Нельзя забывать, что климат приземных слоев воздуха уже сейчас широко изменяется человеком в нужном ему направлении.

Часть II

ХАРАКТЕРИСТИКА ОТДЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ КЛИМАТА

Глава VIII

ДАВЛЕНИЕ ВОЗДУХА

Режим атмосферного давления воздуха в Казахстане (его периодические и непериодические изменения) складывается из сочетания макроциркуляционных условий, теплового баланса и особенностей рельефа.

Годовой и сезонный ход давления воздуха в основном обуславливаются положением и состоянием планетарной высотной фронтальной зоны (ПВФЗ) и климатологических центров действия атмосферы (азиатского, азорского и полярного максимумов, исландского и индостанского минимумов), развитием и повторяемостью основных форм атмосферной циркуляции.

Несмотря на внутриматериковое положение Казахстана, барическое поле над ним видоизменяется сопряженно с колебаниями общей циркуляции атмосферы и изменениями состояния ее отдельных звеньев, в частности атлантического [138]. При северном и широтном положении ПВФЗ имеют место незначительные вторжения воздуха умеренных широт, и арктического воздуха в Казахстан.

Хорошо выраженная меридиональность ПВФЗ, сопровождаемая циклонической кривизной изогипс в средней тропосфере, обуславливает интенсивный антициклогенез и повышенный фон барического поля над Казахстаном.

При восточном положении и интенсивном развитии азорского максимума, последним выделяются быстро движущиеся к востоку антициклональные ядра, формирующие полосу повышенного давления над центральными районами Казахстана. Большая повторяемость и интенсивное развитие меридиональных форм циркуляции, как правило, способствует усилению азиатского максимума, западный отрог которого предопределяет повышение давления над Казахстаном.

В то же время благодаря внутриматериковому положению Казахстана и резко континентальному климату влияние макроциркуляционных условий проявляется своеобразно: формируется правильный режим давления с одним годовым максимумом и минимумом. Это отчетливо видно из данных по распределению давления воздуха на высотах метеорологических станций и на уровне моря.

Давление воздуха на высотах станций. Достаточно четкое представление о режиме давления на высотах станций можно получить из анализа приведенных в табл. 44 и 45 данных и карт распределения давле-

Среднее давление на абсолютных высотах станций (мм) в различных частях Казахстана

Станция	Высота станций (ж)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
З а п а д н а я														
Уральск	37	1019,1	1019,4	1017,0	1014,9	1011,8	1006,9	1005,3	1007,9	1013,1	1017,2	1018,8	1019,6	1014,2
Гурьев	-21	1027,6	1027,1	1024,8	1021,2	1018,3	1014,3	1012,1	1015,0	1020,8	1025,4	1027,4	1027,5	1021,8
Форт Шевченко	-19	1025,6	1024,4	1022,0	1018,4	1017,1	1013,7	1012,1	1014,2	1019,2	1024,2	1025,9	1025,5	1020,2
Актюбинск	229	996,1	996,3	994,6	992,9	989,8	985,0	983,1	985,8	991,2	994,7	996,1	997,0	991,9
Темир, город	232	996,1	995,7	994,2	991,7	988,9	984,3	982,5	985,4	990,6	994,6	996,2	996,7	991,4
Ц е н т р а л ь н а я														
Аральское море	56	1020,0	1018,4	1016,4	1012,2	1009,1	1004,1	1001,8	1005,3	1011,4	1016,7	1019,9	1020,2	1013,0
Петропавловск	136	1005,8	1006,6	1005,3	1003,7	998,6	994,1	991,8	993,7	998,9	1002,3	1003,8	1006,6	1000,9
Акмолинск	353	983,0	982,7	981,5	979,4	975,4	970,5	967,9	970,9	976,5	980,1	982,6	983,5	977,8
Караганда	566	958,2	957,9	955,9	954,1	951,3	946,7	944,1	947,5	952,3	956,2	958,3	958,2	953,4
Джезказган	345	985,4	984,9	981,5	977,9	977,3	970,3	967,9	971,5	977,3	981,9	984,6	984,9	978,8
Кзыл-Орда	131	1010,7	1008,7	1006,1	1002,3	1000,1	994,6	992,2	995,1	1001,7	1007,1	1010,2	1010,5	1003,3
Чимкент	531	960,5	958,9	957,0	954,1	952,5	947,7	945,1	947,4	953,8	959,4	961,5	961,0	954,9
В о с т о ч н а я														
Павлодар	138	1011,0	1010,9	1008,9	1005,0	999,9	994,3	991,9	994,4	1001,0	1005,4	1009,0	1010,9	1003,6
Семипалатинск	201	1004,7	1003,9	1001,9	996,9	991,9	985,3	983,5	986,5	993,4	999,0	1003,1	1005,0	996,3
Зайсан	657	948,5	947,7	946,1	941,9	939,1	934,9	932,2	934,9	940,9	945,9	949,1	949,5	942,6
Балхаш	423	976,2	975,1	973,4	969,5	966,6	961,8	958,5	961,5	967,9	973,0	976,3	976,7	969,7
Талды-Курган	586	954,1	953,3	951,4	948,2	946,9	942,5	939,9	942,1	947,5	953,0	955,5	955,0	949,1
Илл., ж.-д. ст.	453	972,1	970,5	968,1	964,2	962,6	957,8	955,0	957,3	963,3	969,0	972,7	973,0	965,5
Алма-Ата	848	923,9	922,9	922,2	919,9	919,1	915,4	912,9	915,0	919,9	924,5	926,1	925,0	920,6

Изменение среднего месячного давления по многолетним данным на высотах станций (мм)

Станция	XII-I	I-II	II-III	III-IV	IV-V	V-VI	VI-VII	VII-VIII	VIII-IX	IX-X	X-XI	XI-XII	Высо-та (м)
Уральск	-0,5	0,3	-2,4	-2,1	-3,1	-4,9	-1,6	2,6	5,2	4,1	1,6	0,8	36,7
Гурьев	0,1	-0,5	-2,3	-3,6	-2,9	-4,0	-2,2	2,9	5,8	4,6	2,0	0,1	-21,3
Форт Шевченко	0,1	1,2	-2,4	-3,6	-1,3	-3,4	-1,6	2,1	5,2	5,0	1,7	-0,4	-19,0
Актюбск	-0,9	0,2	-1,7	-1,7	-3,1	-4,8	-1,9	2,7	5,4	3,5	1,3	0,9	228,8
Темир, город	-0,6	-0,4	-1,5	-2,5	-2,8	-4,6	-1,8	2,9	5,2	4,0	1,6	0,5	231,5
Аральское море	-0,2	-1,6	-2,0	-4,2	-3,1	-5,0	-2,3	3,5	6,1	5,3	3,2	0,3	55,6
Петропавловск	-0,8	0,8	-1,3	-1,6	5,1	-4,5	-2,3	1,9	5,2	3,4	1,6	2,6	135,6
Акмолинск	-0,5	-0,3	-1,2	-2,1	-4,0	-4,9	-2,6	3,0	5,6	3,6	2,5	0,9	353,0
Караганда	0,0	-0,3	-2,0	-1,8	-2,8	-4,6	-2,5	3,4	4,8	3,9	2,1	0,1	566,0
Джезказган	0,5	-0,5	-3,4	-3,6	-0,6	-7,0	-2,4	3,6	5,8	4,6	2,7	0,3	344,7
Кзыл-Орда	0,2	-2,0	-2,6	-3,8	-2,2	-5,5	-2,4	2,9	6,6	5,4	3,1	0,3	131,2
Чимкент	-0,5	-1,6	-1,9	-2,9	-1,6	-4,8	-2,6	2,3	6,4	5,6	2,1	0,5	530,6
Павлодар	0,1	-0,1	-2,0	-3,9	-5,1	-5,6	-2,4	2,5	6,6	4,4	3,6	1,9	137,6
Семипалатинск	-0,3	-0,8	-2,0	-5,0	-5,0	-5,6	-2,7	3,0	6,9	5,6	4,1	1,9	200,6
Зайсан	-1,0	-0,8	1,6	-4,2	-2,8	-4,2	-2,7	2,7	6,0	5,0	3,2	0,4	657,0
Балхаш	-0,5	-1,1	-1,7	-3,9	-2,9	-4,8	-3,3	3,0	6,4	5,1	3,3	0,4	423,0
Талды-Курган	-0,9	-0,8	-1,9	-3,2	-1,3	-4,4	-2,6	2,2	5,4	5,5	2,5	-0,5	586,2
Или, ж.-д. ст.	-0,9	-1,6	-2,4	-3,9	-1,6	-4,8	-2,8	2,3	6,0	5,7	3,7	-0,3	452,7
Алма-Ата	-1,1	-1,0	-0,7	-2,3	-0,8	-3,7	-2,5	2,1	4,9	4,6	1,6	-1,1	847,8
Верхний Горель- ник	-0,8	-1,2	+2,2	1,0	2,0	-1,2	-0,6	1,2	1,7	1,7	2,5	-3,2	2253,8

ния на высотах станций (рис. 75), составленных для отдельных месяцев года¹. Средние годовые значения давления воздуха в равнинной части Казахстана колеблются в пределах 977—1022 мб, с наибольшими значениями в районе Прикаспийской низменности. Минимальные значения отмечаются в горной части — 776 мб (ст. Верхний Горельник на высоте 2253,8 м).

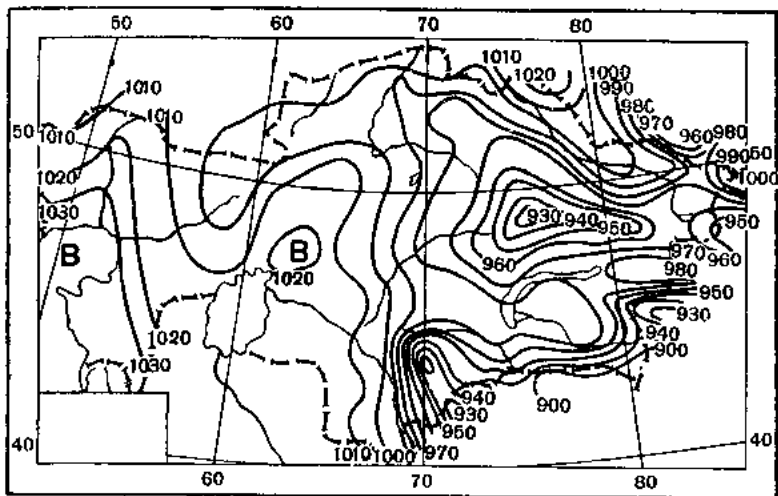


Рис. 75. Среднее месячное давление воздуха на высоте станций (мб). Январь.

В противоположность годовому ходу температуры воздуха, наибольшие среднемесячные величины давления имеют место в зимний период (в декабре — в северной части Казахстана и в смежные с ним месяцы — в южных районах), когда под воздействием динамических и муссонных факторов завершается становление сибирского максимума и Казахстан периодически попадает под влияние усиливаемого орографией западного его отрога.

В этот период среднее давление воздуха достигает 983—1026 мб.

Наименьшие в году средние месячные величины давления (943—1012 мб) повсеместно наблюдаются в наиболее жарком месяце — июле, когда получает наибольшее развитие термическая депрессия. Последняя возникает и развивается в летний период в результате сочетания большого прогрева и усиленной трансформации поступающих воздушных масс с общециркуляционными процессами (ПВФЗ в это время вытянута с юго-запада на северо-восток и располагается в западной части Казахстана).

На картах распределения давления на высотах станций отчетливо вырисовывается влияние рельефа. Так, в зимний период, вместо мощного западного отрога сибирского максимума на уровне моря, обнаруживаются депрессии над наиболее возвышенными частями Казахстана: Тянь-Шанем, Тарбагатаем и Алтайской горной страной. От Алтая на запад до Мугоджар тянется ложбина с самостоятельной депрессией в районе Казахского мелкосопочника (Каркаралинск).

Над низовьями р. Урала и северо-восточной частью Аральского моря имеют место области повышенного давления, оформленные в виде двух гребней с северной ориентировкой. Почти аналогичное распределение

¹ Карты распределения давления воздуха на высотах станций, кроме январской, не приводятся.

давления воздуха (правда, с пониженным фоном) наблюдается и в летний период. Некоторым отличием летнего периода от зимнего является более низкое давление в восточной части Казахстана.

В различных районах равнинных частей республики при небольших колебаниях высот годовой ход давления воздуха почти аналогичен (рис. 76). Со значительным увеличением высоты станции наблюдается уменьшение годовой амплитуды, что как бы противоречит общеустановленной зависимости — росту амплитуды давления с высотой. В связи с перестройкой годового хода давления с увеличением высоты смещение

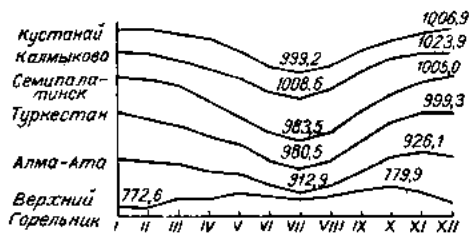


Рис. 76. Годовой ход среднего месячного давления воздуха на высоте станций (мб).

максимума на зиму, а минимума на лето происходит в Казахстане только на высотах около 3000 м. Поэтому на графике (рис. 76) в годовом ходе давления на ст. Верхний Горельник (высота 2253,8 м над у. м.) наблюдается переходный тип с малой годовой амплитудой, с основным максимумом давления в октябре и основным минимумом в феврале; вторичный максимум имеет место в мае, а минимум в июле.

При общей симметричности годового хода давления воздуха в равнинной части Казахстана изменение среднемесячного давления от месяца к месяцу происходит неравномерно, что можно видеть по табл. 45.

Наиболее значительное нарастание среднего месячного давления по всему Казахстану происходит от августа к сентябрю, с наибольшими величинами прироста в северных и восточных районах, что связано с уменьшением теплового баланса и началом продвижения к югу ПВФЗ (изменение макроциркуляционных условий).

В более южных районах приращение давления идет медленнее за счет более слабых изменений в ходе радиационного баланса. В последние осенние месяцы повышение давления воздуха в целом по Казахстану уменьшается, с началом же полного развития зимних процессов прирост давления делается незначительным, а по некоторым районам даже наблюдается понижение давления.

В зимний период барико-циркуляционные условия над большей частью Казахстана отличаются относительной устойчивостью, за исключением термически неустойчивых южных районов, где довольно часто наряду с антициклогенезом имеет место циклогенез.

С наступлением весны и лета отмечается последовательное и все возрастающее понижение среднего месячного давления воздуха, с наибольшими понижениями в период с мая по июнь, что связано с интенсивным нарастанием температур воздуха и сменой барико-циркуляционных условий. В июле интенсивность понижения среднего месячного давления повсеместно ослабевает, а с августа вновь начинается возрастание давления. Отмеченные закономерности справедливы в основном для равнинного Казахстана. Что касается горной части, то, как можно видеть на примере ст. Верхний Горельник (табл. 45 и рис. 76), годовой ход давления здесь своеобразен.

Режим атмосферного давления воздуха в Казахстане отличается определенной изменчивостью, о которой можно составить представление по данным табл. 46, где приведены средние отклонения давления за отдельные годы относительно многолетних величин. В целом для Казахстана наибольшей изменчивостью отличается зимний период, наименьшей изменчивостью — летний. Территориально наиболее значительная

Отклонение средних месячных величин давления воздуха от многолетней (мб)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Атбасар . .	±3,5	±4,7	±3,7	±2,4	±1,7	±1,3	±1,6	±2,4	±2,1	±2,8	±3,2	±4,3	±2,8
Уральск . .	±3,9	±4,9	±4,3	±2,5	±1,9	±1,7	±1,6	±2,1	±2,1	±3,7	±4,0	±5,7	±3,2
Гурьев . .	±3,3	±4,5	±3,6	±2,0	±1,5	±1,6	±1,2	±1,7	±1,5	±2,3	±3,1	±4,3	±2,6
Эмба . . .	±2,8	±4,3	±2,9	±2,3	±1,7	±1,6	±1,3	±2,1	±1,9	±2,7	±2,9	±3,9	±2,5
Семипала- тинск . .	±2,5	±3,1	±2,5	±1,5	±1,1	±1,1	±1,2	±1,3	±1,2	±1,9	±2,3	±2,9	±1,9
Казалинск	±3,2	±3,5	±2,5	±1,9	±1,6	±1,5	±1,1	±1,3	±1,3	±2,0	±2,5	±3,5	±2,2
Кзыл-Орда	±2,5	±3,5	±2,0	±1,7	±1,5	±0,8	±0,9	±1,2	±1,2	±1,7	±2,4	±3,1	±1,9
Алма-Ата	±1,5	±1,7	±1,3	±1,2	±0,8	±0,8	±0,8	±0,8	±0,8	±0,9	±1,3	±1,5	±1,1

изменчивость проявляется в центральной зоне Казахстана, особенно в западной части, что говорит о нередких здесь сменах антициклональных полей на циклональные, широтной циркуляции на меридиональную.

Меньшая изменчивость давления воздуха летом обуславливается сравнительно большей устойчивостью летнего термического режима (о чем свидетельствует большая повторяемость в это время года сухо-вейно-засушливых и умеренно засушливых типов погоды) и слабым проявлением циклогенеза. О сравнительно большой неустойчивости давления воздуха в Казахстане хорошее представление дает табл. 47, в которой приводится по длиннорядным станциям наибольшее и наименьшее среднее месячное давление воздуха за отдельные годы. Годовой ход наибольших и наименьших среднемесячных величин давления воздуха за отдельные годы является типичным для континентального климата с максимумом обычно в декабре (реже в феврале) и минимумом повсеместно в июле. Разности между предельными значениями среднемесячного давления воздуха холодного и теплого периодов уменьшаются с севера на юг, наибольшие значения разностей отмечаются в зимний сезон. Абсолютные значения максимальных и минимальных величин давления значительно выше наибольших и ниже наименьших среднемесячных значений, что легко видеть из сравнения данных таблиц 47 и 48. Если максимальная разность между наибольшим и наименьшим среднемесячным давлением воздуха не превышает 33 мб, то разница между абсолютными значениями максимумов и минимумов давления может достигать 74 мб.

Суточный ход давления воздуха в равнинных частях Казахстана характеризуется ростом давления с утра до полудня в течение всего года и дополнительным ростом давления в вечерние часы в холодный период. В теплый период вечерний максимум, как правило, не наблюдается. В остальное время суток имеет место падение давления. Таким образом, в течение суток наблюдается два максимума и два минимума давления в холодный период и по одному максимуму и минимуму в теплый. В горных районах круглый год наблюдается два максимума и два минимума в течение суток.

Давление воздуха на уровне моря. Для анализа взаимообусловленности режима давления с другими климатическими характеристиками и атмосферными процессами обычно рассматривают давление воздуха, приведенное к уровню моря, поскольку давление является функцией высоты

Наибольшие и наименьшие средние месячные величины давления воздуха на высотах станций (мм)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Т у р г а й												
Наибольшее	1019,8	1026,3	1017,7	1013,0	1005,3	1001,2	997,9	1004,8	1009,1	1014,0	1019,4	1026,3
Наименьшее	1001,9	1001,6	1002,7	999,9	997,7	994,3	989,0	991,4	999,9	1001,5	1004,8	1003,7
Разность	17,9	24,7	15,0	13,1	7,6	6,9	8,9	13,4	9,2	12,5	14,6	22,6
К о к ч е т а в												
Наибольшее	1004,6	1012,7	1007,1	1000,4	991,4	989,2	986,0	990,0	994,0	1000,0	1003,7	1008,7
Наименьшее	987,1	985,0	987,1	985,7	982,6	980,6	975,8	977,6	983,8	984,8	986,9	987,3
Разность	17,5	27,7	20,0	14,7	8,8	8,7	10,2	12,4	10,2	15,2	16,8	21,4
У р а л ь с к												
Наибольшее	1031,9	1037,3	1029,3	1022,1	1016,6	1011,5	1008,6	1014,1	1019,9	1028,4	1031,7	1037,6
Наименьшее	1008,7	1004,6	1006,4	1007,5	1006,4	1002,9	1000,8	1001,7	1007,7	1009,3	1009,6	1010,0
Разность	23,2	32,7	22,9	14,6	10,2	8,6	7,8	12,4	12,2	19,1	22,1	27,6
Ф о р т Ш е в ч е н к о												
Наибольшее	1034,4	1034,9	1029,1	1023,0	1020,4	1017,7	1015,4	1017,5	1024,0	1031,4	1032,4	1036,6
Наименьшее	1019,5	1018,1	1016,6	1014,4	1013,6	1010,1	1009,2	1010,6	1015,5	1019,3	1019,3	1019,9
Разность	14,9	16,8	12,5	8,6	6,8	7,6	6,2	6,9	8,5	12,1	13,1	16,7

К а р к а р а л и н с к

Наибольшее	931,4	934,9	930,9	929,0	925,5	921,6	920,0	923,1	927,1	931,7	932,6	932,0
Наименьшее	921,5	920,8	922,3	921,6	921,0	917,3	914,6	917,1	922,0	922,3	923,5	922,6
Разность	9,9	14,1	8,6	7,4	4,5	4,3	5,4	6,0	5,1	9,4	9,1	9,4

К а з а л и н с к

Наибольшее	1028,0	1028,0	1022,3	1015,7	1012,6	1006,7	1003,3	1007,9	1013,3	1020,4	1026,1	1029,9
Наименьшее	1011,5	1009,3	1007,5	1005,2	1003,3	998,6	995,9	998,6	1004,8	1009,7	1012,6	1011,4
Разность	16,5	18,7	14,8	10,5	9,3	8,1	7,4	9,3	8,5	10,7	13,5	18,5

Т у р к е с т а н

Наибольшее	1005,5	1003,9	998,9	994,0	991,7	985,3	983,5	985,1	991,8	1000,2	1003,8	1006,9
Наименьшее	992,7	992,4	988,0	987,7	985,6	980,3	977,5	979,9	986,6	993,0	995,9	994,4
Разность	12,8	11,5	10,9	6,3	6,1	5,0	6,0	5,2	5,2	7,2	7,9	12,5

А л м а т а

Наибольшее	927,9	929,2	926,1	923,7	922,1	917,3	915,0	918,3	922,4	927,3	931,5	931,0
Наименьшее	919,5	919,1	917,6	914,3	917,5	913,2	910,4	911,8	917,0	921,6	923,0	920,6
Разность	8,4	10,1	8,5	9,4	4,6	4,1	4,6	6,5	5,4	5,7	8,5	10,4

Абсолютный максимум и абсолютный минимум давления воздуха на высотах станций (ммБ)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
А к м о л и н с к												
Максимум	1013,8	1018,5	1005,8	1002,3	995,7	987,4	984,3	989,8	997,1	1006,6	1017,6	1018,3
Минимум	945,1	944,3	943,3	941,8	950,5	949,0	948,6	950,3	949,8	948,3	946,9	943,9
К а з а л и н с к												
Максимум	1051,7	1040,7	1040,2	1033,7	1026,3	1021,0	1013,3	1020,1	1028,3	1038,6	1053,4	1053,2
Минимум	981,8	978,7	982,2	979,9	985,9	983,3	983,8	988,5	987,9	988,6	982,5	973,9
А л м а - А т а												
Максимум	943,9	941,9	939,8	939,0	936,2	930,1	923,9	926,5	940,6	941,9	949,5	950,9
Минимум	901,1	901,1	900,9	903,4	904,9	901,5	902,9	905,0	905,9	908,2	906,3	902,3

местности. Хотя в условиях сильно пересеченной местности и больших территорий со значительными высотами следовало бы приводить давление к среднему уровню, в данной работе рассматривается режим давления только на уровне моря, так как в этом случае удобнее связывать процессы изменения давления в Казахстане с изменениями его в смежных областях.

Распределение среднегодового давления на уровне моря над Казахстаном (рис. 77) характеризуется четко выраженными особенностями зимнего режима, что, естественно, сказывается на ветровом режиме, а также на особенностях климата в целом.

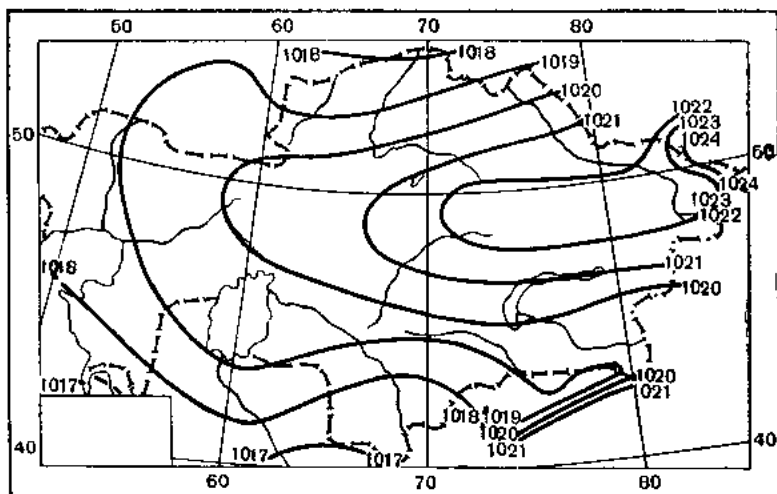


Рис. 77. Среднее давление воздуха на уровне моря (мб). Год.

Влияние квазиперманентного азиатского максимума на режим давления в Казахстане посредством западного отрога сказывается не только в зимний период, но также весной и осенью. Ось этого отрога с давлением 1022—1024 мб на востоке республики и 1018—1019 мб на западе проходит от оз. Байкал через Западный Алтай, центральные районы Казахстана, Уральск и далее в низовьях Волги. К югу и северо-востоку от нее давление воздуха уменьшается. Наибольшие градиенты давления наблюдаются в Восточно-Казахстанской области, а наименьшие — в Западно-Казахстанской, что связано с более значительным развитием циклоничности на западе.

Хорошее представление об устойчивости давления в году можно получить, рассматривая распределение по Казахстану годовых амплитуд давления воздуха, полученных методом разностей между наибольшими и наименьшими за год значениями средних месячных величин давления воздуха (рис. 78). В целом характер распределения изолиний годовых амплитуд давления воздуха близок к распределению среднего годового давления на уровне моря. Более значительные годовые амплитуды среднего давления воздуха наблюдаются в восточной части Казахстана, с максимальными значениями в районе Алтая (27—33 мб). К западу, югу и северо-западу от оси западного отрога азиатского максимума величины амплитуд постепенно уменьшаются, снижаясь на крайнем западе республики до 13—14 мб. Такое распределение годовых значений амплитуд давления воздуха обуславливается особенностями циркуляционных и термических условий года. Так, на востоке Казахстана термические

различия между зимой и летом более значительны, чем на западе. Кроме того, на востоке республики сильнее сказывается влияние азиатского зимнего максимума давления. В западной же части ход давления в году менее изменчив благодаря более высоким значениям летнего давления, повышенного под воздействием восточного отрога азорского максимума и выделяемых им ядер высокого давления.

В годовом ходе давления воздуха отчетливо обнаруживаются сезонные особенности распределения давления, особенно резко выраженные для зимы и лета.

Барическое поле холодного полугодия над Казахстаном формируется под влиянием муссоновых и динамических факторов, причем значительное место принадлежит влиянию азиатского максимума. Существенное зна-

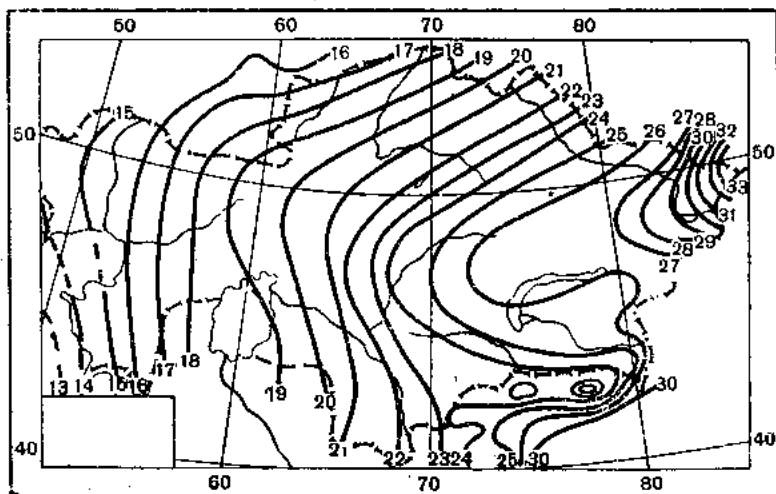


Рис. 78. Годовые амплитуды среднего месячного давления воздуха на уровне моря (мб).

чение имеет и местный антициклонез, совершающийся как под влиянием общециркуляционных, так и местных факторов (рельеф). Горные районы на востоке и юго-востоке Казахстана замедляют и задерживают западные и северные вторжения и тем самым способствуют местному антициклонезу (динамический рост за счет сходимости потоков). Значительна также роль восточного отрога азорского максимума, который в период своего интенсивного развития (при широтном типе циркуляции) смыкается с западными отрогами азиатского максимума.

Барическое поле холодного полугодия складывается в основном из антициклонального режима, повторяемость которого достигает 60—70%. В то же время имеет значение и циклоническая деятельность, которая, усиливаясь в холодное полугодие, имеет максимальное развитие в январе и марте. В южных и западных частях Казахстана часто наблюдается прорыв циклонов с юга Каспия и Средней Азии, в северо-западных районах встречаются «ныряющие» с северо-запада циклоны, вызывающие значительные колебания давления и резкие смены погоды.

Ярко выраженное влияние азиатского максимума на барическое поле Казахстана, проявляющееся на средних картах в виде западного его отрога, не всегда одинаково. Интенсивность развития и положение западного отрога азиатского максимума определяется в основном положением ПВФЗ. В периоды преобладания меридиональной циркуляции, при частых вторжениях воздуха умеренных широт и арктического, азиатский максимум усиливается, обуславливая интенсивное развитие запад-

ного отрога над Казахстаном. В другие периоды при значительном развитии циклоничности, хотя и наблюдается вторжение мощных антициклонов в систему азиатского максимума, западный отрог его периодически разрушается и восстанавливается, что обуславливает определенный режим ветра и погоды в Казахстане.

Летний барический режим над Казахстаном тесно связан с интенсивностью развития и положением термической депрессии, центр которой обычно, хотя и располагается над Средней Азией, барически связан с сезонным центром действия над Индостаном. В то же время благодаря интенсивному прогреву и большой трансформационной способности поверхности Казахстана происходит формирование центров термической депрессии и над югом Казахстана.

Развитие термической депрессии определяется макроциркуляционными процессами, в частности уменьшением интенсивности общей циркуляции и преобладанием широтной циркуляции. При зональной циркуляции и интенсивном прогреве над западной частью Казахстана развивается высотный гребень и появляется термическая депрессия, для которой характерна небольшая вертикальная мощность, обычно отсутствие фронтов и безоблачная погода. Прогревающийся воздух с развитием термической депрессии распространяется в пределах тропосферы далеко к северу, что приводит к нарушению зональной циркуляции. Возникают меридиональные течения, подготавливающие холодные вторжения (западные, северо-западные и северные), которые летом также характеризуются сухой и малооблачной погодой. По окончании холодного вторжения на короткое время устанавливается переходное антициклональное положение и вновь в связи с непрекращающимся нагревом в условиях ослабевающей холодной адвекции развивается термическая депрессия.

Влияние термической депрессии на формирование летнего барического поля велико и изменчиво. В отдельные годы депрессия может быть развита слабо, что приводит к отличиям летнего барического поля от многолетнего режима. В эти годы увеличивается значение перемещающихся с запада азорских ядт повышенного давления, которые в процессе движения получают пополнение свежих масс воздуха с севера.

Осеннее и весеннее распределение барика по Казахстану отличается переходным характером от теплого сезона к холодному и наоборот. Среднегодовое распределение давления воздуха, типичное для большинства месяцев года, отражает и основные особенности ветрового режима Казахстана, поскольку давление воздуха и ветер тесно взаимосвязаны. Так, ось полосы высокого давления, пересекающая центральную зону Казахстана, является в то же время ветрораздельной линией.

Внутригодовое распределение давления воздуха, как это видно из карт среднего месячного давления воздуха¹, отличается большим своеобразием. Следуя классической работе А. А. Каминского [112], внутригодовое распределение давления рассматривается начиная с сентября. В это время повсеместно происходит перелом летнего режима давления на зимний в связи с сезонной перестройкой атмосферной циркуляции, совпадающей по времени с заметным понижением температуры воздуха на континенте.

Над Казахстаном в сентябре по сравнению с августом повсеместно отмечается рост давления и формирование в центральной его части замкнутой области повышенного давления (очерченной изобарой 1018 мб), входящей во вновь возникшую полосу повышенного давления, простирающуюся от Карпат до юго-западной части оз. Байкал.

¹ Карты среднего месячного давления на уровне моря составлены в ГГО. В данной работе приводятся карты только за январь и июль.

В октябре происходит резкое понижение температуры воздуха, увеличивается число и интенсивность полярных и ультраполярных вторжений, смещается к югу ПВФЗ, вследствие чего по сравнению с сентябрем наблюдается еще более заметный рост давления в Казахстане, как и в целом на материке Евразии.

Перестройка барического поля вызывает повсеместное изменение ветрового режима (в северной части Казахстана вместо северных составляющих начинают преобладать юго-западные). Через весь Казахстан проходит западный отрог азиатского максимума, очерченный изобарой 1022 мб. В ноябре и декабре вместе с процессом усиления азиатского максимума продолжается рост давления над Казахстаном, за счет уси-

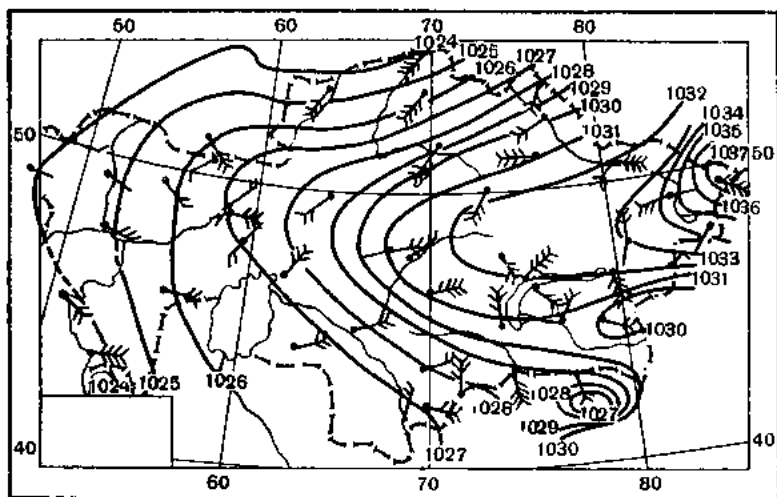


Рис. 79. Среднее месячное давление воздуха на уровне моря (мб) и преобладающий ветер. Январь.

ления западного отрога азиатского центра действия атмосферы, который охватывает большую часть Казахстана изобарой в 1024 мб, с максимумом давления на Алтае (1035 мб).

В декабре формирование зимнего режима давления воздуха в основном завершается. Хотя в дальнейшем происходит еще незначительное усиление западного отрога азиатского антициклона, но конфигурация изобар над Казахстаном почти не меняется. В декабре для большей части районов Казахстана давление воздуха достигает наибольших за год значений (табл. 47, 48).

Типичным для зимних месяцев является барическое и ветровое поле января (рис. 79), когда западный отрог азиатского максимума достигает наибольшего развития и пересекает Казахстан с востока на запад. В это время наибольшие градиенты давления отмечаются в районе Алтая и бассейне р. Ишим.

Определенный характер барики обуславливает и определенный зимний ветровой режим в Казахстане: преобладание в северной части его юго-западных ветров и юго-восточных — в южной.

С февраля по март при общем сохранении конфигурации изобар повсеместно наблюдается постепенное уменьшение давления, обусловленное общим повышением температуры воздуха на континенте и изменением положения ПВФЗ. При сохранении в целом положения западного отрога азиатского максимума от декабря к марту происходит смещение к северу оси отрога, особенно заметное в районе северного Приаралья.

Несмотря на то что в марте наблюдается усиление циклонической

деятельности над Казахстаном, зимний отрог азиатского максимума сохраняет свое значение в силу быстрых смен циклонических и антициклонических систем.

Апрель, как справедливо показывает А. А. Каминский [112, 114], является переломным месяцем от зимнего барического режима к летнему. Над Казахстаном в связи с угасанием циклонической деятельности, ослаблением интенсивности фронтов и отступлением ПВФЗ к северу, несмотря даже на значительное повышение термического режима, все же сохраняются некоторые черты зимнего режима давления. При общем понижении давления относительно зимних месяцев происходит также изменение барического поля. Ось отрога, пересекающего Казахстан с востока на запад, еще более приподнимается к северу. Внутри отрога выделяется очаг повышенного давления с изобарой 1023 мб в районе верховьев р. Иртыша, в зоне Павлодар — Караганда — Семипалатинск. В связи с этим отмечаются значительные различия давления в разных частях Казахстана: северная занята повышенным давлением и окаймлена изобарой 1020 мб, южная имеет давление от 1020 до 1017 мб, что связано с началом проявления сезонной среднеазиатской депрессии. Таким образом, в апреле на территории Казахстана наблюдаются значительные колебания давления при сохранении основных черт зимней барики и ветрового режима.

С мая начинает проявляться режим летнего распределения давления воздуха, получая полное развитие в июле — августе. В целом давление над Казахстаном в это время значительно понижается еще при сохранении полосы повышенного давления (1016 мб), проходящей от Алтая через центральные районы Казахстана до среднего течения р. Волги. Над Средней Азией и югом Казахстана усиливается и расширяется депрессия, связанная с сезонной областью низкого давления над Индостаном.

В мае, при увеличении повторяемости западных и северо-западных вторжений, наблюдается смыкание азорского и азиатского максимумов, вследствие чего формируется полоса повышенного давления с общим направлением с запада на восток. В июне она уже не прослеживается. Повышенное давление сохраняется только над Западным Казахстаном (низовьями р. Волги и Каспийским морем) и в виде небольшой замкнутой области — в верховьях р. Ишим. В этом месяце завершается переход на летний режим давления.

Наиболее типичным для летнего режима давления является июль (рис. 80), когда отмечается наименьшее в году давление воздуха в целом для всего Казахстана. Восточный отрог азорского максимума в это время протягивается через центральные районы Казахстана до оз. Байкал. Изобары вместо широтного зимнего положения принимают почти меридиональное направление, за исключением восточных районов республики, где они отклоняются к востоку. К этому времени наибольшего развития достигает летняя термическая депрессия над Средней Азией и югом Казахстана. Благодаря интенсивному прогреву подстилающей поверхности барическое поле летом размыто, а барические градиенты малы.

В связи с некоторым (по сравнению с июлем) понижением температуры воздуха в августе намечается незначительное увеличение среднего месячного давления воздуха, хотя в целом барический рельеф августа близок к июльскому.

Таким образом, внутригодовое распределение давления воздуха над Казахстаном, следуя за термическими и циркуляционными условиями сезонов года, имеет ярко выраженный сезонный характер. Так, с октября по апрель наблюдается зимний режим давления и ветра, а в июне,

июле и августе — летний. Сентябрь, май и частично апрель являются в барическом отношении переходными месяцами.

Крайние пределы колебаний давления на уровне моря в равнинной части Казахстана в холодную половину года составляли 1068,4 и 982,0 мб, а в теплую — 1063,2 и 983,5 мб.

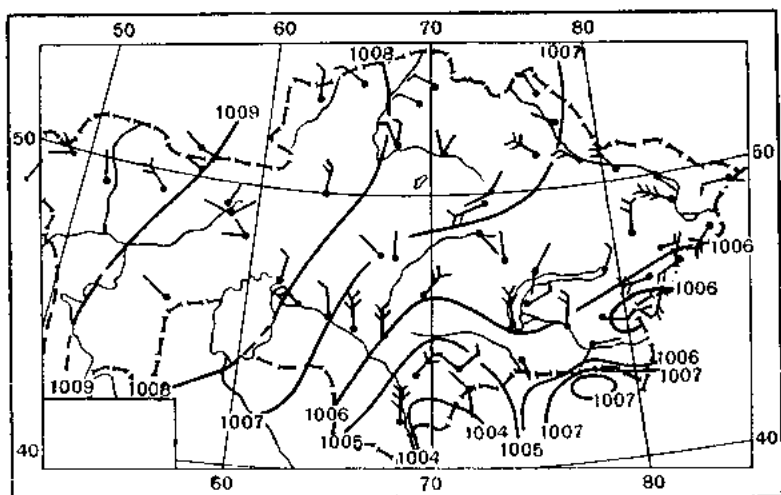


Рис. 80. Среднее месячное давление воздуха на уровне моря (мб) и преобладающий ветер. Июль.

Значительная неустойчивость барического режима над Казахстаном в отдельные годы обуславливает резкие изменения климатических условий различных сезонов года, что находит свое отражение в проявлении суровых и относительно теплых лет, малоснежных и многоснежных зим, резкой засушливости, изредка сменяющейся хорошо увлажненными годами.

Глава IX

ВЕТЕР.

Формирование и проявление разнообразных типов погоды и многих явлений природы тесным образом связано с повторяемостью, взаимодействием и преобразованием различных воздушных масс. В свете этого характеристики направления и скорости их переноса имеют важное климатическое значение.

Ветер играет большую роль и в народном хозяйстве. Его энергия в ряде случаев может значительно пополнить местные природные ресурсы, особенно в тех районах, где топливные и гидрологические виды энергии отсутствуют или практически незначительны. Последнее имеет место и в ряде пустынных, степных и горных частей Казахстана.

Как показал И. Т. Тажиев [210], суммарная мощность ветровой энергии Казахстана составляет более 1 млрд. квт установленной мощности, а суммарная среднегодовая выработка электроэнергии — около 3 триллионов квт-ч. Соответствующие расчеты отнесены к высоте флюгера 12 м. Для высоты 30—40 м (высота башни современных ветродвигателей) скорость ветра будет больше и соответственно больше ветроэнергетические ресурсы Казахстана.

Одновременно с этим ветры при определенных условиях приносят значительный ущерб народному хозяйству. Так, сильные ветры часто

нарушают линии связи и нормальную работу транспорта, в частности авиации, разрушают иногда строения, образуют жестокие бураны, пыльные бури, штормы и т. д.

Результатом ветровой деятельности является, как правило, перенос снега и неравномерное распределение его на полях, что может привести к чрезмерному промерзанию почвы, обеднению последней талыми водами. Особенно неблагоприятны для сельского хозяйства такие явления, как ветровая эрозия почв и суховеи.

Режим ветра в Казахстане носит преимущественно материковый характер. Определяется он в основном местными барико-циркуляционными условиями. Наряду с этим в районах с изрезанным рельефом местности (горы, долины, мелкосопочник и т. д.) и в прибрежной зоне крупных водоемов отмечаются различные по характеру проявления местные ветры — горно-долинные, бризы, фёны и т. д.

Несмотря на значительную физико-географическую неоднородность, территория Казахстана может быть в известных пределах допущена расчленена на районы с относительно устойчивым режимом ветра. Особенно это хорошо прослеживается по основным сезонам года — зиме и лету, наиболее резко отличающимся между собой по барико-циркуляционным и термическим условиям.

Данные о ветровых условиях Казахстана представлены в основном по равнинной части. Высокогорные и горные районы в этом отношении рассматриваются частично, преимущественно с точки зрения влияющих на них ветровых режимов прилегающих к ним равнин.

Направление ветра. В холодное время года режим ветра складывается в основном под влиянием сибирского антициклона, в частности его западного отрога. От климатической оси данного отрога, в среднем многолетнем хорошо прослеживаемого по картам барической топографии за зимние месяцы, давление воздуха уменьшается к северу и к югу республики, а приземные изобары расходятся в основном к северо-востоку и юго-востоку. В этих барических условиях зимы на преобладающей части Казахстана от центральных районов происходит растекание масс воздуха в сторону его периферийных областей. В связи с этим по Казахстану, за исключением западной части и некоторых районов Алтая, выделяются две большие зоны, в которых преобладающие ветры почти противоположны по направлению. Это можно видеть на карте распределения ветров в январе (рис. 81). Цифрой на карте приводится число штилей.

В лесостепной и степной части Казахстана, примерно от Алтая до Мугоджар, зимой преобладают юго-западные ветры. Противоположные им по направлению ветры наблюдаются значительно реже. Типичным для пустынной и частично предгорной зоны южной части республики является преобладание ветров северо-восточной четверти в сочетании с малой повторяемостью противоположных им западных румбов.

Как отмечалось выше, в этих частях Казахстана в зависимости от рельефа местности, направленности и характера долин крупных рек прослеживаются местные ветры, которые носят разнообразный характер. В случае совпадения с сезонным режимом ветра они могут значительно увеличить повторяемость преобладающих направлений ветра.

В Западном Казахстане зимой ярко выраженного преобладания того или иного направления ветра. Здесь в среднем многолетнем несколько повышенной повторяемостью выделяются только восточные румбы, что связано с заметным ослаблением западного отрога сибирского антициклона. В этих районах, кроме того, сказывается периодическое проявление восточного отрога азорского антициклона, довольно часты выходы циклонов с юга Каспия, а также вхождения их с северо-

запада Европейской территории СССР. Все это в целом создает на западе Казахстана более или менее равномерную повторяемость всех направлений ветра. Исключение в данном случае составляет восточное побережье Каспия, где ярко выражено преобладание восточных ветров. Обуславливается это не только барическими, но и местными термическими условиями. Зимой воды Каспия менее охлаждены, чем прилегающие к нему песчаные пустыни. В связи с этим усиливается тенденция переноса более холодных масс воздуха из пустыни в сторону Каспия.

На климатической карте среднего давления за январь, типичной для холодного полугодия, отображены господствующие по повторяемости направления ветра (рис. 79). На рисунке видно, что характер распределения ветра в основном хорошо согласуется с барическими условиями и особенностями рельефа местности. Система ветров холодного полугодия показывает, что южные районы Казахстана подвергаются частым вторжениям с севера холодных воздушных масс, обуславливающих здесь иногда очень суровые зимы. В то же время зима повсеместно характеризуется периодическими выносами тепла с юга. В значительной степени с этим связаны частые и порой значительные потепления зимой на всей южной части Казахстана с временным разрушением снежного покрова. Зимние оттепели адвективного происхождения отмечаются даже на севере республики.

Зимние условия Казахстана характеризуются большой повторяемостью антициклонов, особенно в зоне барического отрога сибирского максимума. В связи с этим повсеместно довольно часто отмечаются штили (рис. 81). Это имеет определенное погодообразующее значение. Так, в условиях тихой морозной погоды протекают процессы радиационного выхолаживания воздуха, причем особенно интенсивно в ночное время, при безоблачном небе над свежеснеженным снегом. Значительная частота таких явлений не может не сказаться на общем характере термического фона зимы.

В летнее время режим ветра в Казахстане, как и на большей части Евразии, резко изменяется. В это время года в отличие от зимы ярко выражен преобладающий вынос воздушных масс из крайних северных широт континента в центральные районы. Высокие температуры воздуха теплого времени года и большая прогреваемость континента приводят к значительной перестройке барического поля в целом на территории Евразии.

В условиях Казахстана среднее давление летом представляет собой слабовыраженную депрессию с незначительными барическими градиентами. Изменяется на его территории и конфигурация барического поля, что связано с резким ослаблением сибирского антициклона и сезонным развитием азорского максимума, восточный отрог которого климатологически прослеживается на юге Европейской территории СССР и периодически проявляется в западных частях Казахстана. Юг республики в эти месяцы находится под влиянием сезонной среднеазиатской термической депрессии.

В этих условиях на севере Казахстана преобладают ветры северо-западной четверти горизонта, противоположные же им направления, наоборот, имеют малую повторяемость. На юге республики в это время года сохраняется типичное для зимы преобладание северных и северо-восточных ветров.

Следует отметить, что преобладающие по направлению ветры в Казахстане в летние месяцы выражены слабо, что обуславливается размытым барическим полем. В это время года отмечается и повышенная повторяемость штилей. Только в горах и в предгорьях повторяемость их несколько возрастает, что связано с орографическим обострением

циклонических процессов. На рис. 82 приведены характерные для лета средние многолетние повторяемости направлений ветра в июле.

Преобладающий в летнее время характер ветров с северной составляющей показывает на учащенный вынос в Казахстан преимущественно воздушных масс умеренных широт и арктических. Вхождение этих воздушных масс происходит в процессе тыловых затоков проходящих по северу Казахстана и Западной Сибири циклонических образований. На пути своего продвижения с севера на юг эти массы постепенно прогреваются и обогащаются влагой, а в условиях устойчивых областей повышенного давления над Казахстаном относительно иссушаются, создавая тем самым засушливый характер летних типов погоды. При определенных барических условиях устойчивая и интенсивная трансформация их приводит к периодическим вспышкам явлений атмосферной и почвенной засух, порождающих иногда катастрофические недороды хлебов.

Достигая юга Казахстана, воздушные массы северных широт в условиях засушливых и жарких пустынь трансформируются и приобретают черты и свойства тропического воздуха. В свою очередь в пустынную зону Казахстана выносятся с юга Средней Азии тропические массы воздуха местного происхождения, повышая тем самым температуру летом на юге Казахстана. Последнее сказывается и на своеобразии местных типов погоды. Так, пустынная зона республики летом характеризуется в основном знойными суховеино-засушливыми и умеренно-засушливыми погодами, преобладанием почти безоблачного неба, избытком солнечного света и тепла, крайне незначительными и редкими осадками. Таким образом, ветер как проявление переноса воздушных масс приобретает определенное климатообразующее значение.

В горных районах и в прибрежной зоне крупных водоемов в летнее время наблюдаются местные ветры, которые по барико-термическим условиям образования наиболее ярко проявляются в периоды антициклональной погоды. Так, на побережьях Каспийского и Аральского морей, Балхаша, Зайсана, Ала-Куля и других озер наблюдаются бризы (днем ветер направлен с водоема на сушу, а ночью, наоборот, с суши в сторону водоема). Аналогичные правильные полусуточные смены направления ветра имеют место и в горных районах в момент проявления горно-долинной циркуляции. Горные ветры отмечаются вскоре после захода солнца и продолжаются до его восхода, в дневное же время господствуют долинны ветры, направленные в сторону гор.

Характер проявления горно-долинных ветров зависит от целого ряда моментов: от ориентировки и высоты горных хребтов, экспозиции склонов, направленности горных ущелий и т. д. В зависимости от этого направление их может совпадать или не совпадать с общим режимом ветра прилегающих к ним равнин, т. е. усиливать его или ослаблять. Так, например, в районе г. Алма-Аты горные ветры обуславливаются в основном ущельем р. Малой Алматинки, нижняя часть которого ориентирована на северо-запад. Соответственно этому горные ветры здесь имеют юго-восточное направление, а долинны — северо-восточные.

Как показал Н. Ф. Гельмгольц (1952 г.), по предгорной зоне Алма-Аты горные ветры в период проявления горно-долинной циркуляции охватывают большую полосу примерно в радиусе 20 км. Характер горных ветров западнее Алма-Аты определяется уже ущельем р. Большой Алматинки, с несколько иной ориентацией относительно прилегающей к горам равнины. Как известно, скорости горных ветров в несколько раз больше скоростей долинных ветров. В период смены их перед восходом и заходом солнца повсеместно отмечается кратковременное затишье.

При определенной барической обстановке в предгорной зоне наблюдаются фёны. В районе Алма-Аты они обычно непродолжительны. Ощущаются фёны чаще всего в виде кратковременной вспышки жаркого и сухого ветра со слабыми, реже умеренными скоростями.

Наряду с явлениями горно-долинной циркуляции и фёнов в горных районах часто наблюдаются местные ветры, обусловливаемые прохождением вблизи гор циклонических образований. К числу их следует отнести, например, сильные ветры «эби», наблюдающиеся в районе Джунгарских ворот. Наиболее интенсивно проявляются они в холодное время года. Возникают эби в период прохождения циклонов в зоне оз. Балхаш, в то время как в западной части пустыни Гоби, прилегающей к Джунгарскому Алатау со стороны Китая, отмечается устойчивый и мощно развитый антициклон. При этих барических условиях возникает перенос масс воздуха из области высокого давления в сторону депрессии. В процессе этого переноса скорости ветра в узком горном проходе Джунгарских ворот резко возрастают и достигают иногда силы урагана.

Большое разнообразие местных ветров в Казахстане, особенно в горных районах и на побережьях крупных водоемов, в той или иной степени изменяет общий режим ветра, слагающийся по сезонным барическим условиям. Это находит свое отражение, в частности, и на рассмотренной выше ветровой схеме июля (рис. 82). Типичный для лета господствующий перенос воздушных масс отображен на карте среднего давления воздуха за июль (рис. 80). Как видно, они хорошо согласуются с барическими условиями лета и только в гористой местности и в зоне крупных водоемов отмечается влияние ветров местного значения.

Ветровые условия весны и осени являются промежуточными между зимними и летними, что связано со сменой барических полей холодного и теплого полугодий. Особенно заметно это проявляется в северной части республики. Май характеризуется здесь тенденцией поворота преобладающих направлений ветра с юго-запада на северо-запад. В июне эта перестройка завершается уже полностью.

В октябре летняя система ветров повсеместно перестраивается на зимнюю, что обусловливается началом сезонного развития сибирского антициклона и резким ослаблением среднеазиатской термической депрессии. На севере Казахстана переход к преобладанию зимнего режима ветров прежде всего отмечается в восточной части, где ранее всего происходит формирование западного отрога сибирского максимума. В западных районах республики в это время года еще сохраняется летний режим ветра, хотя одновременно с этим отмечается некоторое увеличение повторяемости восточных румбов, типичное для зимы.

Большая часть Южного Казахстана отличается от Северного относительно устойчивым режимом направлений ветра. Здесь в течение всего года с небольшими отклонениями в отдельные месяцы господствуют преимущественно ветры северо-восточных румбов. Следовательно, в пустынной зоне во все сезоны года преобладает отток воздуха к юго-западу Казахстана от его центральных районов. Только в районе гор и отдельных возвышенностей, а также в межсочпочных долинах наблюдаются ветры местных значений. Так, например, по району метеорологической станции Бет-Пак-Дала, расположенной в долине между сопками, в среднем за год преобладает восточный ветер, в горном проходе Джунгарских ворот — северо-западный и юго-восточный и т. д.

Изменение ветра по направлению в течение суток наиболее ярко выражено в районах, где наблюдается горно-долинная циркуляция и бризы. В табл. 49 для ряда районов Казахстана приведены данные

Средняя многолетняя повторяемость направления ветра (%)
в различные часы суток

Месяц	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
01 час. Кендерли (Каспийское море)																
I	6	21	48	14	1	2	2	6	3	13	45	22	4	1	4	8
IV	6	15	34	13	7	6	9	10	2	3	10	22	11	22	8	2
VII	20	26	22	5	1	4	7	15	4	6	4	9	4	22	44	7
X	12	26	35	13	2	3	2	7	3	8	16	22	10	19	14	8
Аральское море																
I	24	25	15	8	5	7	12	4	18	22	22	6	6	11	9	6
IV	12	19	26	7	4	13	7	12	10	9	18	12	8	26	9	8
VII	25	19	10	0,5	2	8	15	21	12	15	7	1	9	40	5	11
X	22	19	15	7	6	7	12	12	9	17	18	4	10	24	9	9
Балхаш																
I	4	71	8	0,4	3	6	5	3	4	57	18	4	2	7	7	1
IV	10	49	14	1	2	9	8	7	2	15	15	19	18	22	5	4
VII	19	44	6	1	2	6	7	15	4	5	4	15	41	19	8	4
X	14	42	7	3	3	8	14	9	2	17	14	17	18	20	8	4
Алма-Ата																
I	5	4	9	37	21	16	5	3	14	14	4	1	21	15	17	10
IV	3	1	5	57	15	6	9	4	25	23	4	4	4	8	17	15
VII	1	2	4	76	13	2	1	1	21	26	5	8	8	10	8	14
X	1	7	7	66	13	3	1	2	29	25	4	3	4	9	11	15

наблюдений в ночные и дневные сроки. Как видно из таблицы, бризы и горно-долинная циркуляция четко выделяются в теплое время года по смене направлений ветра в течение суток, что соответствует в основном термической природе их образования. По тем же признакам выявляется, что они имеют определенную сезонную продолжительность. Так, бризы наблюдаются в основном с мая по сентябрь включительно, частично — в апреле и октябре. Горно-долинные ветры, в частности в условиях Заилийского Алатау (Алма-Ата), преимущественно отмечаются с апреля по октябрь. В более умеренных широтах, например на Алтае, этот период вследствие местных термических условий значительно сокращается и становится равным примерно периоду с мая по сентябрь.

Перенос воздушных масс характеризуется не только направлением, но и скоростью. Как показывают специальные на этот счет разработки, направления ветра заметно отличаются между собой различными скоростями (табл. 50).

В среднем за год на большей части Казахстана юго-западные и западные ветры характеризуются наибольшими скоростями. Эти ветры резко проявляются в периоды прохождения и обострения атмосферных фронтов.

Средняя за год скорость ветра по румбам (м/сек)

Станция	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Петропавловск	4,9	5,3	5,5	5,5	5,3	6,3	5,6	5,1
Кустанай	5,5	5,2	4,5	4,9	5,5	6,5	5,9	5,3
Павлодар	4,7	5,0	5,4	4,8	4,0	6,0	6,5	5,2
Ақмолинск	5,1	6,2	5,3	4,6	5,4	7,3	7,0	5,1
Семипалатинск	3,1	3,3	3,1	3,7	4,0	4,7	4,0	3,8
Караганда	4,6	5,6	5,2	4,5	4,9	6,9	6,0	5,2
Балхаш	4,4	5,6	5,2	4,0	3,9	5,0	5,5	4,7
Бет-Пак-Дала	4,1	4,6	5,4	4,3	4,0	5,7	6,3	4,4
Уральск	4,4	4,2	4,6	5,4	5,8	6,3	4,8	4,6
Актюбинск	3,7	4,8	4,7	5,0	5,9	6,6	6,3	5,2
Казалинск	3,1	3,3	3,3	2,9	3,8	4,3	3,8	2,9
Қзыл-Орда	2,6	3,9	3,6	2,6	2,9	3,7	3,2	2,8
Чимкент	2,8	4,3	3,0	2,9	4,0	4,4	3,1	2,8
Джамбул	3,1	4,0	2,3	2,5	2,7	4,5	5,2	3,1
Талды-Курган	3,6	3,6	2,2	2,7	3,0	3,6	3,7	2,8
Алма-Ата	1,8	1,9	1,8	2,6	2,4	2,2	2,2	1,7

Вполне естественно, что средние скорости ветра по румбам изменяются по сезонам года. Весной, в период усиления циклонической деятельности, они возрастают и, наоборот, уменьшаются летом, когда барическое поле характеризуется наименьшими в году градиентами. Как будет видно из дальнейшего, для большей части Казахстана такой годовой режим скорости ветра вполне закономерен, за исключением некоторых областей, выделяющихся местными особенностями.

Скорость ветра

Последовательное уменьшение скоростей ветра с севера на юг климатически закономерно для равнинного Казахстана. Здесь имеет место определенная зональность, что хорошо прослеживается по территориальному распределению средней многолетней годовой скорости ветра (рис. 83). Выделяется восточное побережье Каспийского моря и ряд горных районов республики, отличающихся местными ветровыми условиями.

В основных степных и лесостепных районах Казахстана, примерно к северу от Уральска — Темира — Тургая — Караганды — Павлодара, средние многолетние годовые скорости ветра преимущественно колеблются в пределах 4,5—5,0 м/сек. К югу от этой зоны, за исключением восточного побережья Каспийского моря, основных пустынных массивов юга и юго-востока Казахстана, а также узкой зоны, проходящей с севера на юг через Семипалатинск — Аягуз — Уч-Арал, средние за год скорости ветра снижаются до 4,0—4,5 м/сек. Внутри этой части республики пониженными скоростями выделяется основной массив Казахской складчатой страны (3—4 м/сек). Районы Мугоджарских и Коунрадских гор (г. Балхаш), наоборот, характерны сильными ветрами — от 5 до 7 м/сек. в среднем за год.

В пустынях Кызылкум, Мууюнкум, Бет-Пак-Дала и в Приаральских песках средние годовые скорости ветра снижаются до 3—4 м/сек. С приближением к горным массам, расположенным на юге, юго-востоке и востоке Казахстана скорости ветра уменьшаются до 2—3 м/сек, а по узкой предгорной зоне даже до 1—2 м/сек в среднем за год. В этих районах республики, как и в других ее частях, выделяются очаги с повышенными годовыми скоростями ветра. К числу их следует отнести такие районы, как Джунгарские ворота (Тахты, 4,9 м/сек), Курдайский перевал (5,4 м/сек), Чокпарский перевал (5,0 м/сек) и т. д.

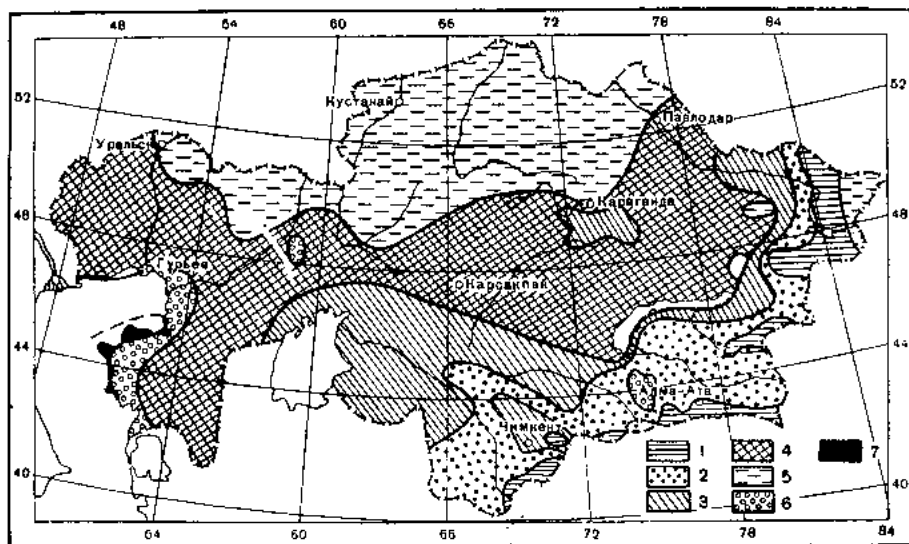


Рис. 83. Зоны средних годовых скоростей ветра.

1) 1—2 м/сек; 2) 2—3 м/сек; 3) 3—4 м/сек; 4) 4—4,5 м/сек; 5) 4,5—5,0 м/сек; 6) 5—6 м/сек; 7) > 6 м/сек.

На общем фоне распределения скоростей ветра по Казахстану особо выделяется по силе ветров восточное побережье Каспийского моря (рис. 83). Здесь средние многолетние годовые скорости ветра достигают 5—6 м/сек, а в районе Форты Шевченко за счет местного орографического эффекта даже 8,3 м/сек. Это связано в основном с интенсивным проявлением здесь циклонов, приходящих с запада и юга Каспия. Существенно и то обстоятельство, что энергия переноса масс воздуха над громадной водной поверхностью Каспия не претерпевает в приземном слое столь резкого уменьшения, как это имеет место на суше в условиях пересеченной местности. Значительное термическое различие вод Каспия и прилегающих песчаных пустынь в теплое время года в свою очередь приводит к общему повышению скоростей ветра в прибрежной зоне, что проявляется в местной бризовой циркуляции.

Общий характер уменьшения скоростей ветра с севера на юг Казахстана обуславливается своеобразием его сезонных барико-циркуляционных условий в сочетании с орографическими особенностями местности. Так, понижение средних годовых скоростей ветра в центральных районах Казахстана (зона 4,0—4,5 м/сек) тесно связано с большой повторяемостью антициклональных типов погоды. Это сопряжено с тем, что здесь в теплое время года отмечается максимум атмосферных засух, которые проявляются в условиях устойчивой и маловетреной антициклональной погоды. Одновременно с этим гористая и холмистая местность Казахской складчатой страны, Тарбогатая и других возвышенностей

оказывает определенное влияние на уменьшение скорости переноса приземных слоев воздуха.

Умеренные скорости в основных пустынных массивах Казахстана складываются преимущественно в условиях малоградиентного барического поля летней среднеазиатской термической депрессии. В то же время термобарические условия пустынь приводят к резкому ослаблению циклонических процессов и размыванию проходящих атмосферных фронтов, что и определяет здесь большую повторяемость маловетренной погоды. Существенно в данном случае и обычное явление резкого ослабления ночного ветра летом в пустынях как следствие значительного радиационного охлаждения в темную часть суток приземного слоя воздуха.

Незначительные скорости ветра на крайнем востоке, юго-востоке и юге Казахстана обуславливаются в основном высокими и мощными горами Алтая, Джунгарии, Тянь-Шаня и т. д., создающими на значительном расстоянии от себя широкую зону относительного ветрового затишья. Только в межгорных проходах типа Джунгарских ворот, а также на горных перевалах (Курдай и т. д.) возникают местные условия орографического усиления ветра. С другой стороны, в межгорных замкнутых котловинах преобладают слабые ветры и штилевая погода.

Относительно повышенные годовые скорости ветра в лесостепной и степной зонах Северного Казахстана определяются преимущественно большей частотой и активностью в этой части республики циклонических процессов, сопровождающихся осадками, причем часто ливневого характера, особенно в теплое время года. Во время этих процессов значительна повторяемость буранов и гроз. В то же время по орографическим условиям степные пространства не являются фактором ослабления местных ветров в противоположность районам с изрезанным рельефом местности.

В табл. 51 по данным срочных метеорологических наблюдений приведена средняя годовая повторяемость скоростей ветра. Соответствующие характеристики дают представление о структуре рассмотренных выше средних годовых скоростей ветра по климатическим районам Казахстана.

Таблица 51

Средняя годовая повторяемость скоростей ветра по данным срочных наблюдений (%)

Район Казахстана	Скорость ветра (м/сек)				
	0—1	2—5	6—10	11—15	>15
Северный	13—23	40—54	22—31	3—9	2—4
Центральный	14—32	36—50	24—32	4—6	1—2
Западный	13—31	36—61	22—27	2—6	1—3
Восточный	25—40	36—54	9—16	1—7	1—6
Южный	22—51	41—64	6—17	0,5—4	0,1—3
Юго-восточный	35—56	36—54	4—10	0,3—1	0,3—2
Форт Шевченко	10	23	39	17	11

Примечание. Данные по горным районам не приведены.

Как видно из табл. 51, характер соотношений повторяемости градаций различных скоростей ветра по районам Казахстана соответствует зональному характеру распределения годовых скоростей ветра по рес-

публике. Последние преимущественно определяются двумя градациями (2—5 и 6—10 м/сек), суммарная повторяемость которых является ведущей для большей части Казахстана. Сильные ветры (более 15 м/сек) отмечаются повсеместно, но вероятность их для различных районов неодинакова. Реже всего наблюдаются они на юге и юго-востоке Казахстана. На этом фоне резко выделяется восточное побережье Каспийского моря, где повторяемость сильных ветров является наибольшей (табл. 51).

Изменение режима скорости ветра в Казахстане следует за сезонными преобразованиями его термо- и барико-циркуляционных условий. Характер этих изменений хорошо прослеживается в годовом ходе средних месячных скоростей ветра (табл. 52).

Таблица 52

Средняя месячная и годовая скорость ветра (м/сек)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Петропавловск	5,0	4,9	5,1	4,9	5,0	4,2	3,7	3,7	4,0	4,6	4,8	4,8	4,6
Акмолинск	6,3	5,9	6,4	5,5	5,7	5,0	4,4	4,4	4,6	5,4	6,2	6,2	5,5
Павлодар	4,6	4,3	5,3	4,9	4,9	4,3	4,0	3,8	4,0	4,1	4,5	4,3	4,4
Уральск	4,2	4,8	4,4	4,5	4,3	4,0	3,7	3,8	4,2	4,2	4,6	4,5	4,3
Актюбинск	4,7	4,9	5,6	4,6	4,8	4,2	3,9	3,6	3,6	4,3	3,8	4,7	4,4
Гурьев	4,7	5,1	5,3	5,7	5,2	4,6	4,0	3,9	4,2	4,4	4,6	4,5	4,7
Форт Шевченко	8,7	9,5	8,9	7,9	7,4	6,7	6,4	7,2	8,3	8,9	9,6	9,7	8,3
Карсакай	4,3	4,2	4,8	4,7	4,6	4,3	4,1	3,9	3,6	4,2	4,2	4,0	4,2
Караганда	4,6	4,5	5,2	4,8	4,8	4,0	3,9	3,8	3,5	4,7	5,0	5,0	4,5
Балхаш	5,7	5,6	5,2	5,0	5,2	4,9	4,7	4,8	4,6	4,5	4,8	4,9	5,0
Семипалатинск	4,1	3,8	4,2	4,0	3,7	3,4	3,1	2,9	3,2	3,6	4,4	4,0	3,7
Зайсан	1,5	1,7	2,2	3,5	3,6	3,6	3,0	3,2	3,2	2,9	2,4	1,7	2,7
Кзыл-Орда	3,4	3,9	3,7	3,7	3,2	2,8	2,6	2,7	2,8	2,9	3,1	3,5	3,2
Чимкент	2,1	2,5	2,8	3,2	3,3	3,5	3,4	4,0	2,8	2,5	2,2	2,0	2,9
Джамбул	2,4	2,8	3,2	3,6	3,4	3,2	2,9	2,7	2,4	2,5	2,5	2,5	2,8
Алма-Ата	1,3	1,6	2,0	2,2	2,6	2,7	2,7	2,2	2,0	1,9	1,6	1,4	2,0
Талды-Курган	2,0	2,3	2,8	3,5	3,4	2,8	2,5	2,7	2,7	2,6	2,4	2,1	2,6

В большинстве случаев годовой ход средних значений скорости ветра имеет один максимум и один минимум. Однако в ряде случаев в результате влияния местных условий отмечаются в году два максимума и два минимума, причем один из них выражен резко, а другой менее резко. Отмечаются моменты, когда по два и даже по три месяца подряд средние месячные скорости ветра настолько близки между собой, что выделение годовых максимумов и минимумов затруднительно. На рис. 84 и 85 приводится территориальное распределение по Казахстану времени наступления годового максимума и минимума средней месячной скорости ветра, причем районирование проведено по преобладающему для данного района типу годового хода скорости ветра.

К северу от границы, проходящей примерно через Туркестан — Балхаш (северное побережье) — Аягуз — Семипалатинск, наибольшие в году средние месячные скорости ветра отмечаются во второй половине зимы — преимущественно в феврале и марте, реже в январе

(рис. 84). Средние значения скорости ветра в эти месяцы колеблются около 5 м/сек, а в некоторых районах 6—8 м/сек (Акмолинск, 6,4 м/сек, Тургай, 5,8 м/сек, Мугоджары, 7,9 м/сек), что связано с интенсивными циклоническими процессами на ветвях арктического

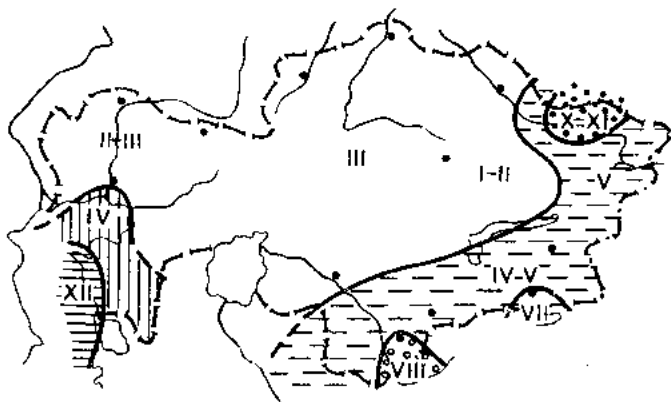


Рис. 84. Месяцы годового максимума средней скорости ветра (средние многолетние).

фронта, достигающего в этот период зимы наиболее южного положения. Существенно и то обстоятельство, что к этому времени ось западного отрога сибирского антициклона несколько приподнята к северу, в результате чего в этой зоне Казахстана увеличиваются градиенты барического поля.

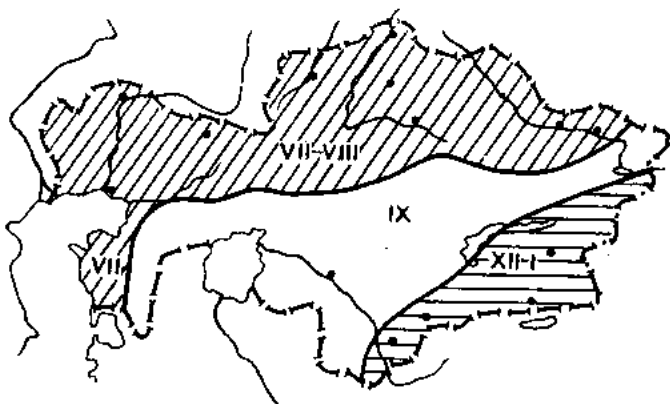


Рис. 85. Месяцы годового минимума средней скорости ветра (средние многолетние).

Значительные скорости ветра зимой наблюдаются также на восточном побережье Каспийского моря и в районе Семипалатинск — Усть-Каменогорск. Так, в районе ст. Форт Шевченко годовой максимум приходится на декабрь (9,7 м/сек), в феврале средние скорости несколько снижены (9,5 м/сек). Усиление ветров здесь связано с частыми выходами циклонов с юга Каспия. В районе Семипалатинска и Усть-Каменогорска по местным барическим условиям годовые максимумы скорости ветра наблюдаются в ноябре (4,3—4,4 м/сек).

Крайний юг, юго-восток и восток Казахстана, широкой зоной прилегающий к цепи высоких гор Алтая, Джунгарии и Тянь-Шаня, характеризуется усилением ветров в весеннее время (рис. 84). Годовые мак-

симумы скорости ветра здесь наблюдаются в апреле и мае. В зависимости от местных условий они колеблются в пределах от 1,5 до 5,1 м/сек в среднем за месяц. Обуславливается это двумя сопряженными между собой явлениями: увеличением в этой зоне градиентов барического поля, что связано с поднятием к северу оси отрога сибирского максимума, а также с началом перестройки зимнего режима барического поля на летний, с одной стороны, и активизацией циклонических процессов на юге и юго-востоке в связи с сезонным перемещением с юга на север иранской ветви полярного фронта с другой.

В этой части Казахстана особо выделяются районы Чимкента, Блинково, Ачисая и Медео, где в результате влияния местных условий годовой максимум скорости ветра приходится на август, а в Алма-Ате — на июнь и июль. Интересно отметить, что с удалением от гор режим ветра принимает характер, типичный для всей рассматриваемой выше зоны. Так, например, в районе Алма-Аты, АМСГ годовой максимум наблюдается уже в апреле — мае, т. е. в тот же период, что и на всем юго-востоке Казахстана. В средних высотах Заилийского Алатау (Медео), наоборот, максимум огмечается в августе, когда наиболее интенсивно развита горно-долинная циркуляция.

За исключением части юга, юго-востока и востока Казахстана (район Зайсана), наименьшие в году скорости ветра повсеместно приходятся на лето и на первую половину осени (рис. 85). Это связано с общей сезонной перестройкой барического поля, в частности со значительным его ослаблением и резким уменьшением барических градиентов. Годовые минимумы скорости ветра, однако, не везде наблюдаются в одно и то же время.

На преобладающей части Западного Казахстана, на побережье Каспийского моря и в основных степных и лесостепных районах республики наименьшие в году скорости ветра наблюдаются в июле и августе — от 2,5 до 4,5 м/сек в среднем за месяц (рис. 85). В центральной зоне республики, в ее пустынных массивах и на Алтае наименьшие скорости ветра наблюдаются преимущественно в сентябре, реже в августе и очень редко в июле, но иногда одновременно в течение двух и даже трех летне-осенних месяцев подряд (Джусалы, Кзыл-Орда, Казалинск, Темир, Усть-Каменогорск). Скорости ветра в период их годового минимума колеблются здесь в пределах 2,0—4,5 м/сек в среднем за месяц.

Годовой минимум скорости ветра в сентябре наблюдается в центральной зоне Казахстана и обуславливается тем, что в этот период года зона находится в области относительно повышенного давления воздуха, расположенной примерно между широтами Акмолинска и Кзыл-Орды. К северу от нее давление в это время несколько уменьшается, в связи с чем в западных и северных районах республики минимумы скорости ветра смещаются на более ранние месяцы — июль и август, когда давление более понижено и барические градиенты меньше, чем в сентябре.

На крайнем юге, юго-востоке и крайнем востоке Казахстана (Чимкент — Алма-Ата — Зайсан) наименьшие в году средние месячные скорости ветра (в пределах 1,3—2,5 м/сек) смещаются с лета на зиму — декабрь и январь, реже на соседние с ними месяцы (рис. 85). Обуславливается это тем, что летом здесь скорости ветра несколько завышены за счет орографического усиления циклонических процессов и сезонного проявления горно-долинной циркуляции. Зимой в этой части республики барические градиенты занижены за счет местного орографического антициклогенеза, застоявания притекающих с севера масс

(рис. 84). Средние значения скорости ветра в эти месяцы колеблются около 5 м/сек, а в некоторых районах 6—8 м/сек (Акмолинск, 6,4 м/сек, Тургай, 5,8 м/сек, Мугуджары, 7,9 м/сек), что связано с интенсивными циклоническими процессами на ветвях арктического

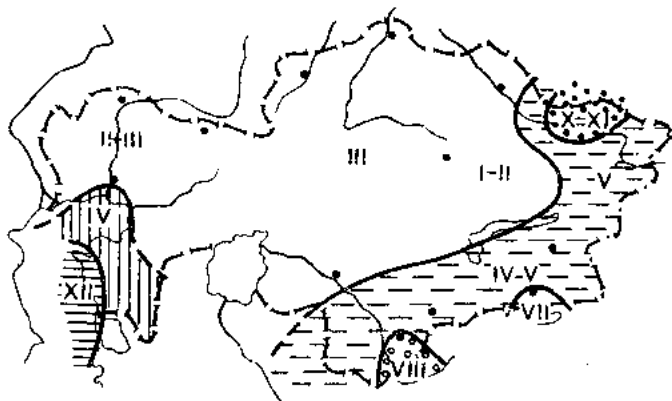


Рис. 84. Месяцы годового максимума средней скорости ветра (средние многолетние).

фронта, достигающего в этот период зимы наиболее южного положения. Существенно и то обстоятельство, что к этому времени ось западного отрога сибирского антициклона несколько приподнята к северу, в результате чего в этой зоне Казахстана увеличиваются градиенты барического поля.

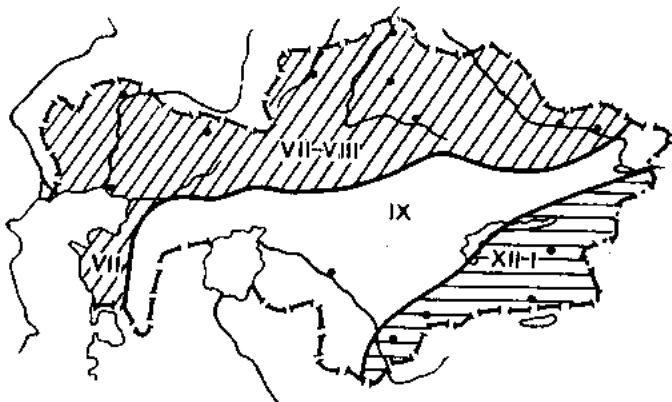


Рис. 85. Месяцы годового минимума средней скорости ветра (средние многолетние).

Значительные скорости ветра зимой наблюдаются также на восточном побережье Каспийского моря и в районе Семипалатинск — Усть-Каменогорск. Так, в районе ст. Форт Шевченко годовой максимум приходится на декабрь (9,7 м/сек), в феврале средние скорости несколько занижены (9,5 м/сек). Усиление ветров здесь связано с частыми выходами циклонов с юга Каспия. В районе Семипалатинска и Усть-Каменогорска по местным барическим условиям годовые максимумы скорости ветра наблюдаются в ноябре (4,3—4,4 м/сек).

Крайний юг, юго-восток и восток Казахстана, широкой зоной прилегающий к цепи высоких гор Алтая, Джунгарии и Тянь-Шаня, характеризуется усилением ветров в весеннее время (рис. 84). Годовые мак-

симумы скорости ветра здесь наблюдаются в апреле и мае. В зависимости от местных условий они колеблются в пределах от 1,5 до 5,1 м/сек в среднем за месяц. Обуславливается это двумя сопряженными между собой явлениями: увеличением в этой зоне градиентов барического поля, что связано с поднятием к северу оси отрога сибирского максимума, а также с началом перестройки зимнего режима барического поля на летний, с одной стороны, и активизацией циклонических процессов на юге и юго-востоке в связи с сезонным перемещением с юга на север иранской ветви полярного фронта с другой.

В этой части Казахстана особо выделяются районы Чимкента, Блинково, Ачисая и Медео, где в результате влияния местных условий годовой максимум скорости ветра приходится на август, а в Алма-Ате — на июнь и июль. Интересно отметить, что с удалением от гор режим ветра принимает характер, типичный для всей рассматриваемой выше зоны. Так, например, в районе Алма-Аты, АМСГ годовой максимум наблюдается уже в апреле — мае, т. е. в тот же период, что и на всем юго-востоке Казахстана. В средних высотах Заилийского Алатау (Медео), наоборот, максимум отмечается в августе, когда наиболее интенсивно развита горно-долинная циркуляция.

За исключением части юга, юго-востока и востока Казахстана (район Зайсана), наименьшие в году скорости ветра повсеместно приходятся на лето и на первую половину осени (рис. 85). Это связано с общей сезонной перестройкой барического поля, в частности со значительным его ослаблением и резким уменьшением барических градиентов. Годовые минимумы скорости ветра, однако, не везде наблюдаются в одно и то же время.

На преобладающей части Западного Казахстана, на побережье Каспийского моря и в основных степных и лесостепных районах республики наименьшие в году скорости ветра наблюдаются в июле и августе — от 2,5 до 4,5 м/сек в среднем за месяц (рис. 85). В центральной зоне республики, в ее пустынных массивах и на Алтае наименьшие скорости ветра наблюдаются преимущественно в сентябре, реже в августе и очень редко в июле, но иногда одновременно в течение двух и даже трех летне-осенних месяцев подряд (Джусалы, Кызыл-Орда, Казалинск, Темир, Усть-Каменогорск). Скорости ветра в период их годового минимума колеблются здесь в пределах 2,0—4,5 м/сек в среднем за месяц.

Годовой минимум скорости ветра в сентябре наблюдается в центральной зоне Казахстана и обуславливается тем, что в этот период года зона находится в области относительно повышенного давления воздуха, расположенной примерно между широтами Акмолинска и Кызыл-Орды. К северу от нее давление в это время несколько уменьшается, в связи с чем в западных и северных районах республики минимумы скорости ветра смещаются на более ранние месяцы — июль и август, когда давление более понижено и барические градиенты меньше, чем в сентябре.

На крайнем юге, юго-востоке и крайнем востоке Казахстана (Чимкент — Алма-Ата — Зайсан) наименьшие в году средние месячные скорости ветра (в пределах 1,3—2,5 м/сек) смещаются с лета на зиму — декабрь и январь, реже на соседние с ними месяцы (рис. 85). Обуславливается это тем, что летом здесь скорости ветра несколько завышены за счет орографического усиления циклонических процессов и сезонного проявления горно-долинной циркуляции. Зимой в этой части республики барические градиенты занижены за счет местного орографического антициклогенеза, заставания притекающих с севера масс

воздуха и развития вдоль гор зимних инверсий, обуславливающих устойчивость приземных слоев атмосферы.

В условиях резко континентального климата Казахстана суточный ход скоростей ветра выражен достаточно ярко. Последнее обуславливает не только годовой ход колебания соответствующих значений скорости ветра, но и определенную зональность в их распределении по Казахстану в зависимости от термических условий. Показательно в этом отношении сравнение средних месячных скоростей ветра за ночное и дневное время (табл. 53).

Таблица 53

Средняя скорость ветра (м/сек) по срокам наблюдений за 01 и 13 часов

Станция	I		IV		VII		X	
	01	13	01	13	01	13	01	13
Петропавловск	5,8	6,3	5,0	8,0	3,5	6,3	4,8	7,1
Ақмолинск	5,8	6,6	5,3	8,1	3,3	6,3	4,4	7,7
Семипалатинск	3,0	3,2	2,7	4,5	2,0	4,1	2,9	4,3
Жангиз-Тобе	6,9	7,4	2,7	4,7	1,6	3,5	2,9	4,7
Зайсан	1,6	1,5	4,2	4,0	4,5	4,3	3,1	3,0
Ақтүбинск	4,8	5,2	3,8	6,4	2,1	5,9	3,7	6,4
Мугоджарская	8,2	7,8	4,6	7,0	2,4	5,7	3,9	7,4
Гурьев	4,5	5,2	4,3	7,2	2,9	6,1	3,7	6,2
Карсақпай	4,0	4,8	3,5	6,3	2,2	5,8	3,0	6,2
Қзыл-Орда	3,0	3,7	2,7	5,1	1,5	3,9	2,0	4,0
Балхаш	4,9	5,4	4,5	6,2	5,1	8,4	4,6	6,2
Тахты	3,5	5,3	5,4	7,9	6,2	6,5	4,6	9,1
Алма-Ата	1,2	1,1	2,4	2,3	3,4	1,9	1,9	1,6
Курдай	5,9	5,6	6,0	7,1	5,0	5,0	4,8	5,8

Для равнинного Казахстана типичны повышенные относительно ночи дневные скорости ветра в течение всего года. Летом особенно значительны суточные колебания скорости ветра, зимой они наименьшие. Весна и осень в этом отношении занимают промежуточные значения. В летнее время дневные скорости ветра почти в два раза больше ночных. Зимой соответствующие разности незначительны (табл. 53).

В предгорной и горной местности суточный ход скорости ветра резко меняется. В теплое время года, в период проявления горно-долинной циркуляции, ночные скорости горного ветра значительно больше дневного долинного. Однако ночные скорости ветра в горной местности больше дневных и в остальное время года, хотя различия эти выражены слабо. Объясняется это тем, что спускающийся с гор холодный и поэтому всегда более плотный воздух приобретает за счет гравитационных сил повышенные скорости ветра, особенно ярко проявляющиеся в антициклональную погоду. Долинные ветры, как правило, имеют меньшие скорости. Только при прохождении вблизи гор атмосферного фронта долинские ветры могут быть значительно сильнее горных, что, бывает, однако, не так уж часто.

На побережьях морей и крупных озер отмечается сохранение типичного для равнин суточного хода скорости ветра. Дневные скорости в этих районах особенно резко возрастают в период бризовой циркуля-

ции, особенно ярко проявляющейся летом в антициклональную погоду. Так, например, в июле в Гурьеве, когда бризы наиболее развиты и устойчивы, ночные скорости ветра в среднем многолетнем равны 2,9 м/сек, а дневные — 6,1 м/сек.

Следовательно, ветры с моря по скорости более чем в два раза сильнее береговых (с суши на море.). Аналогичное явление прослеживается и на оз. Балхаш, но различия эти выражены не столь резко (табл. 53)

К числу дополнительных характеристик ветровых условий следует отнести данные о повторяемости дней с сильным ветром (табл. 54). В данном случае имеются в виду дни, в течение которых в любой из сроков наблюдений отмечалась скорость ветра 15 м/сек и выше.

Число дней с сильным ветром по Казахстану колеблется в довольно больших пределах — от 5 до 70 в среднем за год. Меньше всего таких дней в зоне пустынь, в ряде районов, где сильные ветры обуславливаются местными условиями, число дней значительно возрастает. К числу их следует отнести районы Форта Шевченко, Гурьева, Мугоджар, Жангиз-Тобе, Курдай, Павлодара и т. д. (табл. 54).

На равнинной части Казахстана сильные ветры в основном наблюдаются в конце зимы и весной, летом они бывают реже.

Таблица 54

Среднее число дней с сильным ветром (≥ 15 м/сек)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Петропавловск	4	3	5	5	6	4	2	2	2	3	3	3	42
Кустанай	3	3	4	3	4	3	2	2	2	3	3	3	35
Акмолинск	4	2	4	2	2	2	2	2	2	2	2	3	29
— Караганда	4	3	5	4	5	4	3	2	3	2	3	4	42
Павлодар	4	2	6	6	6	5	3	2	3	4	4	3	48
Семипалатинск	2	1	2	2	2	2	2	1	1	2	1	2	20
Жангиз-Тобе	12	10	7	2	1	0,8	0,7	0,7	0,9	4	16	12	67
Зайсан	2	1	2	3	2	3	2	3	3	2	3	2	28
Урда	2	2	3	3	2	2	2	2	0,8	0,9	1	1	22
Актюбинск	5	6	7	5	6	5	5	4	4	4	4	5	60
Мугоджарская	10	11	9	4	3	1	2	2	1	3	5	9	60
— Карсакапай	2	1	3	2	2	2	1	0,8	1	1	1	2	19
Кзыл-Орда	0,5	0,7	1	0,7	0,5	0,4	0,1	0	0,3	0,4	0,5	0,3	5
Чимкент	2	3	5	5	7	6	6	4	4	2	1	2	47
Чокпар	5	5	5	3	2	1	0,8	1	2	2	4	5	36
— Балхаш	1	1	1	1	2	2	0,8	2	1	0,9	0,8	0,8	14
Талды-Курган	0,2	0,2	0,2	2	2	0,6	0,6	0,7	0,5	0,6	0,4	0,2	8
Баканас	0,2	0,4	0,7	2	2	2	2	2	1	0,7	0,6	0,8	14

Исключением в данном случае является юг и юго-восток республики, где годовой максимум дней с сильным ветром приходится на весну и лето, а минимум на зиму.

Следует отметить, что явления сильных ветров значительно возрастают в условиях открытой местности.

Наблюдения последних лет показывают, что количество дней с сильным ветром в открытой местности иногда в 2—3 раза больше, чем в черте города и поселков.

Большой интерес, особенно для строительства, представляют данные о предельно максимальных скоростях ветра. Соответствующие сведения, к сожалению, крайне ограничены возможностями их измерения. До недавнего времени почти вся метеорологическая сеть была оснащена флюгерами с легкой доской, которые могли регистрировать скорости ветра до 20 м/сек. Только в последние годы начато внедрение на сеть флюгеров с тяжелой доской, что дает возможность регистрировать скорости ветра до 40 м/сек. Однако количество таких станций далеко еще недостаточное. В связи с этим не представляется возможным иметь полные сведения по Казахстану о предельно возможных в его условиях больших скоростях ветра. Краткие сведения представлены в табл. 55, отображающей наблюдения ряда станций за последние годы.

Таблица 55

Максимальные скорости ветра (м/сек) по данным срочных наблюдений

Станция	Зима (XI—III)	Весна (IV—V)	Лето (VI—VIII)	Осень (IX—X)
Мугоджарская	40	28	20	24
Жангиз-Тобе	40	24	20	34
Курдай	>40	34	28	34
Бет-Пак-Дала	24	24	20	20
Караганда	40	24	24	24
Гурьев	28	28	24	24
Актюбинск	28	24	20	26
Алма-Ата	20	14	20	12
Балхаш	24	20	20	20
Акмолинск	24	24	21	24
Жана-Семей	28	20	20	24
Кокчетав	40	28	20	28
Тахты	42	18	20	28
Дружба	30	34	16	28
Джунгария	36	24	18	30

В ряде климатически различных районов Казахстана были зарегистрированы вспышки сильных ветров со скоростью 40—42 м/сек, причем все они преимущественно отмечались зимой. В остальные сезоны года максимальные скорости ветра более умеренные и не превышают 35 м/сек. Как отмечалось выше, в районе Джунгарских ворот наблюдаются исключительно сильные ветры, граничащие иногда с ураганом. По историческим данным, здесь неоднократно погибали верблюжьи караваны. По данным наблюдений последних лет считается, что порывы ветра эби здесь могут достигать в отдельные моменты 70 м/сек.

По данным записей наблюдателей метеорологических станций можно судить, что в различных районах Казахстана возможны ветры ураганного характера со скоростями, значительно превышающими приборные измерения (табл. 55). Так, например, в районе Павлодара (март, 1924 г.) сильный ветер снес много крыш, были сильно повреждены ветряные мельницы. Наблюдатель ст. Северный поселок (Восточно-Казахстанская область) зарегистрировал, что 13/VIII 1947 г. в 11 часов 20 минут утра перед поселком образовался смерч большой

силы, шириной 160 м. Смерч прошел через поселок и разрушил 17 жилых домов, 3 учреждения и 12 хозяйственных построек».

Интересны и следующие записи штормовых явлений. В Кокчетаве в 1941 г., с 8 часов 25/V до 5 часов 30 минут 26/V, была зарегистрирована буря исключительной силы. Сильными ветрами были полностью снесены с почвы 170 га пшеницы и 64 га овса, на 50% погибла рожь на площади 50 га. В Уральске (июль, 1940 г.) сильный ветер сорвал и разбил закрепленные самолеты. В районе ст. Мугоджарской (февраль, 1941 г.) порывы ветра сорвали крыши с товарных железнодорожных вагонов. На о. Алгазы (оз. Балхаш) в ночь с 5 на 6/V 1945 г. сильный шторм поломал мачты судов, стены, окна и крыши домов, сбил с ног и унес мелкий скот. Исключительной силы штормы довольно часто отмечаются на Каспии.

Существенное влияние оказывает ветер и на прозрачность воздуха. Под воздействием ветра нижние слои атмосферы загрязняются иногда до больших высот разного рода пылью. Так, в пустынях мелкая лесовая пыль в период бездорожья легко поднимается ветром и уносится восходящими потоками вверх, в результате чего от мглы небо становится белесоватым и прозрачность воздуха заметно уменьшается. Формируемые ветром пыльные бури иногда резко снижают видимость. Для многих пустынь Казахстана характерно также перевевание песка под влиянием ветра. Довольно часто здесь отмечаются небольшие по мощности песчаные вихри, достигающие иногда значительных высот, что связано при определенных условиях с интенсивным развитием турбулентных процессов в нижних и приземных слоях атмосферы.

В условиях засушливых климатов равнинного Казахстана исследование энергетических ресурсов ветра должно сочетаться с оценкой его роли и значения в режиме залегания и переноса снега, испарения влаги из почвы и ее развевания (эрозии). В зависимости от местных особенностей режима ветра определяется таким образом комплекс мероприятий по снегозадержанию и ликвидации явлений ветровой эрозии почв, что приведет к накоплению и сохранению почвенной влаги. Последнее имеет исключительно большое значение, особенно для земледельческих районов Казахстана, периодически страдающих от засух.

Глава X

ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА

Все явления и процессы, происходящие в органическом и неорганическом мире, непосредственно обуславливаются термическими условиями среды. В той же мере температура воздуха как один из важнейших элементов климата предопределяет характер и режим типов погоды.

Термический режим Казахстана в основном определяется радиационными факторами, которые резко изменяются в силу большой широтной протяженности и физико-географической неоднородности республики. Значительно также в данном случае и влияние циркуляции атмосферы, проявляющееся в сложном чередовании выноса холодных и теплых масс воздуха и взаимодействия их в различных сезонных барических условиях. Сочетание этих факторов приводит к большому разнообразию температурных условий Казахстана. Однако общим и типичным для климатов республики является материковый режим температуры воздуха, который характеризуется большой контрастностью и резкостью сезонных и межгодовых колебаний, значительной суточной и годовой амплитудой.

Благодаря быстро возрастающей к югу засушливости, своеобразию барико-циркуляционных условий и преобладанию в течение большей

части года положительных значений радиационного баланса территория Казахстана отличается трансформационными свойствами, что приводит к сравнительно большой термической устойчивости двух основных сезонов — зимнего и летнего. Характерным в температурном отношении для Казахстана является преобладание теплого периода над холодным, последовательно возрастающее с севера на юг. Так, в крайних южных районах республики продолжительность теплого периода года (со средней суточной температурой выше 0°) составляет примерно 10 месяцев.

Снежная зима на севере Казахстана продолжительная и холодная, а в некоторые годы суровая с жестокими морозами, достигающими до 45—50°. Наряду с этим зимой, хотя и редко, возможны оттепели, иногда до 5°, преимущественно обусловленные выносом теплых масс из Средней Азии. Лето в северных областях умеренно жаркое, но сравнительно непродолжительное с возможными повышениями температуры воздуха в отдельные дни до 35—40°. Последние весенние заморозки могут иметь место даже в июне, а наиболее ранние осенние в конце августа.

Зима на юге республики неустойчивая и мягкая. В зимний период часто отмечаются оттепели с температурами иногда до 15—20°. В то же время здесь могут отмечаться достаточно холодные зимы с морозами в отдельные дни —30, —35°, а по некоторым районам даже ниже —40°, что вызывается вторжением холодных арктических и сибирских масс воздуха умеренных широт и последующим радиационным их выхолаживанием. Весенние заморозки на крайнем юге могут наблюдаться даже в конце апреля, а первые осенние — во второй половине сентября. В южных районах Казахстана, за исключением гор, лето знойное и продолжительное. Здесь в отдельные дни температура воздуха может повышаться до 45—47°, а почва нагреваться до 70° и выше. В некоторые годы высокие температуры держатся длительные периоды. Типичной для пустынной зоны Казахстана является сухая и очень жаркая погода.

Предгорные и горные районы Казахстана по термическому режиму резко отличаются от прилегающих к ним равнин. Температура в горах обычно ниже, чем в условиях равнин, причем с высотой амплитуда температуры уменьшается. Вместе с тем в зоне гор зимой сильно развиты в основном радиационно-орографические инверсии, обуславливающие рост температуры до некоторой высоты. Часто инверсии возникают в связи с гравитационным оттоком с гор более холодных и тяжелых масс воздуха. Горно-долинная циркуляция и теплые фёнообразные ветры в горах вносят своеобразие в суточный режим температуры воздуха. Высота и экспозиция горных склонов, характер изрезанности рельефа, глубина и ширина горных долин, их взаимное расположение и ряд других факторов создают особые условия для формирования здесь разнообразных климатов, в частности своеобразие местных термических условий.

Влияние на режим температуры воздуха таких больших водных объектов, как Каспийское и Аральское моря, Балхаш, Зайсан, Тенгиз и ряд других озер, проявляется в основном в теплое время года. Ограничивается оно преимущественно полем деятельности бризовой циркуляции.

Отличительной чертой является термическая неоднородность сезонов года на территории Казахстана. Летние средние месячные температуры воздуха выделяются наибольшей устойчивостью, причем особенно в зоне пустынь. Наиболее неустойчивы в этом отношении зимние месяцы. Для Казахстана, особенно для южной части характерна короткая и дружная весна, осень, наоборот, затяжная.

Годовой ход температуры воздуха и характер распределения ее по территории

Средние месячные температуры воздуха являются одной из основных характеристик термического режима (табл. 56).

Средняя годовая температура для всех районов республики, за исключением высокогорных, положительна, что говорит о больших величинах радиационного баланса. На северных окраинах она немного выше 0° , к югу, постепенно увеличиваясь, достигает 13° .

На рис. 86 и 87 представлено распределение по территории Казахстана средних месячных температур воздуха в январе и июле.

Январь является типичным зимним месяцем для всей республики. Средняя температура января колеблется в пределах от -1 , -5° на крайнем юге до -19° на севере. Наиболее низкими температурами выделяется северо-восточная часть республики.

На большей части территории изотермы зимой имеют более или менее широтное направление (рис. 86). Нарушение этой закономерности происходит под влиянием возвышенностей и горных массивов. На западе благодаря влиянию Мугоджарских гор, а также частому выносу тепла с юга Средней Азии изотермы несколько приподняты к северу и имеют направление с северо-запада на юго-восток. Особенно ярко выражено влияние горных массивов на распределение температур на востоке, юго-востоке и юге Казахстана. Здесь изотермы очень сгущены.

Средняя температура зимних месяцев в ряде станций, расположенных высоко, в результате влияния приземных инверсий оказывается значительно выше, чем на прилегающих равнинах.

Наиболее низкие температуры свойственны глубоко расположенным котловинам и закрытым узким долинам, где создаются весьма благоприятные условия для застаивания и радиационного выхолаживания холодного воздуха. В Казахстане наиболее низкой средней месячной температурой января характеризуется Орловский поселок (-27°), расположенный в горной котловине Алтая, на высоте 1 км над у. м.

Повышение средней многолетней температуры от января к февралю повсеместно незначительное, поскольку циркуляционные и радиационные условия этих месяцев близки между собой. Поэтому характер распределения средней температуры в феврале по территории республики остается примерно таким же, как и в январе.

От февраля к марту, с увеличением прихода солнечной радиации, отмечается заметное повышение температуры воздуха. Средние месячные значения температуры в марте выше, чем в феврале на севере и западе республики на $6-7^{\circ}$, на юго-востоке на $8-10^{\circ}$, в горных районах юго-востока на $4-5^{\circ}$, а в горных областях Восточного Казахстана на 9° . На севере средняя месячная температура воздуха в марте равна -11 , -12° , а на крайнем юге $5-7^{\circ}$.

Характерным для апреля является наибольшее в году повышение температуры воздуха, что вызвано сменой отрицательного радиационного баланса на положительный и значительной перестройкой барикоциркуляционных условий. По сравнению с мартом средние месячные температуры воздуха в апреле выше на $11-12^{\circ}$ в западных и северных областях, на $11-14^{\circ}$ в центральных и восточных, на $8-10^{\circ}$ в южных областях и на $5-7^{\circ}$ в горных районах.

На всей территории Казахстана, за исключением высокогорных районов, средние месячные температуры воздуха апреля положительные (табл. 56), причем конфигурация изотерм апреля в общем сходна с изотермами января.

Средняя месячная и годовая температура воздуха

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Петропавловск	-19,0	-17,3	-11,2	1,0	11,2	16,9	19,1	16,7	10,6	2,0	-7,9	-16,1	0,5
Кустанай	-17,8	-17,0	-10,7	1,8	12,9	18,4	20,4	18,1	11,9	3,0	-6,4	-14,9	1,6
Акмолинск	-17,7	-16,8	-10,7	1,5	12,5	18,1	20,4	17,9	11,2	2,6	-7,3	-14,7	1,4
Павлодар	-17,8	-17,4	-10,6	2,4	12,9	19,1	21,4	18,9	12,2	3,0	-7,4	-15,0	1,8
Караганда	-15,2	-14,0	-8,9	2,4	13,0	18,5	20,6	18,3	11,8	3,2	-6,9	-12,7	2,5
Семипалатинск	-16,2	-15,6	-8,9	3,8	13,9	20,0	22,1	19,9	13,2	4,3	-6,1	-13,5	3,1
Усть-Каменогорск	-16,0	-16,0	-8,2	3,6	13,2	18,6	20,9	19,2	12,9	4,4	-6,2	-13,2	2,8
Кокчеты	-20,2	-18,2	-10,4	3,4	12,9	18,8	21,6	19,7	12,9	3,6	-8,5	-16,8	1,6
Зайсан	-17,2	-14,8	-6,4	6,5	15,1	20,4	23,0	21,2	15,2	6,3	-6,4	-14,5	4,0
Уральск	-14,2	-14,0	-7,4	5,2	14,9	20,1	22,8	20,4	13,5	5,2	-3,4	-10,9	4,4
Актюбинск	-15,7	-15,3	-8,1	4,3	14,5	19,6	22,5	20,1	13,2	4,4	-4,6	-12,4	3,6
Урда	-11,4	-10,7	-2,9	8,5	17,4	22,1	24,2	22,7	16,2	7,9	-0,5	-7,4	7,2
Уил	-13,6	-12,8	-5,2	7,3	16,7	21,9	24,6	22,4	15,4	6,6	-2,3	-9,7	5,9
Гурьев	-10,4	-9,4	-2,5	8,2	17,7	22,6	25,4	23,2	16,2	8,2	0,2	-6,2	7,8
Форт Шевченко	-3,6	-2,7	2,2	10,0	17,8	22,7	25,8	24,5	19,4	12,0	4,9	-0,2	11,0
Челкар	-15,3	-14,4	-6,7	6,7	16,8	22,3	24,9	23,0	15,7	6,5	-3,3	-11,7	5,4
Кзыл-Орда	-9,8	-7,8	0,7	11,6	19,3	24,0	25,9	23,6	16,9	8,6	0,3	-6,5	8,9
Туркестан	-6,0	-2,5	5,4	14,2	20,8	26,0	28,6	26,9	19,9	11,1	3,3	-2,4	12,1
Чимкент	-4,3	-0,6	6,0	13,1	18,3	23,2	26,3	24,7	18,6	11,3	5,0	0,4	11,8
Чардара	-4,4	-0,8	6,5	14,0	20,7	25,4	28,0	25,8	19,0	11,7	3,9	-0,8	12,4
Джамбул	-5,1	-3,2	3,2	11,3	17,2	21,7	23,4	21,2	15,7	9,1	2,4	-2,6	9,5
Балхаш	-15,6	-13,0	-5,7	6,2	16,1	21,3	23,9	21,7	15,0	6,5	-3,4	-11,6	5,1
Талды-Курган	-12,1	-9,0	-0,3	9,7	16,1	20,6	22,4	21,5	15,0	7,5	-0,8	-8,4	6,8
Джаркент	-9,3	-6,4	3,3	12,7	18,0	21,7	23,3	22,4	16,9	9,2	0,8	-6,3	8,9
Бакты	-13,5	-10,1	-1,7	8,9	16,3	20,7	23,2	21,8	15,6	7,1	-3,2	-10,9	6,2
Или, ж.-д. ст.	-12,3	-7,4	0,4	11,9	18,0	22,7	24,7	23,9	17,1	8,8	0,9	-7,2	8,5
Алма-Ата	-7,4	-5,6	1,7	10,5	16,3	20,8	23,0	22,4	16,8	9,2	1,4	-4,8	8,7

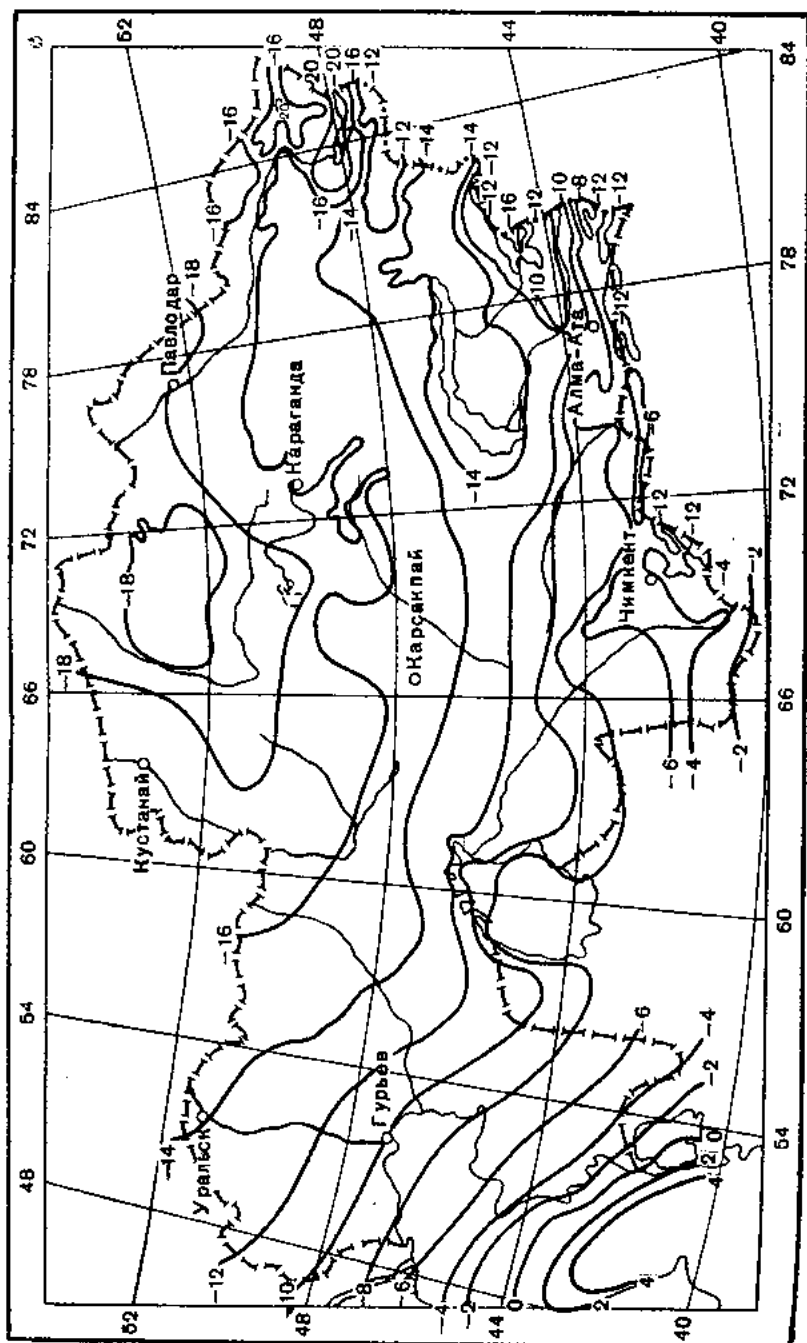


Рис. 86. Средняя месячная температура воздуха, Январь.

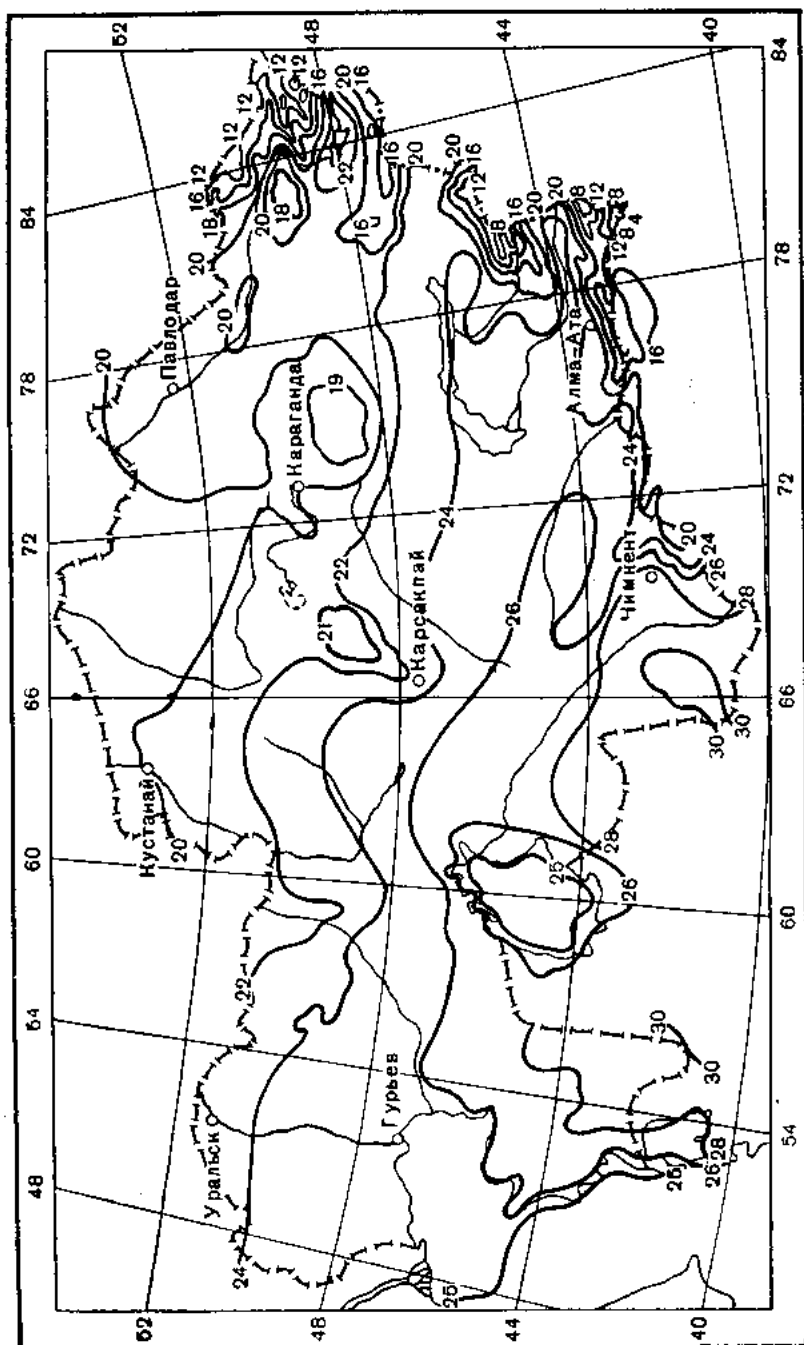


Рис. 87. Средняя месячная температура воздуха. Июль.

Интенсивность нарастания температуры воздуха от месяца к месяцу в последующем уменьшается. Так, от апреля к маю изменение температуры в северных областях составляет $10-11^{\circ}$, в южных областях $5-7^{\circ}$. Средние месячные температуры мая в северной половине Казахстана равны $11-15^{\circ}$, к югу они постепенно увеличиваются и в крайних южных областях республики достигают 20° и несколько выше.

От июня к июлю средняя температура повышается на большей части территории всего лишь на $2-3^{\circ}$. Июль почти повсеместно является самым жарким месяцем. Только в высокогорных районах годовой максимум температуры смещается на август, средняя температура которого немного выше июльской. В отличие от января и апреля июльские изотермы на равнине республики имеют менее правильное широтное распределение, причем они меньше сближены между собой (рис. 87).

Умеряющее влияние Аральского и Каспийского морей на температуру летом проявляется в прибрежной зоне, что хорошо видно на примере изотермы 26° (рис. 87).

От июля к августу начинается медленный спад температуры, в последующем постепенно увеличивающийся. Таким образом, лето в Казахстане из всех сезонов года является наиболее термически устойчивым, что имеет определенное значение в формировании и большой повторяемости умеренно-засушливых и суховеино-засушливых типов погоды.

Значительные понижения температуры наблюдаются в период от сентября к октябрю — на $5-7^{\circ}$ на юге, $8-9^{\circ}$ на севере и на $11-13^{\circ}$ на северо-востоке республики. Это связано со значительным уменьшением радиационного баланса и перестройкой на зимний режим барического поля и циркуляции.

В октябре средняя температура на всей территории Казахстана, за исключением высокогорий, остается положительной (табл. 56). На больших высотах, как, например, Мын-Джилки (Заилийский Алатау, 3000 м над у. м.), средняя температура октября отрицательна. По характеру распределения средней температуры на территории республики и густоте изотерм октябрь мало отличается от июля.

Понижение средней температуры от октября к ноябрю составляет в северных областях 10° , к востоку оно увеличивается до $12-14^{\circ}$, а к югу, наоборот, уменьшается до $6-8^{\circ}$, в горных же районах всего лишь на 5° .

На большей части республики средняя температура ноября отрицательная и только южные ее окраины характеризуются средними месячными температурами порядка $5-7^{\circ}$. В это время года самыми низкими температурами отличается северо-восток Казахстана, где средние температуры ноября равны $-8, -10^{\circ}$. В северной части республики температура изменяется от $-6,5$ до -8° , а в центральной — от 0° до -5° (табл. 56).

Средняя температура от ноября к декабрю в северной части Казахстана понижается на $7-8^{\circ}$, в восточных районах на $9-10^{\circ}$, а в южных — на $4-6^{\circ}$.

Средняя температура декабря изменяется по территории республики от -16° на севере до $-1, -2^{\circ}$ на крайнем юге (табл. 56). На северо-востоке Казахстана в это время наблюдаются самые низкие температуры, доходящие в период отдельных наблюдений до -23° .

Особенности годового режима температуры воздуха

К числу основных показателей режима температуры воздуха следует отнести величину годовой амплитуды ее колебания, определяемой по разности между средней температурой самого теплого и самого холод-

ного месяцев года. Соответствующие данные дают представление о степени континентальности климата. Как известно, чем больше годовые амплитуды температуры воздуха и других показателей климата, тем резче выражена его континентальность.

Величина годовой амплитуды температуры воздуха на территории Казахстана изменяется в больших пределах — от 18—20° в высокогорных районах до 38—40° и выше в условиях равнин.

Для всего Казахстана, как уже отмечалось выше, самым холодным месяцем по средним данным является январь, а самым теплым — июль. Лишь в высокогорных областях максимум температуры в годовом ходе смещается на август. Однако годовые максимумы и минимумы температуры смещаются иногда на соседние месяцы. Так, не редки годы, когда самым холодным месяцем бывает не январь, а февраль (30—40% зим), реже декабрь (20—30% зим). Годовой максимум температуры иногда приходится на июнь (5—10% лет), а в некоторые годы смещается на август (5—8% лет). В предгорных зонах смещение годового максимума температуры воздуха на август наблюдается чаще (20% лет). Таким образом, годовые амплитуды температуры воздуха в отдельные годы не всегда определяются по январю и июлю.

Наибольшими годовыми амплитудами (40° и больше) характеризуется северо-восточная часть Казахстана, отличающаяся наиболее суровыми зимами и теплым летом. Большие амплитуды (40—41°) присущи также району Тургайских ворот. С продвижением к югу амплитуды последовательно уменьшаются и на большей части территории составляют 37—39°. В крайних южных равнинных районах республики годовая амплитуда температуры снижается до 30—35°, что происходит в основном за счет более теплых зим.

Режим и величина температуры воздуха в большой степени обуславливается высотой местности и формами рельефа. Температурные различия зимы и лета в связи с этим будут неодинаково складываться в условиях равнин и гор. Закономерным в данном случае является последовательное уменьшение с высотой годовой амплитуды температуры воздуха, а следовательно, и степени континентальности климата. Это хорошо прослеживается на северном склоне Зайлийского Алатау (табл. 57).

Таблица 57

Годовые амплитуды температуры воздуха по северному склону Зайлийского Алатау

Станция	Высота над у. м. (м)	Годовая амплитуда температуры воздуха (град.)
Или, ж.-д. ст.	453	37,0
Алма-Ата	848	30,4
Медео	1529	22,4
Мын-Джилки	3036	18,9

Из таблицы видно, что в горах (Мын-Джилки) амплитуда температуры воздуха почти вдвое меньше, чем на прилегающей к ним пустынной равнине (Или).

На станциях Орловский поселок и Катон-Карагай (Алтай), находящихся на одной высоте (1081 м), но в различных формах рельефа (соответственно котловина и склон) годовые амплитуды резко различаются между собой, составляя в первом случае 43°, а во втором 31°.

Средние месячные и годовые температуры воздуха

Станция	Высота над у. м. (ж)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Или, ж.-д. ст.	453	-11,2	-8,0	2,6	11,9	17,9	22,7	24,9	24,0	17,4	8,6	0,6	-7,7	8,6
Алма-Ата	848	-7,4	-5,6	1,7	10,5	16,3	20,8	23,0	22,4	16,8	9,2	1,4	-4,8	8,7
Медео	1529	-4,3	-3,3	0,7	6,4	11,7	15,9	18,1	17,6	12,8	6,5	1,8	-2,5	6,8
Верхний Горельник	2254	-7,3	-6,5	-3,3	2,0	7,0	10,6	12,8	13,0	8,2	2,8	-1,4	-6,5	2,6
Мын-Джилки	3036	-11,9	-11,3	-7,8	-3,2	1,6	4,6	6,8	7,0	2,5	-2,3	-7,2	-10,9	-2,7

Градиенты средней температуры воздуха (град.)

Станция	Разность высот (км)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Алма-Ата — Или	0,4	-1,0	-0,6	0,2	0,4	0,4	0,5	0,5	0,4	0,2	-0,2	-0,2	-0,7	0,0
Медео — Или	1,1	-0,6	-0,4	0,2	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,4	0,2	-0,1	-0,5	0,2
Верхний Горельник — Или	1,8	-0,2	-0,1	0,3	0,6	0,6	0,7	0,7	0,6	0,5	0,3	0,1	-0,1	0,3
Мын-Джилки — Или	2,6	0,0	0,1	0,4	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,6	0,4	0,3	0,1	0,4

Примечание. Знак плюс (+) обозначает убывание температуры с высотой.

Наименьшая изменчивость температуры в годовом ходе имеет место в месяцы перелома зимы (от января к февралю) и лета (от июля к августу). Наиболее интенсивный рост температуры наблюдается весной (от марта к апрелю) и несколько меньший — осенью (от октября к ноябрю).

О характере изменения температуры воздуха с высотой местности можно судить по данным станций, расположенных на северном склоне Заилийского Алатау почти вдоль одного меридиана (табл. 58). Для контрастности сравнения соответствующие данные сопоставляются с термическими условиями прилегающей к горному району пустыни (ст. Или).

Как и следовало ожидать, в холодное время года температура воздуха сначала до определенной высоты повышается (примерно до зоны Медео), а затем понижается. В теплое время года температура последовательно понижается с высотой, что связано с отсутствием в эти месяцы устойчивых инверсий. В связи с этим представляют интерес данные о годовом ходе градиентов температуры воздуха на северном склоне Заилийского Алатау. Последние определены по средним месячным значениям температуры воздуха и в среднем за год на 100 м поднятия вверх, до зоны вечных ледников (табл. 59).

В летние месяцы с увеличением высоты над уровнем моря температура в среднем понижается на 0,4—0,7° на каждые 100 м. Зимой на вершинах и склонах температура обычно не понижается и часто бывает выше, чем в низинах, что связано с явлениями инверсий в горах и предгорной зоне. Такие инверсии наблюдаются в зимние месяцы настолько часто, что даже средняя многолетняя температура воздуха высоко расположенных станций оказывается выше или равной температуре станций, расположенных ниже.

Зависимость температуры от формы рельефа хорошо иллюстрируется сравнением соответствующих данных высокогорных станций Алтая — Орловского поселка и Катон-Карагай. Обе станции находятся на одной и той же высоте (1081 м над у. м. (табл. 60). Станция Орловский посе-

Таблица 60

Разности между средними месячными температурами воздуха

Станции	I	II	III	IV	V	VI	VII
Орловский поселок — Катон-Карагай	-13,0	-12,8	-9,1	-4,7	-1,0	-0,9	-1,1

Станции	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Орловский поселок — Катон-Карагай	-1,8	-2,3	-2,7	-6,5	-11,5	-5,6

лок расположена в чашеобразной долине, окруженной высокими горами, что содействует зимой скапливанию на дне долины холодного воздуха и сильному его переохлаждению, а Катон-Карагай расположен в горной долине, у подошвы круто обрывающегося северного склона хребта с хорошими условиями для стока охлажденного воздуха.

Как видно из табл. 60, в течение всего года температура в Орловском поселке ниже, чем в Катон-Карагае, особенно зимой (на 7—13°). Даже

летом соответствующие разности средних месячных температур отрицательны и равны примерно 1—2°.

По характеру годового распределения температуры воздуха в Казахстане выделяется семь типов:

I тип — холодная продолжительная зима и теплое влажное лето, годовые амплитуды температуры воздуха 37—38° (зона лесостепей и степей).

II тип — холодная зима и жаркое засушливое лето, годовые амплитуды температуры 36—38° (зона южных степей и полупустынь).

III тип — знойное лето и умеренно холодная зима, годовая амплитуда температуры 38—40° (район пустынь Центрального Казахстана).

IV тип — знойное продолжительное сухое лето и мягкая короткая зима, средняя годовая амплитуда температуры 30—35° (район южных пустынь — Каракумы).

V тип — жаркое сухое лето и умеренно холодная зима, годовая амплитуда температуры около 30° (предгорья юга и юго-востока).

VI тип — холодная зима и прохладное влажное лето, годовые амплитуды температуры 20—25° и ниже (горные и высокогорные области).

VII тип — суровая зима и теплое умеренно влажное лето, годовые амплитуды температуры 40° и больше (юг Алтая и восток Восточно-Казахстанской области).

Распределение по территории Казахстана средней месячной температуры в 13 часов и среднего минимума температуры воздуха характеризуется теми же закономерностями, что и для средней суточной температуры. Годовой ход той и другой температуры в общем аналогичен годовому ходу средней температуры.

Изменчивость и вероятность средних месячных температур воздуха

Температура воздуха — крайне изменчивый метеорологический элемент как в пространстве, так и во времени. В отдельные годы месячные температуры воздуха могут резко отличаться от средней многолетней, причем в различных районах Казахстана по-разному. Вычисленные средние отклонения от средних многолетних для ряда пунктов республики, имеющих продолжительные наблюдения, представлены в табл. 61.

Из таблицы видно, что средние отклонения средних месячных температур воздуха от нормы имеют выраженный годовой ход с максимумом в областях северной части Казахстана весной, преимущественно в марте, а в южных областях республики — зимой, в основном в январе. Повсеместно наименьшие средние отклонения отмечаются летом, реже в начале осени (сентябрь).

К югу Казахстана годовой ход средних отклонений выражен более ярко, чем на севере. Так, средние отклонения в северных областях для зимних и весенних месяцев составляют ± 2 , $\pm 3^\circ$, в южных соответственно ± 3 , $\pm 4^\circ$. Средние отклонения месячных температур воздуха летом и осенью повсеместно примерно одинаковы — в северной части ± 1 , $\pm 1,5$, а в южной $\pm 0,8$, $\pm 1,2^\circ$. Это указывает на то, что на всей территории республики средние температуры в зимние и весенние месяцы менее устойчивы, чем в летние и осенние.

На рис. 88 и 89 приведен ход (1880—1957 гг.) средней месячной температуры декабря, апреля, июля и октября по Акмолинску и Кызыл-Орде в различные годы. Соответствующие данные дают представление об устойчивости и пределах колебания температуры по сезонам года в основных природных зонах Казахстана — степной и пустынной. Интересно отметить, что аномально теплые и холодные месяцы могут отмечаться несколько лет подряд, причем положительные аномалии в этом

Отклонения средних месячных температур воздуха от многолетних (град.)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Акмолинск												
Среднее	± 2,7	± 2,7	± 2,9	± 3,0	± 1,4	± 1,4	± 1,5	± 1,3	± 1,0	± 1,5	± 2,3	± 3,0
Наибольшее: положительное	7,1	8,1	7,9	8,2	4,7	3,6	3,2	3,6	3,5	4,1	6,6	8,3
отрицательное	-10,8	-9,8	-9,1	-7,3	-3,0	-4,5	-4,5	-3,4	-3,9	-6,6	-7,9	-12,1
Семипалатинск												
Среднее	± 3,0	± 3,2	± 3,4	± 2,9	± 1,6	± 1,5	± 1,2	± 1,3	± 1,1	± 1,5	± 2,8	± 3,4
Наибольшее: положительное	9,4	8,5	7,8	6,1	4,4	5,1	4,3	4,2	4,9	4,9	5,4	6,4
отрицательное	-10,9	-12,1	-9,8	-9,6	-3,7	-3,3	-3,6	-4,5	-4,0	-5,7	-7,9	-10,3
Уральск												
Среднее	± 3,0	± 3,3	± 2,7	± 2,3	± 1,4	± 1,5	± 1,6	± 1,4	± 1,5	± 1,8	± 2,4	± 2,9
Наибольшее: положительное	9,0	9,9	7,1	7,0	4,5	4,5	6,2	5,1	4,9	6,1	4,6	6,0
отрицательное	-7,0	-12,2	-7,7	-5,6	-4,6	-3,2	-3,6	-2,9	-2,7	-4,1	-7,9	-6,6
Форт Шевченко												
Среднее	± 2,4	± 2,1	± 1,6	± 1,3	± 1,3	± 1,0	± 0,9	± 1,1	± 1,5	± 1,5	± 1,6	± 2,2
Наибольшее: положительное	5,8	5,1	4,7	5,2	3,3	3,6	2,3	2,4	4,2	5,3	4,2	4,9
отрицательное	-5,8	-7,0	-6,0	-4,0	-3,8	-2,5	-2,1	-2,9	-4,1	-3,7	-3,8	-6,6
Кзыл-Орда												
Среднее	± 3,5	± 3,4	± 2,5	± 1,8	± 1,0	± 1,2	± 1,0	± 0,9	± 1,0	± 1,4	± 1,8	± 3,1
Наибольшее: положительное	8,8	8,7	8,3	4,4	3,2	4,0	2,7	2,9	3,0	5,0	5,5	7,2
отрицательное	-12,0	-13,3	-11,0	-3,8	-2,8	-2,6	-2,7	-2,8	-3,1	-5,8	-6,3	-11,3
Алма-Ата												
Среднее	± 2,4	± 2,9	± 2,4	± 1,8	± 1,3	± 1,0	± 1,0	± 1,0	± 0,9	± 1,5	± 1,9	± 2,6
Наибольшее: положительное	6,9	5,0	5,7	4,6	4,9	4,5	4,0	3,2	3,5	4,9	6,3	6,8
отрицательное	-7,1	-11,2	-7,7	-4,1	-3,5	-2,4	-1,6	-3,1	-3,3	-4,0	-8,0	-8,6

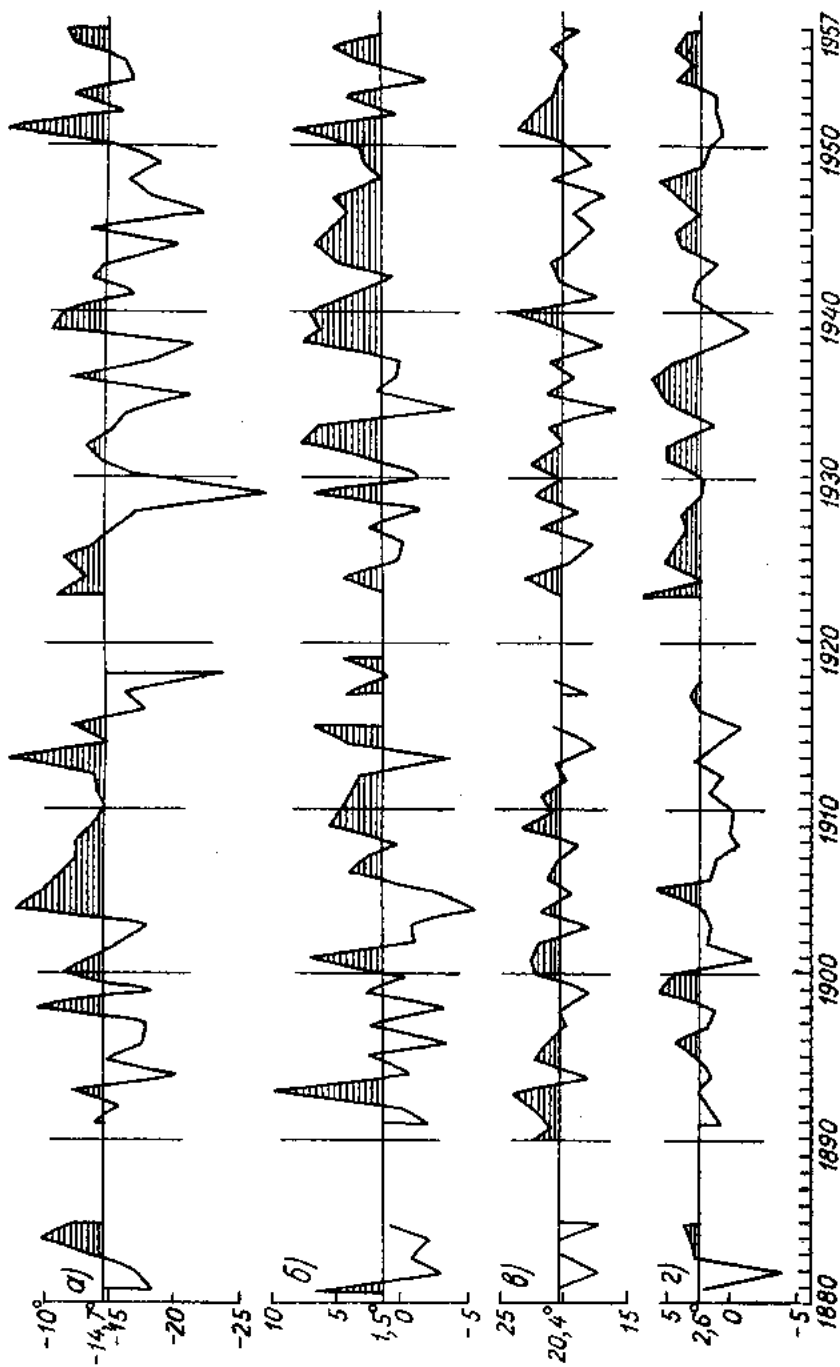


Рис. 88. Изменение средней месячной температуры воздуха за период 1880—1957 гг. Акмолинск.

а — декабрь, б — апрель, в — июль, г — октябрь.

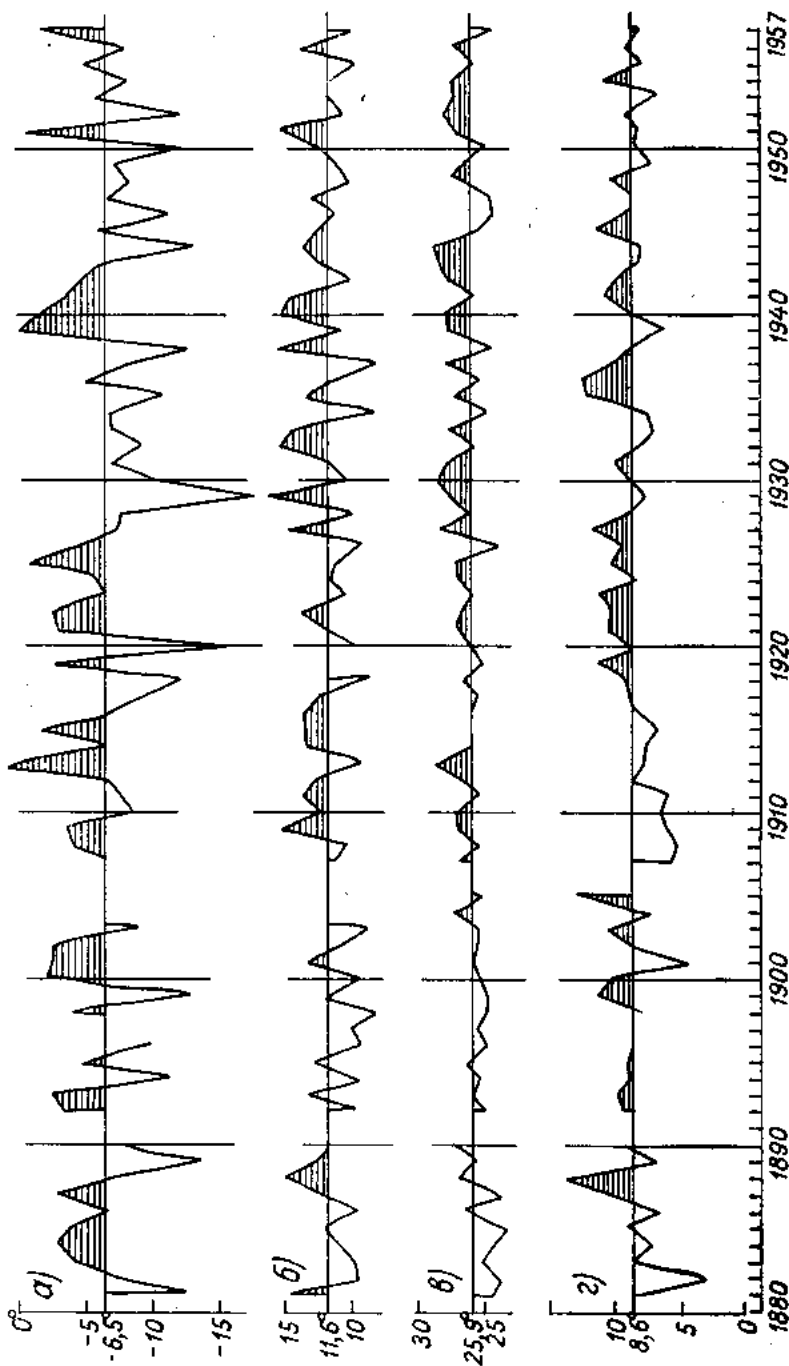


Рис. 89. Изменение средней месячной температуры воздуха за период 1880—1957 гг. Казань-Средн.

а — декабрь, б — апрель, в — июль, г — октябрь.

отношении более устойчивы, чем отрицательные. Эта особенность термических условий Казахстана находит свое отражение и в чередовании аномально влажных и засушливых лет. Об этом можно судить и по урожайности хлебов. Неурожайные годы могут повторяться иногда два — три и даже четыре года подряд, а высокоурожайные, как правило, бывают одногодичными и чрезвычайно редко двухгодичными.

В особо суровые зимы отклонения средних месячных температур от нормы могут достигать 10—15°, а в исключительных случаях даже 18—19°. Экстремальные в этом отношении месяцы приведены в табл. 62.

Таблица 62

Экстремальные отрицательные отклонения средней месячной температуры воздуха от нормы

Станция	Норма (град.)	Отклонения температуры воздуха от нормы (град.)	Месяц	Год
Акмолинск	-14,7	-12,0	Декабрь	1929
Семипалатинск	-15,6	-12,1	Февраль	1931
Усть-Каменогорск	-16,0	-13,8	Февраль	1931
Гурьев	-10,4	-10,3	Январь	1893
Казалинск	-10,3	-12,9	Февраль	1931
Кзыл-Орда	-7,8	-13,3	Февраль	1931
Туркестан	-2,4	-11,7	Декабрь	1931
Джамбул	-3,2	-14,5	Февраль	1931
Уюк	-6,4	-18,7	Февраль	1931
Алма-Ата	-5,6	-11,2	Февраль	1931

Крайние значения положительных отклонений зимней средней месячной температуры воздуха от нормы несколько меньше указанных выше отрицательных отклонений, но они также значительны и достигают иногда 8—9°.

В летние месяцы предельные положительные и отрицательные отклонения температуры от нормы значительно меньше зимних отклонений и составляют 3—6° в северных областях республики и 2—4° — в южных.

Даты перехода средней суточной температуры воздуха через 5° и число дней с различными температурными интервалами

К числу существенных характеристик термических условий следует отнести даты перехода средней суточной температуры через 0°, ±5, ±10, ±15°, которые дают представление о скорости нарастания и понижения ее в течение года (табл. 63). Существенна в данном случае и продолжительность различных температурных интервалов, что дает в первом приближении сведения о тепловых ресурсах климата. Соответствующее пространственно-временное распределение дат перехода средней суточной температуры воздуха весной и осенью представлено на рис. 90 и 91. Число дней со средней суточной температурой выше 0, 5 и 10° отображено на рис. 92.

На рис. 93 легко проследить изменение этих же дат по ландшафтным зонам Казахстана и по высоте местности на примере северного склона Заилийского Алатау.

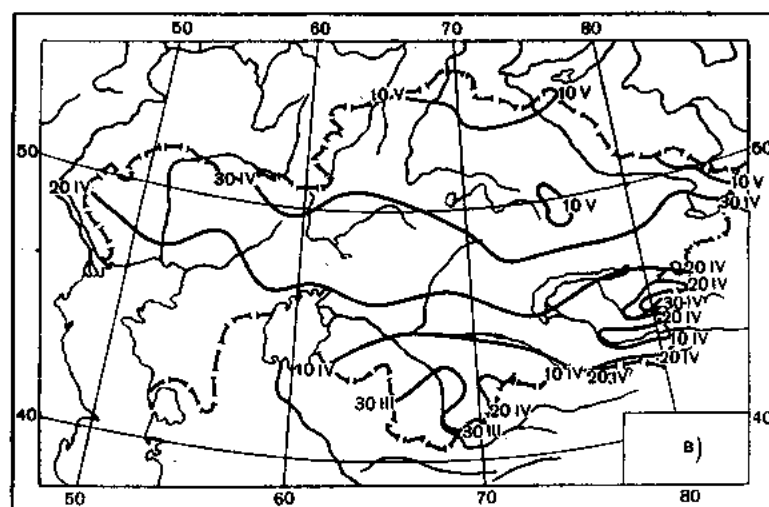
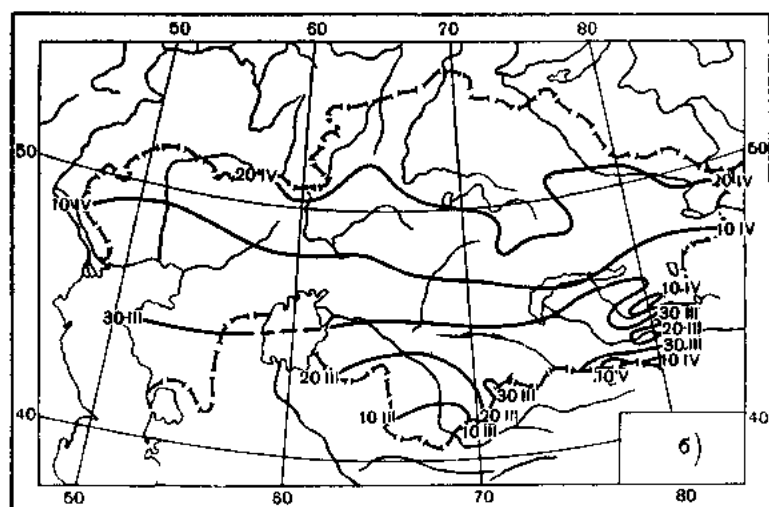
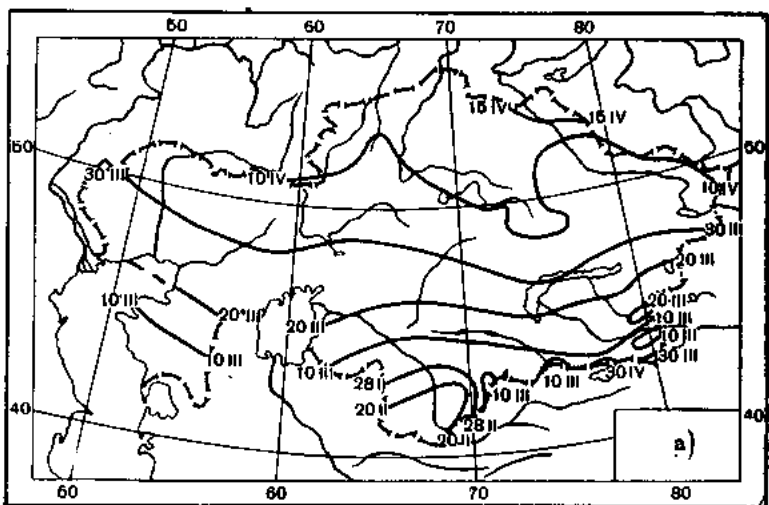


Рис. 90. Даты перехода среднесуточной температуры воздуха весной через 0° (а), 5° (б) и 10° (в).

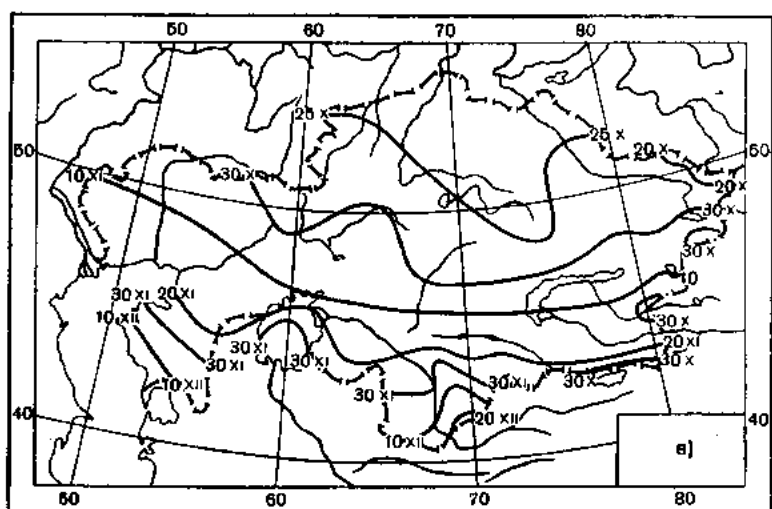
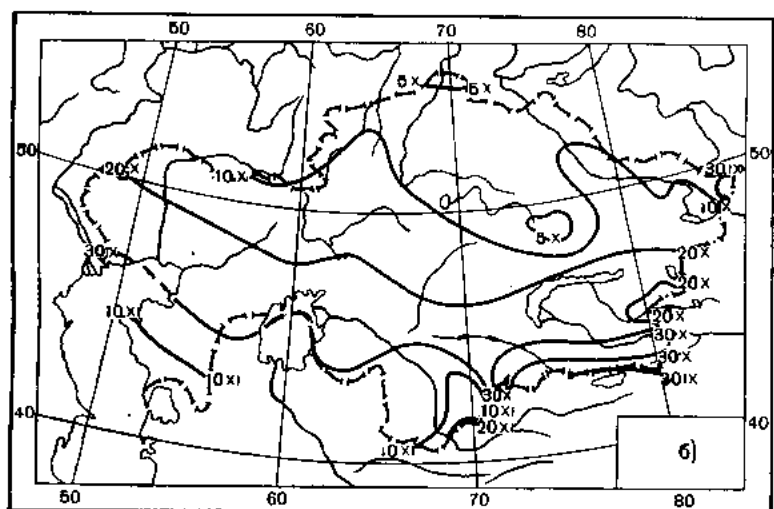
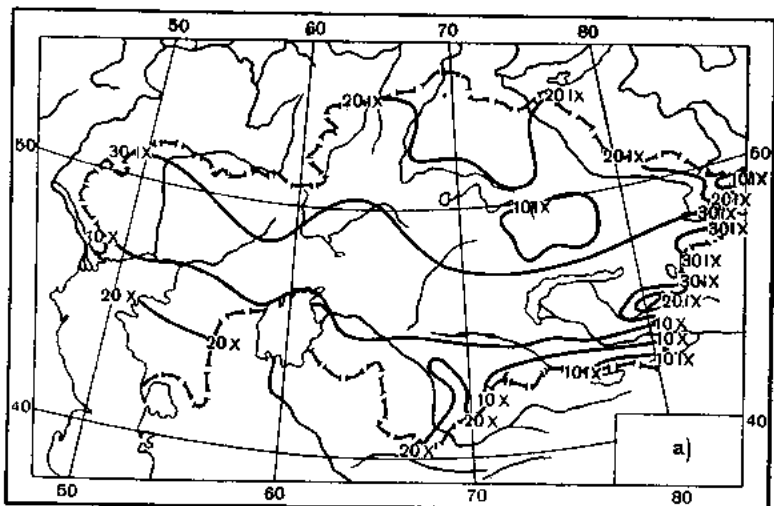


Рис. 91. Даты перехода средней суточной температуры воздуха осенью через 10° (а), 5° (б) и 0° (в).

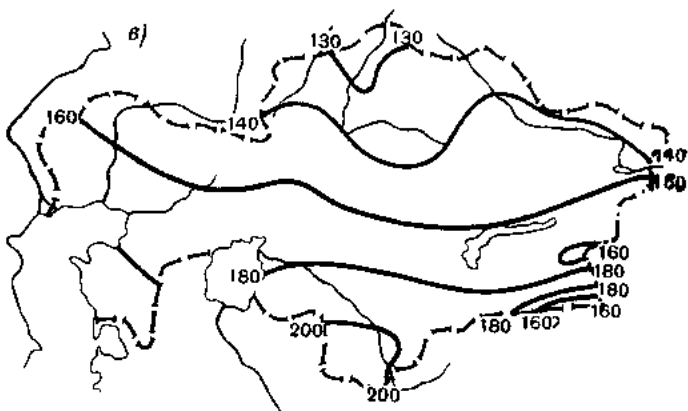
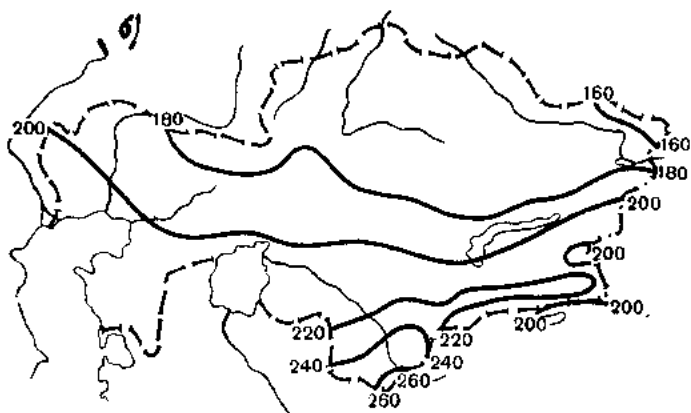
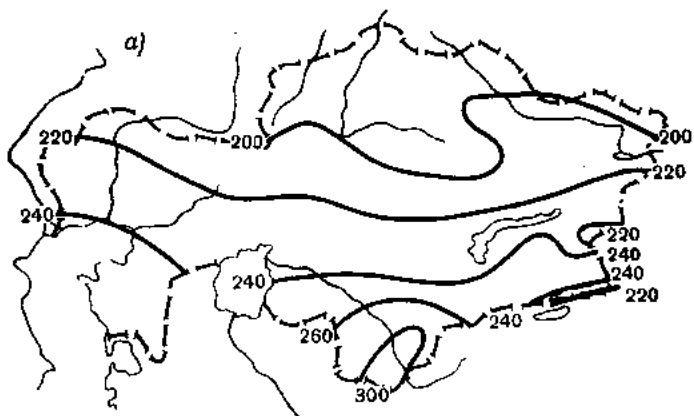


Рис. 92. Число дней со средней суточной температурой воздуха выше 0° (а), 5° (б) и 10° (в).

Скорость продвижения различных значений температуры по Казахстану весной и осенью примерно одинакова. В табл. 64 представлены весенние и осенние даты перехода средней суточной температуры воздуха через 0, +5, 10, 15° по крайним северным и южным районам



Рис. 93. Даты начала, окончания и продолжительности периодов с устойчивыми средними суточными температурами воздуха ниже 0° (1) и выше 0° (2), 5° (3) и 10° (4).

Казахстана. В данном случае выбраны те значения температуры, которые представляют наибольший интерес для сельского хозяйства.

Таблица 63

Даты перехода средней суточной температуры через каждые 5° и число дней с температурой, превышающей соответствующие пределы

Станция	-15°	-10°	-5°	0°	5°	10°	15°	20°	25°
Кустанай	2 III	18 III	1 IV	12 IV	21 IV	5 V	22 V	30 VI	
	14 XII	22 XI	12 XI	26 X	7 X	22 IX	3 IX	28 VII	
	286	248	224	196	168	139	103	27	
Акмолниск	27 II	18 III	3 IV	13 IV	22 IV	5 V	27 V	2 VII	
	18 XII	25 XI	7 XI	24 X	7 X	20 IX	31 VIII	30 VII	
	293	251	217	193	167	137	95	27	
Павлодар	4 III	18 III	31 III	10 IV	21 IV	3 V	24 V	21 VI	
	15 XII	23 XI	8 XI	24 X	9 X	23 IX	5 IX	8 VIII	
	285	249	221	196	170	142	103	47	
Семиналатинск	26 II	14 III	24 III	6 IV	18 IV	1 V	19 V	14 VI	
	27 XII	29 XI	13 XI	28 X	13 X	27 IX	9 IX	17 VIII	
	303	259	233	204	177	148	112	63	
Уральск		10 III	21 III	2 IV	15 IV	27 IV	16 V	14 VI	
		10 XII	21 XI	3 XI	16 X	29 IX	9 IX	17 VIII	
		274	244	214	183	154	115	63	
Актюбинск	20 II	11 III	23 III	6 IV	17 IV	28 IV	18 V	18 VI	
	31 XII	4 XII	16 XI	31 X	12 X	26 IX	8 IX	17 VIII	
	313	267	237	207	177	150	112	59	
Иргиз	11 II	11 III	20 III	31 III	12 IV	24 IV	8 V	28 V	9 VII
	4 I	3 XII	18 XI	4 XI	19 X	2 X	17 IX	2 IX	29 VII
	326	266	242	217	189	160	131	96	20
Бет-Пак-Дала		24 II	8 III	21 III	6 IV	19 IV	6 V	30 V	4 VII
		23 XII	26 XI	10 XI	23 X	3 X	17 IX	1 IX	28 VII
		301	262	233	199	166	134	93	23
Кзыл-Орда		19 I	1 III	14 III	26 III	9 IV	26 IV	19 V	25 VI
		13 I	7 XII	16 XI	29 X	9 X	21 IX	4 IX	4 VIII
		358	280	246	216	182	147	107	39
Алма-Ата, обсерватория			19 II	10 III	26 III	13 IV	8 V	7 VI	
			16 XII	21 XI	1 XI	12 X	21 IX	3 IX	
			299	255	219	181	135	87	

Даты перехода средней суточной температуры воздуха через 0, ±5, 10, 15°

Районы Казахстана	-5°	0°	5°	10°	15°
Весна					
Крайние северные	30 III	13 IV	25 IV	11 V	31 V
Крайние южные	26 I ¹	8 II	2 III	27 III	21 IV
Число дней	63	66	54	45	40
Осень					
Крайние северные	8 XI	21 X	5 X	17 IX	31 VIII
Крайние южные	6 I ¹	30 XII	27 XI	28 X	9 X
Число дней	59	70	53	40	39

¹ Дата относится к наиболее северным районам юга Казахстана, так как на крайнем юге температура через -5° не переходит.

По данным табл. 64 можно видеть, что изотерма 0° весной проходит всю территорию Казахстана с юга на север за 66 дней, а осенью она проходит тот же путь за 70 дней, но в обратном направлении. Соответственно весной изотерма 10° проходит указанное расстояние за 45 дней, а осенью за 41 день.

Скорость движения изотерм в одном и том же районе неодинакова для различных температур как весной, так и осенью. Из приведенных выше данных видно, что быстрота движения изотерм возрастает от более высоких температур к более низким. Так, изотерма 15° продвигается весной с юга на север Казахстана только за 40 дней и осенью за 39, а изотерма 0° совершает тот же путь в значительно больший срок. Эти данные четко указывают на то, что в Казахстане продвижение низких температур с севера на юг происходит значительно медленнее, чем более высоких с юга на север. Объясняется это тем, что сильно прогретая за лето почва, особенно в южной части республики, медленно отдает свое тепло осенью и тем самым замедляет продвижение холода к югу. Весной же, вскоре после схода снежного покрова, почва быстро прогревается и иссушается, что благоприятствует быстрому продвижению тепла на север. Быстротечность весны, как будет видно из дальнейшего, является одной из термических особенностей Казахстана.

Влияние высоты местности на время наступления различных значений температур легко прослеживается на примере термического режима северных склонов Заилийского Алатау (рис. 93). Наступление различных значений средней суточной температуры воздуха весной с увеличением высоты запаздывает, а осенью, наоборот, происходит раньше, чем на более низких высотах. Эта закономерность несколько нарушается в слое инверсий, что прослеживается между высотами Алма-Ата — Медео и Алма-Ата — Или.

Число дней между датами наступления указанных ниже значений температур в Алма-Ате (848 м) и Мын-Джилки (3036 м) приводится ниже для весны и осени:

-5°	0°	5°
	Весна	
46	53	55
	Осень	
44	51	61

Эти данные показывают, что движение изотерм в вертикальном направлении имеет общее с движением их в горизонтальном направлении. Различные температуры продвигаются с различной скоростью, но более высокие температуры в вертикальном направлении продвигаются не быстрее, чем в горизонтальном направлении, и медленнее, чем более низкие температуры. Быстрота движения изотерм по склону гор весной и осенью почти одинакова.

Переход от весны к лету и от лета к осени на территории Казахстана происходит по-разному (рис. 90 и 91). Продолжительность весны, т. е. периода от устойчивого перехода средней суточной температуры воздуха через 0° до 15° , на большей части территории республики составляет 40—50 дней. Самая короткая весна (35—40 дней) отмечается на восточном побережье Каспийского моря. В предгорных зонах, наоборот, она затягивается до 2 месяцев, а в высокогорных областях даже до 3 месяцев.

Спад температуры воздуха в Казахстане осенью идет несколько медленнее, чем нарастание весной. Следовательно, осень почти повсеместно более затяжная, чем весна. Продолжительность осени (период между переходом средней суточной температуры через 15 и 0°) на большей части территории республики колеблется в пределах 50—60 дней. Наиболее короткая осень (1,5 месяца) свойственна центральной части республики. Как к северу, так и к югу продолжительность осени увеличивается, достигая на юге республики 2 месяцев, а в горах Западного Тянь-Шаня и в горах Заилийского Алатау 80 дней и более.

Продолжительность теплого периода, т. е. отрезка времени со средней суточной температурой выше 0° , заметно увеличивается с севера на юг республики. На крайнем севере он равен 6,5 месяца, а на юге до 10 месяцев. Период со средней суточной температурой выше 10° соответственно колеблется от 4 до 7 месяцев. В табл. 65 приведена средняя многолетняя продолжительность периодов со средними суточными температурами выше 0 , 10 , 15 и 20° по широтным зонам Казахстана с севера на юг. Соответствующие данные дают приближенное представление о тепловых ресурсах Казахстана за теплое полугодие.

Таблица 65

Среднее годовое число дней со средней суточной температурой воздуха выше 0 , 10 , 15 и 20°

Районы Казахстана	Средние суточные температуры воздуха (град.)			
	$>0^{\circ}$	$>10^{\circ}$	$>15^{\circ}$	$>20^{\circ}$
Северные	190	130	90	—
Центральные	220	150	150	50
Южные	320	280	180	130

Колебание продолжительности сезонов года в значительной степени определяется устойчивостью во времени обуславливающих их форм макроциркуляции. В этой же связи из года в год изменяется и наступление весенних и осенних дат. В климатических условиях Казахстана имеет место значительное колебание начала, окончания и продолжительности сезонов в отдельные годы. Как показывают исследования, предельные отклонения от нормы весенних и осенних дат перехода темпера-

туры через 0,5 и 10° в отдельные годы составляет 3—5 недель как в сторону более ранних, так и более поздних сроков.

С точки зрения общеклиматологических и народно-хозяйственных задач наибольший интерес представляют данные о колебании весенних и осенних дат перехода средних суточных температур воздуха через —5, 0, 5 и 10° и продолжительности термических интервалов выше 0° и 10°. Соответствующие данные представлены в табл. 66—69, которые составлены на основе многолетних наблюдений ряда станций (30 лет и более). Средние многолетние даты перехода температур и термические интервалы, положенные в основу этих таблиц, могут быть сняты с приведенных выше климатических карт (рис. 90—92).

Таблица 66

Вероятность дат наступления средней суточной температуры воздуха выше —5, 0, 5 и 10° в отдельные годы ранее указанных дат (%)

Средняя дата наступления средней суточной температуры воздуха через —5, 0,5 и 10°	Январь			Февраль			Март			Апрель			Май			
	6	11	21	1	11	21	1	11	21	1	11	21	1	11	21	26

Выше —5°

21 II	0	3	15	20	35	50	75	100									
1 III			0	3	10	30	45	75	90	98	100						
11 III					0	4	10	40	60	90	100						
21 III						0	3	20	60	90	95	100					
1 IV							0	3	10	45	90	100					

Выше 0°

1 III				0	10	30	50	80	95	100							
11 III				0	2	5	15	50	85	98	100						
21 III					0	1	5	20	50	85	100						
1 IV								0	10	50	97	99	100				
11 IV									0	15	50	80	100				

Выше 5°

21 III							0	15	40	80	98	100					
1 IV							0	2	5	45	85	95	100				
11 IV									0	15	50	85	95	100			
21 IV										0	10	50	90	97	100		

Выше 10°

1 IV							0	4	15	55	90	97	100				
11 IV								0	3	15	55	85	100				
21 IV										0	10	40	85	100			
1 V											0	15	55	70	95	100	

Большой интерес представляют данные о повторяемости дней с высокими и низкими средними суточными температурами. Так, число дней

Вероятность окончания периода со средней суточной температурой воздуха выше $-5, 0, 5$ и 10° в отдельные годы ранее указанных дат (в %)

Средняя дата окончания периода со средней суточной температурой выше $-5, 0, 5$ и 10°	Август		Сентябрь		Октябрь		Ноябрь		Декабрь		Январь		Февраль
	21	1	11	21	1	11	21	1	11	21	1	11	21

Выше -5°

11 XI														
21 XI					0		2	20		80	95	100		
1 XII							0	3	15	55	80	93		
11 XII								0	3	25	55	80	90	100
								0	2	5	35	55	75	85
								0	2	5	35	55	75	85

100

Выше 0°

21 X														
1 XI					0	10	50	75	98	100				
11 XI					0	2	10	50	85	97	100			
21 XI							0	20	55	75	95	100		
1 XII							0	5	35	50	75	85	90	95
							0	5	15	30	50	60	85	98

100

95

90

85

60

Выше 5°

11 X														
21 X				5	15	50	75	95	100					
1 XI			0	5	0	5	50	65	95	100				
				0	0	0	20	50	80	90	95	100		

Выше 10°

21 IX														
1 X	0	5	10	50	90	95	100							
11 X			0	15	50	70	100							
21 X				0	0	10	50	75	95	100				
				0	5	20	50	95	100					

со средней суточной температурой выше 25° (класс суховеино-засушливых типов погоды) в северных областях республики в среднем многолетнем за год составляет 6—15. К югу число их постепенно возрастает до 50, а на крайнем юге достигает 80 и более. В предгорных районах юга и юго-востока Казахстана среднее число дней с температурой выше 25° колеблется в пределах 20—30, а в горных и высокогорных районах последние бывают очень редко или вовсе не наблюдаются.

Таблица 68

Вероятность продолжительности периода со средней суточной температурой воздуха выше 0° в отдельные годы более указанных величин (%)

Средняя продолжительность периода со средней суточной температурой воздуха выше 0° (дни)	Продолжительность периода со средней суточной температурой выше 0° в отдельные годы (дни)										
	160	175	190	205	220	235	250	265	280	305	320
200	100	98	70	25	5	0					
220			100	85	45	10	3	0			
240				100	90	60	25	10	3	0	
260					100	90	60	40	20	2	0
280						100	90	75	55	15	0

Таблица 69

Вероятность продолжительности периода со средней суточной температурой воздуха выше 10° в отдельные годы более указанных величин (%)

Средняя продолжительность периода со средней суточной температурой воздуха выше 10° (дни)	Продолжительность периода со средней суточной температурой выше 10° в отдельные годы (дни)										
	100	115	130	145	160	175	190	205	220	235	250
140	100	98	75	40	10	0					
160		100	97	85	40	5	0				
180			100	98	95	70	20	0			
200					100	96	70	35	6	2	0

Столь высокая средняя суточная температура может быть связана с выносами тропических масс воздуха из Средней Азии или обусловлена интенсивными процессами трансформации прогревания и относительного иссушения воздуха. Для пустынной зоны Казахстана такие высокие температуры в летнее время можно считать в значительной степени закономерными, а для крайних северных районов республики преимущественно аномальными, проявляющимися в периоды формирования засух.

Если в июле в северных районах республики в среднем многолетнем бывает 4—8 дней со средней суточной температурой выше 25°, то на юге Казахстана число их доходит до 24—28. Повторяемость их к весне и осени быстро убывает. На северной части Казахстана такие дни в апреле и сентябре уже не наблюдаются (табл. 70).

Число дней со средней суточной температурой воздуха выше 25°

Станция	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Год
Петропавловск	0	0,1	1,6	3,7	0,6	0	6
Акмолинск	0	0,1	2,7	4,9	1,4	0	9
Семипалатинск	0	0,3	4,7	8,3	3,3	0,05	17
Кзыл-Орда	0,1	3,4	14,2	20,8	10,9	0,4	50
Туркестан	0,3	6,4	20,5	27,8	21,8	3,1	80
Алма-Ата	0	0,7	3,0	11,4	8,4	0,6	24

Что же касается дней с низкими средними суточными температурами воздуха, обусловливаемых вторжением холодных масс воздуха умеренных широт и арктических с последующим радиационным их выхолаживанием в антициклональных условиях, то распределение их по территории республики имеет обратную картину. В северо-восточных районах республики число дней со средней суточной температурой ниже -25° наибольшее и составляет за год в среднем 15—22. К юго-западу повторяемость их постепенно уменьшается до 1—3 дней, а в южных районах республики они или совсем не бывают, или встречаются очень редко — 2—5 случаев в 10 лет за холодный период.

В январе число дней со средними суточными температурами ниже -25° на севере области в среднем составляет 3—8, а на юге — от 3 до 9 дней за 10 лет. Столь резкие холода на северной части Казахстана наблюдаются с ноября по март включительно. В широтах Кзыл-Орды резкие похолодания в ноябре бывают, но исключительно редко — 2 раза за 100 лет (табл. 71).

Таблица 71

Число дней со средней суточной температурой воздуха ниже -25°

Станция	XI	XII	I	II	III	Год
Петропавловск	0,5	3,9	6,3	3,9	0,7	15
Акмолинск	0,5	3,1	4,9	3,3	0,7	13
Семипалатинск	0,8	3,2	4,6	3,8	1,0	13
Уральск	0,1	1,1	2,4	0,5	0	4
Кзыл-Орда	0,02	0,2	0,9	0,3	0	1
Туркестан	0	0,06	0,3	0	0	0,4
Алма-Ата	0	0,2	0,1	0,1	0	0,4

В наиболее холодные зимы (1929—1930 гг.) число дней со средней суточной температурой ниже -25° в степной зоне достигло 45, а в южных районах (Кзыл-Орда) — 25.

Вероятность лет с различным числом дней со средней суточной температурой ниже -25° распределяется по Казахстану неравномерно. С продвижением на север вероятность большого их числа возрастает (табл. 72).

Вероятность зим с различным числом дней со средней суточной температурой ниже -25°

Станция	Число дней со средней суточной температурой в отдельные зимы								
	0—5	6—10	11—15	16—20	21—25	26—30	31—35	36—40	41—45
Акмолинск	12	32	26	21	5	2	0	0	2
Семипалатинск	21	14	39	12	12	0	2		
Кзыл-Орда	66	14	8	6	4	2			

Представляют интерес также и явления наиболее длительных периодов с устойчиво низкими средними суточными температурами воздуха. Соответствующие выборочные данные приведены в табл. 73.

Таблица 73

Максимальные по продолжительности периоды с устойчиво-низкими средними суточными температурами воздуха

Станция	Год	Дата	Продолжительность (дни)	Колесания средней суточной температуры (град.)	
				от	до
Семипалатинск	1900	10—20 I	11	—29	—36
	1910	24—30 XI	7	—27	—43
	1929	7—15 XII	9	—26	—41
	1931	2—9 II	8	—28	—41
	1940	3—13 II	11	—25	—34
	1945	1—9 II	9	—26	—37
	1946	9—19 XII	11	—25	—37
	1947	8—17 II	10	—27	—34
Акмолинск	1929	6—21 XII	16	—25	—41
	1929	28 I—4 II	8	—27	—37
	1944	24—30 XI	7	—25	—30
Кзыл-Орда	1895	12—16 I	5	—25	—28
	1893	5—8 I	4	—27	—35

В северных областях Казахстана в наиболее суровые зимы отмечаются периоды продолжительностью 7—16 дней подряд со средними суточными температурами от -25 до -41° . Это связано с вторжением холодных арктических масс воздуха и масс воздуха умеренных широт, которые в условиях устойчивой антициклональной погоды еще больше охлаждаются в процессе последующего радиационного выхолаживания. Особенно типично это для районов, прилегающих к Алтаю, где отрог сибирского антициклона наиболее интенсивно развит и часто бывает устойчив в течение продолжительного времени. Как показал Л. А. Чубуков (ч. I, гл. V), повторяемость жестоко морозной погоды на севере Казахстана является наибольшей. С продвижением на юг республики морозы отмечаются значительно реже, становятся менее продолжительными и суровыми (табл. 73). Так, в широтах Кзыл-Орды жестоко морозная погода не наблюдалась более 5 дней подряд, а средние суточ-

ные температуры воздуха ниже -35° . Для юга Казахстана такие резкие и устойчивые похолодания являются исключительными. Связаны они обычно с редкими ультраполярными вторжениями.

Максимальные и минимальные суточные температуры воздуха

Резкие колебания температуры воздуха, как и других элементов климата, являются типичными для Казахстана. Этому благоприятствуют не только барико-циркуляционные, но и радиационные условия. Существенно в данном случае и то обстоятельство, что по географическому положению территория Казахстана благодаря открытости его северных и южных границ непосредственно подвержена частым вторжениям теплых масс воздуха из Средней Азии и холодных из Арктики. Это в значительной степени усиливает температурные контрасты местных типов погоды. Все это в целом приводит к резким колебаниям суточных температур воздуха, экстремальные значения которых могут быть значительными (табл. 74). Территориальный характер распределения их по Казахстану представлен на рис. 94.

Таблица 74

Абсолютный максимум (первая строка), абсолютный минимум (вторая строка) и абсолютная амплитуда (третья строка) температуры воздуха

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Акмолинск	5	5	22	29	34	40	42	39	33	26	16	4	42
	-45	-49	-38	-28	-10	-1	2	-2	-8	-25	-38	-44	-49
	50	54	60	57	44	41	40	41	41	51	54	48	91
Семипалатинск	5	5	24	30	36	40	41	42	40	28	16	6	42
	-44	-45	-41	-24	-10	1	5	1	-8	-18	-49	-46	-49
	49	50	65	54	46	39	36	41	48	46	65	52	91
Уральск	7	4	17	31	34	39	42	39	36	28	18	7	42
	-41	-40	-38	-24	-6	-3	4	0	-8	-15	-35	-40	-41
	48	44	55	55	40	42	38	39	44	43	53	47	83
Гурьев	7	10	23	32	37	40	42	45	37	31	19	12	45
	-38	-37	-30	-12	-2	3	8	5	-3	-13	-25	-36	-38
	45	47	53	44	39	37	34	40	40	44	44	48	83
Форт Шевченко	14	18	24	31	38	38	41	43	38	29	22	18	43
	-22	-26	-19	-8	2	6	13	10	3	-3	-17	-20	-26
	36	44	43	39	36	32	28	33	35	32	39	38	69
Кзыл-Орда	14	17	30	35	40	42	45	43	41	33	25	17	45
	-37	-33	-30	-11	-2	3	9	5	-6	-12	-28	-33	-37
	51	50	60	46	42	39	36	38	47	45	53	50	82
Джамбул	20	21	33	34	42	42	43	41	40	35	27	25	43
	-39	-40	-25	-10	-3	1	5	1	-5	-15	-37	-41	-41
	59	61	58	44	45	41	38	40	45	50	64	66	84
Алма-Ата	17	18	30	33	37	37	42	40	36	30	24	17	42
	-34	-38	-26	-10	-7	2	7	6	-2	-15	-35	-32	-38
	51	56	56	43	44	35	35	34	38	45	59	49	80

Абсолютная амплитуда температуры воздуха, т. е. разность между наивысшей и наимизшей суточной температурой за год, на большей равнинной части Казахстана значительна и составляет $85-90^{\circ}$. Наименьшие колебания температуры отмечаются в прибрежной зоне Каспийского и Аральского морей и в горных областях, где абсолютные амплитуды температуры воздуха колеблются в пределах $60-80^{\circ}$. Наибольшие

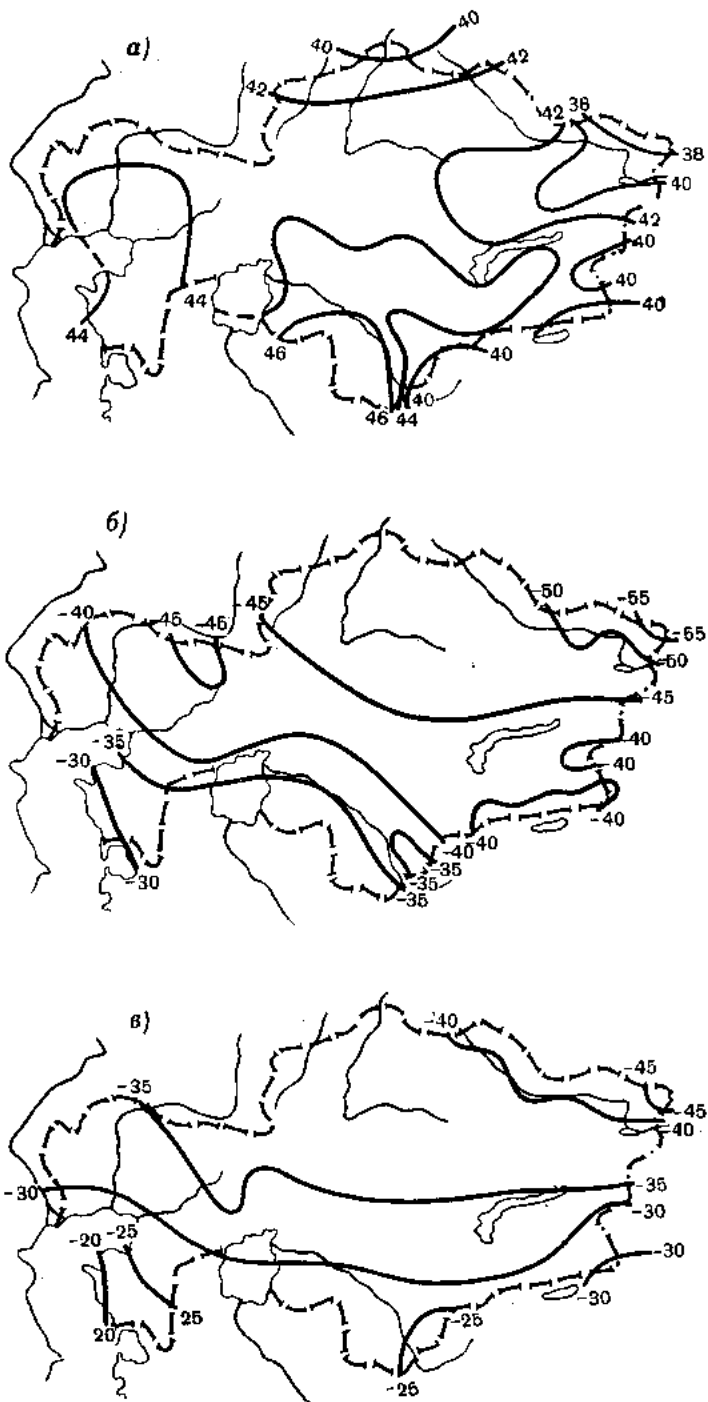


Рис. 94. Абсолютный максимум (а), абсолютный минимум (б) и средний из абсолютных минимумов (в) температуры воздуха. Год.

ее значения (91—95°) свойственны преимущественно восточным районам Казахстана.

Абсолютные амплитуды температуры в годовом ходе имеют максимум (45—65°) преимущественно в переходные времена года — весной и осенью, минимум — летом (35—40°).

Годовой ход абсолютных максимумов и абсолютных минимумов в общем аналогичен годовому ходу средней температуры воздуха, т. е. наибольшие их значения отмечаются летом, а наименьшие — зимой.

В отдельные дни летних месяцев на крайнем севере республики абсолютные максимальные температуры воздуха достигают иногда 40°, на большей же части равны 42—44°. В пустынях Бет-Пак-Дала и Кызыл-кум жара летом достигает 45—46°. Наивысшая температура воздуха в Казахстане отмечалась в июле 1944 г. в районе ст. Чардара (на крайнем юге Южно-Казахстанской области) и была равна 47°.

Больших значений абсолютные максимумы температуры достигают и в горах. Так, например, по Заилийскому Алатау на высоте 2 км над у. м. летние максимумы были равны 30—35°, а на высоте 3 км над у. м. возможно повышение температуры до 21° (Мыш-Джилки).

Вероятность лет с абсолютным максимумом температуры $\geq 40^\circ$ в северных районах невелика и равна 10—15%, т. е. такие температуры наблюдаются 1—2 раза в 10 лет. На большей части территории вероятность их составляет 20—30%, а на восточном побережье Каспийского моря и в предгорьях юга и юго-востока республики — 5—10% лет.

Для юга республики характерно ежегодное или почти ежегодное повышение суточных температур до 40°, и выше, причем они бывают стабильными и держатся по 4—5 дней подряд и более. Например, в Кызыл-Орде с 26 по 30/VII 1943 г. максимальная температура колебалась в пределах 40—42°.

В северных областях число дней с максимальной температурой выше 35° за период май — август в среднем составляет 1—4, а в отдельные годы даже 10—15 дней. В южных районах республики таких дней в среднем 30, в отдельные годы число их колеблется от 10 до 40.

В зимние месяцы даже в северных областях Казахстана возможны оттепели почти в 50% всех зим, но с незначительным повышением температуры выше 0° и лишь в редких случаях до 4—5°. Обуславливаются они в основном адвекцией тепла с юга.

Оттепели зимой в южных областях являются характерной чертой местного климата. Наблюдаются они здесь часто и проявляются с большой интенсивностью. На крайнем юге республики во время зимних оттепелей температура воздуха повышается до 20—25° тепла. По своему характеру они являются радиационно-адвективными. В период оттепелей снежный покров сильно разрушается и даже сходит совсем, если он достаточно продолжителен.

Практически важным показателем термических условий является режим абсолютных минимумов температуры воздуха. Характер распределения их по Казахстану до некоторой степени напоминает распределение средних температур самого холодного месяца — января (рис. 86).

В Казахстане наряду с наблюдающимися высокими температурами летом, достигающими на юге республики почти рекордных значений в СССР и уступающих только Узбекистану (49,5°), зимой отмечаются жестокие морозы. Особенно в этом отношении выделяется северо-восточная часть Казахстана, где абсолютные минимумы температуры достигают —45, —50° и ниже.

Обычно сильные зимние морозы в Казахстане связаны с процессами интенсивного развития сибирского максимума, а также с местным орographicким антициклогенезом во вторгающихся с северо-запада и се-

вера арктических массах воздуха, которые в процессе радиационной трансформации над снежным покровом еще более выхолаживаются.

Абсолютный минимум температуры воздуха как величина, до известной степени случайная, не всегда может быть достаточно полной и устойчивой характеристикой морозоопасности той или иной местности. Наиболее удобным и надежным индексом в этом отношении следует считать средний многолетний абсолютный минимум температуры воздуха, полученный путем осреднения абсолютных минимумов за много лет. Соответствующие выборочные характеристики термического режима Казахстана представлены в табл. 75.

Таблица 75

Средний из абсолютных минимумов температуры воздуха (град.)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Петропавловск	-37	-33	-29	-15	-3	3	6	4	-3	-12	-25	-34	-38
Акмолинск	-40	-38	-31	-14	-2	4	8	4	-2	-11	-26	-34	-42
Семипалатинск	-37	-34	-28	-12	-2	3	9	6	-1	-10	-24	-32	-40
Орловский поселок	-47	-42	-37	-23	-8	-3	1	-3	-9	-17	-36	-44	-47
Уральск	-32	-32	-26	-10	-1	5	9	6	-1	-9	-20	-29	-34
Гурьев	-26	-24	-18	-5	3	10	14	10	3	-6	-15	-22	-29
Кзыл-Орда	-28	-23	-16	-3	2	10	12	9	2	-6	-14	-21	-29
Чимкент	-21	-16	-10	-1	4	9	12	10	4	-3	-12	-17	-24
Алма-Ата	-25	-20	-13	-3	2	8	11	10	4	-6	-16	-20	-27

Распределение по территории республики среднего из абсолютных минимумов температуры воздуха за год носит в общем широтный характер (рис. 94). На самом крайнем юге он колеблется от -17° до -25° , а на северо-востоке (Алтай) снижается до -45° и менее. На остальной, преобладающей, части равнинного Казахстана средний за год абсолютный минимум температуры воздуха изменяется преимущественно от -25° в южных широтах до -40° и ниже в северных.

Наиниžшие пределы температуры из года в год колеблются в значительных пределах. Вероятность наступления абсолютного минимума температуры в отдельные годы при различных значениях средней из абсолютных минимумов температуры дана в табл. 76.

Имеет также значение и повторяемость низких температур, которая представлена данными пунктов, расположенных в основных природных зонах Казахстана (табл. 77).

В северных областях Казахстана число дней с минимальной температурой ниже -20° за год составляет 65—70. С продвижением на юг повторяемость их постепенно уменьшается. В южных областях республики исчисляется в 5—10 дней за год.

Число дней с минимальными температурами за год ниже -25° на севере составляет 37—40, а юге 1—5. Повторяемость еще более низких минимальных температур, от 30° и менее, на севере республики в среднем равна 14—16 дням, на юге такие температуры наблюдаются не ежегодно, в среднем 1—7 случаев в 10 лет. Минимальные температуры -35° и ниже в северных областях в среднем отмечаются 3—5 дней в год, в южных исключительно редко — 4 случая в 100 лет, или 1 раз в 25 лет.

Вероятность наступления абсолютного минимума температуры воздуха в отдельные годы ниже указанной величины при определенных значениях среднего из абсолютных годовых минимумов (°/о)

Средний из абсолютных годов. минимумов температуры (град.)	Абсолютный минимум температуры воздуха в отдельные годы (град.)																							
	-8	-10	-12	-14	-16	-18	-20	-22	-24	-26	-28	-30	-32	-34	-36	-38	-40	-42	-44	-46	-48	-50	-52	-54
-48																		100	75	65	50	20	15	3
-44														100	95	90	85	60	50	25	5	3		
-40											100	95	90	90	80	70	50	30	10	5	2			
-36											100	95	90	75	50	25	15	5	1					
-32										100	95	85	70	50	25	15	5	3						
-28								100	90	75	50	35			2									
-24							100	50																
-20			100	85	60	50	45	25																
-17	100	95	80	70	50	40	30	15	10	5	3													

Число дней с минимальной температурой $\leq -20^\circ$, $\leq -25^\circ$, $\leq -30^\circ$ и $\leq -35^\circ$

Минимум температуры воздуха ниже (град.)	X	XI	XII	I	II	III	IV	Год
Акмолинск								
-20	0,03	6	15	21	19	9	04	70
-25		3	9	13	11	4		40
-30		1	4	5	5	1		16
-35		0,1	1	1	1	0,1		3
Кзыл-Орда								
-20	0	0,8	3	6	5	0,5	0	15
-25		0,2	1	2	2	0,1		5
-30			0,2	0,3	0,1	0,02		0,6
-35				0,04				0,04
Алма-Ата								
-20	0	0,5	2	3	2	0,1		8
-25		0,1	0,6	0,7	0,5			2
-30			0,2	0	0,2			0,4
-35					0,1			0,1
Чимкент								
-20	0	0,5	2	2	0,7	0,2		5
-25		0,2	0,3	0,3	0,2			1
-30		0,03	0,03					0,06
-35								0

Наиболее холодные месяцы (январь и февраль) характеризуются наибольшей повторяемостью низких температур и в отдельные годы большой их неустойчивостью. Так, на севере и юге Казахстана повторяемость низких суточных температур колеблется в следующих пределах (табл. 78).

Несомненный интерес представляют и данные о сочетании низких температур воздуха с сильным ветром. Такие сочетания неблагоприятны для ряда отраслей народного хозяйства и тяжело переносятся человеком. В качестве примера в табл. 79 приводятся данные по району Петропавловска.

Наибольшая вероятность сочетаний низких температур с сильными ветрами (более 15 м/сек) по району Петропавловска приходится на температуры от -5 до -15° . Вероятность температур ниже -15° при сильном ветре в целом за холодный период значительна и составляет 22%, а для наиболее холодного периода года (декабрь — февраль) — 33%. Как правило, такой тип погоды сопровождается сильной метелью. Жесткие бураны типичны для северных районов Казахстана. Они

бывают иногда настолько интенсивны и устойчивы, что на некоторое время закрываются пути сообщения.

Таблица 78

Пределы колебания низких суточных температур воздуха

Районы Казахстана	Минимум температуры ниже (град.)	Число дней в отдельные годы	
		наименьшее	наибольшее
Северные	-20	3	30
	-25	0	27
	-30	0	19
	-35	0	10
Южные (исключая горные районы)	-20	0	7
	-25	0	3
	-30	0	1
	-35	0	1

Таблица 79

Вероятность различных температур воздуха в сочетании с сильным ветром ($0/10$). Петропавловск

Месяц	Температура воздуха (от—до)						
	≥ 0	-0,1 -5,0	-5,1 -10,0	-10,1 -15,0	-15,1 -20,0	-20,1 -25,0	-25,1 -30,0
Ноябрь	12	29	38	15	6		
Декабрь	2	19	24	30	19	6	
Январь	3	5	20	36	20	11	5
Февраль	2	13	35	12	21	17	
Март	12	26	40	18	3	1	
Ноябрь — март	6	18	31	23	14	7	1
Декабрь — февраль	2	12	25	28	20	11	2

Экстремально холодные и экстремально теплые годы

Резко континентальный характер климата Казахстана и значительная неустойчивость макроциркуляционных процессов приводит к резким колебаниям на его территории термических условий. Благодаря этому здесь отмечаются то очень суровые, то очень теплые месяцы и сезоны года.

Поскольку колебания средних месячных температур в отдельные годы зимой, как уже отмечалось выше, значительны, а летом сравнительно небольшие, то за критерий отбора экстремально холодных и экстремально теплых лет для февраля были приняты соответственно отклонения от нормы -10° и более и $+8^\circ$, а для июля $\pm 3^\circ$.

За период 1891—1954 гг. экстремально холодный февраль отмечался 7 раз (1891, 1929, 1931, 1942, 1945, 1951 и 1954 гг.), что составляет 11%. Следовательно, из 100 лет в течение 11 средние месячные температуры февраля были ниже нормы на 10° и более.

В экстремально холодные февраль наибольшие отрицательные отклонения средней месячной температуры локализуются в различных частях Казахстана, причем участки, охваченные резким похолоданием, по своему размеру в каждом случае значительно изменялись.

Следует отметить, что чаще других резкому похолоданию подвергался район Джамбула — Уюка. Так, из 7 экстремально холодных лет по февралю 4 года отмечались в этом районе.

К числу лет с особо теплым февралем относятся 1903, 1914, 1935, 1939, 1944, 1946 и 1953 гг.

Подавляющее большинство (95%) экстремально холодных месяцев в зимний период в Казахстане, как показал М. Х. Байдал (КазНИГМИ, 1954), обусловлено преобладанием двух типов процессов — Е и Ш, из которых первый характеризуется мощным вторжением арктических масс воздуха на территорию Казахстана через Западную Сибирь и Урал, а второй — установлением над Казахстаном широтной полосы повышенного давления, приводящего к интенсивному и длительному выхолаживанию воздушных масс.

Что же касается экстремально теплых месяцев в холодный период года, то (по М. Х. Байдалу) они в 84% случаев обуславливаются преобладанием процессов типа С, характеризующегося мощным выносом теплых масс воздуха на север с юга через среднеазиатские республики, а также сочетанием этого типа циркуляции с широтным типом (Ш). Следует отметить, что не было ни одного случая, чтобы экстремально теплый месяц характеризовался преобладанием типа Е.

Экстремально холодный июль отмечался в 1926, 1934, 1938, 1945 и 1946 гг., которые сопровождались аномально частыми вторжениями свежих арктических масс воздуха на территорию Казахстана (тип Е по М. Х. Байдалу). В эти годы значительная отрицательная аномалия температуры охватывала большую часть Казахстана. Однако встречаются годы, когда в июле отрицательная аномалия хотя и значительна, но охватывает лишь меньшую часть территории республики. К таким следует отнести 1930, 1941, 1947 и 1950 гг., из которых первый имел отрицательную аномалию температуры на востоке, второй — на севере, третий — на северо-востоке, а четвертый — на западе Казахстана. Остальная часть территории республики в эти годы характеризовалась незначительными отрицательными или положительными аномалиями в июле.

К числу экстремально теплых месяцев на большей части Казахстана относится июль 1924 и 1931 гг., характеризующийся преобладанием адвекции теплых воздушных масс с юга и юго-запада. В июле 1943, 1944, 1951 и 1956 гг. значительная аномалия температуры воздуха имела место на меньшей части республики (в 1951 г. на западе, а в остальные годы на юго-востоке).

Суточный ход и суточные амплитуды температуры воздуха

С изменением ландшафтных зон изменяется и характер суточного хода температуры. Типичными месяцами в этом отношении для зимы является январь, а для лета — июль. Соответствующие данные построены на основании обработанных многолетних записей термографа, причем выражены они в отклонениях от почасовых норм (рис. 95 и 96).

Различия в суточном ходе температуры воздуха по ландшафтам Казахстана довольно отчетливо заметны в зимний период и особенно ярко выражены летом, как по величине амплитуд, так и по смещению во времени наступления суточного максимума и минимума. Так, с севера на юг республики отмечается последовательный сдвиг суточного максимума на более ранние часы — примерно с 14 часов на севере на

12—13 часов на юге. В южных районах Казахстана минимум, наоборот, отмечается несколько позже, чем на крайнем севере. На средних высотах Заилийского Алатау, в зоне Медео — Мын-Джилки, наблюдается некоторое смещение суточного максимума температуры воздуха на более позднее время, чем это имеет место в прилегающей к горам равнине.

На режиме суточной температуры воздуха сказывается не только изменение в течение времени напряжения солнечной радиации и термические условия почв различных ландшафтов,

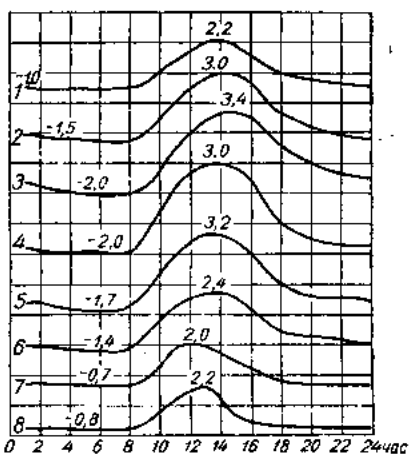


Рис. 95. Суточный ход температуры воздуха в отклонениях от средней многолетней температуры за 24 часа. Январь.

1 — Акмолинск, 2 — Бет-Пак-Дала, 3 — Кызыл-Орда, 4 — Джамбул, 5 — Чимкент, 6 — Алма-Ата, 7 — Медео, 8 — Мын-Джилки.

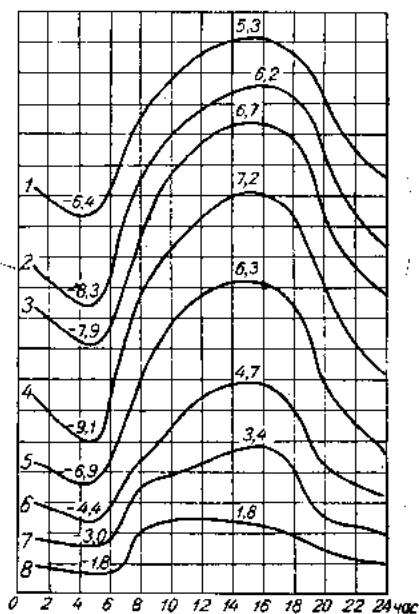


Рис. 96. Суточный ход температуры воздуха в отклонениях от средней многолетней температуры за 24 часа. Июль.

1 — Акмолинск, 2 — Бет-Пак-Дала, 3 — Кызыл-Орда, 4 — Джамбул, 5 — Чимкент, 6 — Алма-Ата, 7 — Медео, 8 — Мын-Джилки.

но и облачность. Последняя, как известно, сказывается на термическом режиме летом в значительно большей степени, чем зимой. Так, суточная амплитуда температуры воздуха в ясные дни зимой и летом несравненно больше, чем в пасмурные дни, причем в зимние месяцы она меньше в 2—2,5 раза, чем в летние. В суточном ходе температуры воздуха максимум в пасмурные дни в январе и в июле падает на 13 часов, а в ясные дни смещается на 15 часов в январе и на 16 часов в июле.

О степени континентальности климата можно судить не только по годовым, но и по суточным амплитудам температуры воздуха. Так, средние суточные амплитуды, изменяясь в пространстве и во времени, имеют хорошо выраженный годовой ход. Из табл. 80 видно, что в летний период средние суточные амплитуды (разность между средними месячными максимальными температурами и средним минимумом температуры) наибольшие, а в холодное время года, наоборот, наименьшие.

Наибольшие суточные амплитуды температуры наблюдаются в северных областях республики в июне и июле (13—15°), а в южных — в августе и сентябре (18—20°).

На севере и юге Казахстана зимой колебания средней суточной амплитуды температуры воздуха значительно меньше, чем летом и осенью.

Средняя суточная амплитуда температуры воздуха (град.)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Петропавловск	8,5	9,1	9,6	10,4	12,6	12,9	11,6	12,0	12,0	9,1	7,6	8,3
Акмолинск	9,7	10,5	10,5	11,4	14,3	15,0	14,3	14,2	14,2	11,3	8,8	9,3
Семипалатинск	9,3	10,2	10,7	12,9	14,6	14,9	14,1	14,3	14,2	11,4	8,3	8,9
Уральск	8,7	9,4	9,4	11,4	14,2	14,5	14,5	15,0	14,6	10,8	7,9	8,2
Кзыл-Орда	8,4	9,4	10,9	13,4	15,2	15,7	16,0	16,2	16,3	14,2	10,4	8,0
Арыс	9,7	10,5	13,8	14,9	16,3	18,7	18,6	18,4	19,8	17,6	12,8	10,4
Или, ж.-д. ст.	13,0	12,5	13,0	15,6	16,0	16,9	18,1	18,8	18,8	16,5	12,0	11,2
Алма-Ата	9,8	10,0	9,7	11,1	11,0	11,3	12,4	12,7	12,4	11,2	9,5	9,5
Мелео	8,1	9,7	9,4	9,0	9,0	9,1	9,6	9,2	9,0	8,9	9,1	7,8

В отдельные дни возможны колебания амплитуды температуры, достигающие 25—32°. В южных районах республики столь большие амплитуды имеют место преимущественно в теплое время года, а в северных районах и в зимний период. Среднее число дней с амплитудами выше 25° на крайнем юге равно 4 за год, на севере же республики 0,5—0,7, т. е. 5—7 случаев в 10 лет.

Заморозки

Устойчивые морозы устанавливаются на севере Казахстана в среднем с середины ноября, в центральной части 20—25/XI, а в южной — в конце декабря. Конец устойчивых морозов наступает в северных районах республики в конце марта. По мере продвижения на юг окончание устойчивых морозов последовательно смещается на более ранние сроки. Так, в южных областях, за исключением горных районов, они прекращаются в начале марта.

Длительность периода с устойчивыми морозами различна в разных частях республики, возрастая с юга на север от 80 до 130 дней.

Южные равнинные районы республики характеризуются отсутствием периода с устойчивыми морозами, так как зимой здесь часто наблюдаются оттепели.

Годовое число дней с морозом в северных районах республики в среднем равно 200 и более, а в южных составляет 80—100, т. е. почти вдвое меньше, чем на севере (рис. 97 а). Среднее число дней без оттепели в северных областях составляет 130—140, резко снижаясь к югу. На крайнем юге Казахстана отмечается в среднем всего лишь 20—30 дней в год (97 б).

В самые холодные месяцы (январь, февраль) на севере республики максимально в отдельные годы бывает 1—2 дня с оттепелью за месяц, тогда как на юге они почти постоянны (табл. 81 и 82).

Особенностью климата Казахстана являются поздневесенние и раннеосенние заморозки, которые представляют собой одно из наиболее неблагоприятных для сельского хозяйства явлений погоды.

Весеннее время в Казахстане, как отмечалось выше, отличается наиболее интенсивным в году ростом температуры, однако повышение ее обычно идет неравномерно. Так, вслед за резким потеплением часто сле-

дуют не менее резкие похолодания, обычно сменяющиеся новым потеплением. Возвраты холодов и заморозки, т. е. понижения температуры до отрицательных значений, вызываются вторжениями арктического воз-

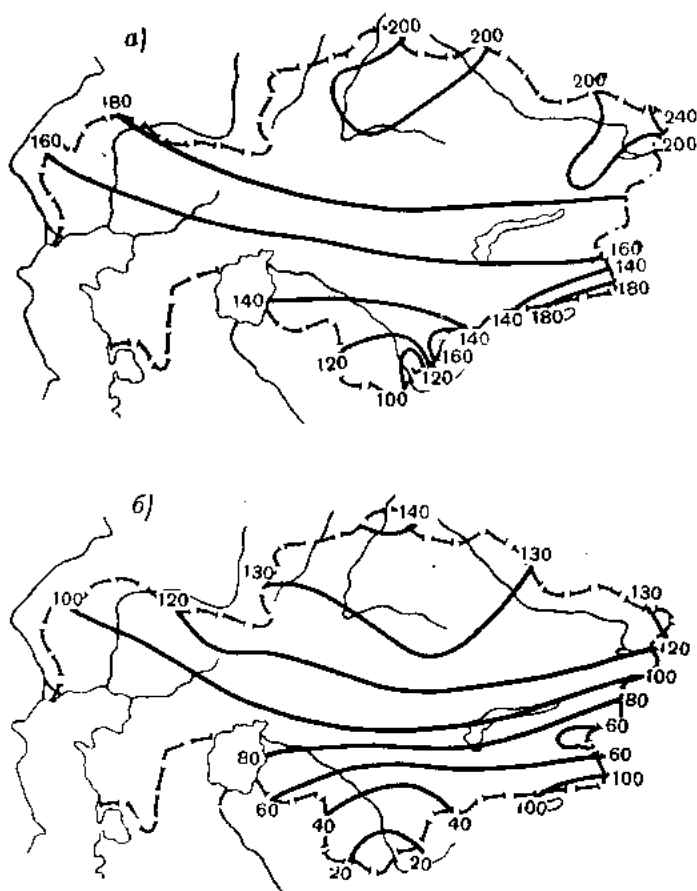


Рис. 97. Среднее число дней с морозом (а) и без оттепели (б).
Год.

духа с северо-запада и севера с последующим радиационным выхолаживанием. Иногда такие вторжения сопровождаются выпадением снега и даже образованием кратковременного снежного покрова.

Таблица 81

Число дней с морозом

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Ақмолинск	31	28	31	19	5	0,2	0	0,1	5	19	29	31	198
Семипалатинск	31	28	30	16	3	0	0	0	2	14	28	31	183
Уральск	31	28	30	14	2	0,04	0	0,04	2	15	25	30	177
Қзыл-Орда	31	27	23	4	0,03	0	0	0	0,4	9	24	30	148
Чимкент	26	20	12	1		0	0	0	0,04	3	14	22	98

Число дней без оттепелей

Станция	Число дней без оттепелей												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Акмолинск	30	27	25	4	0	0	0	0	0	2	19	30	137
Семипалатинск	30	25	18	2	0,04	0	0	0	0	1	15	28	119
Уральск	30	26	20	2	0	0	0	0	0	0,6	10	26	115
Кзыл-Орда	25	16	5	0	0	0	0	0	0	0,05	6	21	73
Чимкент	11	5	2	0	0	0	0	0	0	0	2	8	28

Даты последних весенних и первых осенних заморозков, а также продолжительность безморозного периода колеблются из года в год в больших пределах (табл. 83).

Таблица 83

Первый и последний мороз и продолжительность безморозного периода в воздухе

Станция	Дата последнего мороза			Дата первого мороза			Продолжительность безморозного периода (дни)		
	средняя	самая ранняя	самая поздняя	средняя	самая ранняя	самая поздняя	средняя	най-меньшая	наибольшая
Кустанай	23 V	27 IV	10 VI	18 IX	25 VIII	5 X	117	91	147
Кокчетав	23 V	27 IV	22 VI	20 IX	25 VIII	12 X	119	78	144
Акмолинск	14 V	21 IV	7 VI	15 IX	26 VIII	3 X	123	86	156
Семипалатинск	9 V	13 IV	30 V	27 IX	6 IX	9 X	140	102	163
Уральск	7 V	15 IV	10 VI	27 IX	4 IX	22 X	142	114	177
Гурьев	18 IV	22 III	9 V	12 X	25 IX	11 XI	176	169	202
Кзыл-Орда	13 IV	17 III	12 V	8 X	15 IX	6 XI	177	137	213
Алма-Ата	15 IV	22 III	16 V	14 X	23 IX	30 X	181	139	213
Туркестан	5 IV	13 III	30 IV	19 X	18 IX	2 XI	196	145	217

Различия в средних датах последнего весеннего заморозка между югом и севером Казахстана значительны и в среднем составляют около 2 месяцев.

Наиболее поздними заморозками отличаются северные области республики, где они прекращаются в среднем между 15—25/V, а на крайнем северо-востоке и в западной части Кустанайской области — 30/V и несколько позже. Центральная полоса Казахстана характеризуется более ранним окончанием весенних заморозков — между 20/IV и 15/V. На самых южных окраинах республики, исключая горные районы, последние заморозки в среднем наблюдаются в конце марта и в первой декаде апреля.

Как видно на рис. 98—100, широтное распределение окончания заморозков наиболее резко нарушается под влиянием рельефа. В зависимости

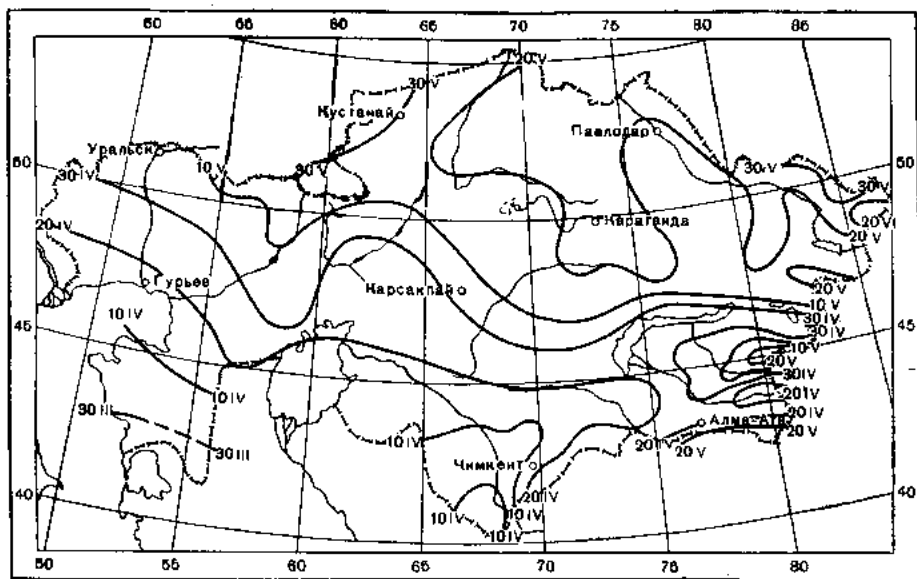


Рис. 98. Средняя дата последнего весеннего заморозка и начала безморозного периода.

от условий местоположения время окончания заморозков даже в сравнительно близко расположенных пунктах может сильно различаться. Приведенные выше данные отражают условия ровного открытого места.

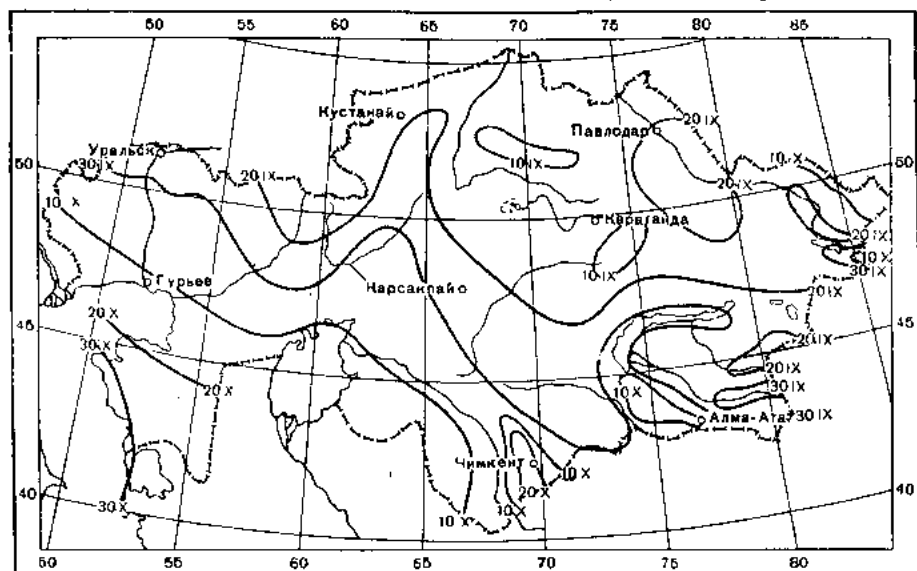


Рис. 99. Средняя дата первого осеннего заморозка и окончания безморозного периода.

На вершинах же и склонах холмов обычно заморозки прекращаются раньше и начинаются осенью позже, чем в условиях открытой ровной местности. Особенно морозоопасными являются котловины, долины, поляны и сырые низины, где застаивается стекающий холодный воздух. Здесь, наоборот, наблюдаются более поздние заморозки весной и более

ранние осенью, в результате чего значительно сокращается безморозный период.

Поправки, которые необходимо придать к средним значениям, чтобы получить даты последнего и первого заморозка и продолжительность безморозного периода для различных типов местоположения, даны в табл. 40.

По мере поднятия вверх наблюдается запаздывание сроков прекращения заморозков весной. Так, например, на крайнем юго-востоке на

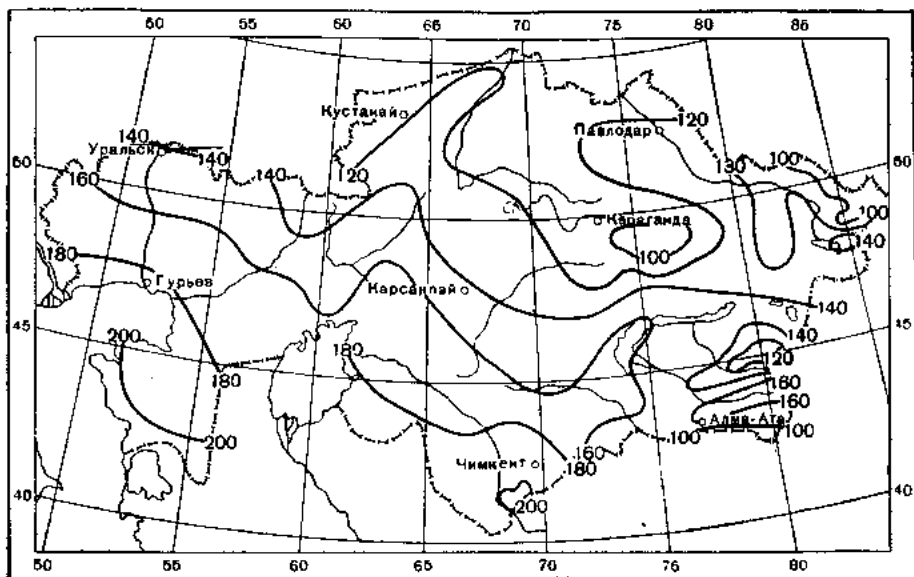


Рис. 100. Средняя продолжительность безморозного периода (дни).

равнине заморозки прекращаются в среднем в половине апреля, тогда как на Заилийском Алатау (2,5—3 км над у. м.) окончание заморозков относится к половине июня. На больших высотах они наблюдаются в течение всех летних месяцев.

В отдельные годы заморозки в северных областях Казахстана возможны 15—25/VI, в южных же последние наблюдаются до 10/V.

Первые осенние заморозки раньше всего наблюдаются в северных областях республики — в среднем между 15 и 20/IX (рис. 99).

На крайнем юге Казахстана средняя дата их появления колеблется между 15—25/X, т. е. почти на месяц позже, чем на севере.

В некоторые годы осенние заморозки начинаются значительно раньше. Так, в северной части республики они отмечались 10—30/VIII, однако вероятность их в этом месяце сравнительно велика (1 раз в 10—30 лет). В самых южных областях республики в отдельные годы заморозки могут быть в первой половине сентября. Вероятность их в этом месяце составляет 5—10% лет, т. е. заморозки наблюдаются 1 раз в 10—20 лет.

Вероятность первого и последнего заморозка в отдельные годы ранее указанных дат и вероятность продолжительности безморозного периода более указанной величины даны в табл. 84, 85, 86. Данные этих таблиц позволяют легко определить наиболее часто наблюдающиеся при известной средней величине градации даты последнего и первого заморозка в воздухе и различную продолжительность безморозного периода.

Вероятность различной продолжительности безморозного периода в воздухе в отдельные годы более указанных величин ($0/10$)

Средняя продолжительность безморозного периода (дни)	Продолжительность безморозного периода в отдельные годы (дни)															
	60	75	90	105	120	135	150	165	180	195	210	225	240	255	270	
100	100	90	80	50	25	5										
120		100	85	70	50	20	.									
140			100	95	90	60	20	5								
160				100	95	90	65	50	25	5						
180						100	95	85	50	10	5					
200							100	95	75	50	30	10	5			
210								100	95	75	50	20	10	5	.	

Примечание. Точка (•) обозначает вероятность менее 30%.

Наиболее опасными для растительности являются поздние весенние заморозки в период установления устойчивых среднесуточных температур выше 10° , т. е. в период наиболее бурного развития. Опасны также ранние заморозки во второй половине лета или в начале осени. Следует отметить, что как в первом, так и во втором случае они менее интенсивны.

Число дней с заморозками в воздухе в этот период невелико. В среднем на большей части территории республики отмечается 2—4 дня с заморозками, в отдельные годы возрастая до 10—15 дней. На поверхности почвы заморозки наблюдаются чаще, в среднем 5—8 дней за рассматриваемый период, в некоторые же годы 15—20, а в южных районах даже 25—30 дней.

Заморозки на поверхности почвы заканчиваются позже и появляются осенью раньше, причем отличаются наибольшей интенсивностью. Так, средняя разность температуры заморозков в период устойчивых среднесуточных температур выше 10° по территории республики колеблется в пределах 2—5°, в отдельные дни максимальная разность может достигать 10—13°.

Степень опасности заморозка для сельскохозяйственных растений весьма различна и зависит от целого ряда факторов — от времени наступления, интенсивности и устойчивости его, фазы развития культуры и т. д.

В табл. 87 приводится вероятность заморозков различной интенсивности по декадам для ряда станций, расположенных в различных природных зонах республики. Данные этой таблицы показывают, что интенсивность и вероятность как поздних весенних, так и ранних осенних заморозков уменьшаются по мере общего повышения температуры воздуха, т. е. в зависимости от близости летнего периода, и по мере перемещения с севера на юг республики.

Изменения и колебания температуры воздуха

Изменение температурного режима в Казахстане возможно в широких пределах. Для оценки характера этих изменений во времени использован метод сглаживания так называемых скользящих средних. Полу-

Вероятность лет с заморозками в воздухе различной интенсивности по декадам (%)

Станция	Минимум температуры воздуха ниже (град.)	Апрель			Май			Июнь	Август	Сентябрь			Октябрь		
		1	2	3	1	2	3	1	3	1	2	3	1	2	3
Акмолинск	0	100	98	92	67	46	25	13	7	35	45	80	96	100	100
	-1	98	92	80	58	42	22	4	2	20	33	76	94	98	100
	-3	96	80	52	46	27	6			4	8	31	74	90	98
	-5	92	62	34	28	6				2		21	47	76	96
Уральск	0	97	91	79	48	33	15	6		3	21	52	82	97	100
	-1	91	85	69	39	21	9	3		3	9	27	79	94	100
	-3	88	40	36	15	12						6	42	70	85
	-5	76	33	14	3							3	27	58	61
Кзыл-Орда	0	71	21	34	18	3					8	21	52	71	95
	-1	66	10	24	5	3					3	13	36	62	88
	-3	37	5	3	3							3	21	40	74
	-5	18	3										7	21	52
Алма-Ата	0	74	41	28	15	3	3					5	23	56	80
	-1	67	38	20	13							5	18	43	67
	-3	38	8	10	3								8	20	51
	-5	18	5	3									5	13	36

ченные таким способом данные показывают, насколько неустойчивы 10-летние средние месячные температуры воздуха (рис. 101, 102). Для большей полноты освещения Казахстана в этом отношении дополнительно привлечены соответствующие характеристики по Оренбургу и Барнаулу.

Изменения температуры повсеместно носят колебательный характер. Строгой периодичности не наблюдается. Из всех сезонов года зима выделяется наиболее продолжительными отрезками времени то спада, то подъема температуры. Следует отметить, что средние температуры воздуха, вычисленные за разные 10 лет по Казахстану, Оренбургу и Барнаулу, могут различаться в зимние месяцы на 5—7°, а в летние — только на 2—3°. Таким образом, лето повсеместно в термическом отношении является наиболее устойчивым сезоном года.

Суммы температур воздуха за теплый период

Потребность растений в тепле может быть выражена суммой температур выше определенных пределов. Последний определяется для каждого вида растений в зависимости от того, при каких температурах оно начинает вегетировать.

Термические ресурсы в виде такого показателя в различных частях республики изменяются в очень широких пределах. Колебания сумм средних суточных температур воздуха за устойчивый период с температурой выше 0° возможны на территории республики от 2400 до 5000°, выше 5° — от 2300 до 4800°, выше 10° — от 2050 до 4500° и выше 15° — от 1400 до 4000° (рис. 103).

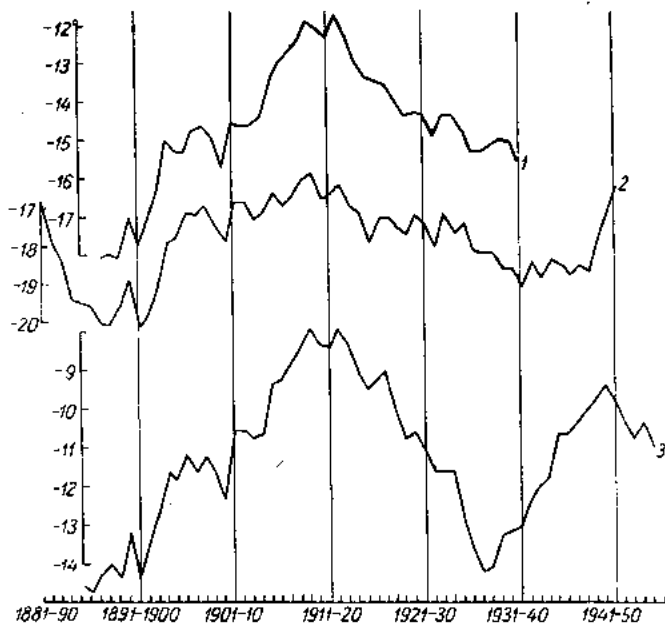


Рис. 101. Скользящие 10-летние средние месячные температуры воздуха. Январь.

1 — Оренбург, 2 — Барнаул, 3 — Казанинск.

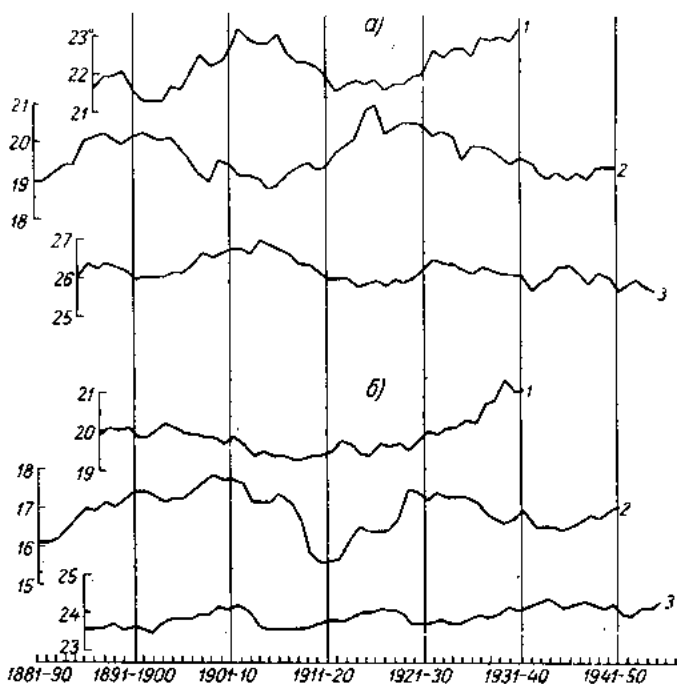


Рис. 102. Скользящие 10-летние средние месячные температуры воздуха. Июль (а), август (б).

1 — Оренбург, 2 — Барнаул, 3 — Казанинск.

Наиболее обеспеченными теплом являются южные равнинные районы Казахстана, наименее — северные (лесостепные и степные) и меньше всего — горные и высокогорные. Так, например, на юго-востоке республики на высоте 3000 м над у. м. (северный склон Заилийского Алатау) сумма средних суточных температур выше 0° составляет всего лишь 700°, а выше 5°—480°. Устойчивый период со средней суточной температурой выше 10° на этой высоте отсутствует.

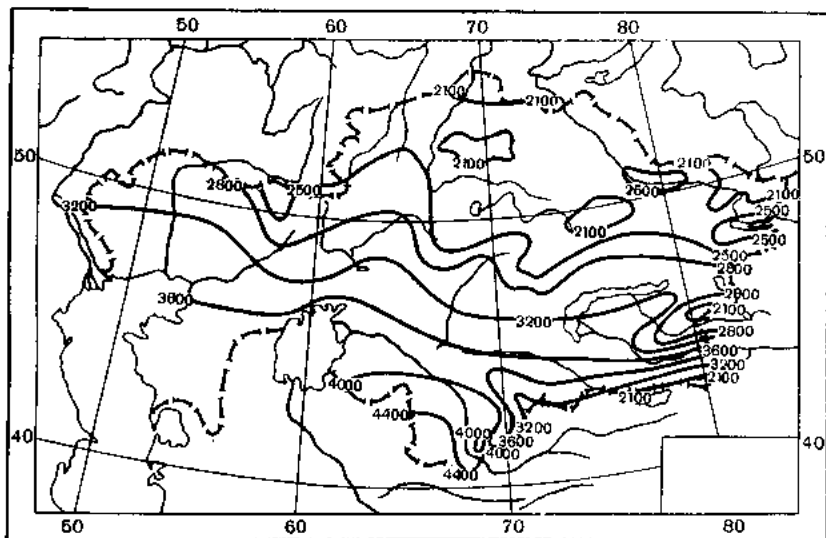


Рис. 103. Суммы средних суточных температур воздуха выше 10°.

Несмотря на общую закономерность убывания сумм тепла с юга на север, на территории Казахстана наблюдается большая пестрота в их распределении, что связано с сильной расчлененностью территории.

Градиенты изменения сумм средних суточных температур воздуха на северных склонах Казахского мелкосопочника для сумм температур выше 5° на каждые 100 м поднятия составляют (по И. А. Гольцберг) 100°, выше 10°—110°, а более 15°—130°.

Расчеты изменения сумм средних суточных температур выше 10° по северному склону Заилийского Алатау показали, что убывание их от 450 до 1500 м над у. м. происходит медленнее, чем от 1500 до 2500 м. В первом случае градиент равен 130°, а во втором 170°. Увеличение градиента на больших высотах связано со значительным ростом крутизны на единицу площади. В среднем по склону сумма средних суточных температур выше 10° убывает на 150° на каждые 100 м поднятия.

Глава XI

ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА

Режим влажности воздуха в течение года обуславливается характером циркуляционных процессов, в частности сменой воздушных масс различного происхождения, температурой воздуха, характером и высотой подстилающей поверхности, количеством и режимом выпадающих осадков и испарением.

В континентальных климатических условиях Казахстана годовой режим влажности ярко выражен. В холодные месяцы зимы влагосодержание воздуха на всей территории республики является наимень-

шим в году, а относительная насыщенность его водяными парами наибольшей. В теплое время года, особенно летом, эти соотношения изменяются и становятся обратными. Засушливый климат равнинной территории республики особенно отчетливо проявляется в низких значениях относительной влажности воздуха и в большом дефиците влаги в период теплового полугодия.

О влажности воздуха можно судить по величине абсолютной, относительной влажности, а также по дефициту. Последние две характеристики особенно важны, так как относительная влажность характеризует степень насыщенности воздуха водяным паром, а дефицит влажности дает представление о возможном испарении.

Абсолютная влажность воздуха

Характер распределения абсолютной влажности воздуха на территории Казахстана находится в строгой зависимости от физико-географических особенностей ландшафтных зон. В Северном Казахстане на фоне степных пространств, перемежающихся лесными массивами и бесчисленными озерами, средняя годовая абсолютная влажность составляет 6—7 мб (табл. 88). В центральной части республики (в пустынных и полупустынных районах) она понижается до 5,6—5,9 мб, а в предгорных и горных районах вновь увеличивается, достигая 7,8—8,5 мб в среднем за год.

Влияние крупных озер и водоемов на величину абсолютной влажности значительно, но оно ограничивается узкоприбрежной зоной. Так,

Таблица 88

Средняя абсолютная влажность воздуха (мб)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Уральск	1,9	2,1	3,6	6,4	9,5	12,3	14,0	11,7	9,1	6,4	4,8	2,4	7,0
Гурьев	2,9	2,9	4,7	7,5	11,2	14,7	17,7	15,6	11,6	8,0	5,3	3,7	8,8
Форт Шевченко	4,5	4,3	5,7	8,3	12,7	17,9	21,2	18,9	13,5	9,7	6,5	4,9	10,7
Петропавловск	1,3	1,5	2,1	5,3	8,7	12,8	14,9	13,1	9,1	5,5	3,3	1,9	6,6
Кустанай	1,9	1,7	2,7	5,9	8,8	12,9	14,0	12,7	8,9	5,7	3,7	2,0	6,7
Кокчетав	1,6	1,6	2,1	4,9	8,1	11,7	13,7	12,0	8,3	5,5	3,2	2,0	6,2
Караганда	1,7	1,9	2,8	5,3	7,7	10,3	11,7	10,3	7,5	5,5	3,6	2,1	5,9
Карсакпай	1,5	1,5	2,8	6,0	7,9	9,6	10,9	9,7	6,9	5,5	3,7	2,4	5,7
Аральское Море	2,3	2,1	4,1	6,8	9,5	11,9	13,5	12,1	8,8	6,8	4,5	2,7	7,1
Кзыл-Орда	3,2	3,5	5,3	7,3	9,7	13,1	14,3	12,8	9,1	6,3	4,5	3,6	7,7
Туркестан	4,3	4,8	6,1	8,5	10,0	10,9	10,7	9,1	7,1	6,1	4,9	5,1	7,3
Чимкент	4,1	4,9	6,5	10,1	11,5	12,9	13,1	10,7	7,9	6,9	5,6	4,8	8,2
Бет-Пак-Дала	2,4	2,6	4,0	6,4	7,3	9,3	10,4	9,1	6,6	5,2	4,0	3,0	5,9
Джамбул	3,6	4,3	6,0	8,7	11,7	13,9	14,7	12,8	9,6	7,3	5,3	4,4	8,5
Семипалатинск	1,6	1,6	2,8	5,3	8,4	12,1	13,9	12,5	8,5	5,5	3,3	2,1	6,5
Усть-Каменогорск	1,6	1,6	2,8	5,5	9,2	13,9	15,6	13,6	9,1	5,9	3,3	2,1	7,0
Катон-Карагай	1,6	1,7	2,5	4,4	7,5	11,2	12,8	11,5	7,9	4,9	2,4	1,7	5,8
Талды-Курган	2,6	3,0	4,7	7,0	9,6	12,0	12,9	11,2	7,7	6,2	4,3	3,0	7,0
Или, ж.-д. ст.	2,4	2,8	5,1	7,5	10,1	12,4	13,1	11,2	8,5	6,8	4,4	3,2	7,3
Алма-Ата	2,7	3,2	4,9	7,6	10,1	12,5	13,3	11,3	8,5	6,4	4,4	3,2	7,3

вдоль побережья Каспийского моря средняя годовая абсолютная влажность воздуха колеблется в пределах 9—11 мб, являясь наибольшей для равнинного Казахстана.

В холодное время года (с декабря по февраль) средняя месячная абсолютная влажность воздуха колеблется в пределах 1,5—4,0 мб (различия по территории лежат примерно в пределах 3 мб). Таким образом, зимой на юге она в 1,5—2 раза выше, чем на севере, что объясняется прежде всего сравнительно теплыми зимами Южного Казахстана (ч. II, гл. X).

Заметное увеличение абсолютной влажности воздуха в весенний период на всей территории Казахстана отмечается с марта. В северных районах республики средняя месячная абсолютная влажность возрастает до 2,1—2,8 мб, а в крайних южных — до 5—6 мб, что обусловлено значительным ростом температуры воздуха в сочетании с общим ростом выпадения осадков и сходом снежного покрова.

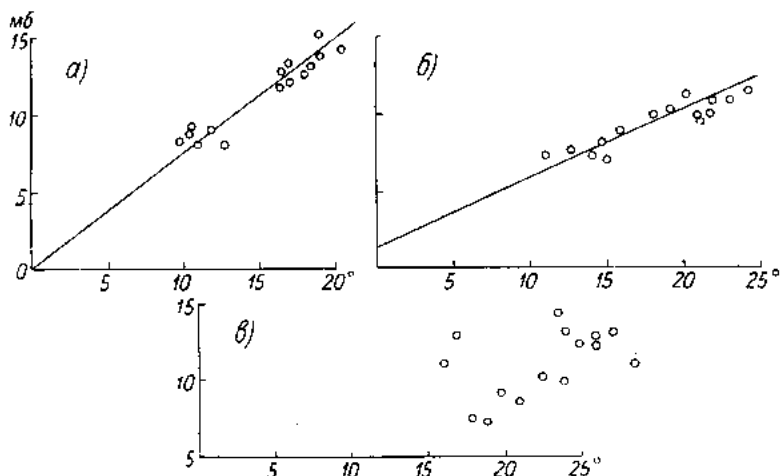


Рис. 104. Зависимость средней месячной абсолютной влажности воздуха от средней температуры воздуха для Северного (а), Центрального (б) и Южного (в) равнинного Казахстана.

В апреле устанавливается распределение влажности, свойственное весне и началу лета. Наибольшие значения влажности (8,0—10,0 мб) отмечаются на юго-западе Казахстана, наименьшие — на севере и северо-востоке (4,9—5,0 мб). В мае преимущественно за счет дальнейшего роста температуры воздуха влажность в северных степных и лесостепных районах возрастает до 8 мб, а на юге республики — до 10—11 мб. В июне на большей части Казахстана абсолютная влажность составляет уже 10—12 мб, а около крупных водоемов около 14—17 мб (Форт Шевченко).

В июле и августе средние значения абсолютной влажности на всей территории близки между собой: в июле 13—15 мб, а в августе 10—15 мб. Это связано с тем, что в летнее время территория республики характеризуется большим поступлением солнечного тепла, положительными значениями радиационного баланса и периодическими трансформационными процессами прогревания воздушных масс, в результате чего температурные контрасты между севером и югом республики значительно сглаживаются.

Если в теплый период года в северных и центральных районах Казахстана отмечается закономерное увеличение абсолютной влажности с ростом температуры воздуха (рис. 104), то на юге эта связь нару-

шается. Последнее обусловлено широким развитием процессов конвекции и турбулентного перемешивания воздуха над полупустынями и пустынями юга, в результате чего влага уносится в верхние слои тропосферы. Это хорошо подтверждается суточным ходом абсолютной влажности (рис. 105). Дневная депрессия абсолютной влажности воздуха в южных районах достигает больших значений при возможной амплитуде колебаний 8 мб и более (Алма-Ата).

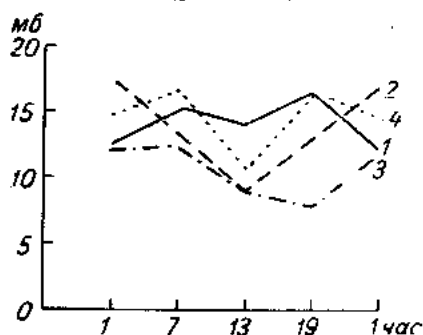


Рис. 105. Суточный ход абсолютной влажности воздуха (по срочным наблюдениям за 30/VII 1958 г.). 1 — Петропавловск, 2 — Алма-Ата, 3 — Караганда, 4 — Кзыл-Орда.

Зависимость абсолютной влажности воздуха одновременно от осадков и температуры воздуха в северных и центральных районах выражена хорошо. На крайнем юге республики, в зоне пустынь, абсолютная влажность зависит в основном от температуры воздуха, поскольку незначительные и редкие осадки в этих районах носят преимущественно ливневый характер и недостаточно увлажняют почву и воздух.

Небольшое повышение влажности отмечается в летнее время на берегах крупных водоемов, но с удалением от побережья влияние их почти незаметно. Так, например, если по району Гурьева в июле 1950 г. отмечалась средняя месячная абсолютная влажность, равная 15,2 мб, то на расстоянии 50 км от побережья Каспийского моря (Косчагыл) она была равна уже только 12,4 мб.

С августа по всему Казахстану отмечается постепенное уменьшение абсолютной влажности. Наибольшее падение происходит от августа к сентябрю, что связано со значительным уменьшением осадков и испарения при общем понижении температуры воздуха. Величина абсолютной влажности в сентябре изменяется в пределах Казахстана в среднем многолетнем от 7 до 9 мб, а в октябре — от 5 до 6 мб с некоторым увеличением около крупных водоемов.

Годовой режим абсолютной влажности в горах имеет много общего с условиями равнин. Так, годовой максимум отмечается в июле, а минимум — в январе (табл. 89). С высотой местности величина абсолютной

Таблица 89

Средняя месячная и годовая абсолютная влажность воздуха (мб) на северном склоне Заилийского Алатау

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Или, ж.-д. ст.	2,4	2,8	5,1	7,5	10,1	12,4	13,1	11,2	8,5	6,8	4,4	3,2	7,3
Алма-Ата	2,7	3,2	4,9	7,6	10,1	12,5	13,3	11,3	8,5	6,4	4,4	3,2	7,3
Медeo	1,9	2,1	3,5	5,9	7,9	10,4	11,6	9,9	7,3	5,1	3,1	2,0	5,9
Верхний Горельник . . .	1,3	1,3	2,7	4,7	6,7	8,8	9,9	8,3	6,4	4,3	2,4	1,7	4,9
Мын-Джилки	0,8	1,2	1,7	3,2	4,5	6,7	7,4	6,7	4,8	2,9	1,6	1,1	3,6

влажности соответственно падает. Как видно из табл. 89, средняя годовая абсолютная влажность воздуха на северном склоне Заилийского Алатау изменяется от 7,3 мб (Или, 450 м над у. м.) до 3,6 мб (Мын-

Джилки, 3030 м над у. м.). Годовой ход влажности сопряжен в основном с годовым режимом температуры воздуха. Однако существенной особенностью в данном случае является различие в интенсивности нарастания температуры и влажности весной и понижения их значений осенью. Температура воздуха весной растет быстрее, чем происходит обогащение его влагой, а осенью падение температуры происходит медленнее, чем падение абсолютной влажности воздуха.

Годовая амплитуда абсолютной влажности воздуха в лесостепных районах Северного Казахстана составляет 12—13 мб, в районах Центрального Казахстана — 9—10, Южного — 6—9 мб. Уменьшение годовой амплитуды абсолютной влажности воздуха обусловлено уменьшением годовой амплитуды температуры воздуха.

Относительная влажность

Относительная влажность является одной из существенных характеристик климата, так как в сочетании с температурой создает представление об испаряемости влаги с поверхности почвы, растительности и водоемов. Это показатель степени относительной сухости воздуха, критерий наиболее благоприятных или неблагоприятных для развития растительности условий погоды. Как известно, относительная влажность является производной температуры воздуха и осадков, но процесс насыщения воздуха влагой отстает от более интенсивного нарастания температуры. Глубоко континентальное расположение Казахстана, определенный характер ландшафтов, растительности, почв, речного стока и прочих элементов физико-географической среды создают своеобразные условия распределения относительной влажности воздуха по территории. Различие значений влажности наиболее отчетливо видно по данным табл. 90.

В северных районах Казахстана среднегодовая относительная влажность воздуха в 13 часов не превышает 70%, в центральных районах достигает 50—58%, в прикаспийских и приаральских полупустынях юго-запада снижается до 40—47%. Закономерное уменьшение средних значений относительной влажности с севера на юг обусловлено уменьшением осадков, увеличением температуры воздуха. Вблизи водных пространств относительная влажность заметно увеличивается. Так, например, относительная влажность на побережье Аральского моря составляет (в среднем многолетнем) 54%, с удалением от берега — снижается до 47—45% (Кзыл-Орда, Чили).

В предгорных и горных районах относительная влажность также возрастает, что связано с понижением температуры и увеличением осадков с высотой местности.

Годовой и суточный ход относительной влажности обратен годовому и суточному ходу температуры и абсолютной влажности.

В декабре относительная влажность на юге республики в дневные часы составляет 60—75%, на севере возрастает до 84% (табл. 90).

К январю существенных изменений в годовом ходе дневной относительной влажности воздуха не происходит, кроме некоторого понижения ее на всей территории. В феврале (в среднем многолетнем) продолжает существовать значительный контраст между величинами относительной влажности воздуха в северных и южных районах, но заметное понижение отмечается на юге в марте — апреле. Это связано с тем, что окончание холодного и наступление теплого периода года проявляется в заметном увеличении притока солнечного тепла, повышении температуры воздуха и его некотором иссушении. Эти процессы ярче всего проявляются в апреле — мае. На крайнем юго-западе Казахстана отно-

Средняя месячная и годовая относительная влажность воздуха в 13 часов (%)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Уральск	81	80	80	55	40	37	36	36	40	52	74	82	58
Гурьев	82	80	72	48	40	41	41	40	44	56	69	84	58
Форт Шевченко	76	73	69	60	57	60	59	55	52	58	65	74	63
Петропавловск	81	79	75	63	47	52	52	55	54	67	79	84	66
Кустанай	80	78	76	61	42	42	45	45	49	60	74	81	61
Тургай	75	71	72	49	33	28	28	28	33	46	65	75	50
Кокчетав	75	73	71	60	43	45	46	47	49	62	73	76	60
Караганда	80	79	81	55	39	34	35	37	40	54	76	82	58
Карсакпай	82	82	79	53	32	28	30	32	31	49	68	80	54
Аральское Море	79	80	74	45	38	32	33	32	36	49	65	80	54
Кзыл-Орда	76	73	60	38	30	30	30	30	31	40	57	74	47
Туркестан	74	64	51	39	29	23	19	18	21	31	51	75	41
Чимкент	65	64	54	49	38	32	25	22	25	35	51	66	44
Бет-Пак-Дала	76	75	61	40	24	23	23	23	22	34	58	74	44
Джамбул	64	64	59	50	43	36	32	32	35	46	59	67	49
Павлодар	76	76	74	54	40	40	42	44	44	56	74	78	58
Семипалатинск	72	70	69	49	37	37	39	39	41	51	68	74	54
Усть-Каменогорск	70	69	66	52	44	47	47	45	46	54	69	74	57
Зайсан	72	71	66	44	40	41	41	38	38	49	68	76	54
Талды-Курган	80	79	75	60	54	50	48	46	49	60	76	79	63
Алма-Ата	68	67	65	50	48	44	39	33	37	48	62	72	53

сительная влажность понижается в мае до 24—29%, что связано с уменьшением осадков и усилением процессов трансформации. Уменьшение влажности воздуха отмечается в этот период и в северных районах, хотя в меньшей степени (до 36—42%).

Летние месяцы на территории Казахстана характеризуются обилием солнечного тепла и периодическими процессами трансформации, приводящими к значительному относительному иссушению воздуха. Эти процессы особенно обостряются на юге и юго-западе Казахстана, где в летнее время осадки незначительны и выпадают редко.

В течение летних месяцев относительная влажность воздуха в зоне лесостепных и степных районов Казахстана колеблется в пределах 40—60%, в центральных районах — 35—40% и в южных — 19—40% (табл. 90). В отдельные экстремально засушливые годы могут отмечаться месяцы с еще более низкой относительной влажностью воздуха, что связано с длительными периодами отсутствия осадков и высокими температурами воздуха.

Дневная относительная влажность воздуха теплого периода (наименьшая в году) представляет интерес с точки зрения характеристики степени засушливости климата. К числу других характеристик климата по режиму влажности воздуха относится повторяемость дней с очень низкой влажностью воздуха, в частности с относительной влажностью

≤30% (табл. 91). Как видно из приведенных данных, на севере Казахстана наибольшее число дней с относительной влажностью ≤30% отмечается в мае (8—10), в южных районах число таких дней увеличивается до 29—30, при этом максимум перемещается на июль и август.

Повторяемость дней с низкой относительной влажностью воздуха исключительно ярко отражает различие климатов севера и юга Казахстана в теплое время года. Приведенные в табл. 91 данные позволяют судить о значительной сухости воздуха на юге республики, где суммарно за апрель — октябрь наблюдается 115—168 дней с относительной влажностью ≤30% в любой из сроков наблюдений, в центральных районах таких дней 60—70. На крайнем севере республики в это время наблюдается от 14 до 60 дней с низкой влажностью.

Такое значительное уменьшение числа засушливых дней в северных районах республики по сравнению с центром и югом Казахстана обусловлено увеличением осадков в июле, августе.

Таблица 91

Число дней с относительной влажностью воздуха ≤30% в любой срок наблюдений

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Уральск	0	0	0	6	15	15	16	17	12	4	1	0	86
Гурьев	0	0	0,2	6	10	8	10	9	6	2	0,5	0	52
Форт Шевченко	0,3	0,5	1	4	4	2	2	3	4	3	2	1	27
Петропавловск	0	0	0	1	5	2	2	1	2	1	0	0	14
Акмолинск	0	0	0	3	11	11	9	10	10	5	0,2	0	59
Кзыл-Орда	0	0,1	2,4	12	19	19	18	19	17	11	3	0,1	121

В табл. 92 приведена вероятность средней относительной влажности воздуха в 13 часов в отдельные годы при определенных значениях средней относительной влажности в 13 часов. Зная среднюю многолетнюю относительную влажность воздуха, можно определить вероятность определенных градаций среднемесячной относительной влажности. Так, например, наибольшая вероятность (50%) среднемесячной относительной влажности воздуха составляет 20—30% в Казахстане с мая по сентябрь при средней многолетней относительной влажности воздуха 30%.

В тех же районах, где средняя многолетняя относительная влажность воздуха составляет 50%, вероятность среднемесячной относительной влажности 20—30% с апреля по июнь равна 5%, с июня по сентябрь — нулю. Таким образом, анализ данной таблицы позволяет прийти к выводу, что в северных и частично центральных районах Казахстана вероятность среднемесячной относительной влажности воздуха ≤30% практически очень мала. В южных районах эта вероятность возрастает до 50—60%. На всей территории Казахстана наиболее засушливыми в течение года являются июнь; июль и август. В эти месяцы на юге республики почти ежедневно бывает низкая относительная влажность воздуха, в то время как на севере она отмечается от 1 до 10 дней в месяц. Для характеристики крайних значений засушливости небезынтересно привести наименьшую за сутки относительную

Вероятность средней относительной влажности воздуха в 13 часов в отдельные годы при определенных значениях средней относительной влажности (%)

Месяц	Средняя относительная влажность воздуха в 13 час.	Относительная влажность воздуха						
		11—20	21—30	31—40	41—50	51—60	61—70	71—80
IV	40	•	20	40	35	5		
	50		5	20	40	20	10	5
	60			5	15	40	25	15
V	30	10	50	40				
	40	•	10	45	35	5		
	50		5	15	35	45		
VI	30	10	60	25	5			
	40	5	10	40	35	10		
	50			20	45	30	5	
VII	30	10	60	20	10			
	40	5	10	40	30	15		
	50		•	5	55	10		
VIII	30	10	60	25	5	•		
	40	5	10	45	20	15	5	
	50		•	20	45	30	5	
IX	30	15	50	30	5	•		
	40		15	40	30	10	5	
	50			10	50	30	10	

Примечание. Точка (•) обозначает вероятность менее 30%.

Таблица 93

Наименьшая за сутки относительная влажность воздуха по срочным наблюдениям (%)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Петропавловск	53	44	50	14	13	13	13	17	16	17	28	52	13
Кустанай	40	49	39	13	9	12	12	6	11	12	21	54	6
Кокчетав	29	38	32	11	8	11	10	12	7	14	14	27	7
Акмолинск	31	47	40	11	8	7	10	8	7	11	20	51	7
Павлодар	53	48	19	11	5	9	11	10	6	9	22	53	5
Уральск	55	51	40	8	8	6	9	7	7	9	18	41	6
Бет-Пак-Дала	46	39	9	8	2	7	5	6	6	6	15	19	2
Семипалатинск	37	40	13	10	9	8	10	12	9	13	20	46	8
Усть-Каменогорск	32	33	26	13	12	7	20	13	12	8	21	37	7
Зайсан	31	36	12	9	9	10	9	7	4	12	18	31	4
Кзыл-Орда	35	20	8	7	4	7	7	8	6	6	12	24	4
Чимкент	12	14	10	10	8	9	7	7	6	9	5	12	5
Алма-Ата	20	25	12	13	12	13	7	9	11	11	14	18	7

влажность воздуха, отмеченную по срочным наблюдениям за последние десятилетия (табл. 93).

В Северном Казахстане при средней многолетней температуре воздуха в июле 15—20° относительная влажность изменяется в пределах 60—40%, в центральных районах при температуре 20—22° относительная влажность равна 25—35% и, наконец, на крайнем юге при температуре 25—30° относительная влажность снижается до 20%. Следует отметить, что в среднем многолетнем относительная влажность воздуха в июле на крайнем юге Казахстана, в засушливых полупустынных районах, не снижается ниже 10%. Как указывалось выше, относительная влажность является производной соотношений температуры воздуха и осадков.

При среднем многолетнем количестве осадков от 2 до 20 мм (юг Казахстана) июльская относительная влажность воздуха соответственно изменяется от 10 до 20%, т. е. даже при незначительных осадках (2 мм) относительная влажность не опускается ниже 10%, что, по-видимому, объясняется продолжающимся интенсивным испарением влаги с поверхности почвы. Но в некоторые экстремальные годы относительная влажность может снижаться до минимальных значений. Условия для трансформации воздушных масс летом над Центральным и Южным Казахстаном благоприятные.

Засушливые дни на всей территории республики характеризуются высокими температурами, низкой влажностью воздуха, почти постоянно безоблачным небом и часто сопровождаются суховеями. Суховеи неотделимы от процессов формирования атмосферной засушливости. Наиболее жестокие суховеи возникают тогда, когда этот процесс захватывает южные районы. По исследованиям Н. Ф. Гельмгольца [68], суховеи в Западном Казахстане наблюдаются на юго-западной периферии антициклона с центром в районах Алтая и Западной Сибири и при наличии на юге Европейской территории СССР области пониженного давления. По Гельмгольцу, атмосферная засушливость в Западном Казахстане возникает при поступлении трансформированного воздуха умеренных широт.

Следует отметить, что и в холодное время года по Казахстану наблюдаются дни с достаточно низкой для этого времени года относительной влажностью.

Так, например, из данных табл. 93 видно, что в холодное время года относительная влажность воздуха в 13 часов может снижаться до 29—30% на севере, до 20 и даже 12% на юге (табл. 93).

Дни с низкой относительной влажностью характеризуются низкими температурами, сухим морозным воздухом и мелкими ледяными кристаллами, падающими с совершенно безоблачного ясного неба.

Суточный ход относительной влажности воздуха обратен суточному ходу температуры (табл. 94).

Самая низкая в течение суток относительная влажность воздуха наблюдается во все сроки наблюдений в мае (в северных районах), в июле и августе (в южных). Максимальная за сутки относительная влажность воздуха отмечается в утренние и вечерние часы (7 и 19) на всей территории Казахстана.

Наименьшая суточная амплитуда на территории республики наблюдается в январе. Зимой взаимодействие воздушных масс с подстилающей поверхностью, покрытой снегом, ограничивается нижним слоем воздуха. Арктический воздух при трансформации прогревается очень медленно, так как альbedo снега составляет 60—90%. Над холодной поверхностью снега при прохождении теплого воздуха нередко образуются туманы, препятствующие излучению.

Таким образом, земная поверхность, покрытая снегом, оказывается почти нейтральной по отношению к воздушным массам, поэтому суточный ход относительной влажности воздуха приобретает сглаженный характер.

Таблица 94

Суточный ход относительной влажности воздуха

Станция	Январь																							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Бет-Пак-Дала	81	81	80	80	80	80	81	80	80	79	77	76	75	75	75	76	78	80	80	80	81	81	80	80
Алма-Ата	76	76	75	75	75	76	76	76	75	74	73	73	73	74	76	79	80	79	78	78	78	77	77	
Мын-Джилки	48	49	49	49	50	52	53	53	53	52	52	51	51	53	54	55	55	55	52	52	51	50	50	
Гурьев	84	84	84	84	84	84	85	85	84	82	80	78	76	75	75	76	79	81	84	83	83	84	84	

Станция	Июль																							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Бет-Пак-Дала	46	47	50	52	53	50	43	40	36	32	31	28	26	24	23	23	23	24	26	28	33	35	38	40
Алма-Ата	45	46	46	47	48	49	50	47	44	42	38	35	34	32	32	32	34	38	44	46	45	48	45	
Мын-Джилки	62	60	59	60	60	60	59	58	58	63	68	72	73	73	74	73	72	72	71	70	60	65	64	
Гурьев	63	64	65	67	68	64	57	51	44	40	37	35	34	33	33	34	36	38	44	50	55	58	60	

Зимой суточная амплитуда в северных районах Казахстана составляет 3—4%, в центральных и южных — возрастает до 5—7%.

Летом суточные амплитуды относительной влажности значительно возрастают: от 16% на севере до 20—25% в центральных районах и 35% на юге. Довольно большие суточные амплитуды относительной влажности воздуха связаны с интенсивным нагреванием воздуха в дневное время и охлаждением в вечерние и ночные часы. В первой половине лета в южных районах, в июле и августе в северных, когда воздух еще достаточно влажен, понижению температуры в утренние и вечерние часы сопутствуют обильные росы.

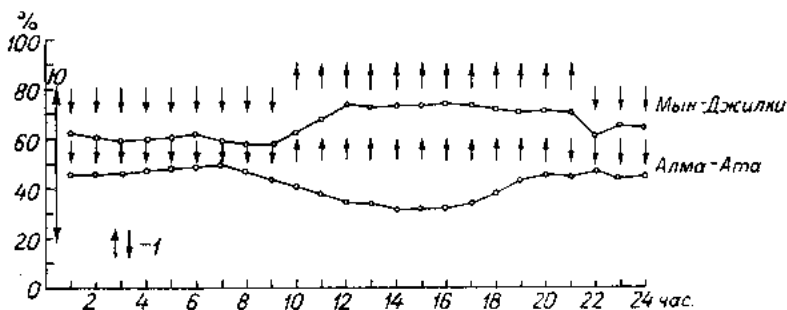


Рис. 106. Суточный ход средней относительной влажности воздуха (%) по Заилийскому Алатау. Июль.

1 — схема суточного режима горно-долинной циркуляции по предгорной зоне.

По мере иссушения воздуха, особенно в периоды усиленной трансформации и прогревания, суточные амплитуды влажности уменьшаются.

Годовой ход относительной влажности воздуха в горных районах обратен годовому ходу на равнине. В летние месяцы, когда в условиях

равнины отмечается резкое уменьшение влажности воздуха, в горах начиная с мая отмечается заметное возрастание влажности, связанное с восходящими движениями теплых масс воздуха по склонам гор. Аналогично происходит смена суточного хода влажности.

На рис. 106 видно, что суточный ход относительной влажности в горных условиях в значительной степени связан с направлением горно-долинного ветра. Действительно, в утренние часы относительная влажность в урочище Мын-Джилки начинает несколько снижаться с 6 часов, что обусловлено ростом температуры.

Такой закономерный ход относительной влажности воздуха нарушается в 9—10 часов, так как относительная влажность воздуха начинает возрастать параллельно с ростом температуры, что объясняется сменой горного ветра на долинный.

Еще более заметно влияние горно-долинного ветра на влажность воздуха в вечерние часы. На ледниках Туюк-Су в Заилийском Алатау после смены ветра в 22 часа по направлению к предгорной долине отмечается заметное уменьшение влажности воздуха в урочище Мын-Джилки и увеличение ее в г. Алма-Ате. Таким образом, горно-долинный ветер способствует некоторому увлажнению воздуха предгорной равнины в ночные часы.

Максимальная относительная влажность воздуха одновременно не отмечается на различных высотах в горных районах (рис. 107). Так, на высоте 400 м она имеет место в феврале, на высоте 800 м — в марте, на 1500 м — в апреле — мае и на высоте 3000 м — в июле. Значительное увеличение влажности воздуха в летние месяцы в высокогорных районах связано с интенсивным таянием высокогорных снегов и ледников и максимальным количеством осадков, отмечающихся в это время года.

Таблица 95 дает представление о числе дней с относительной влажностью воздуха в 13 часов $\geq 80\%$. Как видно из данных таблицы, наи-

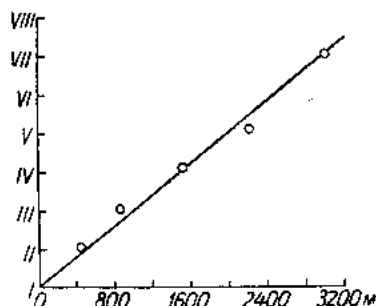


Рис. 107. Изменение с высотой времени наступления годового максимума средней месячной относительной влажности воздуха на северном склоне Заилийского Алатау.

Таблица 95

Число дней с относительной влажностью воздуха в 13 часов $\geq 80\%$

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Или, ж.-д. ст.	8	6	2	1	1	0,5	0,2	0,2	0,4	2	5	7	33
Алма-Ата	12	8	7	2	2	1	0,5	0,1	0,5	3	8	10	54
Медeo	6	6	9	7	6	3	2	1	2	6	7	6	61
Верхний Горельник . . .	6	6	11	12	14	10	5	4	4	6	7	6	91
Мын-Джилки	4	4	8	10	14	11	10	8	5	6	5	6	91

большая повторяемость числа дней с относительной влажностью воздуха $\geq 80\%$ наблюдается в декабре и в январе, на высоте 1500 м — в мае и на высоте 2000—3000 м — в июне — июле.

Как видно из табл. 96, наибольшее число дней с относительной

влажностью воздуха $\leq 30\%$ в предгорной зоне (500—800 м над у. м.) отмечается в летние месяцы, в горах (1000—1500 м над у. м. и выше) — в зимние месяцы.

Дефицит влажности

Дефицит влажности является одним из показателей возможного испарения.

Таблица 96

Число дней с относительной влажностью воздуха $\leq 30\%$ в любой из сроков наблюдений

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Или, ж.-д. ст.	0,2	1	5	15	18	21	28	26	24	16	3	1	158
Алма-Ата	1	1	2	6	6	10	17	20	18	9	2	1	33
Медeo	11	11	9	8	4	4	4	5	8	10	11	12	97
Верхний Горельник	13	11	14	9	4	2	4	5	10	12	15	14	113
Мын-Джилки	8	8	10	8	4	2	3	4	8	11	12	11	89

На территории Казахстана в зимнее время, когда относительная влажность велика, дефицит влажности воздуха очень мал и суточный ход его незначителен.

Таблица 97

Дефицит влажности (мб)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Петропавловск	0,2	0,3	0,5	3,0	6,1	8,1	7,1	5,7	4,2	1,8	0,6	0,2	3,2
Кустанай	0,2	0,4	0,5	3,6	7,1	10,1	9,7	8,9	6,0	2,3	0,6	0,3	4,1
Акмолинск	0,3	0,4	0,6	3,2	7,4	11,1	10,8	9,6	6,4	2,7	0,6	0,3	4,5
Павлодар	0,3	0,3	0,6	4,1	8,4	11,6	11,7	9,2	6,1	2,8	0,7	0,4	4,7
Уральск	0,3	0,5	0,6	4,1	8,0	12,4	14,4	14,4	8,6	2,9	1,0	0,4	5,6
Актюбинск	0,4	0,4	0,8	4,3	8,7	13,9	15,2	14,6	9,1	2,8	0,9	0,4	6,0
Бет-Пак-Дала	0,5	0,6	2,1	6,7	14,4	22,4	26,4	21,6	13,3	6,2	1,5	0,6	9,7
Караганда	0,4	0,4	0,9	3,9	8,1	12,7	13,6	11,2	7,5	3,1	0,9	0,4	5,3
Семипалатинск	0,4	0,5	1,0	4,8	9,3	13,4	14,0	11,3	7,2	3,8	1,2	0,6	5,6
Зайсан	0,4	0,5	1,3	6,1	10,2	15,6	17,6	15,1	10,1	5,1	1,3	0,4	7,0
Кзыл-Орда	0,8	0,9	3,2	8,6	16,4	22,4	24,1	20,6	12,9	6,4	2,6	1,0	10,0
Туркестан	0,9	1,7	4,3	8,8	17,6	27,6	32,1	28,7	18,0	8,2	3,0	1,2	12,7
Чимкент	1,7	2,3	4,0	7,0	12,4	21,5	27,1	24,7	17,0	9,0	3,8	2,0	11,0
Джамбул	1,1	1,2	2,7	5,9	10,1	16,1	18,8	16,2	10,8	6,0	2,4	1,4	7,7
Алма-Ата	1,2	1,3	2,8	6,7	9,8	14,4	18,5	16,8	12,4	7,3	2,4	1,4	7,9
Талды-Курган	0,7	0,8	2,3	6,7	10,5	15,0	17,5	15,4	11,1	6,2	1,8	0,8	7,4
Джаркент	0,9	1,2	4,0	9,1	13,0	16,2	20,2	17,7	12,4	7,2	2,3	1,0	8,8

В декабре и январе средний месячный дефицит влажности изменяется от 0,2 до 0,4 мб (табл. 97) на севере республики, от 0,4 до 0,6 мб — в центре и от 0,9 до 1,7 мб — на крайнем юге.

Весной с повышением температуры дефицит влажности очень быстро растет. В апреле дефицит влажности изменяется на территории Казахстана от 3 до 8,8 мб, в мае — от 6 до 17 мб. При переходе к летним месяцам на всей территории Казахстана развивается интенсивная трансформация воздушных масс преимущественно арктического происхождения. Результатом усиленной трансформации воздуха и уменьшения осадков является рост дефицита влажности. В северных районах республики на фоне лесостепного ландшафта с массой озер дефицит влажности невелик и изменяется в пределах 9—14 мб. В южных районах над раскаленной солнцем поверхностью пустынь и полупустынь высокие температуры воздуха, низкая относительная влажность, почти полное отсутствие осадков в этот период создают благоприятные условия для роста дефицита влажности. На юге Казахстана в июне, июле дефицит влажности составляет 25—33 мб. Закономерное увеличение дефицита влажности с севера на юг республики несколько нарушается около побережий крупных котловин Каспийского, Аральского морей и оз. Балхаш. Так, например, в июле на побережье Аральского моря дефицит влажности составляет 19,8 мб. С продвижением от берега дефицит влажности соответственно увеличивается до 24,1, 32,1, 33,4 мб и т. д.

В дневные часы дефицит влажности может быть гораздо выше. Как видно из табл. 98, максимальный дефицит влажности в северных районах отмечается в июне, а в центре и на юге республики — в июле, и в среднем многолетнем колебании дефицита на территории республики возможны от 13—18 до 37—47 мб. Большой дефицит влажности воздуха в южных районах обусловлен высокими температурами воздуха и крайней сухостью летнего периода. В первую половину лета еще возможны довольно интенсивные ливни. Вторая половина лета характеризуется сухой и очень устойчивой погодой. В этот период нет резких колебаний погоды ото дня ко дню в отличие от зимы к весне. Воздух сух и горяч и часто бывает насыщен тончайшей пылью, очагом которой являются раскаленные пустыни Средней Азии.

В осенние месяцы одновременно с понижением температуры и увеличением осадков происходит снижение дефицита влажности воздуха. Начало осени часто и в северных степных районах Казахстана бывает теплым, вследствие чего дефицит влажности остается довольно высоким в сентябре.

Суточный ход дефицита влажности воздуха приводится в табл. 99. Весеннее возрастание дефицита влажности идет значительно быстрее, чем осенний спад, но максимум его не совпадает с максимумом температуры, так как влажность растет медленнее. Месяцы с наибольшим дефицитом характеризуются и наибольшим испарением.

Таблица 98

Дефицит влажности в 13 часов (мб)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Петропавловск	0,3	0,4	0,8	5,7	10,8	14,1	13,1	11,6	9,2	3,7	0,8	0,2
Атбасар	0,3	0,4	0,9	6,0	12,4	17,3	18,2	17,7	13,3	4,1	1,0	0,2
Бет-Пак-Дала	0,7	1,0	4,3	12,2	22,8	32,5	36,9	32,3	22,5	11,7	3,0	0,4
Туркестан	1,5	3,3	8,8	16,3	28,7	41,6	47,3	44,5	31,4	16,9	6,5	0,6
Алма-Ата	1,6	1,8	4,2	10,1	13,8	20,1	27,1	25,5	19,1	11,2	3,6	1,3
Форт Шевченко	1,5	1,8	3,5	7,6	10,4	13,9	17,0	14,7	14,6	7,6	4,2	2,3

Средний дефицит влажности в 01 и 13 часов (мб)

Станция	Январь		Апрель		Июль		Октябрь	
	1	13	1	13	1	13	1	13
Петропавловск	0,2	0,3	1,4	5,7	2,1	13,1	1,1	3,7
Кустанай	0,2	0,3	1,4	7,0	3,4	16,9	1,2	4,9
Павлодар	0,2	0,3	1,7	7,6	5,4	19,0	1,5	5,6
Акмолинск	0,2	0,3	1,4	6,0	4,3	18,3	1,4	5,6
Уральск	0,3	0,4	1,9	7,5	5,9	23,7	1,7	5,5
Актюбинск	0,3	0,4	1,8	8,1	6,6	24,4	1,5	5,9
Караганда	0,4	0,5	1,9	7,2	6,7	21,3	1,9	6,0
Бет-Пак-Дала	0,4	0,7	3,2	12,2	14,5	36,9	3,5	11,7
Семипалатинск	0,4	0,6	2,3	8,5	6,1	23,2	2,2	7,2
Зайсан	0,3	0,5	4,4	9,1	13,4	23,2	4,2	7,8
Кзыл-Орда	0,6	1,3	4,8	14,6	13,4	38,7	3,7	12,5
Туркестан	0,6	1,5	4,2	16,3	17,7	47,3	4,2	16,9
Чимкент	1,3	2,9	3,5	13,4	15,2	41,6	5,4	17,2
Джамбул	0,8	2,1	2,2	11,4	8,5	31,5	2,8	13,1
Талды-Курган	0,5	1,4	3,0	12,5	8,9	29,2	2,2	13,3
Джаркент	0,5	2,0	4,6	15,6	10,4	31,9	3,9	14,7

Характер распределения температуры и влажности над равниной и в горах в основном один и тот же, но рельеф нередко создает совершенно своеобразные условия. Кривая годового хода дефицита влажности в горных условиях имеет такое же направление и форму, как и на равнине. Увеличение дефицита влажности в горах происходит с апреля до высоты 1000—1500 м, с мая—июня до 2500—3000 м (Заилийский Алатау), что связано со временем схода снежного покрова в этой зоне. Максимальный дефицит влажности в горах на высоте 1000—2000 м над у. м. отмечается в июле вследствие уменьшения осадков, с 3000 м над у. м. дефицит резко падает, что обусловлено таянием высокогорных снегов и ледников. В начале лета постепенное уменьшение осадков отчасти компенсируется обильной росой, оседающей на траве, кустарниках и деревьях. Причина, вызывающая образование обильных рос, заключается в основном в большом суточном ходе температуры, но в то же время и в значительной влажности воздуха. С начала засушливого периода прекращаются росы, что обусловлено постепенным заполнением горных районов сухим воздухом, слой которого в течение лета все возрастает. Однако следует отметить, что в горах и в период засухи могут проходить короткие дожди преимущественно ливневого характера. В предгорьях Южного и Юго-Восточного Казахстана иногда наблюдаются фёны, т. е. жаркие и сухие ветры, дующие с гор. Фёны, как и суховеи, иссушают растения и почву. В отдельных случаях фёны могут проявляться и на периферии антициклона, при опускании воздуха из свободной атмосферы. При фёне дефицит влажности интенсивно возрастает. Так, в период фёна 10/VII 1944 г. в Заилийском Алатау относительная влажность снизилась до 7%, максимальная температура воздуха достигла 41,6°, дефицит влажности в эти часы возрос до 73,5 мб.

Смена суховеино-засушливой погоды на умеренно засушливую, а в дальнейшем на преимущественно облачную погоду обуславливается

прохождением теплого фронта, большей частью выражающегося в некотором увеличении облачности, понижении температуры, увеличении влажности и уменьшении дефицита влажности воздуха.

Глава XII

ОБЛАКА И ОБЛАЧНОСТЬ

Количественные и качественные характеристики облаков можно с полным основанием считать одними из самых важных климатических характеристик. Количество облаков и их плотность являются показателями сумм солнечной радиации, воспринимаемой земной поверхностью, или во всяком случае продолжительности солнечного сияния. Облака являются также и исключительно отчетливыми зримыми показателями атмосферно-физических процессов. Формы и интенсивность поднятия воздушных масс или слоев, опускание и растекание воздушных масс, их адвекция, трансформация и взаимодействие — все это может быть убедительно прослежено на облаках. Преобладание тех или иных облаков дает представление о доминировании того или иного атмосферного процесса, который в свою очередь может иметь существенное значение как климатохарактеризующий или климатообразующий фактор.

Общий характер облачности

Общий характер облачности в Казахстане довольно своеобразен и во многом не сходен с тем режимом облаков, который так хорошо известен для Европы или Европейской территории СССР. Причиной являются резко континентальные условия Казахстана, исключительно малое влагосодержание воздушных масс, участвующих в атмосферной циркуляции над Казахстаном в летнее время, близость к азиатскому максимуму атмосферного давления зимой. В северных и северо-западных районах Казахстана облачность мало чем отличается от облачности над Европейской территорией СССР или Западной Сибирью, но в южной его части, особенно в пустынях, встречается целый ряд особенностей.

Чрезвычайная интенсивность солнечной инсоляции, крайнее иссушение земной поверхности и большая относительная сухость воздушных масс приводят здесь летом к сильно развитой конвекции при высоком уровне конденсации. При этом конвективная облачность либо вообще не возникает, либо возникает на больших высотах. Образуются конвективные облака специфической формы, которые мы называем *Cu altus* или *Cb altus*. Высокие кучевые имеют все признаки кучевой облачности, но располагаются на высотах 4—6 км, т. е. в среднем ярусе. Высокие ливневые располагаются иногда еще выше, имеют хорошо выраженную наковальню, полосы падения и весьма слабо выраженную среднюю часть. Иногда конвективный процесс в облаке развивается настолько бурно, что наковальня сильно разрастается, а тело облака сплошь проделеневает и затем совершенно исчезает. В таком случае осадки (полосы падения) из облака прекращаются. В конце концов от облака остается только размытый *incis*, дающий большое количество различных форм *Ci*, вообще в летнее время весьма частых.

При более умеренных условиях погоды возникают конвективные облака обычных форм. Но они отличаются в Казахстане несколько меньшим развитием, чем в других климатических зонах. Кучевые формы не достигают таких размеров и мощности, как, например, на Украине, на Волге, в районах Южного Урала, когда применяется

(ныне устаревшее) наименование *compositus* Ливневые облака также обычно несколько ограничены в своих горизонтальных размерах.

В южных засушливых районах Казахстана обычные *Cu* вообще наблюдаются довольно редко и характеризуют не столько устойчивую «хорошую» погоду в средней части антициклона, сколько зафронтальные условия в свежих воздушных массах северного происхождения с резким похолоданием в верхних слоях атмосферы. Это приводит к тому, что грозовые процессы, молнии, градобития, смерчи, интенсивные ливни и шквалы наблюдаются в Казахстане сравнительно редко, значительно реже, чем, например, на Украине или на Северном Кавказе. Объясняется это как малым влагосодержанием воздушных масс, так и малыми градиентами температуры в нижних слоях тропосферы, которые на юге Казахстана отличаются летом интенсивным прогревом до больших высот. К тому же ливневые осадки из отдельного ливневого облака, когда интенсивный прогрев приземного слоя еще сохраняется, обычно либо испаряются во время выпадения и до земли не доходят, либо достигают ее только в виде наиболее крупных капель в небольшом количестве («сухие дожди»).

Вместе с тем движения, которые возникают в механизме конвекции или автоконвекции ливневого облака, зачастую могут достигать большой интенсивности. Это подтверждается как чрезвычайно обширным развитием наковален, так и тем, что в облаках *cumulogenitus*, окружающих *Cb*, например в *Ac*, *Sc*, часто возникают исключительно резко выраженные *mammatus*, которые свидетельствуют о мощных компенсирующих нисходящих движениях вокруг ливневого облака.

Весьма типичны в Южном Казахстане явления неустойчивости в средних слоях тропосферы, примерно совпадающих с верхней границей весьма перегретого нижнего ее слоя, где возможно некоторое возрастание градиентов. Очевидно, в этом ответственна верхняя граница слоя атмосферного помутнения, часто наблюдающегося при выносе тропических масс. Известно, что она нередко играет роль активной поверхности и, прогреваясь днем, также дает зону повышенных вертикальных градиентов. При этом наблюдаются весьма разнообразные и типичные формы облаков верхней неустойчивости, такие как *Ac castellatus*, причем не только утром и не только в день с грозой в качестве предвестника грозы, но и в различное время дня и при многих и разнообразных синоптических положениях. Нередко такие облака достигают стадии миниатюрных ливневых и дают полосы падения осадков.

Весьма своеобразны в Казахстане фронтальные процессы, особенно в южных засушливых районах. Теплые фронты зачастую проходят с недоразвитой облачностью и на 70—80% являются «сухими», т. е. без осадков. Холодные фронты обычно лучше выражены и чаще дают осадки, особенно вторичные холодные фронты (40—70% «сухих»). Однако облачная система холодных фронтов обычно деформирована и совершенно не соответствует классической модели — задолго перед фронтом небо затягивается пелелой *Sc*, которые скрывают фронтальную систему ливневых облаков (они обнаруживаются только по осадкам, грозовым явлениям и по облакам *mammatus*). Для зафронтальной облачности, часто весьма обширной, как правило, характерны *Ns* с осадками, что говорит о принадлежности фронтов к первому типу (медленнодвигающихся). Часто фронты окклюдированы и выражены сложными многослойными системами. В летнее время при выносе континентально-тропических масс создаются условия, обычно сопровождающиеся безоблачным небом. Это объясняется большим прогревом атмосферы до значительных высот, малыми вертикальными градиен-

тами, не способствующими возникновению конвекции, и большой высотой уровня конденсации. В таком случае ясная знойная погода может удерживаться длительное время.

Зимой в восточной части Казахстана господствует отрог азиатского максимума, поэтому здесь также часто возникают периоды с безоблачным небом.

Анализ повторяемости различных облачных форм позволяет обнаружить некоторые характерные черты временного и территориального распределения различных облаков.

Наибольшей повторяемостью отличаются перистые и слоисто-кучевые облака, а в летнее время конвективные формы. Наиболее редкой формой, имеющей ничтожную повторяемость, являются перисто-кучевые.

Из облаков верхнего яруса лишь *Ci* имеют хорошо выраженный годовой и даже суточный ход развития. Чаще всего они наблюдаются в начале лета, реже всего — зимой. В пределах суток *Ci* имеют максимум повторяемости днем, а в летнее время — вечером; ночью их повторяемость минимальна. В этом выражается влияние грозовых процессов, выбрасывающих в окружающее пространство огромное количество перистых облаков. Перистые облака циклонического происхождения, очевидно, не могут иметь суточного хода. Чаще всего *Ci* наблюдаются в северо-западных районах и в предгорьях юго-восточных районов, богатых циклонами и грозами.

Весьма часто наблюдаемые *Ac* тоже имеют значительную связь с конвективными процессами. Максимальная повторяемость их отмечается в тех же районах, где отмечается максимальная повторяемость *Ci*, и, кроме того, в районах Прикаспия. Чаще всего они наблюдаются летом (на юге — в начале лета), наиболее редки зимой (на юге — в конце лета). Сверх ожидания *Ac* имеют четко выраженный суточный ход повторяемости, особенно летом, максимум повторяемости приходится на утреннее время, минимум — на 13 часов, к вечеру их повторяемость снова возрастает, ночью они наблюдаются чаще, чем в 13 часов. Вечерний максимум, несомненно, связан с развитием конвективной облачности, утренний подлежит особому исследованию. Возможно, что утренние случаи формирования *Ac* связаны с режимом вертикального распространения атмосферной пыли, которая за ночь несколько оседает и на верхней границе которой, как на активной поверхности, могут возникать облака. В дневные и вечерние часы эта активная поверхность практически отсутствует, так как конвективные движения и атмосферная турбулентность размывают ее.

Слоисто-кучевые облака, имеющие повсеместно наибольшую повторяемость, обнаруживают резко выраженный годовой и суточный ход развития. В северной части республики максимум приходится на лето, минимум — на зиму, т. е. *Sc*, несомненно, связаны с процессами растекания конвективной облачности; на юге они имеют максимальную повторяемость весной, минимальную — летом и, по-видимому, имеют адвективную природу. Однако суточный максимум развития повсеместно наблюдается зимой по утрам (в период минимальной температуры), летом — в вечернее время (в период растекания конвективных систем). Следовательно, они могут иметь двойственное адвективно-конвективное происхождение. Особенно характерны *Sc* зимой в юго-западных и южных районах, в частности в районах Каспия и Арала. Эти районы открыты для доступа южных воздушных масс с достаточным влажностью. Летом *Sc* чаще встречаются в предгорьях Алтая.

Слоистые облака родственны адвективным *Sc*, их локализация зимой тоже тяготеет к Каспию и Аралу. Летом они повсеместно отсутствуют.

И эти облака наблюдаются зимой чаще всего по утрам. Известно, что то же самое касается и туманов.

Фронтальная система *As* — *Ns* тесно связана с циклонической деятельностью и так же, как и циклоны, имеет максимум повторяемости весной и осенью. Эти облака чаще наблюдаются в северных районах и в предгорьях юго-восточных и восточных районов. Обращает на себя внимание неожиданное обстоятельство: *Ns* подвержены суточному ходу развития — значительно чаще наблюдаются в утренние часы и реже в дневное и вечернее время. Очевидно, дневное прогревание может привести эти облака к некоторой деградации или маскировке. Отметим, что *As* такой особенностью не отличаются.

Конвективная облачность на севере появляется обычно в апреле, на юге — в феврале — марте, достигает наибольшей повторяемости в июне и исчезает в октябре — ноябре. На крайнем юге наблюдается в незначительном количестве даже зимой, отсутствуя только в течение одного — двух самых холодных месяцев. Кучевые облака имеют максимум повторяемости повсеместно в 13 часов, кучево-дождевые — несколько позже, так что максимум почти с равной вероятностью распределяется между 13 и 19 часами. *Sb* нередко наблюдаются и ночью, особенно на севере и в предгорьях на юго-востоке республики. *Si* наблюдаются ночью лишь на прибрежных станциях Каспия, но не Арала. Конвективные облака характерны преимущественно для северо-западных районов, примыкающих к Южному Уралу, для Центральной складчатой страны и предгорий на юго-востоке и востоке. Очень редки эти облака в пустынях юга, а также в районах Каспия. В первом случае это — результат крайней засушливости и большой высоты уровня конденсации, во втором — результат пониженных температур водной поверхности в летнее время. Интересно отметить, что особенности размещения конвективной облачности проявляются не только в географических районах, благоприятных или неблагоприятных для возникновения конвективной облачности, но и к востоку от них, очевидно, вследствие дрейфа воздушных масс с определенными характеристиками при преобладающем западном переносе. То же самое обнаруживается и по отношению к многим другим формам, особенно перистым.

Степень покрытия неба

Степень покрытия неба представлена средними значениями общей и нижней облачности по 10-балльной системе. Разработки произведены по ряду станций Казахстана за 1936—1955 гг., т. е. за 20 лет. Средняя многолетняя облачность рассматривается как по срокам, так и за месяц в целом.

Средние месячные значения нижней облачности, как правило, значительно меньше значений общей. Корреляционный график связи между обеими средними месячными величинами, выполненный по материалам 37 станций Казахстана за 20 лет (рис. 108), позволяет видеть как характер, так и тесноту их связи. Чем выше балл нижней облачности, тем больше дисперсия средних значений общей. Однако при больших значениях нижней облачности, начиная с 4 баллов, дисперсия общей облачности уменьшается. Это и понятно, так как при больших значениях нижней облачности, например 7 баллов, общая может варьировать лишь в пределах от 7 до 10 баллов.

Корреляционный график позволяет провести линию регрессии, по которой легко определить наиболее вероятное соответствие между обоими значениями средней облачности.

Рассмотрим ниже вопросы режима облачности в Казахстане. Режим облачности в Казахстане находится в зависимости от целого ряда общеклиматических и географических факторов. Зимой на востоке республики существенное влияние оказывает азиатский максимум, для которого характерна малая или сплошная облачность типа *St* или *Sc*. В западных и северных районах в это время часто наблюдаются циклоны со значительной облачностью. Летом минимум облачности наблюдается в южных засушливых районах.

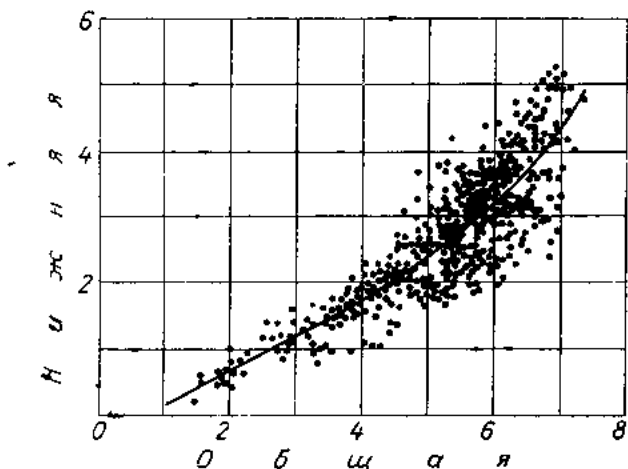


Рис. 108. График корреляции между средними месячными значениями общей и нижней облачности.

Заметное влияние на облачность оказывают горные условия востока и юго-востока Казахстана. Весной здесь образуются частные максимумы облачности. Можно отметить также некоторое влияние морей — Каспийского, Аральского и оз. Балхаш на режим облачности.

Общий характер степени покрытия неба по районам Казахстана можно выразить таблицей характерных величин (табл. 100).

Таблица 100

Средняя сезонная характеристика степени покрытия неба общей (числитель) и нижней (знаменатель) облачностью в баллах

Районы Казахстана	Зима	Весна	Лето	Осень
Северные	6/3	6/3	6/4	7/4 · 5
Западные	6/5	5/3	4/2 -3	6/3
Центральные	6/3	5/2	4/2	6/3
Восточные	5/2	5/2	5/2	5/3
Южные	6/4	5/2	2/1	4/1 · 2
Предгорья Алтая . .	6/3	6/3	5/3	6/4
Предгорья Тянь-Шаня	7/3—4	6/3	3/2	5/2

Из табл. 100 видно, что зимой облачность убывает с запада на восток, летом — с севера на юг. Отметим, что за пределами Казахстана зимой облачность к востоку продолжает убывать и достигает минимума в Забайкалье и Хабаровском крае. Летом же облачность в Казахстане

(и Средней Азии) является минимальной по всему СССР, поэтому эпитет «солнечный» присвоен Казахстану вполне обоснованно. Малая облачность, особенно нижнего яруса, в сочетании с большой продолжительностью дня и высоким полуденным стоянием солнца, достигающим в июне на юге Казахстана 73° , обеспечивает весьма значительную инсоляцию и освещенность земной поверхности.

Подробнее распределение облачности представлено на картах (рис. 109), на которых проведены изоневфы. Отметим некоторые особенности территориального распределения облачности в Казахстане.

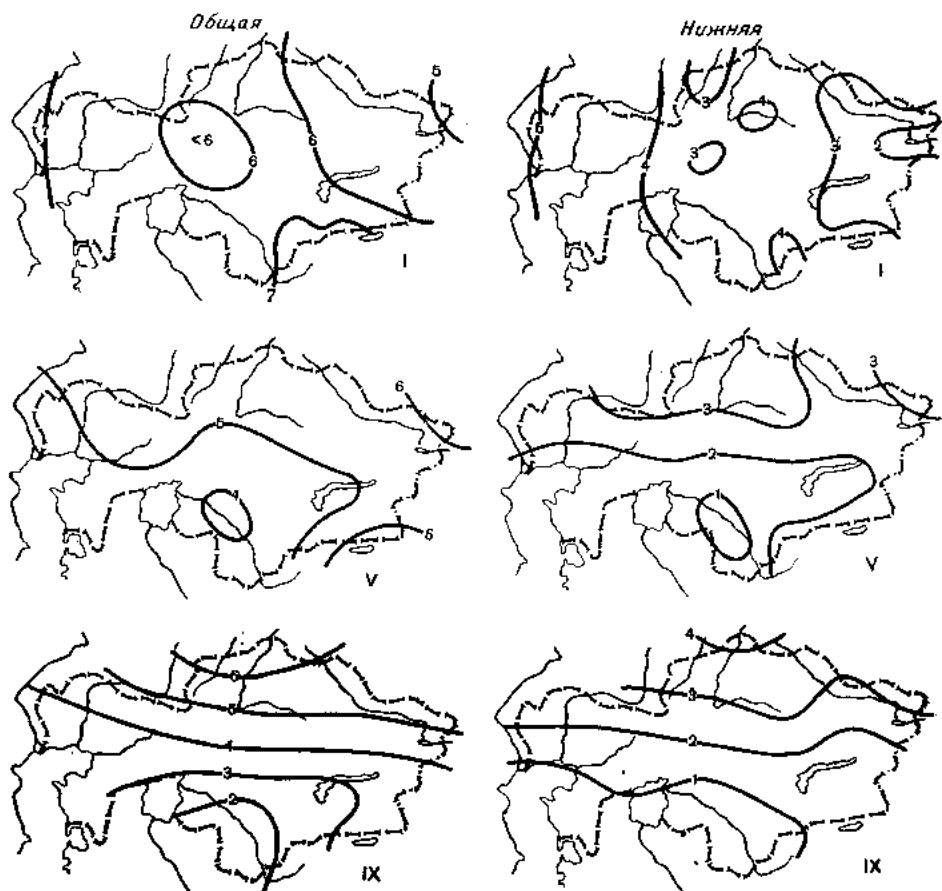


Рис. 109. Карты средней месячной общей и нижней облачности. Январь, май, сентябрь.

В зимнее время как для общей, так и для нижней облачности характерно долготное распределение с минимумом в Восточном Казахстане. Однако указанное долготное распределение далеко не четко выражено и неустойчиво во времени, оно хорошо обнаруживается лишь в январе, когда минимум облачности примерно совпадает с осью Воейкова.

В феврале распределение облачности претерпевает перестройку и в Южном Казахстане, где уже заметно повышаются температуры, распределение облачности становится широтным. В марте максимум сохраняется в Западном Казахстане, но в остальной части республики поле облачности становится пятнистым, резко обнаруживается влияние восточных и северо-восточных горных систем. В апреле исчезает максимум на западе, но четкого распределения облачности по территории еще не видно.

Лишь в мае устанавливается более четкое широтное распределение летнего типа, однако, кроме Восточного Казахстана, где нижняя облачность развита слабо, возрастает лишь в предгорьях Алтая и Тянь-Шаня. В мае в Южном Казахстане устанавливается режим очень малой нижней облачности (1—1,5 балла). Подобное распределение удерживается и в июне — июле, причем область малой нижней облачности в Южном Казахстане все разрастается. В дневные часы в эти месяцы господствует конвективная облачность, ночью *Ci*, *Ac* и *Sc*, т. е. облака, образовавшиеся при распаде конвективной облачности.

В августе — сентябре широтное распределение выражено еще более четко. Малые значения нижней облачности (менее 1 балла) охватывают громадное пространство восточного Прикаспия и бассейна р. Сыр-Дары, причем Тянь-Шань в августе еще вызывает незначительное увеличение облачности, в сентябре и здесь нижняя облачность едва превышает 1 балл. Влияние гор, однако, продолжает сказываться на общей облачности — *Ci* и *Ac* продолжают группироваться в горной зоне, особенно в горах Тянь-Шаня. Это результат упомянутой ранее верхней конвекции при высоком уровне конденсации, причем основную роль играет не столько высокая температура, сколько малое влагосодержание воздуха. На остальной территории в августе днем преобладает конвективная облачность, ночью — в основном *Ac*, *Sc*; в сентябре и днем конвективная облачность развивается лишь в северной части Казахстана, где степень насыщения воздуха и вертикальные градиенты больше.

Август и сентябрь — месяцы наименьшей нижней облачности за год, особенно в южной части Казахстана. Следствием этого являются наименьшие месячные суммы осадков и наибольшее иссушение почвы в это время года.

Весьма четко широтное распределение облачности выражено в октябре. Количественно облачность в это время года уже начинает возрастать (примерно на 1 балл против сентября). Минимальная нижняя облачность 1 балл уже захватывает только самую южную окраину республики. Горы почти не влияют на облачность — они в это время почти в такой же степени лишены облачности, как и прилегающая равнина, очевидно, в результате максимального иссушения предгорной местности.

Ноябрь является последним месяцем, отличающимся широтным распределением облачности, особенно нижней, хотя изонеты уже начинают изгибаться, предвещая перестройку на зиму. Степень покрытия неба нижней облачностью на юге далее возрастает и на южной окраине республики достигает 2 баллов, не меняясь на севере. Появляется повышенная облачность в горах юго-востока, но интересно, что это относится только к облачности высоких ярусов (*Ci*, *Ac* и др.), нижняя облачность возрастает по сравнению с равниной в ничтожной степени — циклонические процессы в южных предгорьях в это время года еще редки.

В декабре происходит перестройка на зимнее распределение — возрастает нижняя облачность на западе Казахстана, уменьшается на востоке. Изонеты извилисты и обнарукивают тенденцию проходить с северо-востока на юго-запад. Зона минимума общей облачности намечается по оси Воейкова. Южнее полосы Арал — Балхаш — Ала-Куль общая облачность снова возрастает (главным образом *Ci*, *Ac*, *Sc*, *Ns*), так как циклоническая деятельность здесь усиливается.

Как указывалось, в некоторые месяцы можно отметить влияние на облачность водных бассейнов. Особенно это касается нижней облачности. Например, весной над оз. Балхаш держится пониженная облач-

ность, в начале зимы — повышенная. Это можно объяснить различием в годовом ходе температуры озера и температуры окружающей местности.

Среди особенностей распределения облачности следует еще отметить часто наблюдающийся частный максимум общей и нижней облачности в районе Кокчетав — Атбасар — Акмолинск (например, по общей облачности в марте, апреле, июне, июле, декабре, по нижней — почти во все месяцы года). Это объясняется некоторой облесенностью района, обилием озер, а также сопочным рельефом, повышающимся к югу, что способствует облакообразованию при частых северных вторжениях.

Следует отметить, что горизонтальные градиенты облачности на территории Казахстана обнаруживают своеобразный годовой ход. Разности средней облачности для областей максимума и минимума (например, зимой запад — восток, летом север — юг) в пересчете на 1000 км дают следующие цифры (табл. 101).

Таблица 101

Горизонтальные градиенты облачности в баллах на 1000 км

Месяц	Общая	Нижняя	Месяц	Общая	Нижняя
I	0,8	1,3	VII	3,4	2,3
II	1,0	1,2	VIII	3,4	2,4
III	1,1	1,1	IX	3,7	2,7
IV	1,9	1,1	X	2,8	2,6
V	1,4	2,1	XI	1,9	2,2
VI	2,8	2,4	XII	0,8	1,7

Из таблицы видно, что наибольшие территориальные контрасты облачности наблюдаются летом и осенью. В это время на юге Казахстана облачность весьма мала, а в августе — сентябре почти отсутствует в результате значительного иссушения земной поверхности и атмосферы, а также малых вертикальных градиентов температуры в области южноазиатской термической депрессии. На севере Казахстана в это время продолжает удерживаться облачность 6/4, а осенью 7/5 баллов. Наименьшие контрасты по нижней облачности отмечаются весной, когда над всем Казахстаном наблюдается циклоническая деятельность.

Обратимся теперь к повторяемости баллов облачности. Как известно, кривые повторяемости различных баллов облачности имеют U-образную форму, и поэтому средние значения облачности, о которых говорилось выше, отнюдь не являются максимально повторяющимися и могут быть использованы главным образом для сравнения и картирования. Поэтому представляет интерес рассмотреть конкретные данные о повторяемости баллов облачности.

Повторяемость баллов рассмотрена лишь кратко, по нескольким станциям за 1951—1954 гг., причем только по общей облачности.

На всех станциях максимальная повторяемость приходится на баллы 0 и 10 и может достигать 50—60% и более. Баллы 1 и 9 в большинстве случаев имеют повторяемость, уже едва достигающую 6—10%. Баллы 2—8 в большинстве случаев имеют повторяемость порядка 1—3%, т. е. встречаются практически очень редко. Можно отметить, что кривые повторяемости при средней облачности 4—6 баллов имеют более или

менее симметричный вид, при средних значениях более 6 — резко асимметричны с максимумом на 10 баллах, при средних значениях менее 4 баллов кривые повторяемости резко асимметричны в сторону нуля. Несколько примеров кривых повторяемости и значения средней месячной облачности приведены на рис. 110.

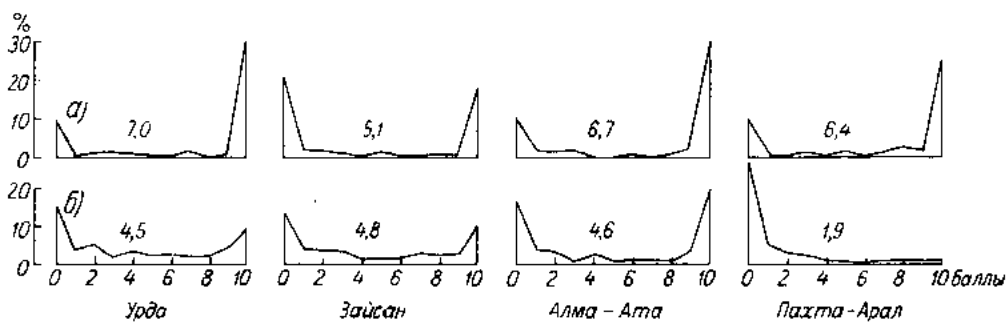


Рис. 110. Графики повторяемости баллов общей облачности (%).
а январь, б июль.

Указанные особенности повторяемости баллов позволяют в известной степени отождествить ее с повторяемостью отметок 0—2, 3—7 и 8—10, издавна подсчитываемой в таблицах метеонаблюдений. Повторяемость их рассмотрена ниже.

В заключение обратимся к годовому и суточному ходу облачности на территории Казахстана.

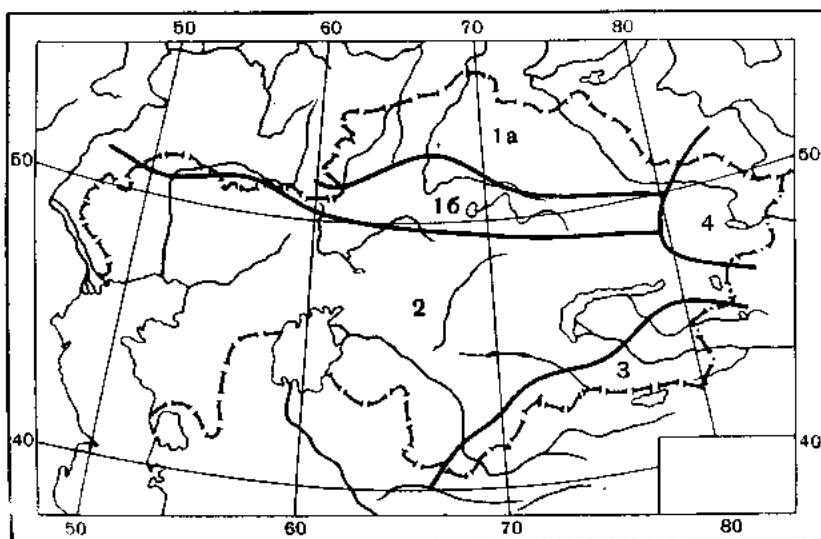


Рис. 111. Территориальное распределение типов годового хода средней облачности.

Годовой ход облачности повсеместно выражен довольно резко, но характер его различен для разных районов. По типу годового хода облачности Казахстан можно районировать следующим образом (рис. 111).

1а — тип осенней циклоничности с облачным летом. В первую половину года незначительные колебания общей и нижней облачности, обычно небольшой максимум в апреле, резкий максимум в октябре —

ноябре. Этот тип наблюдается на севере республики, его границы проходят несколько южнее Джетыгары, Акмолинска, Семипалатинска.

1б — тип осенней циклоничности с малооблачным летом. Отличается от 1а тем, что облачность, особенно общая, образует летом глубокий минимум (август). Осенний максимум сдвинут обычно на ноябрь — декабрь. Эта зона тянется южнее зоны 1а полосой в 200—300 км, захватывая на западе Уральск, в центральной части Караганду.

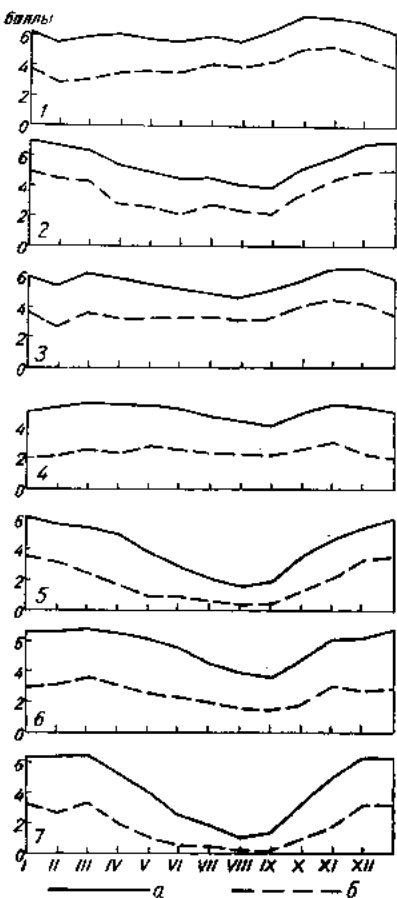


Рис. 112. Годовой ход средней месячной облачности.

а — общая, б — нижняя. 1 — Петропавловск, 2 — Урла, 3 — Караганда, 4 — Зайсан, 5 — Кызыл-Орда, 6 — Алма-Ата, 7 — Пахта-Арал.

ше, чем нижней. Наименьшими амплитудами отличается зона 4 типа (1—2 балла для общей и нижней облачности). К западу и к югу амплитуды возрастают и на юге (2 тип) достигают для общей облачности 5—5,5 балла, для нижней 3—3,5 балла.

Суточный ход облачности в значительной степени зависит от повторяемости форм и их суточного хода. Вообще суточный ход выражен довольно отчетливо, особенно летом, когда он имеет явный континентально-конвективный характер.

В общих чертах суточный ход облачности сводится к следующему. В зимнее время и общая и нижняя облачность образует максимум в утренние часы (7 часов). Особенно четко это выражено по нижней облачности, которая обнаруживает такой режим в течение периода с ноября по март включительно. Максимум общей облачности в ноябре и декабре на некоторых станциях отмечается в 13 часов, очевидно,

2 — тип зимней циклоничности с малооблачным летом, с максимумом в декабре — январе, минимумом в августе — сентябре. Этот тип наблюдается на огромной территории запада, юго-запада, центра и юга республики, вплоть до Прибалхашья и Алакульских озер.

3 — тип весенней циклоничности с малооблачным летом. Значительная облачность наблюдается весной, максимум в марте, резкий минимум в августе — сентябре. Наблюдается в предгорьях юго-востока.

4 — тип весенне-осенней циклоничности. Максимум в апреле — мае и ноябре, минимум в январе и августе. Представлен на востоке республики.

Особенности и размещение этих типов, очевидно, должны находиться в тесной связи с режимом циркуляции и циклонической деятельности. Этот вопрос здесь не рассматривается.

На рис. 112 приведены примеры годового хода облачности для всех перечисленных типов.

Амплитуды годового хода облачности далеко не везде одинаковы. В западной, северной и восточной частях республики они меньше для общей и больше для нижней облачности. В центре и на юге, наоборот, амплитуды общей облачности значительно больше,

за счет облаков верхнего и среднего ярусов. Впрочем, это заметно довольно слабо, так как суточные амплитуды зимой малы. По общей облачности амплитуды обычно достигают 1,5 балла, по нижней — около 1 балла.

С апреля по сентябрь наблюдается летний режим с максимумом общей и нижней облачности в 13 часов. В этом сказывается влияние конвективной облачности. На некоторых станциях юга, где большое развитие имеют не только кучевые, но и ливневые облака, максимум летом смещается на 19 часов. Особенно это характерно для Алма-Аты и Джамбула, где на протяжении всего лета максимум общей и нижней облачности наблюдается в 19 часов. Есть также станции (тоже в южной зоне), где такой режим относится к общей облачности — к вечеру конвективная облачность уменьшается, но облачность верхнего и среднего ярусов образует в 19 часов максимум. Летом суточные амплитуды заметно больше, чем зимой — по общей облачности они удерживаются в пределах 2—2,5 балла, достигая на некоторых станциях 3,5 балла, по нижней — 1—2 баллов.

Октябрь является переходным месяцем — на некоторых станциях наблюдается зимний режим, на некоторых летний.

Минимальная облачность в громадном большинстве случаев летом и зимой как по общей, так и по нижней наблюдается ночью (1 час). Лишь на некоторых станциях зимой облачность (чаще только нижняя) образует минимум вечером (19 часов).

Можно отметить, что зимой суточные амплитуды довольно однообразны, летом же обнаруживается некоторая закономерность их расположения по территории — наименьшие амплитуды общей и нижней облачности наблюдаются в засушливых южных районах, наибольшие — в северной части Казахстана. Здесь, как известно, летом очень хорошо выражена конвективная облачность и ее производные.

На рис. 113 в качестве примера показан суточный ход облачности на ст. Карсакапай.

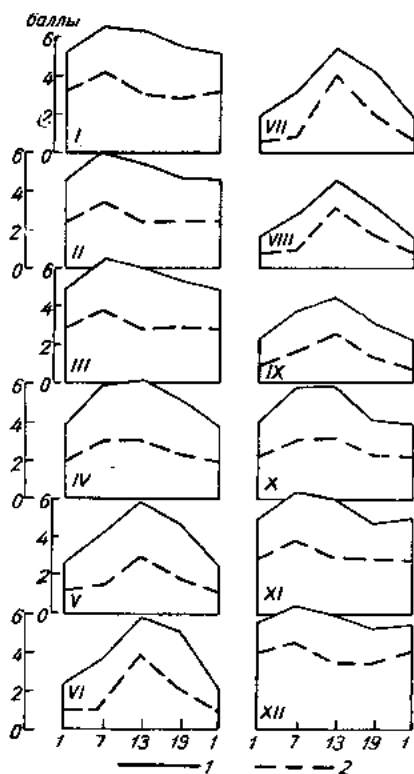


Рис. 113. Суточный ход облачности, Карсакапай.

1 — общая, 2 — нижняя облачность.

Вероятность ясного и пасмурного состояния неба

Под ясным или пасмурным небом понимается облачность (общая или нижняя) соответственно 0—2 или 8—10 баллов. Вероятность или повторяемость такого покрытия неба исчисляется в процентах от всей совокупности случаев.

На рис. 114 показана вероятность ясного неба по общей и по нижней облачности и пасмурного неба по нижней облачности за январь и сентябрь. В зимнее время распределение вероятности ясного и

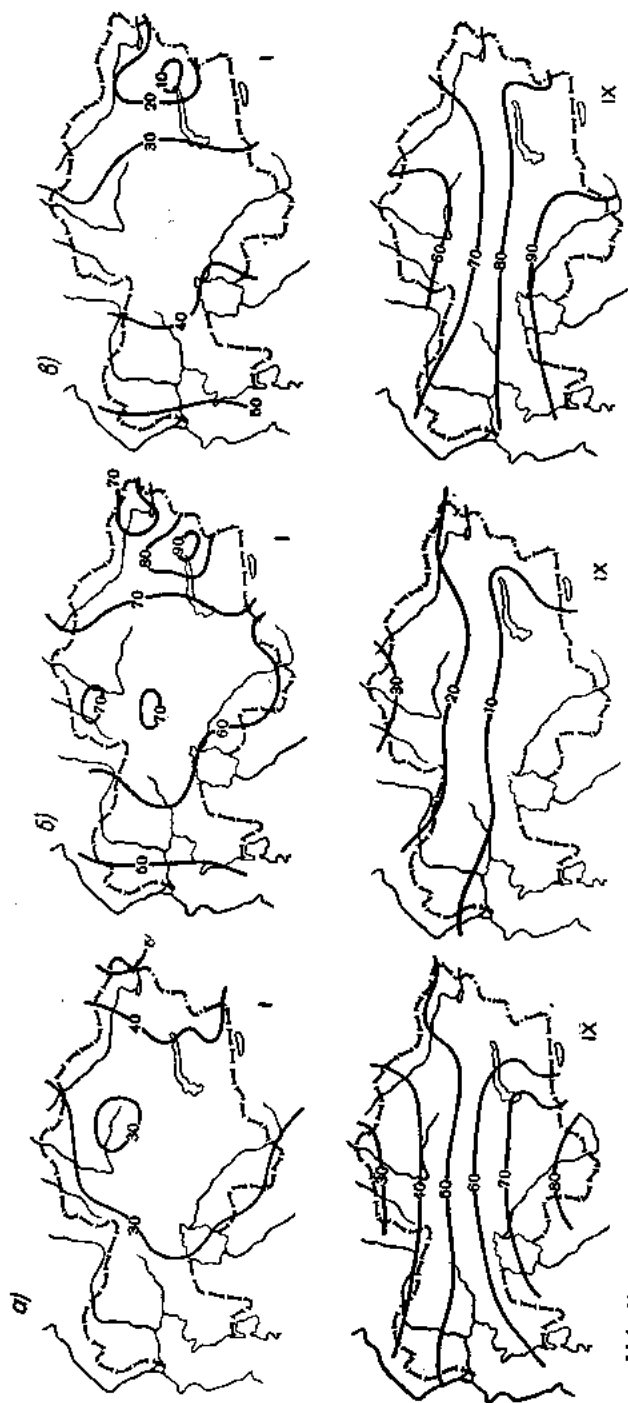


Рис. 114. Карты вероятности ясного неба по общей (а) и нижней (б) облачности и пасмурного неба по нижней (в) облачности (г). Днепро, сентябрь.

пасмурного неба долготное, летом — широтное. Обращает на себя внимание большая вероятность ясного неба летом на юге республики (до 80—90%). Это полностью подтверждает известную характеристику Казахстана как страны солнца, особенно в течение вегетационного периода.

Количество ясных и пасмурных дней. К ясным и пасмурным дням относятся дни с суммой баллов облачности за все сроки наблюдений меньше или больше определенного критического числа. Чаще всего это дни, когда круглые сутки удерживается ясная или пасмурная погода.

Ниже приведены краткие данные о числе ясных и пасмурных дней, причем рассмотрены ясные дни по общей и нижней облачности и пасмурные по нижней.

Число ясных дней по общей облачности. В зимнее время количество ясных дней по общей облачности оказывается наибольшим в восточной части Казахстана и достигает 10—12 дней в месяц. На западе Казахстана в это время безоблачных дней бывает около 4—6. Начиная с мая наибольшее количество ясных дней наблюдается в южной части республики. В июле — сентябре оно достигает здесь 20—25 дней в месяц (даже по общей облачности). Даже в октябре и ноябре число ясных дней на юге и юго-востоке остается максимальным и достигает 15, затем 10 дней. Зимний режим здесь устанавливается в декабре.

Число ясных дней по нижней облачности. Дней с отсутствием нижней облачности бывает всегда больше, чем истинно ясных дней. Годовой ход количества таких ясных дней совершенно подобен режиму ясных дней по общей облачности. Зимой на востоке Казахстана наблюдается 15—20 дней, а на юго-востоке даже до 22—23, на западе всего 7—15 дней.

Летом максимум дней без нижней облачности наблюдается на юге и достигает в июне 20—25 дней, а в августе 26—29 дней. Это практически означает почти полное отсутствие в это время года пасмурных дней по нижней облачности и непрерывную солнечную инсоляцию, так как возможная в эти дни облачность среднего и верхнего ярусов, как правило, почти совершенно не задерживает солнечной радиации.

Число пасмурных дней по нижней облачности. Как это следует из режима ясных дней, наибольшее число пасмурных дней зимой наблюдается на западе Казахстана — от 5 до 10 дней в месяц. На востоке пасмурных дней зимой бывает не более 5—7, а к концу зимы не более 3.

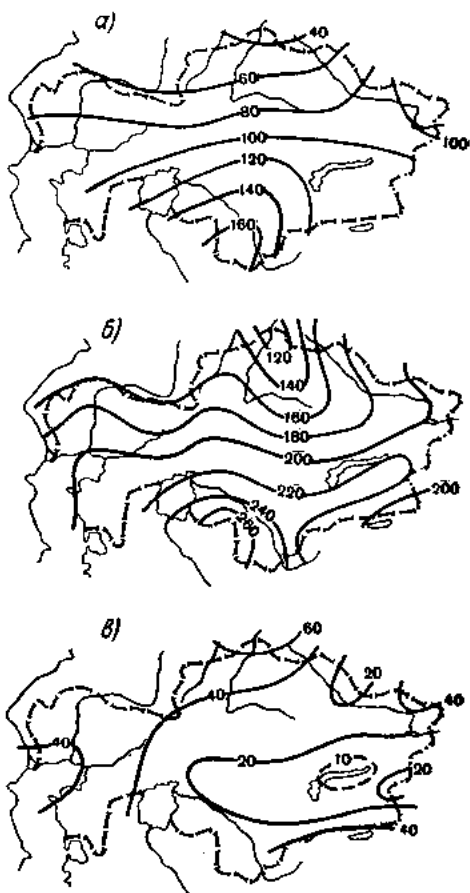


Рис. 115. Карты годового среднего месячного количества ясных дней по общей (а) и нижней (б) облачности и пасмурных дней по нижней облачности (в).

Наибольшее количество пасмурных дней в период с мая по октябрь отмечается на севере и востоке Казахстана — до 4—5 дней. На юге в летнее время пасмурных дней бывает не более 1—2, а в период июнь — сентябрь не более одного.

Количество ясных и пасмурных дней за год показано на рис. 115. Число ясных дней по общей облачности за год достигает 160 на юге, в то время как на севере оно равно лишь 40. Ясных дней по нижней облачности наблюдается больше всего в Кызылкумах — до 260 и более, между тем как на севере их 120 и менее. Пасмурных дней с нижней облачностью больше всего оказывается на севере — до 60, меньше всего, однако, не на юге, а в Балхашской впадине — 10 и менее. Очевидно, на юге, где пасмурных дней за год бывает 25—30, в зимнее время часты процессы адвекции теплых воздушных масс, обуславливающие возникновение туманов и низкой облачности слоистых форм. Районы оз. Балхаш не захватываются такого рода процессами, но не менее так же и на пути циклонов, которые проходят либо южнее, в предгорьях, либо севернее. Интересно отметить, что в районе оз. Балхаш лежит также и минимум осадков — менее 80 мм за год.

Глава XIII

АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ

За исключением высокогорных областей, Казахстан относится к числу районов, недостаточно обеспеченных осадками. В зоне пустынь осадки крайне незначительны. Поэтому основной чертой равнинных климатов Казахстана является ярко выраженная засушливость.

Определяется это прежде всего тем, что Казахстан, расположенный почти в центре Евразии, мало доступен непосредственному воздействию влажных атлантических масс воздуха, являющихся для западных районов Советского Союза основным источником увлажнения. Существенно в данном случае и то обстоятельство, что барико-циркуляционные особенности Евразии обуславливают поступление на территорию северной части Казахстана преимущественно арктического воздуха и воздуха умеренных широт континентального происхождения, бедных влагой. Засушливость местных климатов усиливается, кроме того, за счет пустынь Средней Азии и юга Казахстана, составной частью входящих в внутриконтинентальный пояс приэкваториальных пустынь северного полушария. Осадки теплого полугодия сочетаются с высокими температурами, что снижает значение их как фактора увлажнения, особенно в пустынях.

Местные резко континентальные условия определяют неустойчивый характер выпадения осадков на территории Казахстана. Колебание их из года в год значительно, что часто приводит к явлениям засух, наиболее интенсивно проявляющихся в центральных районах республики. Избыточное увлажнение в засушливых условиях Казахстана — явление довольно редкое, особенно в пустынной зоне.

Годовое и сезонное количество осадков

Разнообразие климатических и орографических условий Казахстана предопределяет неравномерное распределение осадков по его территории. Так, среднее многолетнее количество годовых сумм осадков изменяется в основном от 100 мм и менее до 1000 мм и более (рис. 116).

В степной зоне Казахстана в среднем за год выпадает 250—300 мм осадков. Внутри степной зоны узкой полосой выделяются районы лесостепи и северные склоны Казахской складчатой страны с годовым количеством осадков 300—400 мм. Эта полоса вытянута примерно с севера

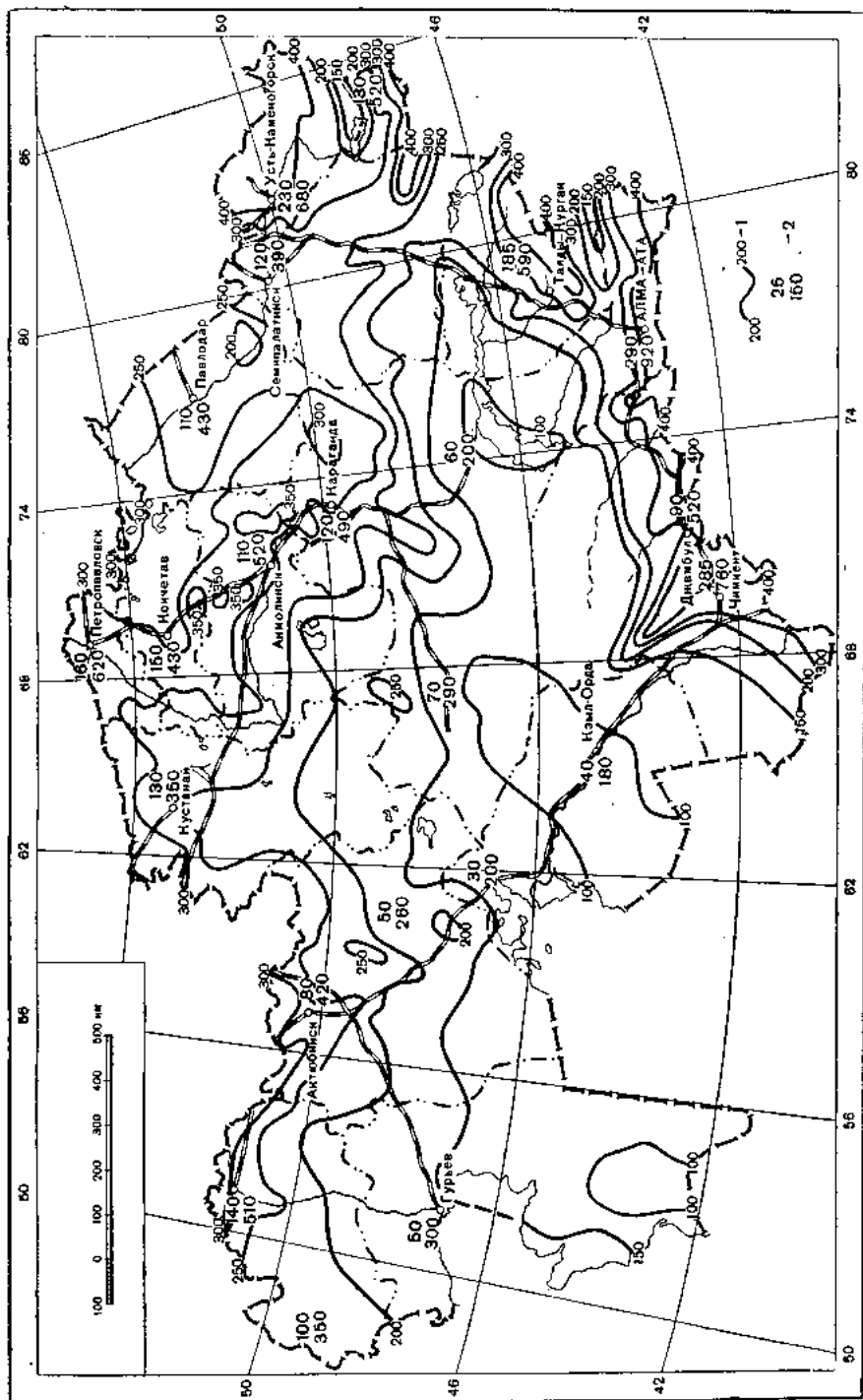


Рис. 116. Среднее годовое количество осадков (ж.м.).

1 — изогеты, 2 — наименьшее и наибольшее количество осадков за отдельные годы.

на юг и своей центральной частью проходит через Петропавловск, Акмолинск и Каркалинск. Увеличение осадков в южной части степной зоны обуславливается в основном обострением циклонов и фронтов в районе Казахского мелкосопочника.

К югу от степной зоны количество осадков постепенно уменьшается. Для большей части Центрального Казахстана (в пределах 45—50° с. ш.) характерно в среднем 125—250 мм осадков в год.

Наименее обеспеченными осадками являются юго-западные районы Прибалхашья, юго-запад Приаральских Кызылкумов и юг Усть-Урта. Здесь в среднем за год выпадает менее 10 мм осадков.

Влияние крупных водоемов (Каспийского и Аральского морей, оз. Балхаш и т. д.) на увлажнение примыкающих к ним пустынь весьма ограничено. Так, годовое количество осадков на восточном побережье Каспийского моря почти так же мало, как и на территории прилегающей к нему пустыни (рис. 116).

С приближением к горным хребтам, под воздействием которых активизируются фронты, количество осадков резко возрастает. В связи с этим изогеты, имеющие на равнинной части Казахстана преимущественно широтное направление, с приближением к горам искажаются, сгущаются и как бы очерчивают хребты.

Высокогорные районы востока и юго-востока Казахстана отличаются избыточным увлажнением. В зависимости от высоты, формы рельефа и экспозиции склонов в восточных и юго-восточных горных системах Казахстана в среднем за год выпадает 400—1000 мм, а на западных склонах Алтая, открытых западно-восточному переносу воздушных масс, до 1500 мм. Восточные склоны Алтая, наоборот, бедны осадками. В центре горной котловины, в которой расположено оз. Зайсан, выпадает в среднем за год менее 150 мм.

В течение года на территории Казахстана в процессе прохождения и формирования циклонических и антициклонических образований непрерывно происходит взаимодействие воздушных масс, поступающих из Арктики, из континентальных районов умеренных широт, с Атлантического океана и из средней Азии. В результате взаимодействия и последующей трансформации значительно изменяются их гидротермические характеристики. Эти процессы имеют определенную годовую цикличность, обуславливая тем самым сезонный характер в распределении по территории Казахстана вида и количества выпадающих осадков.

В холодный период года (октябрь—март) повсеместно преобладают преимущественно вторжения холодных и бедных влагой арктических воздушных масс и воздушных масс умеренных широт континентального происхождения. Благодаря устойчивому снежному покрову и низким температурам воздух за счет испарения с земной поверхности почти не обогащается влагой. Поэтому количество осадков в равнинной части Казахстана за холодный период года невелико и изменяется в среднем многолетнем от 50 до 100 мм (рис. 117). На этом фоне наименьшим количеством осадков (менее 50 мм) выделяются пустыни юго-западной части Казахстана (Усть-Урт, Приаралье, частично Кызылкумы) и Прибалхашья, районы Карсакпая, Джаркента и Зайсана, а также значительная часть Павлодарской области и крайний юго-запад Гурьевской.

В горных районах востока, юго-востока и юга Казахстана осадки холодного периода года значительно возрастают и составляют 200—500 мм и даже несколько более. Предгорные зоны в этом отношении занимают промежуточное значение между равнинной частью Казахстана и его высокогорными районами.

Барико-циркуляционные условия теплого полугодия, как отмечалось выше (ч. I, гл. III), благоприятствуют на большей части Казахстана значительному выпадению осадков. Термический контраст взаимодействующих воздушных масс значителен, особенно весной. На фоне высоких температур воздуха сильно возрастает и влагосодержание воздушных масс, дополнительное увлажнение которых происходит за счет испарения влаги с водной поверхности и почвенно-растительного покрова.

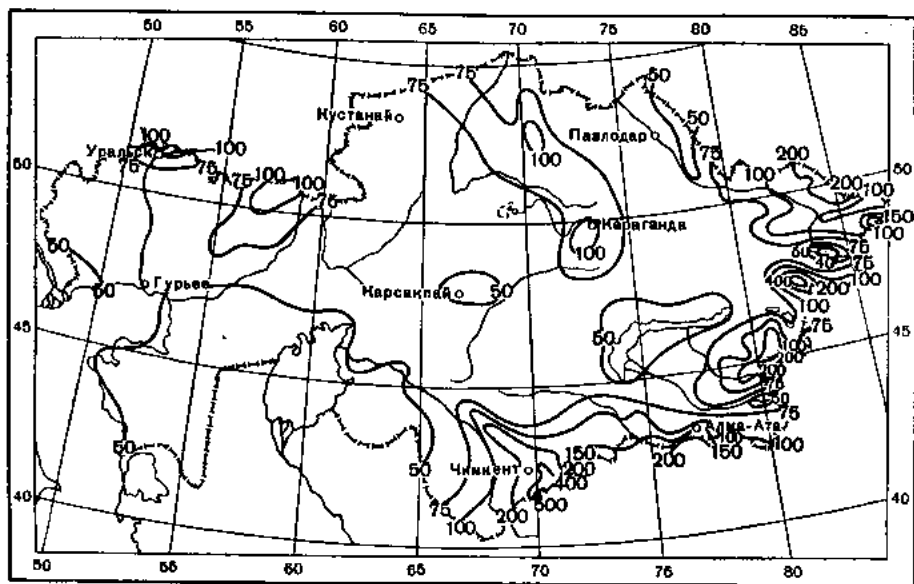
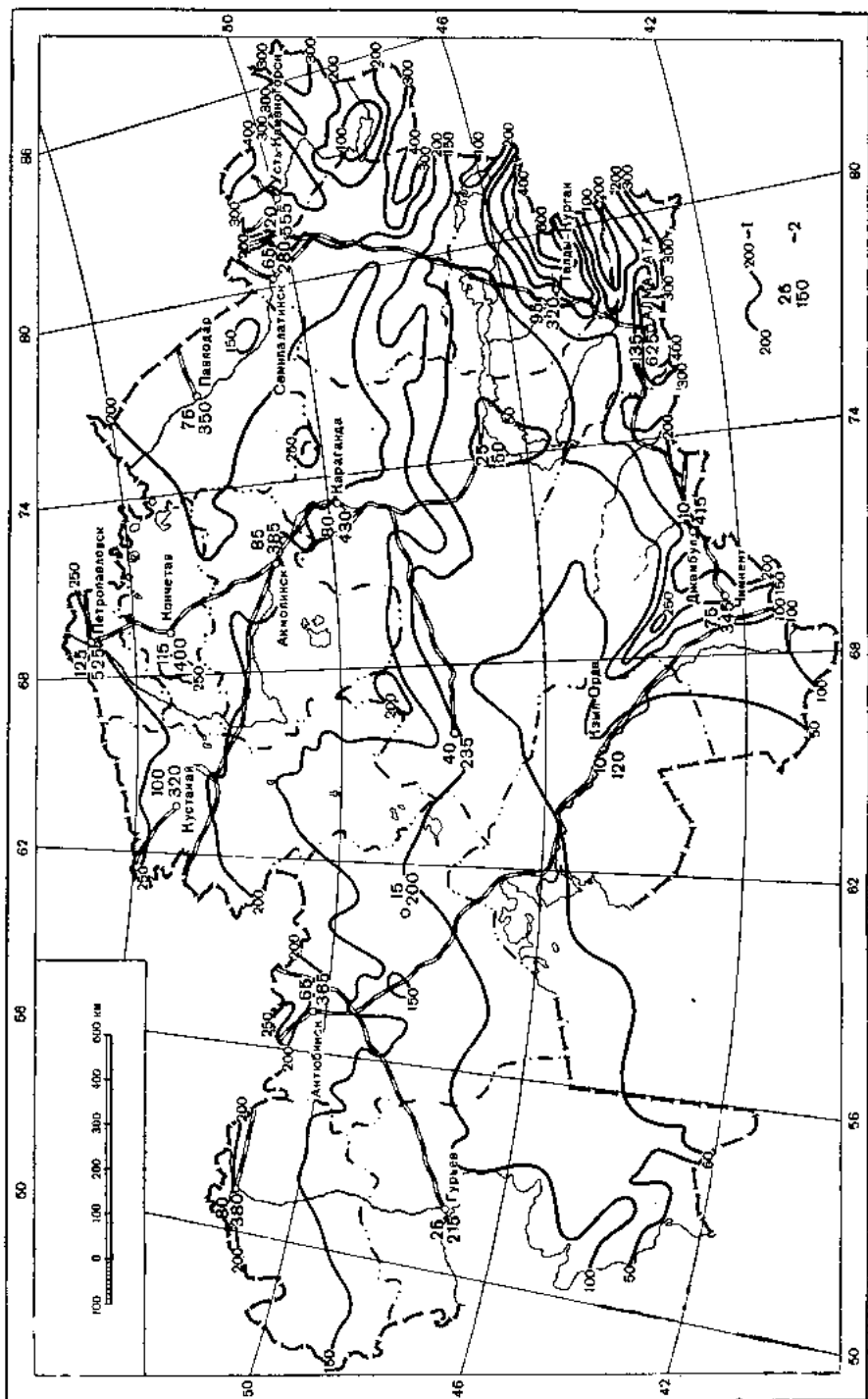


Рис. 117. Количество осадков (мм) за холодный период года (XI—III).

Наряду с факторами, способствующими увеличению осадков в теплое время года, отмечаются процессы, не стимулирующие значительное их выпадение. Так, из числа их следует отметить частые и иногда достаточно устойчивые при определенных барико-циркуляционных условиях процессы трансформации, прогревания и относительного иссушения воздуха в антициклональных образованиях, порождающие явления аномальной засухливости.

С изменением с севера на юг ландшафтных зон Казахстана от лесостепной до пустынной последовательно уменьшается испарение влаги с земной поверхности. Уровень конденсации водяных паров в свободной атмосфере над пустынями значительно выше, чем над северными районами Казахстана. В связи с этим над раскаленными пустынями наблюдается малая облачность и часты явления «сухих» дождей, когда выпадающие из свободной атмосферы осадки из-за большой сухости воздуха не достигают земной поверхности. Все это в целом приводит к уменьшению количества выпадающих за теплое полугодие осадков при движении с севера на юг Казахстана.

За теплый период года в северной части равнинного Казахстана в среднем выпадает 200—275 мм осадков (рис. 118). С продвижением с севера на юг республики количество их последовательно уменьшается, достигая минимума на юге, в районе пустынь (меньше 50 мм). На этом фоне резко выделяются значительными осадками (400—600 мм) горные и предгорные районы Казахстана. Еще больше их выпадает



в высокогорных районах. Так, на высотах 1,5—3 км над у. м. на северном склоне Заилийского Алатау осадки теплого периода составляют 650—700 мм, а на западных склонах Алтая 800—1000 мм.

В Казахстане, таким образом, отмечается резкий контраст в степени увлажнения крайних северных и южных областей за холодное и теплое полугодия. Так, в пределах большей части северной половины республики (лесостепь и степь) в теплое время года (апрель—октябрь) в среднем выпадает 60—80% годовой суммы осадков, а в холодное время года только 20—40%. С продвижением на юг эти соотношения постепенно изменяются в сторону увеличения осадков холодного полугодия. На самом же юге Казахстана отмечаются обратные соотношения. Осадки холодного полугодия здесь (Южно-Казахстанская область) в среднем составляют 60—65% годовых их сумм, а теплого полугодия только 35—40%. Как это будет видно из дальнейшей, такой характер распределения осадков по Казахстану обуславливается своеобразием происходящих на его территории сезонных циркуляционных процессов. В связи с этим северные и южные районы резко отличаются между собой и внутригодовым распределением осадков.

В зависимости от интенсивности и частоты определенных для каждой климатической зоны атмосферных процессов выпадение осадков в отдельные годы колеблется в больших пределах. В табл. 102, 103 и 104 приведены вероятности различных количеств осадков за год, холодное и теплое полугодия в зависимости от средних многолетних их значений.

Таблица 102

Вероятность (%) годового количества осадков при различных значениях средних многолетних

Среднее многолетнее количество осадков за год (мм)	Количество осадков за отдельные годы (мм)																							
	30—50	50—100	100—150	150—200	200—250	250—300	300—350	350—400	400—450	450—500	500—550	550—600	600—650	650—700	700—750	750—800	800—850	850—900	900—950	950—1000	1000—1100	1100—1200	1200—1300	
100	•	35	50	15	•																			
150	•	15	40	25	15	5																		
200		5	25	35	20	10	5	•																
250		•	5	20	25	30	15	5	•															
300			•	15	25	25	20	5	5	•	•	•	•											
400				•	10	15	20	25	10	10	5	•	•											
500					•	•	5	10	15	20	10	10	10	10	5									
600						•	•	5	5	20	20	15	10	10	10	•								
700						•	•	•	5	10	10	15	10	10	10	10	15	•	•					
800						•	•	•	•	•	5	5	5	5	5	5	5	5	15	15	20	10	•	

Примечание. Точка (•) обозначает вероятность менее 3%.

Диапазон колебаний осадков в отдельные годы как за холодный и теплый сезоны, так и в целом за год увеличивается с возрастанием средних многолетних их значений. Эта закономерность имеет большое значение для засушливых климатов равнинного Казахстана. В зависимости от количества выпавших осадков находятся водность рек,

Вероятность (%) количества осадков за холодный период (ноябрь — март) в отдельные годы при различных значениях среднего их количества

Среднее количество осадков за ноябрь — март (мм)	Количество осадков в отдельные годы за ноябрь — март (мм)													
	0—50	51—100	101—150	151—200	201—250	251—300	301—350	351—400	401—450	451—500	501—550	551—600	601—650	651—700
40	75	25												
60	50	50	.											
80	30	50	15	5	.									
100	20	60	15	5	.									
120	20	50	15	10	5									
140	20	35	30	10	5									
160		10	30	30	20	10								
180			20	40	30	10	.							
240			5	5	35	25	15	15	.					
400					5	10	15	10	20	10	10	10	.	.

Примечание. Точка (•) обозначает вероятность менее 3%.

Вероятность (%) количества осадков за теплый период (апрель — октябрь) в отдельные годы при различных значениях среднего их количества

Среднее количество осадков за апрель — октябрь (мм)	Количество осадков в отдельные годы за апрель — октябрь (мм)								
	0—50	51—100	101—150	151—200	201—250	251—300	301—350	351—400	401—450
50	65	30	5						
100	15	45	30	10					
120	10	30	45	10	5				
140	5	30	30	20	10	5			
160		15	30	30	20	5			
180		5	30	30	20	10	5		
200		5	30	30	20	10	5		
220		5	15	20	30	20	10	.	
240			10	20	30	25	10	5	.
260			5	15	25	25	20	10	.

Примечание. Точка (•) обозначает вероятность менее 3%.

урожайность сельскохозяйственных культур и состояние пастбищ. Соответствующие данные показывают, что в Казахстане по условиям выпадения осадков могут встречаться крайне неблагоприятные годы. Так, изменение осадков из года в год относительно среднего многолетнего их количества в различных климатических зонах Казахстана хорошо прослеживается по данным метеорологических станций с большим пе-

риодом наблюдений (рис. 119). Крайний юг Казахстана, примыкающий к Узбекистану, представлен данными ст. Ташкент.

Интересно то обстоятельство, что в южных районах республики длительные периоды с годовым количеством осадков ниже или около нормы встречаются реже, чем в более северных широтах Казахстана. В данном случае особенно выделяется район Акмолинска, по которому за период 1929—1952 гг. годовые осадки преимущественно были ниже нормы. Близок в этом отношении к нему и район Семипалатинска. Алма-Ата, Казалинск и Ташкент, наоборот, характеризуются чередованием непродолжительных периодов влажных и засушливых лет.

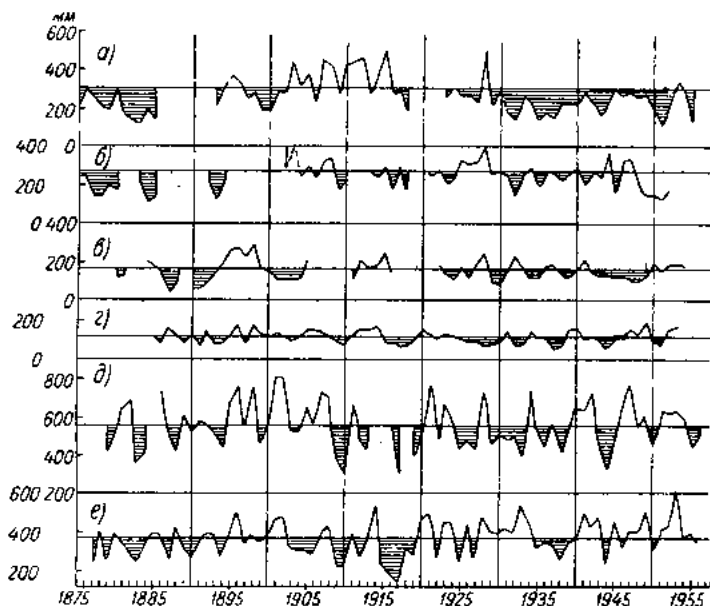


Рис. 119. Колебание годовых сумм осадков (мм).

Горизонтальная линия — годовая норма осадков, а — Акмолинск, б — Семипалатинск, в — Гурьев, г — Казалинск, д — Алма-Ата, е — Ташкент.

Как выдающиеся влажные, так и экстремально засушливые годы могут повсеместно наблюдаться по два — три подряд. Так, например, в Алма-Ате 1901 и 1902 гг. были очень влажными, а 1909 и 1910 гг., наоборот, крайне засушливыми. Обильными относительно нормы осадками по району Акмолинска выделяются 1910, 1911 и 1912 гг., в то время как с 1935 по 1937 г. здесь выпало осадков мало и эти годы были резко засушливыми. Изменение годовых осадков во времени хорошо видно на рис. 120 по скользящим 5-летиям.

Степень устойчивости годовых величин осадков в некоторых зонах Казахстана представлена средними и крайними отклонениями осадков от нормы в табл. 105.

В свете этого представляют интерес и абсолютные величины наибольших и наименьших годовых и сезонных осадков по Казахстану (табл. 106).

В отдельные годы годовые и сезонные осадки могут превышать годовую норму в 1,5—2 и даже в 3 раза. Столь же значительно колеблются относительно нормы и наименьшие годовые суммы осадков. Наибольшая годовая сумма осадков в Казахстане наблюдается в районе ст. Малая Ульба (Западный Алтай, 1577 м над у. м.), где количество осадков в 1930 г. достигло 2173 мм. Противоположным в этом

отношении следует считать район Кызылкумов с наименьшей для Казахстана годовой суммой осадков, равной 30—40 мм (1930, 1936 гг.).

Крайне неустойчивы осадки за холодное и теплое полугодия. Особенно выделяются степные районы Казахстана, где суммарные осадки за холодное полугодие могут быть в отдельные годы в 8—10 раз

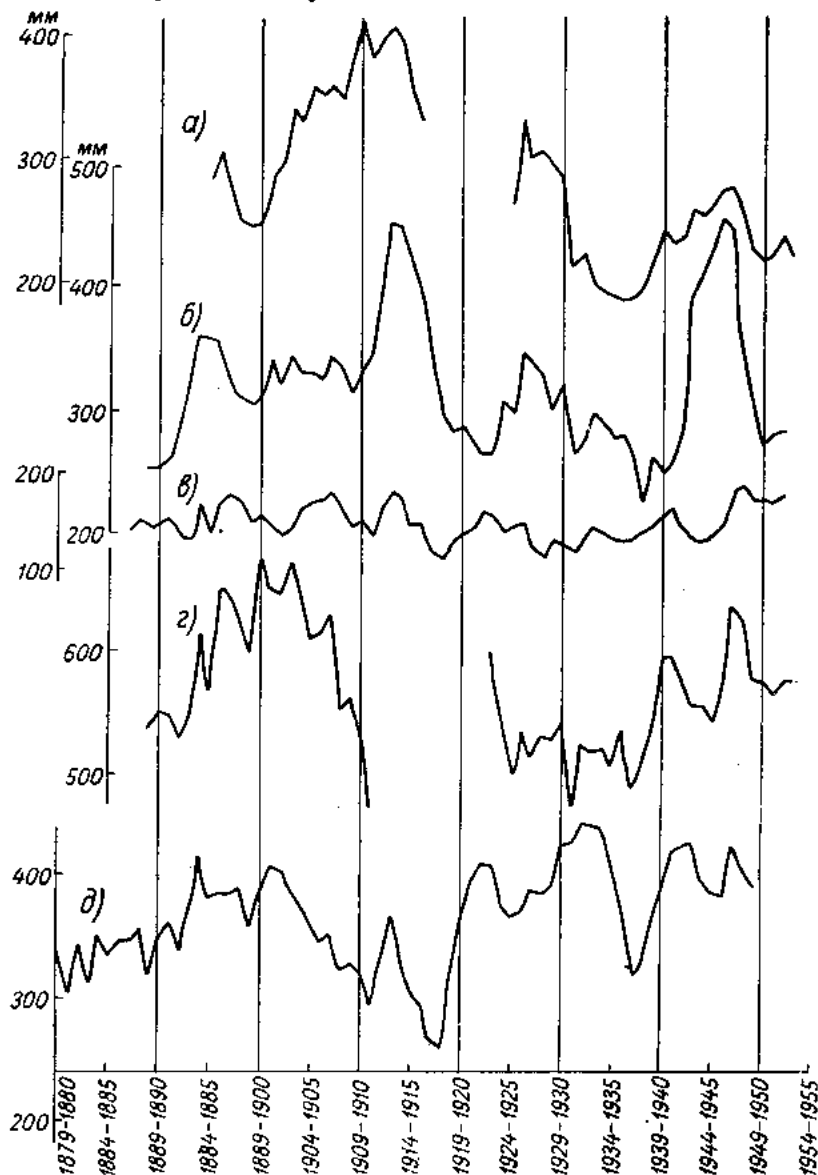


Рис. 120. Скользящие 5-летние средние годовые количества осадков (мм).
а — Акколинск, б — Оренбург, в — Казалинск, з — Алма-Ата, д — Ташкент.

меньше наибольших за то же время года, а за теплое полугодие в 5—7 раз меньше соответствующего максимума. Столь же значительные колебания сезонных осадков отмечаются и в пустынной зоне, где они иногда в течение 4—5 месяцев теплого периода могут совершенно отсутствовать. Даже в зоне предгорья юга Казахстана (Акташ, Алма-Ата), где в среднем отмечается достаточное увлажнение, могут быть резко противоположные в этом отношении годы.

Средние и крайние отклонения годовых количеств от нормы

Станция	Среднее многолетнее количество осадков за год (мм)	Отклонение осадков от нормы (мм)		
		среднее	наибольшее положительное	наибольшее отрицательное
Петропавловск	317	± 62	312	153
Семипалатинск	275	± 48	116	163
Кзыл-Орда	107	± 45	71	63
Форт Шевченко	151	± 42	123	99
Алма-Ата	559	± 107	254	266

Таблица 106

Наибольшее и наименьшее количество осадков (мм)

Станция	Количество осадков					
	год		холодный период (XI—III)		теплый период (IV—X)	
	наибольшее	наименьшее	наибольшее	наименьшее	наибольшее	наименьшее
Петропавловск	619	164	115	15	526	118
Акмолинск	460	114	222	16	400	60
Семипалатинск	391	112	165	24	304	63
Уральск	412	144	134	19	383	90
Актюбинск	416	83	108	15	363	66
Гурьев	300	51	156	14	226	23
Кзыл-Орда	178	44	110	21	118	9
Зайсан	525	148	139	34	474	94
Алма-Ата	813	293	586	135	321	78
Акташ	1389	326	1151	131	583	30

Большая протяженность Казахстана с севера на юг и с запада на восток предопределяет неравномерное в отдельные годы распределение по его территории положительной и отрицательной аномалий месячных и сезонных осадков. Это связано с неоднородностью барико-циркуляционных условий Казахстана, которые прослеживаются как в климатическом разрезе, так и в отдельные годы. Аномалии осадков того или иного знака, как правило, охватывают большие пространства, но не являются однозначными в целом для всего Казахстана. Это особенно хорошо прослеживается по данным сезонных осадков.

Как показал М. Х. Байдал (1953), между территориальным характером распределения осадков по Казахстану и схемами трех форм циркуляции (Е, С и Ш) имеет место определенная связь и достаточно ярко выраженная согласованность. Так, при преобладании за тот или иной отрезок времени (декада, месяц и сезон) определенных типов циркуляции наблюдается определенное распределение по территории Казахстана знака аномалии осадков.

Выявлено, что при сезонном преобладании восточно-европейского типа циркуляции (Е) количество осадков возрастает с запада на восток Казахстана, где они достигают в среднем 120% нормы, а весной 140%. В западных и юго-западных районах республики при данном типе циркуляции, наоборот, отмечается пониженное количество осадков — до 40—50% нормы. При преобладании западно-сибирского типа циркуляции (С) характер распределения аномалии осадков по Казахстану становится противоположным, т. е. осадки выше нормы отмечаются в западных районах Казахстана, а на востоке, наоборот, меньше нормы.

Характер изменения количества выпадающих осадков с высотой местности, как известно, имеет определенные закономерности, зависящие от экспозиции горных склонов относительно проходящих фронтальных разделов, крутизны склонов, высоты гор и т. д. На рис. 121 приведены кривые распределения осадков за год и теплый период (IV—X) по горным районам востока и юго-востока Казахстана.

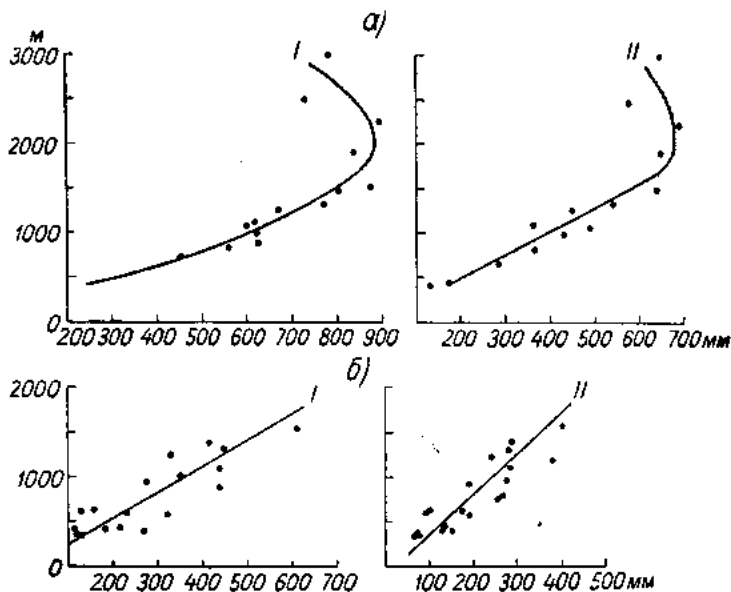


Рис. 121. Кривые распределения средних количеств осадков за год (а) и за теплый период (б) по Зайлийскому (I) и Джунгарскому (II) Алатау (мм).

На северном склоне Зайлийского Алатау (район Алма-Ата) осадки за год и за все теплое полугодие возрастают примерно до высоты 2 км, после чего они постепенно начинают уменьшаться. Плювиометрический градиент осадков до высоты 2 км составляет для годовой суммы в среднем 35 мм на каждые 100 м высоты, а для теплового периода он равен 28 мм. При поднятии в горы до высоты 1,5 км (Медео) он значительно больше для годовой суммы (57 мм), чем для осадков теплового периода (43 мм).

На западных склонах Джунгарского Алатау уменьшение осадков с высотой несколько меньше, чем на северных склонах Зайлийского Алатау. Так, в Джунгарских горах до высоты 1,6 км плювиометрический градиент равен 40, а за теплое полугодие 26 мм.

Годовой ход осадков

Как уже отмечалось, характер годового распределения месячных осадков в Казахстане крайне разнообразен. Однако он вполне законо-

мерен в своем последовательном изменении с севера на юг Казахстана. Это хорошо прослеживается по его климатически различным ландшафтным зонам (рис. 122) и подтверждается данными табл. 107, в ко-

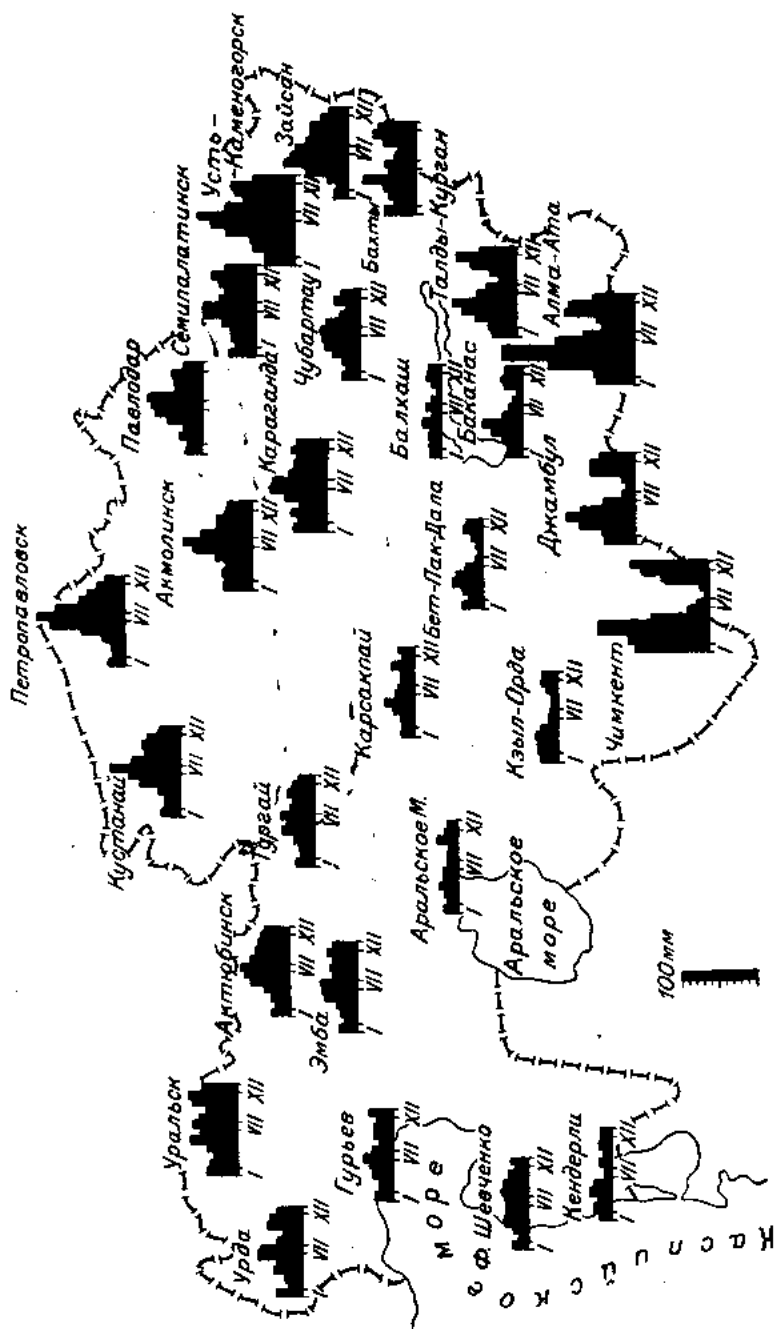


Рис. 122. Схема внутригодового распределения среднего количества осадков (мм) на территории Казахстана.

торой приведен годовой ход осадков по некоторым районам республики, отличающимся наибольшей контрастностью.

По характеру внутригодового распределения месячных осадков в Казахстане выявляются следующие три типа.

1. Явно выраженное преобладание летних осадков с максимумом в июле, причем весной осадков меньше, чем осенью (лесостепная и степная зоны наибольшего увлажнения северной части Казахстана);

2. Сравнительно равномерное распределение месячных осадков в течение года со слабо выраженным максимумом в весенний период (центрально-пустынная зона наименьшего увлажнения);

3. Глубокий минимум осадков летом с двумя максимумами — главным весной и второстепенным осенью (юг пустынной зоны предгорья юга и юго-востока Казахстана).

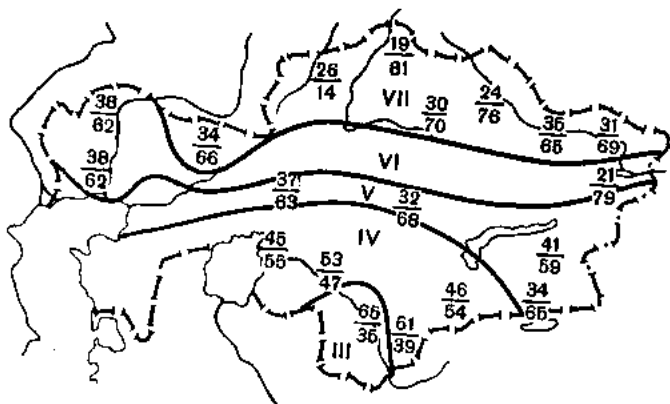


Рис. 123. Изохроны годового максимума осадков и соотношения количеств осадков холодного (числитель) и теплого (знаменатель) периодов (в % от средних годовых сумм осадков).

Такой годовой ход осадков по Казахстану климатически связан с сезонными перемещениями планетарной высотной фронтальной зоны, в зоне действия которой проявляется циклоническая деятельность, обуславливающая режим осадков. Смещение максимума осадков в годовом ходе на территории Казахстана видно на рис. 123.

Вполне естественно, что в отдельные годы рассмотренные выше циркуляционные условия годового распределения осадков по Казахстану

Таблица 107

Среднее количество осадков (мм)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Периоды	
														холодный (XI—III)	теплый (IV—X)
Петропавловск	11	8	9	16	30	51	59	46	30	25	18	14	317	60	257
Акмолинск	19	18	20	17	24	40	47	34	24	24	18	17	302	92	210
Семипалатинск	17	13	16	16	24	35	35	25	20	25	28	21	275	95	180
Уральск	20	18	15	20	32	25	30	27	21	31	32	24	295	109	186
Иргиз	9	8	9	15	17	16	16	10	13	17	16	13	159	55	104
Гурьев	11	10	10	15	16	20	14	11	13	13	12	16	161	59	102
Актюбинск	12	0	13	17	27	30	33	26	23	22	21	18	252	74	178
Кзыл-Орда	11	12	13	14	11	5	5	3	4	7	11	11	107	58	49
Чимкент	49	54	73	73	39	14	7	2	6	33	45	53	448	274	174
Алма-Ата	27	28	59	90	90	54	36	24	27	48	46	30	559	190	369
Медeo	28	30	79	129	183	116	64	42	51	56	58	36	872	231	641

могут резко изменяться в зависимости от последовательности и интенсивности макроциркуляционных процессов. В отдельные годы возможны отклонения от указанных видов годового хода осадков в зависимости от последовательности и интенсивности макроциркуляционных процессов.

На рис. 124 представлены данные среднего многолетнего количества осадков в месяцы их максимумов. Даже в наиболее влажные месяцы года количество осадков в зоне пустынь не превышает 10—20 мм, к северу же Казахстана оно значительно увеличивается и достигает

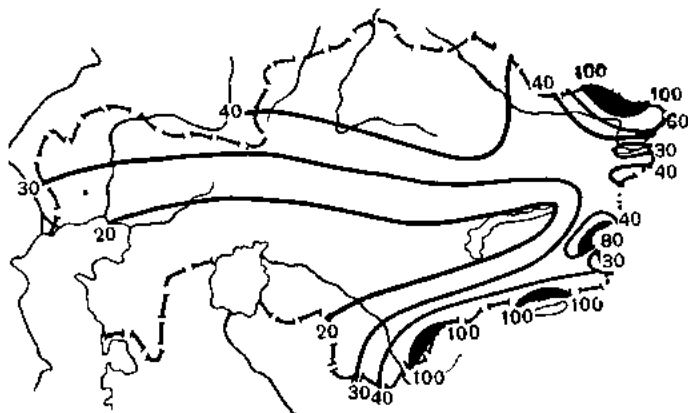


Рис. 124. Среднее количество осадков (мм) в месяцы их годового максимума.

40—60 мм за месяц. При продвижении на восток и юго-восток республики, к горным хребтам, осадки за счет влияния орографии возрастают еще более резко. Так, в предгорных зонах и в горах осадки достигают 100—200 мм за месяц. Насколько различна в основных ландшафтных зонах Казахстана степень увлажнения, можно судить по количеству выпадающих осадков за три летних месяца (июнь — август). Так, в северных областях республики сумма осадков за три месяца составляет в среднем 40—50% годовой суммы осадков, в центральной зоне 25—30%, а в южных пустынях всего лишь 5—15%.

В отдельные годы соответствующие соотношения могут значительно колебаться.

Для Казахстана характерна та особенность, что в любом месяце года повсеместно возможно полное отсутствие осадков или ничтожно малое их количество (табл. 108). Так, например, в зоне пустынь в теплое время года иногда в течение 4—5 месяцев подряд может не быть осадков. Даже в северных областях республики периоды бездождья в весенне-летнее время могут продолжаться непрерывно два месяца и более. Такие периоды, как правило, сочетаются с аномально высокими термическими условиями, что часто приводит к формированию атмосферных и почвенных засух. Незначительные зимние осадки также возможны в любой части республики, в результате чего создается незначительный снежный покров, увеличивается промерзание почвы.

В отдельные годы месячные осадки бывают значительными. В большинстве случаев это осадки ливневого происхождения. Избыточное увлажнение, однако, в Казахстане отмечается редко, особенно в зоне пустынь. В горных условиях обильные осадки (ливни) в теплое время года вызывают иногда мощные селевые явления, а зимой снежные лавины.

Наименьшие (первая строка) и наибольшие (вторая строка) месячные и годовые количества осадков (мм)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Теплый период (IV—X)
Петропавловск	0	1	0	0	1	6	13	2	3	4	2	1	164	118
	24	16	26	81	91	181	140	145	109	69	56	30	619	526
Акмолинск	0	0	0	0	3	3	4	2	3	4	2	1	114	60
	68	74	75	61	84	116	157	121	89	67	40	52	520	400
Семипалатинск	2	0	1	0	3	4	1	0	2	3	3	3	112	63
	50	32	55	46	82	91	120	56	55	70	76	50	391	304
Гурьев	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	51	23
	41	34	31	56	54	134	114	99	68	69	51	43	300	226
Кзыл-Орда	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	44	9
	32	46	40	44	79	34	45	28	30	32	44	39	178	118
Акташ	26	0	20	0	0	0	0	0	0	2	7	14	326	30
	273	210	340	303	203	108	64	24	65	181	428	353	1389	583
Алма-Ата	5	1	12	17	5	3	0	0	0	0	4	2	293	78
	79	67	132	190	200	152	102	68	69	139	112	85	813	321

В табл. 109 приведены вероятности различных количеств осадков в отдельные годы в зависимости от средней многолетней для отдельных месяцев теплого периода (апрель — октябрь), вычисленные методом изогнет, предложенным О. А. Дроздовым. Данные этой таблицы раскрывают содержание средних величин.

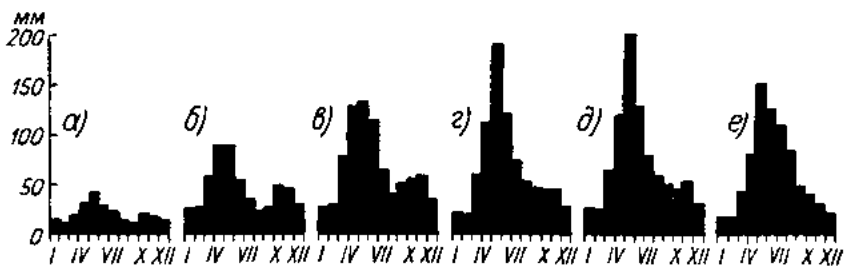


Рис. 125. Месячные и годовые суммы осадков (мм) на северном склоне Зайлийского Алатау.

а — Или, 454 м над у. м., б — Алма-Ата, 848 м, в — Медео, 1529 м, г — Усть-Горельник, 1936 м, д — Верхний Горельник, 2254 м, е — Мын-Джилки, 3136 м над у. м.

Характерным для теплого полугодия следует считать увеличение диапазона колебаний месячных осадков в отдельные годы с возрастанием средних многолетних их значений. Наиболее устойчивой в этом отношении является засушливая зона пустынь Казахстана, особенно в теплое время года. Наоборот, в горных районах республики, где осадки более значительны, чем в условиях равнин, колебания в отдельные годы велики, хотя вероятность крайних их пределов небольшая.

О годовом распределении осадков на разных высотах дает некоторое представление рис. 125, где приводятся средние многолетние данные по станциям северного склона Зайлийского Алатау.

Вероятность (%) количества осадков при различных средних значениях за месяц

Среднее многолетнее количество осадков за месяц (мм)	Количество месячных осадков в отдельные годы (мм)																		
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100	100-120	120-140	140-160	160-180	180-200	200-220	220-240	240-260	260-280
	Апрель																		
10	55	20	15	5	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
15	40	35	10	10	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
20	35	35	15	10	5	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
25	20	25	20	15	10	5	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
30	10	15	20	20	15	10	5	5	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
40	5	10	15	15	15	10	5	5	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
50	5	5	15	15	20	10	10	5	5	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
70	•	•	5	10	10	15	20	10	10	5	10	5	•	•	•	•	•	•	•
90	•	•	5	5	10	10	10	10	15	15	10	10	5	•	•	•	•	•	•
110	•	•	•	•	10	10	10	10	10	10	10	10	5	5	•	•	•	•	•
	Май																		
10	65	15	10	5	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
15	30	25	20	15	10	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
20	25	25	20	15	10	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
25	20	25	20	15	10	5	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
30	15	20	25	20	15	5	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
40	10	15	15	15	15	10	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
50	10	10	10	10	10	20	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
60	5	10	10	10	10	10	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•

Количество месячных осадков в отдельные годы (мм)

Среднее
многолетнее
количество
осадков за
месяц (мм)

	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70	70—80	80—90	90—100	100—120	120—140	140—160	160—180	180—200	200—220	220—240	240—260	260—280
70	5	5	5	5	5	10	10	15	10	10	10	5	5
80	.	5	10	10	10	10	10	15	10	5	5	5	5
90	.	.	5	5	5	10	10	10	10	15	10	10	5

Июнь

5	80	10	5	5	5
10	75	10	5	5
15	50	20	15	10	5
20	40	20	20	10	5
25	30	25	20	10	5	5	5
30	20	25	15	15	10	5	5
40	10	20	20	20	10	10	5
50	5	10	10	15	15	10	10	5	5	5	5
60	.	.	10	20	15	15	15	5	5	5	5

Июль

5	90	5	5
10	65	20	10
15	55	25	10	5
20	35	30	10	10	10
25	25	30	20	10	10
30	15	25	20	15	10	5	5
35	10	15	15	20	15	10	5	5

Среднее многолетнее количество осадков за месяц (мм)	Количество месячных осадков в отдельные годы (мм)																		
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100	100-120	120-140	140-160	160-180	180-200	200-220	220-240	240-260	260-280
40	10	15	15	20	15	10	10	5	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
50	•	5	10	10	20	15	10	10	5	5	5	•	•	•	•	•	•	•	•
60	•	5	10	10	10	20	10	10	5	5	5	5	•	•	•	•	•	•	•
70	•	•	•	10	10	10	20	15	10	5	5	5	•	•	•	•	•	•	•
Август																			
5	80	10	5	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
10	60	25	10	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
15	50	20	15	5	5	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
20	40	20	10	10	5	5	5	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
25	25	20	15	15	10	5	5	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
30	20	20	20	10	10	10	5	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
35	15	20	20	15	10	10	5	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
40	5	15	10	20	15	10	5	5	5	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
50	5	10	20	15	10	10	10	5	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
60	•	10	10	10	10	30	5	5	5	5	5	5	•	•	•	•	•	•	•
Сентябрь																			
5	90	10	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
10	65	15	10	5	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
15	60	10	10	10	5	5	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
20	45	20	15	10	5	5	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•

Среднее многолетнее количество осадков за месяц (мм)	Количество месячных осадков в отдельные годы (мм)																		
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100	100-120	120-140	140-160	160-180	180-200	200-220	220-240	240-260	260-280
25	20	25	20	15	10	5	•	•	•	•	•	•							
30	15	20	25	15	10	5	5	•	•	•	•	•							
5	75	15	5	•															
10	65	25	10	•	•														
15	50	30	10	5	•	•	•	•											
20	30	30	25	5	5	•	•	•	•	•	•	•							
25	25	30	15	10	10	5	•	•	•	•	•	•							
30	25	20	15	15	15	5	•	•	•	•	•	•							
35	25	20	20	15	5	5	5	•	•	•	•	•							
40	15	20	20	20	10	5	5	•	•	•	•	•							
50	5	5	20	20	20	10	5	5	5	•	•	•							

Октябрь

Примечание. Точка (•) обозначает вероятность менее 3 0/0.

Число дней с осадками

Число дней с осадками различной величины отражает как частоту выпадения осадков, так и количество их за сутки (табл. 110).

Таблица 110

Число дней с осадками различной величины за год

Станция	Высота над у. м.	Число дней с осадками					
		$\geq 0,1$ мм	≥ 1 мм	≥ 5 мм	≥ 10 мм	≥ 20 мм	≥ 30 мм
Петропавловск		146	67	16	5	1	0,4
Акмоллинск		121	65	17	6	1	0,4
Семипалатинск		111	62	16	5	1	0,2
Уральск		114	67	18	6	0,7	0,1
Гурьев		82	35	9	3	0,7	0,4
Карсакапай		77	31	6	2	0,2	0,1
Кзыл-Орда		56	26	6	2	0,4	0,1
Чимкент		75	56	32	15	4	1
Джамбул		71	49	20	8	2	0,4
Акташ		86	73	47	30	14	5

Северный склон Заилийского Алатау

Или, ж.-д. ст. . . .	484	80	49	16	6	0,7	0,3
Алма-Ата, обсерватория	848	103	73	37	18	6	2
Медео	1529	112	91	48	30	12	5
Мын-Джилки . . .	3036	152	110	49	21	5	1

Общее число дней с осадками за год ($\geq 0,1$ мм) последовательно убывает с севера на юг Казахстана (рис. 126 а). В северной части число дней с осадками колеблется от 100 до 145, в центральной части — от 80 до 100, а в южных широтах, в зоне пустынь, — от 60 до 80. Наименьшая повторяемость их (менее 60 дней за год) отмечается в пустыне Кызылкумы, т. е. в районе, характеризующемся очень незначительным количеством осадков.

В горных районах юга и юго-востока республики повторяемость дней с осадками значительно больше, чем в прилегающих к ним равнинах. Так, на северном склоне Заилийского Алатау осадки выпадают в полтора — два раза чаще, чем в расположенной ниже равнине.

Число дней с осадками 1 мм и более колеблется по территории Казахстана в пределах 25—75 за год, причем повторяемость их также убывает с севера на юг республики (рис. 126 б).

Значительно реже бывают суточные осадки 5 мм и более. На севере равнинной части Казахстана в среднем отмечается 15—18 дней, в центральных широтах около 10, а на крайнем юге, в зоне пустынь, 5—10 дней за год. Количество их значительно возрастает в горах Алтая, Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау — от 20 до 47 дней в среднем за год (рис. 126 в).

Осадки 20 мм и более отмечаются редко; в северных районах республики в среднем 1 случай в год, а по крайнему югу, исключая

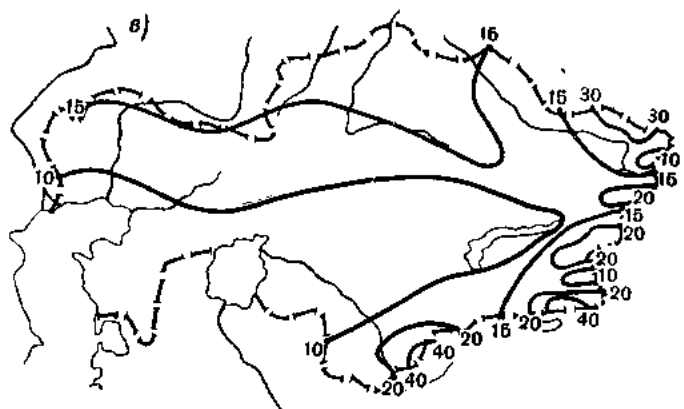
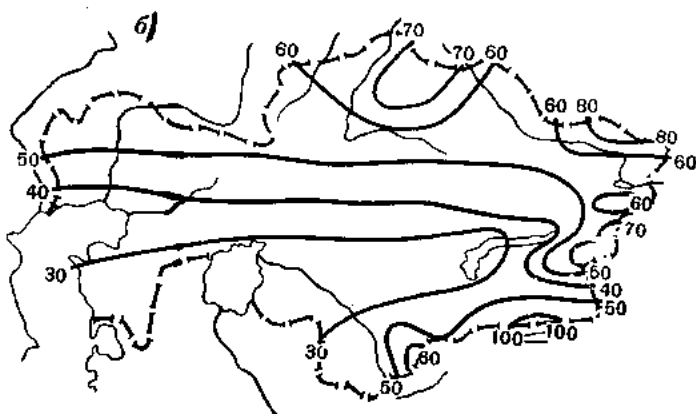
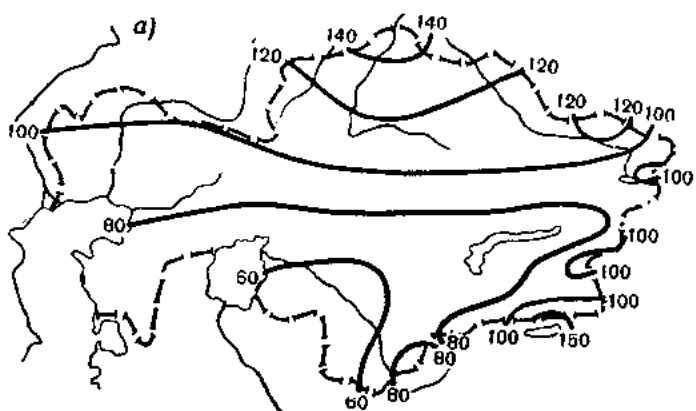


Рис. 126. Среднее число дней с осадками $\geq 0,1$ (а), $1,0$ (б) и $5,0$ мм (в). Год.

горные области, еще реже — до 2—4 случаев за 10 лет. Число дней с осадками 30 мм и более за сутки наблюдается еще реже — до 2—4 случаев за 10 лет в северных областях республики и 1—2 случая в южных областях.

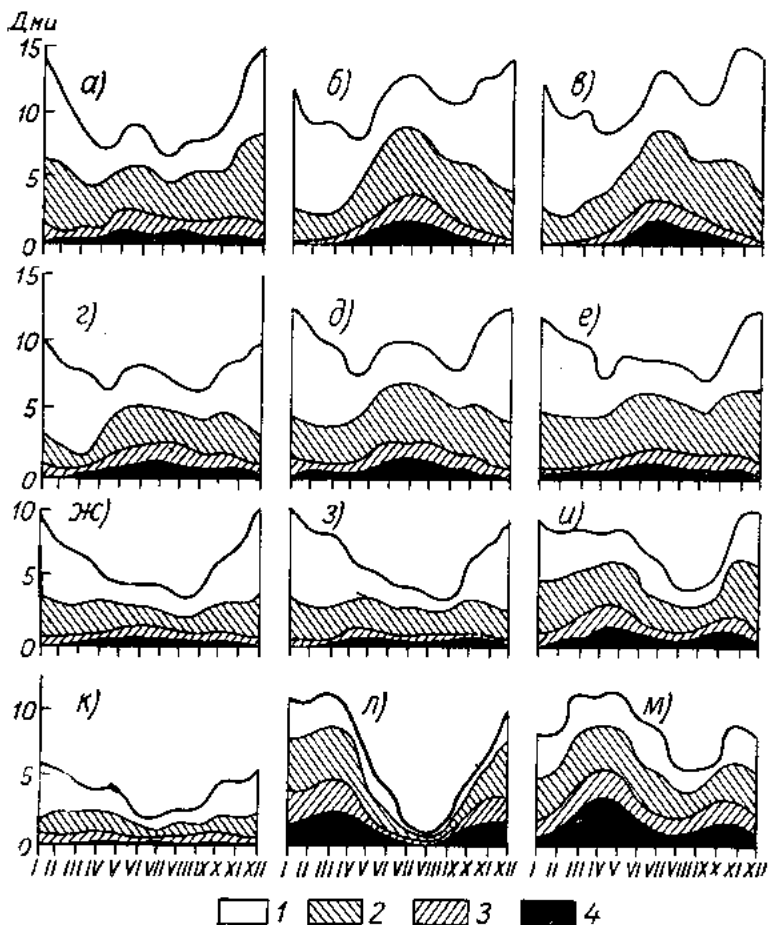


Рис. 127. Годовой ход среднего числа дней с осадками различной величины.

а — Уральск, *б* — Петропавловск, *в* — Михайловск, *г* — Актюбинск, *д* — Акмолинск, *е* — Семипалатинск, *ж* — Гурьев, *з* — Карсакапай, *и* — Талды-Курган, *к* — Кейдерли, *л* — Чимкент, *м* — Алма-Ата. 1 — 0,1 мм, 2 — 5,0 мм, 3 — 10,0 мм, 4 — 20,0 мм за сутки.

В предгорьях и горных районах Казахстана большие суточные количества осадков — явление довольно частое. Так, например, по Зайлыскому Алатау среднее число дней с осадками ≥ 10 мм составляет 20—30 за год, ≥ 20 мм — 5—10, а ≥ 30 мм — около 5 за год.

Годовой ход числа дней с осадками различной величины отражен на рис. 127, а распределение их между теплыми и холодными периодами — в табл. 111.

В северных областях Казахстана осадки несколько чаще выпадают в теплое время года, чем в холодное, причем годовой ход числа дней со значительными осадками (≥ 1 , ≥ 5 , ≥ 10 мм и т. д.) имеет явно выраженный максимум в летнее время. Таким образом, годовое распределение их аналогично годовому ходу количества осадков.

Число дней с осадками за холодный (XI—III) и теплый (IV—X) периоды

Станция	Число дней с осадками							
	≥ 0,1 мм		≥ 5,0 мм		≥ 10,0 мм		≥ 20,0 мм	
	XI—III	IV—X	XI—III	IV—X	XI—III	IV—X	XI—III	IV—X
Петропавловск	56	75	1	15	0,1	5	0,02	2
Кустанай	45	66	1	13	0,2	5	0	2
Акмолинск	57	63	4	13	0,8	5	0,2	1
Уральск	60	54	7	12	1	4	0,04	0,7
Гурьев	47	35	3	6	0,6	2	0	0,7
Семипалатинск	56	57	5	11	1	4	0,07	0,9
Зайсан	36	56	3	14	0,5	6	0,02	1
Кзыл-Орда	36	18	3	3	0,8	0,8	0,07	0,3
Чимкент	50	28	19	11	9	5	2	2
Талды-Курган	47	47	8	13	2	6	0,4	0,8
Алма-Ата	46	58	13	23	5	12	1	4
Медeo	40	72	14	34	6	24	2	11
Мын-Джилки	46	58	9	40	2	19	0,1	5

В слабо увлажненных пустынных районах юга Казахстана осадки летом выпадают очень редко. Чаще всего они наблюдаются здесь в зимне-весенний период.

В предгорных и горных районах юга и юго-востока республики годовой ход числа дней с осадками по градициям повторяет годовое распределение количества их с главным максимумом весной (вторым осенью) и минимумом летом и зимой.

Вероятность лет с количеством осадков, превышающим 50 мм за сутки, в северных районах Казахстана составляет 10%, т. е. они наблюдаются 1 раз в 10 лет. Такие суточные количества осадков в пустынной части крайнего юга республики редки, 1—2 случая в 100 лет.

Чаще всего суточные количества осадков ≥ 50 мм имеют место в предгорных и горных районах Южно-Казахстанской области, где вероятность их значительна (30—60% лет).

Большой интерес представляют пределы наибольших количеств осадков за сутки. Последние, как известно, являются в основном осадками ливневого характера, связанные с прохождением холодных фронтов. Интенсивные ливневые осадки приносят иногда большой ущерб народному хозяйству (разрушение путей сообщения и мостов, наводнения, размыв почвы, селевые явления, снежные заносы и т. д.).

Предельно наибольшие суточные осадки по некоторым районам Казахстана приведены в табл. 112.

Осадки в количестве 70—90 мм за сутки наблюдаются во многих районах Казахстана. Суточные же осадки более 100 мм отмечаются исключительно редко. Вероятность лет с такими обильными осадками не превышает 1—2%, причем они были зарегистрированы как в южных, так и в северных широтах республики (т. е. как в равнинных, так и в горных ее районах). Так, например, в Павлодаре 5/VIII 1922 г.

выпало 105 мм осадков, в Явленке (Северо-Казахстанская область) 2/VIII 1947 г. — 107 мм, в Тюлькубасе 30/IV 1932 г. — 122 мм, в Темире за сентябрь 1911 г. — 111 мм. Рекордным количеством осадков являются 182 мм, выпавшие в Талгаре (Алма-Атинская область, высота 1005 м над у. м.) 16/V 1947 г.

Таблица 112

Наибольшее суточное количество осадков (мм)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Петропавловск	9	8	12	24	40	88	56	62	30	23	15	10	88
Акмолинск	17	35	36	26	24	37	80	52	34	23	31	13	80
Павлодар	9	10	14	23	25	55	65	105	18	18	10	11	105
Семипалатинск	16	24	14	22	26	40	42	27	27	21	30	15	42
Гурьев	17	12	17	30	27	38	87	45	47	24	23	18	87
Кзыл-Орда	16	23	24	25	41	27	35	22	23	20	30	17	41
Туркестан	30	26	54	25	30	26	17	17	15	23	32	20	54
Тюлькубас	47	51	86	122	46	54	64	35	31	50	73	74	122
Алма-Ата	26	33	35	46	62	74	55	33	44	44	46	33	74
Медео	22	30	36	50	69	96	70	38	41	58	52	29	96
Талгар	25	18	40	36	182	53	29	23	58	42	39	66	182

Даже в самых засушливых пустынных районах Казахстана с годовым количеством осадков около 100 мм возможны суточные суммы осадков 40—50 мм, составляющие примерно половину годовой нормы осадков по этим районам. Столь значительные ливни здесь, однако, бывают очень редко.

Рассматривая распределение в течение года наибольших суточных количеств осадков по Казахстану, следует отметить, что они чаще всего наблюдаются в сезоны максимума осадков.

Имеют место случаи, когда в отдельные дни интенсивные осадки одновременно охватывают большие территории.

Осадки выпадают как в твердом, так и в жидком состоянии. Распределение по территории Казахстана числа дней с теми и другими крайне разнообразно, что связано прежде всего с большим термическим контрастом районов.

Годовое число дней с дождем и со снегом последовательно убывает с севера на юг республики (рис. 128). С приближением к горам востока и юга республики оно снова возрастает, причем до величин больших, чем на севере Казахстана.

Годовое число дней со снегом (рис. 128 а) колеблется от 15 по югу Казахстана до 65 — по северным его районам. В горных областях отмечается в среднем 100 дней со снегом за год.

Число дней с дождем за год изменяется по республике от 30 на юге до 75 на севере, в горах же оно возрастает в среднем до 80 дней и более (рис. 128 б).

В целом по Казахстану, за исключением высокогорных областей, среднее годовое число дней с дождем больше числа дней со снегом. В отдельные годы число дней с дождем и со снегом повсеместно может увеличиваться или уменьшаться в 1,5—2 раза. Характер распределения их по территории Казахстана в каждом конкретном случае за тот

или иной отрезок времени года (сезон, месяц, декаду) обуславливается своеобразием происходящих циркуляционных процессов.

Годовое распределение числа дней с дождем и со снегом по климатически различным районам Казахстана представлено на рис. 129.

В летние месяцы число дней с дождем изменяется в Казахстане от 1—2 (зона пустынь) до 12—16 (северные области и горные районы).

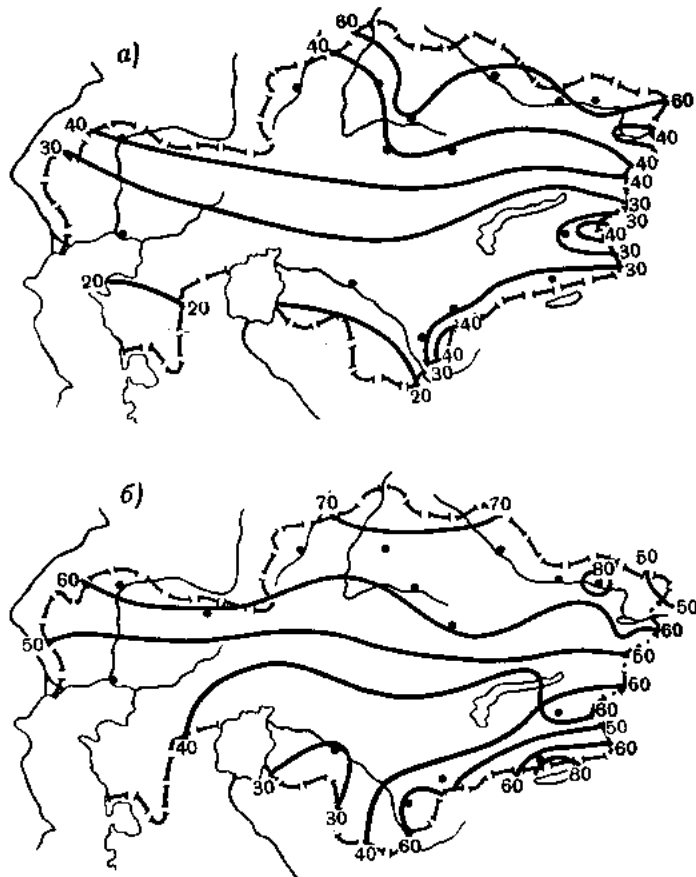


Рис. 128. Среднее число дней со снегом (а) и с дождем (б). Год.

В отдельные годы число их в засушливых районах может достигать 8—10 дней, в северных областях республики 20—22, а в горах достигает 25 дней в месяц.

Выпадение дождей зимой наблюдается не только в южных областях Казахстана, но и в северных, что связано с мощным выносом теплых воздушных масс из Средней Азии.

Дожди в период зимы на севере республики — явление довольно редкое, причем не каждый год наблюдающееся (1—5 случаев за 10 лет). В южных областях Казахстана дожди зимой бывают чаще, в среднем 1—3, а на крайнем юге 5—7 случаев в месяц. В аномально теплые зимы количество их здесь возрастает иногда до 15—17 дней в месяц.

Среднее число дней со снегом в зимние месяцы по территории Казахстана колеблется от 5—6 до 13, в общем возрастая с юга на север республики. В отдельные годы количество их на юге достигает 12—15, а на севере Казахстана — 20—25 дней в месяц.

Соотношение между числом дней с дождем и со снегом с увеличением высоты местности постепенно изменяется. Так, на северном склоне Заилийского Алатау (рис. 130) среднее годовое число дней со снегом возрастает от 28 в пустынной зоне (Или, ж.-д. ст.) до 100 и более в районе вечных ледников (Мын-Джилки 3036 м над у. м.). В среднем за год число дней с дождем в горах постепенно возрастает примерно до высоты 1,5 км, а затем постепенно уменьшается, достигая на высоте 3000 м над у. м. в среднем 60—65 дней. В высокогорных районах в течение большей части года возможны как жидкие, так и твердые осадки, но чередование их между собой имеет место не только зимой, но и летом (рис. 129). Примерно с высоты 1,5 км над у. м. выпадение снега в летние месяцы становится все менее

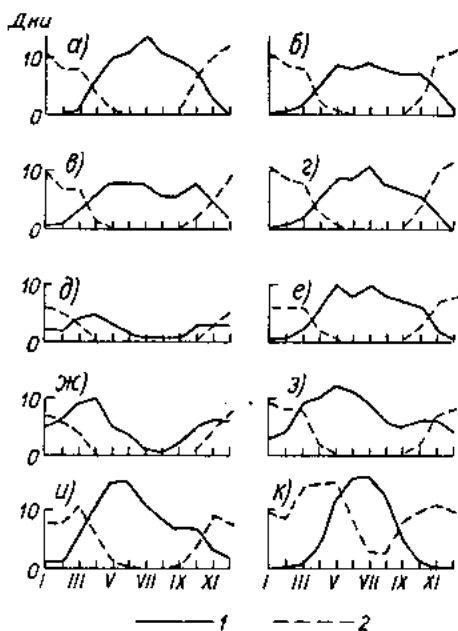


Рис. 129. Годовой ход среднего числа дней с дождем (1) и со снегом (2).

а — Петропавловск, б — Семипалатинск, в — Уральск, г — Акмолинск, д — Кызыл-Орда, е — Зайсан, ж — Чимкент, з — Алма-Ата, и — Медео, к — Мын-Джилки.

3000 м над у. м. в среднем 60—65 дней. В высокогорных районах в течение большей части года возможны как жидкие, так и твердые осадки, но чередование их между собой имеет место не только зимой, но и летом (рис. 129). Примерно с высоты 1,5 км над у. м. выпадение снега в летние месяцы становится все менее

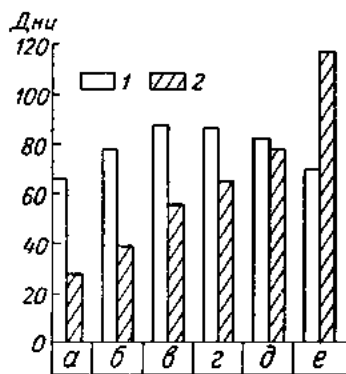


Рис. 130. Среднее число дней с дождем (1) и со снегом (2) на северном склоне Заилийского Алатау. Год.

а — Или, б — Алма-Ата, в — Медео, г — Усть-Горельник, д — Верхний Горельник, е — Мын-Джилки.

вероятным. В условиях равнины снегопады летом отмечаются очень редко. Так, в северных областях Казахстана поздние снегопады наблюдались в июне, что бывает очень редко (вероятность 5—15%). Наиболее ранние осенние снегопады в этих широтах были отмечены во второй половине сентября (вероятность 20—30%), а местами в первой декаде. На крайнем юге Казахстана снегопады, как правило, отсутствуют в течение 5 месяцев теплого полугодия, преимущественно с мая по сентябрь. В Алма-Ате наиболее поздний снегопад имел место 30/V, а наиболее ранний осенью — 19/IX, что бывает крайне редко.

Осадки по условиям происхождения и по характеру выпадения разделяются на обложные, ливневые и морозящие. Специальные на этот счет разработки материалов наблюдений за последние 20 лет (1936—1955 гг.) позволили установить соотношение между повторяемостью различных осадков по ландшафтным зонам Казахстана. На рис. 131 изображен годовой ход среднего числа дней с ливневыми осадками и с моросью на фоне распределения в течение года общего числа дней с осадками.

Осадки ливневого характера наблюдаются преимущественно в теплое время года (май — сентябрь), в период наибольшей грозовой активности. Зимой они бывают значительно реже.

В целом за год дни с ливневыми осадками по Казахстану составляют 15—30% общего числа дней с осадками. В теплое время года в лесостепной и степной зонах повторяемость их возрастает до 65—75%, в пустынях до 80%. В зимние месяцы в целом по республике они составляют 2—15% всех дней с осадками.

В лесостепной и степной зонах максимум ливневых осадков наблюдается в июле, в среднем 6—8 дней в месяц (70—80%). В зоне пустынь максимум ливневых осадков падает на весну, в частности на май, и равен в среднем 1—4 дням (50—70%).

В предгорьях и горных районах Заилийского Алатау чаще всего ливневые осадки отмечаются в период с мая по июль. Среднее число дней с ливнями в эти месяцы равно 8—9, что в процентном выражении относительно общего числа дней с осадками составляет 75—95% по предгорью (Алма-Ата) и 45—65% по зоне средних высот северного склона Заилийского Алатау (Медео).

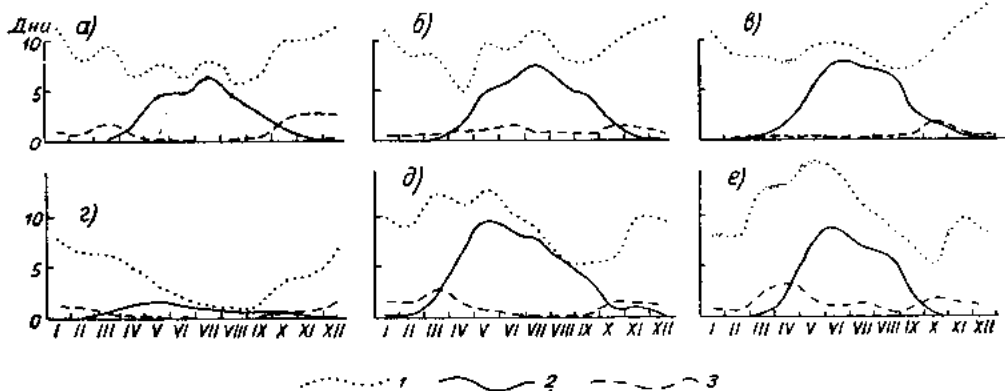


Рис. 131. Годовой ход среднего числа дней с осадками (1), из них с ливневыми (2) и морозящими (3).

а — Уральск, б — Акмолинск, в — Семипалатинск, г — Кызыл-Орда, д — Алма-Ата, е — Медео.

Морозящие осадки в Казахстане наблюдаются сравнительно редко, причем преимущественно в холодное время года (не более 1—3 дней в среднем за месяц). Число дней с морозью в целом за год составляет около 10% в северных и 10—13% в южных областях Казахстана. Максимум их в течение года отмечается в основном в переходные сезоны года — ранней весной и поздней осенью. В летние месяцы морось по условиям образования наблюдается исключительно редко.

Продолжительность и суточный ход осадков

Для характеристики режима продолжительности осадков в Казахстане достаточно длительных и систематических наблюдений по плювиографу не имеется. Для этой цели были использованы визуальные наблюдения за началом и окончанием осадков.

В табл. 113 представлена средняя многолетняя продолжительность осадков по месяцам, за год и за теплый и холодный периоды по ряду пунктов, освещающих различные физико-географические условия республики.

Характер распределения продолжительности осадков по Казахстану как за год, так и за теплый период в общем аналогичен пространственному распределению их количества за те же отрезки времени (рис. 132).

Наибольшая продолжительность осадков отмечается в северных областях республики, где в среднем равна 800—900 часам за год, что составляет примерно 10% общего времени года. Постепенно убывая к югу, годовая продолжительность осадков снижается в среднем до 200—300 часов (2—3% времени года), а в горах вновь возрастает, достигая 600—800 часов и больше.

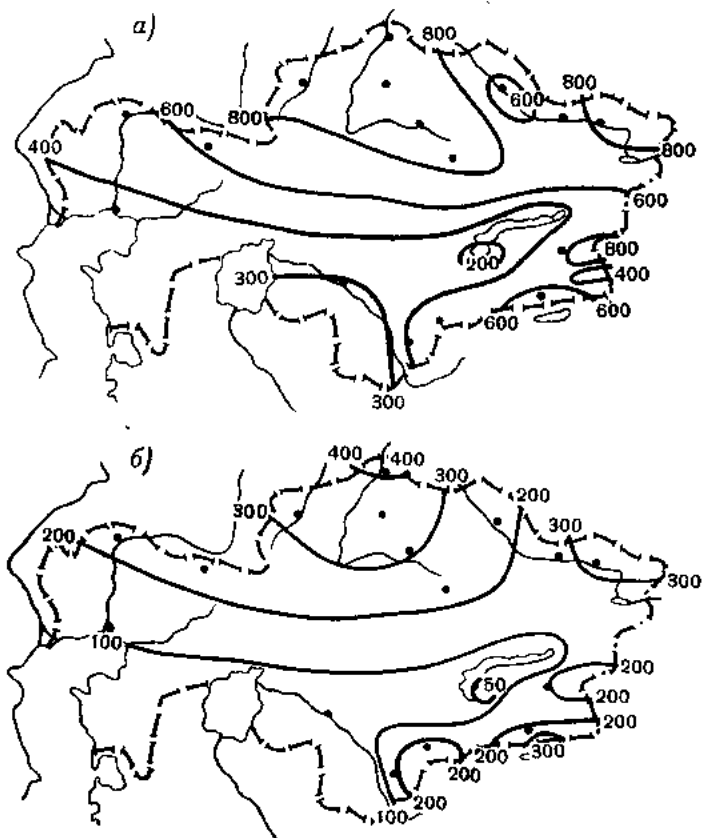


Рис. 132. Средняя суммарная продолжительность осадков (часы) за год (а) и за теплый период (б).

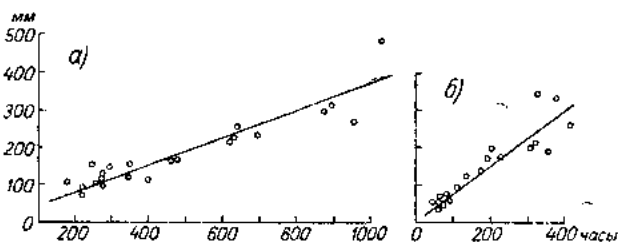


Рис. 133. Связь между средней продолжительностью и количеством осадков за год (а) и за теплый период (б).

В теплый период года продолжительность осадков в северных районах Казахстана составляет 300—400 часов. В слабо увлажненных районах, занятых пустынями, она уменьшается в 5—6 раз, до 50—100 часов за сезон. В предгорных и горных районах продолжительность осадков относительно больше ближайших равнин (табл. 113).

Разработанные данные по продолжительности осадков равнинной части Казахстана позволяют установить корреляционную связь между количеством осадков и их продолжительностью (рис. 133). На основе этих связей определена средняя продолжительность осадков за год и теплый период для различных градаций количества осадков (табл. 114).

Таблица 113

Средняя продолжительность осадков (часы)

Станция	Месяцы												Холодный период (XI—III)	Теплый период (IV—X)	
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII			
Петропавловск	93	87	71	55	47	46	63	43	68	90	115	120	898	486	412
Кустанай	143	91	88	54	42	33	50	39	42	60	88	140	870	550	320
Акмолинск	100	52	53	46	48	30	40	32	48	69	90	84	692	379	313
Павлодар	73	43	46	24	26	24	24	18	28	52	70	95	523	327	196
Семипалатинск	90	67	57	36	35	29	19	19	22	41	98	128	641	440	210
Усть-Каменогорск	127	115	102	61	55	50	37	44	54	77	145	162	1029	651	378
Актюбинск	71	66	76	48	27	46	17	10	38	44	83	92	618	388	230
Гурьев	79	40	38	27	14	13	8	8	11	29	28	49	344	234	110
Кзыл-Орда	54	43	37	24	10	4	3	2	5	14	31	36	263	201	62
Куйган	36	14	16	14	12	5	3	4	3	9	26	32	174	124	50
Балхаш	59	28	23	18	11	7	11	4	6	10	42	38	257	190	67
Или, ж.-д. ст.	50	40	46	41	39	25	17	12	15	26	47	47	405	230	175
Алма-Ата	81	78	104	84	75	37	29	25	29	50	81	79	752	423	329
Медeo	62	57	93	96	86	44	34	30	34	52	77	64	729	353	376

Таблица 114

Продолжительность и количество осадков

Количество осадков (мм)	Год					
	100	150	200	250	300	350
Продолжительность осадков (часы)	250	400	550	650	800	950
Теплый период (IV—X)						
Продолжительность осадков (часы)	130	200	280	350	410	

Из анализа годового хода продолжительности осадков (табл. 114) следует, что наименьшие величины их характерны для лета, когда осадки носят ливневый характер чаще, чем обложной, а максимум, наоборот, в зимний период, когда преобладают обложные осадки. В северных областях республики продолжительность осадков прямо противоположна годовому распределению их количества.

В районах, слабо обеспеченных осадками, где все же выражен весенний максимум количества их, продолжительность осадков в годовом ходе убывает от зимних месяцев к летним и возрастает от лета к осени и зиме.

В предгорных и горных районах юга и юго-востока Казахстана кривая годового хода продолжительности осадков в общем следует за годовым распределением их количества с двумя максимумами (главным — весной и второстепенным — осенью) и двумя минимумами (летом и зимой, причем последний выражен слабо).

Средняя продолжительность осадков за день с осадками в Казахстане повсеместно значительно больше зимой, чем летом. Если в зимние месяцы она составляет 6—8 часов, то в летние только 3—5 часов, а в зоне пустынь даже 1—3 часа.

Анализ суточного режима осадков показывает, что как в степных районах (Акмолинск), так и в предгорных (Алма-Ата, Сарканд) и горных районах (Медео) осадки летом преимущественно выпадают в послеполуденные часы, когда наибольшее развитие получает термическая конвекция и грозовая активность. Особенно это ярко выражено в горах. В основном это осадки ливневого происхождения, что столь типично для Казахстана в летнее время года.

Обобщения данных наблюдений над осадками по дождемерам позволяют судить о распределении количества осадков за светлую (7—19 часов) и темную (19—7 часов) часть суток. Соответствующие данные по сезонам года, выраженные в процентах от общего количества осадков за сезон, указаны в табл. 115.

Таблица 115

Распределение количества сезонных осадков между светлой и темной частями суток (0/0)

Станция	Зима		Весна		Лето		Осень	
	7—19	19—7	7—19	19—7	7—19	19—7	7—19	19—7
Петропавловск	56	44	42	58	53	47	49	51
Акмолинск	49	51	48	52	57	43	51	49
Кустанай	53	47	53	47	55	45	57	43
Семипалатинск	47	53	56	44	57	43	54	46
Уральск	49	51	52	48	58	42	52	48
Кзыл-Орда	46	54	45	55	52	48	53	47
Чимкент	49	51	46	54	48	52	51	49
Алма-Ата	47	53	48	52	52	48	46	54
Талды-Курган	4	55	52	48	52	48	48	52

В большинстве случаев дневные и ночные осадки количественно близки между собой. Летом и осенью почти повсеместно дневные осадки несколько больше ночных, зимой, наоборот, ночные осадки составляют больший процент. Весной в этом отношении нет строгой закономерности. На крайнем юге Казахстана весенние осадки больше выпадают в ночные часы, а в центральной части, наоборот, в светлое время суток.

Глава XIV

ТУМАНЫ

Приземные туманы являются одной из существенных характеристик климата. Они образуются в результате взаимодействия приземного слоя атмосферы с подстилающей земной поверхностью. В зависимости от местных физико-географических условий проявление их крайне разнообразно и поэтому часто носит местный характер. Частота и интенсивность туманов в той или иной степени сказывается на деятельности

авиации и различного рода транспорта, поскольку ими обуславливается вертикальная и горизонтальная прозрачность воздуха.

Различают туманы влажные (сплошные и поземные) и сухие (мгла).

Влажные туманы по условиям образования подразделяются на радиационные и адвективные. Повторяемость туманов радиационного происхождения в Казахстане довольно большая и составляет 30—40% общего числа дней с туманом, а на востоке республики увеличивается до 40—65%. Несколько реже (менее 30%) радиационные туманы отмечаются в районах крупных озер.

Относительно большая повторяемость радиационных туманов объясняется резко континентальным характером климата Казахстана и преобладанием на его территории антициклональных типов погоды, в условиях которых они часто образуются, причем преимущественно в холодное время года.

Сухие туманы (мгла) представляют собой мелкие частицы пыли, дыма и т. д., носящиеся в воздухе во взвешенном состоянии и медленно оседающие на земную поверхность. Помутнение воздуха от сухого тумана бывает иногда значительным и продолжительным в зависимости от местных условий.

Режимные данные по влажным и сухим туманам представлены ниже, причем характеристика влажных туманов проведена без разграничения их на сплошные и поземные туманы.

Влажные туманы

Распределение влажных туманов по территории Казахстана отличается большой пестротой, что связано со значительным разнообразием местных климатических и физико-географических условий. Так, в среднем многолетнем за год в большинстве районов республики число дней с туманом колеблется от 10 до 50, а в некоторых районах от 60 до 80 и более (табл. 116).

Таблица 116

Число дней с влажными туманами

Станция	Среднее					Максимум в отдельные годы		Год	
	I	VII	X—III	IV—IX	Год	I	VII	наименьшее	наибольшее
Петропавловск	5	2	28	10	38	12	4	22	55
Акмолинск	7	1	36	9	45	13	4	29	61
Уральск	6	0,2	33	5	38	17	2	18	60
Актюбинск	7	0,5	36	6	42	15	3	16	64
Гурьев	7	0,1	36	6	42	18	1	5	87
Мугоджарская	11	0,2	64	8	72	23	3	45	95
Карсакапай	11	0,1	48	2	50	24	1	27	82
Семипалатинск	5	0,4	21	4	25	13	4	6	47
Усть-Каменогорск	9	0,8	46	11	57	17	4	5	90
Зайсан	3	0	22	1	23	12	0	10	37
Кзыл-Орда	5	0	22	1	23	10	0	8	43
Чимкент	7	0	20	2	22	16	0	9	40
Алма-Ата	9	0,3	41	2	43	29	3	25	91
Или, ж.-д. ст.	3	0	13	1	14	8	1	10	22
Джаркент	3	0,1	12	0,2	12	11	0	3	23

Местные условия влияют на увеличение повторяемости влажных туманов. Особенно это проявляется в котловинообразных районах, где большая частота их объясняется радиационным выхолаживанием воздуха (Лепсинск — 61, Зыряновское — 87 дней за год).

В районах с пересеченным рельефом в распределении туманов отмечается большая пятнистость. К числу таких районов относятся Карагандинская, Актюбинская и Восточно-Казахстанская области, а также все горные районы юга и юго-востока Казахстана.

Из числа горных районов, отличающихся наибольшей годовой повторяемостью туманов, выделяются Мугуджары (72 дня), Алтай (Усть-Каменогорск — 57 дней), Курдай (72 дня), Караджол (68 дней).

Большая повторяемость туманов наблюдается в промышленных центрах Казахстана. Увеличение туманообразования в данном случае связано с конденсацией влаги на частицах промышленных дымов, являющихся для нее ядрами конденсации. Примерами в этом отношении могут служить такие промышленные районы, как Караганда (в среднем 42 дня с туманами за год), Алма-Ата (43 дня), Карсакпай (50 дней) и рудник Ачисай (51 день). Реже всего они отмечаются в пустынях (10—20 дней), где воздух не задымлен промышленной гарью.

Туманы по условиям образования очень неустойчивы. Повторяемость их в отдельные годы колеблется довольно в больших пределах. В табл. 117 приведена вероятность того или иного числа дней с туманом в отдельные годы при различных значениях средней многолетней повторяемости за год. Одновременно с этим соответствующие данные позволяют судить о возможных пределах колебания их за отдельные годы.

Таблица 117

Вероятность (%) годового числа дней с туманом в отдельные годы при различных средних значениях

Среднее многолетнее число дней с туманом за год	Число дней с туманом за год									
	5—10	11—20	21—30	31—40	41—50	51—60	61—70	71—80	81—90	91—100
45	•	•	20	15	20	10	20	10	0	5
40	5	5	10	40	20	15	5	•		
35	5	10	15	35	30	5				
30	5	15	45	30	5	•				
25	10	35	25	15	10	•				
20	10	30	50	10						
15	30	60	10							
10	40	55	5							

Примечание. Точка (•) обозначает вероятность менее 3%.

В Казахстане повсеместно, за исключением гор, четко выражен зимний максимум туманообразования (рис. 134).

Туманы весной и летом отмечаются значительно реже, что связано с наименьшими значениями относительной влажности воздуха в это время года. Так, число дней с туманом за холодное полугодие на севере республики составляет 75—85% среднего годового их количества, а на юге — более 90%. Число же дней с туманом за теплое время года (апрель — сентябрь) в северной части республики колеблется в пределах 15—25%. Повторяемость туманов в это время года в среднем равна

5—10 дней за сезон. В южных равнинных районах Казахстана туманы теплого полугодия составляют всего лишь 5—10% годового их числа. В пустынных районах крайнего юга они наблюдаются очень редко — в среднем не более 2 случаев за сезон. В горных областях, характеризующихся повышенным числом туманов, в теплое полугодие отмечается до 20—60 дней с туманом.

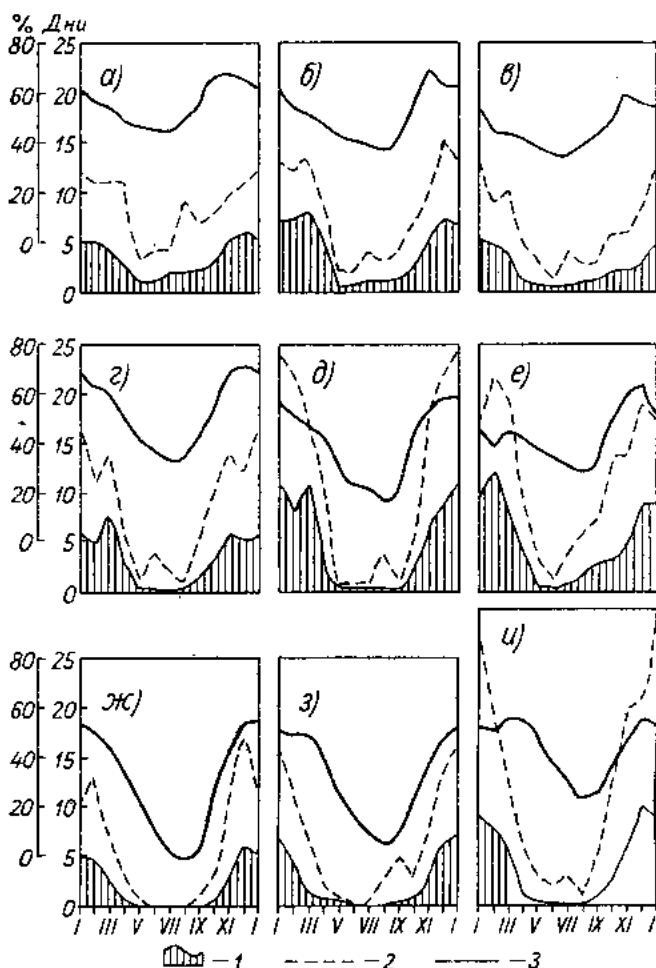


Рис. 134. Годовой ход среднего (1) и максимального (2) числа дней с туманами и вероятность пасмурного состояния неба (3).

а — Петропавловск, б — Акмолинск, в — Семипалатинск, г — Уральск, д — Карсакапай, е — Усть-Каменогорск, ж — Кызыл-Орда, з — Чимкент, и — Алма-Ата.

Годовой ход туманов следует в основном за годовым распределением облачности (рис. 134). Уменьшение пасмурного состояния неба в летнее время совпадает с общим уменьшением повторяемости туманов. Так, почти полное отсутствие последних летом в южной половине Казахстана сочетается с наименьшей для этих районов повторяемостью пасмурного состояния неба.

В холодное время года (октябрь — март) повторяемость туманов на западе Казахстана больше, чем на востоке республики (за исключением

гор). Годовое число дней с туманом на западе Казахстана составляет преимущественно 25—30, местами 40. В северных и северо-восточных областях число их в это время достигает 15—25, местами 35 дней. На юге Казахстана туманы наблюдаются реже, в среднем 10—20 дней за год (табл. 116).

Максимум повторяемости дней с туманом на большей части территории отмечается в январе и декабре. В северной части Кустанайской, в Акмолинской, в северных районах Карагандинской области и на западе Казахстана повышенное туманообразование наблюдается в марте, в период таяния снега.

В зимние месяцы на большей части территории Казахстана в среднем отмечается 4—8 дней с туманом, в отдельные же годы до 10—15 дней в месяц.

В районах, наиболее подверженных туманообразованию, в среднем число дней с туманом составляет 10—12 в месяц, а в некоторые годы даже 20—25. Исключительно редко отмечаются месяцы почти с ежедневной повторяемостью туманов. Наряду с этим в отдельные годы в любом месяце туманы могут не наблюдаться.

С увеличением высоты местности условия для туманообразования становятся более благоприятными. Это хорошо прослеживается по данным горных станций, расположенных на различных высотах северного склона Заилийского Алатау.

Повышенные части рельефа — Мугуджарские горы, Казахская складчатая страна и горные районы востока и юго-востока Казахстана — характеризуются наибольшей повторяемостью туманов: до 30—50 дней за холодный сезон, а местами несколько больше.

Если в равнинной части (долина р. Или) туманы наблюдаются сравнительно редко, то по предгорью Алма-Ата и в горах Заилийского Алатау число дней с туманом увеличивается в 4—5 раз, достигая 70—80 за год. Особенно резко изменяется с высотой местности число туманов в теплый период — от 1—2 случаев на равнине и в предгорьях до 35—45 на высоте 2,5—3 км (Мын-Джилки).

По мере поднятия в горы соотношение между числом дней с туманом за теплый и холодный периоды постепенно выравнивается. На больших высотах (Мын-Джилки) число дней с туманом за теплое полугодие (46 дней) превалирует над числом дней с туманом за холодное полугодие (37 дней).

К числу существенных режимных характеристик тумана следует отнести его устойчивость во времени. Средняя продолжительность туманов в Казахстане за год и в течение года крайне разнообразна и по территориальному распределению носит очаговый характер (табл. 118).

Средняя годовая продолжительность туманов в Казахстане колеблется в пределах от 60—80 часов в пустынной зоне юга и юго-востока до 300—400 часов в предгорных и горных районах южных и юго-восточных областей республики. В этом отношении особенно выделяется район Мугуджарских гор, где средняя продолжительность их за год достигает 500—600 часов, а в отдельные годы даже 1000 часов (табл. 118).

Продолжительность туманов в отдельные годы изменяется в значительных пределах. В годы наибольшего и наименьшего количества туманов суммарная продолжительность их в отдельные годы может быть примерно в 1,5—2 раза больше или меньше средней многолетней продолжительности.

Как уже отмечалось, в Казахстане наблюдаются преимущественно зимние туманы. Зимой чаще всего отмечаются и наиболее устойчивые по продолжительности влажные туманы. Продолжительность их

Средняя продолжительность туманов (часы)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Холодные дни (X—III)	Теплый период (IV—IX)	Продолжительность тумана в день с туманом		
																год	холодный период (X—III) (IV—IX)	
Петропавловск	30	18	22	12	2	4	5	7	9	11	37	36	193	154	39	4,7	5,2	3,3
Акмолинск	35	32	40	20	2	1	5	3	3	16	24	61	242	208	34	5,2	5,4	4,2
Семипалатинск	24	14	15	5	0,3	0	0,3	1	3	9	10	14	96	86	10	4,1	4,2	3,1
Зайсан	15	23	28	1	0,6	0,1	0	0,6	0,3	7	15	28	119	116	3	5,6	5,7	2,5
Уральск	37	37	42	12	0,4	0,2	0,2	0,04	1	13	45	47	235	221	14	5,7	5,8	4,7
Мугоджарская	118	99	97	17	3	0,8	3	1	4	33	102	152	630	601	29	8,6	9,2	3,9
Гурьев	36	38	27	5	0,6	0,4	0	2	3	10	24	42	188	177	11	4,8	5,0	2,8
Кзыл-Орда	19	24	6	0,4	0	0	0	0	0,1	0,6	10	28	88	88	0,5	4,9	5,0	1,7
Джамбул	69	40	20	3	1	0	0	0	0	5	24	59	221	217	4	6,0	6,1	2,5
Талды-Курган	27	27	21	0,8	0,2	0	0,4	0,4	0	0,5	17	33	127	125	2	5,1	5,2	3,3
Илк, ж.-д. станция	17	13	6	2	2	0	0,4	0,2	0,2	3	8	15	67	62	5	4,1	4,2	2,6
Алма-Ата	80	73	31	3	0,4	0,2	0,1	0	0,4	9	51	81	329	325	4	5,9	6,2	2,2

в холодное полугодие (октябрь — март) составляет в северных областях республики 80—90%, а в южных 95—99%. Таким образом, летом туманы почти отсутствуют.

Продолжительность туманов за холодный период на большей части Казахстана в среднем колеблется от 60—70 до 200 часов, что составляет соответственно от 1—2 до 5% общего числа часов всего холодного периода. В районах с наиболее частой повторяемостью туманов суммарная продолжительность их возрастает до 7—10% общего числа часов холодного сезона. В отдельные годы эта продолжительность может увеличиваться в 1,5—2 раза.

Средняя продолжительность тумана (в день с туманом) за холодное полугодие составляет 4—6 часов, а в особо подверженных туманообразованию местах значительно больше — 8—9 часов (табл. 118). В некоторые годы отмечаются очень продолжительные туманы — до 20—40 часов подряд, т. е. в течение 1—2 суток. В ряде районов максимальная продолжительность тумана возможна более 2 суток подряд. Так, например, в Петропавловске наблюдался туман продолжительностью в 116 часов, а по району ст. Мугоджарской — 144 часа, т. е. 6 суток подряд.

Средняя продолжительность туманов (в день с туманом), как и число дней с туманом, в летнее время характеризуется сравнительно меньшими значениями (1—4 часа), чем зимой.

Чаще всего туманы бывают продолжительностью менее трех часов. Вероятность туманов с такой продолжительностью составляет преимущественно 45—55% за год (табл. 119).

Таблица 119

Вероятность туманов различной продолжительности (%). Год

Станция	Продолжительность (часы)						
	до 3	3—6	6—12	12—18	18—24	24—48	>48
Петропавловск	54	24	15	4	2	0,7	0,2
Акмолинск	51	24	17	5	2	0,8	0,4
Семипалатинск	47	35	14	3	0	0,5	0
Уральск	55	25	13	5	0,8	0,8	0
Актюбинск	52	26	16	5	1	0,5	0
Мугоджарская	30	24	21	10	7	7	0,8
Кзыл-Орда	45	29	19	5	1	0,5	0
Алма-Ата	53	32	11	3	0,6	0,6	0

Туманы продолжительностью более полусуток имеют вероятность 3—10%, более суток — наблюдаются очень редко, составляя вероятность около 1% (за исключением Мугоджар, табл. 119).

О характере суточного хода туманов дает представление табл. 120, в которой представлено распределение средней продолжительности туманов по четвертям суток (18—24, 0—6, 6—12 и 12—18 часов) как для года в целом, так и для января — месяца с наибольшей в году повторяемостью туманов. Соответствующие данные представлены в процентах относительно соответствующих средних многолетних характеристик.

Наибольшая продолжительность туманов приходится как по данным за год в целом, так и за январь на первую половину суток (0—12 часов).

Продолжительность туманов в различные промежутки суток (%) от средней продолжительности за год и в январе

Станция	Продолжительность туманов (часы)							
	Год				Январь			
	18—24	0—6	6—12	12—18	18—24	0—6	6—12	12—18
Петропавловск	16	32	39	13	17	23	43	17
Акмолинск	20	32	35	13	17	20	43	20
Семипалатинск	11	26	57	6	13	17	62	8
Уральск	14	26	40	20	14	22	43	21
Актюбинск	16	28	44	12	13	27	47	13
Мугоджарская	20	27	32	21	20	28	31	21
Гурьев	18	27	43	12	14	19	50	17
Кзыл-Орда	15	23	51	11	21	16	47	16
Чимкент	19	20	36	25	22	22	30	26
Или, ж.-д. ст.	10	31	54	5	17	29	52	2
Джаркент	17	22	47	14	18	21	43	18
Алма-Ата	22	23	33	22	24	21	31	24

В первой половине суток максимум продолжительности туманов приходится на его окончание, т. е. на промежуток времени от 6 до 12 часов. Годовая повторяемость продолжительности туманов в это время составляет 30—60% как для года, так и для января.

В табл. 121 представлена повторяемость направлений ветра (%) в начале туманообразования.

Таблица 121

Вероятность различных направлений ветра (%) в начале туманообразования. Год

Станция	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Акмолинск	4	20	7	10	15	25	13	6
Семипалатинск	1	3	36	18	2	3	27	10
Актюбинск	3	8	8	18	14	14	16	19
Кзыл-Орда	10	31	15	11	12	10	7	4
Алма-Ата	12	16	5	22	14	21	3	7

В Акмолинске туманообразование начинается чаще всего при юго-западном (25%) и северо-восточном ветрах (20%). В Семипалатинске в 36% всех случаев туманообразование начинается при восточном ветре и в 27% при западном. В Актюбинске туманообразование чаще всего происходит при северо-западном и юго-восточном ветрах. В Кзыл-Орде явно выражено преобладание северо-восточного направления ветра (31%) в начале туманообразования. В Алма-Ате чаще туманы отмечаются при ветрах южной четверти.

В большинстве случаев туманы образуются при штилевой погоде и слабых скоростях ветра (1—5 м/сек). Очень редко они бывают при ветрах более 10 м/сек (табл. 122).

Вероятность различных скоростей ветра ($0/10$) в начале туманообразования. Год

Станция	Скорость ветра (м/сек)					
	0	1—2	3—5	6—10	11—15	>15
Акмолинск	30	18	37	14	1	0
Семипалатинск	62	20	14	3	0,5	0,5
Актюбинск	53	16	16	13	2	0,5
Кзыл-Орда	28	34	34	4	0	0
Алма-Ата	45	39	16	0,5	0	0

Мгла (сухой туман)

Мгла — явление более или менее сильного помутнения воздуха взвешенными в нем частицами пыли, дыма, гари. Сильная степень мглы может понизить видимость до сотен, а иногда и до десятков метров, как и при густом влажном тумане. Чаще всего дальность видимости при мгле бывает больше 1 км.

В Казахстане мгла наблюдается сравнительно редко и при этом не ежегодно. В ряде районов республики в 40—60% лет мгла отсутствует вовсе (например, Кзыл-Орда, Тургай, Зайсан).

Число дней с мглой распределяется по территории Казахстана довольно неравномерно. На большей части территории отмечается в среднем за год 1—10 дней с мглой.

По наибольшей повторяемости мглы выделяются районы городов Карсакая (47 дней с мглой за год), Гурьева (31), Алма-Аты (22). В некоторые годы максимального проявления мглы число их относительно среднего годового количества возрастает в 2—5 раз.

Мгла чаще всего наблюдается в теплое время года. В отдельные годы число дней с мглой в летние месяцы достигает 5—10, а местами даже более 20 (Алма-Ата, Карсакай).

Глава XV

ГРОЗЫ

Грозы возникают при наличии в атмосфере условий, благоприятных для развития мощной вертикальной конвекции богатого влагой воздуха. Поэтому режимные данные о грозах в значительной степени позволяют судить о частоте и интенсивности проявления в различных климатах соответствующего состояния атмосферы. В свете этого грозовые явления следует отнести к разряду определенных климатических показателей.

Грозы в умеренных широтах Евразии отмечаются в основном в теплое время года. Зимой они бывают исключительно редко, преимущественно в крайних южных широтах. В большинстве случаев гроза сопровождается осадками и значительным усилением ветра, иногда до шквала. Нередко при грозе выпадает град различного размера.

Обуславливающая грозы влажнонеустойчивая стратификация атмосферы возможна как при прохождении холодного и теплого фронтов, так и внутри однородной воздушной массы в условиях размытого барического поля. В соответствии с этим имеют место грозы фронтального и внутримассового происхождения.

Исследования Г. И. Парфеновой [164] показали, что на юго-востоке и востоке Казахстана (Джамбулская, Алма-Атинская, Талды-Курганская и Восточно-Казахстанская области, крайний восток Семипалатинской области) фронтальные грозы составляют 81, а внутримассовые 19% от общего их числа за 1951—1953 гг. Парфеновой выявлен ряд синоптических положений развития и прекращения гроз в этих районах Казахстана.

В зависимости от условий образования грозовая деятельность может одновременно наблюдаться иногда на довольно значительной по размеру территории. В то же время гроза может быть узко локальным явлением. Регистрируемая метеорологической станцией близкая гроза ограничивается довольно незначительным районом. Район значительно возрастает, если одновременно учитывать и отдаленную грозу. Рассматриваемый ниже режим гроз по Казахстану составлен на основе анализа явлений как близких, так и отдаленных гроз, причем вместе взятых.

Число дней с грозой за год

Грозообразовательные процессы в Казахстане протекают крайне разнообразно, что связано с большой физико-географической неоднородностью территории республики. Частота и интенсивность гроз зависит от местных условий и барико-циркуляционных особенностей развития процесса влажнонеустойчивого состояния атмосферы.

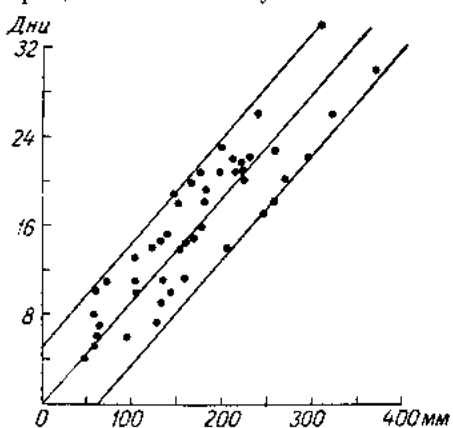


Рис. 135. Связь между средним числом дней с грозой и количеством осадков (апрель—октябрь).

Чаще всего грозы наблюдаются в тех районах республики, которые отличаются наибольшим обилием осадков и, наоборот, реже в районах, мало обеспеченных осадками.

Между количеством осадков и числом дней с грозой за период апрель — октябрь в равнинной части республики устанавливается хорошая корреляционная связь (рис. 135). Поэтому территориальный характер распределения годового числа дней с грозой по Казахстану в значительной мере согласуется с географическим распределением количества осадков по республике.

Наиболее ярко грозовая деятельность проявляется в предгорьях и горах Алтая, Джунгарского и Зайлыского Алатау (рис. 136), что объясняется орографическим обострением фронтальных процессов. Здесь в среднем за год бывает 25—30 дней с грозой и более.

Наибольшая повторяемость гроз в пределах равнинной части территории Казахстана характерна для северных областей, где в среднем наблюдается 20—25 дней с грозой за год. Число дней с грозой в республике при продвижении с юго-запада на северо-восток увеличивается. Исключением в данном случае является Прииртышье, где при меньшем относительно соседних районов количестве осадков четко отмечается ослабление грозовой активности (15—20 и менее 15 дней с грозой за сезон).

На крайнем юге, в зоне пустыни Кызылкум, число дней с грозой снижается до 5 и менее за год. Это связано с тем, что в пустынной зоне

Казахстана облакообразовательные процессы развиты слабо. Здесь уровень конденсации водяных паров лежит значительно выше, чем в степной и лесостепной зонах. Проходящие над пустынями фронты обычно размываются и не дают значительных осадков.

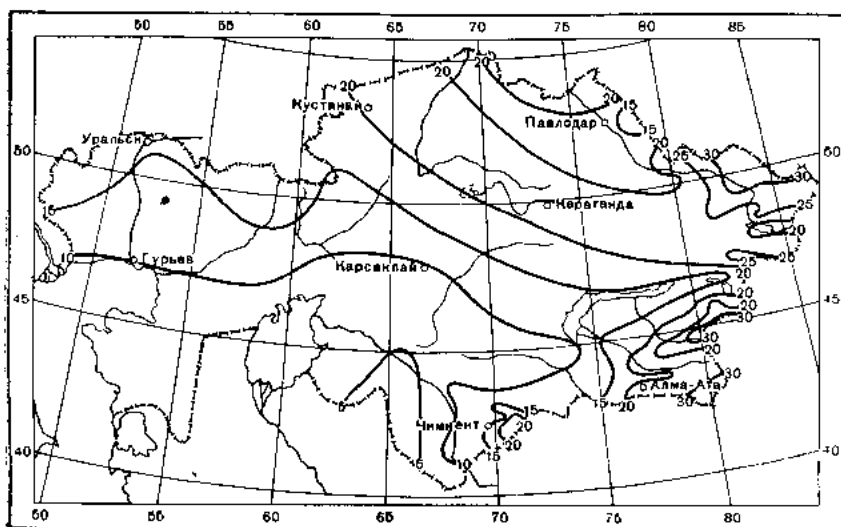


Рис. 136. Среднее число дней с грозой за год.

Большое влияние на усиление грозовых явлений оказывает и орография местности. Это явно выражено на всем юго-востоке и востоке Казахстана, а также в районах Мугоджарских гор и Казахской складчатой страны. В предгорных и горных районах частота гроз значительно больше, чем на ближайших равнинах, что связано с орографическим обострением проходящих фронтов и конвективных процессов облакообразования.

Некоторое представление об изменении с высотой числа дней с грозой дает табл. 123.

Таблица 123

Число дней с грозами и количество осадков (мм) на северном склоне Заилийского Алатау (апрель—октябрь)

Станция	Высота над у. м. (м)	Число дней с грозой		Количество осадков (мм)
		среднее	максимальное	
Или, ж.-д. ст.	454	19	32	172
Алма-Ата, АМСГ	674	21	46	282
Алма-Ата	848	31	58	369
Медeo	1529	28	45	641
Верхний Горельник	2254	28	53	685
Мын-Джилки	3036	24	48	646

Как отмечалось выше, осадки теплого полугодия в Казахстане крайне неустойчивы из года в год, что типично для его резко континентальных климатов. В соответствии с этим и грозовая деятельность повсеместно проявляется в отдельные годы то в меньшей, то в большей мере,

особенно в очагах максимума грозовой деятельности — в степной и лесостепной зонах, в предгорных и горных районах республики. Пределы и вероятность колебания годового количества гроз в отдельные годы в зависимости от среднего многолетнего их числа представлены в табл. 124, составленной на основе соответствующих данных широкой сети Казахстана с периодом наблюдений свыше 25 лет.

Таблица 124

Вероятность годового числа дней с грозой в отдельные годы при различных значениях среднего числа дней с грозой (%)

Среднее многолетнее число дней с грозой за год	Число дней с грозой за год											
	0—5	6—10	11—15	16—20	21—25	26—30	31—35	36—40	41—45	46—50	51—55	56—60
5	55	40	5
10	10	50	25	10
15	5	15	35	25	10	5
20	.	5	20	35	20	10	5	5
25	.	.	5	20	30	20	15	5
30	.	.	.	10	15	20	15	25	10	.	.	.

Примечание. Точка (•) обозначает вероятность менее 3%.

В годы с интенсивной грозовой деятельностью среднее число дней с грозой за сезон во многих районах Казахстана увеличивается.

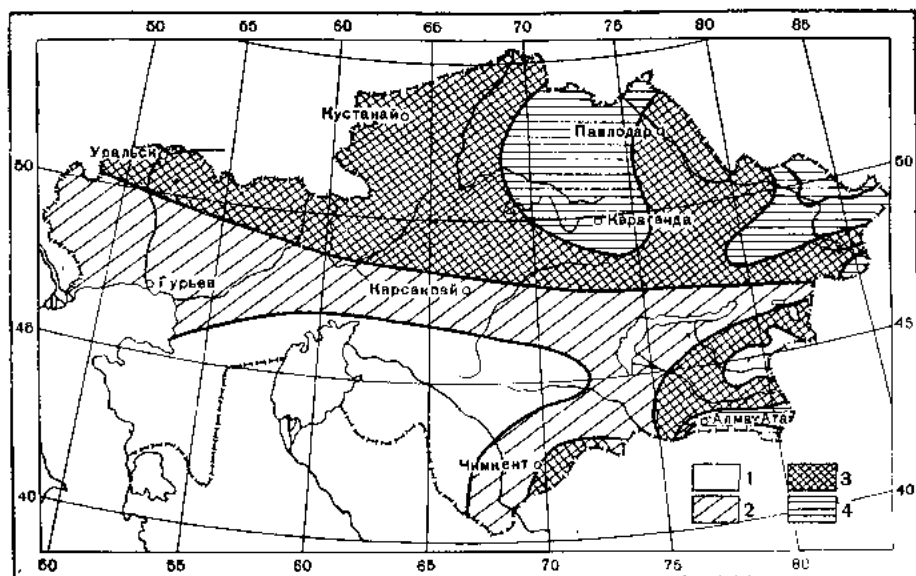


Рис. 137. Максимальное число дней с грозой за год.
1 — 15—20, 2 — 20—30, 3 — 30—40, 4 — > 40 дней.

в 1,5—2,5 раза. Так, на юге республики в эти годы число их возрастает до 15—20, в центральной зоне до 20—35, в очагах повышенной грозовой деятельности (Кокчетав — Атбасар — Акмолинск — Караганда) достигает 40 и более, а в предгорных и горных районах юго-востока и востока 50—60 дней с грозой за теплое полугодие (рис. 137).

В годы незначительного проявления гроз, наоборот, количество их уменьшается до 12—18 за сезон в районах повышенной грозовой деятельности и не превышает 3 случаев в районах минимума гроз. Интересно отметить, что в Казахстане имеются районы, в которых в некоторые годы (в 5% всех лет) грозовые явления не наблюдались вовсе. Так, например, в районе Кызыл-Орды в 1909 и 1913 гг. и Туркестана в 1899, 1911 и 1913 гг. не было ни одной грозы, хотя среди этих лет были как резко засушливые, так и сравнительно влажные годы.

Выдающимся по интенсивной грозовой деятельности, охватившей, за исключением крайнего юга (Джамбулская, Южно-Казахстанская и юг Кызыл-Ординской области), почти всю территорию Казахстана, следует считать обильный осадками 1946 г. с сезонным числом гроз в 1,5—2, а местами даже в 2,5 раза больше среднего многолетнего количества.

Неравномерное распределение гроз в отдельные годы на территории Казахстана обуславливается в основном различной повторяемостью макроциркуляционных процессов по месяцам теплого полугодия (ч. I, гл. III). Как показал М. Х. Байдал, преобладание типа Е циркуляции, с которым связано вторжение холодных масс с севера на Казахстан, приводит к усилению гроз главным образом на северо-востоке, юго-востоке и востоке республики в результате увеличения в этих районах числа дней с фронтальными разделами, смещающимися с севера в сторону предгорий. С данным типом циркуляции связано увеличение вероятности гроз и над остальной большей частью республики, за исключением западных и юго-западных районов, где они в это время резко уменьшаются или совсем прекращаются. Тип С циркуляции, наоборот, обуславливает прекращение гроз на юго-востоке и востоке республики и усиливает их вероятность на западе. При широтном (Ш) типе циркуляции грозы преимущественно отмечаются в северных областях Казахстана и частично на крайнем юге, в остальных же частях вероятность их незначительная.

Годовой режим гроз

По термическим условиям образования грозовая деятельность раньше всего наблюдается в южных районах Казахстана — в среднем в конце марта, а на крайнем севере — в первой декаде мая. Прекращаются они на севере республики в среднем в конце августа — начале сентября, на крайнем юге — во второй половине сентября (табл. 125).

Таблица 125

Средние и крайние даты первой и последней грозы

Станция	Первая гроза			Последняя гроза		
	средняя	самая ранняя	самая поздняя	средняя	самая ранняя	самая поздняя
Петропавловск	12 V	11 IV	18 VI	30 VIII	29 VII	22 IX
Кустанай	13 V	26 III	20 VI	29 VIII	28 VII	26 IX
Акмолинск	9 V	10 IV	4 VI	3 IX	30 VII	28 IX
Семипалатинск	7 V	26 III	7 VI	4 IX	4 VIII	5 XI
Уральск	12 V	11 IV	18 VI	30 VIII	11 VII	23 IX
Актюбинск	11 V	13 IV	18 VI	2 IX	1 VIII	30 IX
Гурьев	24 V	20 IV	30 VI	26 VIII	16 VI	20 X
Кзыл-Орда	29 IV	10 III	1 VII	4 VIII	11 V	20 X
Чимкент	25 III	18 II	6 V	31 VIII	23 VI	11 XI
Джамбул	15 IV	17 II	30 V	21 VIII	28 V	23 XI
Алма-Ата	18 IV	7 III	13 V	10 IX	10 VIII	30 X*
Талды-Курган	23 IV	6 III	20 V	3 IX	2 VIII	21 X

В отдельные годы возможны значительные смещения во времени первой и последней грозы. В южных областях в некоторые годы, что бывает очень редко, грозы наблюдаются даже в зимние месяцы (табл. 125).

Годовой ход числа дней с грозой в Казахстане повсеместно резко выражен (рис. 138).

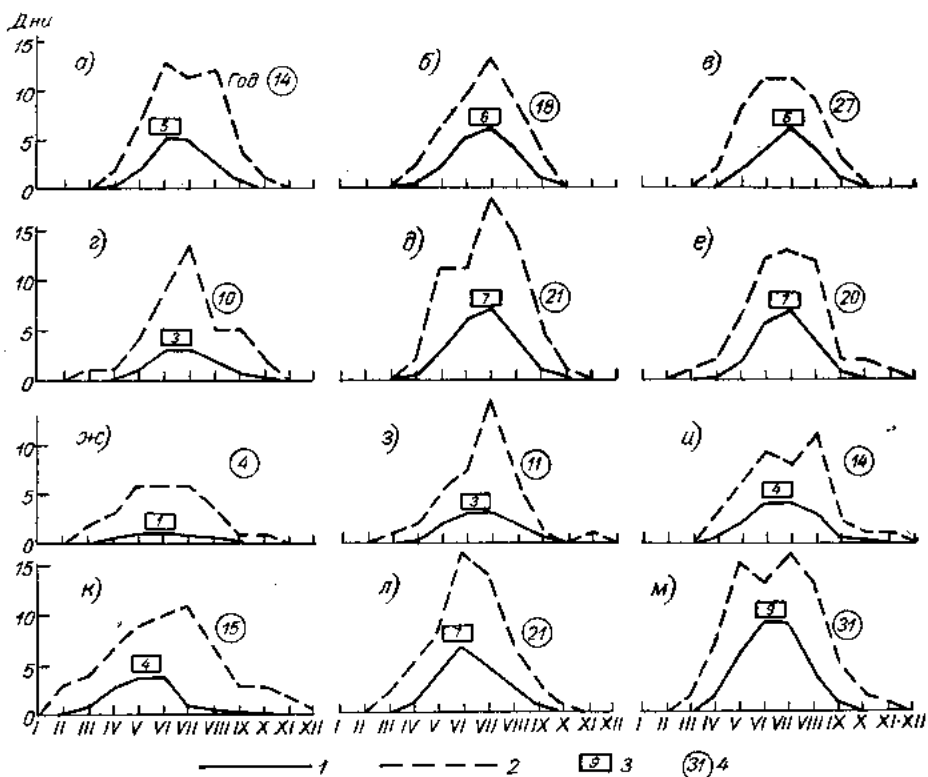


Рис. 138. Годовой ход числа дней с грозой.

Число дней с грозой: 1 — среднее месячное, 2 — максимальное за месяц и отдельные годы, 3 — среднее в месяц годового максимума, 4 — среднее за год. а — Уральск, б — Петропавловск, в — Павлодар, г — Гурьев. д — Акмолинск, е — Семипалатинск, ж — Кызыл-Орда, з — Джезказган, и — Балхаш, к — Чимкент, л — Талды-Курган, м — Алма-Ата.

В марте и апреле, а также в сентябре и октябре грозы в целом по Казахстану наблюдаются редко. Так, в степной и лесостепной зонах в апреле грозы бывают не более 1—3 случаев, а в сентябре 8—9 случаев в 10 лет.

С повышением температуры и влагосодержания воздуха от весны к лету заметно возрастает и грозовая деятельность, достигая максимума на большей части территории в июне и июле, а в южных районах Казахстана — в мае и июне.

В районах с сильно развитой грозовой деятельностью в месяцы, отличающиеся наибольшей повторяемостью гроз, в среднем бывает 8—10 дней с грозой, что составляет 30—35% от общего числа за год. В районах с минимальным количеством гроз, к числу которых относятся обширные пространства пустынь, насчитывается по 1—3 дня с грозой за месяц. В то же время в отдельные годы в любом месяце возможно полное или почти полное отсутствие гроз.

Распределение по территории Казахстана среднего числа дней с грозой в месяц максимума их в значительной степени подтверждает общий

характер распределения среднего годового числа дней с грозой (рис. 139), а распределение рекордного числа дней с грозой хорошо согласуется с территориальным распределением среднего числа их.

В предгорных зонах и в горах в летние месяцы отдельных лет бывает 20—21 день с грозой, в районах же с повышенной грозовой активностью (степная и лесостепная зоны) — 15—18 дней. К югу грозовая деятельность резко снижается даже в годы максимального ее развития. Так,

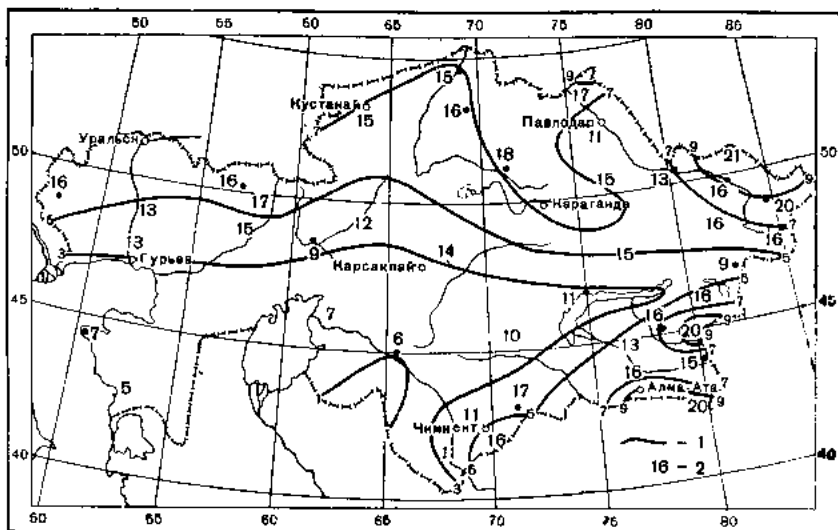


Рис. 139. Число дней с грозой в месяц их максимума.
1 — среднее, 2 — наибольшее.

в пустыне Кызылкум максимальное число гроз за месяц достигает 6—7. Характерным является и то, что на этой части территории и в месяцы наибольшей грозовой деятельности (май и июнь) в 30—50% лет грозы не наблюдаются.

Продолжительность гроз

Существенной характеристикой грозовой активности следует считать продолжительность грозы. В табл. 126 приведены средние многолетние величины общей продолжительности гроз по месяцам и за год по ряду пунктов Казахстана, имеющих точную регистрацию времени начала и прекращения гроз. Здесь же дана средняя продолжительность грозы в один день с грозой, полученная путем деления суммарной продолжительности на годовое число дней с грозой.

Как месячные, так и годовые характеристики продолжительности гроз в общем последовательно убывают с севера на юг Казахстана.

Максимум продолжительности гроз в северной части Казахстана приходится на июнь — июль (8—18 часов в месяц). В южных и центральных областях республики этот максимум смещается на май — июнь и величины его уменьшается до 1—8 часов в месяц, а в предгорных районах соответственно до 9—11 часов.

Обычно продолжительность грозы исчерпывается несколькими минутами, но иногда они с присущими им кратковременными перерывами могут продолжаться несколько часов подряд. Большая часть их (40—70%) относится к грозам малой продолжительности, преимущественно менее одного часа. От одного до двух часов подряд грозы повторяются значительно реже (15—25%). С увеличением продолжи-

Средняя продолжительность гроз (часы)

Станция	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	Год	Средняя продолжительность гроз на день с грозой
Петропавловск	0	0	0,3	1,5	8,2	12,9	5,7	1,8	0	0	30	1,5
Кустанай	0	0,02	0,1	3,2	10,4	15,3	5,8	2,3	0	0	37	1,8
Акмолинск	0	0	0,2	3,0	7,8	14,4	6,8	1,2	0,02	0	33	1,7
Михайловка	0	0	0,5	3,5	17,4	17,9	11,2	3,6	0	0	54	2,0
Семипалатинск	0	0	0,1	2,6	9,7	8,7	9,1	0,8	0	0	31	1,8
Уральск	0	0	0,5	2,6	9,7	14,2	6,2	1,9	0	0	35	1,8
Актюбинск	0	0	0,04	1,8	4,4	6,8	2,4	0,2	0	0	16	1,6
Гурьев	0	0	0	1,7	7,2	4,2	1,6	0,7	0,2	0	15	1,5
Казалинск	0,02	0,04	0,3	1,7	0,9	1,8	1,0	1,0	0,02	0	7	1,1
Кзыл-Орда	0	0,3	0,6	1,2	0,9	1,0	1,0	0,2	0,2	0	5	1,0
Чимкент	0,3	0,7	2,9	6,0	7,8	1,7	2,1	0,6	0,5	0,2	23	1,5
Джамбул	0,02	0,04	3,1	6,6	5,6	2,9	1,8	0,5	0,2	0,02	21	1,5
Алма-Ата	0	0,5	1,7	10,8	9,0	9,2	6,9	1,4	0,02	0	40	1,2
Талды-Курган	0	0,1	1,5	5,6	8,4	7,4	4,1	1,1	0,02	0	28	1,2
Балхаш	0	0	0,4	1,9	6,1	7,3	7,0	1,0	0,3	0,02	24	1,6

тельности их вероятность быстро снижается. Так, грозы продолжительностью более 5 часов подряд на севере Казахстана составляют всего лишь 5—7%, а на юге — около 1%.

В отдельных случаях продолжительность грозы в Казахстане достигает 10—12 часов, т. е. около полусуток. Даже в южных районах республики, где грозовая деятельность развита слабо, грозы иногда продолжаются 8—12 часов подряд.

Суточный ход гроз

Для практических целей большой интерес представляет вопрос о суточном ходе грозовой деятельности.

Суточный ход гроз находится в зависимости от условий формирования. Так, внутримассовые грозы преимущественно наблюдаются после полудня. Это связано со временем наиболее интенсивного развития кучево-дождевой облачности конвективного происхождения. В это время возрастает и вероятность влажнонеустойчивого состояния атмосферы вследствие мощной термической конвекции приземных слоев воздуха, максимально насыщенных влагой за счет интенсивного испарения с земной поверхности. Грозы, обусловленные прохождением фронтальных разделов, могут отмечаться в любое время суток. Но и фронтальные грозы чаще бывают в дневные часы, поскольку термические различия двух взаимодействующих масс воздуха усиливаются в светлое время суток в результате дневного прогрева местного воздуха.

Для характеристики суточного хода гроз могут служить данные повторяемости гроз в различные часы суток, а также данные распределения продолжительности гроз в течение суток.

В северной части Казахстана, в предгорьях южной и юго-восточной частей грозы чаще всего наблюдаются в послеполуденные часы. В период между 13 и 19 часами вероятность гроз составляет 45—55%. В равнинной части центрального Казахстана и южных областей они также преобладают в это время суток, но повторяемость их меньше (35—40%).

В дневное время суток (7—19 часов) вероятность гроз в республике изменяется в пределах от 50 до 70%. Реже всего грозы наблюдаются в первую четверть суток (5—20%). Характерно то, что вероятность ночных и дневных гроз в южных районах близка между собой.

Представляют интерес и данные о преобладающих сроках начала гроз в течение суток. Как показали специальные разработки, в Казахстане начало грозовой деятельности чаще всего приходится на 13—15 часов, т. е. на время, когда наблюдается максимум температуры воздуха. Значительно реже грозы начинаются в утренние часы и ночью. В это время суток влажностеустойчивое состояние атмосферы отмечается исключительно редко, причем формируется оно только за счет интенсивного развития грозообразующих фронтальных процессов.

Как уже упоминалось раньше, о суточном ходе гроз можно также судить и по данным распределения продолжительности гроз в течение суток. Наибольшей продолжительностью грозы отличаются в послеполуденные часы (от 12 до 18 часов), что находится в явном соответствии с суточным распределением повторяемости грозовых явлений. Несколько меньшей продолжительностью характеризуются они в период между 18—24 часами, минимальная продолжительность бывает в дополуденные часы.

Процентные соотношения продолжительности гроз в дневное и ночное время близки между собой. Лишь в районах со слабо выраженной грозовой активностью в ночное время грозы немного продолжительнее, чем в дневное.

Сухие грозы

Грозы не всегда сопровождаются выпадением осадков (дождя, града). Довольно часто в Казахстане наблюдаются так называемые «сухие» грозы. Они составляют 15—30% общего числа близких гроз, а местами даже более 30% (район Мугоджарских гор, юго-западная часть Прибалхашья). Однако в некоторые годы половина, а иногда даже 70—80% всех гроз составляют «сухие» грозы.

На большей части Казахстана в среднем бывает по 2—3 дня с «сухой» грозой, а в южных и центральных районах пустынь только 1 день за сезон.

В отдельные годы в северных районах грозы без осадков наблюдаются значительно чаще — до 5—10 дней за грозовой период. В зоне пустынь, где мало выпадает осадков и где редко отмечаются грозы, максимальное число их не превышает 2—3 дней за сезон.

В годовом распределении максимум повторяемости «сухих» гроз приходится на июнь — июль.

Глава XVI

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ

Казахстан входит в зону сезонного снежного покрова и лишь высокогорные его районы могут быть отнесены к зоне вечных снегов. Большое разнообразие местных климатических и орографических условий определяет особенности формирования, залегания и разрушения снеж-

ного покрова на его территории. Из числа их прежде всего следует отметить неустойчивый характер залегания снега из года в год, особенно в южных районах равнинного Казахстана. Как будет видно из дальнейшего, даты формирования и разрушения снежного покрова также колеблются в больших пределах.

Снежный покров является не только важным элементом климата, но и мощным климатообразующим фактором, влияние которого сказывается на режиме погодных, гидрологических и почвенных процессов. Кроме того, в условиях засушливых климатов Казахстана вопрос о снеготасах как дополнительном водном источнике питания рек и увлажнения почвы на весну и первую половину лета приобретает особенно большое народнохозяйственное значение.

Зимние осадки на территории республики в среднем многолетнем составляют 20—30% годовой их суммы. Поэтому мощность залегания снежного покрова на большей ее части обычно незначительная. В то же время местные термические условия холодного полугодия далеко не везде благоприятны для сохранения выпавшего снега. Так, в пустынной зоне юга Казахстана по этим причинам в 50% всех зим снежный покров неустойчив. Устойчивость его увеличивается постепенно с юга на север, достигая максимального значения на крайнем севере лесостепной зоны, граничащей с Западной Сибирью.

Большое отражение снегом приходящей солнечной радиации увеличивает расходную часть в радиационном балансе холодного полугодия. Так, в ясную морозную погоду при среднем альбедо свежевыпавшего снега 80% суммы солнечного тепла, приходящиеся за сутки на 1 см² снежного покрова, колеблются в пределах 30—40 кал. Благодаря этому снежный покров способствует значительному радиационному выхолаживанию воздуха, особенно в условиях безоблачной антициклональной погоды, повторяемость которой за зиму в Казахстане составляет в среднем 60—70%. Все это приводит к сохранению устойчивых отрицательных температур воздуха холодного полугодия, что в свою очередь благоприятствует устойчивости снежного покрова, особенно в северной части республики.

Весеннее снеготаяние и его влияние на формирование половодья равнинных рек и увлажнение почвы обусловлено в основном запасами воды в снеге перед началом таяния и термическими условиями весны. В зависимости от этих факторов меняются сроки разрушения и схода снежного покрова. В южных районах Казахстана начало и период снеготаяния установить сплошь и рядом невозможно, так как частые зимние оттепели могут сгонять снег в любое время зимы.

На этом общем фоне особо выделяются горные массивы Казахстана, где климатические условия формирования залегания и схода снежного покрова резко отличаются от соответствующих условий равнин. Ведущими факторами в данном случае является высота горного района над уровнем моря, экспозиция склонов, их лесистость. Запасы воды в снеге в горах и режим таяния имеют большое значение для режима водности рек юга Казахстана. Вопрос этот подлежит специальному изучению и поэтому в данном случае детально не рассматривается.

Режим осенне-зимнего формирования

Первые осенние похолодания со снегопадами и кратковременным образованием снежного покрова отмечаются раньше всего на крайнем севере и северо-востоке Казахстана преимущественно в конце октября — начале ноября (рис. 140). В центральной части Казахстана эти явления отмечаются в среднем в первой декаде ноября с колебаниями в отдельные годы от 10—12/X до конца ноября.

В период, когда на севере Казахстана отмечаются частые снегопады, сопровождающиеся временным образованием снежного покрова, на крайнем юге стоит еще устойчивая теплая осень с изредка выпадающими в виде дождя осадками. В этих районах появление первого снежного покрова (в среднем многолетнем) отмечается в конце ноября, наиболее раннее — в третьей декаде октября, а наиболее позднее — в последних числах декабря.

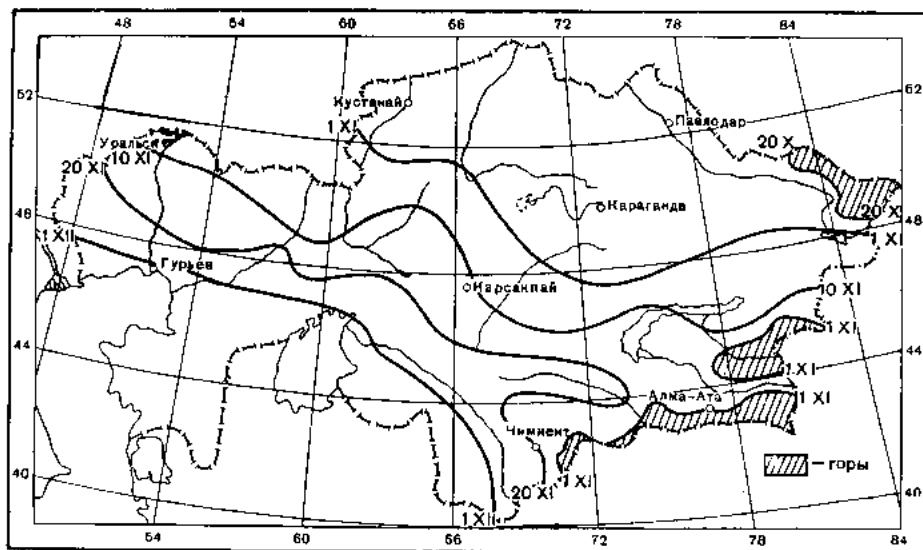


Рис. 140. Средние даты появления снежного покрова.

В высокогорных районах Казахстана первые снегопады с временным образованием снежного покрова возможны на большой высоте даже летом. Так, например, в Заилийском Алатау на высоте 3100 м над у. м. это явление отмечается во второй декаде июля, в то время как на высоте 500—800 м (долина р. Или и г. Алма-Ата) оно не бывает раньше первой декады октября.

Сравнительно редко на всей территории Казахстана первый выпавший снег сохраняется и остается лежать на всю зиму. Обычно перед установлением устойчивого снежного покрова отмечается период предзимья [66], в течение которого, как правило, наблюдается несколько временных его становлений.

Изменение продолжительности предзимья с севера на юг Казахстана имеет хорошо выраженный зональный характер. В условиях крайнего севера Казахстана предзимье почти отсутствует. Здесь первый образовавшийся снежный покров в большинстве случаев не стает и сохраняется до весны, постепенно возрастая по мощности залегания за счет новых снегопадов. Такое же явление отмечается и в горной зоне вечных ледников. На крайнем же юго-западе Казахстана, где зима очень мягкая и короткая, с частыми и значительными оттепелями как адвективного, так и радиационного порядка, предзимье растягивается почти на всю зиму, т. е. практически не прослеживается.

Таким образом, следуя за зональным характером развития макропогодных процессов, обуславливающих смену осени зимой, период предзимья постепенно возрастает с севера на юг Казахстана. На севере предзимье составляет обычно 10—17 дней, но в редкие экстремально теплые годы увеличивается до 35—77 дней. Южнее границы Гурьев — Карсапай — Талды-Курган период предзимья увеличивается в среднем до

22—30, а на крайнем юге — до 45—50 дней. В этой зоне продолжительность предзимья в отдельные годы может составлять 55—99 дней.

В юго-западной части Казахстана, примыкающей к Каспийскому морю (Форт Шевченко, залив Кара-Богаз-Гол), определить период предзимья не представляется возможным, так как снежный покров здесь из года в год неустойчив в течение всей зимы.

В горных районах период предзимья последовательно уменьшается с высотой местности. Так, например, в Алтае на высоте Усть-Каменогорска (282 м над у. м.) предзимье в среднем составляет 21 день, а в Орловском поселке (1081 м над у. м.) всего лишь 6 дней. Аналогичное имеет место и по высотным зонам северного склона Заилийского Алатау.

При максимальной продолжительности предзимья 70 дней в северных районах Казахстана и 100 дней в южных в отдельные годы почти

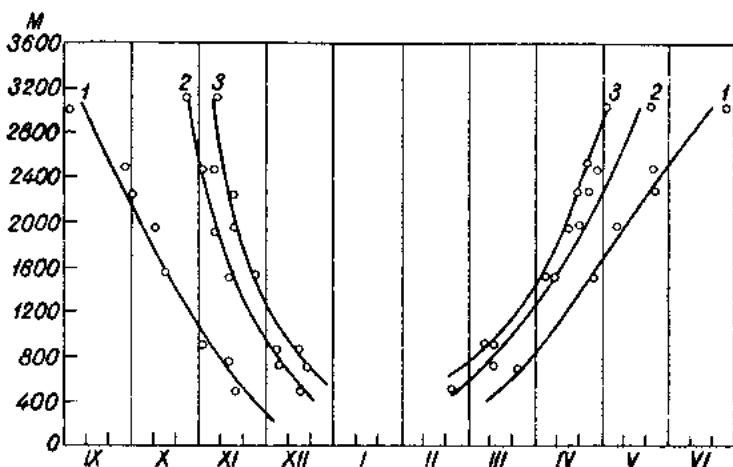


Рис. 141. Зависимость дат появления и схода снежного покрова от высоты местности в горах Заилийского Алатау.

1 — появление и сход снежного покрова, 2 — образование и разрушение устойчивого снежного покрова, 3 — санный путь.

сразу же после появления первого снега происходит формирование устойчивого снежного покрова. Такой характер залегания предохраняет озимые хлеба от мороза, так как после перехода температуры воздуха через 0° почва постоянно покрыта снежным покровом.

Дальнейшее сохранение снежного покрова обусловлено наступлением периода с устойчивыми в течение суток отрицательными температурами воздуха. В климатических условиях Казахстана начало периода с устойчивым снежным покровом совпадает, как правило, с наступлением устойчивых отрицательных температур воздуха, что особенно типично для северных районов, где зима устанавливается более дружно, чем на юге республики. В это время года оттепели повсеместно отмечаются не столь часто.

В высокогорных районах Алтая, Джунгарского Алатау и Тянь-Шаня время образования устойчивого снежного покрова зависит от высоты местности. Как видно из рис. 141, появление и сход устойчивого снежного покрова находится в зависимости от высоты местности.

На территории равнинного Казахстана время установления устойчивого снежного покрова изменяется с широтой местности (рис. 142). На крайнем севере республики устойчивый снежный покров в среднем устанавливается 7—10/XI, с продвижением на юг Казахстана его установление отмечается все в более поздние сроки. Так, южнее Гурьева —

Аральского моря — Кызыл-Орды — Чимкента устойчивый снежный покров отмечается уже в среднем 20/XII и даже несколько позднее.

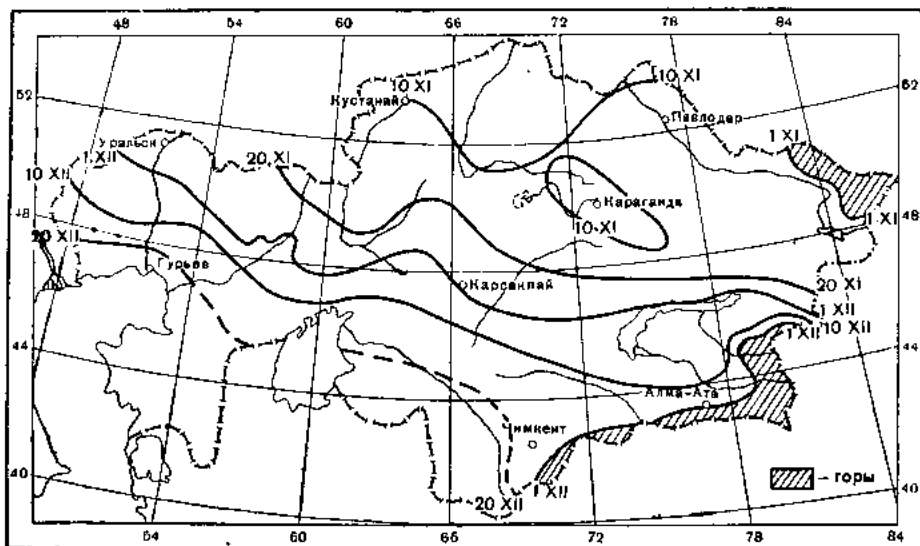


Рис. 142. Средние даты образования устойчивого снежного покрова.

Вероятность различных дат образования устойчивого снежного покрова в отдельные годы колеблется в довольно больших пределах (табл. 127).

Таблица 127

Вероятность различных дат образования устойчивого снежного покрова в отдельные годы при определенных значениях средней (θ/θ)

Средняя дата образования устойчивого снежного покрова	Даты образования устойчивого снежного покрова в отдельные годы									
	X		XI		XII		I		II	
	1-15	16-31	1-15	16-31	1-15	16-31	1-15	16-31	1-15	16-28
6 XI	—	20	55	15	5	•	•			
11 XI		15	55	20	10	•	•			
16 XI		10	45	25	15	•	•			
21 XI		5	40	30	15	5	•	•		
26 XI		5	20	45	20	5	•	•		
1 XII			15	35	30	10	5	•		
6 XII		10	25	35	20	5	•			
11 XII		5	15	35	30	15	•			
16 XII	•	10	45	30	10	5				
21 XII	•	15	25	30	20	5	•			
26 XII		15	20	25	20	10	10	•		

Примечание. Точка (•) обозначает вероятность менее 30%.

В северных районах Казахстана наибольшая вероятность появления устойчивого снежного покрова приходится на 1-15/XI (55%), а наименьшая на 1-15/X и 1-15/I (менее 3%). Следовательно, для северных

районов также характерны зимы как с очень ранним, так и с очень поздним становлением снежного покрова.

Характерно, что на крайнем юге Казахстана вероятность установления устойчивого снежного покрова в отдельные годы почти одинакова в течение большей части зимы (табл. 127).

Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова

Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова на территории Казахстана изменяется в довольно больших пределах. Так, в среднем многолетнем в северных лесостепных и степных районах Казахстана этот период изменяется от 135 до 167 дней, на западе Казахстана от 73 (Гурьев) до 140 (Актюбинск), на юго-востоке (Алма-Атинская и Талды-Курганская области) от 59 до 140, а на крайнем юге республики (район р. Сыр-Дарьи) от 50 до 80 дней (рис. 143).

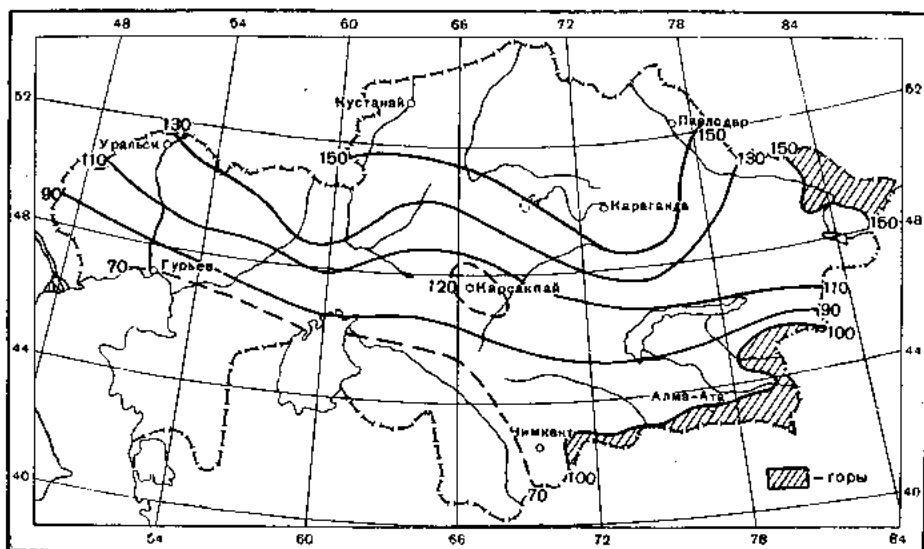


Рис. 143. Среднее число дней в году со снежным покровом.

В зависимости от суровости и продолжительности зимы эти величины в отдельные годы значительно колеблются.

Так, например, в районе Петропавловска крайние пределы колебания продолжительности устойчивого снежного покрова в отдельные годы составляют 110—204 дня, в районе Михайловки соответственно 173—193, а по более южным районам Северного Казахстана 89—154 дня (Семиарка). В центральных и южных районах Казахстана, где отмечается большая повторяемость выносов тепла из Средней Азии, период с устойчивым залеганием снежного покрова часто бывает очень непродолжительным.

В то же время на юге имеют место иногда очень суровые зимы и позднее наступление весны, что приводит к значительному увеличению времени с устойчивым снежным покровом. Так, крайние пределы колебания периодов с устойчивым снежным покровом в районе Гурьева равны 39 и 130 дням, по Кызыл-Орде 21—85, Джамбулу 23—127 дням. Следовательно, если на крайнем севере Казахстана предельно наибольшая за отдельные годы продолжительность устойчивого снежного покрова в среднем в 1,5 раза больше минимальной продолжительности, то на крайнем юге республики соответствующие соотношения возра-

стают до 4 раз и более. Эти соотношения показывают, насколько на севере Казахстана климатические условия более благоприятны для сохранения снежного покрова по сравнению с югом.

Для оценки степени устойчивости периода залегания снежного покрова Г. Д. Рихтером был предложен коэффициент устойчивости, определяемый из отношения разности наибольшей (a) и наименьшей (b) продолжительности устойчивого снежного покрова в днях к средней многолетней его продолжительности (e) [184].

$$K = \frac{a - b}{e}$$

Условно за максимальную устойчивость залегания снежного покрова по данной формуле принимается такой коэффициент, который близок к нулю. Распределение этого коэффициента на территории Казахстана отражает закономерное уменьшение устойчивого снежного покрова с севера на юг республики (рис. 144). Наибольшей устойчивостью харак-

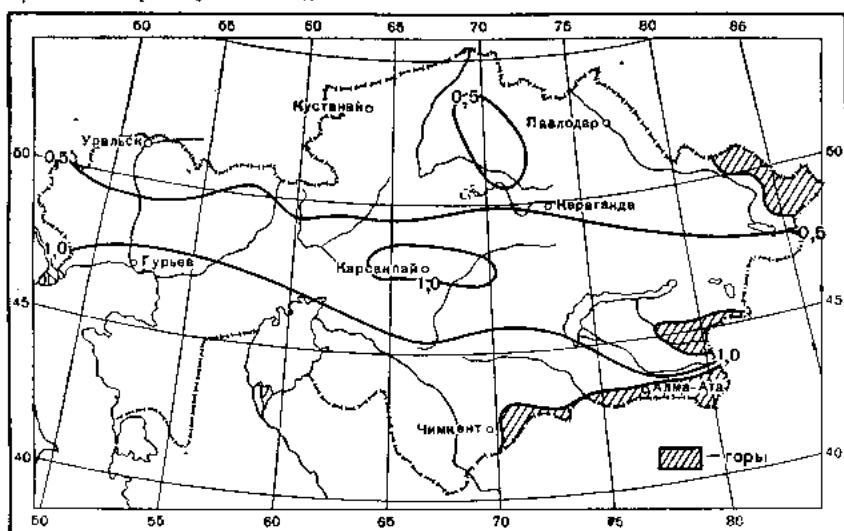


Рис. 144. Коэффициент устойчивости продолжительности непрерывного залегания снежного покрова.

теризуется снежный покров на северо-востоке Казахстана, где коэффициент устойчивости равен 0,4. В центральных районах коэффициент устойчивости изменяется от 0,5 до 1,0.

На юге и юго-западе, где зима характеризуется большим числом оттепелей и незначительной высотой снежного покрова, коэффициент устойчивости равен 1,0 и более, что соответствует крайне неустойчивому залеганию снежного покрова.

Таким образом, неустойчивость снежного покрова представляет одну из наиболее типичных черт зимнего ландшафта равнины и предгорий южных областей Казахстана. Основной причиной этого является температурный режим зим, характеризующихся частыми оттепелями, а также незначительная мощность залегания самого снежного покрова. Кроме того, в песчаных и глинистых пустынях Казахстана снег, перемешиваясь с песком, более интенсивно и быстро тает за счет уменьшения его альбедо.

В прямой связи с режимом устойчивого залегания снежного покрова определяется и продолжительность санного пути, который возможен, как принято считать, при высоте снега в 10 см и более. Вполне закономерно, что с севера на юг Казахстана последовательно убывает число

дней с санным путем, причем на севере он начинается значительно раньше и заканчивается позже, чем на юге. На крайнем же юге, граничащем с Туркменией и Узбекистаном, санный путь практически отсутствует. Устанавливается он здесь исключительно редко, на очень короткий период времени.

В среднем многолетнем на севере Казахстана санный путь устанавливается в конце ноября или в начале декабря, а прекращается в третьей декаде марта — первой декаде апреля, реже в первой половине апреля. В более южных и юго-восточных районах соответствующие сроки значительно изменяются. Установление санного пути здесь отмечается в основном во второй половине декабря и даже в первой декаде января (Тургай), а прекращение — в первой — третьей декаде марта.

Продолжительность санного пути в северных и центральных районах Казахстана в среднем равна 80—120 дням.

На юге, примерно к югу от широты Урда — Карсакпай — Аягуз, где в ряде лет устойчивый снежный покров не образуется, в экстремально снежные годы продолжительность санного пути колеблется от 30 до 70 дней.

Большое влияние на формирование снежного покрова оказывают и сильные ветры, не только перераспределяющие, но вместе с тем уплотняющие и меняющие его структуру, придавая ей пылеватое строение. Причиной уплотнения снега служат также зимние оттепели, которые не стоняют, но уплотняют его за счет подтаивания и создания в нем ледяных корок, которые затем вновь покрываются свежавпавшим снегом. Основной причиной зимних оттепелей является адвекция теплых воздушных масс. Это подтверждается тем, что зимние оттепели происходят преимущественно при облачной погоде, а на крайнем юге сопровождаются даже дождями. Зимние оттепели охватывают иногда обширные территории. Так, например, в феврале 1946 г. одновременная оттепель охватила почти весь Казахстан, особенно высокие температуры были отмечены на западе республики.

В горных условиях оттепели иногда охватывают одновременно несколько высотных зон. Как показали исследования автора настоящей главы [149], в горах Заилийского Алатау оттепели, как правило, чаще всего повторяются в декабре и феврале, но в некоторые годы довольно большое число оттепельных дней может отмечаться и в январе. Два-три дня с оттепелью, как правило, сменяются затем днями с отрицательными температурами. В некоторые экстремально теплые зимы оттепели продолжают иногда в течение 7 дней и более непрерывно. Среднесуточная температура воздуха в такие дни колеблется от 2 до 10° тепла даже на высоте 2500 м.

Сумма положительных среднесуточных температур воздуха за период зимних оттепелей в Заилийском Алатау колеблется в среднем от 170° на высоте 1500 м до 60° на высоте 2500 м. Как показали специальные исследования в горных районах Заилийского Алатау, в зоне 1500—2500 м в зимний период таит и частично испаряется около 30%, а в нижележащей зоне (800—1500 м) до 70% выпавших снеговых осадков [150]. В результате этого в горах значительно уменьшаются запасы воды в снеге, что в конечном итоге не может не сказаться в последующем на водности горных рек.

Режим весеннего разрушения и схода снега

В начале марта в южных и в конце марта в центральных и северных районах Казахстана под влиянием все возрастающих по повторяемости и интенсивности адвективных и радиационных оттепелей снежный

покров начинает быстро уплотняться и оседать, становится более зернистым. Снег в этих случаях тает в течение дня, а ночью вновь подмерзает и поэтому не дает в этом месяце сколько-нибудь существенного стока. Вначале появляются проталины, а затем по мере роста температуры воздуха начинается повсеместное разрушение устойчивого снежного покрова, совпадающее в большинстве случаев с датой перехода температуры воздуха через 0° .

На рис. 145 представлена зависимость между датами перехода средней суточной температуры воздуха через 0° и датами разрушения устой-

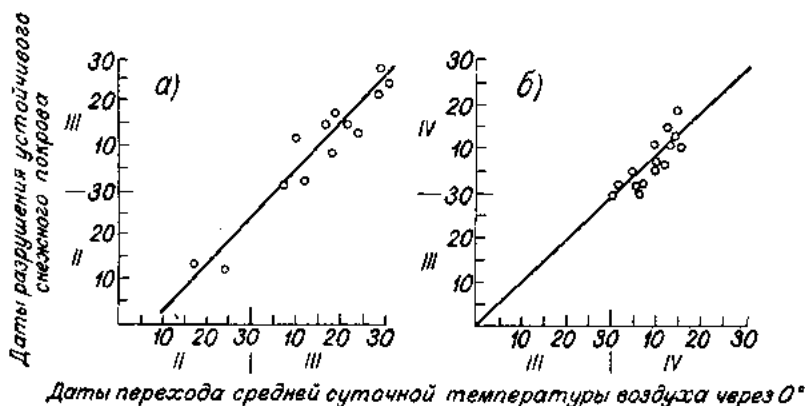


Рис. 145. Зависимость разрушения устойчивого снежного покрова от перехода средней суточной температуры воздуха через 0° в южных (а) и северных (б) районах равнинного Казахстана.

чивого снежного покрова. Между этими элементами существует тесная связь. Некоторая рассеянность точек для районов южного Казахстана в данном случае объясняется тем, что незначительный по высоте снежный покров благодаря частым оттепелям в течение всего зимнего периода разрушается до перехода температуры воздуха через 0° . Так, например, в Джамбулской и Южно-Казахстанской областях начало разрушения устойчивого снежного покрова под воздействием солнечной радиации отмечается часто на 10—15 дней раньше перехода средней суточной температуры воздуха через 0° .

Процесс разрушения устойчивого снежного покрова на территории Казахстана на крайнем юге в среднем многолетнем приходится на первую декаду февраля (рис. 146). В центральных областях этот процесс происходит в последней декаде марта, а на крайнем севере — в первой декаде апреля. В высокогорных районах юго-востока и востока республики большое влияние на время разрушения снежного покрова оказывает высота местности. В Заилийском Алатау устойчивый снежный покров разрушается 21/II, на высоте 1750—2500 м — 17—22/III, а в высокогорной зоне Заилийского Алатау (3000 м над у. м. и более) 21/IV и позднее (рис. 141).

В зависимости от погодных условий отдельных лет время начала разрушения устойчивого снежного покрова может изменяться в довольно больших пределах, особенно в южных районах Казахстана, что прежде всего связано с термическими условиями весеннего периода (табл. 128).

Самое раннее по времени года разрушение устойчивого снежного покрова на крайнем севере Казахстана отмечается 16—31/III, а самое позднее 13—16/IV. Соответствующие сроки в Центральном Казахстане

приходится на 16—28/II и 16—30/IV, а на крайнем юге республики (Чимкент, Чардара) соответственно на 16—31/XII и 16—31/III.

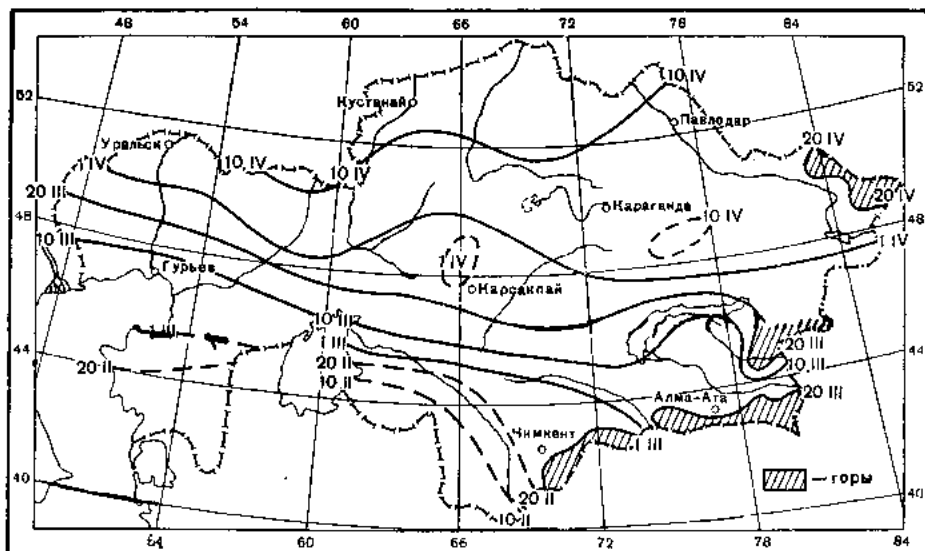


Рис. 146. Средние даты разрушения устойчивого снежного покрова.

В районе освоения целинных и залежных земель, в лесостепной и степной зонах, продолжительность весеннего снеготаяния колеблется от 10 до 60 дней. Так, например, в Кокчетавской области снеготаяние

Таблица 128

Вероятность различных дат разрушения устойчивого снежного покрова в отдельные годы при определенных значениях средней многолетней (%)

Многолетняя средняя дата устойчивого снежного покрова	Даты разрушения устойчивого снежного покрова в отдельные годы								
	16—31 XII	16—31 I	1—15 II	16—28 II	1—15 III	16—31 III	1—15 IV	16—30 IV	1—15 V
21 IV						10	10	70	10
16 IV						10	45	40	5
11 IV						10	65	25	
6 IV					5	40	50	5	
1 IV					10	45	35	5	
26 III			•	10	10	40	25		
21 III			•	5	20	50	20		
16 III			•	15	35	40	5	•	
11 III		•	5	20	45	20	5		
6 III	•	•	15	20	45	15	5		
1 III	•	•	45	35	15	15			
26 II	•	•	20	50	25	5			
21 II	•	15	25	30	25	5			

Примечание. Точка (•) обозначает вероятность менее 30%.

в дружную весну продолжается около двух недель, а в затяжную весну этот период растягивается иногда даже до 2,5 месяцев. В южных районах Казахстана, где снежный покров неустойчив и таяние его происходит очень часто и в холодное время года, определение периода снеготаяния довольно сложно и требует специально поставленных наблюдений.

Окончательный сход снежного покрова по Казахстану происходит очень неравномерно как по термическим условиям, так и по условиям рельефа местности. Первыми оголяются гривы и склоны возвышенностей южных экспозиций. Снежные сугробы в колках у лесополос и в понижениях тают значительно позже.

По климатическим условиям раньше всего окончательный сход снежного покрова отмечается на юге Казахстана (рис. 147).

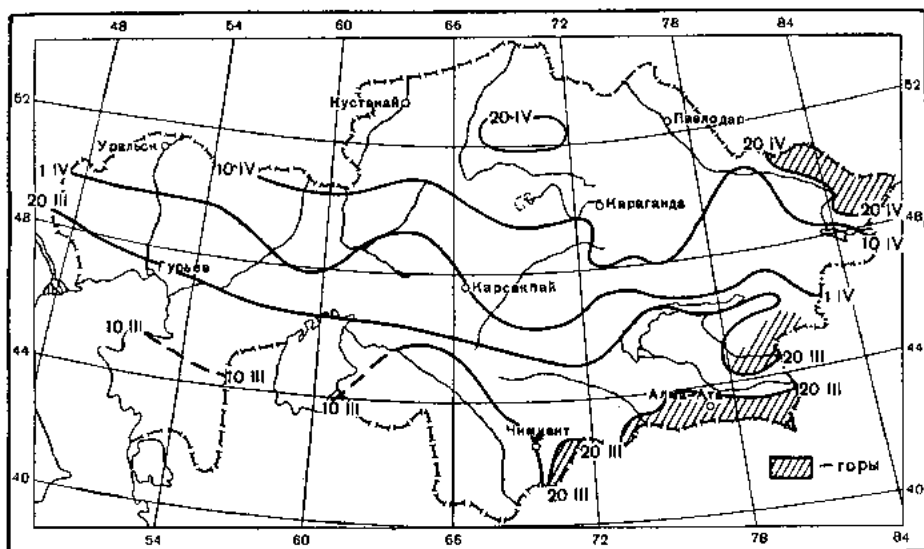


Рис. 147. Средние даты схода снежного покрова.

На юго-востоке Кызылкумов снежный покров в среднем сходит 22—26/II. С продвижением на север Казахстана сход его приходится на все более позднее время, следуя в данном случае за ходом развития весенних процессов. Так, на широте Каспийского, Аральского морей и оз. Балхаш средние даты разрушения снежного покрова приходятся на 20/III, в центральных районах Казахстана (Уральск, Актюбинск, Караганда, Семипалатинск) на первую декаду апреля, а на крайнем севере республики на начало второй половины апреля.

Весной, после исчезновения снежного покрова, возможны возвраты холода, сопровождающиеся снегопадами с кратковременным установлением снежного покрова. Вероятность последних по территории Казахстана не однозначна и имеет некоторую территориальную зональность. Так, в северных и центральных районах Казахстана вероятность временного возникновения снежного покрова после его полного исчезновения составляет 20—30%. В южных районах республики эта вероятность возрастает до 50% и даже 80%, что связано с более ранним здесь сходом снежного покрова и частыми в период весны возвратами холода.

Временный снежный покров, образующийся в результате поздних снегопадов, обычно быстро тает. В лесостепных и степных районах Северного Казахстана за апрель в среднем многолетнем бывает около 10 дней с временным снежным покровом, а в экстремально холодные

годы снег может сохраняться в течение месяца. В Центральном Казахстане число дней со снегом в апреле сокращается до 7—8 при максимальном периоде, равном месяцу. В Восточном Казахстане в апреле в среднем бывает до двух недель со снежным покровом, а в отдельные годы даже до 30 дней подряд.

В Южном Казахстане осадки в течение весны выпадают преимущественно в виде дождей. Однако и в этих районах отмечаются поздние снегопады с образованием кратковременного снежного покрова. Такие

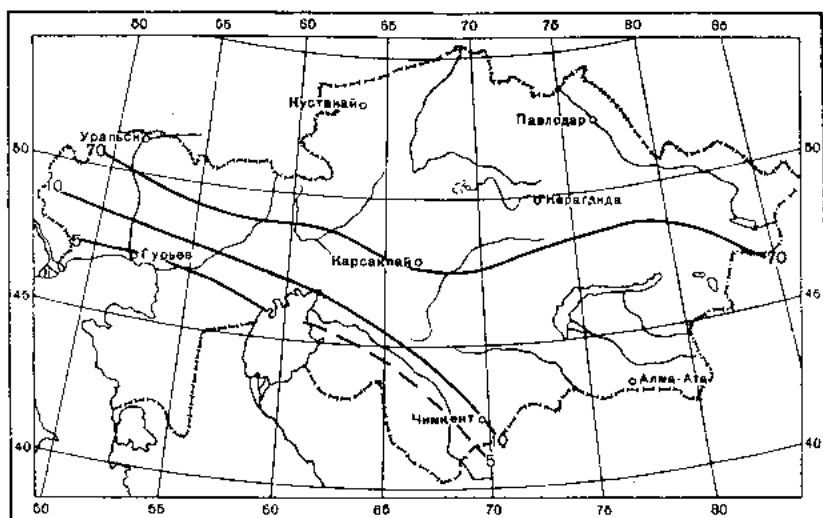


Рис. 148. Вероятность лет со снежным покровом (%). Апрель.

случаи имеют место не только в конце апреля, но даже в начале мая. Снежный покров на юге Казахстана в мае сохраняется в среднем многолетнем 1 день и в экстремальные годы до 5 дней. В предгорных районах в редкие годы снежный покров может отмечаться и во второй декаде

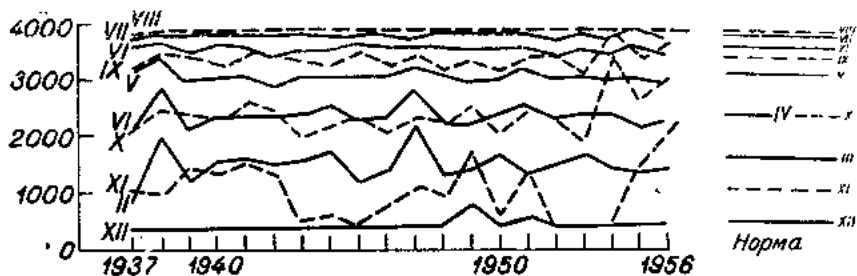


Рис. 149. Изменение высоты залегания снеговой линии на северном склоне Заилийского Алатау по месяцам за 1937—1956 гг. (по В. И. Коровину).

мая. Так, в районе Алма-Аты наиболее поздний снежный покров был отмечен 12/V 1957 г., причем высота достигала 6 см. Мокрый тяжелый снег, покрывший цветущие плодовые деревья, вызвал поломку сучьев и кустарников.

Как видно на рис. 148 в северных районах в апреле снежный покров отмечается в 70% зим. С продвижением на юг республики вероятность его резко сокращается до 5—10%, а в районах побережий Каспийского и Аральского морей практически не наблюдается.

В горных районах и в местности с изрезанным рельефом снежный покров сходит позднее, чем на равнине, особенно на северных склонах высоких горных вершин. Так, если в Алма-Ате (848 м над у. м.) снеж-

ный покров окончательно сходит в среднем 20/III, то накопленные за зиму снеговые запасы стают в нижней горной зоне Заилийского Алатау в апреле, а на южных экспозициях — в конце марта. На высоте 1500 м снег исчезает в среднем многолетнем во второй половине апреля. На высоте 2350 м — в конце апреля, в районе высотной зоны 3000 м и более — во второй половине мая.

На рис. 149 видно положение снеговой линии на конец каждого месяца для отдельных лет и отклонения ее от нормы. Таким образом, этот график наглядно характеризует режим снеговой линии за многолетний период на северном склоне Заилийского Алатау [131].

Отступление снеговой линии весной вверх по высотным зонам происходит менее интенсивно, чем наступление ее осенью. Как показал Н. Н. Пальгов [163], весеннее отступление снеговой линии по северным склонам Заилийского Алатау в среднем многолетнем происходит следующим образом:

к I IV до изогипсы	1425 м
к I V " "	2150 м
к I VI " "	3080 м

Режим залегания

Период снегонакопления при продвижении с севера на юг Казахстана последовательно уменьшается. Так, нарастание снежного покрова в северных районах происходит непрерывно в течение всего зимнего

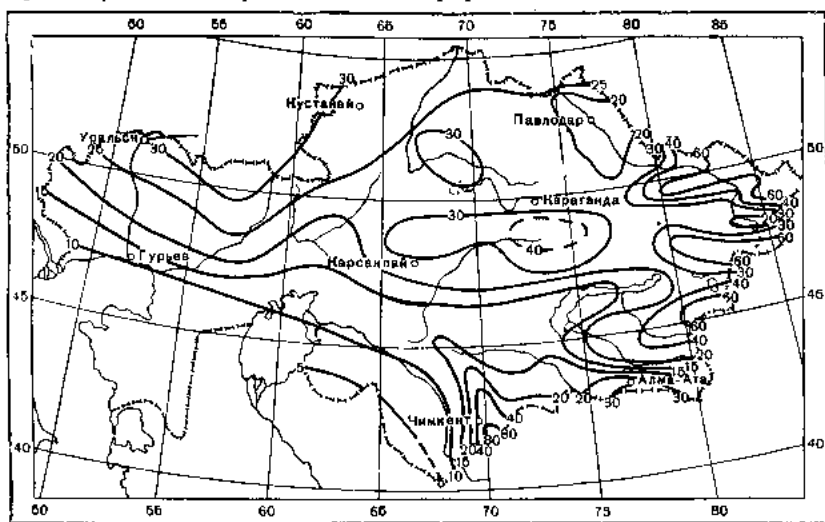


Рис. 150. Средняя из наибольших декадных высот снежного покрова (см).

сезона. В южных и юго-западных районах снегонакопление происходит в основном в декабре и январе, так как в феврале процесс этот обычно прекращается вследствие повышения температуры воздуха. В табл. 129 приведены данные средней многолетней высоты снежного покрова по декадам. В северных районах Казахстана средняя из наибольших декадных высота снега отмечается в первой и второй декаде марта, в центральных районах — во второй и третьей декаде февраля, а на юге республики в первой декаде февраля. На крайнем юго-западе республики (побережье Каспия), где снежный покров бывает не каждый год, наибольшая декадная высота отмечается в первых двух декадах февраля.

Средняя из наибольших декадных высот снежного покрова на территории Казахстана (рис. 150) колеблется в значительных пределах, последовательно убывая с севера на юг республики.

Средняя высота снежного покрова по декадам (см.) в различных частях Казахстана

Станция	Октябрь			Ноябрь			Декабрь			Январь			Февраль			Март			Апрель			Май			Средняя из наибольших декадных высот за зиму		
	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	2
Западная																											
Уральск	4	1	4	3	7	9	16	16	22	24	24	25	24	27	18	6	27
Калмыково	1	.	1	2	3	5	8	10	14	16	16	16	15	14	9	3	20
Гурьев	1	2	3	5	7	9	11	9	8	6	3	1	13
Форт Шевченко	1	1	2	1	1	1	07	5
Кендерли	3
Актюбинск	2	4	6	8	12	15	17	18	21	22	22	22	22	22	22	19	13	7	5	25
Иргиз	2	4	5	8	10	11	14	14	11	11	13	13	13	11	8	7	16
Центральная																											
Петропавловск	3	5	8	11	14	17	18	19	21	23	24	25	26	26	25	26	26	22	13	4	.	.	.	28
Кустанай	1	2	3	8	9	11	14	15	17	18	20	21	22	23	23	20	23	20	13	5	.	.	.	26
Акмолинск	2	4	6	7	9	12	14	16	18	19	20	21	21	21	21	18	21	18	12	4	.	.	.	25
Карсаганда	3	4	7	9	11	14	18	21	22	23	24	23	23	23	23	21	18	9	28
Джезказган	2	2	3	5	7	10	14	16	18	21	22	22	22	19	14	7	7	7	25
Бст-Пак-Дала	2	2	3	5	5	7	10	11	11	10	9	6	1	15
Кзыл-Орда	1	2	3	3	5	6	6	4	3	2	1	9
Туркестан	1	2	5	4	5	6	6	4	3	2	1	9
Восточная																											
Михайловка	4	7	10	13	16	19	21	23	24	24	25	26	26	25	26	25	21	21	11	3	.	.	.	29
Павлодар	1	3	5	7	9	11	13	15	17	18	19	19	19	17	19	19	12	12	4	22
Зайсан	2	5	7	10	12	15	16	18	19	20	21	21	21	21	21	18	12	12	3	25
Талды-Курган	1	2	4	6	12	14	16	18	20	23	23	23	21	17	11	3	3	3	26
Баканас	1	1	2	3	5	6	8	9	9	10	10	8	6	4	.	.	4	12
Алгазы-Остров	1	2	5	7	9	10	11	11	11	10	8	5	.	.	5	14
Алма-Ата	2	4	6	8	11	14	16	20	22	24	22	19	16	9	3	3	9	3	28

Примечание. Точка (•) обозначает, что более 50% всех лет снег неустойчив.

Это связано не только с количеством выпадающих за зиму осадков, но и с условиями сохранения снежного покрова. Так, в северных и центральных районах условия сохранения снега в течение зимы более благоприятны, чем на юге, где отмечается большая повторяемость оттепелей.

Распределение снега на территории обуславливается характером местных орографических условий, повторяемостью и направлением ветра. Все возвышенности и особенно западные склоны отличаются большой высотой снежного покрова, а защищенные долины и восточные склоны сравнительно малоснежны. Чем больше абсолютная высота местности, тем резче наблюдается разница в мощности залегания снежного покрова на различных склонах.

Средняя из наибольших декадных высот снежного покрова в северных районах Казахстана составляет 20—25 см. В районе Кокчетавской возвышенности она возрастает до 30 см и более. В центральных районах республики максимальная высота снега уменьшается до 15—20 см, исключая район мелкосопочника (юг Кокчетавской, север Карагандинской областей), где высота снежного покрова увеличивается до 30 см, что обусловлено увеличением количества осадков и высотой местности. На юге Казахстана высота снега снижается до 5—10 см и в среднем не превышает 10 см. Только в очень редкие годы высота снежного покрова здесь достигает 20—25 см в среднем за декаду.

В предгорных районах на юге и юго-востоке Казахстана средняя из наибольших декадных высот снега перед началом весеннего снеготаяния вновь увеличивается до 20—30 см (Заилийский Алатау) и до 40—60 см по Джунгарскому Алатау.

Мощность снежного покрова в горах закономерно возрастает с увеличением высоты местности. Так, в Заилийском Алатау средняя максимальная декадная высота снежного покрова возрастает от 30 см (г. Алма-Ата, 848 м над у. м.) до 59 см (Медое, 1529 м над у. м.) и 89 см в урочище Мын-Джилки (3130 м над у. м.). Это связано как с возрастанием с высотой местности количества выпадающих твердых осадков, так и с увеличением периода с устойчивыми отрицательными температурами воздуха. В горных районах в зимний и весенний периоды могут возникать обвалы и оползни снега. Особенно быстро движется вниз по склонам мокрый, насыщенный водой снег. Образующиеся в связи с этим грязе-каменные потоки производят нередко громадную разрушительную работу. При увеличении уклонов роль движущихся масс снега возрастает и достигает иногда катастрофических размеров. Так, в Заилийском Алатау в верховьях долины р. М. Алматинки, в урочище Мын-Джилки, в ноябре 1941 г. снежной лавиной была разрушена и погребена под снегом метеорологическая станция.

Высота снежного покрова на территории Казахстана из года в год колеблется довольно значительно. В многоснежные зимы отклонения от нормы максимальной средней декадной высоты снежного покрова в северных районах составляют иногда 150, а в весенние месяцы даже 300%¹ (рис. 151). Следовательно, высота снега в такие зимы может превышать норму иногда в 2—3 раза и более. В малоснежные зимы, наоборот, наибольшая высота снега перед его разрушением может составлять иногда 50% и даже несколько менее соответствующей нормы. В центральных районах Казахстана максимальная высота снежного покрова колеблется в меньших пределах — от 60—70 до 200% нормы.

На крайнем юге республики, где более чем в 50% зим устойчивый снежный покров может не образоваться и высота снежного покрова в малоснежные годы колеблется от 0 до 4—5 см, в редкие экстремаль-

¹ Средняя многолетняя высота снежного покрова условно принята за 100%.

ные годы она возрастает до 10—25 см. Таким образом, амплитуда колебания высоты снежного покрова составляет 60—250% нормы.

Вероятность различной декадной максимальной высоты снежного покрова в отдельные годы при определенной средней представлена в табл. 130.

Колебание наибольшей декадной высоты снежного покрова возрастает с юга на север. Так, на юго-западе республики (побережье Каспия) при средней из наибольших декадных высот снежного покрова 10 см она в отдельные годы колеблется в пределах 0—20 см с вероятностью от 40 до 60%. В северных районах республики (Кокчетав — Петропавловск) при средних из наибольших декадных высот за зиму 25—35 см предел колебания последней увеличивается от 10 до 70 см при вероятности 5—40%.

Следует отметить, что мало- и многоснежные зимы одновременно по всему Казахстану не наблюдаются.

Как правило, многоснежные зимы в северных районах республики сочетаются со средними или малоснежными зимами на крайнем юге. Аналогичное явление имеет место на западе и востоке Казахстана. Такой характер распределения снежного покрова связан с территориальным распределением выпадающих за зиму осадков, а также зависит от термического режима зимы, что в свою очередь обуславливается характером и интенсивностью циркуляционных процессов.

Следует отметить, что мало- и многоснежные зимы одновременно по всему Казахстану не наблюдаются.

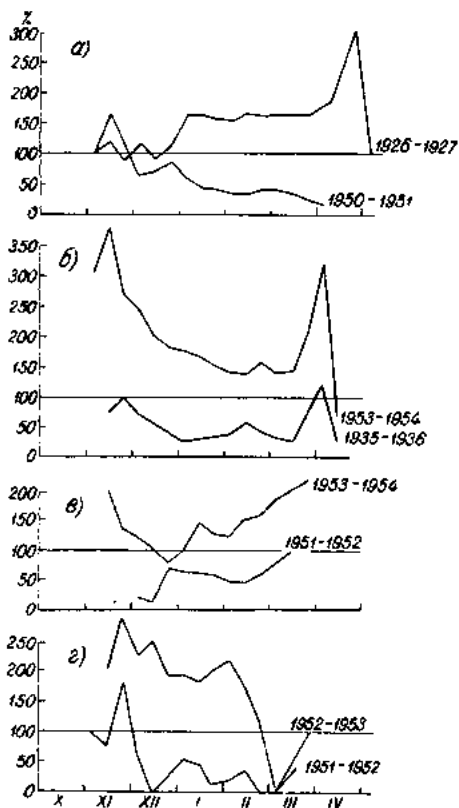


Рис. 151. Колебание высоты снежного покрова в отклонениях от средней многолетней в многоснежные и малоснежные годы (0/0).

а — Петропавловск, б — Акмолинск, в — Джезказган, г — Алма-Ата.

Плотность и водность снежного покрова

Неравномерно распределяется по Казахстану и плотность снега к моменту достижения наибольшего запаса воды в снежном покрове (табл. 131).

Плотность снега обуславливается рядом причин, главными из которых являются периодические оттепели и значительные скорости ветра, перераспределяющие снег по территории.

Наибольшие плотности снега отмечаются в центральной зоне Казахстана — от 0,30 до 0,36, что связано преимущественно с местными сильными скоростями ветра. На юге республики средние плотности снега являются наименьшими по Казахстану и равны 0,25—0,27.

Обуславливается это большой неустойчивостью незначительного по высоте снежного покрова в крайних южных широтах республики, который быстро разрушается из-за частых и интенсивных оттепелей. В этих условиях снег не слеживается, а обычно восстанавливается за счет новых снегопадов, в результате чего предвесенняя плотность его не достигает

Вероятность различных максимальных декадных высот снежного покрова в отдельные годы при определенных значениях средней (0/0)

Средняя многолетняя из наибольших декадных высот за зиму (см)	Максимальная из декадных высота снежного покрова в отдельные зимы (см)								
	1—10	11—20	21—30	31—40	41—50	51—60	61—70	71—80	81—90
10	60	40	.						
15	45	30	15	5	.	.			
20	15	50	25	5	.	.			
25	5	30	40	15	5	.	.		
30	5	20	30	25	10	5	5	.	
35	5	10	20	40	10	5	5	5	.
40	5	10	15	25	20	10	5	5	.
45		5	10	15	35	20	10	5	.
50		.	10	15	35	20	10	5	5

Примечание. Точка (•) обозначает вероятность менее 3%.

Таблица 131

Средняя плотность снега в декаду наибольшего запаса воды в снежном покрове

Станция	Средняя плотность снега	Станция	Средняя плотность снега
Петропавловск .	0,28	Джезказган	0,27
Щучинск	0,34	Уральск . .	0,29
Акмолинск . . .	0,36	Актюбинск .	0,30
Кустанай	0,29	Кзыл-Орда .	0,25
Михайловка . . .	0,24	Отар	0,26
Семипалатинск .	0,30	Алма-Ата .	0,25

больших значений. Южные районы республики характеризуются незначительными скоростями ветра, что и не оказывает существенного влияния на увеличение плотности снежного покрова.

Отсутствие достаточного исходного материала не позволяет в настоящее время оценить водные ресурсы в устойчивом снежном покрове на момент его весеннего разрушения в целом по всему Казахстану. В связи с этим в табл. 132 представлены соответствующие выборочные данные только по отдельным районам равнинного Казахстана, причем исключительно по материалам наблюдений опорной метеорологической сети за последние 8—10 лет.

Как показывают соответствующие выборочные данные (табл. 132), на севере Казахстана запасы воды в снеге в предвесенний период в среднем составляют 60—70 мм с колебанием в отдельные годы от 20—45 до 80—150 мм. Исключением в данном случае является часть Павлодарской области, расположенной между отрогами Алтая, Салаира и Казахским мелкосопочником, где они относительно соседних районов

несколько занижены и составляют в среднем 60 мм и менее, а в отдельные годы 20—30 мм.

Таблица 132

Запасы воды в снеге по средним из максимальных декадных высот снежного покрова (мм) в различных частях Казахстана

Станция	Средние	Наибольшие	Наименьшие
З а п а д н а я			
Уральск	78	112	51
Калмыково	45	67	10
Урда	38	62	19
Уил	57	74	25
Актюбинск	76	153	42
Эмба	50	98	18
Ц е н т р а л ь н а я			
Петропавловск	57	87	28
Кустанай	69	109	45
Акмолинск	59	116	36
Караганда	79	175	84
Джезказган	69	90	44
Бет-Пак-Дала	60	112	33
Блинково	52	88	18
Туркестан	33	51	9
В о с т о ч н а я			
Михайловка	62	90	42
Павлодар	40	48	22
Лениногорск	108	158	51
Талды-Курган	60	120	22
Курты	36	65	13
Балхаш	38	52	18
Алма-Ата	45	104	18

Повышенные по сравнению с окружающими районами снеготпасы имеют место на Кокчетавской возвышенности и в ряде районов Казахского мелкосопочника. В этом отношении выделяется север Акмолинской, Кокчетавской и Карагандинской областей, где средние значения запасов воды снега перед весенним разрушением колеблются в пределах 70—100 мм, в отдельные годы минимум составляет 30—40, а максимум 150—170 мм.

В центральных районах Казахстана, за исключением района мелкосопочника, запасы воды в снеге в среднем равны 30—40 мм, уменьшаясь до 10—20 мм и менее к югу Прибалхашья и Прикаспийской низменности. В этих районах в отдельные годы запасы воды могут значительно колебаться — от 30 до 100 мм.

На крайнем юго-западе республики (южнее Форта Шевченко) снежный покров крайне неустойчив и незначителен по мощности. В отдельные годы он здесь и совершенно не наблюдается. В связи с этим определение запасов воды в снеге в этой части Казахстана крайне затруднительно, а в некоторых районах даже невозможно.

Закономерное возрастание запасов воды в снеге с высотой местности отмечается на западных склонах Салаирского кряжа, Алтая, Джунгарского и Заилийского Алатау, что обусловлено орографическим увеличением количества выпадающих зимних осадков и погодными условиями в течение холодного полугодия. Средние запасы воды в снеге перед

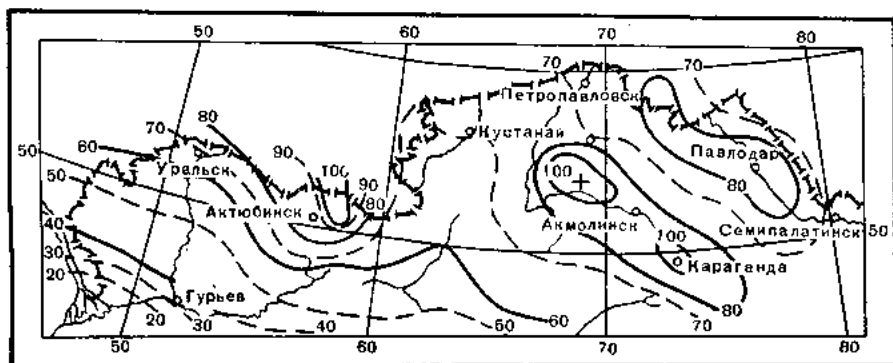


Рис. 152. Запасы воды в снежном покрове (мм).

началом весеннего таяния колеблются в этих районах от 80 до 180 мм при максимальных значениях 150—250 мм и минимальных 40—70 мм.

Характер распределения запасов воды в снеге перед началом весеннего снеготаяния на целинных землях северной части Казахстана может быть представлен соответствующими данными ГГИ¹ (рис. 152). И в данном случае наиболее обеспеченными запасами воды в снеге являются районы Кокчетавских гор и Казахского мелкосопочника, а также наиболее возвышенные части Мугоджар (водораздел рек Эмбы, Илека, Ори).

Отмеченные выше значительные колебания из года в год запасов воды в снеге на территории Казахстана показывают на неустойчивость их как дополнительного фактора увлажнения почвы и источника весеннего половодья рек. Это обстоятельство предопределяет проведение систематических широких мероприятий по снегозадержанию, что позволило бы более рационально регулировать и использовать водные ресурсы снежного покрова. Последнее приобретает исключительное значение в условиях засушливых климатов Казахстана, особенно в годы с резко выраженным дефицитом весенне-летних осадков.

Глава XVII

МЕТЕЛИ

На преобладающей части Казахстана метели наблюдаются повсеместно и ежегодно. Частота и интенсивность метелей закономерно изменяется с севера на юг республики в зависимости от степени суровости и продолжительности зим, от состояния и режима залегания снежного покрова и местных ветровых условий. На режим метелей существенное влияние оказывает рельеф и микроклиматические особенности местности, часто значительно нарушающие общие закономерности их распределения по территории.

¹ Агроклиматические и водные ресурсы районов освоения целинных и залежных земель. 1955.

Изучение метелей безусловно представляет большой научный и практический интерес. Метели вызывают перенос снега из одного района в другой, уплотняют его, что обуславливает неравномерное распределение водных ресурсов снежного покрова по территории и неодинаковое промерзание почвы. Кроме того, метели способствуют образованию сильных заносов, срывающих работу авиации, нарушающих нормальную работу железнодорожного и других видов транспорта. Сильные бураны часто являются причиной нарушения телеграфной и телефонной связи, вызывают иногда массовую гибель скота, выпасающегося зимой в условиях отгона. За исключением поземка, метели обычно значительно понижают дальность видимости, в некоторых случаях даже до нескольких метров.

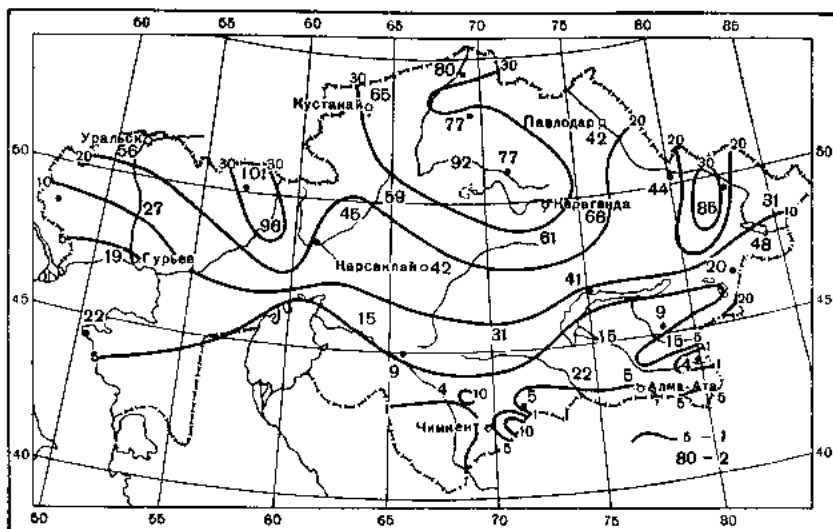


Рис. 153. Среднее число дней с метелью за год.
1 — среднее, 2 — максимальное.

Метели представляют собой явление переноса снега ветром над земной поверхностью, причем этот перенос иногда сочетается со снегопадами. Из метелевых явлений особо выделяется поземок — перенос снега вблизи земной поверхности на небольшой высоте.

Поземки наблюдаются при антициклональной погоде, в то время как другие виды метелей (общая и низовая) — в условиях циклонической погоды. Ввиду этого поземки выделены в самостоятельную группу и рассматриваются отдельно от общей и низовой метелей. Последние, наоборот, объединены в одну группу и в последующем рассматриваются под общим для них термином «метель», поскольку условия их образования одинаковые.

Климатологическая обработка и анализ режима метелей проведены за холодный период двух смежных лет.

Число дней с метелью за год

Среднее число дней с метелью за год в различных районах Казахстана неодинаково, но в общем закономерно убывает с севера на юг (рис. 153).

Продолжительная снежная и суровая зима в сочетании со значительными скоростями ветра способствует наибольшему развитию метелевой деятельности на севере Казахстана, где в среднем за зиму отмечается от 25 до 40 дней с метелью.

К числу районов со слабо развитой метелевой деятельностью относятся южные области Казахстана. В районах, расположенных южнее 45—46° широты, среднее число дней с метелью за сезон колеблется от 1 до 5. Еще реже (до 8 случаев в 10 лет) метели отмечаются на крайнем юге Казахстана, в районе между Джамбулом и Алма-Атой. Исключением в данном случае являются отдельные горные перевалы с сильными местными ветрами. Редко наблюдаются метели также в районе верхнего течения р. Или, в районе г. Джаркента.

Наряду с этим в слабо метелевой зоне южной части Казахстана, для которой, как правило, характерны слабые ветры, выделяются районы с повышенной повторяемостью метелей: Ачисай (11 дней с метелями за сезон), Тюлькубас (12), Чокпак (18), Курдайский перевал (14), Джунгарские Ворота (Тахты, 23), Мын-Джилки (Заилийский Алатау, 16).

В зависимости от устойчивости, продолжительности, снежности и ветрового режима зимы число дней с метелью в отдельные годы может изменяться в больших пределах. Так, в сильно метелевые зимы на большей части Северного Казахстана число их возрастает до 40—60, а в районах повышенной метелевой деятельности даже до 80—100 за сезон (рис. 153). В южных областях республики число дней с метелью может достигать максимально 5—10, а на крайнем юге 1—4 за зиму.

В то же время повсеместно в Казахстане наблюдаются зимы с небольшим числом метелей. Так, на большей части Северного Казахстана в эти годы отмечается всего лишь 5—10 дней с метелью. Однако в некоторых районах, как, например, Акмолинск, даже в годы минимума метелей наблюдается повышенное по сравнению с соседними районами число дней с метелью.

О характере изменения числа дней с метелью по зимам дает представление рис. 154, на котором приведены данные наблюдений ряда станций за период 1919—1956 гг., расположенных в различных по частоте метелей условиях. Из рисунка видно, что в районах со слабым проявлением метелевой деятельности (южная часть Казахстана) колебания числа дней с метелью в отдельные годы незначительны, в районах же наибольшего их проявления число их изменяется в больших пределах.

Вероятность различного числа дней с метелью в отдельные зимы при определенных значениях средних приведены в табл. 133.

Период с метелями на севере Казахстана длится в основном в течение 5—6 месяцев (ноябрь — апрель). В годы с повышенной метелевой деятельностью число дней с метелью может составить 40—60% от общего числа дней периода. В южных областях Казахстана, где зимы непродолжительны и малоснежны, период с метелями значительно сокращается. Здесь 20—50%, а на крайнем юге республики 60—75% всех зим бывает без метелей.

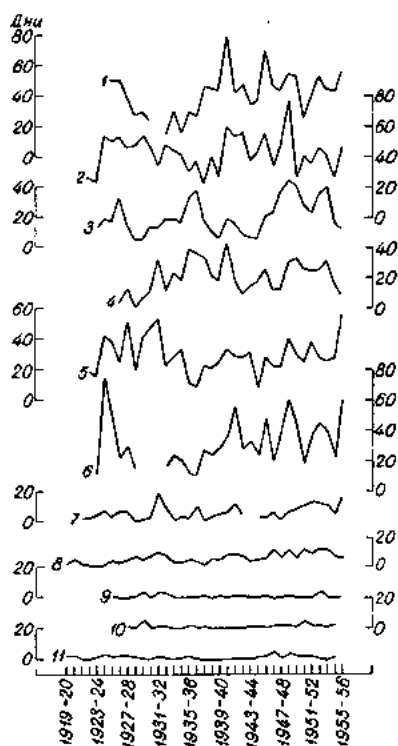


Рис. 154. Изменение сезонного числа с метелью за 1919—1956 гг. 1 — Петропавловск, 2 — Акмолинск, 3 — Секипалатинск, 4 — Усть-Каменогорск, 5 — Уральск, 6 — Актобинск, 7 — Гурьев, 8 — Казалинск, 9 — Туркестан, 10 — Джамбул, 11 — Алма-Ата.

Вероятность годового числа дней с метелью в отдельные годы при определенных значениях средней (%)

Среднее многолетнее число дней с метелью за год	Число дней с метелью											
	0	1-5	6-10	11-20	21-30	31-40	41-50	51-60	61-70	71-80	81-90	91-100
0,5	75	25										
1	45	55										
5	15	35	30	20								
10		25	30	25	20							
20		10	15	30	25	20						
30			5	20	35	15	15	5	•	•	•	•
40				5	15	25	30	20	•	•	•	•

Примечание. Точка (•) обозначает вероятность меньше 3%.

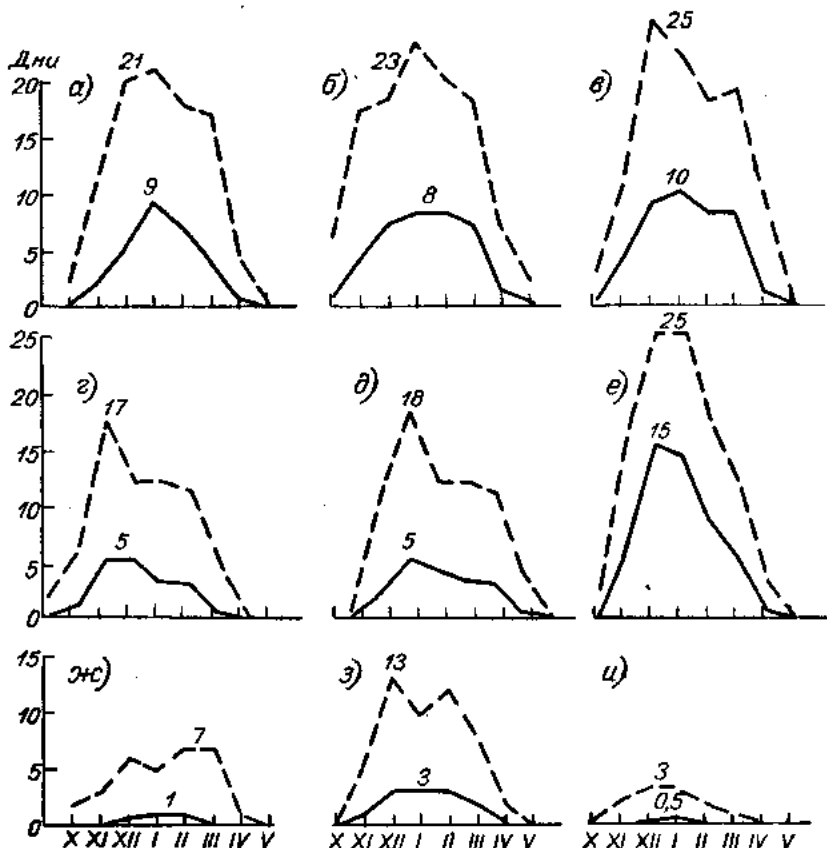


Рис. 155. Сезонный ход среднего и максимального числа дней с метелью. а — Уральск, б — Петропавловск, в — Акколлинск, г — Карсақпай, д — Семипалатинск, е — Жангиз-Тобе, ж — Казалинск, з — Тюлькүбас, и — Алма-Ата.

Годовой ход метелей

Характер распределения среднего числа дней с метелью в течение зимы по районам Западного, Центрального и Восточного Казахстана представлен на рис. 155.

Метели в северных областях Казахстана наблюдаются в холодное время года в период с октября по май, причем в октябре они бывают редко, а в мае еще реже — один случай в 10 лет. Как очень редкое исключение метель возможна и в сентябре (Акмолинск, 1/IX 1955 г.).

Период с метелями к югу естественно сокращается. Метели здесь отмечаются позднее и раньше прекращаются. Исключением в данном случае являются предгорные районы, где метели возможны, хотя и редко, в мае (Тюлькубас, 1/V 1932 г. и Алма-Ата, 12/V 1957 г.).

Для большинства районов Казахстана январь и февраль характеризуются наибольшим за зиму числом дней с метелью. Значительна также повторяемость их и в декабре, а в северных областях в марте.

В зависимости от широты и особенностей местности среднее число дней с метелью в месяц их сезонного максимума колеблется по районам Казахстана в достаточно больших пределах (рис. 156).

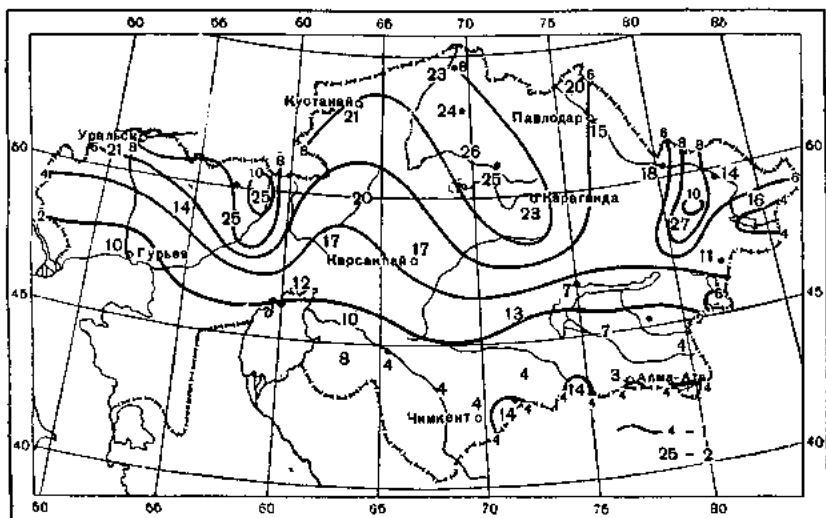


Рис. 156. Число дней с метелью в месяцы их максимума.

1 — среднее, 2 — максимальное.

Пространственное распределение числа дней с метелью в месяцы наибольшей их повторяемости имеет большое сходство с характером распределения их в целом за сезон (рис. 153). В данном случае типично общее убывание числа дней с метелью с севера на юг (от 10—11 до 0,1—0,5 в месяц) с наибольшей повторяемостью в районе Мугоджарских гор (8—12) и в зоне между Семипалатинском и оз. Зайсан (8—15).

На большей части Казахстана в наиболее метелевые месяцы отмечается в среднем 2—8 дней с метелью. В южных областях метели даже в месяцы их максимума наблюдаются ежегодно — 1—5 случаев в 10 лет.

В исключительно метелевые годы наибольшее число дней с метелью в северных областях Казахстана в период их годового максимума возрастает иногда до 20—25, а в районе Жангиз-Тобе даже до 27 в месяц.

На юге республики, где зимы короче, мягче и малоснежные, а скорости ветра более умеренные, чем на севере, число дней с метелью в отдельные годы обычно не превышает 3—5 и очень редко 14 дней в месяц.

Наряду с этим и в северных областях в любой из зимних месяцев метелей может не быть. Даже в месяцы наибольшего их проявления возможно полное отсутствие метелей, что бывает очень редко (один раз

в 20 лет). На юге республики вероятность того, что в отдельные зимние месяцы не бывает метелей, большая — 80—95% всех зим.

Продолжительность и суточный ход метелей

Общий характер распределения по Казахстану продолжительности метелей в значительной степени сходен с территориальным распределением их повторяемости (рис. 157). Средняя суммарная за год продол-

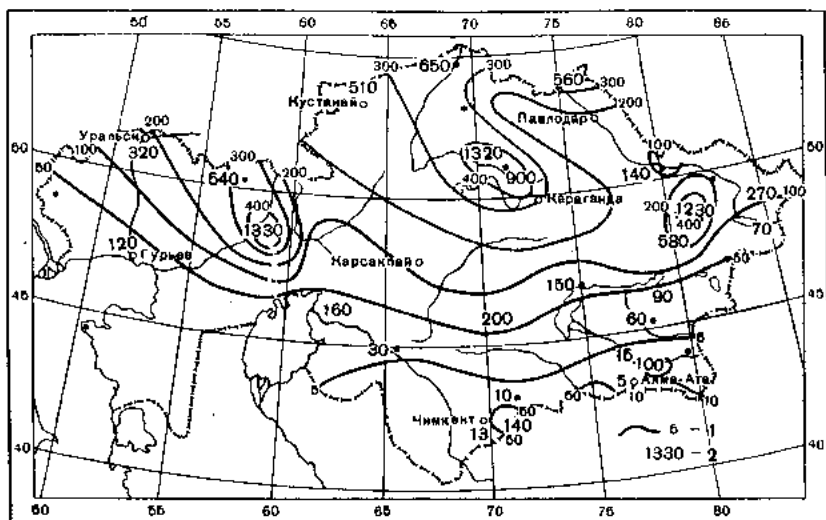


Рис. 157. Средняя продолжительность метелей за год (часы).
1 — средняя, 2 — максимальная.

жительность метелей закономерно убывает с севера (300—450 часов) на юг Казахстана (1—5 часов).

Между этими характеристиками метелей должна быть и действительно существует определенная связь. Так, на рис. 158 представлена

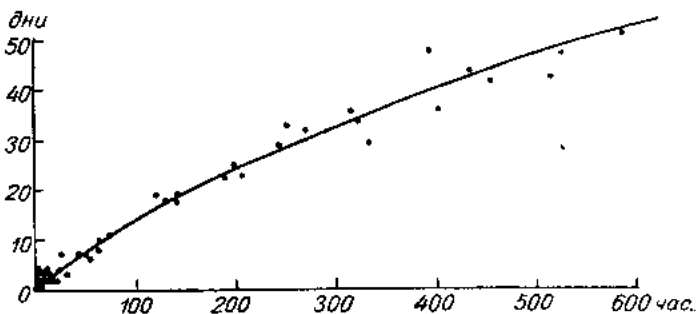


Рис. 158. Связь между средним годовым числом дней с метелью и суммарной продолжительностью метелей.

кривая зависимости годовой продолжительности метелей от средней годовой их повторяемости за зиму за один и тот же период (1936—1947 гг.). Данная кривая связи позволяет с достаточной точностью определить среднюю сезонную продолжительность метелей для того или иного района по среднему для него годовому числу дней с метелью.

В Казахстане особенно выделяются несколько очагов с большей продолжительностью метелей. Естественно, что эти очаги территориально совпадают с районами максимального их проявления.

Продолжительность метелей так же изменчива во времени, как и число дней с метелью. В особо метелевые годы продолжительность метелей может превышать средние ее значения в 2—3 раза, достигая в районах наибольшего их проявления 1000—1300 часов (рис. 157). Наоборот, в годы со слабым проявлением явлений метелей продолжительность их снижается относительно средней примерно во столько же раз. В самых южных окраинах республики, за исключением горных районов, продолжительность метелей в отдельные годы изменяется от 0 до 5—15 часов.

Если выразить как среднюю многолетнюю продолжительность метелей за зиму, так и наибольшую продолжительность за отдельный год в процентах относительно общего числа часов всего метелевого периода, то для различных климатических зон Казахстана выявляются определенные значения. Так, в северной части Казахстана, в районах наибольшего проявления метелей, средняя многолетняя их продолжительность за сезон составляет 10—20% общей продолжительности метелевого периода, а в годы максимума возрастает до 20—35%. Наоборот, в южных районах республики, за исключением районов с большой повторяемостью метелей, продолжительность невелика и составляет в среднем 1—2%, а в годы наибольшего проявления метелей около 5%.

Для месяцев с наибольшей частотой метелей свойственна и наибольшая их продолжительность (табл. 134).

В районах с наиболее значительной метелевой деятельностью продолжительность метелей составляет 15—25% общей продолжительности метелей за месяц, а в годы максимума их до 50% и более.

Таблица 134

Средняя продолжительность метелей (часы) в разных частях Казахстана

Станция	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	Год	Средн. продолжительность в день с метелью
Западная										
Уральск	0,8	9	35	51	54	24	3	0	177	8,1
Гурьев	0	0,5	2	12	17	7	0,1	0	39	6,5
Мугоджарская	0,3	20	76	164	99	79	8	0	446	12,1
Казалинск	0,6	3	3	14	6	6	0,2	0	33	5,6
Центральная										
Акмолинск	2	60	91	105	56	80	11	0	405	9,6
Бет-Пак-Дала	0	5	10	30	21	2	0	0	68	7,5
Туркестан	0	0,3	0,5	0,5	0,8	0	0	0	2	4,2
Тюлькубас	0	5	9	15	19	12	0,8	0	61	7,6
Восточная										
Семипалатинск	0	7	17	31	19	12	0,7	0	87	5,7
Жангиз-Тобе	3	68	198	171	137	51	2	0	630	12,1
Зайсан	0,1	3	4	4	4	5	1	0	21	3,6
Алма-Ата	0	0,6	0,04	0,5	0,06	0	0	0	1	1,2
Чилик	0	1	7	10	8	1	0	0	27	8,8

К числу важных характеристик режима метелей следует также отнести среднюю суточную их продолжительность, полученную путем деления продолжительности метелей на число их за зиму (табл. 134). На большей части Северного Казахстана средняя суточная продолжительность метели в день ее проявления равна 5—8 часам, в районах, подверженных наибольшей метелевой деятельности, — 10—12 часам.

В южных областях республики средняя суточная продолжительность метели колеблется большей частью в пределах 1—3 часов. Исключение составляют районы с повышенной для условий юга Казахстана частотой метелей, где средняя продолжительность их в день с метелью возрастает до 7—8 часов.

Особый интерес представляют данные о максимальной продолжительности метелей.

В зависимости от интенсивности и устойчивости метелеобразующего процесса предельно большая продолжительность метели в северной части Казахстана достигает 2,5—4 дней, а в районе Жангиз-Тобе даже более 5 суток подряд. Столь устойчивые по продолжительности метели обычно обуславливаются прохождением серии циклонических возмущений.

Метели, будучи связанными с усилением скорости ветра днем, естественно несколько чаще наблюдаются в дневные часы, чем в ночные. Так, продолжительность метелей в дневное время суток (от 6 до 18 часов) составляет в различных районах Казахстана 51—60%, а в ночное — 40—49%.

Ветровая и температурная характеристика метелей

Для температурной и ветровой характеристики метелей были использованы данные небольшого числа метеорологических станций, расположенных в различных по климатическим и орографическим условиям районах Казахстана. Анализу были подвергнуты те случаи метелей, которые по времени их проявления совпадали с основными метеорологическими сроками наблюдений (1, 7, 13 и 19 часов).

Далеко не всегда преобладающие в данной местности ветры преобладают при метелях. Эта сопряженность в ряде случаев искажается за счет своеобразия местных орографических условий.

В северных степных областях Казахстана почти повсеместно преобладающими в холодный период года являются юго-западные ветры, преобладая и при метелях. Другие направления ветра, наоборот, или почти не являются метелеобразующими ветрами, или составляют сравнительно небольшой процент. Это находится в прямой связи с местными барико-циркуляционными условиями зимы, ветровая система которых почти не искажается из-за орографических особенностей степных пространств северной части Казахстана.

В ряде районов на юге Казахстана (Кызылкумы, Баканас и др.) наблюдается несовпадение преобладающих в холодную половину года северо-восточных ветров с метелеобразующими юго-западными и западными ветрами.

Значение орографии местности в формировании преобладающих метелеобразующих ветров находит свое наиболее яркое отражение в предгорных и горных районах, например, Алтая (Усть-Каменогорск, Жангиз-Тобе), Кокпекты и западного Тянь-Шаня (Тюлькубас), в межгорной долине в районе Бахты, а также в межсочной котловинообразной равнине (Бет-Пак-Дала).

Об интенсивности метелей можно судить по повторяемости их с различными скоростями ветра (табл. 135).

Повторяемость метелей при различных скоростях ветра (%). Год

Станция	Скорость ветра (м/сек)				
	0—1	2—5	6—10	11—15	>15
Петропавловск	0,1	6	54	28	12
Кустанай	0,2	4	30	36	30
Павлодар	0,2	4	29	37	30
Акмолинск	0,2	3	29	29	39
Семипалатинск	1	8	49	21	21
Жангиз-Тобе	2	2	22	23	51
Усть-Каменогорск	0	2	58	28	12
Актюбинск	0,4	3	30	30	37
Гурьев	9	8	38	39	15
Кзыл-Орда	0	28	60	6	6
Тюлькубас	0,4	8	35	21	36
Курдай	0	0	11	22	67
Алма-Ата	0	33	42	17	8

В районах Северного и Центрального Казахстана сильные метели (со скоростями ветра более 10 м/сек) составляют 60—70% от общего числа дней с метелью. Из них бураны, метели со скоростями ветра выше 15 м/сек, составляют 30—40%, а в отдельных районах даже 50%.

В Западно-Казахстанской области сильные метели наблюдаются несколько реже. Повторяемость их со скоростью ветра выше 10 м/сек равна 50%, а со скоростью выше 15 м/сек — 15—20%. В южных областях метели преимущественно бывают при скоростях ветра от 2 до 10 м/сек. Метели здесь при больших скоростях ветра наблюдаются довольно редко — всего лишь 6—8% со скоростью ветра более 15 м/сек. Исключением в данном случае являются некоторые районы, выделяющиеся относительно повышенной метелевой деятельностью. Так, например, в районе Тюлькубас метели со скоростью более 10 м/сек составляют 57%, а со скоростью более 15 м/сек — 36%. Выделяется сильными метелями и Курдайский перевал, где они наблюдаются преимущественно со скоростью ветра более 10 м/сек (89%, из них 67% приходится на метели со скоростью более 15 м/сек).

Термические условия метелей следует также отнести к одной из основных характеристик их интенсивности. Сведения о повторяемости метелей при различных температурах воздуха приведены в табл. 136.

На преобладающей части Казахстана метели наблюдаются при средних суточных температурах от -5 до -15° , а при более высоких и очень низких температурах — значительно реже. На юге республики, наоборот, чаще всего метели отмечаются при температурах от 0 до -10° (70—75%).

Метели с температурами ниже -20° на севере Казахстана повторяются сравнительно часто, составляя в среднем 10—15% от общего числа случаев за зиму, на западе республики — несколько меньше, а в южных областях редко. Так, в районе Кзыл-Орды повторяемость таких метелей составляет только 6%, а в более южных районах метели не наблюдаются вовсе.

В Казахстане иногда отмечаются жестокие метели, которые становятся опасными не только для животных, но и для людей. К категории

Повторяемость метелей при различных температурах воздуха (‰). Год

Станция	Температура воздуха от — до (град.)							30,1 и ниже
	0,0	0,1—5,0	5,1—10,0	10,1—15,0	15,1—20,0	20,1—25,0	25,1—30,0	
Петропавловск	1	13	28	28	17	7	5	0,5
Павлодар	0,2	14	33	29	12	7	4	1
Акмолинск	0,4	19	28	24	15	8	4	2
Семипалатинск	3	25	38	19	11	3	1	0,3
Жангиз-Тобе	1	11	28	29	19	8	3	1
Усть-Каменогорск	5	31	39	22	3	0	0	0
Уральск, с.-х. оп. ст.	2	27	34	20	11	3	2	1
Гурьев	0	23	40	31	4	2	0	0
Кзыл-Орда	6	41	28	19	0	3	3	0
Тюлькубас	9	37	36	15	3	0	0	0
Курдай	0	5	22	36	21	13	3	0
Алма-Ата	8	42	34	8	8	0	0	0

жестоких буранов следует отнести такие метели, которые сопровождаются температурами ниже -20° в сочетании со скоростью ветра более 15 м/сек.

Жестокие бураны бывают не ежегодно — от 1 до 8 случаев в среднем за зиму, но в некоторых районах они наблюдаются значительно чаще. Так, например, в Акмолинске за 26 рассмотренных лет было 40 дней с жестокими метелями, т. е. в среднем 1—2 дня за зиму. Еще чаще такие бураны наблюдаются в районах Жангиз-Тобе и Кара-Джола — в среднем 3 дня в течение зимы.

На севере Казахстана в отдельные годы возможны исключительные по силе бураны с температурами $-30-40^{\circ}$ в сочетании со скоростями ветра 20 м/сек и более.

В южных районах республики, характеризующихся более мягкими зимами, метели при температурах ниже -15° следует считать уже достаточно жестокими.

Поземки

Как по частоте, так и по характеру распределения по территории Казахстана режим поземков в значительной степени имеет много общего с режимом метелей.

В распределении поземков также отмечается последовательность возрастания их с юга на север (рис. 159).

В северной части Казахстана поземки наблюдаются в период с октября по апрель. В южных областях республики период с поземками значительно сокращается, что связано с менее продолжительными и относительно более теплыми малоснежными зимами.

В табл. 137 представлено распределение среднего числа дней с поземком по месяцам холодного полугодия.

Чаще всего поземки бывают в январе и феврале. В областях Северного Казахстана в месяцы их максимума среднее число дней с позем-

ком достигает в среднем 8—13, а местами 20 (Кара-Джол). В южных районах республики повторяемость поземка в это время возможна от нескольких случаев за 10 лет до 2—4 случаев, а в горных районах юга и юго-востока до 6—9 в месяц (Курдай, Тахты).

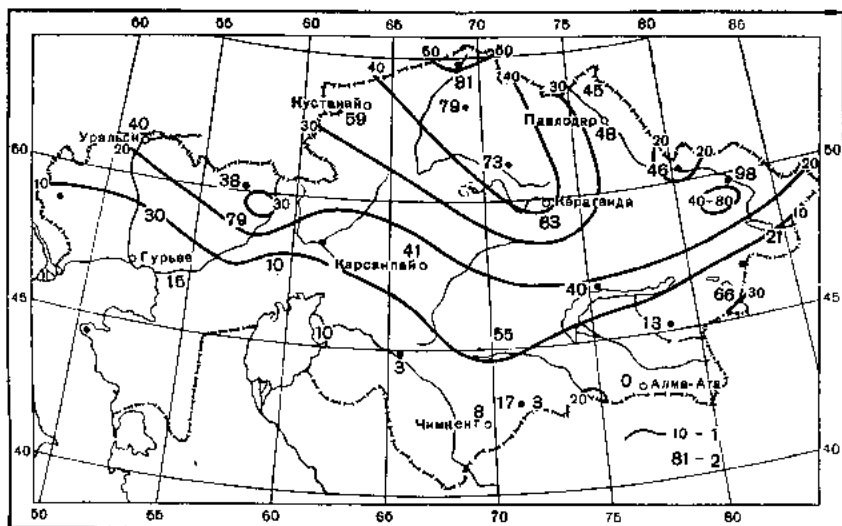


Рис. 159. Среднее число дней с поземком за год.
1 — среднее, 2 — максимальное.

В некоторых южных районах поземок наблюдается в исключительно редкие зимы или вовсе не бывает, как, например, в Алма-Ате.

Таблица 137

Среднее число дней с поземком

Станция	X	XI	XII	I	II	III	IV	Год
Петропавловск	0,8	4	10	11	13	12	0,8	52
Кустанай	0,8	3	8	8	8	8	0,7	36
Акмолинск	0,3	5	9	11	10	10	0,8	46
Актюбинская с.-х. оп. ст.	0,1	1	8	11	10	7	0,6	38
Карсакапай	0,3	1	3	3	4	2	0,2	14
Семипалатинск	0	0,1	4	5	4	2	0,1	15
Кара-Джол	0	9	20	20	18	16	2	85
Кзыл-Орда	0	0	0,2	0,1	0,2	0	0	0,5
Тюлькубас	0,1	0,4	1	2	2	0,8	0,1	6
Курдай	0	0,2	6	6	8	1	0,4	22
Тахты	0	4	9	9	9	4	0,3	35

Глава XVIII

ТЕМПЕРАТУРА ПОЧВЫ

Теплообмен в почве

Температурный режим почвы является существенной климатической характеристикой и представляет собой в то же время большой практический интерес для многих отраслей народного хозяйства, особенно для

сельскохозяйственного производства. Так, температура почвы в летний период оказывает решающее воздействие на развитие всех видов растительности. В зимний же период, обуславливая степень промерзания почвы, она оказывает влияние почти на все виды сооружений.

К основным обуславливающим температуру почвы факторам следует отнести температуру воздуха, солнечную радиацию, снежный и растительный покров, осадки, а также механический состав самой почвы.

Климатические условия Казахстана крайне разнообразны. В связи с этим основные обуславливающие температуру почвы факторы изменяются по его территории в широких пределах. Температурный режим почвы в этих условиях должен иметь сложный характер. Насколько различны в этом отношении климатические условия Казахстана можно судить по данным табл. 138.

Таблица 138

Климатические показатели Казахстана

Станция	Средняя годовая температура воздуха (град.)	Сумма осадков за год (мм)	Средняя за зиму высота снега (см)
Ново-Сухотино	0,6	332	9
Карабалыкский в/с	1,3	318	19
Акмолинск	1,4	302	10
Зайсан	4,0	281	10
Пахта-Арал	12,4	251	2

Как показывают данные табл. 138, из основных климатических показателей больше всего по территории Казахстана изменяется температура воздуха. Следовательно, она должна играть решающую роль в разнообразии режима температуры почвы по республике. В свою очередь почва, трансформируя приходящую лучистую энергию солнца в тепловую, оказывает существенное влияние на температуру воздуха.

Механизм теплопередачи в почве, как показал Чудновский [232], очень сложный и зависит от целого ряда факторов, в частности от влажности почвы, ее механического состава, структуры и т. д. Степень нагрева почвы, т. е. ее температура, зависит в свою очередь от характера распределения тепла в ней. Поэтому при одном и том же количестве полученного тепла различная почва будет нагреваться по-разному.

Тепловые характеристики почвы в значительной степени зависят и от состояния увлажнения. Поэтому почвенная влага занимает особое место в характере распределения температуры в почве. Она не только воздействует на тепловые характеристики почвы, но и оказывает влияние на ее термические условия как дополнительный источник тепла, которое выделяется или поглощается при переходе влаги из одного агрегатного состояния в другое, например при испарении или конденсации, замерзании или оттаивании. Если теплообмен в почве за счет испарения и конденсации в ней влаги сравнительно невелик, так как эти процессы происходят в основном в самых верхних слоях, то теплообмен в ней за счет замерзания воды и оттаивания (даже в среднеувлажненных почвах) значителен. Дело в том, что промерзание охватывает некоторую толщу почвы, и поэтому агрегатным превращениям подвержено значительное количество влаги.

На рис. 160 приведен ход температуры почвы в зависимости от ее влажности. Почва при влажности 23,8% значительно медленнее реагирует на изменение температуры воздуха, чем почва при влажности 8,9%.

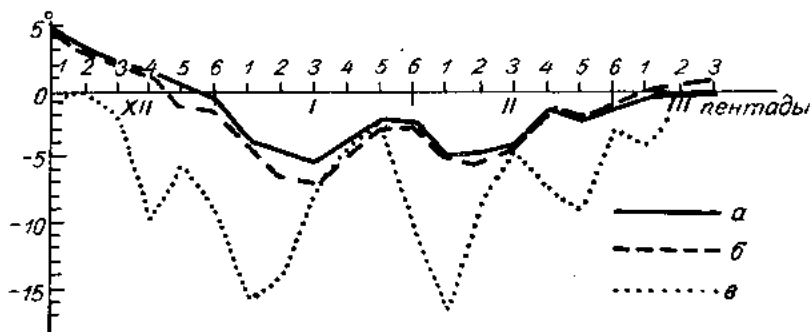


Рис. 160. Изменение средней пентадной температуры почвы на глубине 40 см на открытом от снега участке в зависимости от ее увлажнения. Алма-Ата, 1956-1957 г.

a — температура почвы при влажности 23,8%, *б* — температура почвы при влажности 8,9%, *в* — температура воздуха.

В зимнее время на температуру почвы большое влияние оказывает снежный покров, обладающий большой теплоизоляционной способностью. Так, промерзание почвы при плотности снега, равной 0,25, уменьшается примерно на удвоенную высоту залегания снега по сравнению с оголенной почвой. В качестве примера на рис. 161 приведена глубина

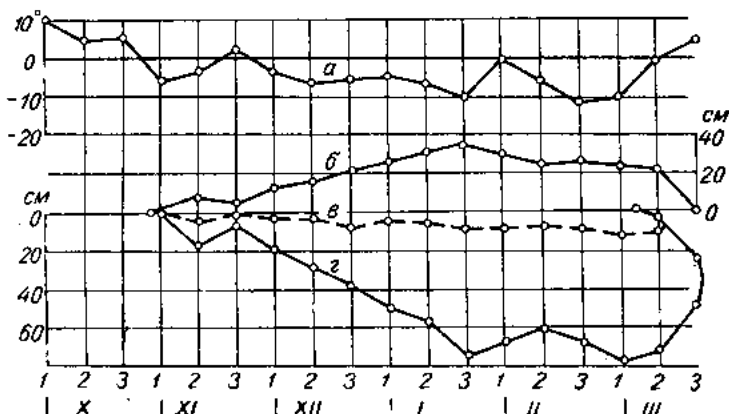


Рис. 161. Глубина проникновения температуры 0° в почву под снегом и на оголенной площадке. Алма-Ата, 1953-1954 г.

a — средняя температура воздуха, *б* — высота снежного покрова (см), *в* — глубина промерзания под снежным покровом (см), *г* — глубина промерзания оголенной почвы (см).

проникновения температуры 0° в почву под снегом и без снега. Оголенная почва охладилась до отрицательных температур на 78 см, а покрытая снегом только на 12 см.

В теплый период года почва аккумулирует приходящее извне тепло. В зависимости от накопленного за это время количества тепла в значительной степени определяется интенсивность ее охлаждения зимой. На юге республики, например в районе Пахта-Арала, температура почвы на глубине 0,4 м в течение всего года выше температуры воздуха (рис. 162). В более суровых климатах почва зимой теплее воздуха, а летом, наоборот, холоднее. Типичными в этом отношении являются

климатические условия Северного Казахстана, например район ст. Карабалыкский зерносовхоз.

Разность температур воздуха и почвы на глубине 0,8 м для всей территории Казахстана остается однотипной — зимой почва на этой глу-

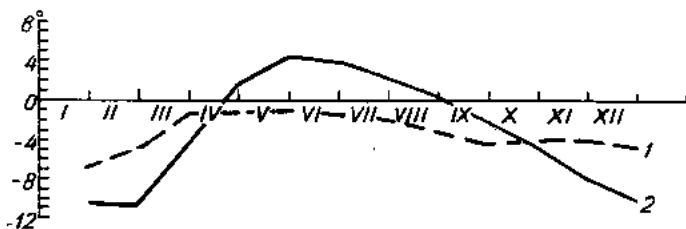


Рис. 162. Годовой ход разностей между средними месячными температурами почвы на глубине 0,4 м и воздуха.

1 — Пахта-Арал, 2 — Карабалыкский з/с.

бине теплее воздуха, а летом, наоборот, холоднее. Следовательно, значительного перегрева почвы на этой глубине за счет внешнего воздействия, как это наблюдается в южных районах для глубины 0,4 м, не имеет места.

Температурные характеристики почвы

Современные методы определения температуры поверхности почвы недостаточно совершенны, причем за последнее время они неоднократно изменялись. Поэтому рассмотрим эту характеристику с некоторой глубиной почвы.

Типичный для равнинного Казахстана характер распределения температуры почвы в течении года представлен на рис. 163. На крайнем юге

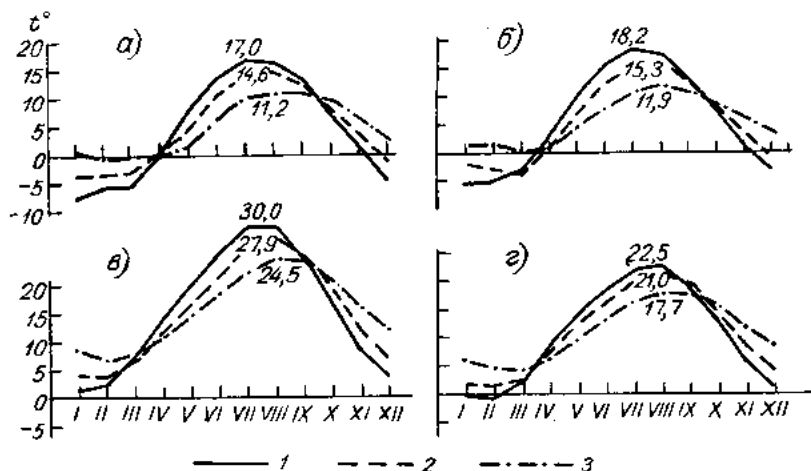


Рис. 163. Годовой ход средней месячной температуры почвы на глубине 0,5 (1), 0,8 (2), 1,6 м (3).

а — Карабалыкский з/с, б — Чалобай, в — Чимкент, г — Алма-Ата, обсерватория.

Казахстана (Чимкент) на глубине почвы 0,4 м температура в среднем многолетнем не достигает 0°, в то время как на крайнем севере республики (Карабалыкский з/с.) 0° отмечается даже на глубине 1,6 м. Соответствующие термические разности между севером и югом Казахстана с увеличением глубины почвы несколько уменьшаются, но все же они достаточно ярко выражены.

Интересно отметить, что повсеместно средняя годовая температура почвы незначительно изменяется с глубиной (табл. 139). Сопоставление средних годовых температур почвы (табл. 139) и воздуха по разрезу с севера на юг показывает, что разность полученных значений уменьшается к югу.

В связи с тем, что в Казахстане очень мало пунктов, в которых проводились наблюдения за температурой почвы на глубинах, причем пункты неравномерно рассредоточены по территории, становится затруднительной систематизация данных в виде карт. Однако в табл. 139 приведены значения январских, июльских и годовых температур почвы по 12 пунктам Казахстана, которые позволяют в известной степени судить о распределении температуры почвы по республике.

Таблица 139

Средняя температура почвы на глубинах (град.)

Станция	Январь			Июль			Год			Средняя годовая температура воздуха	Разность средней годовой температуры почвы на 0,4 м в воздухе
	0,4	0,8	1,6	0,4	0,8	1,6	0,4	0,8	1,6		
Карабалыкский з/с . . .	-7,2	-3,6	0,3	17,0	13,9	9,7	4,4	4,7	4,8	1,3	3,1
Уральск, с.-х. оп. ст. . .	-4,0	-1,9	-2,7	23,4	20,7	15,7	8,3	8,3	8,6	4,4	3,9
Актюбинская с.-х. оп. ст.	-4,2	-1,9	1,8	22,3	19,7	15,0	7,4	7,6	7,6	3,9	3,5
Семипалатинск	-4,4	—	—	19,2	—	—	6,8	—	—	3,1	3,7
Чалобай	-5,6	-2,1	1,8	18,2	14,9	10,7	5,4	5,3	3,9	1,8	3,6
Атабаево	0,6	4,1	8,6	25,7	22,1	18,2	13,5	13,4	13,5	12,3	1,2
Пахта-Арал	2,8	5,9	8,0	28,6	25,2	20,9	15,7	15,7	15,6	12,4	3,1
Красный Водопад	2,2	4,6	9,8	30,9	28,3	22,7	16,0	16,2	16,2	13,5	2,5
Чимкент	1,4	4,0	8,7	29,7	26,3	21,9	15,3	15,2	15,4	11,8	3,5
Алма-Ата, обсерватория	-0,5	-2,0	6,0	21,9	19,6	15,8	10,4	10,7	10,9	8,7	1,7
Алма-Ата, город	-1,5	1,0	3,8	23,4	20,6	16,8	9,7	9,6	9,6	7,3	2,4
Уш-Тобе	-2,0	0,7	4,6	20,5	18,7	14,5	8,9	9,2	7,0	6,9	2,0
Омск	-6,0	-2,1	1,2	17,0	13,4	5,4	4,2	4,6	4,8	0,4	4,6
Барабинск	-2,6	-0,4	1,8	12,2	9,6	6,5	3,8	3,8	4,1	-0,6	4,4
Балашов	-2,0	0,5	4,4	19,9	17,3	13,6	7,8	7,8	8,2	4,2	3,6
Ташкент	2,2	4,6	10,2	31,5	28,9	23,7	16,4	16,4	16,7	13,5	2,9
Ашхабад	4,9	7,9	12,7	32,1	29,9	25,1	18,7	19,2	19,2	16,4	2,3

В той же таблице помещены значения температур почвы в пунктах, расположенных за пределами Казахстана. Анализируя таблицу, можно сделать заключение, что температура почвы имеет в основном широтное распределение. По данным таблицы можно также с допустимым приближением судить о температуре почвы в пунктах, занимающих по отношению к приведенным в таблице промежуточное положение.

Температура почвы сильно подвержена воздействию местных факторов и может значительно изменяться даже на небольшом участке.

Особенно сильно на температуру почвы сказывается экспозиция склонов, увлажненность почвы, степень покрытия ее растительностью или снегом, значительное влияние оказывает также альbedo поверхности.

Показательны в этом отношении данные по пунктам Алма-Ата, город и Алма-Ата, обсерватория (табл. 139), эти пункты расположены на рас-

стоянии 2 км друг от друга. Так, температура почвы на глубине 0,4 м в первом пункте в январе равна $-1,5^{\circ}$, в июле $22,4^{\circ}$, а во втором пункте соответственно $-0,5$ и $21,9^{\circ}$, т. е. в городе в январе на 1° холоднее и в июле на $1,5^{\circ}$ теплее, чем на обсерватории. Зимой на обсерватории почва теплее, по-видимому, за счет частых инверсий, а летом в городе — за счет влияния самого города.

В Казахстане имеют широкое распространение три формы рельефа: равнина, мелкосопочник и склоны предгорий (горные массивы нами не рассматриваются). Ниже для этих форм приведены результаты специальных наблюдений, которые отражают особенности распределения температуры почвы в различных местных условиях.

В табл. 140 приведены результаты наблюдений над температурой почвы на западном и восточном склонах, проведенные в предгорном районе г. Алма-Аты (Каменское плато, Заилийский Алатау).

Таблица 140

Температура почвы на склонах различной экспозиции в районе Каменского плато (Заилийский Алатау)

		Глубина (см)				
		20	40	60	80	150
22 VIII 1956.	Восточный	19,8	19,3	18,4	18,1	16,4
	Западный	23,4	22,3	21,1	19,8	18,2
	Разность	-3,6	-3,0	-2,7	-1,9	-1,8
5 X 1956.	Восточный	10,8	12,4	13,0	13,2	—
	Западный	13,3	14,6	15,0	15,4	15,3
	Разность	-2,5	-2,2	-2,0	-2,2	—

Механический состав почвы на этих склонах одинаковый: до 20 см предгорный чернозем и ниже суглинков, причем покрыты они однотипной естественной растительностью. Материалы наблюдений показывают (табл. 140), что в летнее время на западном склоне температура почвы значительно выше, чем на восточном. В осенние месяцы эта разность несколько уменьшается.

Более высокую температуру почвы западных склонов можно объяснить тем, что восточные склоны попадают под облучение солнечными лучами после предшествующей ночи, т. е. после ночного охлаждения и увлажнения, а западные склоны подвержены в основном облучению после полудня, когда они уже нагреты и относительно иссушены.

Данные по температуре почвы одного пункта не могут быть распространены на некоторую площадь, особенно если при этом придерживаться большой точности измерения, например $0,1^{\circ}$. Дело в том, что даже незначительные изменения в характере местности могут привести к значительным температурным различиям почвы на небольшом участке. Характерны в этом отношении периодические измерения температуры почвы в окрестностях дер. Цуриковка и пос. Имантау Арык-Балыкского района Кокчетавской области, проведенные экспедицией КазНИГМИ в 1956 г. (табл. 141).

Как показывают данные экспедиционных измерений (табл. 141), разница температуры почвы на глубине 20 см на выгоне и на пашне дости-

Распределение температуры почвы в районе дер. Цуриковки (Кокчетавская область). 1 VII 1956 г.

Пункт наблюдения	Глубина (см)			
	20	40	60	80
1. Выгон за деревней, низина с низкой травой	14,0	14,9	12,3	10,0
2. Подножие западного склона .	17,1	14,2	12,2	10,2
3. Западный склон, редкий березовый лес	14,8	12,3	11,4	9,4
4. Северный склон, лес	14,7	12,2	11,0	9,5
5. Пашня, яровая пшеница . . .	18,0	15,3	13,5	11,0

Примечание. Почва до глубины 40 см — чернозем, ниже — глина.

гает 4°. Температурные различия этих двух пунктов с увеличением глубины почвы постепенно уменьшаются. Так, на глубине 80 см соответствующая разница достигает уже только 1°. Аналогичное явление имеет место и между другими пунктами. Исключением в данном случае является почти полное отсутствие температурной разности на всех глубинах между западным и северным склонами сопки. Это объясняется тем, что оба склона покрыты лесом. В данном случае фактор покрытия оказался больше фактора экспозиции.

Подобного же рода почвенно-температурные измерения были проведены 28/V 1957 г. и в районе пос. Имантау (табл. 142).

Таблица 142

Распределение температуры почвы в районе пос. Имантау (Кокчетавская область). 28 VI 1956 г.

Пункт наблюдения	Глубина (см)			
	20	40	60	80
1. Пашня (кукурузное поле) . .	19,0	16,3	15,0	12,7
2. Лощина, дуг	17,2	14,9	13,2	14,0
3. Небольшое возвышение . . .	16,6	15,4	13,9	—
4. Метплощадка	18,0	16,5	15,4	14,0
5. Сосновый бор	14,0	12,2	11,4	10,5

Примечание. Почва до 20 см — чернозем, ниже — песчаная.

Почва в районе пос. Имантау от 20 до 80 см в основном песчаная, причем пункты 2, 3 и 4 покрыты растительностью в одинаковой степени. Тем не менее разности температур почвы по этим пунктам наблюдаются до 60 см, особенно велика эта разность между пунктами 1 и 5.

В зимнее время различие в температуре почвы между отдельными участками возрастает еще больше, что связано с неравномерностью залегания снега. Влажность почвы зимой более эффективно воздействует на изменение температуры почвы, чем летом.

Весной 1956 г. снегомерной экспедицией КазНИГМИ были проведены замеры температуры почвы в ряде районов Северного Казахстана. Результаты этих замеров приведены в табл. 143.

Таблица 143

Температура почвы по глубинам в различных районах Северного Казахстана

Дата	Место наблюдений	Глубина (см)					Высота снега (см)
		20	40	60	80	150	
Район пос. Есиль							
14 III 1956	Целина	-6,0	-5,1	-4,6	-3,8	—	20
	Пахота	-8,5	-8,0	-6,5	-5,8	—	3
	Пахота	-4,1	-3,9	-2,8	-2,5	-1,1	27
15 III 1956	Целина	-6,5	-6,3	-5,4	-4,6	—	6
Район пос. Кушмурун							
18 III 1956	Целина	-7,1	-6,2	-5,5	-4,1	-1,2	12
	Целина	-2,8	-2,8	-2,1	-1,2	0,0	55
	Солонец	-9,9	-9,7 ¹	-7,1	-6,9	—	20
19 III 1956	Метплощадка	-7,2	-6,2	-4,9	-3,6	-1,5	4
Район пос. Щучинск							
22 III 1956	Сосновый бор	-5,9	-5,2	-4,6	-4,2	—	30
	Сосновый бор	-4,5	-4,2	-3,8	-3,2	-1,6	30
	Опушка леса	-2,5	-2,0	-1,2	—	—	90
23 III 1956	Пахота	-8,7	-7,0	-5,6	-5,7	—	4
	Защитная полоса	-2,0	-1,7	-1,0	-0,8	0,3	96
	Метплощадка	-8,2	-6,8	-5,7	-5,3	-1,7	0
Район пос. Ново-Сухотино							
26 III 1956	Пахота	-5,2	-4,9	-4,3	-3,5	—	18
	Пахота	-8,5	-7,8	-6,1	-5,2	—	4
	Пахота	-10,5	-8,8	-6,7	-5,6	—	0
27 III 1956	Целина	-7,6	-5,8	-4,9	-4,3	—	18
	Метплощадка	-4,8	-4,6	-3,6	-3,0	-0,7	0

¹ С глубины 40 см почва таяла.

В районе пос. Есиль разность температуры почвы между отдельными пунктами целины на глубине 20 см достигала 4,4°, а на глубине 80 см 3,3°. В районе пос. Кушмурун соответствующие разности достигали 7,1° на глубине 20 см и 5,7° на глубине 80 см. Интересно отметить, что больше всего был охлажден солонец. Несмотря на низкую температуру солонца (-9,7°), почва здесь промерзла только до 40 см, а глубже она была талой. По-видимому, солонцы не безопасны для транспорта даже в сильные морозы. В районе же пос. Щучинска на повышение температуры почвы особенно резко оказывает влияние защитная лесная полоса (на питомнике) и опушка леса, где высота снега достигает 90 см (табл. 143).

Экспериментальные наблюдения показывают, насколько изменяется режим температуры почвы в зависимости от местных особенностей того или иного пункта. В связи с этим данные температуры почвы, наблюдаемые на площадке метеорологической станции, нельзя автоматически переносить на любой участок района. Если все же необходимо оценить температуру почвы одного пункта по другому, то это можно сделать только с точностью не выше 1—2°.

В табл. 144 приведены данные средней температуры почвы за июль на глубинах 10, 15 и 20 см по пунктам, расположенным на разных высотах над уровнем моря.

Таблица 144

Средняя температура почвы за июль 1940—1950 гг.

Станция	Высота над у. м. (м)	Глубина (см)		
		10	15	20
Бет-Пак-Дала	328	30,0	29,6	29,8
Алма-Ата, обсерватория	847,8	28,0	27,2	26,6
Мелео	1528,8	22,5	22,0	21,6
Верхний Горельник	2253,8	15,9	15,2	14,7
Мын-Джилки	3035,7	9,2	8,7	8,0

Как показывают данные табл. 144, с увеличением высоты местности над уровнем моря температура почвы летом понижается. В зимнее время температура почвы будет иметь несколько иной характер распределения. Из-за наличия в зоне Алма-Ата — Верхний Горельник систематически наблюдающихся в течение зимы инверсий отмечается некоторое завышение температуры почвы.

В летнее время на температуру почвы оказывает большое влияние альbedo поверхности почвы, особенно если почва имеет малый травяной покров. В целях оценки влияния альbedo на температуру почвы, в июле и августе 1957 г. был проведен следующий эксперимент.

На совершенно однородной площадке метеостанции АГО (Алма-Ата) были установлены три комплекта коленчатых термометров на глубинах 2, 5, 10, 15 и 20 см, а на поверхности почвы предельные и срочный термометры. Каждая из установок занимала типовой по размерам (предусмотренный соответствующим Наставлением) участок. Один из участков оставался в естественном состоянии, второй был забелен, а третий был окрашен в черный цвет. Результаты измерений показали, что альbedo их соответственно были равны 25, 53 и 12%.

Оказалось, что на белом участке температура почвы на всех глубинах была значительно ниже, чем на участке с естественной поверхностью. На зачерненном участке почва оказалась несколько теплее, чем на естественном участке.

В табл. 145 приведены соответствующие данные наблюдений при ясной и пасмурной погоде, а также при переменной облачности (август, 1957 г.).

Данные таблицы показывают, что температура почвы на глубине 5 см на забеленном участке была в 16 часов на 9,5° ниже, чем на той же глубине под естественным покровом. Даже на глубине 20 см температура почвы под забеленным участком была на 4,5° ниже, чем под естественным. Подсчеты показывают, что суммы средних суточных температур

почвы на глубине 5 см в целом за август под забеленным участком оказались на 175° меньше, чем под естественным покровом на той же глубине.

Таблица 145

Температура почвы на участках с различной окраской. Алма-Ата, 1957 г.

Дата и часы наблюдений	Естественная поверхность				Белая поверхность				Черная поверхность				Примечание
	2	5	10	20	2	5	10	20	2	5	10	20	
12 VIII													
7 час.	19,2	21,0	23,1	25,0	16,2	18,1	19,0	21,0	20,2	22,5	24,5	26,5	Ясно
16 час.	43,0	35,2	30,3	25,6	30,5	25,7	23,5	21,1	—	38,0	33,5	28,5	
17 VIII													
7 час.	18,5	20,6	22,5	24,5	17,0	18,5	19,1	20,5	19,4	22,0	24,0	26,0	Пасмурно
16 час.	25,4	24,0	23,2	23,5	21,5	20,4	20,2	20,1	26,1	25,0	24,8	25,1	
23 VIII													
7 час.	16,5	19,3	21,6	23,7	13,5	16,5	17,6	12,5	18,0	20,9	23,1	25,1	Переменная облачность
16 час.	40,2	33,2	29,0	24,5	26,5	23,0	21,5	19,5	—	35,5	31,7	27,4	

Практическим выводом из проведенного эксперимента следует, что путем изменения альbedo поверхности почвы представляется возможным искусственным образом регулировать температуру в пахатном слое.

Рассматривая температуру поверхности почвы с некоторой глубины, а не с дневной поверхности, все же представляет интерес остановиться на экстремальных значениях температуры поверхности почвы.

В естественных условиях температура поверхности почвы Казахстана, несмотря на его большое физико-географическое разнообразие, относительно равномерно распределяется по его территории. Так, например, минимальная температура на поверхности снега за период 1940—1956 гг. на востоке республики (Зайсан, Усть-Каменогорск) достигала зимой -48° , на западе (Гурьев, Уральск) -42 , -43° , на севере республики (Акмолинск) -45° , а на юге (Чимкент) -37° . Летом максимальная температура на поверхности почвы достигала в Зайсане и Гурьеве 68° , в Акмолинске 64° , а в Чимкенте более 69° (данные взяты по срочному термометру). В Алма-Ате (АГО) минимальная температура поверхности почвы зимой снижалась до -42° , максимальная летом достигала 70° .

Как показали рассмотренные выше материалы наблюдений, температура почвы варьирует в больших пределах как в целом по Казахстану, так и по отдельным его районам. Это обуславливается физико-географическим разнообразием его территории и специфичностью сезонных макроциркуляционных процессов атмосферы.

Промерзание почвы

За глубину промерзания почвы чаще всего принимают проникновения температуры 0° на глубину. Такая характеристика не отражает действительного промерзания почвы, если за последнее принять смети-

рованное ее состояние. Цементация почвы, как правило, наступает при температуре ниже 0°. В то же время она находится в большой зависимости от степени увлажнения почвы. Чем меньше ее влажность, тем при более низкой температуре она замерзает.

Цементация почвы, как критерий ее промерзания, не всегда удовлетворяет практиков. Так, например, очень сухая почва совершенно не дает эффекта цементации. В то же время если в сухой почве с температурой ниже 0° заложены водопроводные или канализационные трубы, то они замерзнут. Следует считать наиболее целесообразным за промерзание почвы условно принимать глубину проникновения в нее температуры 0°, так как она более объективно определяется с помощью точного термометра.

Летом изолинии температуры почвы, следуя за годовым распределением температуры воздуха, имеют в основном широтный характер распределения по Казахстану (ч. II, гл. X). Зимой распределение температуры почвы по Казахстану претерпевает значительное изменение. Это связано с тем, что при достижении температуры почвы 0° и несколько ниже происходит переход почвенной влаги в твердое состояние, в процессе которого выделяется скрытая теплота льдообразования.

На температуру почвы, а значит и на ее промерзание, кроме почвенной влаги, оказывает большое влияние и снежный покров, поскольку снег — плохой проводник тепла. Его теплопроводность, как известно, в значительной степени зависит от плотности.

Автором настоящей главы был разработан метод вычисления промерзания почвы на основе связи обуславливающих его метеорологических факторов и некоторых тепловых характеристик самой почвы [179]. Расчетная формула глубины промерзания почвы, по И. И. Прохорову, имеет следующий вид:

$$H = 100 \cdot k \frac{Qa}{1 + 2c} - \frac{h}{2d}, \quad (1)$$

где H — глубина проникновения температуры 0° в почву в см, k — коэффициент температуропроводности почвы, c — объемная теплоемкость почвы, Q — сумма отрицательных средних суточных температур воздуха, a — коэффициент затухания промерзания с глубиной, h — высота снежного покрова в см, d — плотность снежного покрова.

Произведение Qa — определяется по специальному графику или вычисляется по формуле $Qa = 14 \sqrt{\varepsilon - t}$.

Все входящие в формулу величины легко доступны, кроме k и c , которые также с допустимым приближением можно определить. Ими располагает любая метеорологическая станция. Коэффициент температуропроводности k для основных разновидностей почв представлен в табл. 146.

Таблица 146

Разновидности почвы	Коэффициент температуропроводности (k)	Метод определения
Чернозем предгорный	0,0055	Методом мгновенного источника тепла
Суглинок легкий	0,0070	То же
Суглинок	0,0079	По Оболенскому
Песок	0,0112	" "

Если известна влажность почвы, то значение объемной теплоемкости почвы c можно определить на основе зависимости ее от влажности почвы (рис. 164).

Пользуясь приведенным выше расчетным методом, представляется возможным определить промерзание почвы как на заданный момент времени, так и за зиму в целом, или за ряд лет. Этим метод автора отличается от предложенного ранее метода П. И. Колоскова [124].

В первом случае следует сумму средних суточных температур воздуха исчислять с момента наступления отрицательных их значений до момента определения промерзания почвы. За этот же период осредняется высота и плотность снега. Во втором случае сумма температур определяется с момента наступления отрицательной температуры до начала общего повышения их весной. В третьем случае соответствующие данные подсчитываются за тот период лет, за который

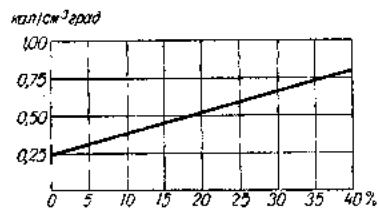


Рис. 164. Зависимость объемной теплоемкости почвы от ее влажности.

определяется промерзание почвы.

Рассмотренный выше метод расчета глубины промерзания почвы обеспечивает следующую точность измерений, выраженную в процентах от фактической (наблюденной) глубины промерзания: при разовых вычислениях до 20%, при средней из 5 определений до 10%, а при 10 и более — до 5%. Ниже в связи с этим приведен пример расчета промерзания почвы в районе метеостанции Кокчетав в зиму 1950-51 г.

В районе Кокчетав почвы суглинистые. Сумма отрицательных средних суточных температур воздуха за данную зиму составляла -2140° . Средняя высота снега 10 см, а его плотность 0,30. Влажность почвы 15%. Согласно табл. 146, $k = 0,0079$, а $c = 0,46$ (рис. 164).

При этих условиях согласно расчетной формуле (1) промерзание почвы по району Кокчетав будет

$$H = 100 \cdot 0,079 \frac{14 \sqrt{2140}}{92} - \frac{10}{0,6} = 247 \approx 250 \text{ см.}$$

Промерзание почвы по глубинным термометрам при тех же условиях в данном районе равнялось 235 см. Следовательно, отклонение расчетной от фактически наблюдаемой величины промерзания оказалось равным 6%.

Расчетный метод глубины промерзания почвы позволяет в сочетании с фактически наблюдаемыми данными редкой метеорологической сети шире осветить режим промерзания почв по Казахстану. На основе этого сочетания были составлены климатические карты промерзания почвы (рис. 165, 166).

Глубина промерзания почвы в каждом конкретном случае определяется тем или иным сочетанием обуславливающих его факторов. Так, например, увеличение годовых сумм осадков, а следовательно, и высоты снежного покрова, от центральных районов Казахстана к северу приводит к последовательному уменьшению промерзания почвы в том же направлении. Дело в том, что эти два фактора — повышенная увлажненность почвы за счет значительных осадков и относительно более мощного залегания снежного покрова на севере Казахстана, действуя в одном направлении, повышают в холодное время года температуру почвы в этих районах и тем самым уменьшают ее промерзание.

В результате воздействия отмеченных выше факторов распределение промерзания почвы по Казахстану не может иметь характер стро-

гого широтного направления, что в действительности и наблюдается (рис. 165). Наибольшая средняя глубина промерзания почвы, равная 201—225 см, отмечается в центральной части Казахстана, причем она

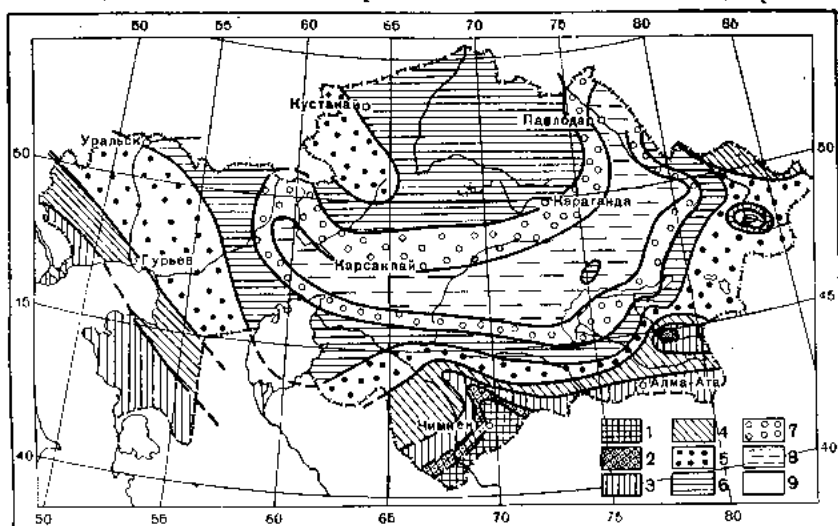


Рис. 165. Средняя глубина промерзания почвы под естественным снежным покровом.

1 — до 50 см, 2 — 51—75, 3 — 76—100, 4 — 101—125, 5 — 126—150, 6 — 151—175, 7 — 176—200, 8 — 201—225, 9 — 226—250 см.

не имеет строго широтного распределения. Крайние западные и восточные районы этой зоны приподнимаются на северо-восток к Павлодару, а на западе достигают Мугоджарской возвышенности.

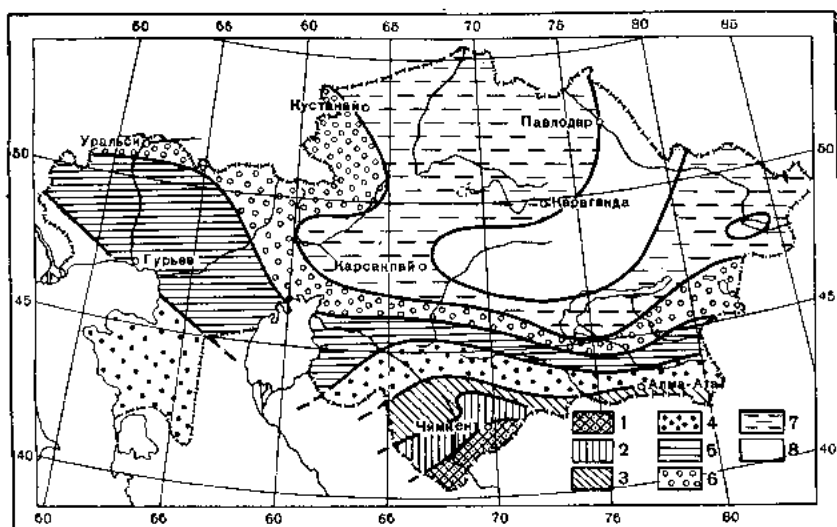


Рис. 166. Средняя глубина промерзания почвы, оголенной от снега.

1 — до 75 см, 2 — 76—100, 3 — 101—125, 4 — 126—150, 5 — 151—175, 6 — 176—200, 7 — 201—225, 8 — 226—230 см.

Такой характер распределения в Казахстане зоны наибольшего промерзания обусловлен сочетанием ряда одновременно действующих факторов — незначительных в центральной части Казахстана осенних осадков, небольшой высоты снежного покрова и повышенной теплопроводности почв.

На северо-востоке Казахстана, в долине р. Иртыша, также наблюдается уменьшение осадков осенью. Однако зимой здесь отмечаются очень низкие температуры воздуха, что в целом и обуславливает в этом районе повышенную глубину промерзания почвы — в среднем 201—225 см. Зона такого же промерзания почвы отмечается и в районе Мугоджарской возвышенности, которая обуславливается влиянием местных повышенных скоростей ветра, способствующих охлаждению почвы, значительной теплопроводности ее и малого количества выпадающих осенью осадков на восточном склоне Мугоджар.

На крайнем востоке Казахстана, восточнее долготы 80° (рис. 165), промерзание почвы уменьшается в среднем до 125—175 см несмотря на то, что зима здесь более суровая. Обуславливается это повышенной увлажненностью почвы за счет местных летне-осенних осадков и значительной высоты снежного покрова. Только в районе оз. Зайсан промерзание достигает наибольших для всего Казахстана значений — в среднем 250 см. В этом районе весь комплекс факторов способствует наибольшему промерзанию почвы, как-то: малое количество осенних осадков, незначительная высота снежного покрова, низкие зимние температуры воздуха и сильные местные ветры.

На севере республики, особенно в ее северо-западной части, почва промерзает меньше (в среднем на 126—175 см), чем в Центральном Казахстане (рис. 165). Это обусловлено большей высотой снежного покрова и значительным увлажнением почвы здесь.

Уменьшение глубины промерзания почвы к югу от Центрального Казахстана объясняется в основном последовательным повышением с севера на юг температуры воздуха и общим уменьшением продолжительности зимы. Уменьшение же промерзания почвы в западных областях республики связано с менее суровой зимой, чем в Центральном Казахстане.

Для решения ряда практических вопросов представляют интерес данные возможного промерзания оголенной от снега почвы. В свете этого на рис. 166 представлены средние значения промерзания почвы по Казахстану для оголенной от снега ее поверхности. Соответствующие расчетные данные составлены с учетом значения и влияния высоты и плотности снега на изменение глубины промерзания почвы.

Сравнение средних величин промерзания почв Казахстана под естественным снежным покровом и без снега (рис. 165 и 166) показывает на небольшие различия их между собой в тех районах Казахстана, где зимы малоснежные, непродолжительные и относительно теплые. На юге республики соответствующие различия почти отсутствуют. С продвижением на север, запад и восток от этого района с одновременным возрастанием снежного покрова постепенно увеличивается глубина промерзания почвы без снега. Так, например, в зоне Павлодар — Караганда — Карсақпай — Балхаш — Семипалатинск глубина промерзания почвы без снега достигает 226—250 см, в то время как под снежным покровом она колеблется преимущественно в пределах 201—225 см. На крайнем севере Казахстана соответствующие величины равны 151—175 и 201—225 см, а на западе и востоке республики (кроме Зайсана) — 101—125 и 151—175, 126—150 и 201—225 см. Таким образом, в зависимости от местных условий залегания снежного покрова глубина промерзания почвы без снега возрастает относительно естественных условий на 25—75 см.

При наличии данных о снежном покрове представляется возможным произвести перерасчет глубины промерзания почвы под снегом для оголенной от снега поверхности. На этот счет И. И. Прохоровым составлен

специальный график поправок (рис. 167). График составлен на основании формулы.

$$\Delta H = \frac{h}{2d},$$

где ΔH — поправка к промерзанию почвы на высоту и плотность снега, которая прибавляется или вычитается в зависимости от того, определяется ли промерзание почвы по данным, полученным на площадке под снегом, или наоборот, h — высота снега в см, d — его плотность.

В практике проектирования сооружений, особенно таких, которые заглубляются до двух — трех метров, очень важны данные максимально возможного промерзания почвы по местным климатическим условиям. Существенна в данном случае и вероятность повторения соответствующих характеристик.

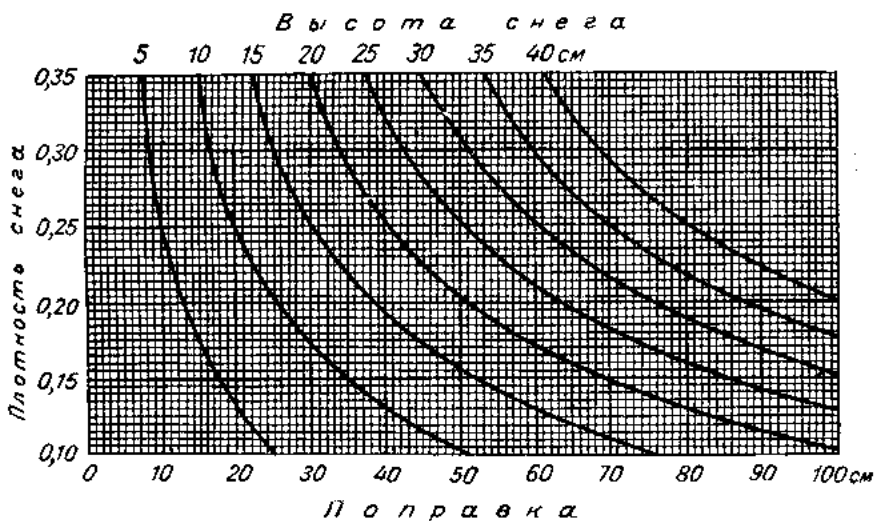


Рис. 167. График поправок (см) на глубину промерзания почвы в зависимости от высоты и плотности снега.

Как показывают соответствующие данные (рис. 168), значения максимального промерзания почвы по Казахстану имеют более простой характер территориального распределения, чем это имеет место для средних его значений (рис. 165). Наибольшее промерзание почвы и в данном случае наблюдается в районе оз. Зайсан и севернее Павлодара, где оно достигает 3 м. На северо-востоке Казахстана, в районах Семипалатинска и Усть-Каменогорска, оно за счет большей высоты снежного покрова несколько уменьшается и колеблется в пределах 2—2,5 м. В центральной и северо-западной частях Казахстана наибольшее промерзание почвы также значительно и может достигать 2,5 м. Даже на самом юге республики (Пахта-Арал) оно может достигать 52 см.

Отсутствие достаточного ряда наблюдений не позволяет определить ежегодную вероятность наступления предельно возможных глубин промерзания почвы в целом по Казахстану. С некоторым приближением соответствующие данные приведены только по отдельным районам республики (рис. 169). Как видно на графике, вероятность наступления максимально возможных глубин промерзания почвы по климатически различным районам Казахстана колеблется в среднем около 10—12%.

Вполне естественно, что значения этих величин не остаются постоянными, а изменяются в зависимости от местных климатических условий.

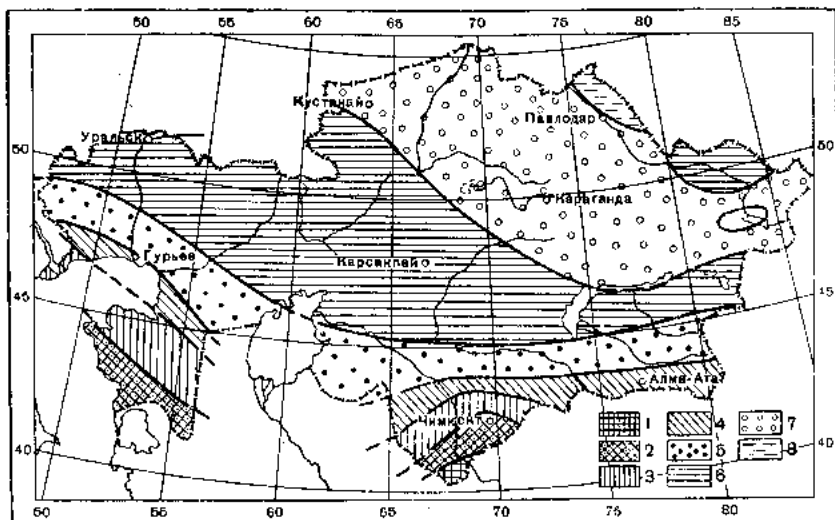


Рис. 168. Максимальная глубина промерзания почвы под естественным снежным покровом.

1 — до 50 см, 2 — 51 — 75, 3 — 76 — 100, 4 — 101 — 150, 5 — 151 — 200, 6 — 201 — 250, 7 — 251 — 300, 8 — > 300 см.

Как отмечалось выше, за промерзание почвы была условно принята глубина проникновения в почву температуры 0° . Одновременно с этим для решения ряда практических вопросов представляют интерес данные

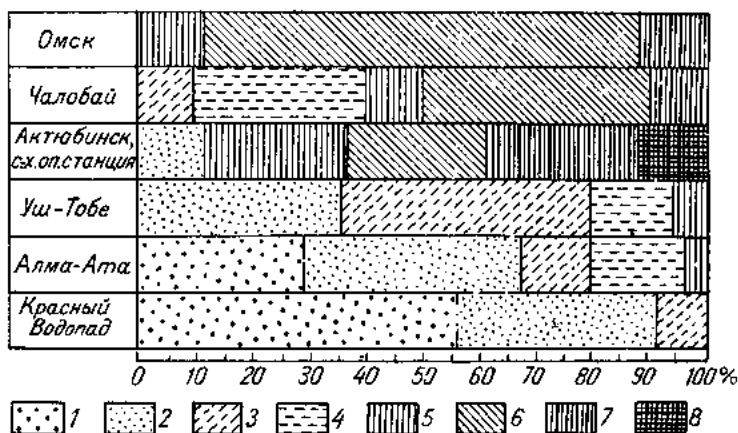


Рис. 169. Вероятность глубины промерзания почвы по градациям (%)

1 — < 50 см, 2 — 51 — 75, 3 — 76 — 100, 4 — 101 — 125, 5 — 126 — 150, 6 — 151 — 175, 7 — 176 — 200, 8 — 201 — 225 см.

о действительном промерзании почвы, т. е. о сцементированном состоянии. Действительно, при производстве земляных работ и при проектировании фундаментов строителей не может не интересоваться наличием сцементированного состояния почвы, так как при таком состоянии почва оказывает механическое сопротивление обрабатывающим механизмам.

На основе одновременных наблюдений за промерзанием почвы по шурфам и по температурным данным автором графически определены связи между двумя критериями промерзания почвы, позволяющие один из этих критериев промерзания выразить другим (рис. 170). Эти связи рассчитаны для почвы с влажностью от 14 до 8% (весовые).

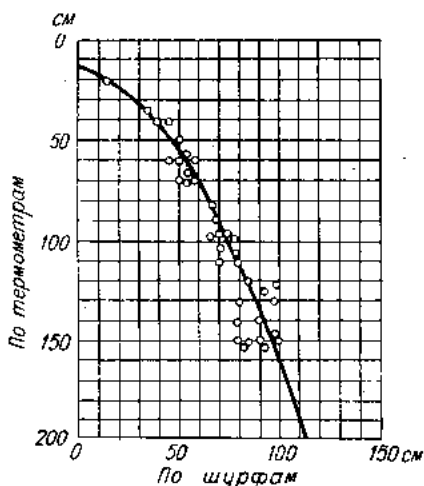


Рис. 170. График связи между глубиной промерзания почвы по термометрам и шурфам.

Приведенные выше характеристики по режиму температуры почвы, а также по ее промерзанию не могут быть отнесены к горным и заболоченным районам Казахстана, так как они по своим физико-географическим характеристикам резко отличаются от условий равнин.

Глава XIX

ОСОБЫЕ ЯВЛЕНИЯ

Град

Град наблюдается в теплое время года во время выпадения ливневых осадков фронтального или внутримассового происхождения и обычно сопровождается грозовыми явлениями. Повторяемость такого сочетания в районах Центрального Казахстана в среднем составляет 40—45%, в более северных районах 50—60%, а на юге республики и в горных районах от 60 до 80%. Поэтому синоптические условия выпадения града те же, что и для ливневых осадков. Чем более ярко выражена влажная неустойчивость атмосферы, тем более вероятно образование и интенсивное выпадение града. Выпадение града сопровождается повышенными скоростями ветра и очень редко затишьем.

В условиях Казахстана град отмечается редко (рис. 171). За исключением зоны пустынь и горных районов Заильского Алатау, на территории Казахстана в среднем многолетнем наблюдается от 1 до 3 дней с градом за теплое полугодие. Следует отметить, что повторяемость града возрастает с юго-запада на северо-восток республики и в сторону высокогорных районов. Значительно реже отмечается град в засушливых пустынях — от 2 случаев за 10 лет (в среднем 0,2 дня за год) до 1 дня за теплое полугодие. Объясняется это своеобразием термических и барико-циркуляционных условий пустынь, вследствие чего фронталь-

ные процессы здесь не обостряются и ливневые осадки выпадают очень редко. На этом фоне на юге Казахстана выделяются горные районы Заилийского Алатау, где в среднем за год бывает от 5 дней и более с градом. Это наиболее градобитная зона в республике. Повышенная повторяемость града здесь обуславливается орографическим усилением фронтальных процессов и большой частотой гроз. По этим же причинам в степной части республики относительно большой повторяемостью града выделяется Казахская складчатая страна — в среднем 2—3 дня с градом за теплое полугодие. Следует отметить, что частота явлений града в целом по Казахстану довольно хорошо согласуется с характером распределения по его территории ливневых форм облачности, а также грозовой деятельности и осадков.

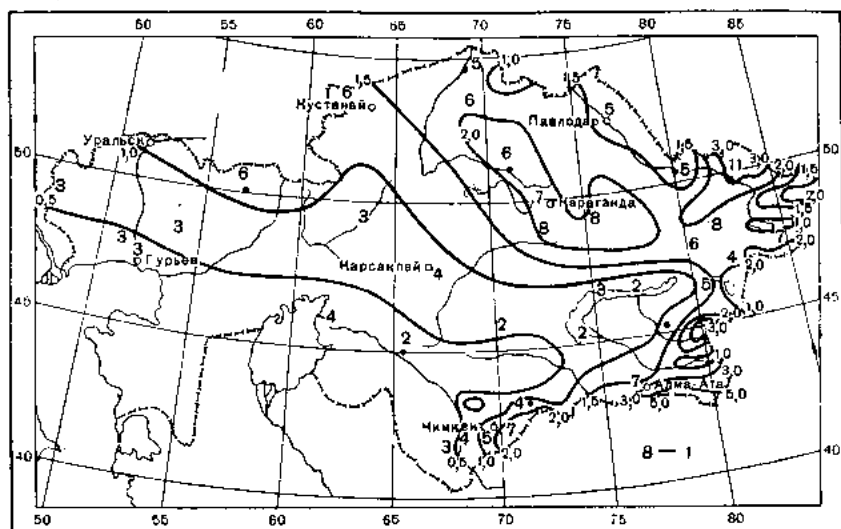


Рис. 171. Среднее число дней с градом за год.
I — наибольшее годовое число дней с градом.

В горных районах с увеличением количества выпадающих осадков и усилением грозовой деятельности повторяемость града значительно возрастает. Эта закономерность хорошо прослеживается, например, на северном склоне Заилийского Алатау (табл. 147). Так, в зоне предгорных пустынь (Или) число дней с градом в среднем в 5—6 раз, а в годы максимума в 7—9 раз меньше, чем в горах Заилийского Алатау. Для

Таблица 147

Число дней с градом по северному склону Заилийского Алатау

Станция	Число дней с градом		Осадки (IV—X) (мм)	Среднее число дней с грозой (IV—X)
	среднее	наибольшее		
Или, ж.-д. ст.	2	3	172	19
Алма-Ата, АМСГ	1	2	282	21
Алма-Ата	2	7	369	31
Медeo	3	6	641	28
Верхний Горельник	9	17	685	28
Мын-Джилки	11	28	646	24

гор характерно последовательное возрастание явлений града с высотой как в среднем многолетнем, так и в годы максимума (табл. 147).

Устойчивость явления града во времени повсеместно колеблется довольно в больших пределах, следуя в этом отношении за режимом выпадающих ливневых осадков и грозовой деятельности. Примерно южнее границы, проходящей через Калмыково — Тургай — юг Балхаша с последующим поворотом на Чимкент, в 50—70% всех лет град может не наблюдаться. На крайнем севере Казахстана и в предгорьях Алтая, а также вдоль гор юга и юго-востока республики вероятность выпадения града равна 75—85%. Почти ежегодно (90—95%) град наблюдается в горах Алтая, Джунгарии и Заилийского Алатау, несколько реже в Каркаралинских горах (80—85%).

Период, в течение которого возможен град не для всех районов Казахстана, одинаков (табл. 148).

Таблица 148

Среднее число дней с градом

Станция	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Год
Петропавловск	0	0,05	0,3	0,5	0,3	0,1	0,3	0	1,6
Кустанай	0	0,03	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0	1,3
Акмолинск	0	0,1	0,6	0,4	0,4	0,3	0,3	0,2	2,1
Павлодар	0	0,2	0,2	0,4	0,09	0,2	0,3	0	1,4
Уральск	0	0,3	0,2	0,05	0,2	0,05	0,1	0,1	1,0
Гурьев	0,03	0,08	0,1	0,1	0,08	0,03	0,03	0,03	0,5
Актюбинск	0	0,07	0,4	0,3	0,4	0,1	0,1	0	1,4
Карсакай	0	0,2	0,3	0,2	0,05	0	0,05	0,05	0,8
Караганда	0	0,4	0,7	0,8	0,3	0,3	0,2	0,2	2,9
Балхаш	0,06	0,1	0,1	0,07	0,2	0,2	0,1	0,1	0,9
Семипалатинск	0,02	0,04	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2	0,04	1,3
Зайсан	0	0,1	0,4	0,4	0,4	0,2	0,2	0,07	1,8
Кзыл-Орда	0,04	0,07	0,07	0,02	0	0,02	0,03	0,05	0,3
Чимкент	0,2	0,3	0,3	0,04	0,03	0	0,06	0,1	1,2
Джамбул	0,03	0,2	0,4	0,2	0,5	0,03	0,03	0,02	1,4
Алма-Ата	0,04	0,09	0,4	0,4	0,4	0,1	0,06	0,02	1,5
Талды-Курган	0,1	0,2	0,4	0,6	0,3	0,2	0,2	0,05	2,0

На севере Казахстана град может наблюдаться с апреля по сентябрь, в центральных районах — с апреля по октябрь, а на юге — с марта по октябрь. На большей части республики град несколько чаще наблюдается в мае — июне, а на юге республики — в апреле — мае.

Ранней весной и поздней осенью град бывает очень редко. Исключением в данном случае являются крайние южные районы Казахстана, где он наблюдается даже зимой, что бывает, однако, очень редко — 1—4 случая в 100 лет (Туркестан, Тюлькубас). В годы с большой повторяемостью и интенсивным проявлением ливней и гроз град выпадает значительно чаще — от 1 до 3—4 дней в месяц на равнинной территории Казахстана и до 8—11 случаев в высокогорных районах (табл. 149).

Наибольшее число дней с градом

Станция	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Год
Петропавловск	0	1	2	3	2	1	2	0	4
Акмолинск	0	1	3	3	2	2	2	1	6
Павлодар	0	2	2	3	1	2	2	0	5
Уральск, с.-х. оп. ст.	0	2	2	1	1	1	1	2	4
Актюбинск	0	1	3	1	2	1	1	0	6
Гурьев	1	2	1	1	1	1	1	1	3
Караганда	0	3	2	3	1	2	1	1	7
Семипалатинск	1	1	3	2	1	2	3	1	5
Усть-Каменогорск	0	1	2	5	3	2	1	1	11
Кзыл-Орда	1	2	1	1	0	1	2	1	2
Туркестан	1	2	3	1	0	1	1	1	4
Джамбул	1	2	3	1	1	1	1	1	4
Чимкент	2	2	2	1	1	0	1	1	5
Тюлькубас	2	3	3	2	1	1	1	1	7
Талды-Курган	1	2	2	3	1	2	1	1	5
Алма-Ата	1	1	3	2	2	2	1	1	7

Явление града по повторяемости крайне неустойчиво из года в год. Град может не наблюдаться в течение ряда лет, и в то же время отмечаются годы и даже ряд лет подряд, когда он проявляется довольно часто. В этом отношении показательны данные о вероятности града в отдельные годы (табл. 150).

Таблица 150

Вероятность числа дней с градом в отдельные годы при различных значениях средней ($\%$)

Среднее многолетнее число дней за год	Число дней с градом в отдельные годы											
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
0,4	75	20	5									
0,5	65	30	•	•	•							
1,0	30	25	15	15	15							
1,5	30	25	20	14	4	4	•	•				
2,0	15	25	25	10	10	5	•	•				
2,5	5	30	25	20	10	5	•	•	•			
3,0	•	25	30	15	10	10	4	4	•			
3,5	•	10	30	30	10	5	5	•	•	•	•	•

Примечание. Точка (•) обозначает вероятность менее 30%.

Следуя за суточным ходом ливней и гроз, град чаще всего отмечается во второй половине суток (табл. 151).

Вероятность выпадения града в различное время суток (‰)

Станция	Время суток (часы)						после полудня
	0—4	4—8	8—12	12—16	16—20	20—24	
Петропавловск	0	0	11	70	15	4	89
Акмолинск	0	4	25	55	12	4	71
Павлодар	3	0	10	54	33	0	87
Семипалатинск	0	0	27	50	17	6	73
Караганда	0	4	26	27	43	0	70
Уральск	0	0	24	52	24	0	76
Актюбинск	0	0	25	49	26	0	75
Бет-Пак-Дала	0	14	14	43	29	0	72
Кзыл-Орда	0	50	0	50	0	0	50
Туркестан	0	0	17	33	50	0	83
Джамбул	0	0	0	46	54	0	100
Алма-Ата	3	3	15	36	37	6	79

На преобладающей части Казахстана вероятность выпадения града в послеполуденные часы составляет 70—80%, а на крайнем юге республики даже 80—100%. Исключением в данном случае являются районы вокруг Кзыл-Орды, где град в равной мере выпадает как до, так и после полудня (табл. 151).

На севере Казахстана град чаще всего наблюдается между 12—16 часами (43—70%), а на крайнем юге (Туркестан — Джамбул) преимущественно между 16—20 часами (50—54%). Интересно отметить, что по предгорной зоне Зайлиийского Алатау (Алма-Ата) град с одинаковой вероятностью отмечается как между 12—16 часами (36%), так и между 16—20 часами (37%). Здесь град иногда выпадает и в ночное время (табл. 151).

По условиям образования град представляет собой преимущественно кратковременное явление. Обычно он продолжается несколько минут подряд. Продолжительность выпадения града по районам Казахстана крайне разнообразна и не носит в этом отношении зонального характера распределения. Соответствующие выборочные данные представлены в табл. 152.

Чаще всего град выпадает в течение 1—5 минут (35—70%), реже 6—10 минут подряд (13—41%). Более продолжительное выпадение града отмечается редко, причем далеко не по всем районам Казахстана (табл. 152). В редких случаях продолжительность града может быть иногда значительной — до 2,5 часов подряд. Экстремальные в этом отношении значения приведены в табл. 153.

Ниже приведены два примера наиболее сильного градобития, имевших место в Казахстане (данные заимствованы из записей метеорологических станций).

«Кара-Аул (Семипалатинская область), 29/V 1948 г. Прошел град с пониженной температурой. На участках отгонного животноводства от градобития погибло более 250 овец и 4 лошади».

«Кокпекты, 17/VI 1950 г. В 22 часа местного времени в течение 40 минут наблюдалось сильное градобитие, прошедшее с юго-запада на

Таблица 1

Вероятность града различной продолжительности (‰)

Станция	Продолжительность (мин.)							От 1 до 10
	1—5	6—10	11—15	16—20	21—25	26—30	>30	
Петропавловск	52	24	12	8	0	0	4	76
Кокчетав	43	24	24	6	0	0	3	67
Акмолинск	35	41	9	3	6	3	3	76
Каркаралинск	43	41	7	7	2	0	0	84
Усть-Каменогорск	59	24	6	2	7	0	2	83
Актюбинск	70	18	12	0	0	0	0	88
Туркестан	75	25	0	0	0	0	0	100
Джамбул	39	27	13	7	7	0	7	66
Алма-Ата	74	13	10	0	3	0	0	87

Таблица 153

Максимальная продолжительность града

Станция	Продолжительность (мин.)	Дата	Станция	Продолжительность (мин.)	Дата
Мын-Джилки	150	1 VII 1947	Кустанай	111	5 VI 1937
Михайловка	160 ¹	14 IX 1943	Чимкент	96 ¹	25 IV 1943
Кокпекты	120	5 VI 1939	Кокчетав	67	6 VII 1938

¹ Выпадение града с небольшими перерывами.

северо-восток шириной до 5 км. После прекращения града на территории образовался слой льда толщиной 10—15 см. В ложбине град растаял только в полдень следующего дня. В результате градобития полностью уничтожено 2750 га посевов, повреждены ковыль и заросли караганы».

Гололед

К числу наземных гидрометеоров, образующихся в зимнее время на различных предметах или на поверхности земли, кроме инея, изморози и твердого налета, относится и гололед. Как и ряд других наземных гидрометеоров, гололед представляет собой дополнительный вид атмосферных осадков. Однако отложения гололеда приносят и значительный ущерб различным отраслям народного хозяйства. Под тяжестью гололедных образований могут нарушаться телефонная и телеграфная связь, гибнут фруктовые насаждения. Обледенение полевой растительности обуславливает в условиях отгона скота пастбищную бескормицу. Как показали исследования А. С. Утешева (КазНИГМИ, 1951), невыпасные дни с явлением гололеда в районе Казахского мелкосопочника составляют в среднем 2—8%, а в южных районах от 9 до 29% от общего числа случаев всех невыпасных дней.

Гололедные явления в приземном слое воздуха и на поверхности земли являются результатом не только текущих, но и предшествующих атмосферных процессов. Особенно интенсивен гололед при оттепелях и жидких переохлажденных осадках (дождь, морсь) после устойчивых и сильных похолоданий.

В связи с этим различают гололед фронтального и внутримассового происхождения. Первый вид гололеда наблюдается в клине холодного воздуха перед теплым фронтом или перед окклюзией по типу теплого фронта. Внутримассовые гололеды чаще бывают при адвекции теплого и влажного воздуха над переохлажденной предшествующими морозами земной поверхности. Последние наблюдаются чаще фронтальных, но менее интенсивны.

Распространение гололеда по территории Казахстана обусловлено не только его физико-географической неоднородностью, но и неустойчивостью на его территории синоптических процессов в холодное время года, особенно в начале и конце зимы. В связи с этим среднее годовое число дней с гололедом по Казахстану колеблется в больших пределах. Благодаря этому распределение его по территории Казахстана не носит ярко выраженного зонального характера (табл. 154).

Таблица 154

Среднее число дней с гололедом

Станция	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	Год
Петропавловск	0,3	1,9	0,5	0,1	0,7	0,8	0,7	0,3	5,3
Кустанай	0	0,5	0,1	0	0,3	0,5	0,3	0	1,7
Акмолинск	0,2	1,5	1,3	0,8	0,5	0,9	0,7	0	5,9
Павлодар	0,1	0,5	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	1,4
Уральск	0,4	1,5	3,1	1,5	1,3	0,8	0,1	0	8,7
Гурьев	0	0,2	1,1	0,9	0,9	0,1	0	0	3,2
Актюбинск	0,3	1,0	1,6	1,0	1,5	0,7	0,1	0	6,2
Караганда	0,1	0,8	0,9	0,7	0,6	0,7	0,3	0,1	4,2
Бет-Пак-Дала	0	0,5	1,0	5,0	2,5	0,5	0,2	0	9,7
Семипалатинск	0	0	0,1	0,2	0,1	0,1	0	0	0,5
Усть-Каменогорск	0	0,1	0,1	0	0,1	0,2	0,1	0	0,6
Кзыл-Орда	0	0,3	0,9	0,4	0,5	0,3	0	0	2,4
Чимкент	0,1	0,1	0,5	0,9	0,3	0,5	0,1	0	2,5
Джамбул	0,1	0,3	0,8	0,7	1,7	0,5	0,1	0	4,2
Алма-Ата	0,3	1,0	2,4	2,5	2,0	1,7	0,1	0	10,0
Талды-Курган	0	0,3	0,9	0,3	0,5	0,3	0,1	0	2,4

Наибольшей повторяемостью гололедных явлений выделяется запад, северо-запад и север Казахстана, а также район Казахской складчатой страны, где в среднем за год бывает от 2 до 9 дней с гололедом. На востоке и юго-востоке гололед наблюдается значительно реже — в среднем от 1 до 3 дней. Уменьшение гололедных явлений в этих районах связано с большой повторяемостью антициклонической погоды, малоблагоприятной для гололедообразования.

В равнинных условиях Казахстана отмечается в среднем от 1 до 4 дней с гололедом за год. На крайнем юге Казахстана повышенным гололедообразованием выделяются подветренные склоны хребтов Кара-

Тау, Киргизского и особенно Заилыйского Алатау с годовой повторяемостью в среднем от 5 до 10 дней.

Повторяемость гололеда из года в год колеблется довольно в больших пределах. По каждому климатическому району отмечаются годы как с полным отсутствием гололеда, так и со значительным их числом, превышающим годовую норму в несколько раз (табл. 155).

Таблица 155

Наибольшее число дней с гололедом

Станция	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	Год
Петропавловск	3	7	2	2	6	5	3	2	12
Кустанай	0	3	1	0	3	3	2	0	7
Павлодар	1	3	1	3	2	1	1	1	5
Уральск	3	6	9	7	4	4	2	0	19
Актюбинск	3	4	4	5	5	3	1	0	15
Гурьев	0	1	3	2	2	1	0	0	7
Караганда	2	5	4	3	3	2	1	1	9
Семипалатинск	0	0	1	3	2	2	0	0	3
Карсакпай	3	12	12	14	1	4	4	0	41
Кзыл-Орда	0	3	4	3	2	2	0	0	9
Чимкент	2	0	4	4	3	4	1	0	9
Джамбул	2	2	4	3	10	3	0	0	13
Алма-Ата	3	4	8	8	8	5	1	0	27
Мын-Джилки ¹	6	2	0	0	1	8	14	5	33
Талды-Курган	0	2	6	1	3	3	2	0	7

¹ В IX наибольшее число дней с гололедом равно 3, в VI—3.

На большей части равнинного Казахстана гололед отмечается в основном с ноября по апрель, а в некоторых районах северной его части по май включительно (табл. 155). В южных районах республики период с явлением гололеда значительно сокращается за счет менее продолжительной зимы. Последний здесь обычно наблюдается с ноября по март, часто даже с декабря по февраль.

В годовом ходе гололеда на севере Казахстана отмечаются два максимума — в ноябре и марте, обусловленных неустойчивостью погодных процессов (резкая и частая смена тепла и холода), способствующих образованию гололеда. Декабрь, январь и февраль в этом отношении менее благоприятны, так как в эти месяцы обычно преобладает морозная антициклональная погода. На западе Казахстана наиболее часто гололед отмечается в ноябре — декабре — от 0,4 (4 случая за 10 лет) до 3 дней в месяц. Второй максимум здесь выражен слабо. В южных районах республики, где умеренно холодная и непродолжительная зима характеризуется частыми оттепелями, наибольшая повторяемость гололеда отмечается в декабре — январе (0,3—2 случая в месяц). Следует отметить, что в любой части Казахстана отмечаются районы с одним максимумом повторяемости гололеда в течение холодного полугодия.

К числу существенных характеристик гололеда следует отнести продолжительность и интенсивность его отложения, которые в различных районах Казахстана колеблются в больших пределах (табл. 156).

Средняя за месяц и год суммарная продолжительность гололеда (часы)

Станция	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	Год
Петропавловск	3,9	24,7	3,3	0	6,7	4,3	2,1	3,6	48,6
Акмолинск	0	17,1	19,1	4,8	2,6	6,0	6,1	0	55,7
Уральск	0,3	12,3	31,9	18,9	9,9	2,5	1,0	0	76,8
Карсакай	4,0	40,4	58,0	36,7	0,9	9,3	7,9	0	157,2
Бет-Пак-Дала	0	1,9	10,0	30,3	35,7	3,3	1,2	0	82,4
Семипалатинск	0	0	0,5	1,4	0,3	0,3	0	0	2,5
Зайсан	0	0,2	0	0	0	0,8	0	0	1,0
Аральское Море	0	2,5	17,0	14,5	6,3	20,8	0	0	61,1
Кзыл-Орда	0	5,1	10,0	6,0	5,6	3,5	0	0	30,2
Туркестан	0	0	0,6	1,4	0,8	0,9	0	0	3,7
Алма-Ата	0	0,8	35,8	24,8	18,6	16,5	0	0	103,7
Джаркент	0	0	0	0	0	0	0,5	0	0,5

В центральных, западных и северных районах республики суммарная продолжительность гололеда за год в среднем составляет 30—82 часа. На востоке, юго-востоке и крайнем юге она невелика — от 0,6 до 5 часов. На этом фоне особенно выделяется район Алма-Аты, где за зиму средняя суммарная продолжительность гололеда равна 104 часам. Иногда отмечаются зимы с исключительно большой продолжительностью гололеда. В табл. 157 представлена максимальная продолжительность гололеда за последние десятилетия.

Даже в районах, где гололед бывает редко, максимальная продолжительность его исчисляется иногда часами (Джаркент 6,5, Туркестан 8,5, Зайсан 12,2).

Наибольшая продолжительность гололеда повсеместно приходится на декабрь — январь. По некоторым районам Казахстана — на март — апрель.

Исключительно устойчивый гололед имел место 11—24/1 1944 г. в районе Карсакай. Он продолжался 311,5 часов, что составляет примерно 13 дней подряд.

Материалы наблюдений показывают, что гололед чаще всего бывает в первой половине суток, причем преимущественно между 6 и 12 часами дня.

Изморозь

Изморозь представляет собой осадок кристаллического строения, формирующийся в процессе сублимации водяных паров из воздуха и осаждающийся на ветвях деревьев, кустов и на других предметах преимущественно с наветренной стороны. Обычно изморозь образуется в морозную погоду при малых скоростях ветра. Нередко она наблюдается и при штиле.

Изморозь иногда приносит большой вред отдельным отраслям народного хозяйства. Так, известны случаи, когда нагрузка изморози на провода достигала 10 кг и более, а интенсивные отложения ее достигали 80 мм в диаметре (Акмолинск 6—8/XII 1936 г.), что вызвало поломку столбов, обрывы телефонной и телеграфной проволоки. Подобного рода явления имели место и в ряде других районов Казахстана.

Максимальная продолжительность гололеда (часы)

Станция	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	Год
Петропавловск	46,5	41,5	20,0	0	34,0	10,0	13,2	22,0	46,5
Акмолинск	0	42,8	76,0	20,8	13,5	28,5	39,8	0	76,0
Уральск	2,5	13,5	187,0	48,0	27,8	6,2	8,0	0	187,0
Тополи	0	48,8	84,0	120,0	19,8	18,0	0	0	120,0
Кос-Чагыл	0	34,2	38,5	131,5	31,0	0	0	0	131,5
Карсакапай	22,2	128,8	260,0	311,5	12,0	42,5	96,8	0	311,5
Бет-Пак-Дала	0	12,5	56,5	78,0	57,8	13,0	11,5	0	78,0
Семипалатинск	0	0	6,8	16,2	4,5	2,0	0	0	16,2
Зайсан	0	3,2	0	0	0	12,2	0	0	12,2
Туркестан	0	0	3,0	6,8	7,2	8,5	0	0	8,5
Алма-Ата	0	40,5	89,0	91,5	64,5	60,5	0	0	91,5
Джаркент	0	0	0	0	0	0	6,5	0	6,5

С другой стороны изморозь имеет положительное значение как один из дополнительных видов атмосферных осадков.

На территории равнинного Казахстана изморозь наблюдается с октября по апрель (табл. 158). В высокогорных же районах республики она возможна с сентября по май включительно.

Таблица 158

Среднее число дней с изморозью

Станция	X	XI	XII	I	II	III	IV	Год
Петропавловск	0,5	5	7	4	2	3	1	24
Кокчетав	0,2	3	5	2	2	2	0,8	15
Акмолинск	0,5	5	8	6	6	6	1	31
Павлодар	0,5	4	5	6	4	5	0,5	25
Уральск	0,1	2	4	4	3	3	0,5	17
Гурьев	0	0,7	2	3	1	1	0	8
Актюбинск	0,4	4	7	6	5	5	1	30
Караганда	0,2	3	5	4	3	3	0,2	19
Бет-Пак-Дала		1	2	5	3	1	0,1	12
Усть-Каменогорск	0,2	3	2	3	2	3	0,6	14
Кзыл-Орда	0,1	0,7	3	4	2	0,4		10
Туркестан	0,1	0,5	3	0,7	0,1			7
Чимкент	0,1	0,5	2	2	0,7	0,1		5
Тюлькубас	0,1	0	0,5	0,7	0,4	0,4		2
Алма-Ата	0,1	2	4	7	6	1	0,1	21
Мын-Джилки ¹	2	2	2	3	2	3	2	16

¹ В IX среднее число дней с изморозью равно 0,3, в V—0,2.

Изморозь по Казахстану распределяется крайне неравномерно. В зависимости от местных физико-географических и климатических условий на его территории выделяются районы как с повышенной, так и с пониженной повторяемостью изморози. Среднее многолетнее число дней с изморозью за год изменяется по республике от 2 до 30 и более (табл. 158). С севера на юг повторяемость изморози постепенно уменьшается и достигает минимума на крайнем юге Казахстана.

Горные районы Казахстана относительно его равнинной части выделяются повышенной повторяемостью изморози. Так, на Алтае отмечаются районы, где число дней с изморозью за год в среднем многолетнем достигает 33—42. На юге республики, в районах станции Алма-Ата и Бурное, оп. поле, количество ее достигает в среднем 20—30 дней за год.

По однотипности внутригодового распределения изморози Казахстана можно разделить на ряд самостоятельных районов. Так, в северных районах республики годовой максимум изморози приходится на декабрь (в среднем от 4 до 10 дней в месяц). На остальной части равнинного Казахстана годовой максимум изморози приходится на январь (в среднем от 1 до 7 дней в месяц). В высокогорных районах республики последний резко сдвигается на март (8—10 дней на востоке республики и примерно 2—3 дня в горах Заилийского Алатау).

Как и многие другие гидрометеоры, явление изморози довольно резко колеблется из года в год. Соответствующие значения приведены в табл. 159.

Таблица 159

Число дней с изморозью, наибольшее за месяц, наименьшее и наибольшее за год

Станция	X	XI	XII	I	II	III	IV	Год	
								от	до
Петропавловск	4	8	12	9	6	11	6	15	37
Кокчетав	1	9	13	9	6	15	4	2	33
Акмолинск	4	12	15	11	10	13	6	18	45
Павлодар	4	10	15	15	9	11	3	11	45
Уральск	1	4	12	12	7	9	3	5	27
Гурьев		3	5	11	3	3		0	17
Актюбинск	2	12	15	13	18	16	6	10	57
Караганда	1	6	11	13	11	8	1	4	49
Кзыл-Орда	1	3	7	8	9	3		1	16
Туркестан	2	3	10	8	4	1		0	17
Тюлькубас	1	0	3	2	2	1		0	4
Алма-Ата	1	9	10	13	21	6	1	9	35
Мын-Джилки ¹	7	8	6	11	5	10	11	0	46
Талды-Курган		4	10	13	8	3		1	37

¹ В IX наибольшее за месяц число дней с изморозью равно 2, в V—2.

Наименьшее число дней с изморозью по территории республики колеблется от 5 до 20 дней за год. Бывают, однако, годы, когда изморозь в некоторых районах может совершенно отсутствовать (табл. 159). Наибольшее число дней с изморозью по районам Казахстана колеблется в пределах от 20 до 60 дней за год. В районах, наиболее подверженных явлениям изморози, годовое количество их достигает иногда 70—80 (Лепсинск, Шемонаиха) и даже 102 дней (Зыряновский рудник).

ЛИТЕРАТУРА

1. Агроклиматические и водные ресурсы районов освоения целинных и залежных земель. Под ред. Ф. Ф. Давытая. Гидрометеиздат. Л. 1955.
2. Айзенштат Б. А. и Зуев М. В. Некоторые черты теплового баланса песчаной пустыни. Труды ГГО, вып. 6. Л. 1952.
3. Арманд Д. И. Основы метода балансов в Физической географии. Изв. ВГО. 1947.
4. Алисов Б. П. Явление боры в Восточном Казахстане. Журнал геофизики, т. 5, № 1. Гостехиздат. М. 1935.
5. Алисов Б. П. Географические типы климатов. Метеорология и гидрология, № 6. 1936.
6. Алисов Б. П., Извеков Б. И., Покровская Т. В. и Рубинштейн Е. С. Курс климатологии. Гидрометеиздат. Л. 1940.
7. Алисов Б. П. Динамико-климатологический анализ в приложении к задачам частной климатологии. Геофизика, т. VI, № 19. 1936.
8. Алисов Б. П. Принципы климатического районирования СССР. Изв. АН СССР, серия геогр., № 6. 1957.
9. Алисов Б. П., Сорокина А. И. Климатологические зоны и области земли. Морской атлас, т. II. 1953.
10. Алисов Б. П. Климатические области и районы СССР. Географгиз. 1947.
11. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии, ч. I. Общая климатология, ч. II. Методы климатологической обработки наблюдений. Гидрометеиздат. Л. 1952.
12. Алисов Б. П., Берлин И. А., Михель В. М. Курс климатологии, ч. III. Климаты земного шара. Гидрометеиздат. Л. 1954.
13. Анапольская Л. Е. Ветровой режим водохранилищ степных районов ЕТС, под ред. О. Н. Дроздова. Гидрометеиздат. 1956.
14. Арманд Д. Л. Принципы физико-географического районирования. Изв. АН СССР, серия геогр. VI. 1952.
15. Архипова Е. П. Карта географического распределения числа дней с градом и грозой на территории освоения целинных и залежных земель. Труды ГГО, вып. 24. 1956.
16. Архипова Е. П. Карта географического распределения числа дней с грозой на территории СССР. Труды ГГО, вып. 74. Л. 1957.
17. Байбакова Е. М., Ильичева Е. М. и Чубуков Л. А. Методика сравнительного анализа климата курортов и лечебных местностей. Вопросы изучения курортных ресурсов СССР. Медгиз. 1955.
18. Байбакова Е. М. Материалы к агроклиматической характеристике юго-восточной части Казахстана. Управления гидрометслужбы КазССР, вып. 14. 1943.
19. Байдал М. Х. К вопросу о зональной циркуляции. Труды КазНИГМИ, вып. 3. 1954.
20. Байдал М. Х., Серебрякова А. А. Климатические особенности волн холода в Казахстане в холодное время года. Труды КазНИГМИ, вып. 5. 1955.
21. Байдал М. Х. Повторяемость естественных синоптических процессов с западно-восточной циркуляцией. Труды КазНИГМИ, вып. 6. 1956.
22. Байдал М. Х. Долгосрочные прогнозы погоды по периодам однородной циркуляции. Труды КазНИГМИ, вып. 10. 1959.
23. Байдал М. Х. Особенности преобразования сезонных макросиноптических процессов. Труды КазНИГМИ, вып. 6. 1956.
24. Байдал М. Х. Эпохальные преобразования циркуляции и связанные с ними явления. Труды КазНИГМИ, вып. 10. 1959.
25. Байдал М. Х. и Утешев А. С. О сопряженности явлений засух южной половины Европейской территории Советского Союза и северной половины Казахстана. Труды КазНИГМИ, вып. 11. 1959.
26. Барашкова Е. П. Прямая радиация в Карадаге. Труды ГГО, вып. 68. 1957.
27. Безверхняя Р. Ц. Синоптические условия атмосферной засушливости в западном Казахстане. Труды КазНИГМИ, вып. 5. 1955.

28. Белобородова Г. Г., Конюхов Н. А., Самохвалов Н. Ф. и Федосеев А. П. Краткая агроклиматическая характеристика КазССР по природно-хозяйственным зонам. Труды КазНИГМИ, вып. 11. 1959.
29. Берг Л. С. Географические зоны Советского Союза, т. I. 1947, т. II. 1952.
30. Берг Л. С. Опыт разделения Сибири и Туркестана на ландшафтные и морфологические области. Сборник в честь 70-летия Д. Н. Анучина, СПб. 1913.
31. Берг Л. С. Основы климатологии. Учпедгиз. М. 1938.
32. Берг Л. С. Климатические пояса земли. Изв. геофиз. ин-та, вып. 5. 1925.
33. Берлянд Т. Г. Радиационный и тепловой баланс Европейской территории СССР. Труды ГГО, вып. 10(72). 1948.
34. Берлянд Т. Г. Радиационный и тепловой баланс поверхности суши внетропических широт северного полушария. Труды ГГО, вып. 18. 1949.
35. Берлянд Т. Г. и Ефимова Н. А. Месячные карты суммарной солнечной радиации и радиационного баланса территории Советского Союза. Труды ГГО, вып. 50(112). 1955.
36. Богомолов И. О. О континентальности климата Сибири. Землеведение, т. 34, вып. 1—2, ОНТИ, М. — Л. 1932.
37. Богун С. С. и Федосеев А. П. Климатические условия весны и меры сохранения виноградников от заморозков. Труды КазНИГМИ, вып. 8. 1957.
38. Борисов А. А. К вопросу районирования климатов СССР. Метеорология и гидрология, № 5. 1941.
39. Броунов П. И. Климатические зональности в связи с почвами и растительностью. Труды по сельхозметеорологии, вып. 20. 1928.
40. Броунов П. И. Климатические и сельскохозяйственные районы России. Изд. «Новая деревня», Л. 1924.
41. Броунов П. И. О зависимости некоторых географических элементов от барического рельефа земной поверхности. Труды о-ва земледельцев при СПб. университете, т. 11. 1909.
42. Бугаев В. А. Малоподвижные антициклоны. Сб. «Микроклиматические и климатические исследования в Прикаспийской низменности» Ин-т географии АН СССР. 1953.
43. Бугаев В. А., Джорджио В. А., Дубенцов В. Ф. О термическом эффекте пыли при пыльных и песчаных бурях. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4. 1952.
44. Бугаев В. А., Фетисов К. В. Синоптическая характеристика периода работ Пахта-Аральской экспедиции. Труды ГГО, вып. 39(101). 1953.
45. Бугаев В. А. Климат Средней Азии и Казахстана. Ташкент. 1946.
46. Будыко М. И. О водном и тепловом балансе поверхности суши. Метеорология и гидрология, № 3. 1946.
47. Будыко М. И. Испарение в естественных условиях. Гидрометеиздат, Л. 1948.
48. Будыко М. И. Климатологические факторы внешнего физико-географического процесса. Труды ГГО, вып. 19(81). 1950.
49. Будыко М. И., Берлянд Т. Т. и Зубенок Л. И. Методика климатологических расчетов составляющих теплового баланса. Труды ГГО, вып. 48(110). 1955.
50. Будыко М. И. Климатические условия увлажнения на материках. Изв. АН СССР, серия геогр. 2, 4. 1955.
51. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Гидрометеиздат, Л. 1956.
52. Будыко М. И. и Ефимова Н. А. О точности карт составляющих теплового баланса. Труды ГГО, вып. 50(112). 1955.
53. Бут И. В., Яковлев В. В. Грозы в Азово-Черноморском крае. Метеорология и гидрология, № 2. 1936.
54. Быков В. В. К вопросу о влиянии гор на изменение давления в средней тропосфере. Метеорология и гидрология, № 4. 1955.
55. Вангенгейм Г. Я. Долгосрочный прогноз температуры воздуха и вскрытие рек. Труды ГГИ, вып. 10. 1940.
56. Вангенгейм Г. Я. Опыт предсказания сезонного распределения осадков. Метеорология и гидрология, № 9. 1939.
57. Вангенгейм Г. Я. О колебании атмосферной циркуляции над северным полушарием. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 3. 1948.
58. Воейков А. И. Климаты земного шара (и в особенности России). Избр. соч., т. I, АН СССР, М. 1949.
59. Воейков А. И. Разбор опыта классификации климата Керена. Метеорол. вестник. 1902.
60. Вознесенский А. В. Карта климатов СССР. Труды по сельхозметеорологии, вып. 21. 1930.
61. Волобуев В. Б. Почвы и климат. Изв. АН СССР, серия географ. и геофиз., № 5. 1949.
62. Вопросы сельскохозяйственной и лесной климатологии. Сб. работ под ред. И. А. Гольцберг. Труды ГГО, вып. 44(106). 1954.

63. Воронцов П. А. Аэрологические исследования приземных инверсий. Труды ГГО, вып. 63(125). 1956.
64. Вульфсон Н. И. Циркуляционные факторы засушливости Нижнего Поволжья, Казахстана и Средней Азии. Географический филиал АН СССР (Геофиан). М. 1950.
65. Галахов Н. Н. Снежный покров Европейской части СССР. Метеорология и гидрология, № 7. 1937.
66. Галахов Н. Н. Влияние рельефа на ход осенних феноявлений. Ботанический журнал, № 1. 1956.
67. Гельмгольц Н. Ф. Атмосферные фронты и осадки в равнинной части Казахстана. Вестник АН КазССР, № 5. 1954.
68. Гельмгольц Н. Ф. Аэрологический анализ атмосферной засушливости в Западном Казахстане. Труды КазНИГМИ, вып. 5. 1955.
69. Герасимов И. П. О почвенно-климатических фациях равнин СССР и прилегающих стран. Труды почвенного ин-та им. В. В. Докучаева АН СССР, т. VIII. 1933.
70. Герасимов И. П. Тепловой и водный режим земной поверхности, его роль в динамике природных процессов. Географические различия и методы преобразования для практических целей, № 4. 1956.
71. Герасимов И. П. Современное состояние Докучаевского учения о зональности почв и научных идей Л. И. Прасолова о почвенной провинциальности и их значения для теории природного районирования. Изв. АН СССР, серия геогр., № 4. 1958.
72. Гирс А. А. Особенности планетарной высотной фронтальной зоны, свойственные основным формам циркуляции. Метеорология и гидрология, № 4. 1953.
73. Глейзер М. Д. Грозы в средней Азии «Электрические станции», № 5. 1953.
74. Гольман С. И. Синоптические условия прорыва южных циклонов на территории Казахстана и западной Сибири. Метеорология и гидрология, № 1. 1939.
75. Гольцберг И. А. Очерк климата субтропической зоны СССР. Материалы по агроклиматическому районированию субтропиков СССР, Гидрометеониздат, Л. 1936.
76. Гольцберг И. А. Климатическая характеристика заморозков и методы борьбы с ними в СССР. Труды ГГО, вып. 17(79). 1949.
77. Голубов Р. С. Приемы прогноза вероятности возникновения гроз по данным вертикального зондирования атмосферы. Труды КазНИГМИ, вып. 11. 1959.
78. Голубов Р. С. К вопросу об использовании климатических данных при составлении долгосрочных прогнозов погоды. Метеорология и гидрология, № 9. 1953.
79. Голубов Р. С. Синоптико-климатическое описание Казахстана. Труды КазНИГМИ, вып. 6. 1956.
80. Григорьев А. А. Природные условия Казахстана. Изд. АН СССР. М.—Л. 1945.
81. Григорьев А. А. О географических радиационных рубежах и характеристиках радиационных условий горизонтальных физико-географических зон. Проблемы физ. геогр., вып. XII. 1946.
82. Григорьев А. А. Географическая зональность и некоторые ее закономерности. Изв. АН СССР, серия геогр., № 5. 1954.
83. Давитая Ф. Ф., Рубинштейн Е. С., Гольцберг И. А., Дроздов О. Н. Против упрощенчества и дилетанства. Метеорология и гидрология, № 4. 1948.
84. Демченко Л. Н. Суммарная и рассеянная радиация на территории Казахстана. Сб. научных трудов Казахского горнометаллургического ин-та, № 15. Алма-Ата. 1957.
85. Демченко Л. Н. Радиационный баланс деятельной поверхности равнинной части территории Казахстана. Сб. научных трудов Казахского горнометаллургического ин-та, № 15. Алма-Ата. 1957.
86. Джорджио В. А. Природа Переднеазиатской депрессии. Тезисы научных докладов на сессии АН УзССР 24—28 января 1949. Изд. АН УзССР. Ташкент. 1949.
87. Джураев А. Д. Связь междусуточных изменений давления и температуры на разных высотах над Аральским морем. Труды ИММ, вып. 14. 1955.
88. Дзердзиевский Б. Л. Проблемы колебания общей циркуляции и климата. Сб. «А. И. Воейков и современные проблемы климатологии». Гидрометеониздат. Л. 1956.
89. Докучаев В. В. Учение о зонах природы. СПб. 1899. Географиз, М. 1948.
90. Дроздов О. А. Теория приведения коротких рядов к многолетнему периоду. Труды ГГО, вып. 15. Климатология. 1937.
91. Дроздов О. А. Данные по влагообороту Европейской территории СССР и Средней Азии. Труды ГГО, вып. 45(107). 1954.
92. Дроздов О. А. Основы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Изд. ЛГУ. 1956.
93. Дроздов О. А. О связи относительной влажности с количеством и вероятностью осадков. Труды ГГО, вып. 50(112). 1955.
94. Дубенцов В. Р. Летняя трансформация воздушных масс над континентом. Труды ЦИП, вып. 17(44). 1949.

95. Дудецкий В. Опыт климатического районирования черноземной полосы Сибири. Омск. 1926.
96. Дулетова Т. А., Астанкова Н. С., Волненко Н. К., Кулагин Ю. В., Соколова Т. Ф. Синоптико-аэрологические условия образования туманов по материалам Казахстана. Труды КазНИГМИ, вып. 11. 1959.
97. Естественно-историческое районирование СССР. Изв. АН СССР. М.—Л., 1947. (Труды Комитета по естественно-историческому районированию СССР, т. 1).
98. Заварина М. В. Ветер. Гидрометеиздат. Л. 1951.
99. Заварина М. В. Суховеи юго-востока Европейской части СССР. Сб. «Микроклиматические и климатические исследования в Прикаспийской низменности». Изд. АН СССР. М. 1953.
100. Захаров Н. Географический метод. Изв. ГГИ, № 57(58). 1933.
101. Зубенко Л. И., Ефимова Н. А., Мухенберг В. В. Материалы к климатическому районированию СССР. Труды ГГО, вып. 76. 1958.
102. Зубян Г. Д. О планетарной высотной фронтальной зоне, Метеорология и гидрология, № 7. 1952.
103. Иванов Н. Н. Об определении величин континентальности климата. Известия ВГО, т. 8. 1953.
104. Иванов Н. Н. Зоны увлажнения земного шара. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 3. 1941.
105. Иванов Н. Н. Ландшафтно-климатические зоны земного шара. Записки ВГО, Новая серия. Т. 1, 1948.
106. Кайгородов А. И. О временах года в связи с аналитическими сравнительными климатическими приемами их изучения. Геофизика и Мелиорация. Т. IV, вып. 2, Л. 1927.
107. Калесник С. В. Человек и географическая среда. Изд. Всесоюзного об-ва по распространению политических и научных знаний. Л. 1949.
108. Калмыкова Н. М. О формировании сибирского антициклона. Метеорология и гидрология, № 4. 1957.
109. Каминский А. А. Климатическое районирование восточной Европы в связи с распределением лесов. М. 1925.
110. Каминский А. А. Климатическое районирование по важным для почвообразования климатическим элементам. Изв. ГГО, № 1—2. 1931.
111. Каминский А. А. К вопросу о климатических границах в Якутии. Материалы по изучению Якутской АССР, вып. 11. Л. 1928.
112. Каминский А. А. Давление воздуха в СССР по месячным средним. Климат СССР, ч. II, вып. 1. Изд. ГГО, Л. 1932.
113. Каминский А. А. и Рубинштейн Е. С. Климатический очерк Уральской области. Уральский статистический ежегодник. 1923—1924.
114. Каминский А. А. Давление воздуха и ветер. Климат СССР, ч. II, вып. 11. Изд. ГГО. Л. 1932.
115. Казахстан. Под ред. А. А. Григорьева. Изд. АН СССР. М. 1950.
116. Кашин К. И. и Погосян Х. П. К вопросу о климате и климатообразующих факторах. Метеорология и гидрология, № 2. 1950.
117. Кеппен В. Основы климатологии. Учпедгиз, М. 1938.
118. Климатические карты СССР. Большой Советский Атлас Мира, т. 1. 1937.
119. Климатический справочник СССР, вып. 18, ч. VI, т. 1, Гидрометеиздат. Л. 1956.
120. Климатический справочник, вып. 18, КазССР, чч. I—VIII, т. 1. под ред. З. Д. Клыковой. Гидрометеиздат. Л. 1957.
121. Клименко Л. В. Изменение местной погоды при трансформации воздушных масс летом и зимой на равнине Казахстана. Вопросы климатологии, XLVIII, 1950.
122. Клыкова З. Д. Режим атмосферных осадков Алма-Аты. Труды КазНИГМИ, вып. 11. 1959.
123. Колобков Н. В. Синоптико-аэрологическая классификация гроз. Гидрология и метеорология, № 3. 1936.
124. Колосков П. И. Глубина зимнего промерзания почвы в Европейской части СССР и Казахстане. Мерзлотоведение, т. II, вып. 1. 1947.
125. Колосков П. И. Агроклиматическое районирование Казахстана. Труды экспедиции по изучению земельных фондов КазССР, вып. 4. 1947.
126. Комплексная экспедиция Гидрометеорологической службы в Пахта-Арал летом 1952 г. Труды ГГО, вып. 39(101). 1953.
127. Комиссарова Л. Н. Повторяемость южных циклонов над Средней Азией и Казахстаном. Труды КазНИГМИ, вып. 5. 1955.
128. Конюхов Н. А. Характеристика агрометеорологических условий равнинного Казахстана применительно к весенней стрижке овец. Труды КазНИГМИ, вып. 4. 1955.
129. Конюхов Н. А. Зоометеорологические условия перегона овец с весенних равнинных пастбищ на летние высокогорные. Труды КазНИГМИ, вып. 7. 1956.
130. Конюхов Н. А., Чехерес А. И. О солнечной радиации как зооклиматическом факторе. Труды КазНИГМИ, вып. 8. 1957.

131. Коровин В. И. Анализ и прогноз режима сезонной снеговой линии. Труды КазНИГМИ, вып. 11. 1959.
132. Коровин В. И. Как определить сроки снеготаяния. Сельское хозяйство Казахстана, № 2. 1956.
133. Коровин В. И. Опыт расчета и прогноза схода снежного покрова в условиях равнинного Казахстана. Труды КазНИГМИ, вып. 3. 1954.
134. Коровин В. И. О прогнозе водности и схода снежного покрова в верховье бассейна р. Илек. Труды КазНИГМИ, вып. 3. 1954.
135. Коровин В. И. О прогнозе схода снежного покрова и его расчете. Земледелие, № 11, 1954.
136. Коровин Е. П. Растительность Средней Азии и Южного Казахстана. Ташкент. 1934.
137. Костин И. Н. и Покровская Т. В. Климатология. Гидрометеоздат. Л. 1953.
138. Кузнецов А. Т. Про деякі ослабленості коливані атмосферної циркуляції. Наукові записки Чернівецького Університету, т. XXV, вып. 3. 1957.
139. Кузнецов А. Т. Особенности увлажнения западных областей УССР. Совещание по естественно-историческому районированию Украинской ССР для целей сельского хозяйства. Киевский гос. ун-т. Тезисы докладов.
140. Кузнецов А. Т. Ветровой режим теплога подюгодия северной половины Казахстана. Вестник сельскохозяйственной АН КазССР, вып. 3. 1958.
141. Курганская В. М. Синоптические условия метелей на дорогах Западной Сибири и Казахстана при южных циклонических вторжениях. Метеорология и гидрология, № 1. 1936.
142. Лебедев А. Н. Вероятность гроз на ограниченных участках территории. Труды ГГО, вып. 74. 1957.
143. Лебедев А. Н. Обеспеченность дат перехода средней суточной температуры воздуха через 0, 5, 10 и 15° по территории целинных и залежных земель. Труды ГГО, вып. 65(127). 1956.
144. Лебедев А. Н., Писарева Г. П. Климатические сезоны в СССР. Труды ГГО, вып. 62(124). 1956.
145. Лилеев М. В. Характеристика радиационного баланса и его составных частей в районе Свердловска. Труды ГГО, вып. 50(112). 1955.
146. Лир Э. Типы сезонных циркулирующих атмосферы над Евразией и Атлантикой. Метеорология и гидрология, № 1, 3, 4. 1936.
147. Макеев П. С. Природные зоны и ландшафты. Географгиз. 1956.
148. Матякин Г. И. Лесные защитные полосы и микроклимат. Географгиз. 1952.
149. Меньшикова Е. А. Термические условия формирования снежного покрова в горных районах. Труды ин-та энергетики. Т. 1, АН КазССР. 1958.
150. Меньшикова Е. А. О коэффициенте сохранения осадков в горных условиях к началу таяния. Труды КазНИГМИ, вып. 11. 1959.
151. Меньшикова Е. А. О вертикальной зональности коэффициента выдувания из осадкомеров в горных условиях. Труды ин-та энергетики, т. 1, АН КазССР. 1958.
152. Методы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Под редакцией О. А. Дроздова. Гидрометеоздат. Л. 1957.
153. Михель В. М. К вопросу о движении и изменении мощности барических областей. Труды ГГО, вып. 56(118). 1956.
154. Масалова С. П. Суточный ход давления и средней температуры воздушной колонны. Труды ГГО, вып. 71. 1957.
155. Молчанов А. Л. Изменение режима ветра в условиях полезатитного разведения. Труды КазНИГМИ, вып. 7. Гидрометеоздат. Л. 1956.
156. Молчанов А. Л. Режим температуры и влажности воздуха и температуры почвы на межполосных полях. Труды КазНИГМИ, вып. 7. Гидрометеоздат. Л. 1956.
157. Мультиановский Б. П. Основные положения синоптического метода долгосрочного прогноза погоды, ч. 1. Изд. ЦУЕГМС. 1933.
158. Накоренко Н. Ф. Карты удельной влажности Северного полушария. Труды ГГО, вып. 7. 1957.
159. Новиков Г. И. Борьба пустыни и степи в северной части Каспийской равнины. Природа, № 9. 1937.
160. Орлова В. В. Границы бореальных климатов равнинной части СССР. Труды ГГО, вып. 19. 1938.
161. Орлова В. В. Климатический очерк Барабинской низменности. Гидрометеоздат. 1954.
162. Пальгов Н. Н. Казахстан. Географгиз. 1953.
163. Пальгов Н. Н. Современное оледенение в Заилийском Алатау. Изд. АН КазССР. 1958.
164. Парфенова Г. И. Аэросиноптические условия возникновения фронтальных гроз в юго-восточном и восточном Казахстане. Труды КазНИГМИ, вып. 6. 1956.

165. Пастух В. П. и Сохрина Р. Ф. Град на территории СССР. Труды ГГО, вып. 74. 1957.
166. Петросянц М. А. Условия образования стационарного циклона в низовьях Сыр-Дарьи. Метеорология и гидрология, № 4. 1949.
167. Петросянц М. А. О масштабе орографических влияний на синоптические процессы Средней Азии. Методические указания по службе прогнозов погоды, № 27, УГМС УзбССР. 1951.
168. Петросянц М. А. К вопросу об образовании Сибирского антициклона. ДАН УзбССР, № 2. 1951.
169. Погосян Х. П. О планетарно-фронтальных зонах. Метеорология и гидрология, № 4. 1954.
170. Покровская Т. В. О воздействии солнечной активности на режим температуры в СССР. Труды ГГО, вып. 65(127). 1956.
171. Покровская Т. В. Аномалии температуры воздуха в январе на континенте Евразии в связи с распределением температуры на земном шаре. Труды ГГО, вып. 65(127). 1956.
172. Покровская Т. В. К вопросу о методике построения климатических карт. Труды ГГО, вып. 64(126). 1956.
173. Полозова Л. Г. О характеристике континентальности климата. Изв. ВГО, 39, вып. 3. 1957.
174. Пономарева М. Д. и Борсук В. Н. Климатический очерк Казахстана. Труды Общества изучения Казахстана, т. 8, вып. 1, Кызыл-Орда. 1927.
175. Приведение атмосферного давления к уровню моря. Методические указания Управления гидрометслужбы, № 15. 1954.
176. Программа климатического описания СССР и методические указания к нему. Под ред. Р. Ф. Усманова (ГГО), Гидрометеоздат. Л. 1951.
177. Прокаев В. И. К вопросу о физико-географическом районировании территории. Изв. АН СССР, серия геогр., № 5. 1954.
178. Прохоров И. И. Метод измерения осадков в малодоступных районах. Труды КазНИГМИ, вып. 3. 1953.
179. Прохоров И. И. О вычислении глубины промерзания почвы. Труды КазНИГМИ, вып. 5. 1955.
180. Прохоров И. И. О репрезентативности станционных снегомерных съемок. Труды КазНИГМИ, вып. 11. 1959.
181. Пыжова И. А. Возникновение волн на холодных фронтах по предгорьям Тянь-Шаня. МУ Управления гидрометслужбы КазССР, № 13. 1943.
182. Разумова Л. А. и Мельник Ю. С. Условия водоснабжения яровой пшеницы в Казахстане. Гидрология и метеорология, № 3. 1957.
183. Рихтер Г. Д. Снежный покров, его формирование и свойства. АН СССР. М.—Л. 1945.
184. Рихтер Г. Д. Роль снежного покрова в физико-географическом процессе. Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. 40. 1948.
185. Ромалов Н. Н. Некоторые особенности движения антициклонов над Средней Азией и смежными с ней территориями. Сб. «Метеорология и гидрология в Узбекистане». Изд. АН УзбССР. Ташкент. 1955.
186. Рубинштейн Е. С. О влиянии распределения океанов и суши на земном шаре на температуру воздуха. Изв. ВГО, № 4. 1953.
187. Рубинштейн Е. С. Об изменении климата СССР за последние десятилетия. Гидрометеоздат. Л. 1951.
188. Рубинштейн Е. С. Методы климатологической обработки метеорологических наблюдений, вып. 1. Гидрометеоздат. Л. 1937.
189. Рубинштейн Е. С. Средние месячные температуры воздуха в азиатской части СССР. Климат СССР, ч. 1, Температура воздуха, вып. 3. Гидрометеоздат, Л. 1931.
190. Руднева А. В. Повторяемость и интенсивность гололедно-изморозевых явлений на территории СССР. Труды ГГО, вып. 75. 1957.
191. Русин Н. П. Климат сельскохозяйственных полей. Гидрометеоздат. Л. 1955.
192. Русин И. П. К вопросу методики обработки наблюдений над влажностью воздуха. Труды ГГО, вып. 25(87). 1951.
193. Самохвалов Н. Ф. Естественно-историческое районирование КазССР. Вестник АН КазССР, № 8. 1953.
194. Самохвалов Н. Ф. Суховеи Казахстана. Труды КазНИГМИ, вып. 1. Гидрометеоздат. 1953.
195. Самохвалов Н. Ф. Агроклиматические условия Северного и Западного Казахстана. Сб. «Некоторые вопросы освоения целинных и залежных земель в Казахстане». Сельхозгиз. Алма-Ата. 1954.
196. Санин А. Г. Опыт климатического районирования восточного Предкавказья. Владикавказ. 1926.
197. Сапожникова С. А. Микроклимат орошаемых полей. Труды ГГО, вып. 45(107). 1954.

198. Сапожникова Е. А. Микроклимат и местный климат. Гидрометеоздат. Л. 1950.
199. Сарымсаков Т. А., Бугаев В. А., Джорджио В. А., Петросянц М. А. Природа Среднеазиатской области низкого давления ДАН СССР т. XXIII, № 2. 1950.
200. Селянинов Г. Т. Классификация климатов на производственной основе. Известия ВГО т. 80, вып. 3. 1957.
201. Селянинов Г. Т. Климатическое районирование для сельскохозяйственных целей. Сб. «Памяти Л. С. Берга», изд. АН СССР. Л. 1955.
202. Семенов-Тянь-Шанский М. Д. К вопросу о сравнительной характеристике климатов средних широт. Метеорол. вестник, № 4. 1926.
203. Серебрякова А. А., Гребенюк Е. В. Аэросиноптический анализ условий выпадения обильных дождей на севере Казахстана. Труды КазНИГМИ, вып. 6. Гидрометеоздат. Л. 1956.
204. Силинич И. П. К вопросу о климатических районах земного шара. Ученые записки. Моск. Гос. Ун-та, вып. 5. 1936.
205. Синоптические процессы Средней Азии. Ред. коллегия Т. А. Сарымсаков, В. А. Бугаев, В. А. Джорджио, А. М. Петросянц, О. Н. Чернышева. Изд. АН УзбССР. Ташкент. 1957.
206. Смирнова Н. В. Климатический (справочник) очерк района работы экспедиции в совхозе Пахта-Арал. Труды ГГО, вып. 39(101). 1953.
207. Сохрина Р. Ф. Опыт построения карт числа дней с сильным ветром для центральных областей Европейской части СССР и районов освоения целинных и залежных земель. Труды ГГО, вып. 61 (1956).
208. Срезневский Б. И. До питання про кліматичну районізацію України. Інформаційні бюлетень. Укрмет., т. III, 1—3, 1924.
209. Суслон С. П. Физическая география СССР. Азиатская часть Учпедгиз. 1954.
210. Тажиев И. Т. Энергия ветра как энергетическая база электрофикации сельского хозяйства Казахстана. Казахское объединен. Госиздат. Алма-Ата. 1949.
211. Тихомиров Е. И. К вопросу об определении понятия климата. Метеорол. вестник, № 11—12. 1933.
212. Торбина Н. В. Синоптические условия гроз на ЕТС. Гидрология и метеорология, № 2. 1937.
213. Троицкий Д. Чиликтинская долина. Записки Семипалатинского подотдела Западносибирского отдела. Россия. Географическое общество. Семипалатинск. 1914.
214. Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая. М. 1949.
215. Троицкий В. А. Гидрологическое районирование СССР т. 2, вып. 3, М-1.
216. Утешев А. С. Атмосферные засухи северной половины Казахстана. Труды КазНИГМИ, вып. 1, Гидрометеоздат. Л. 1953.
217. Утешев А. С. Климаты Казахстана. Очерки по физической географии Казахстана. Труды КазССР. Алма-Ата. 1952.
218. Федоров Е. Е. и Баранов А. И. Климат равнины Европейской части СССР в погодах. Изд. АН СССР, М.—Л. 1949.
219. Федосеев А. П. Некоторые способы учета метеорологических условий при ботанических исследованиях равнинных пастбищ и сенокосов Казахстана. Ботанический журнал, № 6. 1955.
220. Федосеев А. П. Краткая характеристика агроклиматических условий северной половины Казахстана и особенности вегетационного периода. Сб. «Из опыта освоения целинных и залежных земель в Казахстане». Казгосиздат. Алма-Ата. 1955.
221. Фельдман Я. И. Роль оазисов и пустынь Средней Азии в формировании местной погоды с суховеем. Вопросы климатологии, XLVIII. 1950.
222. Фельдман Я. И. и Чубуков Л. А. Климат в погодах. Природа, № 10. 1954.
223. Фельдман Я. И. Особенности метеорологического режима засушливого 1955 г. в районах целинных и залежных земель Северного Казахстана и Алтайского края. Известия АН СССР, серия геогр., № 2. 1956.
224. Фетисов К. В. Локальные изменения давления воздуха, обусловленные местными изменениями скорости ветра. Труды КазНИГМИ, вып. 6. 1956.
225. Фигуровский И. Географическое распределение и классификация климатов. Геофизика и метеорология, т. 5, вып. 2. 1928.
226. Хромов С. П. Географическое размещение атмосферных климатологических фронтов. Изв. ВГО, № 2. 1950.
227. Хромов С. П. К вопросу о континентальности климата. Изв. ВГО, т. 89, вып. 3. 1957.
228. Чубуков Л. А. Режим местной погоды теплого периода в лесостепных и степных районах Европейской части Советского Союза в аномальные годы. Архив Ин-та географии АН СССР.
229. Чубуков Л. А. Комплексная климатология. Изд. АН СССР. М.—Л. 1949.

230. Чубуков Л. Н. Комплексно-динамико-климатологический анализ. Проблемы физ. геогр., т. XIII. М.—Л. 1948.
231. Чубуков Л. А. Глава «Климат» в сб. «Казахстан». Общая физико-географическая характеристика. Изд. АН СССР. М.—Л. 1950.
232. Чудновский А. Ф. Физика теплообмена в почве. Гостехиздат. 1948.
233. Шарова В. Я. Число дней с осадками различной величины на территории Европейской части СССР и Кавказа. Гидрометеониздат. Л. 1958.
234. Шестакович В. Теплые и холодные зимы в Сибири и зависимость их от состояния Гольфштрима. Иркутск. 1925.
235. Шудейкин В. В. Очерки по физике моря. М. 1949.
236. Щербакова Л. Ф. Обзор методов определения влажности почвы. Труды ГГО, вып. 21. 1932.
237. Щербакова Е. Я. и Брегина А. Ю. Изменение тепло- и влагосодержания воздушных масс в процессе трансформации в умеренных широтах Евразии. Труды ГГО, вып. 62(124). 1956.
238. Ярославцев И. М. Заморозки. Гидрометеониздат. 1948.
239. Ло-Кай-Фу. Проблема физико-географического районирования. Кэсюэтумбао. 1954. (На китайском языке).
240. Hettner A. Die Klimate der Erde. Leipzig, Berlin. 1930.
241. Köppen W. Die Klimate der Erde. Berlin. 1931.
242. Martonne E. Traité de Géographie Physique. Paris. 1925.
243. Prescott J. A Climate index for the leading factor in soil formation. The Journal of soil science, v. 1. 1949.
244. Sládek S. Thermická kontinentalita podnehi Cerkoslovensku Meteorologicka Zprávy, 8. 1955.
245. Corczyński W. Sur le calcul du degré du continentalisme et son application dans le climatologie Clogr. Annaler, 2. 1920.
246. Flischer. Jahresgang der Strahlungsbilanz und ihrer Komponenten. Ann. der Meteor. n. 11/12, 1953/54.
-

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Часть I. Общая характеристика климата	
Глава I. Физико-географическая характеристика территории	9
Глава II. Радиационные особенности климата	17
Глава III. Циркуляционные факторы климата	30
Глава IV. Климатические зоны	64
Глава V. Основные черты климата в погодах	89
Глава VI. Атмосферная засуха	117
Глава VII. Микроклиматические особенности	138
Часть II. Характеристика отдельных элементов климата	
Глава VIII. Давление воздуха	158
Глава IX. Ветер	172
Глава X. Температура воздуха	189
Глава XI. Влажность воздуха	233
Глава XII. Облака и облачность	247
Глава XIII. Атмосферные осадки	260
Глава XIV. Туманы	289
Глава XV. Грозы	297
Глава XVI. Снежный покров	305
Глава XVII. Метели	323
Глава XVIII. Температура почвы	333
Глава XIX. Особые явления	349
Литература	360

Редактор *Л. П. Жданова*

Техн. редактор *М. И. Брайнина*

Корректоры: *М. А. Гальперина* и *В. В. Мамедова*

Сдано в набор 29/IX 1959 г.

Подписано к печати 3/XII 1959 г.

Бумага 70 × 108^{1/16}.

Бум. л. 11,5 + 2 вкл.

Печ. л. 31,94.

Уч.-изд. л. 31,7

Тираж 1000 экз.

М-53076.

Индекс МЛ-326

Гидрометеорологическое издательство.

Ленинград, В-53, 2-я линия, д. № 23

Заказ № 1137.

Цена 16 руб. 85 коп.

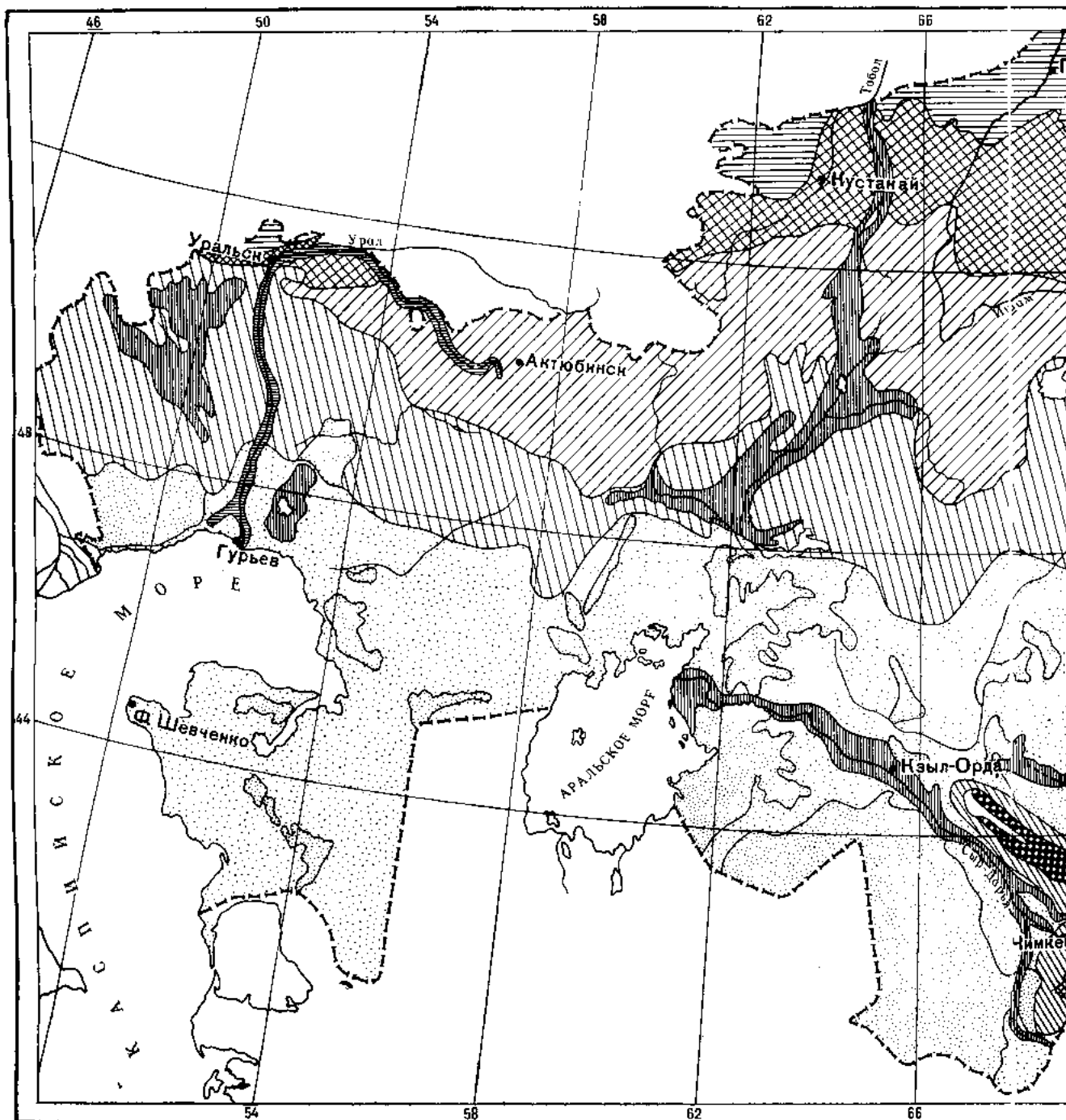


Рис. 2. Почвенно-растительная карта

Почвенно-растительный покров равнинно-низкогорных частей: 1 — лесостепь на предгумусных черноземах, 2 — злаково-разнотравная степь на южных каштановых и бурых почвах, 3a — разнотравно-кустарниковая песчаная пустыня, 5 — полювно-соляная глинистая пустыня, 6 — приречья уремы зоны степей и лесостепей; почвенно-растительный покров горных областей, 8 — предгорная пустыня — пустынно-степной пояс на разнотравной степи на черноземах, 11 — лесо-луговой и лесо-лугово-степной пояс на горных подзолистых и черноземовидных почвах.

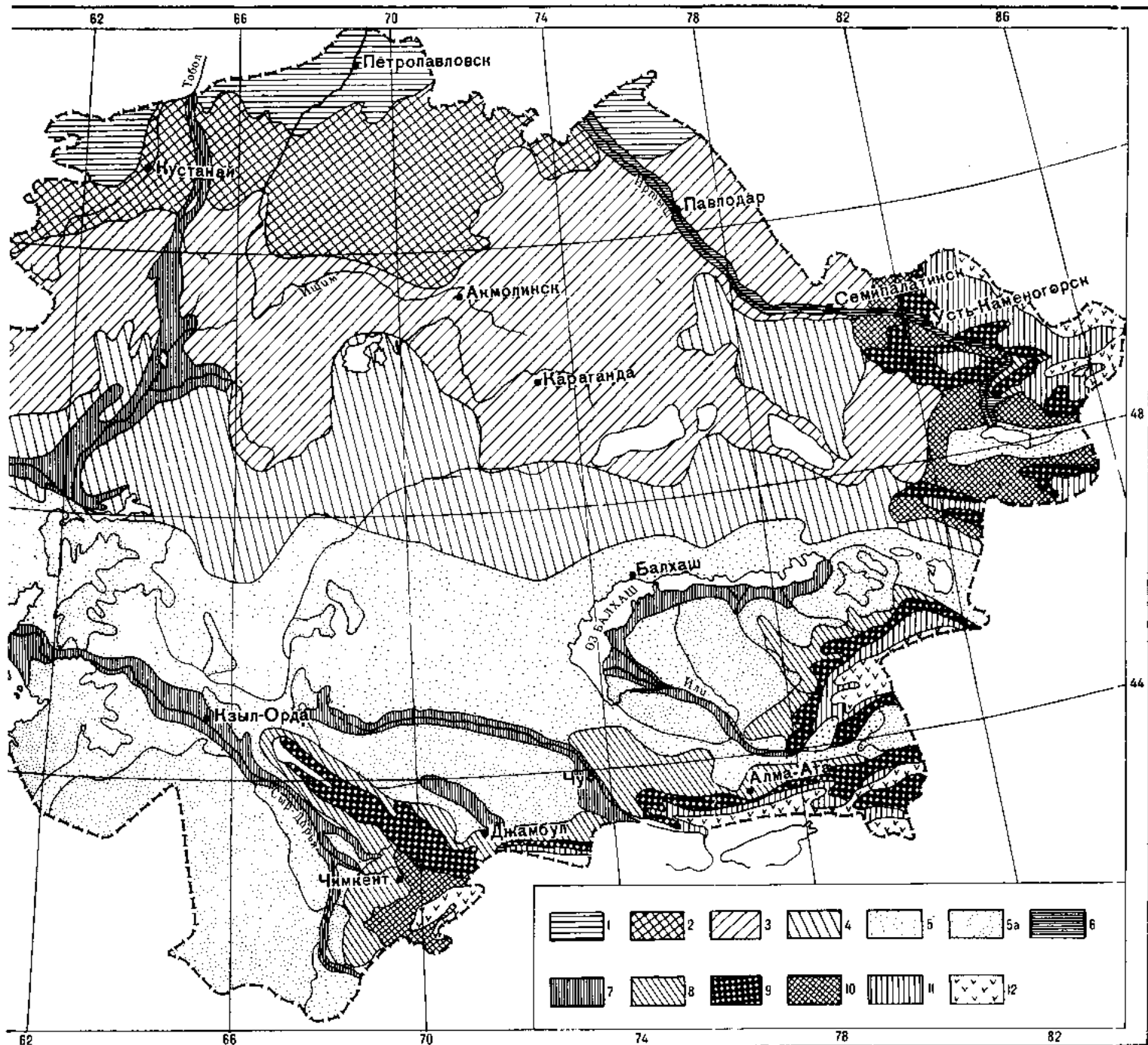


Рис. 2. Почвенно-растительная карта Казахстана.

ных черноземах, 2 — злаково-разнотравная степь на южных черноземах, 3 — ковыльно-типчаковая степь на темно-каштановых почвах, 4 — полупустыня на светло-поянно-солянковая глинистая пустыня, 6 — приречные луга и туган на алювиальных почвах зоны пустынь и полупустынь, 7 — приречные луга и тополево-лиственные 8 — предгорная пустыня — пустынно-степной пояс на светло-каштановых почвах, 9 — горный сухостепной пояс на темно-каштановых почвах, 10 — горная злаково-степной пояс на горных подзолистых и черноземовидных луговых почвах, 12 — альпийский и субальпийский пояс на горно-луговых почвах.