551.5
К30

А. Л. КАЦ

СЕЗОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ И ДОЛГОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ

150862

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического

ГИМИЗ

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД • 1960

АННОТАЦИЯ

В монографии излагаются результаты исследования многолетних характеристик горизонтальных составляющих общей циркуляции в тропосфере и нижней стратосфере северного полушария, а также синоптических процессов в целом над атлантико-евразийским сектором полушария с помощью разработанной автором системы индексов циркуляции.

Излагаются результаты анализа сезонных особенностей формирования средних многолетних характеристик общей циркуляции атмосферы и климата. Установленные связи между многолетними изменениями циркуляции атмосферы и солнечной активностью используются для объяснений наблюденных за последние десятилетия климатических колебаний и для сверхдолгосрочного прогноза некоторых климатических тенденций.

На примере формирования крупных аномалий температуры воздуха в зимние месяцы иллюстрируется принцип учета влияния циркуляции атмосферы в северном полушарии на характер развития макропроцессов над его атлантико-евразийским сектором.

Прилагается обширный фактический материал по индексам циркуляции, который может быть полезен для многих новых исследований.

Книга предназначена для научных работников и инженеров, работающих в области гидрометеорологии, особенно в области долгосрочных гидрометеорологических прогнозов.

От автора

В многосторонних исследованиях общей циркуляции атмосферы важное место занимает синоптический метод решения этой проблемы. Синоптические исследования не только внесли существенные коррективы в существовавшие схемы общей циркуляции атмосферы, но и показали невозможность обобщения всего многообразия атмосферной циркуляции в одну или две схемы.

Многие синоптические исследования общей циркуляции атмосферы явились также основой ряда синоптических методов и приемов как краткосрочных, так и долгосрочных прогнозов погоды. Однако в синоптических работах, особенно в исследованиях интенсивности и формы конкретных проявлений общей циркуляции атмосферы, все еще недостаточно используются объективные количественные физические характеристики, что нередко приводит к появлению в литературе противоречивых утверждений и выводов.

В настоящей монографии предпринята попытка применить определенную систему количественных физических показателей не только для изучения средних многолетних характеристик циркуляции атмосферы, но и ее конкретных проявлений в различных формах и интенсивности и на этой основе исследовать некоторые аспекты проблемы долгосрочных прогнозов погоды.

При окончательной подготовке рукописи к печати автор имел возможность учесть советы и критические замечания рецензентов проф. Г. Я. Вангенгейма и кандидата наук Т. П. Покровской, за которые выражает им свою искреннюю благодарность.

Автор особенно благодарен профессорам Х. П. Погосяну и С. П. Хромову, докторам наук Н. А. Белинскому и Г. Д. Зубяну, а также кандидатам наук В. Г. Шишкову и В. М. Курганской, прочитавшим рукопись и давшим свои ценные советы. Автор выражает также благодарность старшим техникам З. И. Райковой и Г. Н. Кочетовой, выполнившим большую работу по подсчетам индексов циркуляции и технической подготовке рукописи к печати.

Введение

В настоящее время общепризнанно, что решение проблемы долгосрочных прогнозов погоды тесно связано с успехами в познании закономерностей общей циркуляции атмосферы.

Со времени первых попыток объяснения пассатной циркуляции, сделанных Галлеем и Гадлеем еще в XVII и XVIII вв., выполнено огромное количество разносторонних исследований по общей циркуляции атмосферы и по долгосрочным прогнозам погоды. В современных учебных пособиях по синоптической [102, 130, 213], динамической [12, 63] и общей [138, 211, 103] метеорологии, а также по климатологии [2] дана оценка многим из этих исследований. Поэтому представляется целесообразным остановиться главным образом на некоторых результатах исследований последних 15—20 лет.

Именно этот период характерен значительным количественным и качественным ростом технических средств метеорологических наблюдений, особенно в высоких слоях атмосферы. Если 20—25 лет назад аэрологические наблюдения носили эпизодический характер, то в настоящее время имеются уже достаточно полные и систематизированные сведения до высот 20—30 *км* над огромными просторами северного и южного полушарий [94, 112, 180, 265].

Выполненные в эти же годы обобщения качественно новых наблюдений не только значительно расширили наши представления о многих особенностях общей циркуляции атмосферы, но и способствовали появлению новых воззрений на причины возникновения различных звеньев общей циркуляции атмосферы и на механизмы их взаимодействия. В определенной мере эти результаты оказали положительное влияние на развитие методов долгосрочных прогнозов погоды, хотя пока что достижения в этой области значительно менее ощутимы, чем в изучении общей циркуляции атмосферы.

Для познания многих особенностей общей циркуляции атмосферы большое значение имели работы по климатологии фронтов. В итоге обобщения отрывочного и разрозненного материала

исследований по атмосферным фронтам С. П. Хромов [212, 213] впервые построил полную схему расположения климатологических фронтальных зон на земном шаре, которая в последующем уточнялась им же по новейшим материалам [214, 218, 220]. Эти карты фронтов, построенные по данным о распределении давления и ветра, позволили установить важнейшие особенности горизонтальной неоднородности нижних слоев воздушной оболочки Земли.

Увеличение высоты подъемов радиозондов и улучшение качества производимых ими измерений позволили затем установить, что горизонтальное расчленение атмосферы имеет место не только в тропосфере, но и в нижней стратосфере [104, 106], а обобщение систематических аэрологических наблюдений дало возможность получить многолетние характеристики воздушных течений на разных уровнях тропосферы и нижней стратосферы [164, 169, 248, 279, 284, 290, 303].

Х. П. Погосян [164] одним из первых установил характерные черты влияния термобарических полей и контрастов температуры в тропосфере на особенности и географическую локализацию циклонических процессов у поверхности земли и привел карты повторяемости циклонов и антициклонов на северном полушарии.

Важное значение имела предложенная в этой работе схема сезонной деформации западно-восточного переноса в тропосфере, так как с положением высотных гребней и ложбин тесно связаны направления преобладающих в разных сезонах выносов тепла и холода в тропосфере.

По картам барической топографии были обнаружены также высотные планетарные фронтальные зоны [22, 25, 105, 165, 204], которые как показали впоследствии аэрологические разрезы до высоких уровней, тесно связаны со струйными течениями [24, 76, 167, 169]. Изучению этих важнейших объектов, отчетливо указывающих на неравномерность распределения по широтам энергии атмосферной циркуляции, посвящено также огромное число зарубежных исследований ([280, 288, 290, 292, 296, 306] и др.).

В результате этих работ изучены пространственные характеристики струйных течений, их связь с атмосферными фронтами и различными макропроцессами, вертикальные и горизонтальные сдвиги ветра, вертикальные движения и изменения высоты тропопаузы, ее разрыв, влияние орографии на особенности формирования высотных планетарных фронтальных зон, струйных течений и другие вопросы.

Однако до настоящего времени в научной литературе нет единой точки зрения на причины и механизм формирования струйных течений, а также деформации высотных фронтальных зон в западно-восточном потоке. Погосян [164] объясняет деформацию тропосферного западно-восточного потока сезонным различием температурного режима океанов и материков, что иллюстри-

руется рассчитанными неадвективными изменениями температуры слоя 500—1000 *мб*, а также согласованной конфигурацией изотерм воды на поверхности северных районов Атлантического и Тихого океанов с изогипсами AT_{500} над ними.

Указанные выводы оказались в хорошем согласии с теоретически вычисленными А. Ф. Дюбюком [98] значениями трансформации воздушных масс, движущихся в зональном потоке, и сдвигом фазы температурной волны в средней тропосфере по отношению к заданной температурной волне у поверхности земли.

По мнению Погосяна [169], температурное поле тропосферы, его адвективные и неадвективные изменения играют также важнейшую роль в формировании и эволюции не только высотных фронтальных зон, но и струйных течений. К этой точке зрения очень близко примыкает гипотеза Немайеса и Клаппа [280], в соответствии с которой струйные течения формируются при адвективном слиянии воздушных масс с различными термическими характеристиками, что наблюдается при меридиональных преобразованиях тропосферных деформационных полей.

В то же время в ряде исследований [24, 77, 78, 162, 249] указывается, что наблюденные средние возмущения на уровне 500 *мб* могут объясняться также влиянием на зональный поток огромных орографических препятствий, как Скалистые горы Америки и центральноазиатская горная система. В. А. Бугаев [24] подчеркивает, что влияние таких горных поднятий не ограничивается чисто механическими воздействиями. По его мнению, взаимодействие между планетарной циркуляцией и мощными орографическими системами Средней и Центральной Азии приводит не только к возмущениям тропосферной высотной фронтальной зоны, но и к образованию струйных течений над Азией.

Несмотря на значительное различие приведенных выше точек зрения они вовсе не исключают друг друга. В каждой из них признается важность роли термодинамических факторов в деформации зонального потока и формировании струйных течений. Однако согласно первой из них влияние горных систем ограничивается лишь нижней половиной тропосферы, а по второй это влияние усматривается в определенных районах и в более высоких слоях. Очевидно, полное решение вопросов о механизме и степени такого влияния, масштабов его распространения в горизонтальном и вертикальном направлениях будет возможно лишь после достаточного освещения этих районов систематическими и непосредственными метеорологическими и аэрологическими наблюдениями.

Существенное место в изучении общей циркуляции атмосферы занимают исследования по теории муссонов [73, 85, 226—232], а также новые работы о природе и географическом распространении муссонов [215, 216, 257, 256, 259].

В исследованиях В. В. Шулейкина [226—232] впервые с помощью физико-математического анализа было показано, что се-

зонные термические различия поверхности океанов и материков оказывают на общую циркуляцию атмосферы по величине такое же влияние, как и термические различия в направлении экватор — полюс.

С. П. Хромов [215, 216] построил карту географического распространения муссонов на земном шаре, уточнив ее в последующем по материалам распределения преобладающих ветров в июле и январе, приведенным А. В. Шахновичем и О. А. Дроздовым [145]. В упомянутых работах Хромов предложил синоптическую трактовку климатологических представлений о муссонной деятельности на земном шаре, показал связь их с общециркуляционными условиями и дал новое освещение некоторым вопросам о причинах муссонов.

В настоящее время пока еще нет общепринятого объяснения всего комплекса явлений, связанных с муссонной циркуляцией. Часть авторов [73, 85, 127, 226—232] усматривают основную причину муссонной циркуляции в сезонной смене термического различия поверхности океанов и материков. Другие авторы [215, 216, 257, 259] считают, что при такой точке зрения переоценивается роль термических различий океанов и материков в формировании непосредственно муссонов и недооценивается роль общециркуляционных факторов, особенно циклонической деятельности. По мнению Хромова [216], муссонная циркуляция в любой области Земли является циклонической деятельностью, обладающей той особенностью, что в муссонных зонах имеет место резкое преобладание циклонов над антициклонами в данном районе в одном сезоне и антициклонов над циклонами в другом сезоне при относительной устойчивости тех и других барических систем.

Наконец, высказывается еще мнение [169], что через циклоническую и антициклоническую деятельность вскрываются лишь непосредственные причины муссонной смены преобладающего направления ветра. Согласно этой точке зрения сезонная смена знака разностей температуры океанов и материков неизбежно должна обусловить в самых нижних слоях сезонную смену циркуляции между океанами и материками, которая на высотах в значительной мере поглощается более мощной циркуляцией, создаваемой тепловыми различиями между экватором и полюсами.

Несмотря на указанные выше различные точки зрения на природу муссонов, выполненные в этой области работы имеют важное значение в освещении роли подстилающей поверхности, особенно ее горизонтальной неоднородности, в формировании отдельных звеньев общей циркуляции атмосферы, а также вопроса связи между ними.

Все авторы признают роль термических различий подстилающей поверхности в формировании такого важного звена общей циркуляции, как муссонная деятельность. Однако одни усматривают эту роль непосредственно в формировании муссонных тече-

ний, независимо от других проявлений общей циркуляции, в то время как другие считают, что сезонная смена господствующих ветров непосредственно связана с циклонической деятельностью и муссонной сменой циркуляционного режима, господство которого в муссонных районах в том или другом сезоне обусловлено изменением термического режима подстилающей поверхности.

В главе III автором показано, что смена термических различий поверхностей океанов и материков также существенно влияет на сезонную повторяемость макропроцессов с различными тропосферными характеристиками.

Большое влияние на развитие новых воззрений на общую циркуляцию атмосферы оказали динамико-метеорологические исследования, усиленно развивавшиеся за последние 15—20 лет.

В 1939 г. К. Россби [294] показал, что вследствие изменения радиуса кривизны траектории при движении воздуха в меридиональном направлении происходит также изменение относительной завихренности. При движении воздуха к северу относительная циклоническая завихренность убывает и на некоторой широте достигает нулевых значений, после чего частицы начинают перемещаться к югу, и на некоторой широте относительная антициклоническая завихренность достигает нулевых значений. Исходя из этого Россби пришел к выводу, что в заданном потоке под влиянием возмущений и бароклинности должны возникать волны, длина которых тем больше, чем больше скорость зонального потока.

Россби предложил также формулу, связывающую длину волны в западно-восточном переносе с ее скоростью и величиной зонального индекса циркуляции. По значению последнего на основании этой формулы предполагалось подсчитывать длину волны, географическое положение гребней и ложбин, а отсюда предсказывать количество, положение и интенсивность центров действия атмосферы.

Эти положения явились основными в разработанном в США циркуляционном методе удлиненных прогнозов погоды [276, 278]. Однако в процессе практического применения указанных зависимостей и в результате специальных эмпирических исследований, выполненных как в США, так и в других странах, обнаружились существенные расхождения между фактическими и рассчитанными скоростями перемещения волн, положениями центров действия и т. д.

Одна из причин этих расхождений кроется в тех допущениях, которые принимались при выводе формулы. Серьезное значение, на наш взгляд, имело и то обстоятельство, что индекс зональности, являющийся важнейшей характеристикой в этой формуле, оказался не таким универсальным, как это предполагалось ранее.

Изучение многолетних характеристик индекса зональности, проведенное автором [118, 122] и другими исследователями [139,

141], показало, что его величины испытывают существенные изменения от сезона к сезону, а также в зависимости от широты и высоты. Все это вносит значительные искажения при подсчетах по указанной формуле. Более того, в связи с ростом индекса зональности при увеличении высоты в тропосфере [118, 122], по этой формуле, на разных уровнях должна наблюдаться неодинаковая скорость смещения волн, что в отношении крупных волн находится в явном противоречии с синоптическим опытом.

В дальнейшем теория горизонтального перемешивания получила значительное развитие в работах самого Россби [296, 300] и его последователей [267, 270, 271, 273] и была использована для объяснения распределения зональных движений в атмосфере, в том числе и струйных течений. Теория Россби позволила теоретически получить положение субтропического струйного течения. Однако эта теория не объясняет неоднородности струи вдоль потока и причин появления струйных течений во внетропических широтах.

В то же время вывод Россби [298] о том, что движущиеся циклоны вследствие увеличения с широтой параметра Кориолиса получают ускорение в направлении более высоких широт, а антициклоны — к экватору, был подтвержден также статистически Брантнером [247] на материале более 1600 отдельно рассмотренных циклонов и антициклонов в западно-восточном переносе умеренных широт.

Новые материалы наблюдений и новые теоретические взгляды способствовали развитию в работах Россби [297], Рилля [291, 292], Хромова [216], Флена [257—260] и др. существенно новых представлений о характере и природе пассатной циркуляции и субтропической зоны повышенного давления. Стало очевидным, что климатологические зоны высокого давления являются статистическим результатом проникновения в эти районы и накопления здесь антициклонов, постоянно возникающих в западном переносе умеренных широт в связи с циклонической деятельностью на полярных фронтах.

Последнее означает, что климатологические зоны высокого давления являются не следствием, а причиной формирования пассатов, которые постоянно восстанавливаются вследствие проникновения в субтропики антициклонов из умеренных широт. При этом, как подчеркивает Хромов [216], самый процесс проникновения антициклонов из средних широт в субтропики и тропики, с соответствующим их усилением, неразрывно связан с противоположным процессом образования глубоких центральных циклонов в высоких широтах, в зоне климатологических депрессий.

К подобным же выводам пришел и Петтерсен [288] на основании статистического анализа повторяемости циклонов и антициклонов, циклогенеза и антициклогенеза по ежедневным наземным синоптическим картам северного полушария за 1889—1939 гг. Следует подчеркнуть, что синоптическое объяснение

природы субтропических антициклонов, совпадающее с современной точкой зрения, было дано Г. Я. Вангенгеймом еще в 1935 г. [40, стр. 102—103].

Изложенное указывает на ту огромную роль, которую играет горизонтальное перемешивание, особенно в меридиональном направлении, в общей циркуляции атмосферы.

В динамико-метеорологических исследованиях по общей циркуляции атмосферы и по созданию методов долгосрочных прогнозов погоды значительное место занимают работы советской школы динамической метеорологии. Основополагающими в этом направлении исследований являются труды Н. Е. Кочина [128, 129].

Кочин рассмотрел случаи стационарной и нестационарной зональной и незональной циркуляции, для которых были построены упрощенные уравнения гидро- и термодинамики. Анализ этих уравнений позволил установить, что для определения всех элементов общей циркуляции атмосферы в простейшем случае достаточно иметь распределение температуры и вязкости во всей атмосфере и давления на поверхности земли. Разработав схему вычислений элементов общей циркуляции по указанным трем характеристикам, Кочин использовал результаты этих вычислений для частного случая зональной стационарной циркуляции, когда все элементы не зависят от долготы рассматриваемого района, а только от широты и высоты его над уровнем моря.

Идеи Кочина получили широкое развитие в трудах советских ученых И. А. Кибеля, А. А. Дородницына, Н. И. Извекова, М. Е. Швеца, Е. Н. Блиновой, М. И. Юдина, О. С. Берлянда, А. Ф. Дюбюка, Л. Р. Ракиповой, С. А. Машковича, Е. М. Добрышмана и других представителей советской школы динамической метеорологии.

Так, И. А. Кибель [125] разработал схему, дающую практическую возможность расчета распределения температуры по высоте с учетом совместного влияния лучистого обмена и вертикального турбулентного обмена.

Е. Н. Блинова [19—21] разработала наиболее полную теоретическую модель общей циркуляции атмосферы, показав возможность получения всех основных климатологических областей высокого и низкого давления в северном полушарии, а также решения задачи долгосрочного прогноза гидродинамическими методами.

М. Е. Швец [221] дал новое теоретическое решение задачи о циркуляции атмосферы в экваториальной зоне. С. А. Машкович [139, 140] решил теоретическую задачу распределения температуры по высоте на разных широтах северного и южного полушарий, а также годового хода зональной циркуляции атмосферы. Решение последней задачи позволило весьма точно получить сезонные смещения и изменение интенсивности струйного течения и объяснить количественно ряд особенностей зональной циркуля-

ции атмосферы, исходя из законов преобразования энергии, приходящей от Солнца, в энергию движения воздушных масс.

Неравномерность распределения тепловой энергии по земному шару является главной причиной возникновения течений в воздушной оболочке Земли. Поэтому в изучении факторов, определяющих общую циркуляцию атмосферы, видное место занимают работы, выполнявшиеся в последние годы под руководством М. И. Будыко в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. В этих работах создана методика исследований и получены уточнения составляющих теплового баланса Земли [27—30] и составляющих радиационного и теплового баланса земля — атмосфера [6, 18, 182—184].

Указанные работы позволили рассчитать карты средних многолетних составляющих теплового баланса для годичного периода и отдельных месяцев по территории всего земного шара [131]. В них содержатся показатели суммарной коротковолновой радиации, радиационного баланса поверхности земли, испарения, турбулентного теплообмена между подстилающей поверхностью и атмосферой, а также данные о теплообмене между поверхностью океана и более глубокими слоями. Указанные материалы имеют важное значение для исследований генезиса климата.

К сожалению, в настоящее время предложенная методика применима в основном лишь для климатологических оценок различных составляющих теплового и радиационного баланса. Дальнейшее совершенствование ее должно позволить подойти к выяснению причинно-следственных факторов формирования значительных аномалий циркуляции и элементов погоды, физические причины которых до настоящего времени изучены еще слабо.

Рассмотренные выше работы значительно расширили познание многих климатических особенностей общей циркуляции атмосферы. Новые материалы и воззрения привели к новому совершенствованию существовавших схем общей циркуляции атмосферы [87, 253, 285, 295, 296].

Однако нельзя не согласиться с выводами ряда советских ученых [46, 83, 169, 213] о том, что невозможно построить одну схему общей циркуляции атмосферы, которая отображала бы все ее многообразие над разной подстилающей поверхностью, да еще в различные сезоны года.

Вангенгейм [46] отмечает, что «абстрактные схемы безусловно полезны для осознания механизма циркуляции в целом. Но они могут приблизить нас лишь к самому грубому представлению о роли различных факторов в поддержании этого механизма. Тем более важное значение приобретает классификация синоптических процессов, преследующая цель упорядочить данные и представление о реальных формах атмосферного движения и показать те действительные механизмы, которые, по существу, и определяют общую циркуляцию атмосферы» [46, стр. 12].

Именно этим объясняется увеличение в последние 15—20 лет работ с различными типизациями атмосферных процессов, сыгравших важную роль в познании особенностей атмосферной циркуляции и в создании ряда методов долгосрочных прогнозов погоды. В подавляющем большинстве они посвящены изучению многообразия синоптических процессов умеренных и высоких широт, где наблюдаются континентальные, океанические и муссонные типы климатов [2].

Благодаря таким работам представляется возможным установить, какие макросиноптические процессы формируют среднюю многолетнюю картину общей циркуляции атмосферы, равно как и особенности аномальных характеристик погоды в том или ином районе земного шара.

Число работ, в которых дана та или иная типизация, настолько велико, а предложенные в них принципы настолько разнообразны, что в настоящем «Введении» нет возможности останавливаться на их подробном анализе. Такой обзор приведен в главе II. Необходимо лишь отметить, что подавляющее большинство этих классификаций основано на качественном анализе аэросиноптического материала с крайне ограниченным применением объективных числовых показателей. Это значительно затрудняет сопоставление типов макропроцессов и проведение какой-либо унификации как самих типовых процессов, так и выводов, получаемых на основе изучения этих процессов. Тем не менее, можно утверждать, что в синоптических исследованиях флуктуаций общей циркуляции атмосферы, направленных к тому же и на создание методов долгосрочных прогнозов погоды, значение изучения закономерностей формирования типовых макропроцессов пока что нисколько не уменьшилось.

В связи с этим необходимо подчеркнуть некоторые сильные и слабые стороны различных способов изучения закономерностей формирования атмосферных процессов.

В СССР Б. П. Мультановским [146—149] впервые в мире были развиты идеи о преимуществах изучения макросиноптических процессов в целях долгосрочных прогнозов погоды по сравнению с изучением циркуляционных характеристик, получаемых путем осреднения по календарным отрезкам времени. Эти идеи получили широкое развитие на основе новых материалов в работах С. Т. Пагава [153—155] и других исследователей [113—115, 121, 158—160]. Некоторые недостатки исследований этого направления, особенно в получении отдельных прогностических выводов, были подвергнуты в середине 50-х годов критическому анализу ([116, 160, 208, 210] и др.).

Во второй половине 1959 г. в американском журнале была опубликована статья Баума [239] о современном состоянии синоптических методов долгосрочных прогнозов погоды в СССР. К сожалению, в статье нет анализа современных оригинальных работ по этим методам. Выводы Баума опираются на некото-

рые критические статьи из советской метеорологической литературы, подобранные без какого-либо учета строгости приведенной в них аргументации. В результате в статье дана неправильная оценка некоторым основным положениям синоптического метода и на этом фоне переоценены зарубежные достижения, особенно в отношении практических результатов. Неправильной является оценка предложенного Мультановским принципа изучения закономерностей формирования определенных макропроцессов и преимуществ такого подхода по сравнению с изучением средних для календарных промежутков времени характеристик синоптических процессов.

Понятно, что при выявлении общециркуляционного фона, т. е. некоторых средних многолетних характеристик, вполне допустимо построение всяких средних, в том числе и по календарным промежуткам времени, таким, как пятидневка, неделя, месяц, сезон, год и т. д. Любые средние характеристики, очевидно, не плохо отражают действительное состояние там, где сохраняется большая устойчивость.

Однако зоны средних и высоких широт северного и, как сейчас стало совершенно очевидным, южного полушарий [150] характеризуются значительной изменчивостью многих гидрометеорологических и общециркуляционных факторов. При таких условиях средние характеристики по календарным отрезкам времени, которые широко применяются в американских методах долгосрочных прогнозов [276, 278], сглаживают и часто даже совершенно взаимно погашают противоположные реальные флуктуации общей циркуляции атмосферы. Поэтому можно утверждать, что для выявления этих флуктуаций, особенно в целях долгосрочных прогнозов погоды, исследование закономерностей формирования однородных макропроцессов, как это широко применяется школой Мультановского, является более прогрессивным, чем изучение закономерностей формирования часто фиктивных (вследствие осреднения противоположных особенностей) циркуляционных характеристик календарных отрезков времени.

Другое дело, что в способах выделения макропроцессов, вследствие трудности проблемы, еще многое недоработано, особенно в выявлении объективных количественных признаков каждого макропроцесса. Однако даже выделение таких макропроцессов на основе комплексного аэросиноптического анализа и изучение закономерностей их формирования более перспективно, чем исследование средних синоптических и метеорологических характеристик календарных промежутков времени.

Слабая сторона методических приемов школы Мультановского заключалась в том, что длительное время считалось возможным ограничиваться для целей долгосрочного прогноза изучением макропроцессов над сравнительно небольшой частью северного полушария (так называемый естественный синоптический район).

Один из важнейших недостатков здесь заключается не в том, что типизации макропроцессов в этой системе проводятся для ограниченной территории. Любая классификация синоптических процессов для целей долгосрочных прогнозов погоды не может не быть связана с физико-географическими особенностями конкретной территории, с определенными сезонными влияниями на макропроцессы и т. д. Серьезный недостаток здесь заключается прежде всего в том, что принципиально исключается необходимость учета влияния общей циркуляции атмосферы, хотя бы над полушарием, на устойчивость и характер преобразований во времени макропроцессов непосредственно над этим ограниченным районом.

Более выгодно в этом отношении отличаются исследования Б. Л. Дзердзеевского [80—84], Г. Я. Вангенгейма [43—47], А. А. Гирса [64—69] и их последователей ([7, 97] и др.), в которых типизации выполнены для синоптических процессов умеренной и полярной зоны северного полушария.

В работах Вангенгейма и Гирса много внимания уделено установлению аэросиноптических характеристик и изучению закономерностей преобразования трех основных форм циркуляции (западная, меридиональная и восточная) на северном полушарии.

Методика долгосрочных прогнозов погоды для Арктического бассейна, разработанная Вангенгеймом [46], базируется на найденных вероятностях перехода одной формы циркуляции в другую.

Для целей сверхдолгосрочных прогнозов погоды в работах Гирса [70, 71] уделено большое внимание изучению многолетних (эпохальных) преобразований указанных трех форм циркуляции. В последнее время Вангенгейм [47] опубликовал вероятностные характеристики значений давления и температуры в умеренной и полярной зонах северного полушария при неоднократных преобразованиях исходной западной формы циркуляции в другие в течение нескольких месяцев подряд.

В то же время в разнообразных синоптических исследованиях циркуляции атмосферы и разрабатываемых на этой основе методах долгосрочных прогнозов погоды еще весьма ограниченно используются количественные физические характеристики для установления формы и интенсивности циркуляции, для изучения влияния последней на особенности преобразования макропроцессов во времени и т. д.

Крайне слабо изучены также вопросы влияния того или иного состояния циркуляции в одной части полушария на характер устойчивости и пространственно-временных преобразований макропроцессов в другой части полушария.

В связи с этим в течение последних лет автор стремился разработать такую систему сопоставимых физических количественных оценок, которая позволяла бы не только изучить особен-

ности составляющих общей циркуляции атмосферы, но и получить объективные показатели форм и интенсивности конкретных синоптических процессов и на этой основе выявить и развить все то положительное для методики долгосрочных прогнозов, что создано в синоптических исследованиях разных направлений.

В работе [117] автором был предложен единый способ количественной оценки зональных и меридиональных составляющих циркуляции атмосферы. На основе зонального и меридионального индексов циркуляции, характеризующих перенос массы воздуха в соответствующем направлении, оказалось целесообразным ввести также общий индекс, позволяющий судить о мере возмущенности зонального потока и объективно устанавливать зональные и меридиональные макропроцессы.

С помощью указанных индексов по картам многолетнего среднего давления на северном полушарии исследованы характеристики зонального и меридионального переноса массы воздуха и их отношение в различных широтных зонах и на разных уровнях до высоты 19 *км* [117—119].

Многие исследования посвящены изучению синоптических макропроцессов или типов циркуляции, формирующих многолетний общециркуляционный фон. Главная черта этих исследований, обзор которых приведен в главе II, состоит в том, что типы процессов устанавливались по форме течений в средней тропосфере или траекториям барических образований у поверхности земли, без учета интенсивности их.

Дальнейшее развитие предложенной автором системы индексов циркуляции позволило применить их для оценки интенсивности отдельных составляющих циркуляции в конкретных синоптических процессах, а также для установления формы меридиональной циркуляции [120], обусловленной географическим положением возмущений высотных планетарных фронтальных зон. Последнее дало возможность поставить задачу уточнения и детализации на объективной основе аэросиноптических и климатических характеристик тех основных макропроцессов, которые формируют общециркуляционный и климатический фон на территории Евразии.

В настоящей работе излагаются результаты исследования многолетних характеристик горизонтальных составляющих общей циркуляции в тропосфере и нижней стратосфере северного полушария, а также синоптических процессов в целом над атлантико-евразийским сектором полушария с помощью разработанной автором системы индексов циркуляции.

Ввиду чрезвычайной важности вопроса о соотношениях зонального и меридионального воздухообмена автором была проведена также сравнительная количественная оценка горизонтальных составляющих циркуляции, подсчитанных по картам многолетних средних значений H_{500} и по картам H_{500} синопти-

ческих периодов. Это сравнение показало значительное сглаживание эффекта макротурбулентного меридионального обмена на картах многолетних средних значений геопотенциала.

При детальном изучении колебаний климата [17, 71, 80, 81, 190—192, 235, 300—302, 317] почти единодушно высказывается мнение о связи их с усилениями общей циркуляции атмосферы. Одним из первых это положение высказал В. Ю. Визе [52—54]. Однако термин «усиление циркуляции» многими исследователями трактуется весьма различно. Поэтому автором была поставлена задача: с помощью тех же количественных показателей выявить характер многолетних изменений как интенсивности циркуляции, так и форм циркуляции, с которыми связаны различные пространственные особенности метеорологических элементов. Одновременно ставилась задача выяснить, в какой мере эти изменения связаны с колебаниями солнечной активности.

Наконец, на примере формирования крупных зимних аномалий температуры воздуха на территории СССР иллюстрируются некоторые «внутренние» закономерности развития атмосферной циркуляции, характеризующие влияние различных состояний циркуляции на всем полушарии или значительной части его на устойчивость и развитие одних и тех же исходных макропроцессов на ограниченной территории.

Излагаемый способ количественного анализа синоптических процессов уже нашел применение в ряде исследований циркуляции атмосферы и по долгосрочным прогнозам погоды [37, 62, 122, 123, 158, 159]. Автор надеется, что изложенные в настоящей работе приемы количественного анализа макропроцессов и приводимые в приложениях к книге фактические количественные характеристики макропроцессов за длительный ряд лет, будут способствовать еще более широкому и углубленному изучению особенностей общей циркуляции атмосферы и разработке методов долгосрочных прогнозов погоды.

Глава I

СЕЗОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ СОСТАВЛЯЮЩИХ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ И ИХ КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА

§ 1. О КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ЦИРКУЛЯЦИИ

Из общего потока солнечной радиации на внешнюю границу Земли в среднем приходится около 250 *ккал/см²год*. Большая часть (75%) этой энергии поглощается земной поверхностью и лишь 25% поглощается атмосферой [28]. Поэтому радиационный баланс подстилающей поверхности имеет решающее значение для атмосферной циркуляции.

Средний за год радиационный баланс системы земля — атмосфера имеет положительное значение в зоне от экватора до 40° и отрицательное от этой широты до полюсов [92]. От месяца к месяцу граница положительного и отрицательного радиационного баланса атмосферы меняется, но в любое время года распределение притока тепла от Солнца носит ярко выраженный зональный характер.

150869

Указанная неравномерность распределения тепловой энергии по земному шару является главной причиной возникновения воздушных течений. Объясняется это тем, что отрицательный радиационный баланс в высоких широтах и положительный — в низких определяет также положительную разность температур между экватором и полюсами на любом уровне тропосферы; это в свою очередь порождает градиент давления, направленный от тропиков к полюсам. Сила Кориолиса уравновешивает этот барический градиент, вследствие чего во внетропической зоне в средней тропосфере и нижней стратосфере возникает хорошо известное по климатическим картам движение с запада на восток.

Погосян [164] показал, каким образом возникают на картах средних многолетних значений H_{500} и H_{1000}^{500} возмущения этой зональной циркуляции под влиянием океанических течений и

БИБЛИОТЕКА

незонального распределения океанов и материков. Высказывается мысль, что влияние подстилающей поверхности распространяется даже до 12—14 *км* [257]. И все же рассмотрение карт многолетних средних значений давления или геопотенциала приводит к выводу, что зональный перенос господствует на всех уровнях тропосферы. Вследствие этого в ряде исследований ([20, 21] и др.) зональная циркуляция принимается в качестве основного фона, а возникающие гребни и ложбины рассматриваются лишь как возмущения зональной циркуляции.

Таблица 1

Распределение по широтам средней температуры для состояния лучистого равновесия и действительно наблюдающейся

Температура	Широта (град.)									
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
Для состояния лучистого равновесия . . .	39	36	32	22	8	—6	—20	—32	—41	—44
Действительная средняя	26	27	25	20	14	6	—1	—9	—18	—22
Разность	—13	—9	—7	—2	+6	+12	+19	+23	+23	+22

В табл. 1 приведены данные о распределении средней температуры для состояния лучистого равновесия (по Бауру) и действительной температуры для различных широт северного полушария. Данные этой таблицы показывают, что севернее 60° действительная температура воздуха на 20—23° выше, а южнее 20° — на 7—13° ниже, чем должно здесь быть по условиям притока солнечной радиации. Такое уменьшение контраста температуры воздуха между экватором и полюсом может быть объяснено лишь тем, что в действительности, наряду с зональными существуют не менее важные меридиональные составляющие циркуляции, которые и обеспечивают междуширотный обмен воздуха. Этот перенос холодных масс из высоких широт в низкие и теплых масс из низких широт в высокие имеет важнейшее значение для понимания общей циркуляции атмосферы. Он отчетливо указывает на наличие определенного механизма междуширотного обмена, благодаря которому устанавливается баланс тепла между низкими и высокими широтами.

Таким механизмом, очевидно, является макротурбулентный обмен, который осуществляется не столько в вертикальном, сколько в горизонтальном направлении. Даже в зоне пассатов, как показали исследования вертикальных и горизонтальных составляющих меридионального обмена, лишь 14% обмена происходит вследствие вертикальной циркуляции в ее классическом понимании, а остальные 86% приходятся на горизонтальный перенос воздуха [307]. В последние годы исследователи при-

ходят к выводу, что значительные прямые соленоиды циркуляции в меридиональных плоскостях могут встречаться скорее как пульсация, нежели как постоянные образования.

С энергетической точки зрения меридиональная пассатная циркуляция не имеет приписываемого ей ранее решающего значения в меридиональном обмене [258, 260, 290], а скорее является лишь частью «механизма атмосферной тепловой машины, приводимой в действие тепловыми и радиационными процессами в области планетарной фронтальной зоны, связанной с западными течениями умеренных широт» [260]. Возникновение же самой планетарной фронтальной зоны (или струйного течения) объясняется как следствие горизонтального перемешивания, приводящего к концентрации большей части нормального температурного широтного градиента в узкой струе, севернее которой создаются условия для зонального движения. С установлением зональной циркуляции процессы излучения постепенно восстанавливают нормальный температурный градиент, а появляющиеся при этом соленоиды циркуляции приводят к возникновению вихреобразования, вследствие которого зональная циркуляция распадается на ряд вихрей (циклонов и антициклонов). Последние по мере своего развития вызывают интенсивное меридиональное перемешивание, следствием которого оказывается уменьшение температурного контраста полюс — экватор.

Как описывают Б. Л. Дзердзеевский и А. С. Монин [84], распространяющиеся на большую территорию вихри, получая из ослабевшей зональной циркуляции энергии меньше того количества, которое они диссипируют, начинают разрушаться. Вследствие уменьшения меридионального перемешивания, при продолжающемся неодинаковом притоке солнечной энергии в районы высоких и низких широт, контраст температуры между экватором и полюсом начинает обостряться и зональная циркуляция вновь усиливается.

Приведенные соображения показывают, что меридиональные составляющие циркуляции играют не меньшую роль в системе общей циркуляции, чем зональные, хотя последние и оказываются господствующими при рассмотрении карт средних многолетних значений.

Первые попытки количественного изучения составляющих общей циркуляции атмосферы относятся еще к началу 20-х гг. XX в., когда А. Дефантом [251] была предложена идея оценки макротурбулентного обмена атмосферы. В этой работе Дефант рассматривает воздушные течения умеренных широт как хорошо выраженное турбулентное движение большого масштаба и вводит соответствующий коэффициент обмена A, имеющий порядок 10^8 $см^{-1}г$ $сек^{-1}$

Дефант считал, что, рассматривая внетропическую циркуляцию как турбулентное течение и считая коэффициент обмена A изменяющимся во времени, можно построить теорию изменения

климата. Для этого им было предложено основное уравнение, которое, впрочем, не учитывает распределения океанов и материков. При переменном коэффициенте обмена A и изменяющемся во времени коэффициенте излучения Дефант считает невозможным найти общий интеграл этого уравнения. Однако, исследуя это уравнение, он приходит к выводу о том, что определенному контрасту температуры воздуха между экватором и полюсом соответствует определенная интенсивность общей циркуляции и величина A. Увеличение этого контраста приводит к увеличению коэффициента обмена A, а также к увеличению переноса тепла из низких широт в высокие. Последнее в свою очередь ведет к уменьшению контраста температуры воздуха экватор — полюс и к ослаблению обмена. О времени, необходимом для осуществления подобных пульсаций, и об их интенсивности теория Дефанта судить не позволяет.

В последующем в этом направлении был выполнен целый ряд работ ([268, 274, 275] и др.). Недавно Монин [143] предложил методику эмпирического изучения макротурбулентности по данным синоптических карт. По этой методике Г. В. Груза [72] подсчитал распределение по широтам и изменение во времени зональных (осредненных вдоль круга широты) характеристик макротурбулентности. Как отмечает Груза [72], получение многолетних средних характеристик макротурбулентности по этому способу, как, впрочем, и по другим способам, требует многочисленных громоздких вычислений, вследствие чего подсчеты проводились им по данным средних карт барической топографии Погосяна [164]. Результаты оценки макротурбулентности в атмосфере существенно зависят от коэффициента обмена. Однако до настоящего времени нет единого мнения о величине этого коэффициента. По мнению некоторых авторов [275], величина коэффициента обмена существенно меняется в пределах даже сравнительно небольшого и однородного физико-географического района. Поэтому предпринимались неоднократные попытки найти другой способ количественной оценки макросиноптических процессов в целом или составляющих общей циркуляции атмосферы в отдельности.

Первые предложения в этом направлении были даны М. Родевальдом [293] и А. Вагнером [309, 310]. В этих работах предлагалось подсчитывать интенсивность меридионального воздухообмена по числу макротурбулентных элементов (число циклонов и антициклонов) на каждой параллели полушария. Основной недостаток указанного приема заключается в том, что подсчет меридионального обмена может быть произведен только для полного круга широты, а для подсчета индекса по отдельным частям района он непригоден.

Некоторое усовершенствование способа подсчета интенсивности меридионального и зонального воздухообмена было предложено Бауром [240]. Индексы Баура характеризовали меру

западно-восточного и северо-южного перемешивания, однако предложенные почти в то же время индексы зональности [19, 252, 294] представляли более перспективную физическую характеристику, нежели индекс зонального перемешивания Баура. Тем не менее, предлагавшиеся Родевальдом, Вагнером и Бауром индексы уже более непосредственно характеризовали перемещение воздушных масс, чем введенный Дефантом [251] коэффициент макротурбулентного обмена. Пользуясь указанной методикой, китайские ученые [262] выполнили интересное статистическое исследование общей циркуляции атмосферы в средних широтах северного полушария по материалам приземных синоптических карт.

С появлением карт барической топографии в работах Блиновой [19], Россби [294] и Гаурвица [252] был введен новый индекс зональности, который характеризовал угловую скорость вращения атмосферы как твердого тела с запада на восток относительно поверхности земли. Этот индекс, представляющий собой определенную физическую характеристику атмосферы, сыграл большую роль в изучении многих особенностей общей циркуляции [36, 84, 141].

В 40-х годах были предложены также способы подсчета суммарной характеристики циклонической и антициклонической деятельности [12, 61]. Н. А. Белинский [12, 14] и Л. А. Вительс [61] вычисляют индекс циркуляции как алгебраическую сумму отметок давления (по квадрантам или условным районам), взятых в условной шкале, с разными знаками для циклонов и антициклонов. При этом индекс Белинского [12] учитывает также кривизну изобар. Предлагаемый способ позволяет вычислить суммарный индекс, характеризующий в общем преобладание интенсивности антициклонической циркуляции над циклонической или наоборот.

С помощью этих индексов удалось выяснить ряд интересных особенностей в изменениях циркуляции и климата по европейскому синоптическому району [12, 14, 59, 61] и по всему северному полушарию [13]. Однако индексы Белинского и Вительса не позволяют непосредственно судить о зональной и меридиональной составляющих планетарной циркуляции.

В исследованиях Вангенгейма [44, 47, 48] и Гирса [67, 69] для прослеживания преобразований изучаемых ими трех форм циркуляции (W, E и C) используются индексы зональности и интегральные кривые ежедневных аномалий приземного давления для ряда характерных районов северного полушария. Однако эти показатели несопоставимы между собой и не позволяют, как и индексы Белинского и Вительса, судить одновременно о зональной и меридиональной составляющих циркуляции. Что же касается индекса зональности, то он является лишь первым приближением к числовому выражению состояния общей циркуляции атмосферы.

Уже в 1947 г. Х. Виллет [316] считал необходимым ввести дополнительные параметры, характеризующие также меридиональные течения. Предлагавшиеся им индексы меридиональности, характеризующие разности средних значений геопотенциала на двух заранее выбранных меридианах, как и индексы меридиональности, предложенные Х. П. Погосяном и Е. И. Савченковой [170], Ю. Б. Храбровым [208], а также М. И. Юдиным [187, 188], применимы лишь для строго фиксированных районов. Все такие индексы меридиональности полезны, но они имеют чисто служебное назначение, т. е. применимы для тех специальных задач, для которых они разрабатывались.

Оценка меридионального воздухообмена по таким индексам меридиональности оказывается совершенно несопоставимой с оценкой зонального переноса воздушных масс. Для изучения же общей циркуляции атмосферы необходимо иметь такой способ оценки как зональной, так и меридиональной составляющих циркуляции, который позволял бы количественно оценить в сопоставимых единицах не только отдельные составляющие общей циркуляции атмосферы, но и их совокупность. При этом они должны давать сопоставимые характеристики также при подсчетах как по крупному району, так и по его частям.

Наиболее полноценной, очевидно, была бы одновременная оценка как горизонтальных составляющих — зональной и меридиональной,— так и вертикальной составляющей общей циркуляции атмосферы. Разработка такого способа пока что представляет сложную проблему.

В последние годы за рубежом широко применяется подсчет переноса момента количества движения для исследования ряда особенностей общей циркуляции атмосферы. Обстоятельный обзор этих работ был недавно опубликован Ракиповой [185].

Следует отметить, что теория переноса момента количества движения в последние годы используется не только для изучения циркуляции в планетарных масштабах. В ряде исследований [264, 269, 270, 272—274, 287, 313, 315], имеющих практическую направленность, предпринимаются попытки на основе уравнений неразрывности для потоков момента количества движения в некоторой ограниченной зоне найти прогностические тенденции изменения зонального индекса на срок в несколько дней.

Для этого, кроме переноса западного момента количества движения в меридиональном направлении, определяются также и широтные составляющие потока момента. Однако, ввиду невозможности расчета вертикальных потоков момента и учета средней меридиональной циркуляции по осредненным промежуткам времени в несколько дней, определяется лишь геострофический перенос момента, роль же агеострофического переноса остается невыясненной. Кроме того, для синоптических исследований, в которых важно знать не только меру переноса массы воздуха в том или ином направлении, но и географическую

характеристику этого переноса, особенно при меридиональных процессах, эти индексы непригодны.

В 1954 г. автором [117, 119] был применен способ, позволяющий в сопоставимых единицах оценить горизонтальные составляющие общей циркуляции атмосферы и их совокупность по картам как осредненных, так и неосредненных значений давления. Предложенные индексы оказались сопоставимыми в случаях подсчета их для различных уровней и географических районов. В последующем [120] оказалось возможным применить их также для объективной классификации синоптических процессов по состоянию и форме циркуляции, что имеет значение для многих синоптических исследований.

§ 2. ИНДЕКСЫ ЗОНАЛЬНОЙ И МЕРИДИОНАЛЬНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ И ОБЩИЙ ИНДЕКС

Исходя из того, что удобной и физически понятной мерой оценки общей циркуляции атмосферы является количество переносимого над данным районом воздуха, в качестве количественных показателей циркуляции может быть принята средняя интенсивность переноса массы воздуха (или величина, ей пропорциональная) соответственно в широтном ($M_з$) и меридиональном ($M_м$) направлениях. Средняя интенсивность переноса в единицу времени над любым районом x_1, y_1, x_2, y_2 (ось X направлена на восток, ось $У$ — на север) в слое $dh=1$ может быть записана следующими формулами:

$$M_з = \int_{y_1}^{y_2} \overline{\rho u} dy; \quad M_м = \int_{x_1}^{x_2} \overline{\rho v} dx,$$

где

$$\overline{\rho u} = \frac{1}{x_2 - x_1} \int_{x_1}^{x_2} \rho u dx;$$

$$\overline{\rho v} = \frac{1}{y_2 - y_1} \int_{y_1}^{y_2} \rho v dy, \quad \text{а}$$

u и v — составляющие вектора скорости по осям X и $У$ соответственно ρ — плотность воздуха.

При геострофическом движении исходные формулы принимают вид

$$M_з = -\frac{1}{q} \int_{x_1}^{x_2} \int_{y_1}^{y_2} \frac{1}{l} \frac{\partial p}{\partial y} dxdy; \tag{1}$$

$$M_м = \frac{1}{q} \int_{x_1}^{x_2} \int_{y_1}^{y_2} \frac{1}{l} \frac{\partial p}{\partial x} dydx, \tag{2}$$

где l — параметр Кориолиса, среднее значение которого в данном интервале широт (φ_1 и φ_2) можно вынести из-под знака интеграла, q — площадь района.

Из выражения (1) вытекает, что для определенного района изменение зонального потока массы на выбранном участке при среднем для этого района значении l зависит только от колебаний среднего градиента давления на участках меридианов, включенных в эту зону, а меридионального потока массы — от среднего градиента давления на участках параллелей. Эти градиенты практически могут служить соответственно индексом зональной ($I_з$) и индексом меридиональной ($I_м$) циркуляции.

Среднее значение $\frac{\partial p}{\partial y}$ для данного района можно определить либо по конечным разностям давления на меридианах, либо, как предложил Н. И. Сергеев [198], по числу пересечений меридианов изобарами. Среднее значение $\frac{\partial p}{\partial x}$ определяется по конечным разностям давления на параллелях либо числом пересечений изобарами параллелей.

Для точных расчетов можно пользоваться способом конечных разностей, хотя технически более простой способ подсчета числа пересечений меридианов и параллелей изобарами, как показало сравнение, дает практически те же результаты.

Если изобары проведены через b *мб*, то принятые индексы можно выразить следующими величинами:

$$I_з = \frac{bn}{(\varphi_2 - \varphi_1)\, i} \quad [мб/град\ экв]; \tag{3}$$

$$I_м = \frac{bm}{(\lambda_2 - \lambda_1)\, j \cos\varphi} \quad [мб/град\ экв]. \tag{4}$$

Здесь i — число меридианов, на которых подсчитываются меридиональные градиенты давления между параллелями φ_1 и φ_2; j — число параллелей, на которых подсчитываются зональные градиенты давления между меридианами λ_1 и λ_2; множитель $\frac{1}{\cos\varphi}$ — постоянный для каждой широты поправочный коэффициент, показывающий отношение длины дуги в 1° на экваторе, к длине дуги в 1° на каждой параллели, этот множитель введен для сравнимости индексов меридиональной циркуляции, подсчитанных для различных районов; n — число пересечений изобарами меридианов; m — число пересечений изобарами параллелей.

Умножив индексы $I_з$ и $I_м$ на среднее для данной зоны значение параметра Кориолиса, получим по уравнению (1) и (2) соот-

ветственно средний над данной площадью зональный и меридиональный потоки массы (в $г/см^2 сек$) в слое единичной толщины

$$M_з = \frac{1}{l_{ср}} I_з \; [г/см^2 \; сек];$$

$$M_м = \frac{1}{l} I_м \; [г/см^2 \; сек].$$

Изобары или изогипсы могут характеризовать поток воздуха как с запада на восток, так и с востока на запад. Если обозначить через $n_з$ число пересечений меридианов изобарами, характеризующими поток с запада на восток, а через $n_в$ — с востока на запад, то при помощи тех же уравнений можно получить индекс зональной западной циркуляции

$$I_{зз} = \frac{b \sum_1^i n_{iз}}{(\varphi_2 - \varphi_1)\, i} \; [мб/град \; экв] \qquad (5)$$

и индекс зональной восточной циркуляции

$$I_{зв} = \frac{b \sum_1^i n_{iв}}{(\varphi_2 - \varphi_1)\, i} \; [мб/град \; экв]. \qquad (6)$$

В соответствии с тем, что в атмосфере господствует западно-восточный перенос и под индексом зональности, о котором сказано раньше, понимается выражение, характеризующее это преобладание, то ясно, что для получения планетарного индекса зональности достаточно из значения индекса зональной западной циркуляции вычесть индекс зональной восточной циркуляции

$$I_з = I_{зз} - I_{зв}. \qquad (7)$$

Если индекс западной зональной циркуляции равен индексу восточной зональной циркуляции, то индекс зональности в целом превращается в нуль, т. е. количество массы, протекающей с запада на восток, равно количеству массы, протекающей с востока на запад. Если первый член планетарного индекса зональности больше второго, то индекс $I_з$ окажется положительным, что является показателем преобладания на данном участке западно-восточного переноса. Если же индекс $I_з$ имеет отрицательное значение, то это будет показателем того, что на данном участке преобладает зональный восточный перенос, т. е. результирующий зональный поток направлен не с запада на восток, а с востока на запад.

Совершенно аналогично можно получить интенсивность северного или южного меридионального переноса, т. е. индекс южной меридиональности и индекс северной меридиональности. Если через $m_ю$ обозначить число пересечений параллелей изобарами характеризующими поток воздуха с юга на север, а через $m_с$ —

с севера на юг, то индекс северной меридиональности ($I_{мс}$) и южной меридиональности ($I_{мю}$) будут соответственно равны:

$$I_{мс} = \frac{b\sum_{1}^{j} k_j m_{jc}}{(\lambda_2 - \lambda_1)\, j} \; [мб/град\ экв] \qquad (8)$$

и

$$I_{мю} = \frac{b\sum_{1}^{j} k_j m_{jю}}{(\lambda_2 - \lambda_1)\, j} \; [мб/град\ экв]. \qquad (9)$$

Аналогично можно подсчитать некоторый результирующий индекс меридиональности

$$I_{мр} = I_{мю} - I_{мс}. \qquad (10)$$

Положительное значение этого результирующего индекса показывает, что на данном участке южный перенос господствует над северным; отрицательное значение — северный перенос господствует над южным.

Результирующий индекс меридиональности удобен лишь для применения в ограниченных случаях, для характеристики меридиональности в сравнительно небольших районах. В общем случае для характеристики интенсивности межзонального обмена воздуха на очень больших пространствах (например, северного полушария) этот индекс непригоден. На всем северном полушарии число пересечений каждой параллели изобарами или изогипсами с севера на юг и с юга на север будет одинаковым. В предельном случае результирующий индекс меридиональности будет стремиться к нулю независимо от того, что отдельные его составляющие — южный поток и северный поток — могут быть выражены очень интенсивно. Поэтому для характеристики интенсивности межзонального обмена удобно применить индекс меридиональности в виде не алгебраической, а арифметической суммы индексов, характеризующих как южный, так и северный перенос. Этот индекс

$$I_м = I_{мю} + I_{мс} \qquad (11)$$

дает возможность правильно характеризовать интенсивность межзонального обмена. Чем больше выражены фронтальные зоны в волнах западно-восточного переноса, тем больше будет индекс южного и индекс северного переноса и тем более интенсивным будет межзональный обмен воздуха, что хорошо отразится суммой индексов северной и южной меридиональности.

По сопоставимым индексам зональной и меридиональной циркуляции весьма просто получить еще один показатель — общий индекс, характеризующий отношение зональной циркуляции к меридиональной или наоборот:

$$I = \frac{I_з}{I_м} \text{ либо } I' = \frac{I_м}{I_з}. \qquad (12)$$

Безразмерный индекс I показывает, в какой мере интенсивность зональной циркуляции западно-восточного переноса превышает интенсивность межзонального обмена. Если этот индекс больше единицы, господствующим по сравнению с меридиональным (или с межзональным) обменом является западно-восточный перенос; если он меньше единицы — межзональный обмен выражен более интенсивно, чем зональный. Отсюда представляется возможным оценить любой синоптический процесс с точки зрения отнесения его к зональному или к меридиональному типу циркуляции.

Нетрудно видеть, что с помощью этих индексов практически легко получить многие из тех индексов, которые были изложены ранее. В частности, для получения индекса зональности, предложенного Россби [294], достаточно подсчитать в выбранной широтной зоне число пересечений меридианов изобарами, вдоль которых поток направлен с запада на восток ($\Sigma n_з$) и с востока на запад ($\Sigma n_в$), а по ним $I_{зз}$ и $I_{зв}$. Разность этих величин дает характеристику среднего градиента в выбранной зоне северного полушария $I_з = I_{зз} - I_{зв}$, т. е. индекс зональности Россби.

Таким образом, путем подсчета числа пересечений изобарами или изогипсами меридианов и параллелей практически можно выразить состояние зональной и меридиональной циркуляции в любом районе, так как все остальные значения, входящие в формулу индекса зональности или меридиональности, практически являются постоянными для выбранной широтной зоны.

В самом деле, на одной и той же карте изобары проводятся через постоянный интервал (изобары у поверхности земли — через 5 *мб*; изогипсы на поверхности 700—500 *мб* — через 4 *дкм*). Если выбрать какую-либо широтную зону, то расстояние между соседними меридианами по данной карте одно и то же. Поэтому переменными в выбранной широтной зоне, по существу, являются Σn_i и Σm_j. Эти характеристики также могут являться показателями состояния зональной и меридиональной циркуляции.

§ 3. МНОГОЛЕТНИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ СОСТАВЛЯЮЩИХ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ НА СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ И ИХ СЕЗОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Пользуясь вышеприведенными индексами можно изучить различные особенности горизонтальных составляющих общей циркуляции атмосферы и их взаимосвязи. Чаще всего зональные индексы, дающие характеристику скорости вращения некоторого слоя воздушной оболочки относительно Земли, подсчитывались для уровней моря и поверхностей 700 или 500 *мб* [19, 276, 278, 294].

Однако даже простое сопоставление последовательной серии карт нескольких уровней показывает, что скорость зонального

переноса далеко не одинакова как в различных широтных зонах, так и на разных уровнях. Поэтому для более полной характеристики зональной циркуляции необходимо получить количе-

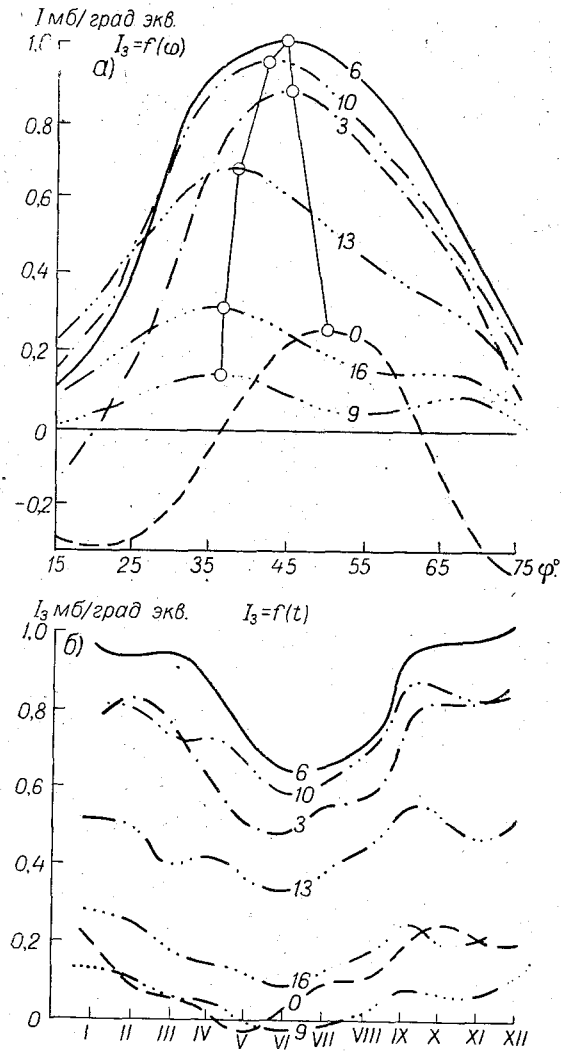

Рис. 1. Изменение средних годовых значений $I_з$ с широтой (*а*) и годовой ход $I_з$ в зоне 40—70° с. ш. (*б*) на разных уровнях.

ственную оценку ее состояния как в различных широтных зонах, так и на разных уровнях. Для этой цели по картам многолетних средних месячных значений давления были подсчитаны индексы зональной циркуляции в широтных зонах по 10° от 10 до 80° с. ш. для стандартных уровней 0; 3; 6; 10; 13; 16 и 19 *км* [283, 284].

Чтобы получить характеристику изменений интенсивности зональной циркуляции в разных широтных зонах в среднегодовом разрезе, полученные значения $I_з$ для каждой зоны соответствующего уровня осреднялись по всем 12 месяцам. По этим данным и построены графики изменения $I_з$ в различных широтных зонах (рис. 1). Для удобства сопоставления на рис. 1 приведены такие графики для всех указанных выше уровней.

На этом рисунке прежде всего видно, что на уровне моря зональная составляющая переноса воздуха с запада на восток в среднем многолетнем наблюдается лишь в зоне 35—65° с. ш. Южнее и севернее этой зоны зональная составляющая имеет обратный знак, т. е. направлена с востока на запад. Более того, на уровне моря по абсолютной величине индекс восточной зональной циркуляции в зоне южнее 35° с. ш. и севернее 65° с. ш. превышает индекс западной зональной циркуляции в зоне 35—65° с. ш.

Анализ графика $I_з=f(\varphi)$ на уровне моря показывает, что далеко не безразлично, в какой широтной зоне подсчитывать индекс зональной циркуляции. Так, если выбрать зону 35—55° с. ш., то на уровне моря в ней в среднем многолетнем $I_з=0{,}157$ *мб/град экв*, а в зоне 35—65° с. ш. $I_з=0{,}120$ *мб/град экв*. Если же взять зону 25—50° с. ш., то средний индекс зональной циркуляции на уровне моря окажется близким к нулю, так как западная и восточная зональные циркуляции при этом взаимно компенсируются. Из этого очевидно, что сам по себе индекс зональной циркуляции, подсчитанный для произвольно выбранной зоны северного полушария, не может характеризовать состояние не только общей циркуляции атмосферы, но даже отдельной ее зональной составляющей на всем полушарии.

С увеличением высоты, как видно на рис. 1 *а*, восточный зональный поток быстро ликвидируется, уступая место только западной циркуляции. Уже на уровне 3 *км* восточный зональный поток распространяется лишь до 20° с. ш., а севернее этой параллели в среднем многолетнем на всем полушарии господствует западная составляющая зональной циркуляции атмосферы. Что касается еще больших высот, то как в верхней тропосфере, так и в нижней стратосфере западный зональный поток оказывается господствующим на всем северном полушарии.

Изменение индекса зональной циркуляции с увеличением широты осуществляется неравномерно на всех уровнях. Если в самых нижних слоях тропосферы северного полушария наибольшие значения индекса зональной западной циркуляции оказываются примерно на широте 50°, то с высотой этот максимум закономерно сдвигается к югу (см. на рис. 1 ломаную линию с кружками, отмечающими максимальные значения $I_з$). На уровне 3 *км* он находится в зоне 45-параллели; на 10 *км* — в зоне 40-й, а на 13, 16 и 19 *км* — 35-й параллели. При этом наибольшие значения $I_з$ в тропосфере оказываются на уровнях 6—10 *км*.

Приведенная зависимость $I_з = f(\varphi, n)$ хорошо согласуется с наблюдениями над ветром на разных высотах. В среднем именно в поясе 35—45° с. ш. на высоте 10—14 *км* располагается зона максимальных скоростей западного потока (струйное течение), вдоль которой на высотных картах давления или картах барической топографии в горизонтальном разрезе вырисовываются высотные фронтальные зоны.

Как отмечалось выше, путем умножения индекса зональной циркуляции на некоторую постоянную, зависящую от выбранной системы единиц измерения и среднего значения параметра Кориолиса, для данной широтной зоны можно получить величину переноса массы воздуха в единичном слое этой широтной зоны.

Таблица 2

Средний зональный поток масс воздуха (в *г/см²сек*) по картам многолетних средних значений давления на северном полушарии

Высота (*км*)	Зона (град. с. ш.)							
	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70	70—80	Сред. 10—80
0	—1,43	—0,86	—0,10	**0,40**	0,35	—0,15	—0,45	—0,33
3	—0,72	0,53	1,42	**1,46**	1,06	0,66	0,13	0,85
6	0,56	1,18	***1,98***	***1,89***	***1,40***	***0,84***	***0,27***	1,16
10	0,83	*1,38*	**1,95**	1,67	1,16	0,75	0,26	1,14
13	*1,10*	1,38	**1,42**	1,05	0,66	0,46	0,20	0,90
16	0,44	0,68	**0,69**	0,45	0,25	0,21	0,10	0,40
19	0,01	0,08	**0,14**	0,09	0,04	0,09	0,04	0,04
Средняя амплитуда	3,53	2,24	2,08	1,80	1,35	0,99	0,77	

Чисто западный зональный поток массы на уровне моря (табл. 2) отмечается лишь в зоне 40—50 и 50—60° с. ш. В зоне 30—40 и 60—70° с. ш. имеется уже как западный, так и восточный перенос, причем преобладает последний. Для всего северного полушария (зона 10—80° с. ш.) на уровне моря в среднем многолетнем (в предположении геострофичности ветра и отсутствия трения) переносится около 0,33 *г/см²сек* воздуха с востока на запад, а с высоты 3 *км* уже господствует западный зональный перенос с максимумом в слое 6—10 *км*.

О том, насколько различна в среднем многолетнем интенсивность зонального переноса массы в одной и той же широтной зоне, но на разных уровнях, можно видеть из данных последней строки табл. 2. По мере смещения к северу амплитуды с высотой убывают от максимальных значений в зоне 10—20° до минимальных в зоне 70—80°. Это обусловлено тем, что в южных зонах северного полушария с высотой не только меняется знак переноса (что наблюдается и в приполярных районах), но и

весьма сильно увеличивается интенсивность зональной циркуляции, в то время как в приполярных районах с высотой интенсивность зональной циркуляции выравнивается.

В табл. 2 максимальные значения потока массы с запада на восток на каждом уровне напечатаны полужирным шрифтом, а максимальные значения в широтной зоне — курсивом. По этим данным видно, что только в нижней части тропосферы максимумы западного переноса расположены в зоне 40—50° с. ш., а на высотах с 5—6 и до 19 *км* включительно они оказываются в зоне 30—40° с. ш.

Наибольшие значения $I_з$ (рис. 1 *а*) и соответствующего ему зонального переноса массы воздуха (табл. 2) оказываются не

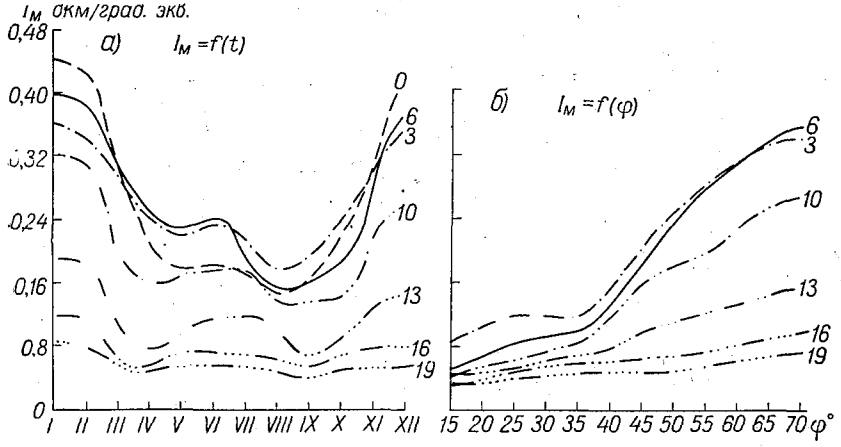

Рис. 2. Годовой ход $I_м$ в зоне 40—70° с. ш. (*а*) и изменение средних годовых значений $I_м$ по широте (*б*) на разных уровнях.

непосредственно в так называемом струйном течении, а под ним — на уровнях 6—10 *км*. Выше этих уровней зональный западный перенос масс воздуха, несмотря на увеличение скорости западных ветров, убывает в связи с резким уменьшением плотности воздуха; а ниже этих уровней перенос массы воздуха убывает в связи с тем, что скорость западных течений здесь уменьшается больше, чем возрастает плотность. Наибольший западно-восточный перенос масс воздуха на северном полушарии осуществляется в зоне 30—50° с. ш. не в струйном течении, а под ним, в слое средней и верхней тропосферы (уровни 500—300 *мб*), где переносится более 50% массы всего слоя толщиной 19 *км*.

На рис. 1 *б* представлен годовой ход $I_з$ в зоне 40—70° с. ш. на разных уровнях, из которого видно, что на всех уровнях одной и той же широтной зоны годовой ход зональной циркуляции в общих чертах весьма сходен, т. е. к лету происходит ослабление, а к зиме — усиление зональной западной циркуляции.

Для изучения годового хода интенсивности меридиональной циркуляции на различных высотах были подсчитаны индексы $I_м$ в зоне от 15 до 70° с. ш. для уровней 0, 3, 6, 10, 13, 16 и 19 *км*. На рис. 2 *а* представлен годовой ход индекса меридиональной циркуляции в зоне 40—70° с. ш. для всех указанных 7 уровней. Из анализа значений и графиков $I_м$ видно большое сходство годового хода меридиональной циркуляции на различных уровнях от 0 до 19 *км*. На каждом из этих уровней в соответствии с годовым ходом зонального температурного градиента, наибольшие

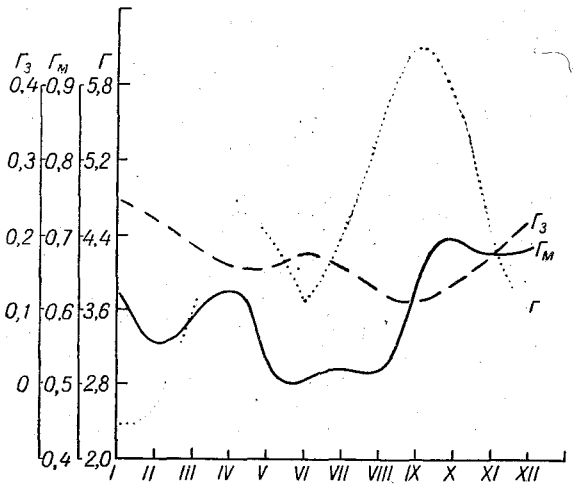

Рис. 3. Годовой ход меридионального ($Г_м$) и зонального ($Г_з$) градиентов температуры в зоне 40—70° с. ш. и их отношения (Г) на уровне 6 *км*.

значения индекса меридиональной циркуляции отмечаются в холодную половину года и гораздо меньшие значения — в теплую половину года.

На фоне общего снижения индекса меридиональной циркуляции от холодной к теплой половине года намечаются два минимума — весной и осенью — и вторичный максимум летом, когда температурный градиент океан — материк после смены знака весной снова несколько усиливается вследствие летнего прогрева материковой подстилающей поверхности.

Чтобы проверить, насколько отмеченные выше особенности зональной и меридиональной циркуляции обусловлены соответственно температурными градиентами экватор—полюс и океан—материк, были подсчитаны средний меридиональный ($Г_м$) и средний зональный ($Г_з$) градиенты температуры воздуха (на 1° экватора — 111,2 *км*) в той же зоне 40—70° с. ш. на уровне 6 *км*, который можно считать средним уровнем тропосферы. На основа-

нии этих подсчетов были построены графики годового хода $\Gamma_з$, $\Gamma_м$ и $\Gamma = \frac{\Gamma_м}{\Gamma_з}$ (рис. 3).

Сопоставление индексов $I_з$ и $I_м$ с меридиональным и зональным градиентами температуры, подсчитанных так же, как $I_з$ и $I_м$, показывает, что годовой ход соответствующих величин индексов и температурных градиентов аналогичен. Последнее является выражением связи меридиональной циркуляции с широтно направленным, а зональной циркуляции — с меридионально направленным градиентом температуры.

Как видно на рис. 2 *а*, по мере увеличения высоты весенний минимум меридиональности наступает раньше, а летний максимум и осенний минимум, наоборот, с высотой запаздывают. Так, например, весенний минимум на уровне 19 *км* наступает в апреле, а у поверхности земли — в мае. Напротив, осенний минимум на уровне 19 *км* наступает лишь в сентябре, в то время как у поверхности земли он наблюдается в августе. Такое смещение отражает сложную взаимосвязь меридиональной циркуляции с зональной и одновременно с зонально направленным градиентом температуры океан — материк.

Если бы в атмосфере проявлялось действие лишь силы Кориолиса и меридионального градиента температуры, зависящего от радиационных условий в каждой широтной зоне, то в этом случае [84] возникшая зональная циркуляция должна была бы периодически нарушаться меридиональным обменом тепла. Последний должен был бы регулировать меридиональный градиент температуры в соответствии с годовым ходом радиационного баланса системы земля — атмосфера в разных широтных зонах полушария. Такой меридиональный обмен в условиях однородной подстилающей поверхности был бы в пространстве неупорядоченным, в смысле определенной локализации южных и северных переносов в разных долготных зонах.

Реальное распределение океанов и материков сказывается прежде всего в том, что их наличие, как уже отмечалось рядом авторов [164], обусловливает определенную локализацию этого обмена в пространстве. Такой упорядоченный в пространстве меридиональный обмен меняется от сезона к сезону как по локализации (в соответствии с сезонным различием консервативных свойств океанов и материков), так и по интенсивности (в соответствии с годовым ходом модуля температурного градиента океан — материк).

Оба эти фактора (меридиональный и зональный градиенты температуры), обусловливающие соответственно неупорядоченный и упорядоченный меридиональный обмен в указанном выше смысле, накладываются друг на друга.

Весной, когда начинается спад интенсивности неупорядоченного меридионального теплообмена, в соответствии с уменьшением температурного контраста экватор — полюс, в нижних

слоях тропосферы еще сохраняется влияние контраста температуры океан — материк на поддержание упорядоченного меридионального обмена. Это влияние как бы тормозит спад меридиональности, причем тем больше, чем ближе уровень к подстилающей поверхности. Поэтому наступление минимума меридиональности с уменьшением высоты в весеннее время задерживается. Последнее служит одним из объяснений кажущегося, на первый взгляд, противоречия между широко известными возвратами весенних холодов в апреле и мае и наступлением весеннего минимума меридиональности. По-видимому, возвраты холодов на Европейской территории СССР в апреле и мае связаны с проявлением определенной меридиональности лишь в небольшой толще нижней тропосферы, что и оказывает некоторое задерживающее влияние на наступление весеннего минимума меридиональности у поверхности земли.

С другой стороны, сам по себе термин «возвраты холодов» указывает на кратковременность этого явления, наступающего к тому же не строго в одни и те же календарные сроки. Последнее и приводит к сглаживанию эффекта меридиональности при осреднении данных по календарным периодам.

В связи с сильным прогревом материков летом зональный температурный градиент снова усиливается (но уже с обратным знаком), и благодаря этому оживляются процессы с меридиональным обменом. Однако по сравнению с зимой, как будет показано в главе III, этот меридиональный обмен характеризуется преобладанием иной локализации высотных гребней и ложбин.

Так как влияние градиента океан — материк на меридиональный обмен, во-первых, распространяется снизу вверх и, во-вторых, к лету, после весеннего минимума, снова направлено на усиление этого обмена, в то время как неупорядоченный обмен ослабевает, то вторичный максимум $I_м$ на всех уровнях слабее основного и с высотой запаздывает.

Точно таким же образом, на основании взаимосвязи упорядоченного и неупорядоченного меридиональных обменов, объясняется запаздывание минимума меридиональности осенью. В начале осени убывает, а затем меняет знак и снова увеличивается зональный градиент температуры океан — материк. В это же время фактор неупорядоченного меридионального обмена (благодаря ослабленному градиенту температуры экватор — полюс) также оказывает еще небольшое влияние, и поэтому вторичный минимум наступает прежде всего в нижних слоях тропосферы. Так как влияние температурного градиента океан — материк постепенно передается вверх, то это и приводит к запаздыванию осеннего минимума с высотой. Таким образом, взаимосвязью меридионального обмена с зональным и меридиональным градиентами температуры воздуха объясняется смещение фаз в наступлении экстремальных значений меридиональности на разных уровнях.

Таблица 3

Изменения средних годовых значений $I_м$ в зоне 15—70° с. ш. на различных уровнях тропосферы и нижней стратосферы (h)

φ (град. с. ш.)	h (км)					
	3	6	10	13	16	19
40—15	0,064	0,039	0,077	0,032	0,030	0,015
70—40	0,190	0,199	0,146	0,076	0,038	0,026
70—15	0,254	0,238	0,223	0,108	0,068	0,041

Изменение интенсивности меридиональной циркуляции с изменением широты дано в табл. 3 и на рис. 2 *б*. Анализ графиков $I_м=f(\varphi)$ показывает, что до широты 35—40° кривые $I_м=f(\varphi)$ на всех уровнях от 3 до 19 *км* испытывают весьма незначительные изменения и лишь с широты 35—40° $I_м$ начинает расти, особенно существенно в нижних слоях тропосферы.

Наибольшие изменения $I_м=f(\varphi)$ в зоне 15—70° с. ш. происходят на уровнях 3, 6 и 10 *км* (табл. 3), т. е. в тропосфере. В нижней стратосфере изменение $I_м$ с широтой резко уменьшается. Так, если принять в зоне 15—70° $I_м=0{,}254$ *мб/град экв* на уровне 3 *км* за 100%, то с высотой эта разность убывает неравномерно: на уровне 6 и 10 *км* — всего лишь на 6 и 12%, 13 *км* — на 58%, 16 *км* — на 73% и 19 *км* — на 84%. Эти данные наглядно иллюстрируют важный для понимания особенностей общей циркуляции атмосферы вывод о том, что в одних и тех же широтных зонах тропосферы с высотой меридиональность меняется очень мало, но резко возрастает при смещении из одной зоны в другую к северу. В нижней стратосфере, наоборот, меридиональность с высотой резко убывает в одних и тех же широтных зонах.

Если давление выразить в динах на квадратный сантиметр, а дугу 1° экватора — в сантиметрах и учесть, что угловая скорость вращения Земли равна $0{,}729 \cdot 10^{-4}$ *сек*$^{-1}$, то для каждой параллели или участка параллели меридиональный поток массы можно подсчитать из уравнения

$$M_м = \frac{1}{l} I_м = \frac{1{,}357}{\sin\varphi} I_м \ [г/см^2\,сек].$$

На основании уже имеющихся индексов $I_м$ при помощи этого уравнения и были подсчитаны многолетние характеристики переноса массы на различных уровнях.

В среднем за год удельный поток массы по разному меняется в тропосфере и стратосфере. В тропосфере в зоне 40—70° с. ш. на всех уровнях примерно до 8 *км* (табл. 4) меридиональный поток массы с севера на юг и с юга на север, при условии геостро-

Таблица 4

Многолетний средний меридиональный поток массы ($M_м$) и его годовая амплитуда (A) в зоне 40—70° с. ш. на различных уровнях (h)

h (км)	0	3	6	10	13	16	19
$M_м$ (г/см²сек) . .	0,393	0,395	0,393	0,300	0,182	0,116	0,083
A (% среднего значения) . . .	88	70	93	91	100	86	91

фичности ветра, оказывается одинаковым, в то время как с высоты 9—10 км он резко убывает.

Приняв удельный меридиональный поток массы в тропосфере за 100%, можно найти, что на уровне 13 км он составляет только 46%, на уровне 16 км — 29%, а на уровне 19 км — всего лишь 22%. Несмотря на такие изменения с высотой, как видно из данных табл. 4, годовая амплитуда по отношению к среднему значению для каждого уровня оказывается весьма значительной.

По количественным характеристикам зональной ($I_з$) и меридиональной ($I_м$) циркуляции легко получить значения общего индекса $\left(I=\frac{I_з}{I_м}\right.$ либо $\left.I'=\frac{I_м}{I_з}\right)$. На рис. 4 приведены графики $I=f(\varphi)$ и $I=f(t)$ для различных уровней, а в табл. 5 — средние годовые значения отношения зонального переноса масс к меридиональному. Эти данные позволяют выявить ряд дополнительных особенностей общей циркуляции атмосферы.

Таблица 5

Отношение зонального обмена масс воздуха к меридиональному в разных зонах и на разных уровнях в северном полушарии

Высота (км)	Широтные зоны (град.)					
	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70
0	—2,75	—1,78	—0,22	0,99	0,79	—0,39
3	—1,73	1,52	5,95	4,30	2,55	1,50
6	2,32	4,68	9,17	5,83	3,26	1,79
10	3,93	7,57	10,6	5,95	3,92	2,16
13	4,63	8,07	9,62	5,92	3,45	2,36
16	2,96	4,71	5,46	3,79	2,16	1,76
19	0,19	1,36	2,09	1,21	0,54	0,87
Средние величины	0,401	2,62	5,00	4,06	2,48	1,53

На уровне моря (рис. 4 *а*) в среднем многолетнем в зоне 35—65° с. ш. интенсивность меридионального обмена лишь около 50° с. ш. немного уступает интенсивности зонального западного обмена, а в остальных районах этой зоны господствует зональный обмен. В то же время в зоне 10—30° с. ш. зональный во-

сточный перенос на уровне моря в 2—3 раза превышает меридиональный. На уровне 3 *км* зона восточных течений смещается к югу, причем на широте 15° зональный восточный поток превышает меридиональный примерно в 1,5 раза.

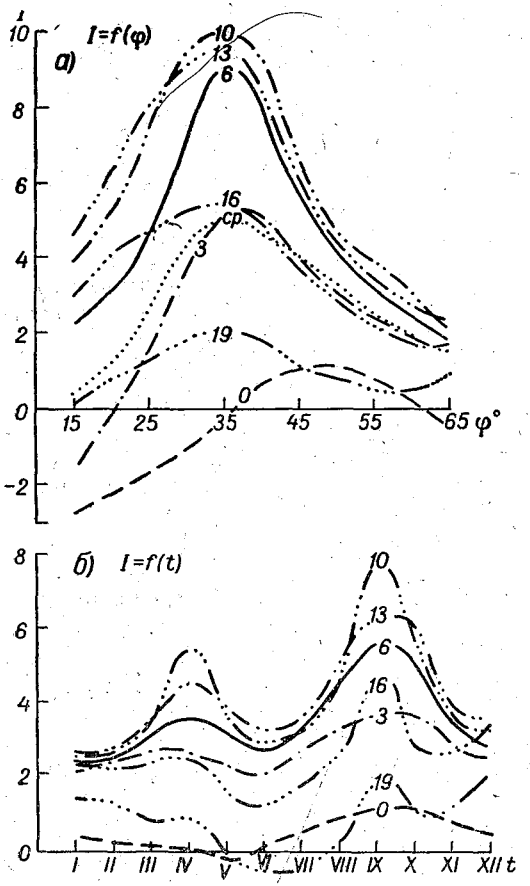

Рис. 4. Изменение индекса *I* в различных широтных зонах (*а*) и его годовой ход в среднем для зоны 40—70° с. ш. (*б*) на разных уровнях.

Восточный перенос масс, связанный с пассатным течением, имеет наибольшую высоту в крайних южных районах (рис. 5 *а*). В зоне 10—20° с. ш. пассатная циркуляция распространяется до уровня 4—5 *км*, выше которого она заменяется западной циркуляцией; в зоне же 20—30° с. ш. пассатная циркуляция в среднем многолетнем распространяется не выше 1,5—2,5 *км*, а еще несколько севернее — только на самые нижние слои. В широтной

зоне 60—70° с. ш. как видно на рис. 5*а*, восточная циркуляция в среднем многолетнем имеет вертикальную мощность также не более 1 *км*.

Таким образом, на высотах примерно с 5 и до 19 *км* в зоне 10—70° с. ш. всего полушария интенсивность западной зональной циркуляции превышает интенсивность меридиональной. На уровне 19 *км* такое превышение отмечается только в зоне примерно 20—45° с. ш., севернее и южнее этой зоны на этом уровне $I<1$, что означает господство меридионального обмена над зональным.

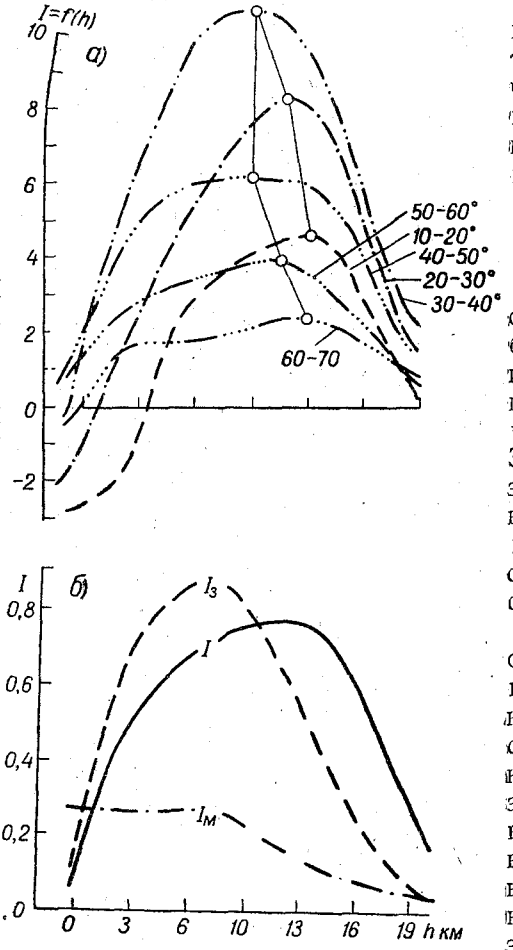

Рис. 5. Изменение индекса I в разных широтных зонах (*а*) и индексов $I_з$, $I_м$ и I в зоне 40—70° с. ш. (*б*) в зависимости от высоты.

В среднем для всего слоя от 0 до 19 *км* наибольшее значение общего индекса оказывается на параллели 35° с. ш. (точечная кривая на рис. 4 *а*). Зональная циркуляция в зоне севернее 20° в среднем многолетнем, как видно на рис. 5 *а*, почти повсеместно господствует в слое 6—13 *км*.

На рис. 5 *а* видна еще одна особенность общей циркуляции. Если соединить сплошной линией последовательно по широтным зонам максимальные значения I в каждой из них, то выявится, что во всех широтных зонах северного полушария западный зональный поток оказывается наименее возмущенным меридиональной циркуляцией в слое 10—13 *км*.

Графики $I_з=f(h)$, $I_м=f(h)$ и $I=f(h)$, характеризующие соответствующие осредненные значения для зоны 40—70° с. ш. (рис. 5 *б*) показывают, что в этой зоне интенсивность меридиональной циркуляции ($I_м$) оказывается одинаковой

во всей толще тропосферы, примерно до уровня 7—8 *км*, после чего начинается ее убывание до высоты 19 *км*. Интенсивность зональной циркуляции от уровня моря и примерно до уровня 7—8 *км* растет, а выше этого уровня также резко убывает до высоты 19 *км*. Таким образом, в зоне 40—70° с. ш. в среднем многолетнем наибольший воздухообмен (в смысле одновременного сочетания наибольшего зонального и меридионального переносов массы воздуха) осуществляется на уровне 7—8 *км*.

В заключение приведем краткий анализ годового хода общего индекса циркуляции на разных уровнях. Как видно по графикам I на разных уровнях (рис. 4 *б*) все кривые, за исключением кривой на уровне моря (да и то только в весеннем сезоне), имеют согласованный годовой ход: минимум зимой и летом и два максимума — осенью (основной) и весной. Совершенно ясно, что зимний минимум I, возникающий на фоне максимальной интенсивности зональной и меридиональной циркуляции, свидетельствует о значительном вкладе последней в общий воздухообмен, а летний минимум I, возникающий на фоне общего ослабления интенсивности зональной и меридиональной циркуляции, показывает вторичное усиление вклада меридионального обмена летом.

Весенний и осенний максимум (причем с наибольшими значениями в слое 6—13 *км*) указывают на возрастающий вклад зонального воздухообмена в переходные сезоны (особенно осенью), когда зональный градиент температуры океан — материк оказывается минимальным.

Из анализа различных зависимостей $I_з$, $I_м$ и I можно сделать следующие выводы. Интенсивность зональной циркуляции зависит от градиента температуры в направлении экватор — полюс, а меридиональной циркуляции — от градиента температуры вдоль параллелей (в общем в направлении океан — материк). Так как на северном полушарии одновременно оба эти градиента температуры отличны от нуля, то между зональной и меридиональной циркуляциями существует сложная взаимосвязь, проявляющаяся по разному в годовом ходе.

Максимумы обеих горизонтальных составляющих общей циркуляции атмосферы совпадают во времени, так как зимой наблюдаются основные максимумы градиентов температуры экватор — полюс и океан — материк. Вторичный максимум меридионального обмена, обусловленный вторичным летним максимумом зонального градиента температуры, наступает летом, совмещаясь по времени с минимумом зонального обмена.

Минимальный меридиональный воздухообмен наблюдается осенью (основной минимум) и весной (вторичный минимум), т. е. в переходные сезоны. Максимум интенсивности меридиональной циркуляции находится в нижней половине тропосферы, возрастая от низких к высоким широтам северного полушария. Максимум интенсивности зонального переноса масс находится в зоне

30—50° с. ш., но не в слое струйного течения, а под ним, в слое 6—10 *км*, где переносится более 50% массы столба воздуха высотой 19 *км*. К северу и югу от этой зоны интенсивность зонального переноса убывает.

Наибольший меридиональный и зональный воздухообмен одновременно наблюдается в верхней половине тропосферы, в слое 7—10 *км*.

§ 4. МНОГОЛЕТНИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ В АТЛАНТИКО-ЕВРАЗИЙСКОМ СЕКТОРЕ ПОЛУШАРИЯ

В предыдущем разделе с помощью индексов зональной ($I_з$) и меридиональной ($I_м$) циркуляции, а также общего индекса $\left(I = \frac{I_з}{I_м}\right)$ выявлены некоторые характеристики общей циркуляции атмосферы на северном полушарии.

Приведенные в § 2 графики построены по картам многолетних средних месячных значений давления северного полушария на стандартных уровнях [283, 284].

Таблица 6

Средние многолетние значения индексов зональной ($I_з$), меридиональной ($I_м$) циркуляции и общего индекса $\left(I = \frac{I_з}{I_м}\right)$ в зоне 40—70° с. ш. для изобарической поверхности 500 *мб*

$\left(\text{в единицах } \frac{4\ дкм}{5°\ экв}\right)$

Индекс	Район [1]	Месяцы											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$I_з$	I	1,68	1,59	1,50	1,60	1,25	1,08	1,04	1,20	1,40	1,70	1,66	1,62
	II	1,60	1,48	1,53	1,56	1,36	1,08	1,03	1,14	1,33	1,61	1,61	1,63
	III	1,77	1,66	1,48	1,64	1,14	1,07	1,05	1,25	1,48	1,80	1,71	1,61
$I_м$	I	0,69	0,71	0,58	0,48	0,46	0,43	0,40	0,38	0,41	0,43	0,60	0,63
	II	0,55	0,67	0,66	0,51	0,48	0,43	0,37	0,38	0,38	0,49	0,59	0,64
	III	0,84	0,75	0,50	0,46	0,44	0,42	0,44	0,38	0,45	0,37	0,61	0,62
I	I	2,43	2,23	2,59	3,33	2,72	2,51	2,60	3,16	3,41	3,95	2,76	2,57
	II	2,90	2,20	2,32	3,06	2,83	2,51	2,78	3,00	3,50	3,28	2,72	2,54
	III	2,10	2,21	2,96	3,56	2,59	2,55	2,39	3,29	3,29	4,86	2,80	2,59

[1] I — все полушарие, II — евразийский сектор (30° з. д. — 140° в. д.), III — американский сектор (150° в. д. — 30° з. д.).

В табл. 6 приведены среднемесячные значения $I_з$, $I_м$ и I по картам многолетних средних значений H_{500} северного полушария. Эти карты были построены автором по данным за 1947—1953 гг. [122].

Как количественно, так и качественно, в смысле характера годового хода, индексы $I_з$, $I_м$ и I, подсчитанные по картам многолетних средних значений H_{500} за указанный ряд лет (табл. 6), отражают те же особенности циркуляции, что и индексы подсчетов по картам многолетних средних значений давления для стандартных уровней средней тропосферы, построенным за другой ряд лет.

Следовательно, отмеченные в § 3 изменения $I_з$, $I_м$ и I (либо I') относятся к общециркуляционным, они отражают те характерные черты общей циркуляции атмосферы, которые являются наиболее устойчивыми и повторяются из года в год. В совокупности с влиянием подстилающей поверхности эти циркуляционные особенности определяют главнейшие характеристики климата различных зон.

Многолетние средние показатели общей циркуляции атмосферы, как и определяемые ими черты климата в различных географических районах, представляют собой обобщающие характеристики конкретных повседневных проявлений этой циркуляции и определяемой ими погоды в различных частях земного шара. Чтобы изучить особенности формирования этих многолетних средних характеристик общей циркуляции атмосферы, необходимо обратиться уже не к картам многолетних средних характеристик циркуляции, а к ежедневным картам циркуляции за длительный ряд лет.

К сожалению, ежедневные карты барической топографии всего северного полушария имеются в нашем распоряжении лишь за ограниченный ряд лет. К тому же, подсчеты индексов циркуляции за большой ряд лет по ежедневным картам представляют собой весьма трудоемкую работу. В настоящее время такие подсчеты выполнены лишь для четырех лет. Поэтому более удобными для этой цели являются карты AT_{500} синоптических периодов атлантико-евразийского сектора полушария.

В настоящее время имеется уже большой материал таких карт более чем за 20 лет (с 1938 г.). Эти карты позволяют получить характеристику многолетнего режима циркуляции в средней тропосфере на обширном пространстве атлантико-евразийского сектора полушария (от 25—30° з. д. до 100—110° в. д.).

Несмотря на отсутствие количественных критериев для определения границ синоптических периодов, комплексный аэросиноптический анализ всех материалов, в том числе и эволюции планетарной фронтальной зоны [210], позволяет выделять эти макропроцессы, которые при всех обстоятельствах дают возможность получить более однородные характеристики ([113, 119, 154, 159, 222] и др.), чем осредненные по календарным промежуткам времени. Этим средние значения H_{500} синоптических периодов, преобладающая продолжительность которых составляет 5—7 дней [121], выгодно отличаются от средних месячных значений,

которые очень часто являются результатом осреднения весьма разнородных макропроцессов.

Использование для указанных целей средних значений H_{500} синоптических периодов позволяет выяснить, как формируются средние месячные характеристики циркуляции атмосферы конкретных лет, так же как и многолетние характеристики на вышеуказанной части северного полушария. Одновременно представляется возможным оценить, в какой мере сглаживается на картах средних многолетних значений барической топографии, по сравнению с картами синоптических периодов, эффект макротурбулентного обмена.

В приложении I приведен каталог синоптических периодов за 1938—1957 гг. и индексы зональной ($I_з$) и меридиональной ($I_м$) циркуляции, а также общий индекс циркуляции $\left(I' = \frac{I_м}{I_з}\right)$ для каждого синоптического периода.

Подсчет указанных индексов проводился в зоне 35—70° с. ш. между 30° з. д. и 110° в. д. Индексы зональности ($I_з$) каждого синоптического периода подсчитывались в соответствии с формулой (3) в виде средних из градиентов геопотенциала на 1° экватора на участках Азоры — Рейкьявик, остров Никозия — Мурманск и Сталинабад — Салехард (рис. 6). По возможности были выбраны пункты с радиозондированием. Значения индексов, характеризующих состояние зональной циркуляции в зоне 35—70° с. ш., приведены в четвертой колонке приложения I.

Для выявления меры однородности состояния зональной циркуляции в указанной зоне параллельно подсчитывались также индексы зональности в северной ее половине. Последние брались в виде средних из градиентов геопотенциала на 1° экватора на участках точка № 14 — Рейкьявик, Киев — Мурманск и Караганда — Салехард. Их значения записаны в пятой колонке приложения I. Совместно с индексами для всей зоны 35—70° с. ш. они позволяют судить, в какой мере повышенная или пониженная интенсивность зональной циркуляции однородна во всем рассматриваемом районе.

Индексы меридиональности каждого синоптического периода подсчитывались в соответствии с формулой (4), как средние из суммы положительных и отрицательных градиентов геопотенциала на 1° экватора на участках (см. рис. 6) точка № 1 — Лондон (№ 2) — Киев (№ 3) — Оренбург (№ 4) — Красноярск (№ 5) и на участках точка № 6 — Ян-Майен (№ 7) — Мурманск (№ 8) — Салехард (№ 9) — Тура (№ 10).

Значения этих индексов, характеризующих меридиональное состояние циркуляции в среднем для всей зоны 35—70° с. ш. и 30° з. д.— 110° в. д., приведены во второй колонке приложения I. Аналогично с индексом зональности приведены значения индекса меридиональности в северной половине зоны (52—70° с. ш.),

подсчитанные по градиентам на участках точка № 6 — Ян-Майен — Мурманск — Салехард — Тура.

Общий индекс циркуляции (I') для всей зоны (шестая колонка) и для северной ее половины (седьмая колонка), подсчитывался в соответствии с формулой (12), как частное из значений индекса меридиональности и индекса зональности, соответственно для всей зоны и отдельно для северной ее половины.

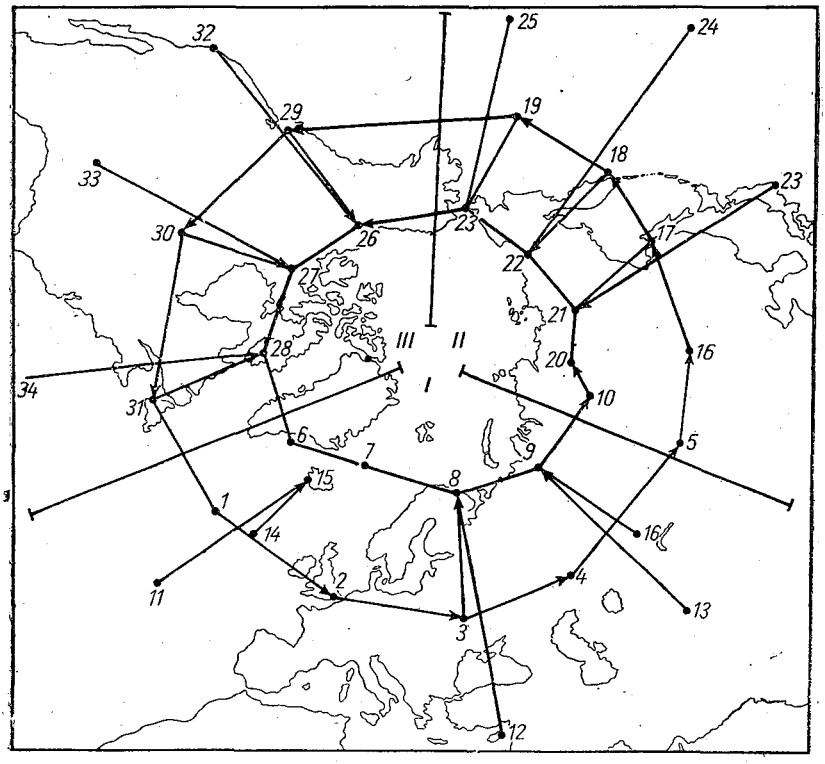

Рис. 6. Схема точек, по которым производилась выписка данных для подсчета индексов циркуляции.

Подсчет всех вышеуказанных индексов удобно вести по схеме табл. 7. Такая схема записи, как будет показано в последующих разделах, позволяет использовать данные табл. 7 не только для подсчетов индексов циркуляции, но и для объективного определения типа процесса.

В первой и второй строках колонок 3—6 табл. 7 записывается разность геопотенциалов между начальной и конечной точкой соответствующих участков (рис. 6). Запись градиентов для подсчета индексов меридиональности имеет определенную особенность. При наличии гребней и ложбин, центров циклонов

или антициклонов, расположенных между конечными точками какого-либо участка, разность геопотенциалов между конечными пунктами данного участка необходимо расшифровать значениями градиентов от начального пункта данного участка до особой точки (т. е. до оси или центра барического образования) и затем от особой точки до конечного пункта участка. Уточненные таким образом градиенты записываются в скобках (см. табл. 7, колонки 3, 5 и 6).

Таблица 7

Схема записи для подсчета индексов циркуляции

Дата	Широтная зона (град. с. ш.)	Подсчет индекса меридиональности					
		градиенты на участках				Σ	$I_м$
		6—7/1—2	7—8/2—3	8—9/3—4	9—10/4—5		
1	2	3	4	5	6	7	8
18—28 января 1958 г.	52—70	+6	—27	+15	—11 (+4, —15)	67	1,29
	35—70	—	—	—	—	—	0,90
	35—52	+1 (—4, +5)	+17	—1 (+4, —5)	—3	38	0,51

Дата	Широтная зона (град. с. ш.)	Подсчет индекса зональности					
		градиенты на участках			Σ	$I_з$	I'
		14—15/11—15	3—8/12—8	16—9/13—9			
1	2	9	10	11	12	13	14
18—28 января 1958 г.	52—70	+33	+2	+22	57	1,29	1,00
	35—70	+45	+24	+31	100	1,14	0,79
	35—52	—	—	—	—	—	—

Затем производят арифметическое суммирование значений градиентов в колонках 3—6 и результат записывают в колонку 7. При этом для участков с уточненными градиентами для суммирования берется не конечная разность на участке, а соответствующие значения градиента, стоящие в скобках.

Для перевода полученной суммы в индекс меридиональности необходимо воспользоваться приложением IV.

Во второй и третьей колонках приложения IV даны значения индексов меридиональности соответственно на параллелях 52 и 68° с. ш. для разных значений суммы зональных градиентов.

Величина индекса меридиональности, полученная по значению суммы в колонке 7 первой строки табл. 7, характеризует меридиональность в северной половине зоны (52—70° с. ш.) и записывается в колонку 8 первой строки. Величина индекса меридиональности, полученная по значению суммы в колонке 7 нижней строки, характеризует меридиональность южной половины зоны и записывается в колонку 8 этой строки. Средняя для всей зоны 35—70° с. ш. величина индекса меридиональности, подсчитываемая в виде средней из двух вышеуказанных значений $I_м$, записывается во вторую строку колонки 8.

Аналогично записываются значения градиентов и их алгебраическая сумма для подсчетов индексов зональности в северной половине зоны (колонки 9—13 первой строки табл. 7) и всей зоны 35—70° с. ш. (колонки 9—13 второй строки табл. 7). Индекс зональности устанавливается по четвертой колонке приложения IV следующим образом: каждой сумме в первой колонке этого приложения соответствует величина индекса зональности для северной половины зоны, либо удвоенная величина для всей зоны 35—70°. Общий индекс I' (колонка 14 табл. 7) подсчитывается в виде частного от деления величины индекса меридиональности на величину индекса зональности, соответственно для северной половины зоны и всей зоны. Для подсчета индексов по всему северному полушарию удобнее вести запись в трех таблицах для каждого из секторов (рис. 6), по данным которых легко подсчитать средние значения соответствующих индексов для всего полушария.

Таблица 8

Средние многолетние значения индексов зональной ($I_з$) и меридиональной ($I_м$) циркуляции (в *дкм/град экв*) **и общего индекса циркуляции** $\left(I' = \frac{I_м}{I_з}\right)$ **в зоне 35—70° с. ш. и 30° з. д.—110° в. д. по картам AT_{500} синоптических периодов за 1938—57 гг.**

Индексы	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$I_з$	1,23	1,16	1,19	1,19	0,98	0,91	0,83	0,89	1,10	1,29	1,29	1,26
$I_м$	0,80	0,85	0,86	0,81	0,76	0,72	0,69	0,69	0,73	0,82	0,85	0,87
I'	0,75	0,89	0,81	0,73	0,81	0,86	0,91	0,84	0,69	0,68	0,72	0,79

Каталог индексов циркуляции (приложение I) позволяет прежде всего выявить многолетние особенности общей циркуляции атмосферы в атлантико-евразийском секторе полушария.

Сопоставление индексов зональности из табл. 8 с индексами зональности из табл. 6 показывает, что они почти точно (после приведения данных из табл. 6, путем умножения на 0,8, к той же размерности) совпадают не только по характеру годового хода, но и по абсолютной величине. Наблюдающиеся расхождения, не превышающие 0,1 *дкм/град экв,* могут быть объяснены как тем, что они подсчитаны несколько по разным районам (в табл. 6 от 30° з. д. до 150° в. д., а в табл. 8 от 30° з. д. до 110° в. д.), так и по существенно различному ряду случаев (в табл. 6 за 6 лет, а в табл. 8 за 20 лет).

Небольшие по абсолютной величине расхождения и хорошее совпадение характера годового хода сопоставляемых индексов свидетельствуют о том, что любой из указанных рядов достаточно репрезентативен. Сопоставление указывает также на возможность подсчета средних значений интенсивности зональной циркуляции как путем осреднения за отдельные дни, так и по осредненной карте.

Иное положение отмечается при сравнении индексов меридиональности тех же табл. 8 и 6. При совпадении особенностей годового хода в каждом месяце различие в величинах $I_м$ в табл. 8 и 6 достигает, а иногда даже превышает 50%. Такое несоответствие нельзя объяснить различием использованного в том и другом случае ряда или некоторым несовпадением районов, по которым подсчитывались индексы. Основная причина указанного несоответствия состоит в том, что в табл. 6 приведены значения индексов, подсчитанные по картам многолетних средних месячных значений H_{500}, а в табл. 8 — по картам ΔT_{500} для однородных макропроцессов (синоптических периодов).

Карта средних значений H_{500} за месяц отразит те же черты вошедших в нее меридиональных процессов только в том случае, если последние однородны в смысле локализации гребней и ложбин. Однако встречаются случаи, когда, например, в течение половины месяца наблюдались процессы с гребнями (антициклонами) над Западной Европой и ложбинами (циклонами) над Восточной Европой и Западной Сибирью, а во второй половине месяца также наблюдались меридиональные процессы, но с обратной локализацией гребней (антициклонов) и ложбин (циклонов). При осреднении за такой месяц значений H_{500} произойдет сглаживание указанных меридиональных особенностей несмотря на то, что в течение этого месяца каждый день или синоптический период характеризовался значительной меридиональностью. В этом и заключается основная причина указанного выше несоответствия в значениях индекса меридиональности по табл. 8 и табл. 6. Это несоответствие одновременно показывает, что оценка междуширотного макрообмена, подсчитанного по

картам средних многолетних значений геопотенциала, дает величины, примерно вдвое меньшие, чем по картам синоптических периодов.

Изложенное показывает также, насколько актуальна задача изыскания способа объективной количественной оценки каждого конкретного синоптического процесса с точки зрения его зональности или меридиональности. Объективный индекс числа дней с меридиональной циркуляцией (в приведенном выше примере весь месяц) мог бы служить показателем того, что карта средних значений H_{500} за месяц характеризует осредненное состояние разнородных, в смысле географической локализации, меридиональных синоптических процессов, а не зональных, несмотря на низкое значение индекса меридиональности, подсчитанного по этой карте. Знание же того, является ли тот или иной синоптический процесс меридиональным или зональным, очень важно для изучения режима макроциркуляции, особенностей ее преобразования и т. д., так как с зональными и меридиональными синоптическими процессами связаны не только различные условия погоды на огромных пространствах, но и различные особенности преобразования их во времени.

Глава II

ФОРМЫ ЗОНАЛЬНОЙ И МЕРИДИОНАЛЬНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

§ 1. ПРИНЦИПЫ ТИПИЗАЦИИ СИНОПТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Одна из первых попыток выявления типов циркуляции принадлежит Ван-Бебберу и Кеппену [308], которые определяли поток воздуха между максимумом и минимумом атмосферного давления по положению изобары 765 *мм* на ежедневных синоптических картах. Ограниченость района, в котором исследовались процессы, и определение процесса по положению одной и той же изобары в течение всех сезонов года привело авторов к получению формальных типов, не отражавших сезонных особенностей циркуляции атмосферы даже над ограниченным районом северной части Атлантического океана и Западной Европы.

Тейсеран-де-Бор [319], а затем и Ван-Беббер [308] типизировали синоптические процессы над Средней Европой по положению стационарного антициклона относительно этого района, а Шинце [305] — по положению главных фронтов (полярного и арктического), очагам циклонообразования и основным переносам воздушных масс.

Несколько позднее Баур [244] также построил типизацию синоптических процессов над Западной Европой, приняв за основную характеристику для выделения того или иного типа «управления» направление барического градиента в нижней стратосфере. При этом им было введено понятие «макросиноптическое положение» представляющее собою некоторое «основное» состояние атмосферы, которое управляет характером и последовательностью синоптических процессов в течение ряда дней, оставаясь почти неизменным в течение этих нескольких дней (в среднем 5,5).

Понятие «макросиноптическое положение» близко к понятию синоптического периода, введенному Б. П. Мультановским [146] еще в 1915 г. Однако синоптический период характеризует опре-

деленную устойчивость в непрерывно изменяющейся циркуляции на значительно большей территории умеренных и высоких широт — от 30—40° з. д. до 90—100° в. д.

Принцип типизации макропроцессов Мультановского [146—149] отличается не только большим охватом территории, для которой рассматриваются атмосферные процессы. В отличие от «фотографий» статичных состояний барического поля в основе типизации Мультановского лежит изучение траекторий барических образований, в частности антициклонов.

Изучение путей перемещения антициклонов привело его к выделению медианных линий пучков антициклональных траекторий, получивших название «антициклональных осей». При отсутствии непосредственных аэрологических наблюдений Мультановский смог правильно подметить, что траектории барических образований характеризуют воздушные течения не только нижней, но и средней тропосферы, т. е. циркуляцию важнейшей части атмосферы.

Основной принцип типизации Мультановского и его школы [85] — по характерным траекториям барических образований — использован в типизации А. И. Штабовой [224, 225] для территории Северо-Восточной Азии, в типизациях С. И. Троицкого и О. Г. Кричака [130] для Европы, в типизации С. М. Простякова [177] для Дальнего Востока, в аэросиноптической типизации А. Ф. Дюбюка [98], выполненной на материалах 1936—1940 гг. для европейского синоптического района, а также в типизации Н. А. Булинской [33].

На тех же принципах базируется типизация атмосферных процессов в Средней Азии, выполненная В. А. Джорджио [75] и впоследствии переработанная и усовершенствованная В. А. Бугаевым, В. А. Джорджио, Г. А. Сарымсаковым и М. А. Петросянцем [26], в работах по долгосрочным прогнозам сотрудников Центрального института прогнозов [201, 202], а также типизации атмосферных процессов в других частях северного полушария ([254, 255] и др.).

Принцип изучения траекторий барических образований также используется в первых работах Э. С. Лир [134, 135], посвященных типизации атмосферных процессов. В последующем Лир [136] исходит уже из другого главного признака — географической ориентации «прямолинейных потоков» у поверхности земли, которые, по ее мнению, являются устойчивыми до высоты 3—4 *км*. Этот же принцип в сочетании с принципом Мультановского применен Э. А. Исаевым [107—109] для типизации атмосферных процессов, наблюдавшихся над Евразией за период 1898—1938 гг.

Несмотря на определенные недостатки предложенного Мультановским принципа типизации процессов, он в то же время имеет и ряд достоинств по сравнению с другими принципами. Одна из особенностей принципа типизации Мультановского

состоит в том, что циркуляция должна изучаться на такой территории, которая охватывает не только большое число взаимодействующих барических образований, но и все центры действия атмосферы, обусловливающие состояние и изменение погоды в изучаемом районе.

Другое, более важное преимущество этого принципа состоит в том, что в отличие от типизации по статичным признакам каждой конкретной синоптической карты, примененной в работах [59, 263, 308], принцип типизации Мультановского позволяет выполнять классификацию атмосферных процессов по периодам, характеризующимся той или иной степенью однородности циркуляции, как это сделано в работах Мультановского и его школы [96], Вангенгейма [38—47], Кричака [130], Дзердзеевского [80—84], Дюбюка [98] и других. Эта особенность позволяет использовать типизацию Мультановского непосредственно для целей долгосрочных прогнозов погоды, чего нет во многих работах с иными принципами типизации.

С появлением карт барической топографии начали выполняться аэросиноптические типизации процессов. К таковой относится уже упоминавшаяся работа Дюбюка [98], в которой основными признаками типизации являются (как и у Мультановского) траектории антициклонов. Однако в работах, предшествовавших этой, Дюбюк со своими сотрудниками определял типы процессов по географической ориентировке высотных гребней и ложбин. Все типы были разбиты на три группы: 1) процессы с высотной ложбиной над Европейской территорией СССР, 2) процессы с высотным гребнем над Европейской территорией СССР и 3) над Европой располагаются сложные поля.

Большая часть перечисленных выше работ, отличающихся друг от друга количеством выделенных типов, а также различием районов, для которых проводилась типизация, имеет одну общую особенность. В каждой из этих работ изучение процессов и их типизация проведены для ограниченной (большей или меньшей) части северного полушария.

По мнению Мультановского [147], которое затем было развито С. Т. Пагава [157], изучение процессов и их типизацию для целей долгосрочного прогноза необходимо и достаточно проводить на пространстве «естественного синоптического района», включающего в себя все центры действия атмосферы, которые определяют погоду на исследуемой территории. Для Европейской части СССР такими центрами являются азорский и полярные.

Выделение азорских и полярных воздействий играло также основную роль в типизации Дюбюка [98]. Дюбюк считает, что во многих отношениях наиболее благоприятным было бы проводить типизацию процессов на всем северном полушарии, при этом никакие границы (за исключением экватора) не затруднили бы выполнения типизации. Однако, как это имеет место

в работе Дзердзеевского, Курганской, Витвицкой [83], приходится иметь дело с макротипами. Добиваться каких-либо деталей при этом невозможно, ибо в противном случае для такой обширной территории пришлось бы выделить огромное количество типов [98].

В связи с этим Дюбюк считает, что выделенный Мультановским «естественный синоптический район» в достаточной мере охватывает пути арктических и азорских вторжений, определяющих погоду на исследуемой территории. Быстрое сокращение числа вторжений на крайнем западе и крайнем северо-востоке этого района, объясняемое уменьшением контрастов геопотенциала на краях района во фронтальной зоне на картах многолетних средних значений H_{500} Погосяна [164], убеждает его в правильности выбора именно этого района.

Простяков [177] и Эллиот [254] считают необходимым для распознавания процесса и установления типа выделять сравнительно малый характерный район.

С другой стороны, Дзердзеевский [81] считает, что использование терминов «циркуляционные процессы», «общая циркуляция атмосферы» допустимо только при изучении процессов на территории не менее одного полушария.

Исходя из такой установки, Дзердзеевский совместно с Курганской и Витвицкой [83] провел типизацию атмосферных процессов над всем полушарием, положив в ее основу: 1) направленность и интенсивность арктических вторжений в течение однородных циркуляционных механизмов на полушарии; 2) взаимосвязь и взаимодействие их с процессами в южных широтах и 3) зональность или меридиональность циркуляции. С помощью этих типов дается описание циркуляционных характеристик синоптических сезонов на северном полушарии [82, 83].

Вангенгейм [39] произвел типизацию атмосферных процессов над атлантико-евразийским сектором полушария, выделив 26 типов, которые затем [41, 42, 46] были объединены им по признаку преобладающих переносов в умеренных широтах в три формы атмосферной циркуляции: западную (зональная циркуляция, W), центральную (C) и восточную (E). Последние два типа представляют собой меридиональную циркуляцию с противоположной локализацией антициклонических полей.

В последующем Вангенгейм [44, 46] нашел целесообразным распространить эту типизацию на все северное полушарие, полагая, что каждому из трех типов на атлантико-евразийском секторе полушария соответствует однозначное симметричное поле на всем полушарии. Гирс в ряде работ [64, 69] описал характеристики высотных деформационных полей и планетарной высотной фронтальной зоны этих трех типов циркуляции. При этом неоднократно высказывалась мысль, что указанные три типа циркуляции являются основными формами общей циркуляции.

Как видно из изложенного, в вопросе о пространственных масштабах изучаемых синоптических процессов для целей долгосрочного прогноза имеются противоположные точки зрения. Можно согласиться с утверждением, что для целей долгосрочных прогнозов нельзя ограничиваться изучением макропроцессов над отдельным, хотя и достаточно обширным, районом северного полушария.

Однако серьезный недостаток перечисленных выше работ первой группы состоит не в том, что типизация выполнена в них для процессов ограниченного района. Очевидно, что для ряда задач достаточна типизация атмосферных процессов над той территорией, для которой проводится исследование. Недостаток этих работ состоит в том, что при изучении закономерностей преобразования тех или иных типов процессов над ограниченной территорией не изучаются и не учитываются особенности влияния общей циркуляции на всем полушарии или в других его частях на характер преобразования макропроцессов в ограниченных районах.

То обстоятельство, что типизации для разных районов приводят к выявлению различного числа типов, отличных по многим характеристикам, указывает на возможность сочетания одного и того же типа процессов в данном районе с различными формами циркуляции в других районах. Именно этим скорее всего можно объяснить и многообразие переходов одних и тех же исходных типов. Изучение процессов с целью выявления закономерностей преобразований их во времени только лишь над ограниченной территорией не позволяет выявить особенностей влияния общей циркуляции на характер и направление этих преобразований, так как при этом не учитываются своеобразные «синоптические функции влияния» макропроцессов других районов.

На первый взгляд кажется, что значительное преимущество на стороне тех исследований, в которых типизация процессов проведена одновременно для всего полушария. Но с изложенной выше точки зрения эти исследования имеют практически те же недостатки. Особенно это относится к исследованиям, в которых имеется стремление свести все многообразие атмосферных процессов к ограниченному числу однородных на всем полушарии типов. При таком подходе, несмотря на изучение процессов всего полушария, также исключается возможность учесть то влияние на последующее преобразование, которое оказывает различное сочетание процессов в других частях полушария с одними и теми же исходными состояниями в данном районе. Наличие различного сочетания одних и тех же макропроцессов в одной части полушария со значительным разнообразием их в других частях подтверждено рядом исследований [70, 71, 80—83, 122].

Поэтому более правильным является сочетание обоих подходов. Для целей долгосрочных прогнозов по какой-либо территории необходимо изучать, каким образом те или иные типы про-

цессов, с которыми собственно и связана погода над этой ограниченной территорией, преобразуются во времени в системе общей циркуляции и под влиянием последней.

Наконец, при типизациях макропроцессов в каждой из указанных выше работ все еще недостаточно используются количественные физические показатели. Аэросиноптический анализ позволяет с большей или меньшей точностью установить форму циркуляции по траекториям барических образований либо по характерным положениям высотных гребней и ложбин.

Не менее важной является также характеристика интенсивности процесса с одной и той же формой циркуляции. Так, в работе [38] показано, что наступление заморозков на Украине находится в тесной зависимости не только от локализации высотных гребней и ложбин, но и от интенсивности их. Более того, обнаружено [62], что одна и та же форма циркуляции при различной интенсивности может обусловить даже противоположную аномалию температуры. Поэтому для ряда задач необходимо отличать макропроцессы не только по форме, но и по интенсивности циркуляции.

Опыты применения количественной оценки для классификации макропроцессов можно встретить в некоторых зарубежных работах [276, 281, 300]. В этих работах с помощью индекса зональности Россби [294] все процессы общей циркуляции атмосферы обобщаются в двух типах: 1) с высоким индексом и 2) с низким индексом. Для каждого из этих состояний дается характеристика приземных полей давления на северном полушарии [300, 317].

Для процессов с высоким индексом характерно:

1) наличие единых и хорошо развитых алеутского и исландского минимумов, которые находятся в районах их нормального расположения;

2) наличие хорошо развитых субтропических антициклонов (азорского и гавайского) с преимущественным распространением их отрогов в зональном направлении (на запад и на восток);

3) отсутствие мощных полярных антициклонов;

4) азиатский антициклон зимою наблюдается в районе его нормального положения, а его влияние в западном направлении незначительно;

5) на высотах хорошо выражены зональные движения воздуха при наличии длинных волн малой амплитуды.

Для процессов с низким индексом характерно:

1) раздвоение алеутского и исландского минимумов, между которыми в это время расположен гребень субтропического антициклона;

2) ослабление субтропических антициклонов, гребни которых направлены на север и нередко соединены с гребнями полярного антициклона;

3) развитие на большой площади полярного антициклона;
4) необычное распространение зимнего азиатского антициклона на запад;
5) наличие на высотах стационарных волн большой амплитуды и малой длины.

Очевидно, что такое деление лишь в какой-то мере может иметь смысл для крайних значений индексов зональности, когда действительно на всем полушарии наблюдается резко выраженный зональный (высокий индекс) или меридиональный (низкий индекс) процесс. Однако и в этом случае такое деление, без учета сезонного фона интенсивности зональной циркуляции, носит весьма условный характер, так как даже в годовом ходе многолетних средних значений индекса I_3 амплитуда их достигает 45% средней годовой величины [118]. Тем более такое деление теряет смысл, когда величина индекса зональности имеет промежуточные значения, а не крайние высокие или низкие. В таких случаях на полушарии могут быть как зональные, так и меридиональные процессы.

Наконец, невозможно согласиться с утверждением, что при низком значении индекса зональности меридиональные процессы на полушарии всегда характеризуются одной и той же локализацией особенностей высотного и наземного барических полей. Если такое утверждение в определенной мере приемлемо для зонального состояния циркуляции на полушарии, то оно совершенно неприемлемо для меридионального состояния, так как именно отсутствием такой однозначности объясняется многообразие атмосферных процессов не только на полушарии в целом, но и на отдельных его частях. Тем более это утверждение неприемлемо для таких сочетаний, при которых зональное состояние в одном секторе полушария (высокий индекс) сопровождается меридиональным состоянием (низкий индекс) в других его частях [44, 84, 122].

Так, Вангенгейм [44], оценивая интенсивность зональной циркуляции при каждом из трех выделенных им типов процессов, нашел, что при западной форме (W) в европейско-азиатском секторе полушария зональная циркуляция повышена, а в тихоокеанском — понижена. При восточном типе (E) наблюдается обратное соотношение, а при меридиональном, центральном типе (C) — промежуточное.

Дзердзеевский и Монин [84], сопоставляя индексы зональности за 4 месяца 1949 г. для трех секторов северного полушария, нашли, что только примерно в половине случаев имело место совпадение знаков изменений индексов во всех трех секторах одновременно. Лишь в периоды резкого изменения индексов обычно на всем полушарии наблюдается однородный процесс.

Автор [122], исследуя количественные характеристики горизонтальных составляющих циркуляции для атлантико-евразийского и тихоокеанско-американского секторов полушария, уста-

новил, что одному и тому же состоянию циркуляции в одном секторе полушария могут соответствовать противоположные состояния в другом.

Кроме того, ниже будет показано, что нередко встречаются такие случаи, когда даже в одноименных сезонах в явно меридиональных синоптических процессах величина индекса зональности превышает таковую в четко выраженных на больших пространствах зональных синоптических процессах. Это еще раз свидетельствует о том, насколько малоэффективно использование одного лишь индекса зональности для целей объективного макросиноптического анализа и классификации атмосферных процессов. Более правильно применять для оценки процессов наряду с зональным индексом также меридиональный индекс и их совокупность. Такие индексы могут использоваться также для объективной оценки характера влияния процессов на полушарии или его части на особенности преобразований макропроцессов над ограниченной территорией.

§ 2. ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ МАКРОПРОЦЕССОВ ПО ИНДЕКСАМ ЦИРКУЛЯЦИИ

В предыдущей главе показано, что интенсивность зональной циркуляции, обусловленной градиентом температуры экватор — полюс, и меридиональной циркуляции, обусловленной градиентом температуры океан — материк, находятся в сложной взаимосвязи. Эта сложность взаимосвязи объясняется тем, что часто встречается такое распределение температуры на больших пространствах полушария, при котором одновременно с повышенным (пониженным) градиентом температуры экватор — полюс наблюдается повышенный (пониженный) градиент температуры океан — материк [118].

Типичным примером в этом отношении служит такое распределение температуры воздуха зимой, при котором очаг отрицательной аномалии, расположенный в высоких, околополярных широтах, распространен также на восточную часть Азии или Западную Сибирь, а Атлантический океан и юг Евразии заняты положительной аномалией. Такое сочетание определяет одновременно повышенную интенсивность как зональной, так и меридиональной циркуляции [118].

Из 260 проанализированных с этой точки зрения синоптических периодов 1953—57 гг. оказалось, что в 55% случаев значение индекса зональности на уровне поверхности 500 *мб* повышено и в 45% понижено по сравнению с соответствующим средним многолетним. Однако лишь в 63% (83%) повышенная (пониженная) интенсивность зональной составляющей сопровождалась пониженной (повышенной) интенсивностью меридиональной составляющей циркуляции. В остальных же 37% (17%) случаев повышенная (пониженная) зональность на территории от

30° з. д. 110° в. д. в зоне 35—70° с. ш. сопровождалась также повышенной (пониженной) меридиональностью.

Автором показано [120], что вследствие такого сочетания ни по одной из составляющих (зональной или меридиональной) в отдельности нельзя получить правильного представления об истинном состоянии общей циркуляции атмосферы, как и о том, является ли тот или иной синоптический процесс меридиональным или зональным. Этим же объясняется отсутствие какой-либо существенной связи между величиной индекса зональности и характеристиками макропогоды, в частности распределением температурных полей или их аномалий на территории Евразии [122].

Таблица 9

Индексы (в *дкм/град экв)* в зональной ($I_з$) и меридиональной ($I_м$) циркуляции и общий индекс (I') двух зональных и двух меридиональных синоптических периодов в зонах 35—70° с. ш. (*а*) и 52—70° с. ш. (*б*)

Даты периодов	$I_м$		$I_з$		I'	
	а	*б*	*а*	*б*	*а*	*б*
18—25/IX 1957 г.	0,48	0,44	0,82	0,77	0,58	0,57
11—15/IX 1956 г.	0,90	1,27	1,14	1,29	0,79	0,98
27/V—1/VI 1957 г.	0,62	0,50	1,09	1,45	0,57	0,34
8—13/X 1957 г.	1,19	1,04	1,54	1,95	0,77	0,53

В табл. 9 приведены значения индексов зональной ($I_з$) и меридиональной ($I_м$) циркуляции и общего индекса $\left(I' = \frac{I_м}{I_з}\right)$ двух явно зональных синоптических процессов (18—25/IX 1957 г. и 27/V—1/VI 1957 г.), в которых наблюдается перемещение циклонов по северу Атлантического океана и Евразии и ядер высокого давления — по югу Европы, а также двух явно меридиональных процессов, из которых один — с ярко выраженным антициклоническим вторжением с севера (8—13/X 1957 г.), а другой — со стационарным высоким антициклоном на севере и высотным циклоном на юге Европейской части СССР (11—15/IX 1956 г.). Так как два из четырех периодов относятся к одному и тому же месяцу, то сезонный фон $I_з$ и $I_м$ у них один и тот же.

Приведенные в табл. 9 индексы подсчитаны по картам AT_{500} для района, заключенного между меридианами 30° з. д. и 110° в. д. и в широтной зоне 35—70° с. ш.

В явно меридиональном процессе 11—15/IX 1956 г. (см. табл. 9) индекс зональности примерно в 1,5 раза (1,14 против 0,82) выше, чем в зональном процессе 18—25/IX 1957 г., а в меридиональном процессе 8—13/X 1957 г. почти в 2 раза выше (1,54 против 0,82), чем в зональном процессе 18—25/IX 1957 г. и в полтора раза (1,54 против 1,09) выше, чем в зональном процессе 27/V—1/VI 1957 г.

Из этих примеров видно, с какими парадоксами можно встретиться, если судить о макросиноптических процессах по одному лишь индексу зональности, даже в том случае, когда эти процессы относятся к одному и тому же сезону. Тем более такие парадоксы неизбежны при сопоставлении значений индексов зональности синоптических процессов разных сезонов.

Указанное «противоречие» легко становится понятным, если учесть интенсивность меридиональной циркуляции. Как видно из данных табл. 9, в явно меридиональном синоптическом периоде 11—15/IX 1956 г. интенсивность межзонального воздухообмена в зоне 35—70° с. ш. почти в 2 раза (0,90 против 0,48) превышает таковой в зональном периоде 18—25/IX 1957 г., в то время как интенсивность зонального воздухообмена больше лишь в 1,5 раза. Совершенно аналогично в явно меридиональном процессе синоптического периода 8—13/X 1957 г. интенсивность межзонального воздухообмена почти в 2 раза (1,19 против 0,62) превышает таковой в зональном процессе 27/V—1/VI 1957 г. и в 2,5 раза (1,19 против 0,48) в зональном процессе 18—25/IX 1957 г.

Таким образом, указанное выше противоречие легко разрешимо, если привлечь дополнительно значения индексов меридиональной циркуляции ($I_м$), подсчитанные в сопоставимых единицах для той же широтной зоны.

Однако один лишь индекс меридиональности, так же как и индекс зональности, не позволяет судить, в каком соотношении он находится с другой составляющей циркуляции, что важно для оценки всего макропроцесса и отнесения его к зональному или меридиональному. Более удобным в этом отношении является общий индекс циркуляции, подсчитанный в виде отношения интенсивности меридионального воздухообмена к зональному $\left(I' = \frac{I_м}{I_з}\right)$. Как видно из данных табл. 9, величины общих индексов циркуляции I' в зоне 35—70° с. ш. для зональных синоптических периодов 18—25/IX 1957 г. и 27/V—1/VI 1957 г. почти одинаковы (0,58 и 0,57), хотя интенсивность каждой из составляющих в отдельности (т. е. $I_м$ и $I_з$) отличаются у них примерно в 1,5 раза. Аналогично величины общих индексов циркуляции в меридиональных синоптических периодах 11—15/IX 1957 г. и 8—13/X 1957 г. также близки между собой (0,79 и 0,77).

Разумеется, близость между собой значений общих индексов циркуляции (I') в меридиональных или зональных синоптических процессах вовсе не обязательна. Общий индекс по существу характеризует меру возмущенности зонального потока. Чем интенсивнее и резче выражен меридиональный процесс, т. е. чем больше у него меридиональная составляющая и меньше зональная, тем больше будет и значение общего индекса и наоборот. Гораздо важнее то обстоятельство, что величина общего индекса циркуляции в меридиональных синоптических процессах значительно выше, чем в зональных.

Д. А. Педь [158] предложил «условно» принять границу $I=\frac{1}{I'}=1$ для отнесения синоптических периодов к зональным, если $I>1$, или к меридиональным, если $I<1$.

Если бы масштабы зонального и меридионального воздухообмена в тропосфере были одинаковыми, то, действительно, величина $I'=1$ была бы строгой границей для отнесения того или иного макропроцесса к зональному (если $I'<1$) или меридиональному (если $I'>1$). В действительности же, как известно, зональный воздухообмен в тропосфере имеет планетарный характер, он значительно [117, 118] превышает масштабы меридионального воздухообмена, охватывающего своими возмущениями, как правило, лишь отдельные широтные зоны. Поэтому граничное значение индекса $I'=\frac{1}{I}$, выше которого процесс является меридиональным, должно быть меньше 1. Как видно из приведенных примеров, значение общего индекса I', равное 0,77 и 0,79, уже характеризуют меридиональные макропроцессы.

Для получения величины этого критерия за 1953—57 гг. были выбраны все однородные зональные и меридиональные синоптические периоды, т. е. те периоды, у которых как в среднем для всей зоны, так и отдельно в северной ее половине значения общего индекса были меньше (зональные), либо равны и больше (меридиональные) средней климатологической величины 0,75. Из 315 периодов таких оказалось 260 (82,6%). Для этих 260 синоптических периодов подсчитывались отклонения (в %) интенсивности меридиональной ($I_м$) и зональной ($I_з$) циркуляции от соответствующего многолетнего среднего значения. Затем на оси абсцисс откладывались значения индекса I', а на оси ординат — разность ($\Delta I_м - \Delta I_з$) в процентах.

Между указанными величинами существует отчетливо выраженная связь (рис. 7), свидетельствующая о том, что с увеличением индекса I' вклад меридиональной составляющей циркуляции возрастает, а зональной — убывает. При этом значение $I'=0{,}75$ действительно есть тот критерий, выше которого вклад по отношению к норме меридиональной составляющей превышает (первый квадрант) вклад зональной составляющей и наоборот (третий квадрант). Из 260 случаев лишь 4 (1,5%)

падают на второй и четвертый квадранты, в остальных (98,5%) случаях они попадают в первый и третий квадранты.

Наряду с однородными зональными и однородными меридиональными синоптическими процессами, у которых в среднем для всей зоны и для отдельной ее части общий индекс ниже или выше критического значения, встречаются и неоднородные (смешанные) процессы (за 20 лет с 1938 по 1957 г. таких оказалось 23%). Среди них, как видно из данных табл. 10, встречаются процессы с резким меридиональным воздухообменом в северной половине зоны при зональности в южной половине (10%) и с высокой меридиональностью в южной половине зоны при зональности в северной половине (13%).

Первые — типично выраженные меридиональные процессы с двумя высотными планетарными фронтальными зонами

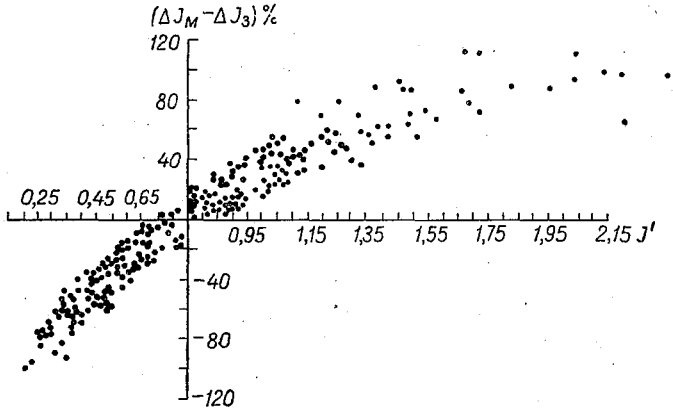

Рис. 7. Связь между общим индексом циркуляции I' и разностью отклонений интенсивности меридиональной и зональной циркуляции от средних многолетних.

(ВПФЗ), огибающими с севера и юга так называемые блокирующие высокие антициклоны, расположенные в северных широтах. Если южная ветвь ВПФЗ выражена не очень резко либо находится южнее 35° с. ш., то процесс оказывается однородным меридиональным как в северной, так и в южной широтной зоне. Если же южная ветвь ВПФЗ выражена резко и вдоль нее наблюдается активный циклогенез с «ныряющими» циклонами южнее блокирующего северного антициклона, то в этом случае, хотя такой блокирующий процесс является меридиональным, средний для всей зоны индекс I' может иметь значение заметно меньшее 0,75, а в северной части достигать или значительно превышать эту величину.

Примером вторых являются меридиональные процессы (см. табл. 9, период 8—13/X 1957 г.) с теплыми высотными

антициклонами (или гребнями) средних широт, огибаемых активной ПВФЗ с севера. Как правило, это меридиональные процессы с так называемыми «ныряющими» с северных морей на континент циклонами и тыловыми затоками за ними. У таких процессов средний для всей широтной зоны 35—70° с. ш. индекс $I' \geqslant 0{,}75$, а для северной зоны $I' < 0{,}75$.

Таблица 10

Повторяемость (в %) дней с различным состоянием циркуляции за 1938—57 гг.

Период	Состояние циркуляции			
	однородная зональная	смешанная с активной южной ветвью ВПФЗ	смешанная с активной северной ветвью ВПФЗ	однородная меридиональная
В среднем за год . . .	41	10	13	36
Холодная половина года (X—III)	46	10	12	32
Теплая половина года (IV—IX)	36	11	13	40

В среднем за год на однородную во всей зоне зональную циркуляцию приходится 41%, а меридиональную — 36%, т. е. в сумме 77% (табл. 10). На смешанные состояния приходится соответственно 10 и 13%. При этом, если смешанные состояния, как видно из данных табл. 10, практически имеют одну и ту же повторяемость в теплую и в холодную половину года, то повторяемость однородных зональных состояний в теплой половине года уменьшается на 10%, а однородных меридиональных, наоборот, возрастает на 8%.

Если обозначить зональные процессы шифром «*1*», а меридиональные — шифром «*2*», то однородные зональные синоптические процессы можно обозначить шифром «*11*», а однородные меридиональные — «*22*». Чтобы отличить от них смешанные формы циркуляции, у которых в среднем для всей зоны 35—70° с. ш. общий индекс $I' < 0{,}75$, а в северной половине этой зоны $I' \geqslant 0{,}75$, последние могут быть помечены шифром «*12*», а в случаях, когда в среднем для всей зоны $I' \geqslant 0{,}75$, но в северной половине $I' < 0{,}75$ — шифром «*21*». Этим способом в приложении I обозначен каждый синоптический период за 1938—1957 гг.

Для выяснения, к какому из основных (однородному зональному или меридиональному) состояний циркуляции ближе смешанные состояния, была выполнена следующая проверка. На карте средних значений H_{500} каждого из 315 синоптических периодов 1953—57 гг. по способу, предложенному Храбровым [210],

устанавливалась ВПФЗ, для которой затем подсчитывалась максимальная амплитуда в градусах меридиана и длина волны в широтной зоне 50—55° с. ш. В табл. 11 приведены результаты этих вычислений.

Таблица 11

Средние характеристики ВПФЗ для различных состояний циркуляции

Форма циркуляции	Характеристика ВПФЗ		
	длина волны (град.)	амплитуда волны (град.)	отношение длины волны к амплитуде
Однородная зональная „*11*“	110,2	12,5	8,8
Однородная меридиональная „*22*“ .	81	27,6	2,9
Смешанная „*12*“	85	22,1	3,8
Смешанная „*21*“	75,6	25,7	2,9

Из данных табл. 11 видно, что длина волны ВПФЗ однородных зональных процессов примерно в полтора раза больше длины волны как однородных меридиональных, так и смешанных процессов. Особенно наглядно это различие видно по величине отношения длины волны ВПФЗ к ее амплитуде: для однородных зональных процессов это отношение составляет 8,8, а для однородных меридиональных, как и любой из смешанных форм, оно не превышает 4.

Приведенные характеристики ВПФЗ показывают, что смешанные состояния циркуляции по существу являются разновидностями меридиональных процессов. Следовательно, на однородные зональные процессы за 20 лет приходится 41%, а на все остальные — 59% (табл. 10). При этом среднее за 20 лет значение общего индекса I' для зональных процессов равно 0,52, а для меридиональных 1,07.

Таким образом, общий индекс циркуляции I' может служить достаточно объективным количественным показателем для отнесения данного синоптического процесса к зональному, если в среднем для зоны 35—70° с. ш. и в северной ее половине $I'<0{,}75$, и к меридиональному, если в среднем для всей зоны либо в северной ее половине $I'\geqslant 0{,}75$. Пользуясь указанным критерием, можно достаточно объективно подсчитать в любом месяце число дней с зональной и меридиональной циркуляцией.

В приложении II для каждого из 240 месяцев 1938—57 гг. приведены числа дней с зональной и меридиональной циркуляцией, подсчитанные по указанному принципу. На основании данных этой таблицы получены многолетние средние числа дней с зональной ($N_з$) и меридиональной ($N_м$) циркуляцией, приведенные в табл. 12.

Таблица 12

Средняя повторяемость (за период 1938—57 гг.) **зональной** ($N_з$) **и меридиональной** ($N_м$) **циркуляции** (в числителе — число дней, в знаменателе — %)

Циркуляция	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$N_з$	16/52	11/41	14/44	15/50	12/40	10/33	8/27	8/27	14/46	15/48	14/47	14/44
$N_м$	15/48	17/59	17/56	15/50	19/60	20/67	23/73	23/73	16/54	16/52	16/53	17/56

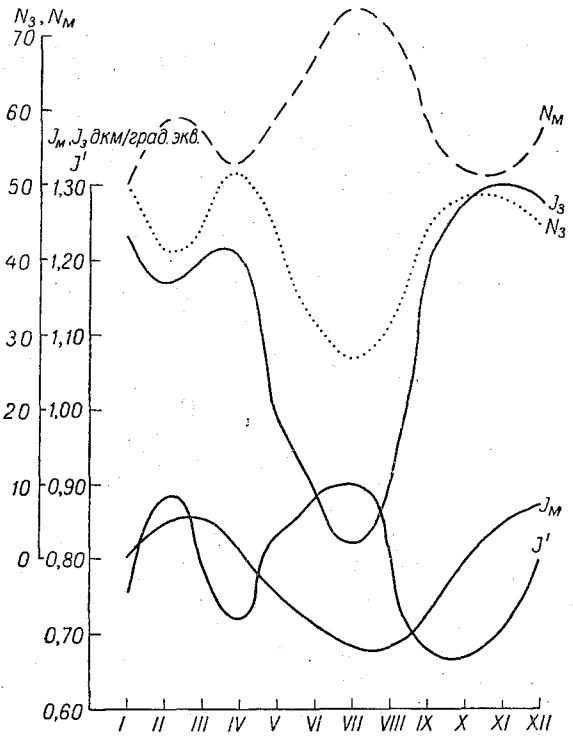

Рис. 8. Годовой ход индексов $I_з$, $I_м$ и I', повторяемость дней с зональной ($N_з$) и меридиональной ($N_м$) циркуляцией на уровне поверхности 500 *мб* в зоне 35—70° с. ш. и 30° з. д. — 110° в. д.

По данным табл. 8 и 12 построены графики годового хода $I_з$, $I_м$, I', $N_з$ и $N_м$ (рис. 8). Как видно на рис. 8, от зимы к лету наблюдается общее понижение интенсивности как зональной,

так и меридиональной циркуляции. Вместе с тем от зимы к лету повторяемость меридиональной циркуляции растет и занимает здесь господствующее место (65% всех дней), а зональной — понижается. Такие изменения хорошо объясняются кривой годового хода общего индекса I', показывающей к лету рост отно-

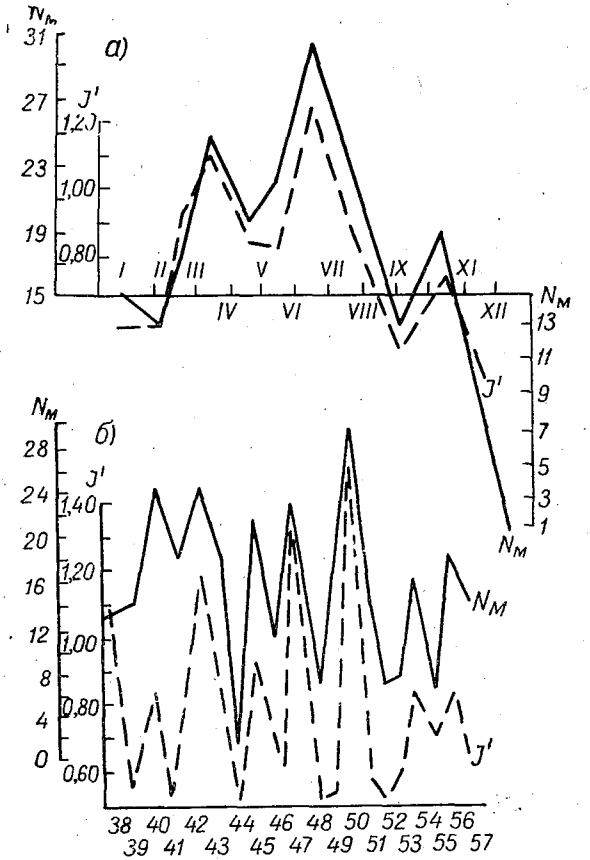

Рис. 9. Изменения общего индекса (I') и показателя числа дней с меридиональной циркуляцией ($N_м$) в течение всех месяцев 1957 г. (*а*) и всех январей 1938—57 гг. (*б*).

сительного вклада меридиональной составляющей общей циркуляции. Характерно, что кривая годового хода повторяемости меридиональной циркуляции ($N_м$) строго следует за кривой годового хода общего индекса I', а повторяемость зональной циркуляции, являющаяся дополнением до 100%, строго следует за кривой годового хода $I_з$. Это обстоятельство наглядно иллюстрирует строгость и объективность индексов $N_з$ и $N_м$.

Отмечаемое соответствие между $N_з$ и $I_з$, а также $N_м$ и I' имеет место не только в среднем многолетнем. На рис. 9 приведены графики изменений общего индекса I' и индекса $N_м$ в течение всех месяцев 1957 г. (рис. 9 *а*) и в течение всех январей 1938—57 гг. (рис. 9 *б*). Данные для построения графиков I' взяты из приложения III, а для графиков $N_м$ — из приложения II. Графики рис. 9 наглядно иллюстрируют хорошее совпадение особенностей изменения общего индекса I' и индекса $N_м$.

Следует подчеркнуть, что в ряде случаев индекс $N_м$ или $N_з$ за месяц или другой промежуток времени имеет определенное преимущество над индексами $I_з$, $I_м$ или I'. Дело в том, что любой из индексов $I_з$, $I_м$, I' имеет существенные амплитуды. Вследствие этого при осреднении за месяц одного-двух синоптических периодов с большими (малыми) значениями индекса I' (или $I_м$) и нескольких синоптических периодов со значениями индексов, близкими к средним многолетним, эти один-два периода определят в целом повышенные (пониженные) значения средних индексов за весь месяц. Этих недостатков нет в индексах $N_м$ и $N_з$, которые меняются лишь от нуля до 100% (весь месяц).

Наглядными примерами в этом отношении могут служить январи 1939 и 1956 гг. В январе 1939 г. наблюдалось 3 зональных (16 дней, приложение II) и 3 меридиональных (15 дней) синоптических периода. Это соотношение соответствует многолетнему среднему значению индексов $N_з$ и $N_м$. Однако все три меридиональных процесса имели значения общего индекса, близкие к 0,75, а зональные — ниже 0,50. В результате средний за месяц общий индекс оказался значительно ниже многолетнего среднего значения I', а не близким к нему.

В январе 1956 г., наоборот, число дней с меридиональной циркуляцией (19 дней) превышало норму, хотя средний за месяц индекс $I'=0{,}79$ (приложение III) оказался ниже многолетнего. Такое сочетание обусловлено тем, что в январе 1956 г. с зональными процессами хотя и было всего лишь 2 периода из 5, но они характеризовались высокими значениями индекса зональности и весьма низкими значениями общего индекса (0,55 и 0,27, см. приложение I).

Приведенные примеры показывают, что число дней с зональной ($N_з$) и меридиональной ($N_м$) циркуляцией в ряде случаев и для некоторых целей могут явиться даже лучшими объективными показателями, чем индексы $I_з$, $I_м$ и I', по значениям которых они установлены.

§ 3. ФОРМЫ ЗОНАЛЬНЫХ И МЕРИДИОНАЛЬНЫХ СИНОПТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Зональное состояние циркуляции, объективно установленное с помощью количественных показателей, почти однозначно определяет районы возникновения и направление перемещения ци-

клонов и антициклонов над данной территорией и, следовательно, характеристики распределения многих метеорологических элементов. Что касается меридионального состояния, то оно лишь характеризует значительную возмущенность зонального потока, при которой наблюдаются чередующиеся гребни и ложбины на высотах, а также меридиональные циклонические и антициклонические поля вдоль параллели у поверхности земли.

Сама по себе интенсивность меридионального обмена, в отличие от зонального, не определяет географической локализации этих особенностей барического поля. При одной и той же интенсивности меридиональной циркуляции возможно совершенно противоположное положение гребней и ложбин, а с последним связаны и противоположные характеристики многих метеорологических элементов в одних и тех же географических районах. Именно этим объясняется наличие большого числа классификаций и еще большего числа различных типов процессов.

Для изучения аэросиноптических характеристик зональных процессов последние можно объединить в одну группу, но для меридиональных процессов такого объединения нельзя сделать даже в первом приближении. При осреднении меридиональных процессов с разной локализацией основных особенностей барического поля не представляется возможным выявить их характеристики, так как последние будут сглажены.

Ярким примером таких различий могут служить меридиональные процессы центральной (C) и восточной (E) форм циркуляции по Вангенгейму [46], характеризующиеся противоположной локализацией высотных гребней и ложбин, а также резко различными полями давления, температуры и осадков.

Наряду с отнесением каждого синоптического процесса к одному из двух основных классов (с зональным или меридиональным состоянием циркуляции), необходимо различать также меридиональные процессы по географической локализации основных особенностей барического поля каждого из процессов, каковыми являются гребни и ложбины ВПФЗ.

В начале настоящей главы отмечалось, что принцип типизации макропроцессов, разработанный Мультановским [146—149], позволяет устанавливать эти характерные черты ВПФЗ по траекториям барических образований. Этот принцип использован в очень большом числе типизаций, ибо, как отмечает Дюбюк [98], при отсутствии прямых аэрологических наблюдений еще Мультановскому удалось правильно подметить, что траектории циклонов и антициклонов косвенно характеризуют воздушные течения в тропосфере.

Наличие прямых аэрологических наблюдений позволяет получить характеристики тропосферной циркуляции непосредственно с карт барической топографии. Такой подход представляется целесообразным еще и потому, что основное разделение процессов на зональные и меридиональные осуществляется

в данном случае по индексам циркуляции, подсчитанным по картам барической топографии для средней тропосферы.

В § 4 гл. I отмечалось, что специфика подсчета индекса меридиональности позволяет использовать исходные данные для определения географической локализации высотных гребней (антициклонов) и ложбин (циклонов) с различной степенью точности. Первое и, как будет показано в последующем, основное приближение к указаниям на географическую локализацию высотных гребней и ложбин можно получить из записи в колонках 3—6 нижней строки табл. 7 (приведенной в качестве примера записи отсчетов). В ней записываются значения градиентов геопотенциала (по величине и знаку) вдоль параллели 52° с. ш.

В то время как сумма модулей этих градиентов позволяет подсчитать по формуле (11) интенсивность меридионального воздухообмена, знаки градиентов указывают на географическую локализацию основных характеристик высотного барического поля. Например, последовательное сочетание двух положительных и двух отрицательных знаков при зональных градиентах геопотенциала означает, что в районе точки № 3 (см. рис. 6), где меняется знак градиента с положительного на отрицательный, расположена ось высотной ложбины (либо центр циклона), по обе стороны от которой находятся высотные гребни.

Чередование положительных и отрицательных знаков градиентов означает, что при движении с запада на восток наблюдается смена около каждой точки высотных гребней на ложбины. Обратное сочетание — чередование отрицательных и положительных знаков градиента — указывает также на противоположную локализацию гребней и ложбин.

Таблица 13

Возможные сочетания знаков зональных градиентов геопотенциала и их индексация

Шифр	Сочетание знаков	Форма циркуляции	Шифр	Сочетание знаков	Форма циркуляции
01	+ − + −	Ц	09	+ + − −	С
02	− − + −		10	− + − −	
03	− − + +		11	− + − +	
04	+ − + +		12	+ + − +	
05	+ + + +	З	13	+ − − +	В
06	− + + +		14	− − − +	
07	− + + −		15	− − − −	
08	+ + + −		16	+ − − −	

В табл. 13 приведены возможные сочетания последовательности знаков зональных градиентов геопотенциала вдоль парал-

лели 52° с. ш. для европейско-азиатского сектора полушария. Эта же система может быть применена и для других секторов полушария (см. рис. 6).

Использование этих показателей наряду со всесторонним анализом приземных и высотных синоптических карт позволяет объективизировать и значительно облегчить установление как интенсивности макропроцессов, так и их форму.

Если обозначить каждое из сочетаний определенным шифром, как это сделано в табл. 13, то представляется возможным по величине общего индекса отнести процесс к одному из двух основных состояний циркуляции (зональному или меридиональному), а по сочетанию знаков зональных градиентов на параллели 52° с. ш. — к форме (группе) с той или иной локализацией высотных гребней и ложбин.

Таким образом, чем больше по величине общий индекс циркуляции I', тем значительнее возмущено зональное поле и больше амплитуда волн ВПФЗ. При этом то или иное сочетание знаков зональных градиентов геопотенциала характеризует, по существу, географическую локализацию меридиональных изгибов (или волн) ВПФЗ.

Дроздов [91] и Дюбюк [98] считают, что целесообразно строить типизацию таким образом, чтобы введение нового признака при этой типизации всегда было возможно и приводило бы лишь к детализации уже установленных типов. Излагаемый способ вполне отвечает таким требованиям. Учет географической локализации меридиональных изгибов ВПФЗ представляет собой детализацию первой основной классификации синоптических процессов с помощью индексов циркуляции на зональные и меридиональные.

Возможна и дальнейшая детализация, равно как и обобщение. При необходимости учета географической локализации высотных гребней и ложбин только над Европой и Западной Сибирью, т. е. тех основных особенностей барического поля, которые определяют погоду на Европейской территории СССР и в Западной Сибири, можно ограничиться сочетанием знаков при зональных градиентах геопотенциала между точками 2—3 и 3—4 (рис. 6). Как видно из данных табл. 13, вместо 16 сочетаний при этом образуется лишь 4, объединяющих соответственно шифры 01—04, 05—08, 09—12 и 13—16. Внутри каждой из этих 4 групп имеются одинаковые сочетания знаков зонального градиента геопотенциала на участках от Лондона до Оренбурга, которые в то же время отличаются для каждой обобщенной группы.

Точно так же при желании легко получить из той же записи для подсчетов индексов циркуляции (см. табл. 7) ту или иную детализацию. Известно, что высотное барическое поле не всегда симметрично относительно меридианов; оси высотных гребней и ложбин могут иметь направление не только с севера на юг,

но и отклоняться к востоку или западу. Эти детали легко учесть по сочетанию знаков зональных градиентов геопотенциала на широте 68° (между точками 6, 7, 8, 9 и 10), которые также выписываются для подсчета индексов циркуляции. Очевидно, здесь могут быть те же сочетания, что и на южной параллели, благодаря чему для них также применима табл. 13.

Дополнительные сочетания можно принять как характеристики подтипов. При одинаковых шифрах типа и подтипа барическое поле симметрично относительно направления меридианов, при разных комбинациях шифров оно в той или иной мере асимметрично. Таким образом, если пользоваться даже только 4 обобщенными группами процессов (их можно назвать формами меридиональной циркуляции) и 4 подтипами, можно получить 16 возможных сочетаний; если же пользоваться всеми 16 основными формами и таким же числом подтипов, то число возможных комбинаций увеличится до 256.

Выше отмечалось, что при подсчете зонального градиента геопотенциала на фиксированных участках учитываются встречающиеся на каждом из них особые точки в виде осей ложбин и гребней или центров циклонов или антициклонов. В таких случаях общий зональный градиент между двумя точками расшифровывается по составляющим с запада на восток и с востока на запад (см. табл. 7), что указывает на соответствующее смещение относительно выбранных фиксированных точек осей меридионального высотного барического поля. Учет этих сдвигов по той же записи позволяет получить еще большую детализацию.

Наконец, очень важная особенность предлагаемого способа классификации макропроцессов состоит в том, что он допускает также детализацию не только по форме циркуляции (т. е. по конфигурации барического поля), но и по интенсивности зонального и меридионального воздухообмена каждой формы циркуляции.

Очевидно, для целей макросиноптического анализа и долгосрочных прогнозов погоды на первых порах нет необходимости в каждом из указанных видов детализации. В первом приближении можно ограничиться более обобщенными основными характеристиками циркуляции.

Поэтому в приложении I, кроме классификации по зональному и меридиональному состоянию циркуляции, приведены характеристики локализации гребней и ложбин в средней полосе, зашифрованные по табл. 13. Это может быть использовано для установления формы циркуляции. В приложении I приведены также дополнительные характеристики подтипов по той же шкале (8-я и 9-я колонки). Кроме того, в 10-й колонке дана обобщенная характеристика основной формы циркуляции по 4 указанным группам.

Первая группа, с шифрами от 01 до 04, имеет ту общую осо-

бенность, что в каждой ее подгруппе градиент на участке от Лондона до Киева направлен с востока на запад и поэтому при принятой системе отсчетов имеет знак минус. Это означает, что в районе Британских островов и Западной Европы расположена высотная ложбина или циклон, к востоку от которого по направлению на Европейскую территорию СССР значение геопотенциала возрастает.

Переход от отрицательного градиента к положительному на участке от Киева до Оренбурга указывает на то, что на Европейской территории СССР в средней полосе расположен высотный гребень или антициклон, к востоку от которого (в связи с понижением значения геопотенциалов в этом направлении) находится высотная ложбина. Таким образом, последовательное сочетание знаков минус и плюс на участках Лондон — Киев — Оренбург означает, что над центром района расположен высотный гребень, к западу и востоку от которого находятся высотные ложбины. В соответствии с положением высотного гребня эту форму циркуляции можно назвать процессами центрального положения гребня относительно Европы и Западной Сибири, обозначив ее для краткости буквой *Ц*. Наиболее характерное положение высотной планетарной фронтальной зоны в меридиональном состоянии этой формы приведено на рис. 10 сплошной жирной линией. Форма *Ц*, как и все последующие, может наблюдаться также в зональных состояниях циркуляции.

В следующем параграфе показано, что различие между зональным и меридиональным состоянием процессов с одинаковой локализацией гребней и ложбин обусловлено лишь величиной амплитуды волны: в зональном состоянии амплитуда волны незначительна по сравнению с ее величиной для той же конфигурации ВПФЗ в меридиональном состоянии. Из 100% синоптических периодов за 1938—57 гг. на процессы *Ц* (как в меридиональном, так и в зональном состоянии) приходится 31%.

Во второй группе, с шифрами 05—08, объединены такие процессы, у которых зональные градиенты геопотенциала на участках Лондон — Киев — Оренбург положительны (сочетание «+» и «+»). Такое сочетание указывает на то, что наиболее высокое значение геопотенциала, находящееся на западе района, убывает по направлению к востоку на участке Лондон — Киев и на участке Киев — Оренбург. Это процессы, у которых высотный гребень или антициклон расположен над Западной Европой или Британскими островами, а к востоку от него — высотная ложбина, ось которой направлена на крайний юго-восток Европейской территории СССР либо на юг Западной Сибири. По положению высотного гребня (пунктирная линия на рис. 10), такую форму циркуляции можно отнести к группе процессов с западным положением высотного гребня, обозначив ее буквой *З*. Меридиональные и зональные процессы *З* занимают 20% общего числа синоптических периодов за 1938—57 гг.

Процессы с противоположным сочетанием градиентов геопотенциала на участках Лондон — Киев и Киев — Оренбург («—» и «—») отнесены к третьей группе. Это процессы с высотной ложбиной над Западной Европой и высотным гребнем или антициклоном на востоке Европейской территории СССР и над при-

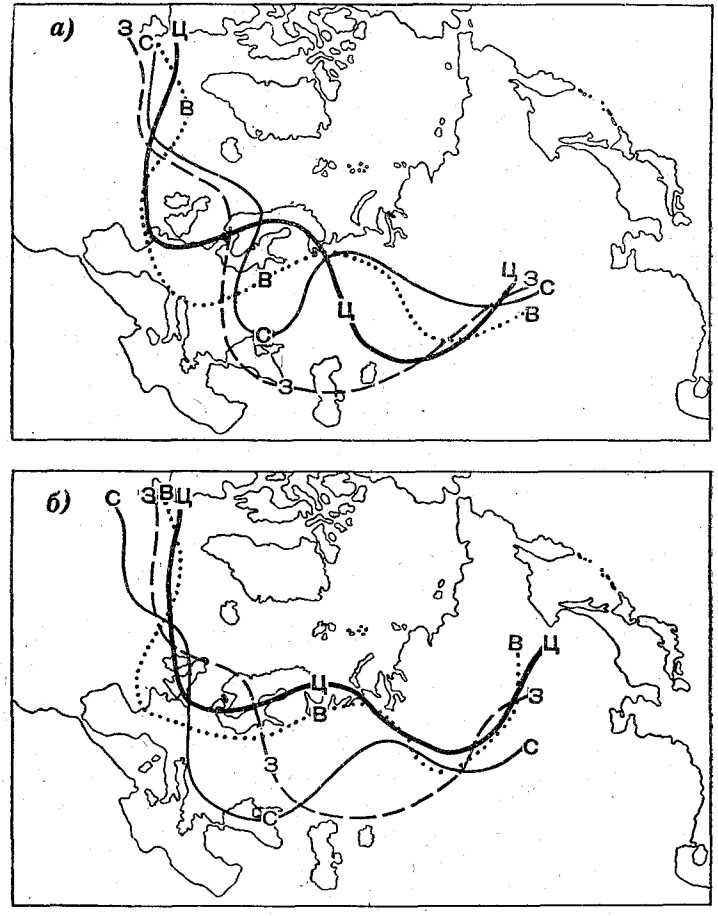

Рис. 10. Среднее положение ВПФЗ в меридиональных процессах *З, Ц, В* и *С* в холодную (*а*) и теплую (*б*) части года.

легающими районами Западной Сибири. Их можно назвать процессами восточного положения высотного гребня, обозначив буквой *В*. Характерное положение ВПФЗ этих процессов в меридиональном состоянии приведено на рис. 10 точечным пунктиром. Из общего числа синоптических процессов за 20 лет на эту форму приходится 23%.

Наконец, в четвертую группу, с шифрами от 09 до 12, включены процессы с положительным значением зонального градиента геопотенциала на западном участке Лондон — Киев и отрицательным градиентом на участке Киев — Оренбург. Как по сочетанию знаков, так и по существу эти процессы противопо-

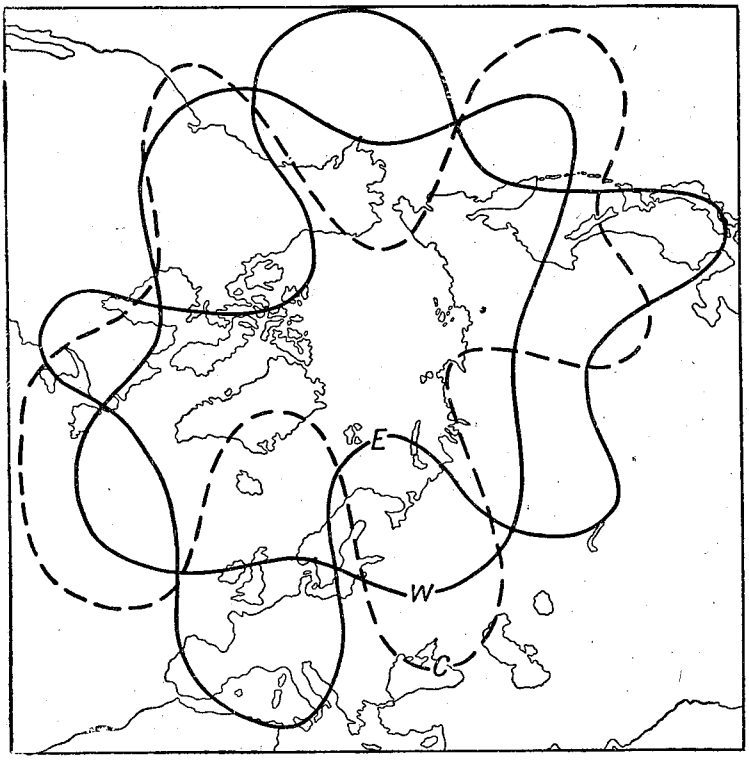

Рис. 11. Положение высотных гребней и ложбин при западном (*W*), центральном (*C*) и восточном (*E*) типах циркуляции (по А. А. Гирсу [69]).

ложны на Европейской территории СССР меридиональным процессам *Ц*.

На западе и востоке от высотной ложбины, расположенной над центральной частью рассматриваемой территории, имеют место высотные гребни. Как видно на рис. 10 (на котором наиболее характерное положение ВПФЗ этой формы циркуляции в меридиональном состоянии приведено сплошной тонкой линией), по положению западного гребня эта форма близка к процессам *З*, а по локализации восточного гребня — к процессам *В*. Такие процессы как бы являются одновременной комбинацией двух форм, поэтому можно назвать их смешанными и обозначить буквой *С*. На смешанную форму циркуляции, также встре-

чающейся в зональном и меридиональном состояниях, приходится 26% всех процессов.

Предлагаемая классификация ближе всего подходит к широко известной классификации атмосферных процессов, предложенной Вангенгеймом [46]. Однако новая классификация позволяет получить несколько более детальные характеристики формы макропроцессов и соответствующих им метеорологических полей, а также (что является самым важным отличием ее от всех существующих классификаций) характеристику интенсивности каждого макропроцесса.

Кроме зональных процессов, которые при желании можно детализировать по локализации небольших по амплитуде волн ВПФЗ, по индексам циркуляции выделяются 4 основные формы меридиональных процессов, в то время как в классификации Вангенгейма выделены (рис. 11) одно зональное состояние и две меридиональные формы.

§ 4. ХАРАКТЕРИСТИКА СЕЗОННОЙ ПОВТОРЯЕМОСТИ ОСНОВНЫХ ФОРМ ЦИРКУЛЯЦИИ

Помимо общего числа дней, приходящихся на ту или иную форму циркуляции, представляет определенный научный и практический интерес распределение их между двумя состояниями циркуляции — зональным и меридиональным, — а также между различными сезонами.

Таблица 14

Распределение числа дней за 1938—57 гг. по формам циркуляции

Форма циркуляции	Число дней	В %			Зональное состояние			Меридиональное состояние		
		всего	в состоянии		число дней	% зонального состояния	% данной формы	число дней	% меридионального состояния	% данной формы
			зональном	меридиональном						
З	1947	20,1	8,8	11,3	644	21,2	43,6	832	19,5	56,4
Ц	2266	31,1	13,2	17,9	964	31,7	42,5	1302	30,6	57,5
В	1673	22,9	9,6	13,3	705	23,2	42,0	968	22,7	58,0
С	1892	25,9	9,9	16,0	726	23,9	38,4	1166	27,2	61,1

Приведенные в табл. 14 данные показывают, что в каждой из форм циркуляции на зональное состояние приходится от 38% (форма *С*) до 44% (форма *З*) общего числа дней данной формы. Иными словами, каждая форма несколько чаще (примерно 60%) встречается в меридиональном состоянии, нежели

в зональном. Именно этим объясняется отмеченное в § 4 гл. 1 расхождение между подсчетами меры многолетнего меридионального воздухообмена по картам $АТ_{500}$ синоптических периодов и по картам многолетних средних значений H_{500}.

Каждая из форм циркуляции существенно отлична от другой. Однако при построении карт многолетних средних значений происходит наложение противоположных индивидуальных особенностей каждой из форм, наиболее четко проявляющихся именно в меридиональном состоянии. Вследствие этого на картах многолетних средних значений эффект меридиональности значительно сглажен.

Из данных той же табл. 14 видно, что наибольшая повторяемость как в зональном (31,7%), так и в меридиональном (30,6%) состоянии приходится на форму *Ц*. За ней по повторяемости в меридиональном состоянии следует смешанная форма (*С*), на которую приходится 27,2% общего числа меридиональных процессов, а затем уже формы *В* (22,7%) и *З* (19,5%).

О сезонных особенностях повторяемости различных форм циркуляции можно судить по материалам табл. 15.

Таблица 15

Повторяемость (в %) основных форм циркуляции в холодном (X—III) и теплом (IV—IX) полугодиях

Формы циркуляции	*З*	*Ц*	*В*	*С*
Холодное полугодие	26,3	26,2	19,6	27,8
Теплое полугодие	14,1	35,6	26,1	24,1

В холодном полугодии наименьшая повторяемость приходится на меридиональные процессы *Ц* и *В*. Последнее объясняется сезонным влиянием подстилающей поверхности [164, 191] и полностью согласуется с многолетними характеристиками тропосферной циркуляции в холодную половину года.

Как видно из приведенных на рис. 10 характеристик ВПФЗ для каждой формы циркуляции, меридиональные процессы *З* и *С* имеют ту общую особенность, что у них над восточными районами Северной Атлантики и Западной Европой располагается высотный гребень, который над Европейской территорией СССР сменяется высотной ложбиной, что также характерно для карт многолетних средних значений H_{500} и H_{1000}^{500} холодного полугодия.

Две другие формы циркуляции — меридиональные процессы *Ц* и *В* — в общем характеризуются противоположной локализацией высотных гребней и ложбин; гребни расположены над центральной частью евразийского континента, а ложбины — над Западной Европой и прилегающей частью Атлантического океана. В холодную половину года такая локализация не может быть обусловлена «нормальным» состоянием подстилающей поверхности.

В. Г. Семеновым [197] показано, что значительное снижение ВПФЗ и связанного с ней высотного гребня над востоком Северной Атлантики и прилегающей частью Западной Европы наблюдается в тех месяцах холодного полугодия, в которых на севере океана температура воды оказывается аномально пониженной.

Таблица 16

Распределение (в %) основных форм циркуляции меридионального и зонального состояния в холодном (X—III) и теплом (IV—IX) полугодиях

Форма циркуляции	Меридиональное состояние		Зональное состояние	
	холодное полугодие	теплое полугодие	холодное полугодие	теплое полугодие
З	64,3	35,7	66,0	34,0
Ц	34,0	66,0	54,0	46,0
В	39,7	60,3	57,3	42,7
С	54,0	46,0	57,0	43,0

Как видно из данных табл. 16, формы процессов *Ц* и *В* в меридиональном состоянии встречаются в холодном полугодии почти в два раза реже, чем в теплом. Процессы *С* и, в особенности, *З*, наоборот, в меридиональном состоянии встречаются чаще в холодном полугодии.

Вследствие повышенной повторяемости зимой высотных гребней над Западной Европой и прилегающей частью Атлантического океана и высотных ложбин над Восточной Европой, что обусловлено преобладанием меридиональных процессов формы *З* и *С*, эти особенности находят отражение и на зимних картах многолетних средних значений для средней тропосферы. Все это позволяет условно считать формы *З* и *С* характерными зимними процессами.

Условность указанного деления определяется не только тем, что «зимние» процессы могут появляться, к тому же нередко и в теплую половину года. Она объясняется также тем, что и в холодную половину года, несмотря на то, что формы циркуляции *З* и *С* являются «зимними», с ними связано такое распределение метеорологических элементов на больших пространствах, которое, как будет дальше показано, также существенно отличается от многолетней «нормы».

Отмеченное обстоятельство лишний раз подтверждает неоднократно высказываемую в литературе мысль, что многолетние средние значения метеорологических элементов являются лишь следствием осреднения совокупности часто противоположных

характеристик погоды. Иными словами, аномалия, например, температуры или осадков в каком-либо сезоне часто бывает обусловлена не появлением какой-либо «аномальной» формы циркуляции, а «аномальной» (т. е. повышенной или пониженной) повторяемостью «нормальных» для данного сезона макропроцессов.

В то время как в холодную половину года формы *З* и *С* являются преобладающими, в теплую половину года на обе эти

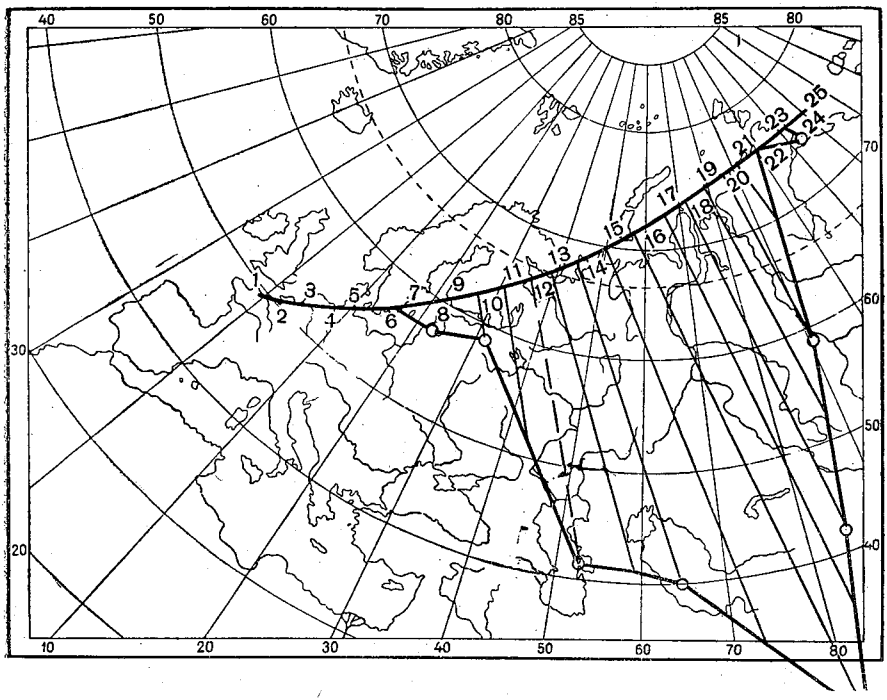

Рис. 12. Повторяемость арктических вторжений всех направлений, июль—август (по А. Ф. Дюбюку [98]).

формы приходится всего лишь 38,2%. Наиболее часто повторяющейся в это время года оказывается форма *Ц*, на нее приходится 35,6%. На втором месте находится форма *В*, которая в теплое время занимает 26,1%. Поэтому формы *Ц* и *В* можно условно назвать летними процессами.

Наибольшая частота появления этих процессов в теплую половину года также обусловлена влиянием подстилающей поверхности. Летом роль «нагревателей» переходит к континентам, а «холодильников» — к океанам [232], которые становятся относительно холоднее. Эффект этой схемы хорошо виден на

рис. 10 *б*, на котором приведены положения ВПФЗ для меридиональных состояний каждой из четырех форм в теплую половину года.

В результате активного трансформирующего влияния теплой континентальной подстилающей поверхности положение ВПФЗ в процессах *Ц* весьма близко к положению ее в процессах *В*, особенно на континенте. Благодаря этому в теплую половину года их можно практически объединить в одну форму.

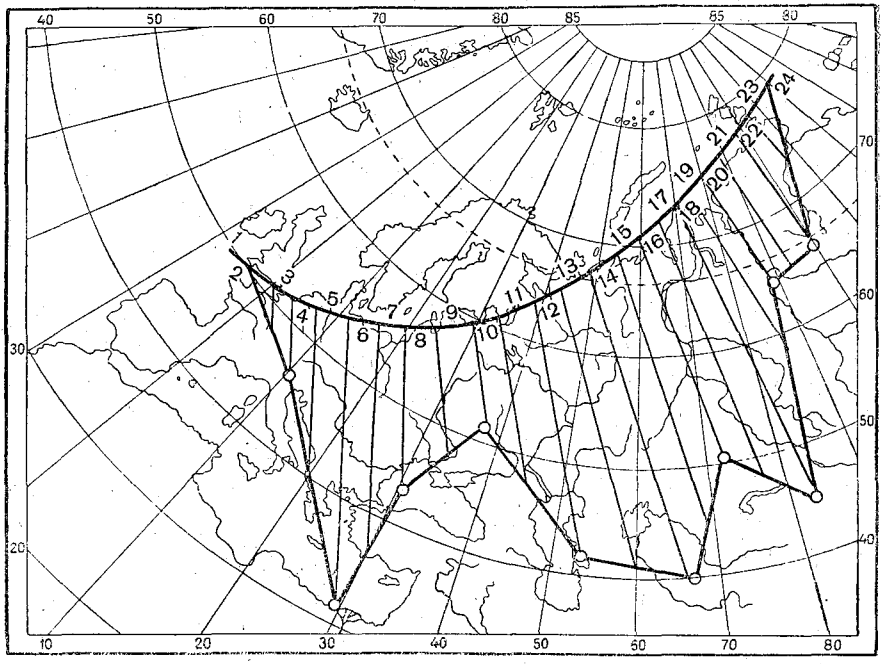

Рис. 13. Повторяемость арктических вторжений всех направлений, январь — февраль (по А. Ф. Дюбюку [98]).

С антициклонической частью ВПФЗ форм циркуляции *Ц* и *В*, находящейся на востоке континентального тропосферного гребня, практически совпадает также и антициклоническая часть ВПФЗ восточного гребня смешанной формы циркуляции (*С*). Такое совмещение антициклонических участков ВПФЗ трех форм циркуляции, очевидно, должно привести к резкому повышению повторяемости в теплую половину года антициклонических воздействий вдоль одного направления, совпадающего с этими участками ВПФЗ.

Приведенная на рис. 12 карта повторяемости арктических вторжений всех направлений в июле—августе, заимствованная

из работы Дюбюка [98], действительно отражает, в противоположность зимней повторяемости воздействий (рис. 13), резкое возрастание арктических вторжений в направлении на юго-восток Европейской территории СССР и Западную Сибирь. Повышенная повторяемость в теплую половину года арктических вторжений в указанных направлениях является основной причиной такой важной климатической особенности юго-востока Европейской территории СССР и Казахстана, как засушливость этих районов [1, 2, 3, 178].

Глава III

АЭРОСИНОПТИЧЕСКИЕ И КЛИМАТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗОНАЛЬНЫХ И МЕРИДИОНАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ

§ 1. ЗОНАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ СЕЗОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

В приложении I каждый синоптический период, в зависимости от значений общего индекса, отнесен к группе с однородным зональным (шифр *11*), однородным меридиональным (шифр *22*) и со смешанным (шифры *12* и *21*) состоянием циркуляции. В предыдущей главе показано, что процессы со смешанным состоянием циркуляции, на долю которых в общей сложности приходится 23%, по характеру возмущенности потоков могут быть отнесены в общую группу с меридиональным состоянием циркуляции. Таким образом, с помощью индексов циркуляции представляется возможным провести объективное деление синоптических процессов на два основных класса. Каждый из них характеризуется резко различным состоянием воздухообмена: зональным и меридиональным.

Очевидно, что такая классификация является весьма общей. Даже однородные зональные (как и однородные меридиональные) процессы в пределах такой классификации могут отличаться прежде всего по интенсивности каждой из составляющих циркуляции (см. приложение I), а также по другим особенностям барического поля. Тем не менее, деление всех процессов на два основных состояния должно и может служить основой для всех последующих уточнений особенностей макропроцесса.

Для выявления аэросиноптической характеристики зональных процессов, установленных с помощью индексов циркуляции, можно воспользоваться материалами приложений I и II. На основании данных этих приложений были отобраны такие месяцы, у которых число дней с зональной циркуляцией превышало среднее многолетнее (см. табл. 12) не менее чем на 50%. В летних месяцах (VI—VIII) «нормальное» число дней с зональной

Таблица 17

Значения индексов для месяцев с господствующей зональной циркуляцией

Месяцы и годы	Значения индексов				Отклонения от средних многолетних			
	$N_з$	$I_м$	$I_з$	I'	$N_з$	$I_м$	$I_з$	I'
Январь								
1944	31	0,71	1,50	0,48	+15	—0,09	+0,27	—0,27
1948	25	0,72	1,63	0,48	+9	—0,08	+0,40	—0,27
1949	30	0,82	1,68	0,49	+14	+0,02	+0,45	—0,26
1952	24	0,73	1,58	0,49	+8	—0,07	+0,35	—0,26
1955	27	0,80	1,40	0,70	+11	0,00	+0,17	—0,05
Февраль								
1939	19	0,82	1,28	0,70	+8	—0,03	+0,22	—0,19
1943	27	0,59	1,39	0,42	+17	—0,26	+0,23	—0,47
1950	21	0,79	1,57	0,53	+10	—0,06	+0,41	—0,36
Март								
1938	22	0,92	1,20	0,78	+8	+0,06	+0,01	—0,03
Апрель								
1940	26	0,73	1,33	0,57	+11	—0,08	+0,14	—0,16
1943	25	0,75	1,32	0,57	+10	—0,06	+0,13	—0,16
1944	29	0,55	1,37	0,41	+14	—0,26	+0,18	—0,32
1946	23	0,77	1,44	0,59	+8	—0,04	+0,25	—0,14
Май								
1941	20	0,58	1,08	0,62	+8	—0,18	+0,10	—0,22
1943	20	0,59	1,01	0,61	+8	—0,17	+0,03	—0,23
1944	19	0,74	1,14	0,68	+7	—0,02	+0,16	—0,16
1950	25	0,72	1,00	0,76	+13	—0,04	+0,02	—0,08
1951	22	0,62	1,03	0,59	+10	—0,14	+0,05	—0,25
1956	19	0,63	1,21	0,55	+7	—0,13	+0,23	—0,29
Июнь								
1941	28	0,60	1,04	0,57	+18	—0,12	+0,13	—0,29
1944	18	0,70	0,97	0,73	+8	—0,02	+0,06	—0,13
1950	20	0,63	0,91	0,75	+10	—0,09	0,00	—0,11
1955	19	0,66	1,09	0,69	+9	—0,06	+0,18	—0,17
Июль								
1942	20	0,60	1,01	0,59	+12	0,09	+0,18	—0,31
1951	16	0,61	0,93	0,67	+8	—0,08	+0,10	—0,24
1953	18	0,72	0,91	0,83	+10	+0,03	+0,08	—0,08
Август								
1952	31	0,61	1,04	0,60	+23	—0,08	+0,15	—0,24
Сентябрь								
1942	23	0,65	1,14	0,61	+9	—0,08	+0,04	—0,08
1954	25	0,60	1,30	0,47	+11	—0,13	+0,20	—0,22
Октябрь								
1954	25	0,67	1,55	0,55	+10	0,15	+0,26	—0,13
Ноябрь								
1938	25	0,65	1,16	0,57	+11	—0,20	—0,13	—0,15
1939	23	0,61	1,26	0,50	+9	—0,24	—0,03	—0,22
1940	30	0,58	1,54	0,45	+16	—0,28	+0,25	—0,27

Месяцы и годы	Значения индексов				Отклонения от средних многолетних			
	$N_з$	$I_м$	$I_з$	I'	$N_з$	$I_м$	$I_з$	I'
Декабрь								
1939	24	0,76	1,32	0,58	+10	—0,11	+0,06	—0,21
1942	22	0,74	1,29	0,59	+8	—0,13	+0,03	—0,20
1943	21	0,78	1,31	0,57	+7	—0,09	+0,05	—0,22
1951	26	0,76	1,74	0,45	+12	—0,11	+0,48	—0,34
1957	29	0,75	1,82	0,44	+15	—0,12	+0,56	—0,35
Среднее:								
Для всех месяцев	24	0,69	1,28	0,59	10,8	—0,10	0,17	0,21
Для холодной половины года	25	0,73	1,47	0,54	11,0	—0,11	0,22	0,23
Для теплой половины года	22	0,65	1,11	0,62	10,7	—0,09	0,12	0,19

циркуляцией составляет всего 8—10, а с учетом превышения их на 50% — менее половины месяца. Поэтому для установления аэросиноптической характеристики зональной циркуляции в летних месяцах отбирались такие случаи, у которых число дней с зональной циркуляцией не только превышало на 50% «норму», но и составляло более половины месяца. Характеристики всех индексов циркуляции для отобранных по такому принципу месяцев приведены в табл. 17.

В отобранных случаях среднее число дней с зональной циркуляцией составляет 24, причем для холодного полугодия, в котором и норма $N_з$ больше, оно равно 25, а для теплого — 22. Как в среднем за все месяцы, так и отдельно за месяцы холодного и теплого полугодий это составляет превышение над средним многолетним на 11 дней.

В табл. 17 приведены также величины отклонений индексов от соответствующих средних многолетних значений. У большинства отобранных случаев индекс зональной циркуляции имеет положительное отклонение (в среднем на 0,12 *дкм/град экв*), а индекс меридиональной циркуляции — отрицательное отклонение (в среднем на 0,10 *дкм/град*), что указывает на пониженную интенсивность меридиональной составляющей циркуляции. В соответствии с этим общий индекс, характеризующий возмущенность зонального поля, также меньше среднего многолетнего (в среднем на 0,21).

Одновременно в табл. 17 встречаются месяцы, у которых обе составляющие выше (например, январь 1949 и 1953 гг.), либо ниже (ноябрь 1939 и 1940 гг.) нормы. Однако в этих месяцах, как и для всех остальных отобранных случаев, общий индекс циркуляции все же остается ниже нормы. Последнее означает, что и в случаях с повышенным значением обоих индексов по-

ложительное отклонение от нормы интенсивности зональной циркуляции превышает такое же по знаку отклонение интенсивности меридиональной циркуляции.

Для выявления сезонных особенностей зональной циркуляции обработка остального материала велась раздельно для хо-

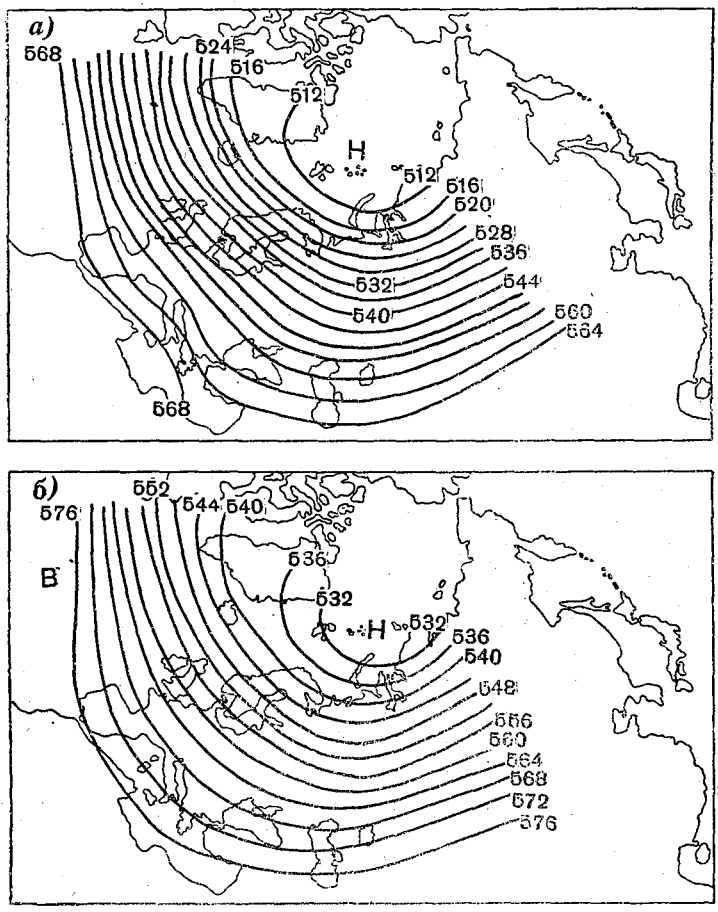

Рис. 14. Карта средних значений H_{500} для месяцев с зональной циркуляцией в холодном (*а*) и теплом (*б*) полугодиях.

лодного (X—III) и теплого (IV—IX) полугодий. На рис. 14 представлены карты средних значений H_{500} для месяцев холодного и теплого полугодий, указанных в табл. 17. По характеру циркуляции в средней тропосфере обе карты мало чем отличаются друг от друга. На каждой из них обнаруживается хорошо выраженный околополярный циклонический вихрь с почти круговыми изобарами. Различие между ними можно обнаружить

лишь в интенсивности отображаемой ими зональной циркуляции: на карте зональных процессов холодного полугодия меридиональные градиенты геопотенциала заметно превышают таковые для теплого полугодия. Так, градиент Азоры — Рейкьявик

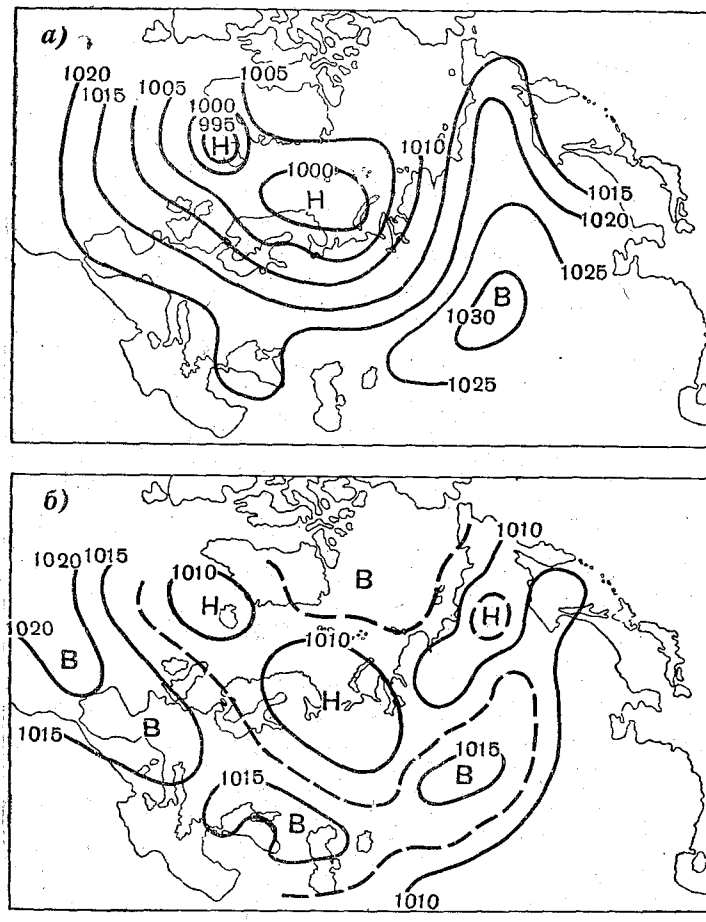

Рис. 15. Карта среднего давления у поверхности земли для месяцев с зональной циркуляцией в холодном (*а*) и теплом (*б*) полугодиях.

на карте зональных процессов холодного полугодия составляет 48 *дкм*, а теплого полугодия — 36 *дкм*. Аналогичное соотношение наблюдается и на других меридиональных разрезах: на участке Белград — Шпицберген градиенты соответственно равны 48 и 33 *дкм*; на участке Ашхабад — Нарьян-Мар 43 и 37 *дкм*.

Наряду со значительным меридиональным градиентом гео-

потенциала зональный (вдоль параллели) градиент его, в случаях с зональной циркуляцией, совершенно ничтожен. Для холодного полугодия этот градиент на участке Лондон — Красноярск составляет 3 *дкм*, а для теплого полугодия — 4 *дкм*.

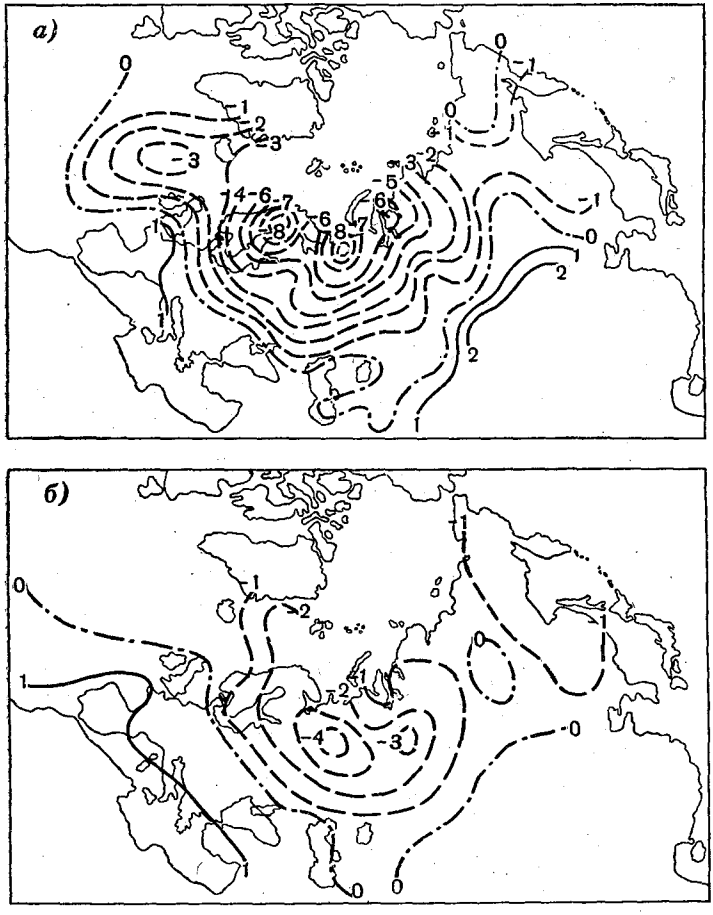

Рис. 16. Средняя аномалия приземного давления для месяцев с зональной циркуляцией в холодном (*а*) и теплом (*б*) полугодиях.

Отмеченное выше различие величины меридиональных градиентов для случаев теплой и холодной половины года не является случайным результатом осреднения. Средний для всей зоны 35—70° с. ш. индекс зональности для месяцев холодного полугодия оказался равным 1,47 *дкм/град экв*, а для месяцев теплого полугодия 1,11 *дкм/град экв*, т. е. на 32% ниже (табл. 17).

Ослабление интенсивности зональной циркуляции для конкретных месяцев теплого полугодия с господствующей зональной циркуляцией согласуется также с многолетним годовым ходом индекса зональности, подробно разобранным в предыдущей главе. Оно обусловлено уменьшением меридионального температурного градиента вследствие существенного повышения к лету температуры воздуха в умеренных и высоких широтах [2]. Последнее сопровождается также общим ростом к лету величин абсолютного и относительного геопотенциала средней тропосферы, которые в высоких широтах более значительны, чем в низких [115, 156].

На рис. 15 приведены карты среднего приземного давления для месяцев с господствующей зональной циркуляцией в холодном и в теплом полугодиях, а на рис. 16 — среднемесячные аномалии приземного давления для тех же случаев. При зональной циркуляции в холодную половину года сибирский антициклон, занимая свое нормальное положение, значительно ослаблен (рис. 15 *а*), особенно в северной и северо-западной своей части; исландская депрессия распространена на Баренцево и Карское моря, а ее ложбины — на Европу.

Отрицательная аномалия среднемесячного давления в холодном полугодии в случаях с зональной циркуляцией распространена почти на весь евразийский континент, за исключением южной его части (рис. 16 *а*). При этом наибольшие значения (до 8—9 *мб*) наблюдаются над Скандинавией и севером Европейской территории СССР.

Почти та же картина обнаруживается в теплом полугодии (рис. 15 *б* и 16 *б*). В это время года субтропические антициклоны, как известно, занимают более северное положение. Эта сезонная особенность находит четкое отражение и на картах давления ярко выраженных зональных процессов: на юге евразийского континента в теплой половине года видна (рис. 15 *б*) хорошо оформленная и вытянутая вдоль параллелей полоса высокого давления, внутри которой находятся самостоятельные антициклонические ядра. На картах для холодного полугодия эта полоса отчетливо выражена лишь в Восточной Азии, где расположен обычный для этого времени года сибирский антициклон, северная часть которого в данном случае значительно ослаблена.

Наличие отрицательных аномалий давления на севере и положительных в южных широтах является показателем повышенного меридионального градиента давления и, следовательно, усиленного зонального переноса. Чем больше отрицательная аномалия давления в северных широтах и положительная в южных, тем интенсивнее зональная составляющая переноса воздушных масс.

В теплую половину года отрицательная аномалия давления также занимает почти весь евразийский континент, за исклю-

чением его южной полосы. При этом очаг отрицательной аномалии давления (рис. 16 *б*) расположен не на севере, а в центральных районах Европейской территории СССР и в Западной

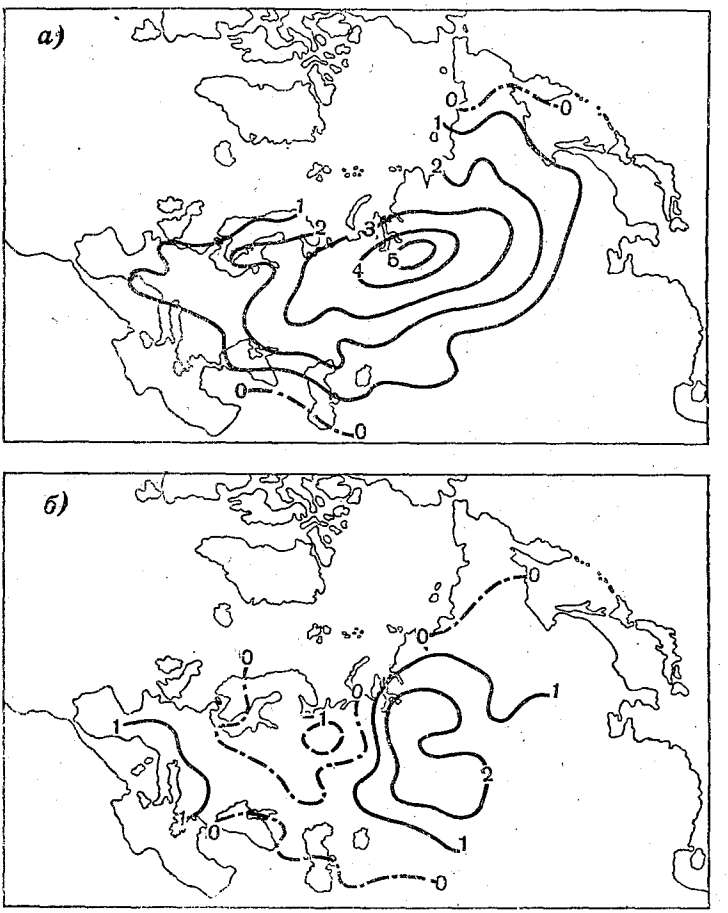

Рис. 17. Средняя аномалия температуры воздуха для месяцев с зональной циркуляцией в холодном (*а*) и теплом (*б*) полугодиях.

Сибири. Аномалия в этом очаге составляет всего лишь 3—4 *мб*, т. е. в два раза меньше аномалии в таком же очаге в холодную половину года.

Отмеченное выше ослабление от зимы к лету интенсивности зональной циркуляции в средней тропосфере даже в четко выраженных зональных процессах наблюдается и у поверхности

земли: в холодную половину года меридиональный градиент давления на участке Белград—Мурманск составляет 25 *мб*, а в теплую половину он уменьшается до 5 *мб*.

Общее ослабление интенсивности зональных процессов от зимы к лету проявляется также в полях других метеорологических элементов, в частности в поле температуры или аномалии температуры. На рис. 17 приведены карты средних значений аномалии температуры воздуха для отобранных (табл. 17) месяцев с зональной циркуляцией в холодной и теплой половине года.

В холодном полугодии, как видно на рис. 17 *а*, в умеренных широтах евразийского континента зональная циркуляция обусловливает почти повсеместно в целом повышенные температуры. Очаг наибольших положительных отклонений температуры от нормы, в общем вытянутый в широтном направлении, располагается над Центральной Сибирью. Ослабление положительных аномалий севернее и южнее умеренной зоны (с переходом их даже в отрицательные) является характерным признаком зональных процессов.

При зональной циркуляции ослабевает междуширотный обмен. Вследствие этого в приполярных районах, где имеет место отрицательный радиационный баланс, начинается прогрессивное охлаждение воздуха, не компенсируемое притоком теплого воздуха с юга. В субтропических широтах отрицательные аномалии температуры воздуха обусловлены как тыловыми затоками за смещающимися с запада на восток циклонами, так и ночным радиационным выхолаживанием в усиливающейся зональной полосе высокого давления субтропиков (см. рис. 15).

Б. П. Алисов [1] подробно описал роль в формировании сезонных особенностей климата на территории СССР радиационных факторов, облачности и трансформации воздуха при средних условиях циркуляции. Естественно, что и в конкретных формах циркуляции характерное для разных сезонов влияние этих факторов сохраняется.

В холодную половину года очаг положительной аномалии температуры воздуха расположен в Сибири, где «нормально» для этого времени года должен располагаться приземный антициклон или его гребень. Это указывает на то, что очаг положительной аномалии температуры обусловлен не только интенсивным переносом с запада на восток относительно теплых масс воздуха океанического происхождения, но и ослабленным радиационным выхолаживанием вследствие значительной облачности в смещающихся к востоку циклонах.

Классическим примером месяцев с господствующей зональной циркуляцией над Евразией могут быть январи 1944 и 1949 гг., у которых зональная циркуляция занимала соответственно 31 и 30 дней. В каждом из них положительное отклонение температуры от нормы достигало в очаге 12°. В среднем

для всех месяцев холодного полугодия величина положительной аномалии температуры в очаге составляла 6°.

В различных месяцах эта величина колеблется от 4 до 12—14°. Такие колебания обусловлены, во-первых, различной интенсивностью зональной циркуляции в отдельных месяцах и, во-вторых, особенностями различных месяцев холодного полугодия. Наибольшие значения положительной аномалии в очаге, достигающие 8—14°, как правило, наблюдаются в декабре—январе. В феврале—марте, а также в октябре—ноябре значения положительной аномалии температуры в очаге уменьшаются до 4—8°.

Для месяцев теплого полугодия амплитуда аномалий в очаге еще больше убывает. В среднем для теплого полугодия величина положительной аномалии температуры достигает примерно 3°. В апреле—мае, как правило, она колеблется в пределах 4—6°, а в июне и сентябре — в пределах 2—4°. Однако благодаря тому что в отдельных летних месяцах с зональной циркуляцией очаг положительной аномалии температуры воздуха находится не строго в одних и тех же районах, в среднем для всех этих месяцев значение в очаге составляет лишь 2—3°.

Аномалия температуры для летних месяцев с зональной циркуляцией имеет еще и другую особенность. Наряду с очагом положительной аномалии, расположенным почти в том же районе, что и в месяцах холодного полугодия, на Европейской территории СССР, за исключением крайнего юга, знак аномалии температуры меняется на обратный. Эта отрицательная аномалия прежде всего обусловлена переносом относительно прохладного в летнее время океанического воздуха, который не успевает еще трансформироваться над Европейской территорией СССР.

Значительная роль в ослаблении летней трансформации воздуха над Европейской территорией СССР принадлежит при этом облачности, которая приносится и развивается в смещающихся с запада циклонических системах. Облачность оказывает существенное влияние на радиационные условия, уменьшая приток прямой радиации к подстилающей поверхности и тем самым понижая температуры на Европейской территории СССР.

В то же время в Сибири, особенно в южной ее части, трансформирующее влияние подстилающей поверхности проявляется в большей мере. Этому в немалой степени способствуют более благоприятные радиационные условия в аномальной для данного района и времени года антициклонической циркуляции (см. рис. 15 и 16).

Очевидно, что положительные аномалии температуры воздуха в холодное и теплое время года в Сибири при зональных процессах объясняются также отсутствием или резким уменьшением повторяемости арктических вторжений.

Рис. 18 дает представление о характере распределения осадков в месяцах с господствующей зональной циркуляцией в холодную и теплую половину года. Как и карты барической топографии в средней тропосфере и карты приземного давления,

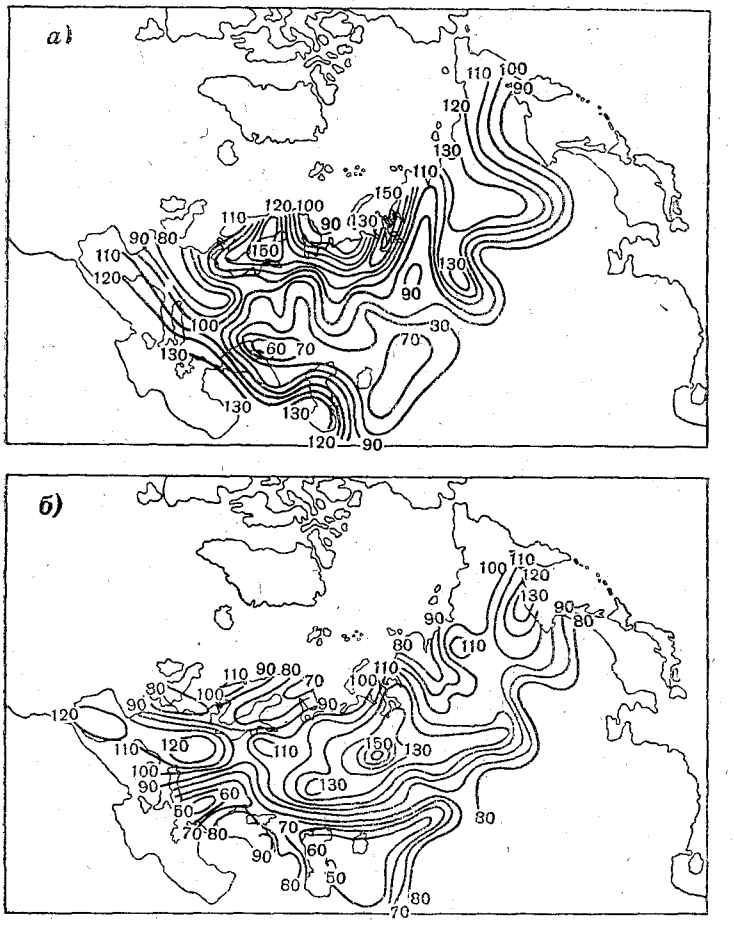

Рис. 18. Среднее количество осадков (в % месячной нормы) для месяцев с зональной циркуляцией в холодном (*а*) и теплом (*б*) полугодиях.

эти рисунки иллюстрируют зональность в распределении аномалий осадков. В южных широтах евразийского континента, занятых антициклонической циркуляцией (рис. 15), располагаются зоны с дефицитом осадков. Исключение составляют прибрежные районы Средиземного, Черного и Каспийского морей, где в холодную часть года располагаются циклонические центры

термического происхождения. Остальная территория евразийского континента находится в зоне с нормальным и избыточным (до 1,5 норм) увлажнением, с той лишь разницей, что в холодном полугодии максимальное количество осадков смещено в более северные районы, чем в теплом.

Таким образом, зональный характер циркуляции, как это видно из приведенных материалов, обусловливает также ярко выраженную зональность в распределении многих метеорологических элементов.

Описанные характеристики тропосферных потоков, давления и температуры для зональных процессов теплого и холодного полугодий хорошо согласуются с такими же характеристиками, приведенными для зональных процессов в работе Вангенгейма [46]. Что касается осадков при зональных процессах, то в этой работе приведена характеристика распределения их лишь для Европейской территории СССР в июне и августе, которая полностью совпадает на этой территории с приведенной на рис. 18 *б* характеристикой осадков в теплую половину года для всей территории СССР.

§ 2. МЕРИДИОНАЛЬНЫЕ СИНОПТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ СЕЗОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ

В зональных процессах географическая локализация гребней и ложбин в силу их значительной подвижности и малой амплитуды не оказывает решающего влияния на общие характеристики макропроцесса. Для меридиональных процессов, наоборот, характеристика географической локализации гребней и ложбин является столь же важной, как и мера возмущенности зонального потока, характеризующая, по существу, интенсивность меридиональных высотных гребней и ложбин. Поэтому невозможно получить аэросиноптические и климатические характеристики меридиональных процессов в целом подобно выше приведенным для зональных процессов. Такие характеристики должны быть составлены для каждой формы меридиональных процессов в отдельности.

Для установления аэросиноптических особенностей каждой из форм меридиональных процессов наиболее удобно отобрать, как и в случаях с зональной циркуляцией, такие месяцы теплого и холодного полугодия, у которых та или иная форма меридиональных процессов превышала «нормальную» для данного месяца повторяемость и занимала подавляющее число его дней. Для этого можно руководствоваться табл. 18, в которой приведена для каждого месяца многолетняя средняя повторяемость дней с меридиональной циркуляцией различных форм.

Для зональных процессов «нормальное» число дней в большинстве составляет примерно половину каждого месяца (табл. 12). Поэтому превышение «нормы» уже определяет

Таблица 18

Средняя многолетняя повторяемость числа дней с меридиональной циркуляцией различных форм (за 1938—57 гг.)

Формы циркуляции	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
З	4,7	4,3	5,6	2,9	2,2	2,0	4,8	0,8	2,0	4,2	2,9	5,2
Ц	2,8	2,5	2,6	3,2	7,0	8,3	8,9	9,4	6,2	5,6	5,4	3,2
В	2,5	2,6	2,4	3,1	5,8	5,0	3,9	7,8	3,6	2,2	5,0	4,5
С	4,8	7,3	6,8	5,8	3,6	4,6	5,0	4,6	4,3	4,0	2,6	4,4
Общее число	14,8	16,7	17,4	15,0	18,6	19,9	22,6	22,6	16,1	16,0	15,9	17,3

господствующее положение этой циркуляции в течение месяца. Как видно из данных табл. 18, «нормальное» число дней с меридиональной циркуляцией той или иной формы составляет лишь незначительную часть месяца. Превышение этой «нормы» даже вдвое еще не определяет в большинстве господствующего положения этой формы меридиональных процессов, так как и в этом случае одноименные процессы могут наблюдаться меньше половины месяца.

Более целесообразно вести обработку материалов не по месяцам, а по декадам, в течение которых наблюдались меридиональные процессы одной и той же формы. Такая обработка материалов позволяет использовать данные декадного распределения других метеорологических элементов, имеющиеся в Центральном институте прогнозов с 1947 г., для выявления их особенностей при той или иной форме циркуляции.

а. Меридиональные процессы западного положения высотного гребня (форма *З*)[1]

К форме *З*, как отмечено в главе II, отнесены такие процессы, при которых высотный гребень или антициклон расположен над Британскими островами или континентом Западной Европы, а к востоку от этого района — высотная ложбина, ось которой находится над крайним востоком Европейской территории СССР или Западной Сибирью.

[1] Карты средних значений метеорологических элементов формы *З* строились по материалам следующих декад: 3-й февраля, 2-й и 3-й марта, 2-й апреля и 1-й июля 1948 г., 1-й февраля и 2-й октября 1949 г., 1-й и 2-й января и 3-й июля 1950 г., 1-й октября 1951 г., 1-й июля 1952 г., 1-й февраля и 3-й ноября 1953 г., 2-й февраля 1954 г., 1-й апреля, 2-й июля и декабря 1955 г., 3-й февраля, 1-й и 2-й июля 1956 г., 1-й июля и августа 1957 г.

Указанная главнейшая особенность тропосферного поля формы *З* отчетливо выявляется на картах средних для меридиональных процессов этой формы значениях H_{500} (рис. 19), с которых собственно и снято положение ВПФЗ формы *З* (рис. 10).

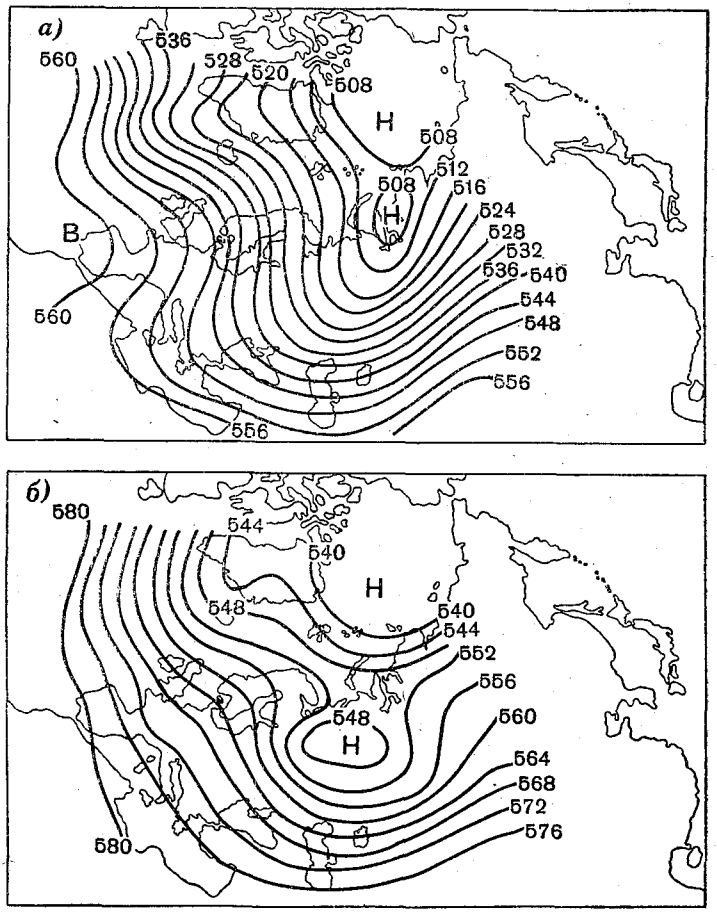

Рис. 19. Карта средних значений H_{500} меридиональных процессов формы *З* в холодном (*а*) и теплом (*б*) полугодиях.

Основные особенности тропосферного поля формы *З* почти одни и те же в холодную и теплую половину года. Небольшое различие между ними состоит лишь в том, что в теплую половину года характерный для этой формы высотный гребень сдвинут несколько больше к востоку.

В соответствии с общим годовым ходом значений геопотенциала от зимы к лету в меридиональных процессах формы *З*

наблюдается повсеместный подъем изобарических поверхностей при одновременном ослаблении как зональной, так и меридиональной составляющей циркуляции. Последнее легко обнаруживается по ослаблению от зимы к лету (см. рис. 19) зональных и меридиональных градиентов.

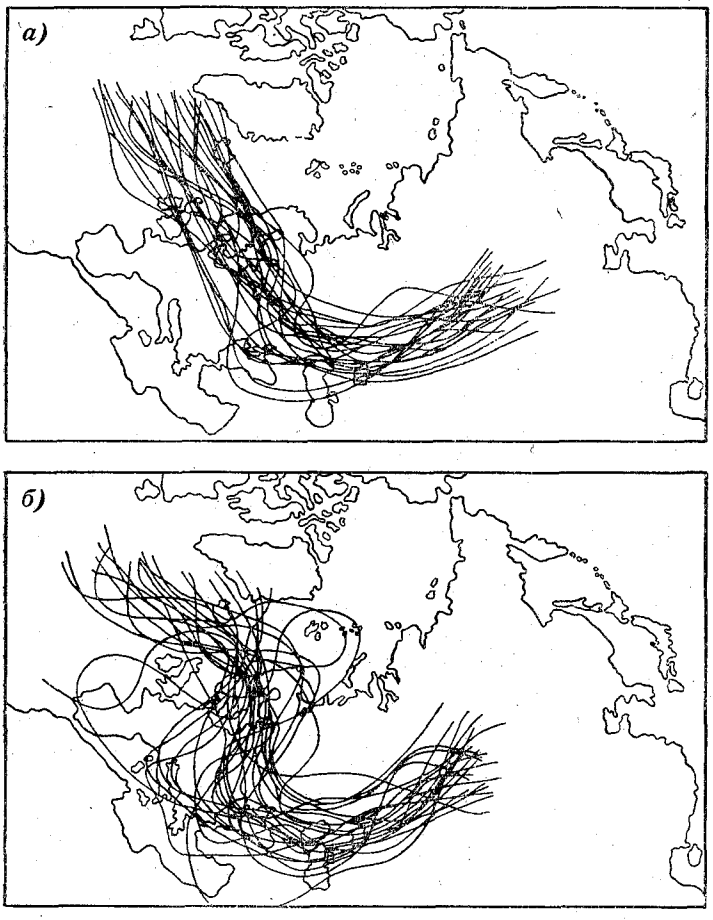

Рис. 20. Сборная карта ВПФЗ синоптических периодов с зональными (*а*) и меридиональными (*б*) процессами формы *З*.

На форму *З* приходится 20% общего числа процессов за 1938—57 гг., причем в среднем за год эта форма примерно с одинаковой частотой повторяется как в зональном, так и в меридиональном состоянии. Однако в холодном полугодии (X—III) частота процессов *З*, особенно в меридиональном состоянии, возрастает почти вдвое. По табл. 18 легко обнаружить, что в хо-

лодном полугодии форма *З* в меридиональном состоянии повторяется в среднем 4,5 дня в месяц, а в теплом полугодии — 2,5 дня.

На рис. 20 *б* приведена сборная карта ВПФЗ синоптических периодов, по которым построена карта средних значений H_{500} меридиональных процессов формы *З* в холодном полугодии (рис. 19 *а*). Конфигурация ВПФЗ снималась с карт средних значений H_{500} соответствующих синоптических периодов по способу, изложенному в работе Храброва [207].

Сборная карта ВПФЗ наглядно иллюстрирует, что карта, приведенная на рис. 19 *а*, не представляет собой результата случайного осреднения, а достаточно четко отражает особенности меридиональных процессов *З*. В каждом синоптическом периоде формы *З* ВПФЗ имеет антициклонический изгиб над Британскими островами или Западной Европой и циклонический изгиб над Европейской территорией СССР и Западной Сибирью. Эти же особенности можно обнаружить и в процессах *З* зонального состояния (рис. 20 *а*). Последние, как видно из сопоставления рис. 20 *а* и 20 *б*, отличаются ничтожной амплитудой волн по сравнению с такими же процессами меридионального состояния. Это отличие и позволяет объединять в одну общую группу все процессы с зональным состоянием, но не допускает объединения процессов различных форм меридионального состояния.

Из приведенных сборных карт видно, что в обоих состояниях циркуляции формы *З* ВПФЗ образуют достаточно тесные пучки, хотя в меридиональном состоянии вершины гребней и ложбин в отдельных случаях и отклоняются от среднего положения. Такие колебания определяют собой различную интенсивность меридионального воздухообмена. Сравнение сборной карты ВПФЗ зональных процессов формы *З* с картой средних значений H_{500} зональных процессов всех форм (рис. 14) показывает, что по состоянию возмущенности потоков между ними практически нет заметных различий, которые в то же время четко обнаруживаются в процессах одной и той же формы, но относящихся к зональному и меридиональному состоянию. Вследствие этого приведенные на рис. 16 и 17 характеристики поля температуры и осадков для всех процессов зонального состояния вполне отражают важнейшие особенности этих полей и для зонального состояния формы *З*.

В противоположность этому поля температуры и осадков для меридиональных процессов *З* резко отличаются от тех, которые приведены на рис. 16 и 17. В холодную половину года почти вся Европа и Западная Сибирь, как видно на рис. 21 *а*, заняты отрицательной аномалией температуры со значениями до 6° в очаге на Европейской территории СССР. В это же время в Средней Азии и на востоке евразийского континента температура бывает выше нормы.

Процессы *З* в меридиональном состоянии, особенно при разновидностях с ультраполярной направленностью ВПФЗ обусловливают самые сильные холода на Европейской территории СССР и Западной Европе. Памятный в этом отношении из по-

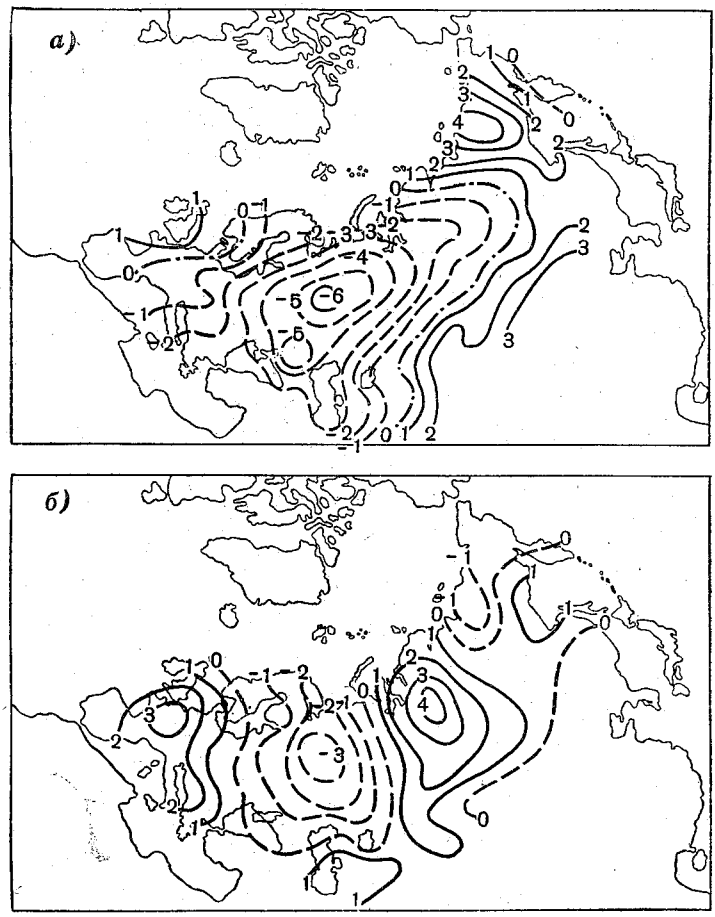

Рис. 21. Средняя аномалия температуры воздуха при меридиональных процессах формы *З* в холодном (*а*) и теплом (*б*) полугодиях.

следних лет январь 1950 г., в котором средняя месячная аномалия температуры на юге Европейской территории СССР достигала 10—11°, в течение 27 дней находился под влиянием меридиональных процессов *З* (см. приложение II).

При меридиональных процессах *З* наибольшая величина аномалии до 9—12° наблюдается в центральных месяцах холодного

полугодия. В октябре—ноябре, а также в марте значения в очаге отрицательной аномалии понижаются до 4—8°.

В меридиональном состоянии форма *З* редко занимает целый месяц, тем более несколько месяцев подряд. Чаще эта форма циркуляции, занимая господствующее положение в данном месяце, повторяется поочередно в меридиональном и зональном состояниях. Так, например, в марте 1942 г. 29 дней были заняты циркуляцией формы *З*, причем 17 из них были в меридиональном состоянии, а 12 — в зональном. Аналогичным ему был также декабрь 1941 г., у которого 24 дня с формой *З* поровну делились между меридиональным и зональным состояниями.

При таком сочетании в дни с зональным состоянием формы *З* вынос теплого воздуха с запада быстро сменяется значительными тыловыми вторжениями холодного воздуха с севера и северо-востока. В результате этого весь очаг отрицательной аномалии за месяц как бы смещается несколько к северу, распространяясь одновременно на северные районы Сибири. Величина аномалии в очаге при этом по-прежнему в значительной мере зависит, при прочих равных условиях, от сезонных особенностей. В декабре 1941 г. с 24 днями формы *З* отрицательная аномалия температуры воздуха в очаге достигала 10°, а в марте 1942 г. с 29 днями этой же формы — всего 6—8°.

В зимних месяцах с меридиональными процессами *З* отрицательные аномалии температуры воздуха проникают далеко на запад европейского континента. Ранее автором [122] было показано, что этот холод «подрезает» у основания располагающийся над Западной Европой или Британскими островами теплый высотный гребень, поддерживающий меридиональность, вследствие чего меридиональные процессы *З* перестраиваются либо в зональную, либо в иную форму циркуляции.

В теплую половину года меридиональные процессы *З* в общих чертах определяют тот же характер аномалии температуры воздуха (рис. 21 *б*): очаг относительного холода на Европейской территории СССР, а к западу и востоку от него располагаются положительные аномалии. В среднем очаг отрицательной аномалии со значениями до 3° находится почти в том же месте, что и в холодную половину года, однако его восточная и, особенно, северо-восточная периферия в теплую половину года ограничивается районом Приуралья. В Западной Сибири еще расположен очаг положительной аномалии температуры воздуха со значениями до 3—4°.

С запада очаг отрицательной аномалии температуры ограничен линией Стокгольм—Варшава—Кишинев, так что почти вся Западная Европа занята положительными значениями отклонения температуры от нормы до 3°. В холодную половину года нулевая изаномала на западе проходит по линии Стокгольм—Копенгаген—Париж, т. е. значительно западнее, а на

востоке — по линии п-ов Таймыр—Якутск—Красноярск—Ташкент, т. е. значительно восточнее. Последнее обусловлено не только более интенсивным меридиональным обменом в холодную половину года, но и противоположными условиями трансформации воздуха над континентом. В зимние месяцы вторже-

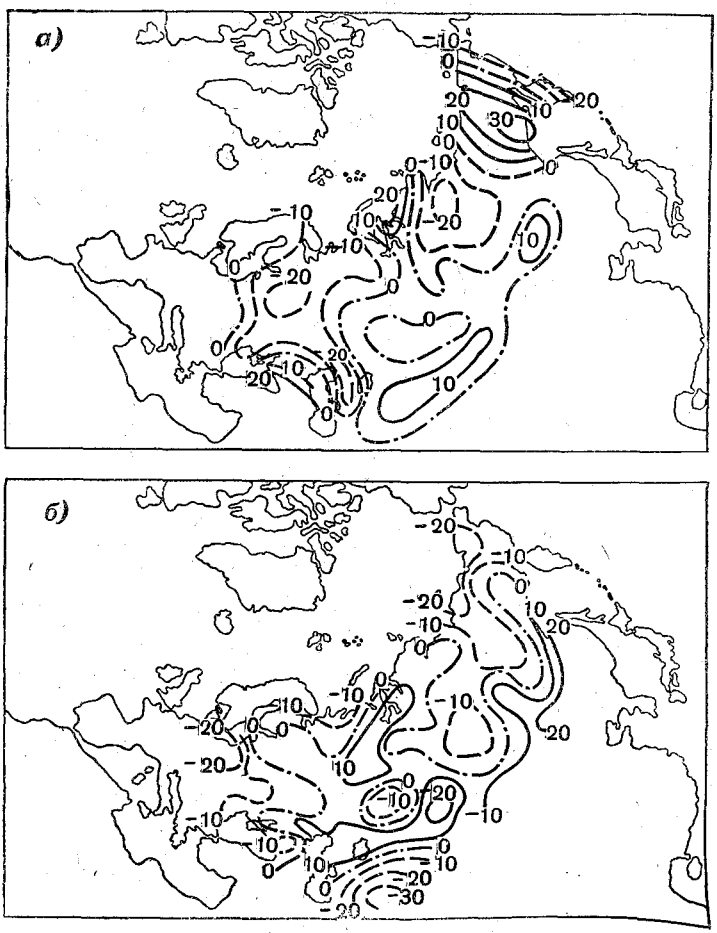

Рис. 22. Средняя аномалия осадков (в %) при меридиональных процессах формы *З* в холодном (*а*) и теплом (*б*) полугодиях.

ние холода на континенте усиливается радиационным выхолаживанием воздуха, в то время как в летние месяцы радиационные условия способствовали его прогреву. Из сопоставления рис. 17 *б* и 21 *б* легко обнаружить, что в теплую половину года меридиональные процессы *З* определяют почти такую же аномалию температуры воздуха, как и летние зональные процессы.

Характерные циркуляционные особенности меридиональных процессов *З* находят четкое отражение и на картах осадков (рис. 22). Если в зональных процессах полосы с повышенным и пониженным увлажнением вытянуты вдоль параллелей (рис. 18), то в меридиональных процессах *З*, равно как и других форм, они как бы чередуются в направлении параллелей. Наиболее четко эта особенность видна на рис. 22, представляющем аномалии декадных осадков в холодную половину года.

При меридиональных процессах *З* на восточной части антициклонически изогнутой ВПФЗ (рис. 19) осуществляется активный антициклогенез, вследствие которого зимой почти вся Европейская территория СССР имеет дефицит осадков. Вторгающийся на Европу холод является в то же время причиной активизации черноморских и каспийских [15, 132] термических циклонов, смещающихся вдоль восточной ветви ВПФЗ на юго-восток Европейской территории СССР и юг Западной Сибири, где и наблюдается избыточное увлажнение. К востоку (в Сибири) эта полоса снова сменяется очагом недостаточного увлажнения и т. д.

В теплую половину года (рис. 22 *б*) при меридиональных процессах *З* наблюдается в общем такое же распределение увлажнения. Заметное отличие последнего заключается в том, что очаг дефицита осадков на Европейской территории СССР сдвинут к западу и юго-западу, а в северной ее половине область дефицита разорвана зональной полосой нормального увлажнения. Последняя, по-видимому, является следствием значительных конвективных осадков на восточной и северо-восточной периферии антициклонов, смещающихся на Центральную и Восточную Европу.

Выше отмечалось, что в каждой из четырех форм циркуляции, установленных по определенному сочетанию знаков зональных градиентов геопотенциала в умеренной зоне, можно выделить еще четыре соответствующих разновидности по характеру сочетания этих градиентов в северной зоне (*Зз, Зц, Зв* и *Зс*). Именно с этими разновидностями и связан некоторый разброс вершин гребней ВПФЗ к западу и востоку, который можно обнаружить на сборной карте ВПФЗ формы *З* (рис. 20).

Наибольшая повторяемость приходится на разновидности *Зз* (38,9%) и *Зц* (41%), т. е. на те процессы, у которых высотный гребень на западе расположен почти симметрично относительно меридиана (разновидность *Зз*), либо на севере он несколько сдвинут к востоку относительно основания в положение, характерное для формы *Ц*. На остальные две разновидности в сумме приходится всего лишь около 20% (*Зв* — 7,6%, *Зс* — 12,5%). Господствующее положение первых двух разновидностей нашло отражение и на сборной карте ВПФЗ (рис. 20).

Учет аэросиноптических особенностей разновидностей той или иной формы, очевидно, может понадобиться при каком-либо

детальном анализе. Для получения же описанных выше аэросиноптических характеристик отбирались декады за 1947—57 гг. с учетом осуществления в них лишь основной формы, т. е. без выделения разновидностей.

Достаточно большая общность между аэросиноптическими характеристиками меридиональных процессов *З* в холодном и теплом полугодиях может служить показателем того, что для макросиноптического анализа в первом приближении вполне достаточно пользоваться характеристиками основной формы. В случае необходимости по данным приложения I (де-

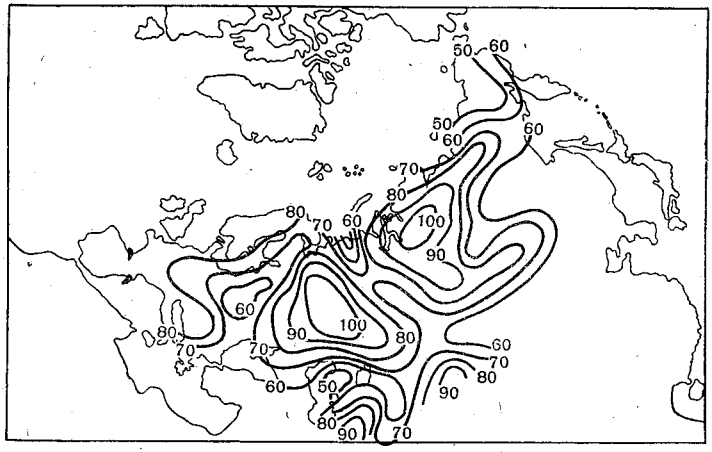

Рис. 23. Вероятность (в %) повторения типового распределения аномалии температуры воздуха при меридиональных процессах формы *З*.

сятая колонка) легко установить разновидность формы циркуляции, указанной в той же таблице (одиннадцатая колонка).

Для выяснения того, в какой мере отображают типовые карты средней температуры или осадков особенности распределения этих элементов в каждом из вошедших в осреднение случае в отдельности, подсчитаны вероятности (в %) осуществления типового значения.

На рис. 23 в виде примера приведена карта осуществления типового знака аномалии температуры в летних меридиональных процессах формы *З*. В районах расположения очагов аномалии температуры (рис. 22 *б*) типовой знак повторяется в 90—100% случаев. В районах расположения нулевых изаномал эта вероятность, вполне естественно, приближается к 50%, так как в отдельных случаях нулевая изаномала, в отличие от очагов, испытывает смещения в ту или другую сторону.

Подобные же результаты получены и для других типовых карт.

б. Меридиональные процессы центрального положения высотного гребня (форма *Ц*)[1]

Процессы формы *Ц* встречаются наиболее часто — 31% всех дней. Эти процессы отличаются от процессов формы *З* тем, что характерный для них высотный гребень смещен к востоку относительно положения его в форме *З* несколько больше чем на половину фазы длины волны и занимает в холодную половину года Восточную Европу (рис. 24 *а*). Ось этого гребня проходит по линии Бухарест—Минск—Мурманск. Летом благодаря активному прогреву континентальной подстилающей поверхности, как и в форме *З*, гребень ВПФЗ распространен несколько более к востоку (рис. 24 *б*), располагаясь над Европейской территорией СССР, а ось его смещается на линию Харьков—Москва—Архангельск.

В холодном полугодии форма *Ц* чаще встречается в зональном состоянии, а в теплом — в меридиональном. По данным табл. 18 легко подсчитать, что в зимних месяцах в меридиональном состоянии она встречается в среднем 3,7 дня, а в летних месяцах — 7,2 дня. В июле—августе это число возрастает до 9.

В процессах *Ц* высотный гребень чаще всего (63,2%) расположен симметрично относительно меридианов (разновидность *Цц*). Примерно с равной частотой они встречаются в разновидности *Цз* (17%), когда вершина гребня смещена к западу от его основания, и *Цв* (15,6%), когда вершина гребня смещена к востоку. Разновидность *Цс* наблюдается очень редко (4,1%).

Для аэросиноптической характеристики макропроцессов, как и в случае с формой *З*, учитывался лишь основной признак — форма циркуляции — без разделения на разновидности.

На рис. 25 приведены средние декадные аномалии температуры воздуха за период 1947—57 гг. для меридиональных процессов *Ц* в холодную (рис. 25 *а*) и теплую (рис. 25 *б*) половину года. Сопоставляя их с соответствующими картами зональных процессов (рис. 17) легко убедиться в их полной противоположности. Одновременно они существенно отличаются и от аномалий температуры, обусловливаемых меридиональными процессами *З* (рис. 21). По отношению к последним в холодную половину года все температурное поле, как и высотное деформационное поле, сохраняя те же черты, сдвинулось к востоку.

В меридиональных процессах *З* очаги отрицательной аномалии температуры в холодную половину года располагаются на

[1] Для построения характеристик этой формы использовались материалы метеорологических наблюдений следующих декад: 2-й февраля, 3-й июня, 1-й августа и ноября 1951 г., 2-й июля 1952 г., 3-й июля и октября и 1-й ноября 1953 г., 3-й февраля, 1-й мая и 2-й августа 1954 г., 1-й сентября и ноября 1955 г., 2-й марта и июня 1956 г., 2-й июля, августа и ноября и 3-й апреля 1957 г.

Европейской территории СССР (рис. 21 *а*), а в процессах *Ц* почти при той же интенсивности они расположены на территории Западной Сибири и в Казахстане.

С меридиональными процессами *Ц* связаны наиболее суровые зимы на юго-востоке Европейской территории СССР,

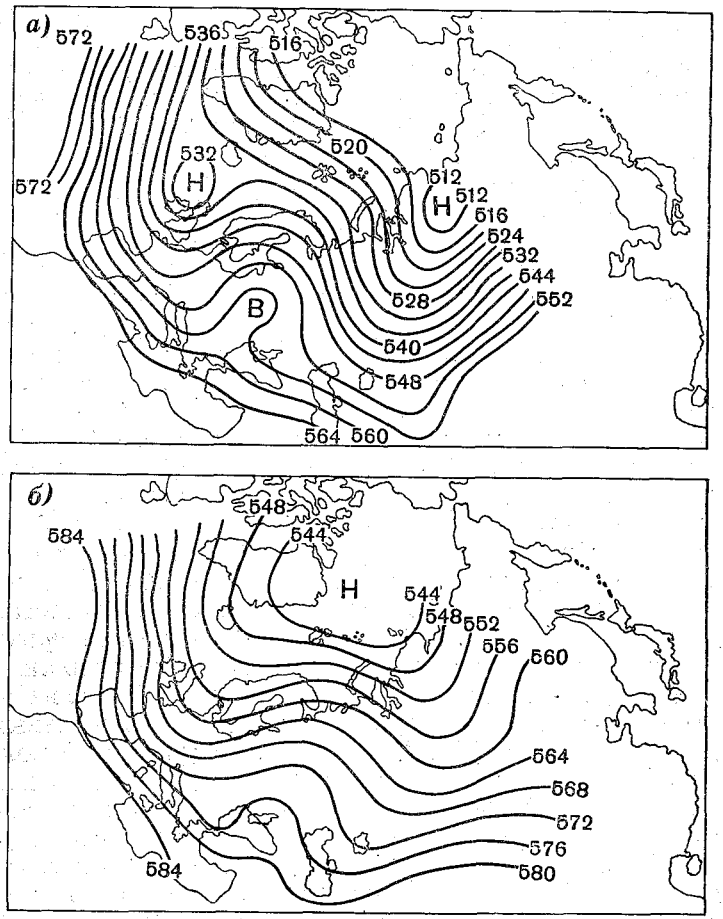

Рис. 24. Карта средних значений H_{500} меридиональных процессов формы *Ц* в холодном (*а*) и теплом (*б*) полугодиях.

в Средней Азии и в Западной Сибири. В то же время благодаря выносу тепла по западной периферии гребня ВПФЗ на крайнем севере евразийского континента и в особенности в прилегающих к нему полярных морях температура воздуха оказывается выше обычной.

Примером зимнего месяца с господством меридиональных

процессов *Ц* может служить из последних лет февраль 1951 г. В этом месяце в течение всех 28 дней наблюдались меридиональные процессы, причем 20 из них были с процессами *Ц*. В очаге отрицательной аномалии температуры воздуха в Запад-

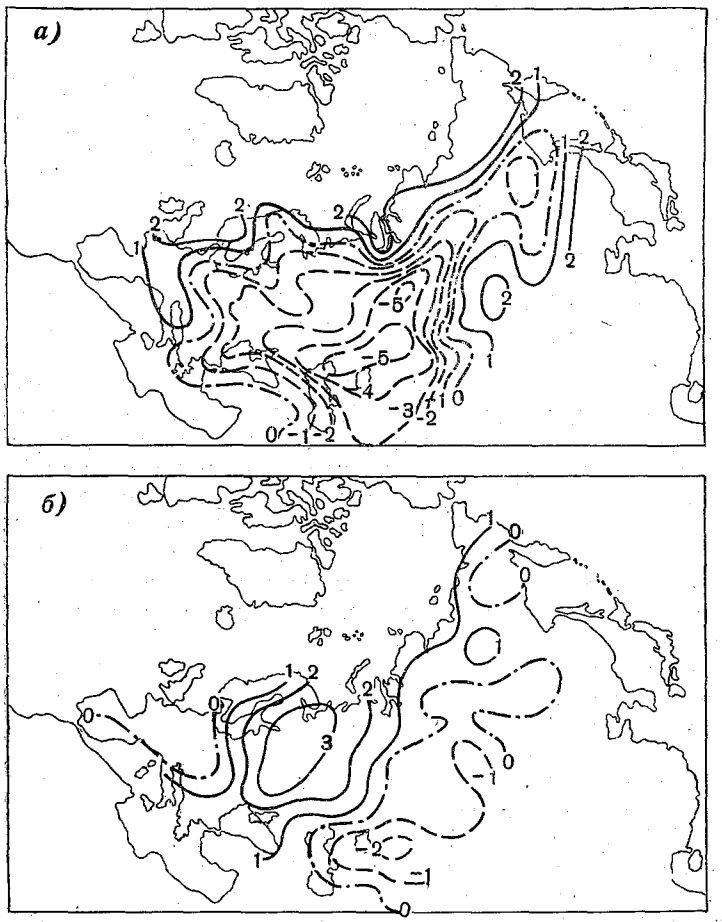

Рис. 25. Средняя аномалия температуры воздуха при меридиональных процессах формы *Ц* в холодном (*а*) и теплом (*б*) полугодиях.

ной Сибири и Центральном Казахстане значения достигали 10—12°.

Теплый океан и холодный континент в зимние месяцы не благоприятствуют устойчивому состоянию меридиональных процессов *Ц*. Неустойчивости их способствует также вторгающийся по восточной части гребневой ВПФЗ холод у поверхности земли и в средней тропосфере, который «подрезает» высотный гребень

у основания и приводит к перестройке этих процессов в другие формы циркуляции. Это же явление, как отмечено выше, наблюдается и в меридиональных процессах *З*. Однако в последних основание высотного гребня часто расположено над океанической частью подстилающей поверхности, где имеются благоприятные условия для быстрого прогрева холодного воздуха и восстановления высотного гребня, характерного для формы *З*. Благодаря этому процессы *З* в холодном полугодии оказываются более устойчивыми.

В форме *Ц* основание высотного гребня расположено над континентом, где холодный воздух не только не прогревается, но, наоборот, по мере продвижения над покрытым снегом континентом еще более выхолаживается. Вследствие этого при прочих равных условиях здесь не может происходить такое же быстрое восстановление высотного гребня, как при процессах *З*. Отсекающийся или «отшнуровывающийся» [65] в высоких широтах самостоятельный высотный антициклон создает так называемый блокирующий эффект, а затем объединяется с возникающим западным и реже с восточным высотным гребнем.

Меридиональные процессы *Ц* вследствие вышеуказанного в холодном полугодии очень часто сочетаются с процессами *З* или других форм циркуляции. Так как при этом по восточной периферии высотного антициклона продолжается перенос холодного воздуха, то в среднем за месяц очаг отрицательной аномалии температуры воздуха в таких случаях занимает более западные районы, если форма *Ц* сочетается с процессами *З* или *С*, либо более восточные районы, когда она сочетается с формой *В*. При процессах *Ц* наибольшие по величине отрицательные аномалии температуры воздуха, до 8—12°, также наблюдаются в центральных месяцах холодного полугодия, а в остальных они уменьшаются до 4—8°.

В теплую половину года (рис. 25 *б*) очаг отрицательной аномалии температуры воздуха расположен почти в тех же районах, но он настолько ослаблен и сокращен по размерам (особенно с запада), что на Европейской территории СССР появляется очаг положительных отклонений, в среднем до 3°. В центральных месяцах теплого полугодия очаг отрицательных отклонений в Западной Сибири и Казахстане ослабевает иногда до 1°.

Меридиональные процессы в теплую половину года обусловливают почти совершенно обратную характеристику температурной аномалии как по сравнению с летними зональными процессами (рис. 17 *б*), так и по сравнению с летними меридиональными процессами *З* (рис. 21 *б*).

Огромная трансформирующая роль теплой континентальной подстилающей поверхности сказывается в поведении всей толщи тропосферы, в том числе и на устойчивости меридиональных процессов формы *Ц*. В холодную часть года, как отмечалось выше, меридиональные процессы *Ц* по особенностям воздей-

ствия на них подстилающей поверхности являются «аномальными» и неустойчивыми, а в теплую половину года подстилающая поверхность оказывает на них совершенно противоположное влияние.

В форме *Ц* над крайним западом Европы и прилегающей частью Атлантического океана, являющихся летом «холодильником», расположена высотная ложбина. Летнее состояние подстилающей поверхности при прочих равных условиях способствует устойчивости этой ложбины. Гребень ВПФЗ расположен в то же время полностью над континентом, представляющим собой «нагреватель».

В системах вторгающихся на Европейскую территорию СССР и усиливающихся вдоль антициклогенетической ветви ВПФЗ ядер высокого давления наблюдается адиабатическое нагревание воздуха в свободной атмосфере, которое сочетается с интенсивным прогреванием нижних слоев его от теплой континентальной подстилающей поверхности.

В ряде исследований [1, 93, 99, 133, 179] показано, что особенно значительна такая трансформация воздуха в юго-западной и западной частях антициклона, где циркулирует уже возвращающийся к северу и прогретый над Казахстаном и юго-востоком Европейской территории СССР прежний холодный и сухой воздух. Нередко по западной стороне гребня ВПФЗ вместе с этим воздухом втягивается на Восточную Европу также тропический воздух.

Таким образом, вместо «подрезания» высотного гребня в процессах *Ц* в теплую половину года благодаря специфическому влиянию теплой континентальной подстилающей поверхности создаются условия для его сохранения. Последнее приводит к тому, что процессы формы *Ц* не только часто повторяются (на эту форму приходится около трети всех процессов, причем 65% из них в меридиональном состоянии), но и очень устойчивы. Если устойчивое сохранение процессов *Ц* в течение целого месяца холодного полугодия — явление редкое, то в теплом полугодии эта форма может быть господствующей даже в нескольких месяцах подряд, как это имело место, например, в летние сезоны 1938 и 1939 гг. (см. приложение II).

Изложенное является прекрасным примером того, насколько существенно влияние подстилающей поверхности на устойчивость тех или иных макропроцессов и обусловливаемые ими метеорологические характеристики. Одни и те же макропроцессы (в данном случае формы *Ц*) под влиянием различных сезонных состояний подстилающей поверхности могут оказаться весьма устойчивыми или наоборот. По тем же причинам они могут приводить к противоположным температурным эффектам: значительная отрицательная аномалия температуры воздуха на Европейской территории СССР зимой (рис. 25 *а*) и столь же значительная положительная аномалия летом (рис. 25 *б*).

Меридиональные процессы *Ц* являются замечательной иллюстрацией и в другом отношении. При противоположных по знаку характеристиках температуры в распределении зимних и летних осадков при форме *Ц* практически невозможно усмотреть на той же территории каких-либо существенных различий (рис. 26).

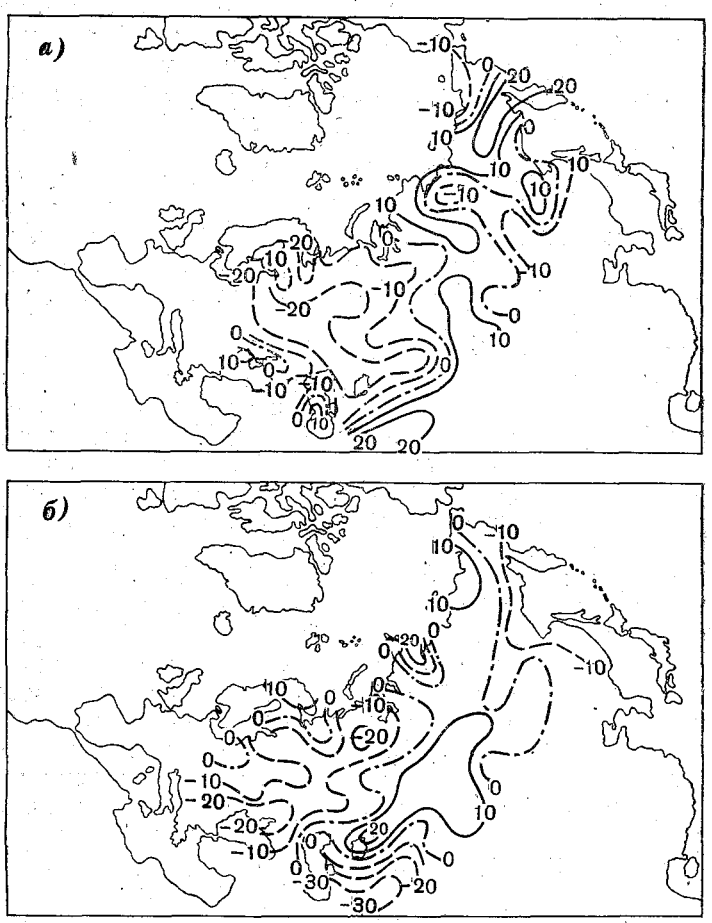

Рис. 26. Средняя аномалия осадков (в %) при меридиональных процессах формы *Ц* в холодном (*а*) и теплом (*б*) полугодиях.

Как в холодную, так и в теплую половину года при меридиональных процессах *Ц* на огромном пространстве Европейской территории СССР и в прилегающих районах Западной Сибири наблюдается дефицит, а в остальных районах Западной и Центральной Сибири, а также на юго-востоке Казахстана — избыток осадков.

Совпадение зимних и летних характеристик осадков при данной форме циркуляции, имеющее место и при других формах, не означает, конечно, что подстилающая поверхность и ее сезонные особенности не оказывают никакого влияния на этот метеорологический элемент. Из общей климатологии [2] известно, какое влияние оказывает рельеф местности на изменение количества осадков. Более того, в литературе показана роль в увеличении осадков и такого фактора шероховатости, как лесные массивы, особенно расположенные отдельными участками [110].

Другой вид влияния подстилающей поверхности на характеристики осадков осуществляется через трансформацию воздуха. Последняя влияет на стратификацию воздуха и, следовательно, на условия образования облачности и осадков.

Летом при меридиональных процессах *Ц* с их адвекцией холода на Европейскую территорию СССР трансформация должна способствовать развитию неустойчивости, особенно в северо-восточной и восточной частях перемещающихся антициклонов, где и должно наблюдаться выпадение конвективных осадков. Последнее, по-видимому, и является причиной того, что в теплом полугодии, как видно из сопоставления рис. 26 *а* и 26 *б*, дефицит осадков на значительной части Европейской территории СССР слабее, а избыток в Казахстане и на юго-востоке Западной Сибири несколько сильнее, чем в холодном полугодии.

Однако эти влияния подстилающей поверхности нисколько не меняют основного характера распределения осадков в меридиональных процессах *Ц* — дефицит на Европейской территории СССР и избыток в Сибири и Казахстане, — обусловленного более существенными и притом одинаковыми для холодного и теплого полугодия факторами.

М. И. Будыко и О. А. Дроздов [32], К. И. Кашин и Х. П. Погосян [124] показали роль в образовании и распределении осадков внутреннего и внешнего влагооборота в атмосфере и зависимость последнего от характера циркуляции.

Выпадение осадков определяется не только влагосодержанием воздуха, переносимого по горизонтали, но и теми вертикальными движениями, в которых участвуют эти массы воздуха. Давно известно, что те вертикальные движения, которые вызывают охлаждение воздуха, способствуют тем самым конденсации водяного пара и выпадению осадков, а те вертикальные движения, которые приводят к повышению температуры движущегося воздуха, наоборот, удаляют его от состояния насыщения и уменьшают возможность выпадения осадков из этой массы воздуха.

Х. П. Погосян [166], на основе схемы расчета вертикальных токов Г. И. Морского [144], показал, что благодаря восходящим движениям с момента возникновения циклона и в течение трех суток его углубления температура воздуха как нижней тропосферы (слой 500—1000 *мб*), так и всей тропосферы (слой 300—

1000 *мб*), понизилась примерно на 10° при одновременном углублении циклона у поверхности земли на 27 мб.

А. И. Бурцев [34] на основе детального анализа случая развивающегося циклона показал, что несмотря на уменьшение влагосодержания воздуха наблюдалось увеличение количества выпавших осадков, обусловленное значительным увеличением вертикальных скоростей.

Интересный случай проанализирован А. А. Бачуриной и В. М. Черкасской [8], показавших, что возникновение большой зоны обложных осадков в течение нескольких дней было обусловлено не фронтальным разделом, находившемся от этой зоны на расстоянии 1000 *км*, а появлением обширной области восходящих токов, с которыми одновременно был связан активный внефронтальный циклогенез.

Совершенно очевидно, что в антициклонах все эти явления имеют обратный знак. Таким образом, можно утверждать, что преобладание циклонической или антициклонической циркуляции над тем или иным районом в сочетании с тем или иным влагосодержанием воздуха, охваченного этой циркуляцией, играет почти решающую роль в распределении осадков. При этом изменение сезонных влияний подстилающей поверхности на эти процессы, как видно на примере формы *Ц*, оказывается существенным для характеристик температурного поля, но мало существенно для распределения осадков. Эти же особенности были характерны для процессов *З* и, как будет показано ниже, для меридиональных процессов остальных форм.

в. Меридиональные процессы восточного положения высотного гребня (форма *В*) [1]

Процессы формы *В* характеризуются крайне восточным положением высотного гребня по отношению к его положению в формах *З* и *Ц*. В холодную половину года ось этого гребня проходит по линии Тбилиси — Куйбышев — Нарьян-Мар, а в теплую — еще немного восточнее, по линии Гурьев — Нарьян-Мар. При процессах *В* над центральными районами Северной Атлантики нередко появляется также второй, менее интенсивный высотный гребень (рис. 27), который в холодную половину года благодаря влиянию относительно теплой океанической поверхности, как правило, выражен более четко, чем в теплом полугодии.

В холодную половину года континентальная подстилающая поверхность не способствует поддержанию высотного гребня над

[1] Для построения характеристик этой формы использовались материалы метеорологических наблюдений следующих декад: 1-й июня 1948 г., 2-й ноября 1949 г., 2-й апреля и декабря и 3-й ноября 1950 г., 3-й февраля и августа, 1-й марта и 2-й августа 1951 г., 2-й ноября, 3-й декабря и 1-й сентября 1952 г., 2-й июля 1953 г., 1-й и 2-й июля 1954 г., 2-й мая 1955 г., 3-й августа 1956 г., 1-й мая, 1-й и 2-й сентября и 3-й февраля и июля 1957 г.

восточной частью Европейской территории СССР и Западной Сибирью, вследствие чего процессы *В* в это время повторяются реже (20%) всех остальных форм, особенно в меридиональном состоянии.

Летом, наоборот, теплая континентальная подстилающая поверхность благоприятствует, как и в случае формы *Ц*, появле-

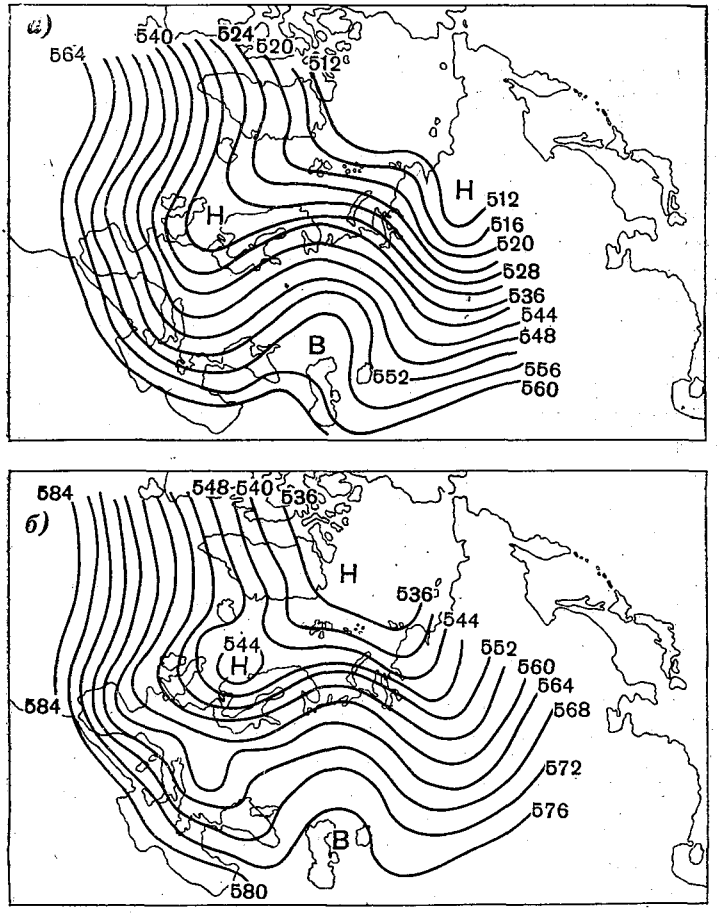

Рис. 27. Карта средних значений H_{500} меридиональных процессов формы *В* в холодном (*а*) и теплом (*б*) полугодиях.

нию и поддержанию высотного гребня над континентом, благодаря чему в это время форма *В* повторяется более часто (26%) и находится на втором месте после процессов *Ц*. Это соотношение сохраняется и в повторяемости меридиональных процессов — в теплую половину года из всех процессов *Ц* и *В*

на меридиональное состояние приходится 66% первых и 60% вторых.

Средняя повторяемость дней с меридиональной циркуляцией формы *В* в месяцах, холодного полугодия составляет около 3, а в месяцах теплого полугодия — около 5.

Процессы *В* в подавляющем большинстве случаев (79%) встречаются в разновидности с симметрично расположенным гребнем относительно меридианов (*Вв* — 46,8%), либо в разновидности формы *Ц*, когда вершина его смещена несколько к западу (32,2%). На остальные разновидности приходится соответственно 14,6% (*Вс*) и 6,4% (*Вз*).

Более восточное по сравнению с формами *З* и *Ц* положение основного гребня обусловливает также соответствующий сдвиг очагов аномалии других метеорологических элементов, тесно связанных с цикло- и антициклогенезом. Так, в процессах *Ц* в холодную часть года очаги отрицательных аномалий температуры воздуха располагаются на юге Западной Сибири и в центре Казахстана (рис. 25*а*), а в процессах *В* они смещены на юго-восток Казахстана и Центральную Сибирь (рис. 28*а*).

Район распространения отрицательной аномалии температуры воздуха на запад ограничен крайним юго-востоком Европейской территории СССР, большая часть которой занята положительными отклонениями температуры от нормы на 3—5°, в то время как при форме *Ц* здесь также наблюдается отрицательная аномалия. Существенное различие можно видеть и в Центральной Сибири, где при меридиональных процессах *В* в холодном полугодии отрицательная аномалия температуры воздуха в среднем достигает 5—6°, а при форме *Ц* она имеет совсем незначительные отрицательные, а иногда даже положительные значения.

Указанные различия свидетельствуют о том, что меридиональные процессы *Ц* и *В*, несмотря на некоторую близость их тропосферных характеристик в теплую половину года, нецелесообразно объединять в одну форму.

Приведенные на рис. 28 величины аномалии температуры воздуха характеризуют средние для всего полугодия значения. При меридиональных процессах *В* в центральных месяцах холодного полугодия (декабрь—февраль) отрицательная аномалия температуры в очагах достигает 10—12°, а в остальных месяцах она уменьшается до 5—8°.

Примерами зимних месяцев с господствующими процессами *В* могут служить декабрь 1949 г. и ноябрь 1950 г. В декабре 1949 г. меридиональные процессы формы *В* занимали 22 дня. Отрицательная аномалия температуры воздуха в очаге, располагавшемся в этом месяце на востоке Казахстана, достигала 12°. В ноябре 1950 г. при том же числе дней с меридиональной циркуляцией *В* величина отрицательной аномалии температуры воздуха в очаге в Казахстане составляла уже только 8°, очаг

с такими же по абсолютной величине положительными аномалиями оказался на севере Европейской территории СССР и на Баренцевом море.

Форма *В* по тем же причинам, что и форма *Ц*, в холодном полугодии значительно менее устойчива, чем в теплом.

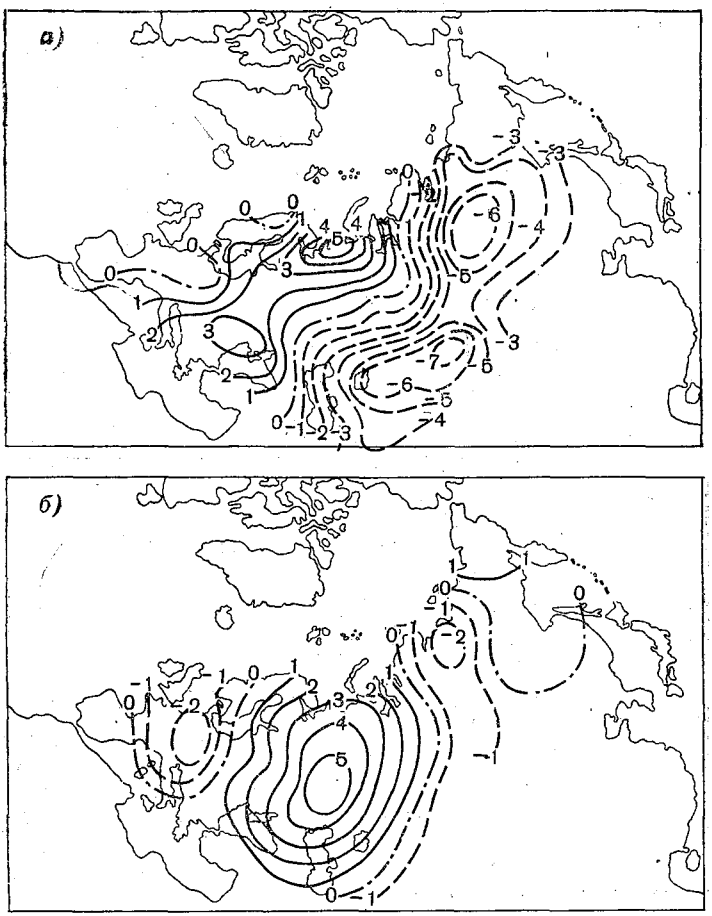

Рис. 28. Средняя аномалия температуры воздуха при меридиональных процессах формы *В* в холодном (*а*) и теплом (*б*) полугодиях.

В теплую половину года аномалии температуры, обусловленные меридиональными процессами формы *Ц* и *В* (рис. 25 *б* и 28 *б*) по географическому положению положительных и отрицательных аномалий, значительно ближе между собой, чем в холодную половину года. Однако и в этом случае при меридиональных процессах *В* очаг положительной аномалии расположен

не в западной, а в восточной половине Европейской территории СССР, да и величина аномалии в нем почти вдвое больше. Последнее обусловлено тем, что наряду с быстрой трансформацией холодного воздуха, циркулирующего в приземных антициклонах,

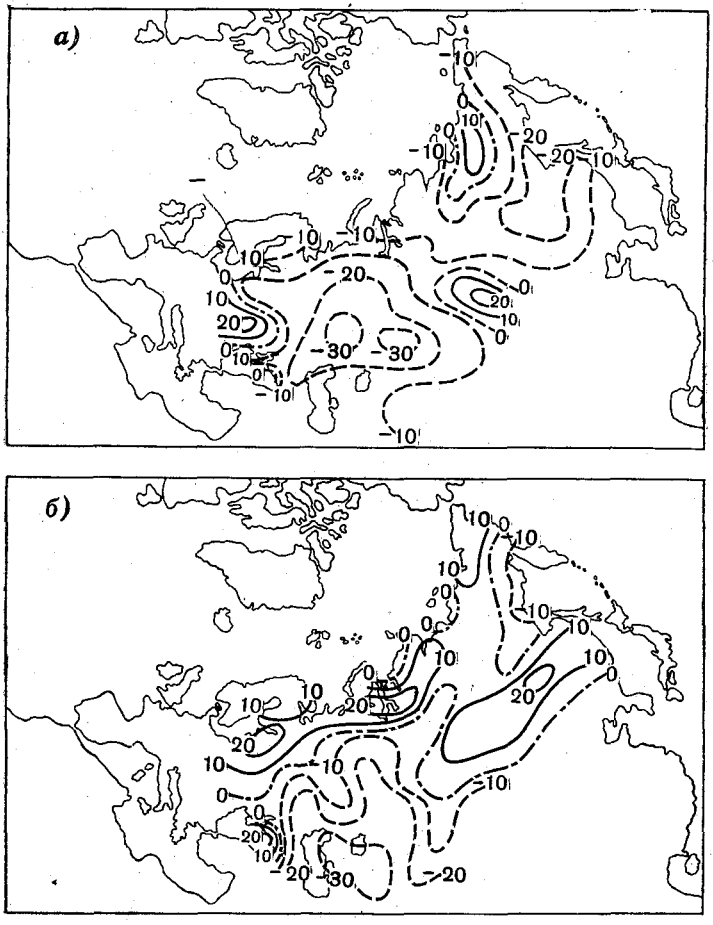

Рис. 29. Средняя аномалия осадков (в %) при меридиональных процессах формы *В* в холодном (*а*) и теплом (*б*) полугодиях.

при процессах *В* на Европейскую территорию СССР выносится также тропический воздух с Малой Азии.

Примером летнего месяца, в котором господствуют меридиональные процессы формы *В* может служить июль 1954 г. (20 дней при норме 4 дня). В этом месяце положительная аномалия температуры воздуха на Европейской территории СССР достигала 4—5°, а отрицательная на востоке Казахстана — до 2°.

Меридиональные процессы *В* в холодную часть года обусловливают наиболее распространенный по территории и значительный по величине дефицит осадков. Как видно на рис. 29 *а*, почти вся территория СССР, за исключением небольших окраинных районов, получает при этих процессах недостаточное увлажнение. Последнее обусловлено тем, что в холодную половину года при меридиональных процессах *В* сибирский антициклон, получая пополнения за счет полярных антициклонов, значительно усиливается и распространяется на запад. Иногда в этой обширной антициклонической системе устойчиво сохраняются два самостоятельных центра — на юго-востоке Европейской территории СССР или в Западном Казахстане и в районе Забайкалья.

Выше отмечалось, что в теплую половину года меридиональные процессы *Ц* и *В* имеют общие черты по географической локализации положительных и отрицательных аномалий температуры воздуха, отличаясь лишь несколько по положению и интенсивности самих очагов.

Из сопоставления рис. 26 *б* и 29 *б* видно, что по распределению осадков эти процессы и в теплую половину года имеют существенные различия. При меридиональных процессах *В* на значительных площадях северо-запада и севера Европейской территории СССР наблюдается избыточное увлажнение, чего нет при форме *Ц*. Наоборот, вся Средняя Азия, почти весь Казахстан и южная половина Западной Сибири при форме *В* находятся в зоне недостаточного увлажнения, в то время как при процессах *Ц* почти весь Казахстан и значительная часть юга Западной Сибири получают нормальное и избыточное увлажнение. Все это лишний раз подчеркивает различие между меридиональными процессами *Ц* и *В*.

г. Меридиональные процессы смешанной формы (*С*) [1]

Меридиональные процессы смешанной формы (*С*) над Атлантикой и Западной Европой почти полностью повторяют конфигурацию высотного поля формы *З*, а к востоку от этой территории — формы *В* (рис. 30). Вследствие этого в теплом полугодии смешанная форма (см. табл. 15) повторяется почти так же часто (24,1%), как и форма *В* (26,1%), а в холодном полугодии — даже чаще (27,8%) формы *З* (26,3%). По той же причине в меридиональном состоянии (табл. 16) смешанная форма циркуляции почти одинаково часто повторяется в холодном (54%) и теплом (46%) полугодиях.

---

[1] Характеристики смешанной формы строились по данным метеорологических наблюдений следующих декад: 3-й июня и 2-й июля 1949 г., 1-й августа и 2-й октября 1950 г., 3-й июля 1951 г., 2-й октября и 3-й февраля, июня и июля 1952 г., 1-й октября, 2-й и 3-й апреля 1955 г., 1-й января, апреля, августа и декабря 1956 г. и 1-й марта 1957 г.

Меридиональные процессы смешанной формы с симметричной относительно меридиана высотной ложбиной (разновидность *Сс*) хотя и встречаются чаще других разновидностей (38,4%), но не имеют такого решающего преобладания, как, например, разновидность *Цц* (63%). На остальные разновидности прихо-

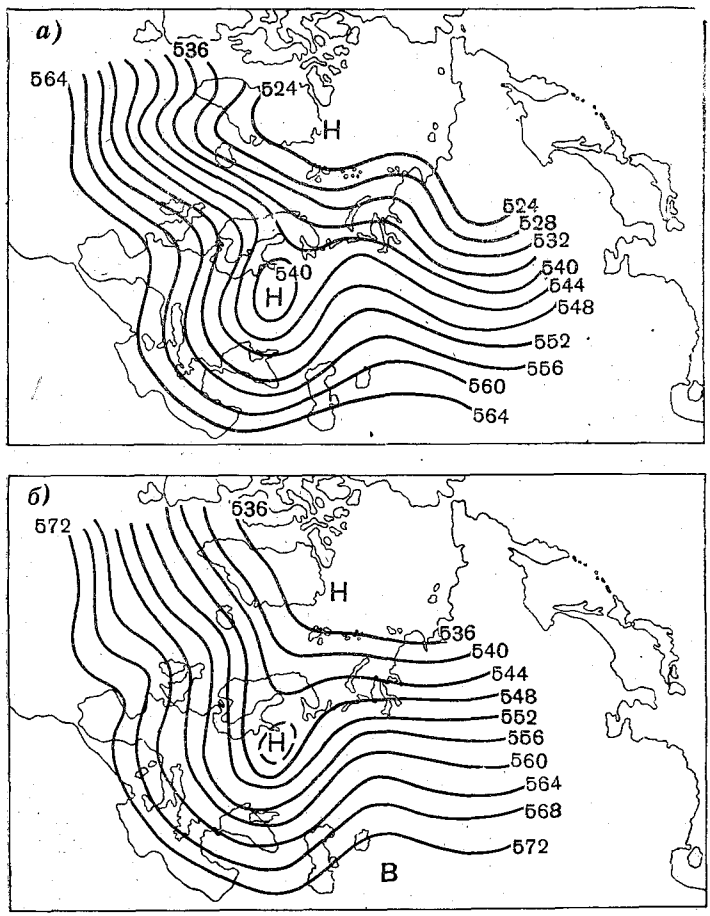

Рис. 30. Карта средних значений H_{500} меридиональных процессов формы *С* в холодном (*а*) и теплом (*б*) полугодиях.

дится соответственно 13,3% (*Сз*), 21,5% (*Св*) и 26,8% (*Сц*). К разновидности *Сц* или *Сз*, как правило, относятся меридиональные процессы смешанной формы с изолированными на юге Европы высотными циклонами.

Теплая континентальная подстилающая поверхность Европейской части СССР так же мало благоприятствует развитию высотной ложбины в летнем сезоне, как и холодная континен-

тальная подстилающая поверхность развитию высотного гребня формы *Ц* в зимнем сезоне. Вследствие этого в холодном полугодии ось высотной ложбины проходит по линии Шпицберген — Ленинград — Ялта (рис. 30 *а*), а в теплую половину года она смещается несколько к западу, на линию Ян-Майен — Минск — Кишинев (рис. 30 *б*), т. е. в сторону более холодной подстилающей поверхности.

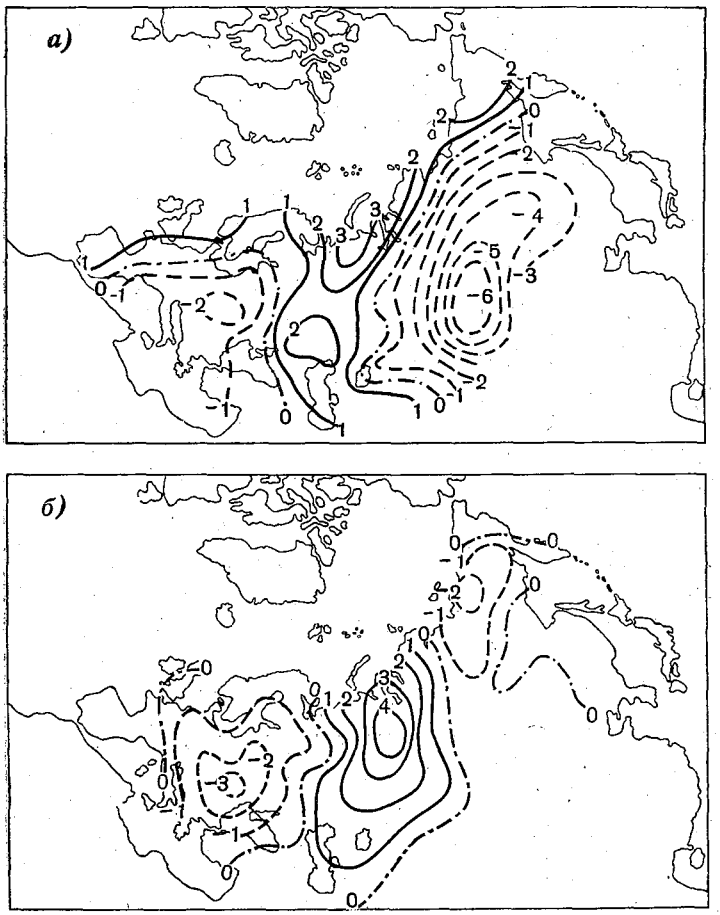

Рис. 31. Средняя аномалия температуры воздуха при меридиональных процессах формы *С* в холодном (*а*) и теплом (*б*) полугодиях.

Несмотря на то, что в западной половине рассматриваемого сектора полушария ВПФЗ и высотное барическое поле меридиональных процессов форм *З* и *С* по конфигурации имеют значительное внешнее сходство их термодинамические характеристики совершенно различны.

В процессах *З* ВПФЗ на восточной периферии высотного гребня является антициклогенетической. Вдоль этой зоны, как правило, осуществляется вхождение холодных антициклонов, что находит яркое отражение в поле температуры и осадков (рис. 21 и 22). Та же часть ВПФЗ в процессах формы *С*, наоборот, в районе раздвоения над Скандинавией является циклогенетичной. Вместо холодных антициклонов вдоль этой части ВПФЗ в большинстве разновидностей процессов смешанной формы смещаются циклоны.

Тыловые затоки за смещающимися с южной составляющей циклонами лишь усиливают над Западной Европой приземный гребень теплого азорского антициклона. Поэтому в меридиональных процессах формы *С* очаг отрицательной аномалии температуры воздуха, по сравнению с таковым в форме *З*, значительно ограничен и занимает лишь территорию Центральной Европы и крайнего запада Европейской территории СССР.

Подобные затоки холода, как было показано Н. Н. Бельской [15], приводят к активизации средиземноморских циклонов, которые затем вдоль циклогенетической ветви ВПФЗ (на западной периферии восточного гребня) смещаются на Европейскую территорию СССР. Эти южные циклоны вместе с циклонами, смещающимися через северо-западную часть Европы, не только создают на Европейской территории СССР в холодное полугодие повышенные температуры (рис. 31 *а*), но и огромный избыток осадков (рис. 32 *а*).

Из сопоставления карты осадков, обусловливаемых меридиональными процессами смешанной формы в холодное полугодие (рис. 32 *а*), с соответствующими картами меридиональных процессов других форм (рис. 22 *а*, 26 *а* и 29 *а*) видно, что на Европейской территории СССР наибольшее количество зимних осадков выпадает при меридиональных процессах смешанной формы.

В восточной половине рассматриваемого сектора ВПФЗ и высотное поле форм *С* и *В* имеют не только внешнее, но и термодинамическое сходство. В этой и другой форме ветвь ВПФЗ на восточной периферии восточного высотного гребня является антициклогенетической; в той и другой форме, вдоль нее смещаются с севера на юг и юго-восток холодные антициклоны. Вследствие этого на территории Западной Сибири и Казахстана меридиональные процессы *С* и *В* определяют в холодную часть года почти одинаковые аномалии осадков (рис. 29 *а* и 32 *а*) и температуры (рис. 28 *а* и 31 *а*).

Точно те же термодинамические особенности ВПФЗ имеют место и в летних меридиональных процессах смешанной формы (рис. 30 *б*). В месте раздвоения ВПФЗ над Скандинавией по восточной периферии западного высотного гребня, смещаются циклоны, а в районе слияния обеих ветвей ВПФЗ на северо-востоке восточного гребня образуются приземные холодные антициклоны.

Облачный покров в циклонах, смещающихся через Скандинавию на Европейскую территорию СССР, холодные затоки в их тылу, создают в западной половине Европейской территории СССР и в Центральной Европе в летних месяцах пониженные (на 1—3°) по отношению к норме температуры.

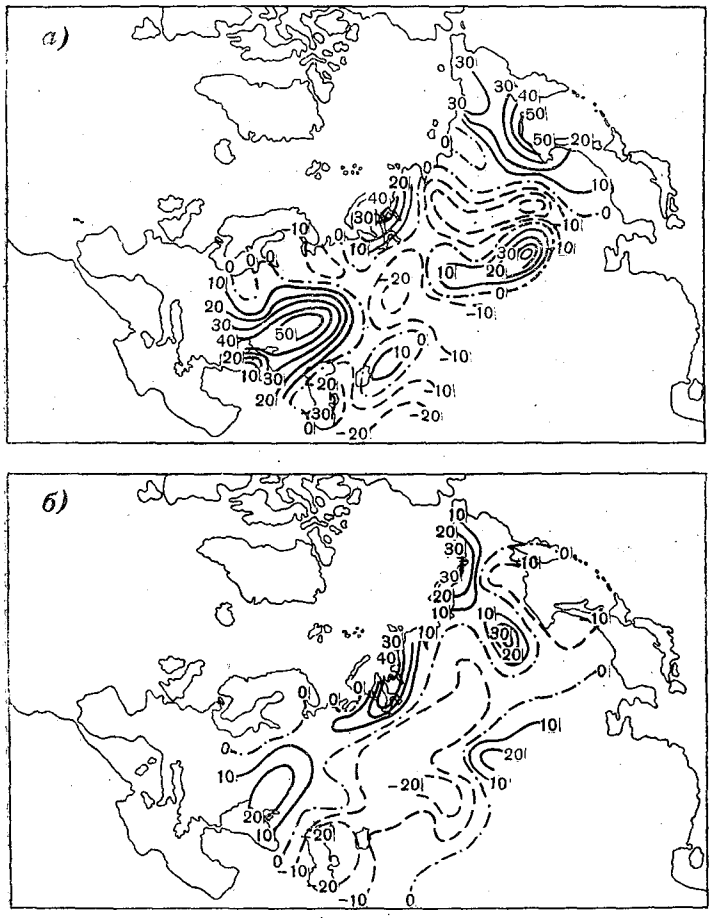

Рис. 32. Средняя аномалия осадков (в %) при меридиональных процессах формы *С* в холодном (*а*) и теплом (*б*) полугодиях.

На восточную половину Европейской территории СССР, наоборот, вместе со смещающимися с юга циклонами выносится при этих же процессах теплый воздух. Одновременно под влиянием теплой континентальной подстилающей поверхности над Западной Сибирью и Казахстаном в условиях антициклониче-

ского режима происходит интенсивная и быстрая трансформация воздуха. В результате этого на территории Западной Сибири, Казахстана и Средней Азии также создаются повышенные (на 3—4°) по сравнению с нормой температуры (рис. 31 *б*), которые сочетаются со значительным дефицитом осадков (рис. 32 *б*).

На примере распределения осадков при меридиональных процессах формы *С* (рис. 32) также наглядно видно, что изменение термического состояния подстилающей поверхности от зимы к лету, как это было показано и на примере формы *Ц*, не оказывает решающего влияния на распределение осадков. В теплую половину года почти на всей Европейской территории СССР при меридиональных процессах формы *С* наблюдается значительный избыток осадков, а на территории Западной Сибири и Казахстана — столь же значительный дефицит (рис. 32 *б*), т. е. точно такое же распределение, как и в холодную половину года (рис. 32 *а*). Последнее обусловлено тем, что осадки, как отмечено выше, определяются в основном вертикальными движениями, тесно связанными с циркуляционными условиями, которые в пределах той же формы остаются практически одними и теми же.

В результате сравнения карт аномалии температуры воздуха при меридиональных процессах *З*, *Ц* и *В*, как и карт средних значений H_{500} этих форм циркуляции, отчетливо выявляется их существенное различие. Со смещением к востоку характерного высотного гребня каждой из указанных форм смещается к востоку и связанное с ним поле аномалии температуры воздуха. В форме *С* распределение очагов аномалии температуры воздуха в холодную часть года (рис. 31 *а*) противоположно их распределению в формах *З* (рис. 21 *а*) и *Ц* (рис. 25 *а*). По отношению к форме *В* (рис. 28 *а*), особенно в холодную часть года, это различие выражено значительно менее резко. Однако полная противоположность высотных барических полей формы *В* (рис. 27) и формы *С* (рис. 30) над Атлантическим океаном и Западной Европой и, особенно, аномалий осадков на Европейской территории СССР (рис. 29 и 32), подчеркивает значительное различие также между меридиональными процессами *С* и *В*.

Если по конфигурации ВПФЗ над севером Атлантического океана и Западной Европой меридиональные процессы *С* и *З* аналогичны, то по термодинамическим особенностям ВПФЗ они даже в этом районе весьма различны. В процессах *З* эта часть ВПФЗ антициклогенетична, тогда как в процессах *С* чаще всего она циклогенетична.

К тому же над восточной частью Европейской территории СССР и Западной Сибирью эти процессы противоположны и по конфигурации ВПФЗ. Вследствие этого процессы *З* в холодную часть года на Европейской территории СССР обусловливают отрицательную аномалию температуры воздуха и дефицит осад-

ков, а процессы *С* — положительную аномалию температуры и избыток осадков. Следовательно, меридиональные процессы *З*, *В* и *С* в целом существенно отличаются друг от друга, хотя в отдельных частях некоторые из них имеют сходные черты.

Выше отмечалось, что зональные процессы, выделенные по индексам циркуляции и по классификации Вангенгейма [46], обусловливают аналогичное распределение полей давления, температуры и осадков. Сопоставление этих же полей для меридиональных процессов затруднительно, так как выделенные по индексам циркуляции четыре формы процессов (*З*, *Ц*, *В* и *С*), вполне естественно, дают более детальные характеристики, чем две меридиональные формы (*Е* и *С*) по классификации Вангенгейма [46]. Можно лишь отметить, что процессы *Е* и *С* по классификации Вангенгейма наиболее сходны соответственно с меридиональными процессами формы *Ц* и *З*, выделенными по индексам циркуляции.

В меридиональных процессах формы *З* арктические вторжения осуществляются на Западную Европу и западную половину Европейской территории СССР, формы *Ц* — на центральные и юго-восточные районы Европейской территории СССР, а форм *В* и *С* — на Западную Сибирь и Казахстан. Приняв сумму всех форм меридиональных процессов, установленных по индексам, за 100%, можно найти, что арктические воздействия на Западную Европу, Европейскую территорию СССР и Западную Сибирь находятся в процентном соотношении 23 : 32 : 46. Почти точно такое же соотношение получается по материалам Дюбюка [98] совсем за иной ряд лет.

На рис. 2 и в табл. 6 работы [98] приведены характеристики распределения вторжений по месяцам и через одинаковые участки береговой линии за 1936—40 гг. Наибольшая повторяемость в среднем приходится на участки 5+6 (49 — воздействия на Западную Европу), 11+12 (67 — воздействия на Европейскую территорию СССР и 15+16 (79 — воздействия на Западную Сибирь и Казахстана). Приняв сумму всех этих воздействий за 100%, легко найти, что они находятся в соотношении 25 : 34 : 41, т. е. почти в таком же, как и указанное выше. Это является дополнительным доказательством целесообразности оперирования четырьмя формами меридиональных процессов, получаемых на основе индексов циркуляции.

§ 3. ФОРМИРОВАНИЕ НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Выделенные выше формы зональной и меридиональной циркуляции позволяют проанализировать особенности формирования месячных и сезонных макропроцессов, характеристик отдельных метеорологических элементов и некоторых гидрологических явлений.

а. Средние месячные и сезонные характеристики температуры воздуха

В 1956 г. Е. С. Рубинштейн [192] опубликовала новое исследование колебаний климата за последние десятилетия. Наряду с исследованиями тенденций в изменениях температуры по ряду пунктов СССР в этой работе приведены карты изокоррелят аномалии температуры воздуха на разных станциях (за зимние и летние месяцы). Подобные карты изокоррелят температуры на территории Европы, для которых в качестве центра корреляции взяты значения температуры воздуха в Ленинграде, ранее были приведены в работе В. Ю. Визе [51]. На новейших картах Рубинштейн [192] за центр корреляции приняты данные по Москве, а изокорреляты средних месячных значений температуры воздуха подсчитаны для всей территории СССР. На рис. 33 воспроизведены две карты (за январь и июль) из этой работы. Они дают наглядное представление о вероятности распространения по территории (в соответствующем месяце) аномалии температуры воздуха одного знака. По ним видно, что в холодную (рис. 33 *а*) и теплую (рис. 33 *б*) часть года наблюдаются существенные различия в территориальном распределении однозначных изаномал.

В холодную половину года (рис. 33 *а*) линии равной корреляции вытянуты по направлению параллелей, летом же (рис. 33 *б*) наблюдается чередование меридиональных полос. В связи с этим на тех расстояниях, где зимой наблюдается еще положительная корреляция, летом в ряде районов она меняет знак. Так, корреляция знака средних месячных аномалий температуры Москва — Барнаул в январе составляет +0,45, в июле она равна —0,32, а в мае даже —0,55 [192]. Следовательно, в те периоды, когда летом в Москве наблюдается повышение температуры, в Барнауле чаще всего имеет место понижение.

Указанные особенности хорошо согласуются с изложенными выше характеристиками повторяемости зональных и меридиональных макропроцессов различных форм и объясняются ими. При зональных процессах зимой, как показано выше, почти вся территория Евразии занята положительными отклонениями температуры от нормы (рис. 17 *а*). Положительные изаномалы на рис. 17 *а* также вытянуты вдоль потоков по направлению параллелей и почти точно, за исключением положения очага, повторяют конфигурацию изокоррелят равнозначных изаномал на рис. 33 *а*.

При меридиональных процессах *З* и *Ц* большая часть Евразии также занята одним и тем же знаком аномалии. Как видно на рис. 21 *а* и 25 *а*, конфигурация изаномал температуры при меридиональных процессах *З* и *Ц* в холодную половину года также почти полностью повторяет конфигурацию изокоррелят на рис. 33 *б*. То обстоятельство, что при этих процессах аномалия температуры на большей части Евразии отрицательная, а при

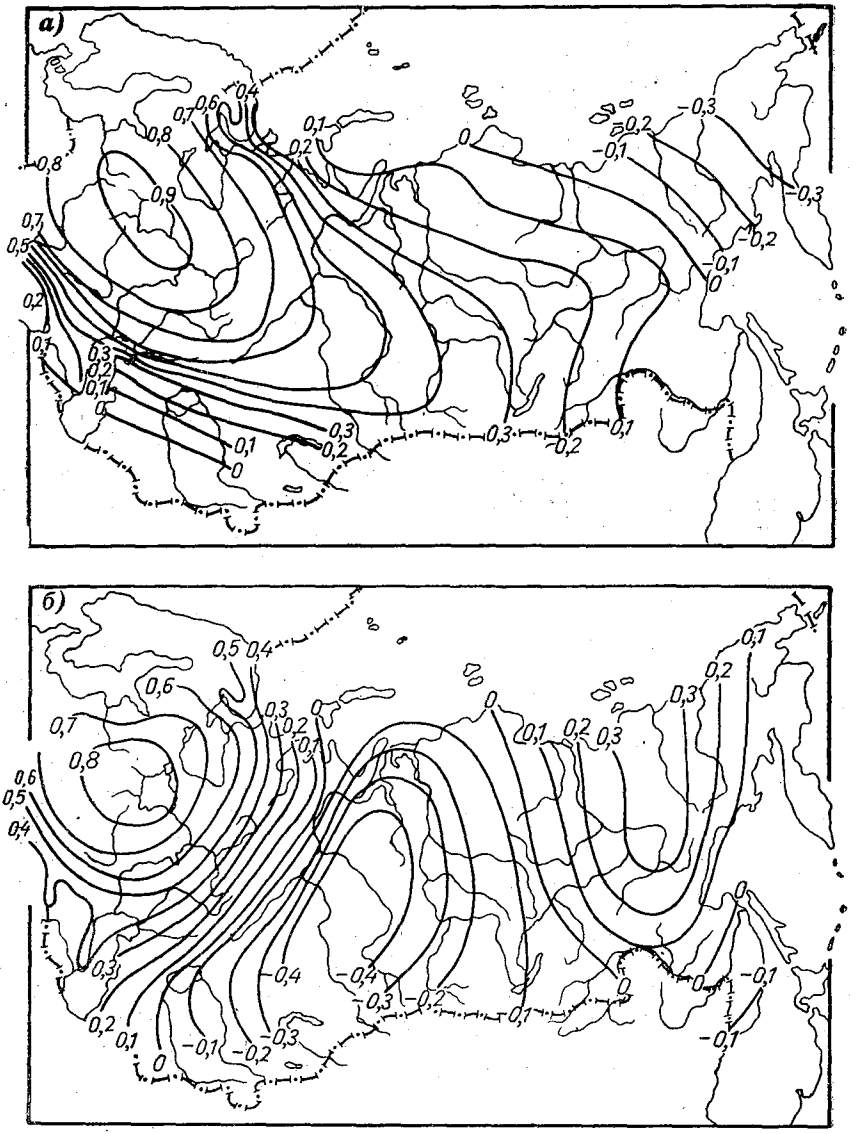

Рис. 33. Изокорреляты аномалии температуры воздуха в январе (*а*) и июле (*б*) по Е. С. Рубинштейн [192].

зональных процессах положительная, не имеет значения при построении карты изокоррелят, так как последняя характеризует лишь вероятность распространения аномалии какого-либо знака по площади.

Из меридиональных процессов лишь процессы формы *В* и *С* определяют в холодную половину года на территории Евразии менее однородное распределение знака аномалии температуры воздуха: на одной части аномалия положительная, а на другой — отрицательная. Однако эти процессы составляют всего лишь 27% в холодную половину года. Остальные 73% приходятся на зональные процессы и меридиональные процессы *З* и *Ц*. Именно их особенности и получили отражение на карте изокоррелят за январь. Вполне понятно, что при построении карты изокоррелят только для этих последних процессов высокие значения корреляции занимали бы значительно большую территорию.

В теплую половину года, как видно на рис. 21 *б*, 25 *б*, 28 *б* и 31 *б*, ни один из процессов не создает такого распределения аномалии температуры воздуха, при котором почти вся территория была бы занята одним знаком. Зональные процессы и меридиональные процессы формы *З* в теплую половину года обусловливают отрицательную аномалию температуры воздуха почти на всей Европейской территории СССР и положительную — в Западной Сибири. Меридиональные процессы *В* и *Ц*, наоборот, на Европейской территории СССР создают положительную, а в Средней Азии, на юго-востоке Западной Сибири и в Казахстане — отрицательную аномалию температуры воздуха, которая на крайнем востоке евразийского континента сменяется снова положительной аномалией. В меридиональных процессах смешанной формы также наблюдается чередование очагов положительной и отрицательной аномалии, но они несколько смещены относительно предыдущих. Этим и объясняется меридиональное чередование положительных и отрицательных изокоррелят аномалии температуры воздуха в теплую половину года (рис. 33 *б*).

В предыдущем параграфе при описании характерных особенностей каждой из форм циркуляции приводились примеры месяцев, почти полностью занятых одной из форм циркуляции. В таких случаях средние месячные характеристики температуры и осадков целиком зависят от распределения их в соответствующей форме процессов. Таких месяцев, которые находились бы полностью под влиянием одной и той же формы, да еще одного и того же состояния циркуляции, не так много. Из 130 месяцев с повышенным по отношению к норме числом дней с меридиональной циркуляцией, лишь в 38 (29%) полностью господствует одна из форм циркуляции.

По материалам приложения II можно видеть, что чаще всего встречаются месяцы, у которых лишь преобладает (т. е. пре-

вышает «нормальную» повторяемость) одна или две формы меридиональной циркуляции либо преобладающая по числу дней зональная циркуляция сочетается с какой-либо формой меридиональных процессов. Даже при выделении зонального и четырех форм меридионального состояния циркуляции число возможных комбинаций их достаточно велико. Этим объясняется наблюдаемое разнообразие также в распределении метеорологических элементов. Однако в подавляющем большинстве на результирующей метеорологической характеристике месяца сказывается преобладающая форма циркуляции.

Почти при любых процессах имеются районы, в которых знак аномалии того или иного метеорологического элемента одинаковый. Поэтому результирующая метеорологическая характеристика в этих районах суммируется и может оказаться самой значительной по величине, особенно когда в других районах противоположные по знаку аномалии взаимно компенсируются.

Из рассмотрения материалов приложения II вытекает, что наиболее часто встречается преобладание в течение месяца процессов двух смежных форм, имеющих много общего в распределении аномалии температуры или осадков, например формы *Ц* и *В*, *В* и *С*, *Ц* и *З* и др.

В холодную половину года по распределению температуры почти противоположными являются меридиональные процессы *З* и *В*, а также *С* и *Ц*. В теплую половину года противоположное распределение температуры воздуха обусловливают меридиональные процессы *З* и *Ц*, а также *З* и *В*.

С преобладанием (т. е. превышением нормы) двух меридиональных форм циркуляции оказалось 125 месяцев из 240. Однако указанные сочетания встречаются лишь в 20 случаях из 240 (8,3%). Вполне очевидно, что в районах взаимного наложения противоположных аномалий результирующее отклонение от нормы будет иметь знак той формы, которая наблюдалась чаще или определяла более сильную аномалию. По величине эта аномалия всегда оказывается меньшей, чем в каждой из форм циркуляции в отдельности. Поэтому для исследования особенностей формирования аномалии температуры или осадков в течение какого-либо длительного промежутка времени, более удобно судить по преобразованиям таких процессов, которые на значительной территории определяют однозначное распределение соответствующего элемента.

На рис. 34 изображен график изменений суммарного числа дней с зональной циркуляцией и меридиональными процессами *В* в течение всех январей 1938-57 гг. Такое сочетание удобно для исследования особенностей формирования зимней аномалии температуры воздуха на Европейской территории СССР, где зональная циркуляция (рис. 17*а*) и меридиональные процессы формы *В* (рис. 28*а*) в холодную половину года одинаково обусловливают положительную аномалию температуры воздуха.

В то же время меридиональные процессы *Ц* и *З* определяют в этих же районах отрицательную аномалию температуры воздуха, а формы *С* — частично (на западе) отрицательную и частично положительную. Вследствие этого, любое увеличение суммарного числа дней с зональной циркуляцией и меридиональными процессами форм *В* ($N_I = N_З + N_М^В$) должно в январе (как и вообще в холодную половину года) обусловливать на Европейской территории СССР повышение, а уменьшение их, наоборот, понижение средней месячной температуры воздуха.

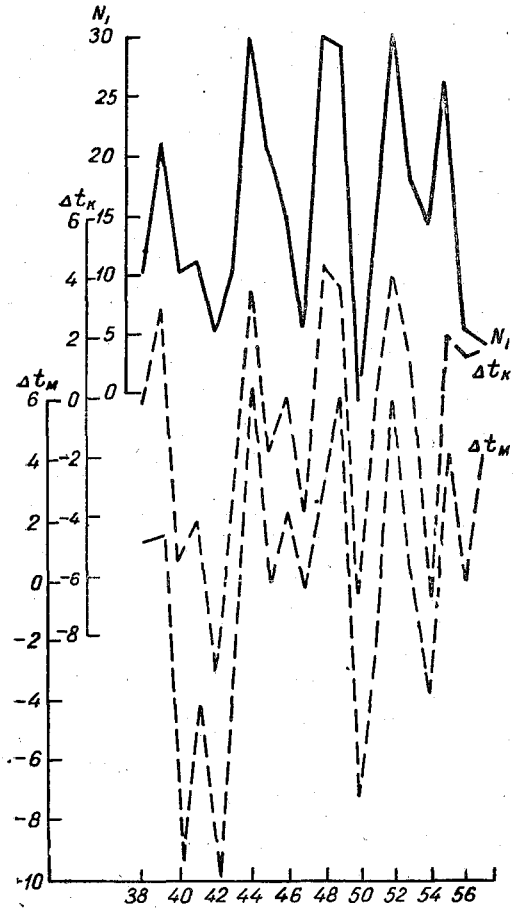

Рис. 34. Графики изменения суммарного числа дней $N_I = N_З + N_М^В$ и аномалий средней месячной температуры воздуха в Киеве ($\Delta t_К$) и Москве ($\Delta t_М$) в январях 1938—57 гг.

Ход кривых на рис. 34, характеризующих изменения аномалии температуры в январях 1938—57 гг. в Москве ($\Delta t_М$), равно как и в Киеве ($\Delta t_К$), отчетливо реагируют на изменение показателя N_I. Коэффициент корреляции между значениями N_I и $\Delta t_М$ составляет 0,72, а между N_I и $\Delta t_К$ он равен 0,80.

Киев расположен в той части Европейской территории СССР, где меридиональные процессы формы *С* (рис. 31 *а*) в холодную половину года также определяют отрицательную аномалию температуры воздуха. В центральных же районах этой территории форма *С* иногда обусловливает отрицательную, а иногда и положительную аномалию. Поэтому связь N_I с температурой в Киеве, естественно, оказалась несколько лучшей, чем с температурой в Москве.

Для другой территории принятое выше сочетание может оказаться менее пригодным. Так, на юго-востоке Европейской тер-

ритории СССР или в Западном Казахстане зональные процессы по-прежнему определяют в холодную часть года положительную аномалию температуры воздуха (рис. 17 *а*), а меридиональные процессы *В*, *З* и *Ц* — отрицательную аномалию (рис. 21 *а*, 25 *а*, 28 *а*). Однако меридиональные процессы формы *С* (рис. 31 *а*) в этих районах обусловливают, как и зональные процессы, положительную аномалию температуры. Поэтому для юго-востока Европейской территории СССР с зональными процессами целесообразно суммировать уже меридиональные процессы смешанной формы ($N_I' = N_З + N_М^С$).

Увеличение суммы N_I' должно приводить к повышению, а уменьшение — к понижению температуры воздуха (или ее аномалии) в соответствующем месяце. На рис. 35 приведен график изменений N_I' и аномалий температуры воздуха в Куйбышеве ($\Delta t_К$) и в Оренбурге ($\Delta t_О$) в январях 1938—57 гг. По этим графикам видно, что в холодную часть года изменения температуры в указанных районах действительно следуют за изменениями N_I'.

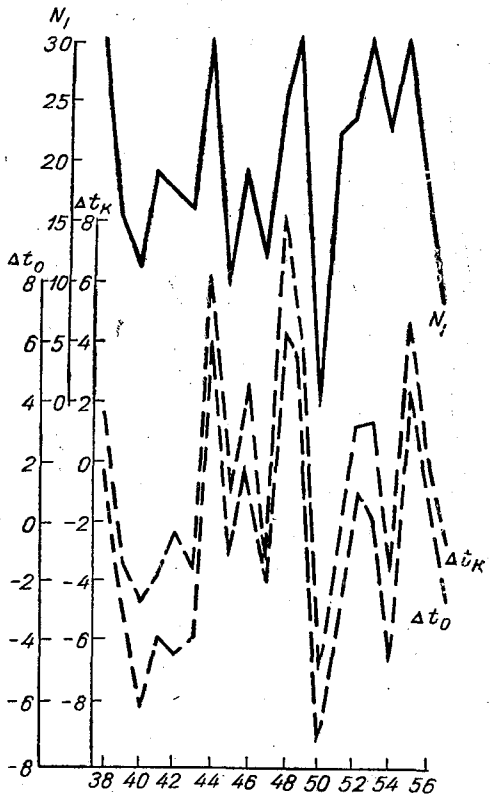

Рис. 35. Графики изменения суммарного числа дней $N' = N_З + N_М^С$ и аномалий среднемесячной температуры воздуха в Куйбышеве ($\Delta t_К$) и Оренбурге ($\Delta t_О$) в январях 1938—57 гг.

Благодаря тому, что при переходе к теплой половине года меняется трансформирующее влияние подстилающей поверхности и те же процессы, как указывалось выше, дают уже другие характеристики температуры воздуха, для установления связей, подобных вышеприведенным, в теплую часть года необходимо подбирать другие комплексы процессов. Так, летом зональная циркуляция обусловливает на большей части Европейской территории СССР отрицательную аномалию температуры воздуха (рис. 17 *б*). В противоположность этому, меридиональные процессы форм *Ц* летом создают в целом повышенные

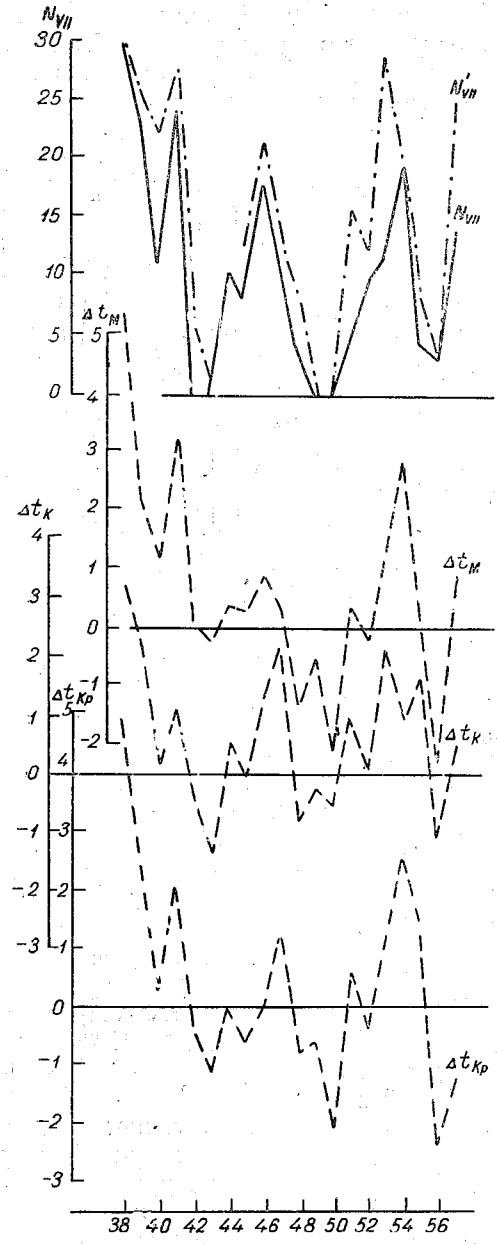

Рис. 36. Графики изменения суммарного числа дней $N_{VII}=N_M^Ц+N_M^В$ с меридиональными процессами форм *Ц* и *В*, а также аномалий средней месячной температуры воздуха в Москве (Δt_M), Киеве (Δt_K) и Курске (Δt_{Kp}) в июлях 1938—57 гг.

температуры воздуха на Европейской территории СССР (рис. 25 *б*). Такие же температуры создают меридиональные процессы формы *В* (рис. 28 *б*).

Очевидно, что увеличение суммарного числа дней с меридиональными процессами *Ц* и *В* должно приводить летом к повышению средней месячной температуры воздуха на Европейской территории СССР. Уменьшение этого числа, означающее увеличение числа дней с процессами, определяющими противоположную аномалию, наоборот, должно приводить к понижению температуры.

На рис. 36 изображен график хода суммарного числа дней с меридиональными процессами *Ц* и *В* в июлях 1938—57 гг. ($N_{\text{VII}} = N^{Ц}_{\text{М}} + N^{В}_{\text{М}}$). На том же рисунке даны графики значений аномалии температуры в Москве ($\Delta t_{\text{М}}$), Киеве ($\Delta t_{\text{К}}$) и Курске ($\Delta t_{\text{Кр}}$). Анализ этих графиков показывает, что изменение суммарного числа дней с меридиональными процессами *Ц* и *В* (N_{VII}) действительно хорошо определяет в теплую часть года изменения температуры на Европейской территории СССР.

Выше отмечалось, что зональные процессы любой формы в общем близки между собой. Однако некоторые различия между отдельными формами зональных процессов все же имеются. Так, при зональных процессах *Ц* и *В* антициклонические ядра занимают на Европейской территории СССР более широкую зону, чем при зональных процессах формы *З* или *С*. С последним связано то, что при зональных процессах форм *Ц* и *В* область отрицательной аномалии температуры на Европейской территории СССР сужается и смещается в более северные районы, а при зональных процессах форм *З* и *С* она расширяется и на южные районы.

Указанные особенности наглядно иллюстрируются тем же рис. 36, на котором изображен также график изменений суммарного числа дней форм *Ц* и *В* зонального и меридионального состояния циркуляции ($N'_{\text{VII}} = N^{Ц}_{\text{М}} + N^{Ц}_{\text{З}} + N^{В}_{\text{М}} - N^{В}_{\text{З}}$). Из сопоставления графика изменений N'_{VII} с графиками изменений аномалии температуры в Москве, Киеве и Курске видно, что и N'_{VII} хорошо определяет ход температуры на Европейской территории СССР.

б. Средние месячные и сезонные характеристики осадков и метеорологические засухи

Характер распределения средних месячных или сезонных величин осадков также находится в тесной зависимости от господствующего комплекса макропроцессов в соответствующих отрезках времени. Для осадков, к сожалению, нет таких же обобщающих карт, как изокорреляты температуры (рис. 33), которые давали бы представление о многолетнем пространственном распространении одноименных аномалий. Такие карты, особенно

особенно интересные для летних сезонов, характеризовали бы вероятность одновременного охвата положительной или отрицательной аномалией осадков той или иной территории.

Известно, например, что иногда такое явление, как засуха, в значительной мере обусловленное степенью увлажнения, одновременно охватывает Европейскую территорию СССР и Западную Сибирь, проявляясь также и в других частях северного полушария. В иных случаях засуха на Европейской территории СССР сопровождается благоприятными условиями для сельскохозяйственного производства в Западной Сибири и Казахстане либо наоборот. Карты изокоррелят распространения одноименного знака аномалии осадков по площади могли бы достаточно однозначно указать вероятность того или иного сочетания.

Суждения о такой вероятности можно получить иным путем, на основании анализа распределения осадков, обусловленного каждой из выделенных форм макропроцессов (рис. 18, 22, 26, 29 и 32), и данных о повторяемости этих макропроцессов. Более того, на основании этих материалов можно установить не только порядок такой вероятности, но и те процессы, при которых указанная территория занята аномалией осадков одного знака и при каких — аномалией различных знаков.

Так, в теплую половину года, как было показано, меридиональные процессы *Ц* и *З* определяют в южной половине Европейской территории СССР значительный дефицит осадков. Такой же характер осадков обусловливают на этой территории и зональные процессы *Ц*. Именно эта часть Европейской территории СССР очень подвержена засушливым явлениям. Северная граница значительных засух, как показали исследования [3, 178], проходит примерно по линии Черновцы — Киев — Москва — Киров — Уфа. В той же широтной зоне Западной Сибири и Казахстана меридиональные процессы *З* и *Ц* создают в теплую часть года избыток осадков.

Обратное сочетание, т. е. значительный избыток осадков на Европейской территории СССР и дефицит их в Западной Сибири, создают зональные и меридиональные процессы формы *С*. В теплую половину года в среднем на эти процессы приходится 68% дней, а остальные 32% — на процессы, которые одновременно определяют почти на всей территории дефицит (зональные и меридиональные процессы *В*), либо избыток осадков (зональные процессы *З*).

Следовательно, примерно лишь в 30—40% случаев должны наблюдаться такие условия, которые на значительной части Европейской территории СССР, Западной Сибири и Казахстана определяют одновременно повышенное или пониженное, по сравнению с нормой, увлажнение. В остальных 60—70% случаев на какой-либо значительной части этой территории должен наблюдаться дефицит осадков при избытке их в другой части.

На рис. 37 приведен график изменения (в % нормы) среднего количества осадков за период апрель — июнь 1938—57 гг. по данным 6 станций южной половины Европейской территории СССР (Курск, Киев, Харьков, Полтава, Херсон, Кировоград), а на рис. 38 — по данным 4 станций на целинных и залежных землях Казахстана (Акмолинск, Павлодар, Семипалатинск, Караганда). Сопоставление графиков показывает, что лишь в 40% случаев в важных для сельскохозяйственного производства месяцах на этих территориях одновременно наблюдался избыток (15%) или дефицит (25%) осадков.

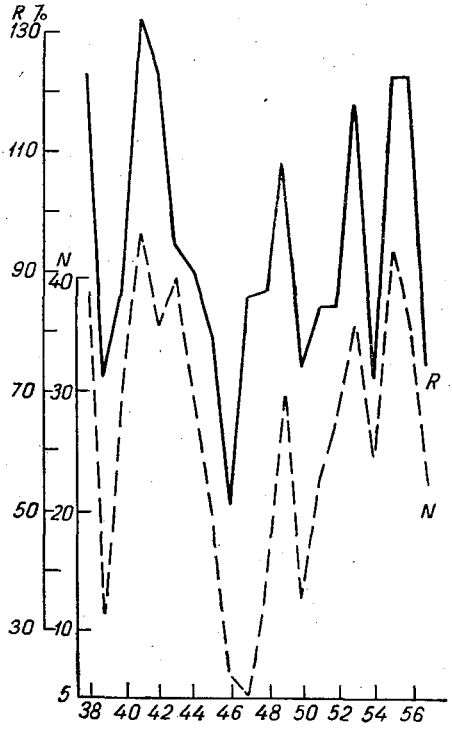

Рис. 37. Графики изменения среднего количества осадков (в % нормы) за апрель—июнь 1938—57 гг. по данным 6 станций Украины (R) и суммарного числа дней (N) с зональными и меридиональными процессами формы C за те же месяцы.

На более продолжительном ряде наблюдений (1900—57 гг.) также выяснилось, что однозначное распределение осадков в весенне-летних месяцах в южной половине Европейской территории СССР, с одной стороны, и Западной Сибири и Казахстана — с другой, наблюдалось в 48% случаев.

Изложенное показывает, что такое агрометеорологическое явление, как засуха, в той мере, в какой оно зависит от условий увлажнения [131], даже на одной и той же территории, может быть обусловлено различными формами атмосферных макропроцессов. В одних формах (например, меридиональные процессы B) антициклогенез охватывает огромные пространства Европейской территории СССР, Западной Сибири и Казахстана, а в других — только Европейскую территорию СССР (формы $Ц$ и $З$) или Западную Сибирь и Казахстан (форма C), причем в последних на смежной территории наблюдается противоположная циркуляция и избыточное увлажнение.

В 1947 г. И. Г. Пчелко [179] выполнил исследование памятной засухи 1946 г., а автор этой книги исследовал аэросиноптические условия засушливых сезонов 1938, 1939 и 1946 гг. Эти

работы показали, что засушливые сезоны связаны с повышенной против обычного повторяемостью комплекса макропроцессов с антициклогенезом на одной и той же территории. Так, засуха 1946 г. была обусловлена преобладающим комплексом процессов *З* и *Ц* (см. приложение II), особенно превышала норму (на 57%) формы *З*. В связи с этим засуха 1946 г. наблюдалась на больших пространствах, но особенно сильно на юго-западе Украины, в центрально - черноземной зоне, в Поволжье и на востоке Северного Кавказа.

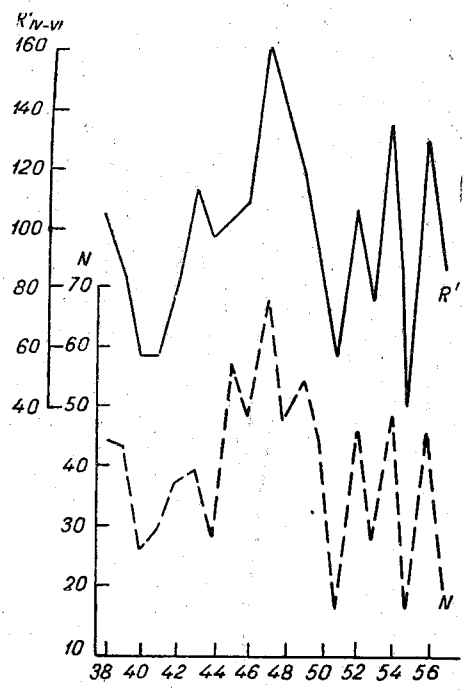

Рис. 38. Графики изменения среднего количества осадков (в % нормы) за апрель—июнь 1938—57 гг. по данным 4 станций Казахстана (R') и суммарного числа дней (N) с зональными и меридиональными процессами формы *З* и *Ц* за те же месяцы.

Как видно на рис. 37, среднее количество осадков на 6 станциях юга Европейской территории СССР за апрель—июнь 1946 г. составило лишь 52% нормы. В то же время в центральных и восточных районах Казахстана (рис. 38) количество выпавших осадков составило 112% нормы.

Совершенно аналогичное положение наблюдалось и при засухе 1954 г. В апреле—июне 1954 г. среднее количество осадков на Украине (рис. 37) составило 73% многолетней нормы, а на целинных землях Казахстана (рис. 38) за это же время их выпало 140% нормы. Такое распределение осадков обусловлено тем, что в весенне-летнем сезоне 1954 г. число дней с процессами *З* и *Ц*, т. е. с тем же комплексом, который определяет дефицит на Европейской территории СССР и избыток в Западной Сибири и Казахстане, превышало норму на 24%.

На целинных и залежных землях Казахстана наиболее важная часть вегетационного периода сдвинута примерно на месяц, по сравнению с таковым на Украине, т. е. приходится на май—июнь [88, 89]. В этих месяцах 1954 г. указанный комплекс превышал норму даже на 37%.

Примером обратного сочетания может служить весенне-летний период 1955 г. В апреле—июне 1955 г. процессы *З* и *Ц*

в сумме наблюдались лишь 18 дней (42% нормы) вместо 43. Другой комплекс процессов (*С* и *В*), определяющий дефицит осадков на целинных и залежных землях Казахстана, наоборот, наблюдался в течение 73 дней (152% нормы) вместо 44. В связи с этим весенне-летний период 1955 г. был самым сухим за последние 20 лет на целинных и залежных землях Казахстана; выпавшее здесь количество осадков составило всего лишь 44% многолетней нормы (см. верхний график рис. 38). Однако входящие в этот комплекс процессы формы *С*, при которых выпадает наибольшее количество осадков на Европейской территории СССР, почти вдвое (42 дня вместо 24) превышали нормальную повторяемость. Вследствие этого 1955 г. был на Украине одним из самых «увлажненных» после 1941 г. Среднее количество осадков на этой территории составило около 130% многолетней нормы (верхний график рис. 37).

Противоположными рассмотренным, а также и противоположными друг другу являются весенне-летние сезоны 1956 и 1957 гг. В обоих случаях на юге Европейской территории СССР и на целинных и залежных землях Казахстана (в отличие от рассмотренных выше) наблюдается однозначная аномалия осадков. В 1956 г. в том и другом районе увлажнение было повышенным (соответственно 124 и 134% нормы), в то время как в 1957 г.— пониженным (соответственно 75 и 88% нормы). Указанные особенности также обусловлены своеобразным сочетанием макропроцессов.

В весенне-летние месяцы 1956 г. (см. приложение II) повторяемость процессов *Ц* и *З* практически была близка к нормальной (47 дней при норме 43). Зато в противоположном комплексе ($С + В$) форма *С*, с которой связано наибольшее количество осадков на Европейской территории СССР, на 50% (36 дней вместо 24) превышала обычную повторяемость, а форма *В*, с наиболее жестким дефицитом в Казахстане, наблюдалась лишь в 29% нормального числа дней (7 вместо 24). Следствием такого сочетания и явилось отмеченное выше избыточное увлажнение на юге Европейской территории СССР и в Казахстане. Однозначное недостаточное увлажнение в весенне-летние месяцы 1957 г. также объясняется господством комплекса процессов с недостаточным увлажнением в обоих районах.

Из вышеизложенного видно, что на Европейской территории СССР количество выпадающих осадков в теплую половину года в значительной мере определяется повторяемостью процессов формы *С*. На рис. 37 внизу представлен график числа дней с процессами формы *С* меридионального и зонального состояния за тот же промежуток времени (апрель—июнь), за который верхним графиком отражены изменения осадков на Украине. Обе кривые имеют достаточно согласованный ход. Коэффициент корреляции между ними $r = 0{,}83 \pm 0{,}06$.

В Казахстане, наоборот, количество осадков должно следо-

вать за повторением суммарного числа дней с процессами *З* и *Ц* либо, что то же самое, дефицит осадков — за суммарным числом дней с процессами *С* и *В*. График внизу на рис. 38 показывает повторяемость за 20 лет первой суммы, т. е. процессов *З* + *Ц*. Как видно на рисунке, и в этом случае имеется достаточно хорошее соответствие между этим графиком и графиком изменения осадков. Коэффициент корреляции между ними $r = 0{,}86 \pm 0{,}06$.

Из анализа особенностей распределения по территории осадков при разных макропроцессах и данных о многолетней повторяемости последних легко убедиться, что территория Поволжья и прилегающих непосредственно к ней районов находится в весьма неблагоприятных условиях летнего увлажнения. В самом деле, при процессах формы *Ц*, как видно на рис. 26 *б*, очаг наиболее существенного дефицита осадков распространен и на эти районы. При процессах формы *В* именно в Поволжье и Западном Казахстане расположен один из двух очагов дефицита осадков (рис. 29 *б*), который еще более значителен, чем в форме *Ц*. С меридиональными процессами *Ц* и *В* связаны периоды не только бездождья, но и интенсивных суховеев на территории Поволжья, Северного Кавказа и Украины [99].

Таким образом, на территории Поволжья бездождные периоды и, следовательно, засушливые и суховейные явления в той мере, в какой они зависят от осадков и температуры, обусловлены как формой циркуляции *Ц*, характерной для засух на юге Европейской территории СССР, так и формой *В*, характерной для засух на территории Западной Сибири и Казахстана. Иными словами, на территории Поволжья неблагоприятные для сельского хозяйства условия, как правило, наблюдаются и при засухах в южной половине Европейской территории СССР, и при засухах в Западной Сибири и Казахстане.

На рис. 18 *б*, 22 *б*, 26 *б*, 29 *б* и 32 *б* видно, что нормальное или избыточное увлажнение на территории Поволжья наблюдается лишь при процессах *З* и *С*. Однако в сумме на эти две формы циркуляции в теплую половину года приходится лишь 35,6%, в то время как на процессы с дефицитом осадков в Поволжье приходится 64,4%. Именно этим объясняется, что Поволжье, по данным Мирового агроклиматического справочника [142], отнесено к зоне с засушливым вегетационным периодом и зоне сухого земледелия. Об этом также указывают исследования Процерова [178], Алпатьева [3] и Кулика [131], согласно которым от 40 до 60% лет за период с 1885 по 1950 г. были засушливыми на территории Поволжья и прилегающих районов.

в. Весенние объемы половодья и расходы некоторых рек Евразии

Зависимости, подобные рассмотренным выше, можно привести и для зимних осадков. Для этой цели более целесообразно воспользоваться показателями объемов весеннего половодья

или суммарных расходов крупных рек. Известно, что такие характеристики в значительной мере зависят от количества осадков, выпавших за предшествующий длительный период, и в особенности от накопившихся за зиму снегозапасов в бассейне водосбора реки. Поэтому они могут служить интегральными характеристиками осадков на больших пространствах и за длительные промежутки времени. Очевидно, что для разных географических районов, как и в проанализированных выше случаях аномалий температуры или летних осадков, комплексы процессов будут меняться.

На такой реке, как Волга, благодаря огромной площади бассейна водосбора, объем весеннего половодья на 90% определяется зимними осадками [101]. Водность более мелких рек существенно зависит также от осадков в период весеннего таяния и в период добегания их до створа.

На рис. 39 приведен график весеннего половодья Днепра у створа Днепропетровска за 1938—56 гг., заимствованный из работы Д. А. Дрогайцева [90]. Максимум весеннего половодья на Днепре наступает в мае—июне. Поэтому объем весеннего половодья Днепра должен находиться в определенной зависимости от процессов, которые обусловливают в бассейне этой реки как зимние, так и весенние осадки.

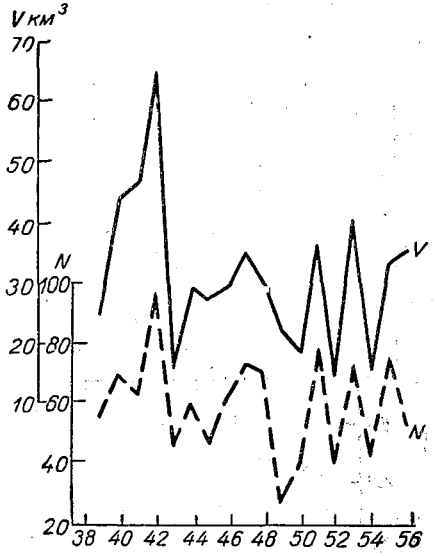

Рис. 39. Графики изменения весеннего расхода Днепра (V), а также суммарного числа дней (N) с меридиональными процессами формы C за октябрь—март и зональными и меридиональными процессами C и B за апрель—май 1938—1956 гг.

Из анализа распределения осадков на территории Евразии при разных формах циркуляции, выполненного в предыдущем разделе, видно, что в бассейне Днепра в холодную половину года основное количество осадков выпадает при меридиональных процессах формы C (рис. 32 *а*). Эти же процессы определяют избыточное увлажнение в тех же районах и в весенне-летних месяцах (рис. 32 *б*).

В весенне-летних месяцах, благодаря смещению под влиянием подстилающей поверхности высотного гребня над континентом в более восточные районы, избыточное увлажнение в бассейне Днепра обусловливают также процессы B (рис. 29 *б*).

Таким образом, уровень весеннего половодья Днепра должен зависеть, в основном, от суммы числа дней с меридиональными процессами формы C за зимние месяцы (октябрь—март) и числа дней с процессами C и B в течение апреля—мая, т. е. ко времени наступления максимума весеннего половодья.

Изменение суммарной характеристики числа дней с указанными процессами за период 1938—56 гг. приведено внизу на рис. 39. Сопоставление графиков рис. 39 подтверждает наличие определенной связи между отображаемыми ими характеристиками. Коэффициент корреляции этой связи $r=0{,}78\pm0{,}09$.

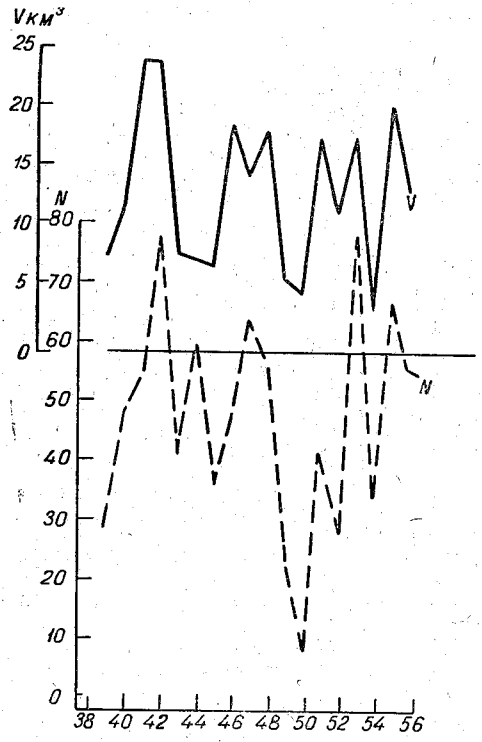

Рис. 40. Графики изменения весеннего расхода Дона у Калача (V), а также суммарного числа дней (N) с процессами формы C меридионального состояния за октябрь—май и зонального состояния за апрель—май 1938—56 гг.

В рассмотренном комплексе макропроцессов, определяющем уровень весеннего половодья Днепра, основная роль принадлежит процессам формы C, так как они и в зимних и в весенних месяцах участвуют в создании влагозапасов бассейна Днепра. Эти же процессы, как видно на рис. 32, должны играть основную роль в создании влагозапасов в бассейнах многих других рек Европейской территории СССР. В частности, в бассейне реки Дона, по существу, только процессы формы C и в зимних, и в весенних месяцах обусловливают избыточное увлажнение, а остальные процессы, наоборот,— недостаточное увлажнение.

Участвовавшие в создании весенних влагозапасов в бассейне Днепра процессы B, как видно на рис. 29 *б*, в бассейне Дона чаще определяют дефицит, а не избыток осадков. Вследствие этого в комплексе процессов, обусловливающих уровень весеннего половодья Дона, вошли лишь процессы формы C. Суммарное число их за зимне-весенние месяцы 1938—56 гг. приведено внизу на рис. 40.

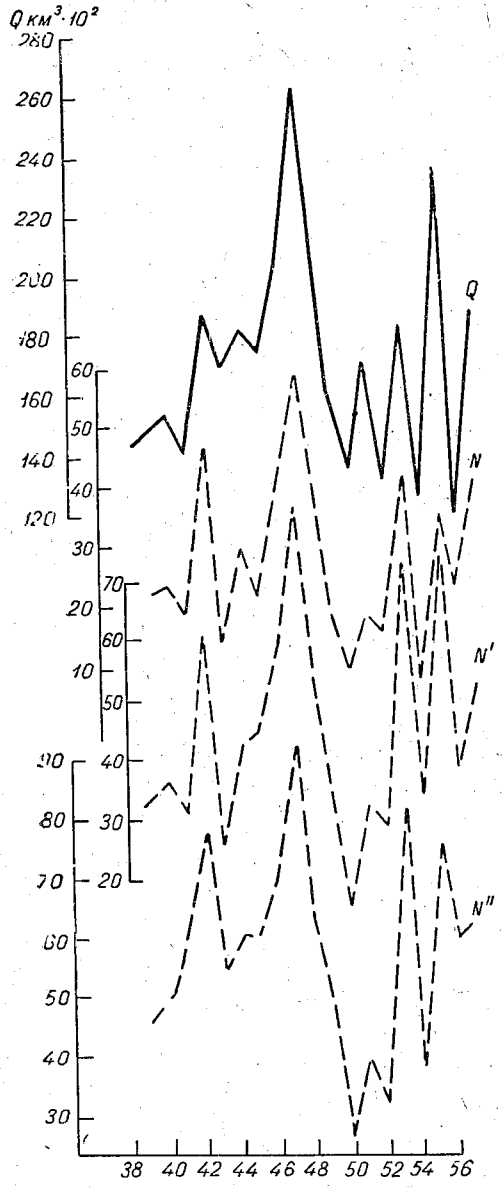

Рис. 41. Графики изменения объема весеннего половодья Волги у Сталинграда (Q), а также суммарного числа дней $N = N^{С}_{М\,(X-III)}$; $N' = N^{С}_{М\,(X-V)} + N^{З}_{М\,(IV-V)}$; $N'' = N^{С}_{М\,(X-III)} + N^{С}_{М\,(IV-V)} + N^{С}_{З\,(IV-V)}$ за 1938—57 гг.

Верхний график этого же рисунка, заимствованный из уже упоминавшейся работы Дрогайцева [90], характеризует изменения объема весеннего половодья Дона за период 1938—56 гг. Коэффициент корреляции между отображаемыми этими графиками характеристиками равен $r=0{,}73\pm0{,}10$.

Вполне понятно, что чем меньше бассейн реки и объем его половодья, тем больше зависят колебания последнего уже не только от повторяемости тех или иных макропроцессов, но и от деталей этих макропроцессов. Поэтому с уменьшением бассейна и объема половодья, т. е. на мелких реках, зависимость их от макропроцессов будет уменьшаться.

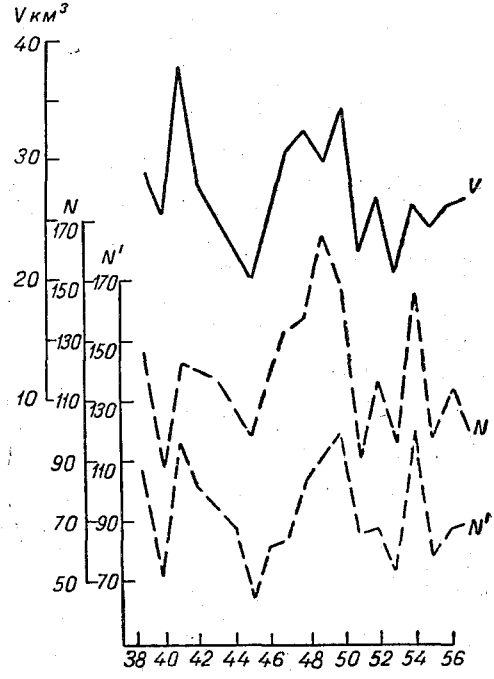

Рис. 42. Графики весенних расходов Оби у Новосибирска (V), а также суммарного числа дней с зональными и меридиональными процессами формы $Ц$ и $З$ за октябрь—май (N) и за октябрь—март (N') 1938—57 гг.

Процессы смешанной формы обусловливают основное количество осадков в зимних и весенних месяцах также и в бассейне Волги.

На рис. 41 вверху приведен график весенних расходов Волги у створа Сталинград за 1938—57 гг. График показывает, что весенние расходы Волги от года к году испытывают существенные колебания, также весьма зависящие от характера макропроцессов в зимний и весенний периоды. На этом же рисунке кривая N представляет собой суммарную характеристику изменения числа дней с меридиональными процессами формы $С$ в октябре—марте. Коэффициент корреляции между числами N и объемом весеннего половодья равен $0{,}83\pm0{,}07$.

Максимальный объем весеннего половодья на Волге наступает, как правило, в июне. Поэтому на уровне половодья должны сказываться также осадки, выпадающие в бассейне в течение апреля—мая. Последние могут быть обусловлены весенними меридиональными процессами той же формы $С$, а также формы $З$ (рис. 22 *б*). График N' на рис. 41 характеризует изменение от года к году суммарного числа дней с меридиональ-

ными процессами *С* за октябрь—май и процессами *З* за апрель—май. Как видно на рисунке, и в этом случае имеет место хорошая связь между показателями N' и объемом весеннего половодья. Коэффициент корреляции этой связи $r = 0{,}84 \pm 0{,}06$.

Из анализа распределения осадков при разных процессах ясно, что на Азиатской территории СССР осадки зависят уже совершенно от другого комплекса макропроцессов, причем для разных бассейнов водосбора этот комплекс также будет меняться. Так, например, в бассейне Оби как зимой, так и летом основное количество осадков выпадает при процессах *З* (рис. 22) и *Ц* (рис. 26), т. е. при том самом комплексе, который в бассейнах рек Европейской территории СССР обусловливает недобор осадков. Поэтому объем весеннего половодья Оби должен меняться в зависимости от изменения числа дней с процессами *З* и *Ц*. На рис. 42 вверху приведен график изменения объема весеннего половодья Оби у створа Новосибирска за 1938—57 гг. Средний график на том же рисунке характеризует изменения суммарного числа дней с процессами *З* и *Ц* за октябрь—май, а нижний — за октябрь—март. Эти графики показывают, что процессы *З* и *Ц* действительно обусловливают основное количество осадков в бассейне Оби.

Коэффициент корреляции между объемом весеннего половодья Оби и суммарным числом дней с процессами *З* и *Ц* за октябрь—март составляет $0{,}83 \pm 0{,}07$. При добавлении числа дней с процессами этих форм за весенние месяцы коэффициент корреляции снижается (до 0,70). По-видимому, такое снижение связано с пестротой распределения осадков в теплую часть года, и с большими «потерями» их на фильтрацию в почву и испарение, чем тающих осадков холодной половины года.

Приведенные выше зависимости показывают, что такие гидрологические характеристики как объем весеннего половодья или весенний расход ряда крупных рек Евразии почти полностью определяется теми атмосферными процессами, которые развиваются не непосредственно во время осуществления гидрологического явления, а до его наступления. Последнее обусловлено тем, что непосредственные причины этого явления (запас зимних осадков), зависящие от макропроцессов, подготавливаются в основном до наступления явления.

Объем весеннего половодья Волги, как видно на рис. 41, почти в одинаковой мере связан с числами N ($r = 0{,}83$), характеризующими повторяемость определенных макропроцессов за октябрь — март, и с числами N' ($r = 0{,}84$), характеризующими повторяемость комплекса макропроцессов за октябрь—май. Это обстоятельство позволяет использовать повторяемость определенных комплексов макропроцессов за октябрь—март для прогноза гидрологических явлений, наступающих в мае — июне.

На основе существенной связи ($r = 0{,}83 \pm 0{,}07$) числа дней с меридиональными процессами формы *С* за октябрь—март (N)

можно, например, с заблаговременностью более чем два месяца прогнозировать объем (Q $км^3$) весеннего половодья Волги у Сталинграда (разумеется, в условиях естественного расхода). Для этой цели достаточно воспользоваться уравнением регрессии, в котором аргументом является число дней с меридиональными процессами формы $С$ за октябрь — март (N).

$$Q \cdot 10^2 = 2{,}2\ N + 112.$$

Расчеты весенних расходов Волги у Сталинграда по уравнению регрессии дают обеспеченность невыхода ошибки за 20% многолетней амплитуды в 89% случаев.

Изложенное иллюстрирует, что многие гидрометеорологические явления, зависящие от погодных условий, тесно связаны с атмосферными процессами, развивающимися над атлантико-евразийским сектором северного полушария. Установленные с помощью индексов циркуляции зональные и меридиональные макропроцессы и их четыре основные формы ($З$, $Ц$, $В$ и $С$), даже без уточнения их деталей, позволяют объяснить сезонные особенности формирования ряда метеорологических и гидрологических явлений, а также изменения их от года к году.

Совокупность всех процессов за большой ряд лет формирует основные многолетние черты общей циркуляции атмосферы, которые были рассмотрены в главе I. Однако последние характеризуют особенности климата в различных частях земного шара и отражают основные следствия неравномерного распределения солнечной радиации в планетарном масштабе.

Выделенные по индексам четыре основные формы двух весьма различных состояний циркуляции (зонального и меридионального), позволяют выявить как проявляется общая циркуляция атмосферы над отдельными крупными районами северного полушария и в разных сезонах. С их помощью представляется возможным проанализировать также особенности формирования сезонных и многолетних гидрометеорологических характеристик. Поэтому процессы $З$, $Ц$, $В$ и $С$ можно назвать формами общей циркуляции атмосферы над атлантико-евразийским сектором северного полушария.

Выше было показано, что физико-географические особенности этого района, специфика его трансформационного влияния на макропроцессы, меняющаяся от сезона к сезону, накладывают определенный отпечаток на сезонную повторяемость каждой из форм циркуляции и их зональное или меридиональное состояние.

На основании исследований Дзердзеевского, Курганской и Витвицкой [83], Гирса [69, 70], а также автора [122], можно утверждать, что такие же формы и состояния циркуляции имеют место и в остальной части полушария. Однако специфика каждого из районов по разному оказывает влияние на сезонную повторяемость макропроцессов и определяемые последними сезонные характеристики метеорологических элементов.

Глава IV

МНОГОЛЕТНИЕ КОЛЕБАНИЯ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ И КЛИМАТА

§ 1. О ПРОБЛЕМЕ КОЛЕБАНИЙ КЛИМАТА И ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ

В течение последних нескольких десятилетий наблюдается широко известное колебание климата, которое некоторыми авторами ([53] и др.) считается самым крупным из отмеченных в метеорологических летописях.

Одним из первых признаков проявления такого колебания явилось существенное повышение температуры воды в Баренцевом море, начавшееся в 1919 г. Это потепление оказалось настолько значительным, что в Баренцевом море в 30-х годах появился ряд теплолюбивых рыб, ранее почти не заходивших в это море. Подобное же потепление наблюдалось в водах северной части Тихого океана, а также у берегов Гренландии [2]. Почти одновременно началось уменьшение количества льдов в полярном бассейне.

В исследовании колебаний температурного режима, выполненном Рубинштейн [190, 192], обнаружено повышение температуры воздуха во многих районах земного шара.

На рис. 43 *а*, заимствованном из работы Рубинштейн [190], видно, что температура повысилась на значительной части северного полушария, но особенно велико повышение температуры в районе Гренландии. На рис. 43 *б* приведены из той же работы отклонения средних температур января 1929—38 гг. от многолетней средней, которые показывают, что наиболее заметные изменения температуры относятся к зимнему периоду.

В более позднем исследовании, охватившем период инструментальных метеорологических наблюдений вплоть до 1958 г., Л. С. Петров [161] приходит к выводу, что центры потепления в Арктике в разные периоды занимали различные положения и что в настоящее время нет оснований говорить о прекращении

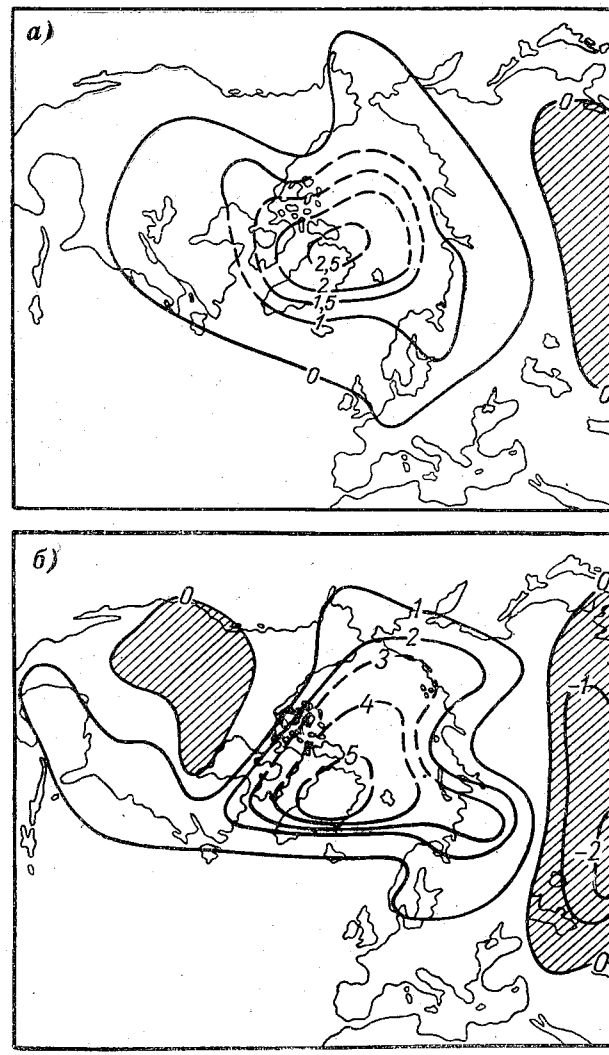

Рис. 43. Отклонение средней годовой температуры воздуха (*а*) и средней температуры января (*б*) за период 1929—38 гг. от многолетней нормы (по Е. С. Рубинштейн [190]).

потепления Арктики, так как температура продолжает быть в целом более высокой, чем в начале века.

Весьма характерно, что параллельно со значительным потеплением в приполярных районах наблюдалось также заметное похолодание в ряде районов умеренных и низких широт северного полушария (см. рис. 43). Определенные колебания температуры наблюдались и в южном полушарии. В частности, тенденция к повышению температуры в этот период наблюдалась в Африке, Австралии и Южной Америке [2], а также в Антарктике [314].

Период потепления атмосферы и гидросферы в ряде районов земного шара и, прежде всего, в высоких широтах сопровождался заметными изменениями и других метеорологических и гидрологических характеристик, важных для практической деятельности человека. Параллельно с потеплением Арктики произошло другое очень важное климатическое явление, имеющее большое значение для народного хозяйства и познания природы геофизических процессов — резкое падение уровня Каспийского моря.

За период с 1830 г., когда начались более или менее систематические наблюдения над уровнем Каспийского моря, наиболее существенное и неуклонное (с некоторыми незначительными колебаниями) понижение его началось с 1930 г. За 16 лет с 1930 по 1946 г. уровень моря упал на 192 *см* [101], а за последующее десятилетие (к 1956 г.) еще на 42 *см*.

Из сопоставления исторических материалов о плавании в арктических морях с колебаниями уровня Каспия Л. С. Берг [16, 17] пришел к интересному и очень важному для познания этих явлений выводу, что понижения уровня Каспийского моря совпадают с потеплением Арктики и уменьшением ее ледовитости, а повышения уровня — с тяжелыми условиями плавания в Арктике. Это соотношение наблюдается и в настоящее время. Объяснение такой связи указанных явлений стало возможным лишь после выполнения целого ряда исследований, приведших к достаточно надежному расчету водного баланса Каспийского моря и факторов, непосредственно определяющих колебания его уровня [14, 101].

Найдено, что колебания уровня Каспийского моря являются следствием различных соотношений приходной и расходной частей его водного баланса. Около 80% приходной части водного баланса моря приходится на сток Волги, обусловленный прежде всего количеством зимних осадков в бассейне этой реки. Важнейшей составляющей расходной части водного баланса является испарение [101].

Таким образом, в связи с вопросом о причинах колебания уровня Каспия встал вопрос о причинах колебания стока Волги, потепления Арктики, уменьшения ледовитости полярных морей и т. д.

Уже в середине 20-х годов текущего столетия А. А. Каминский [111] впервые объяснил колебания стока Волги колебанием количества зимних осадков в ее бассейне. По исследованиям Н. А. Ширкиной, как указывает Б. Д. Зайков [101], потепление в Арктике и теплые зимы в Европе обусловлены развитием антициклонического режима в восточной половине Европейской территории СССР и в Западной Сибири, что ведет также к уменьшению зимних осадков в бассейне Волги.

Объяснения указанных климатических колебаний изменениями атмосферной циркуляции большого масштаба можно найти в исследованиях Визе [54, 55], Хромова [217], Белинского и Калинина [12, 14], Дроздова [92], Вительса [57], Дзердзеевского [80, 81], Покровской [171] и других ученых.

Некоторые исследования таких колебаний позволили разработать также прогностические схемы. Так, исходя из значительной связи между колебаниями уровня Каспийского моря и характером атмосферных процессов на большой территории, Белинский и Калинин [14] в 1946 г. предложили метод прогноза уровня Каспийского моря на 5—6 лет вперед. Использование этого метода на протяжении истекшего времени подтвердило практическую применимость его, хотя метод опирался лишь на статистические выводы.

В указанных выше работах объяснения причин падения уровня Каспийского моря и связи колебаний этого уровня с ледовыми условиями в Арктике, количеством осадков в бассейне Волги и т. д. сводятся к общему утверждению о том, что все они обусловлены усилением атмосферной циркуляции. Однако до последнего времени в литературе было очень мало работ, в которых указывались бы непосредственные причины, вызывающие столь заметные изменения общей циркуляции атмосферы.

В недостаточной мере были также вскрыты звенья, посредством которых связано усиление атмосферной циркуляции с повышением температуры воды и воздуха, уменьшением ледовитости арктических морей, водности Каспия и некоторых рек. Более того, при почти единодушном утверждении всех исследователей относительно связи этих явлений с «усилением» атмосферной циркуляции, совершенно отсутствует единая точка зрения на то, что же понимается под «усилением» циркуляции атмосферы. Об этом же пишет Дроздов [92], отмечая, что в характеристике форм циркуляции, даже в отношении таких ее свойств, как зональность или меридиональность, мнения различных авторов расходятся.

Выявление особенностей колебаний циркуляции атмосферы и их причинных зависимостей является важнейшим условием успешного решения проблемы общей циркуляции атмосферы и создания методов надежных долгосрочных прогнозов погоды. Многочисленные исследования «внутренних» закономерностей общей циркуляции атмосферы не привели пока к объяснению

причинно-следственных связей наблюдаемых колебаний циркуляции атмосферы. Как показано в работе Покровской [172], успешность почти всех применяемых в настоящее время систем долгосрочных прогнозов погоды, базирующихся на изучении только лишь «внутренних» закономерностей общей циркуляции атмосферы, остается еще весьма и весьма низкой.

В определенной мере такое положение связано с недостаточностью материалов наблюдений и сложностью явлений, что несомненно затрудняет вскрытие причинных зависимостей наблюдаемых явлений. Однако имеется точка зрения, что главным в непознанном являются некоторые внешние воздействия, к которым в основном относят влияния изменений солнечной активности.

По-видимому, более правильным является учет влияния как «внутренних», так и «внешних» факторов развития атмосферных процессов. В то же время все еще продолжает существовать определенная недооценка роли «внешних» факторов, особенно солнечной активности, в изменениях общей циркуляции атмосферы.

Одна из причин такой недооценки связана, несомненно, с ограниченностью наших знаний о физических процессах на Солнце. Другая причина состоит, прежде всего, в отсутствии достаточно очевидной общепринятой физической схемы связи солнечной активности с процессами, происходящими в атмосфере Земли. Отсутствие ясной физической гипотезы приводило к тому, что исследовались зависимости многих метеорологических элементов и явлений от солнечной активности при полном пренебрежении к внутренним закономерностям атмосферных процессов и наблюдаемым в атмосфере явлениям.

В результате таких чисто эмпирических, не освещенных какой-либо ясной физической гипотезой исследований зависимостей развития атмосферных процессов от солнечной активности получены противоречивые результаты, которые очень часто трудно взаимно увязать и объяснить. Нередко получаемые коэффициенты корреляции при удлинении рядов наблюдений резко уменьшались, а иногда даже меняли знак. Все это породило значительный пессимизм во взглядах на возможность использования зависимостей атмосферных явлений от солнечной активности для долгосрочных гидрометеорологических прогнозов.

Примеров подобных связей можно привести множество. Практически не представляется возможным даже перечислить здесь то огромное число работ, в которых предпринимались исследования связей между явлениями в воздушной и водной оболочке Земли и процессами на Солнце.

Имеется множество отечественных и зарубежных исследований связи различных гидрометеорологических характеристик с синодическим периодом Солнца, с 11-летним и более продолжительными циклами солнечной активности. Весьма обстоя-

тельным изложениям этих исследований и полученных в них результатов посвящены в последние годы специальные монографии и обзоры [176, 236, 259, 304, 317].

Из анализа исследований и обзорных монографий по данной проблеме становится очевидным, как отмечается и во многих из них, что наиболее перспективным является изучение связей с солнечной активностью изменения не отдельных метеорологических элементов, а крупных звеньев циркуляции (циклонов и антициклонов) либо синоптических процессов в целом. Такие исследования позволяют не только пролить свет на многие противоречивые на первый взгляд связи, но и подойти к объяснению их происхождения. Поэтому прежде всего целесообразно рассмотреть именно такие работы.

Начиная с работ Дж. Уокера [312] и Е. Е. Федорова [205] все больше и больше выясняется вопрос о том, что наиболее четко зависимость между некоторыми атмосферными процессами и солнечной активностью проявляется в областях с преобладающим циклоническим или антициклоническим режимом циркуляции. В 1939 г. Ангстрем [238] показал, что при усилении солнечной активности увеличиваются барические градиенты и уменьшается контраст температуры воздуха между экватором и полюсом.

Б. М. Рубашев [189] отмечает, что прямым следствием воздействия импульсов солнечной активности на процессы в тропосфере высоких широт является интенсификация процессов на арктическом фронте, что должно сопровождаться хорошо выраженными вторжениями арктических воздушных масс в умеренные широты.

О влиянии солнечной активности прежде всего на циркуляцию атмосферы говорит в своей работе Визе: «То, что увеличение числа солнечных пятен влечет за собой усиление общей циркуляции атмосферы, а уменьшение — ослабление этой циркуляции, уже давно установленный факт... Увеличение числа солнечных пятен имеет следствием акцентацию данного типа циркуляции, знак же отклонения гидрометеорологического элемента (температуры, ледовитости и т. д.) полностью зависит от типа циркуляции, который солнечной деятельностью, по-видимому, не определяется» [55, стр. 2].

В этом безусловном признании наличия влияния солнечной активности на изменения интенсивности циркуляции, как уже отмечалось выше, к сожалению, нет определенности в вопросе о том, что означает усиление циркуляции. Визе отмечает лишь значительное усиление в арктическом бассейне в 30-х годах текущего столетия циклонической деятельности и распространение ее далеко на восток.

Обстоятельные исследования влияния солнечной активности на цикло- и антициклоническую деятельность выполнены Вительсом [58—60] и Белинским [13]. По Вительсу [60] на восходя-

щей ветви векового цикла солнечной активности (от двадцатилетия 1900—1919 к двадцатилетию 1920—1939) увеличивается повторяемость глубоких циклонов и уменьшается повторяемость мощных антициклонов. Ввиду того, что во втором двадцатилетии глубина циклонов в районе Исландии растет быстрее, чем уменьшается мощность антициклонов в районе Азор, автор приходит также к выводу, что с приближением к эпохе максимума 80—90-летнего цикла солнечной активности усиливается меридиональный градиент Азоры — Исландия и, следовательно, общая циркуляция атмосферы.

Белинский [13] уже на материале всего северного полушария убедительно показал, что в целом на полушарии с увеличением солнечной активности в вековом и 11-летнем цикле наблюдается усиление циклоничности и ослабление антициклоничности.

И. Пиха [289] по синоптическим картам северного полушария за 1899—1947 гг. установил, что во время усиленной солнечной активности циклоны углубляются. В эпохи максимумов 11-летних циклов антициклоны образуются в более высоких широтах, а циклоны — в субтропиках. Примерно к такому же выводу пришел Ф. Бодурта [246], установивший по наземным и высотным картам значительное усиление антициклогенеза в районе Аляски и северо-западной части Канады в периоды максимума и существенное ослабление его в годы минимума солнечной активности.

Цикло- и антициклоническая деятельность тесно связана с фронтальными разделами. Чешские исследователи З. Грегор и Л. Крживский [261] отмечают, что в годы минимума индекса рекурентности, введенного М. С. Эйгенсоном [233, 236], фронтальная зона чаще встречается к востоку от Азорских островов, а также над Средиземным и Норвежским морями и Феноскандией (т. е. разделяется как бы на северную и южную ветви). В годы максимума этого индекса наблюдается обратный эффект: фронтальная зона лежит значительно севернее.

Интересное объяснение многих гелиогеофизических связей можно найти в совместной работе Хромова и Эйгенсона [219]. Авторы применили концепцию критических параллелей, основы которой были разработаны и успешно применены к твердой Земле в 1951 г. М. В. Стовасом [200], для атмосферной оболочки Земли, где, по мнению авторов, эта концепция должна проявляться даже более эффективно.

Основная идея теории Стоваса состоит в том, что на всяком эллипсоиде с переменной угловой скоростью вращения, есть параллели ($\varphi = 0°$; $\pm 35°$; $\pm 61°$; $\pm 90°$), вдоль которых создаются динамические условия для выявления внутренних возмущений в тех или иных геосферах. При этом, подчеркивают авторы, геодинамика, как и космические факторы, должна рассматриваться лишь как катализаторы, создающие благоприятные условия для выявления внутренних (эндогенных) возможностей саморазви-

тия атмосферных процессов, являющихся в основном термически обусловленными.

Наличие критических параллелей принудительно, внешним образом, локализует места выявления активности, присущей данной геосфере. Сравнение метеорологических фактов с концепцией критических параллелей, проведенное Хромовым и Эйгенсоном [219], показало их замечательное общее согласие.

Как уже отмечалось во Введении, зональность в распределении атмосферного давления и ветра является важнейшей особенностью общей циркуляции атмосферы, с которой связана также зональность климатических условий и географической оболочки Земли. Несмотря на маскирующее влияние циклонической деятельности и неоднородности подстилающей поверхности в общем сохраняется закономерность среднего годового расположения зональных максимумов под широтами 35° и вблизи полюсов, а также минимумов вблизи экватора и 60-й параллели каждого полушария.

Эти черты в распределении давления находятся в связи с наличием зональных типов воздушных масс и разделяющих их тропосферных фронтов, средние положения которых в главных чертах были установлены в начале 30-х годов [212, 245], а затем уточнены [214, 218]. Из указанных работ следует, что именно широты 60—70, 35—45 и 0° являются широтами преобладающего фронтогенеза, с ними связаны в среднем соответственно арктические (и антарктические), полярные (умеренных широт) и тропические фронты и существенные особенности в распределении циклонической деятельности.

Тропосферным фронтам, как установлено в последнее время, соответствуют также определенные зональные особенности в верхней тропосфере и нижней стратосфере: высотные фронтальные зоны [25, 105, 165, 280] и струйные течения [72, 167—169, 297].

Приведенные данные показывают, что широты, близкие к 35 и 60°, являются границами зонального расчленения, по крайней мере, нижних слоев атмосферы Земли.

По мнению Хромова и Эйгенсона [219], колебания солнечной активности создают типичные для угловой скорости вращения Земли скачки, которые, по теории Стоваса, способствуют нарушению динамической устойчивости атмосферы. Последнее должно приводить к нарушению устойчивости фронтальных разделов, в среднем расположенных вблизи критических параллелей.

На основании изложенного авторы приходят к выводу, что зоны критических параллелей, характеризующие в атмосфере Земли зоны главных фронтов, наиболее активно реагируют на изменения солнечной деятельности. Отсюда следует установленное рядом авторов [13, 60] наличие отчетливой связи циклонической деятельности с солнечной активностью.

В ряде работ усиление циклонической деятельности на ограниченном районе или даже на целом полушарии трактуется как усиление зональной циркуляции атмосферы [13, 60, 261]. Между тем, Россби и Виллет [298] в результате анализа изменений общего характера циркуляции от высокого к низкому индексу зональности приходят к выводу, что смещение западных ветров в более низкие широты и усиление циклонической деятельности в средних широтах является одним из признаков ослабления интенсивности зональной циркуляции (уменьшения индекса зональности).

На основе анализа изменений зональной и меридиональной составляющих циркуляции ниже будет показано, что с усилением циклонической деятельности может быть обусловлена интенсификация как зонального, так и меридионального воздухообмена. Вследствие этого оказывается возможным согласовать почти противоположные, на первый взгляд, утверждения одних исследователей [13, 60, 261] о наличии прямой связи между колебаниями солнечной активности и изменениями интенсивности зональной циркуляции с утверждениями других исследователей ([35, 246, 302, 303, 317, 318] и др.) о наличии прямой связи с колебаниями солнечной активности изменений интенсивности меридиональной циркуляции.

Одна из основных причин таких противоречивых выводов, очевидно, заключается в том, что в большинстве исследований интенсивность макропроцессов оценивалась лишь косвенно или с помощью несопоставимых между собой количественных показателей. Другая причина, несомненно, состоит в том, что до настоящего времени, как уже отмечалось выше, нет единого и обоснованного мнения о том, что означает усиление циркуляции.

До недавнего времени в исследованиях гелиогеофизических связей господствовала концепция, наиболее четко выраженная в приведенной выше цитате из работы Визе [55], согласно которой солнечная активность оказывает влияние на интенсивность, но не на тип циркуляции. Между тем, с утверждением вывода о наличии вековых изменений солнечной активности, а также векового цикла [236] появились исследования, в которых отмечается влияние этих изменений не только на интенсивность, но и на тип циркуляции.

А. Я. Безрукова [9, 10] установила наличие связи между типами атмосферных процессов по работе Дзердзеевского, Курганской и Витвицкой [83] и вековым изменением солнечной активности. Пользуясь графическим сопоставлением скользящих десятилетних значений чисел Вольфа и повторяемостей типов, Безрукова нашла, что многолетние изменения числа дней с процессами I, II и IV групп в общем сходны, а III группы — обратны им. При этом среднее число дней с процессами I, II и IV типовых групп довольно близко повторяет вековые изменения чисел Вольфа за 50 лет.

В 1956 г. Гирс [70] исследовал многолетние преобразования форм циркуляции по Вангенгейму за 1891—1955 гг. и сопоставил их с вековыми колебаниями солнечной активности. В результате этого исследования им установлено, что в период спада интегральной кривой чисел Вольфа аномально развивается форма *W* (зональная циркуляция), а в периоды подъема аномальное развитие получают формы *E* и *C* (т. е. разновидности меридиональной циркуляции). Аналогичные выводы получены в работах Н. И. Тябина [203] и В. И. Егоровой [100].

Приведенные материалы подтверждают заключение Эйгенсона [236] «что и интенсивность, и тип, т. е. характер атмосферной циркуляции, зависят от солнечной активности».

Изучение влияния солнечной активности на общую циркуляцию атмосферы, а не на отдельные метеорологические явления, имеет еще и то преимущество, что оно позволяет приблизиться к наиболее рациональному физическому объяснению механизма воздействия этой активности на тропосферу. Ни у кого нет сомнения в том, что солнечная активность оказывает влияние на верхние слои атмосферы. В настоящее время общепризнано, что весьма многое в физике верхних слоев земной атмосферы обусловлено явлениями на Солнце. В то же время появляется все больше и больше работ, в которых предпринимаются попытки обосновать ту или иную гипотезу о механизме передачи солнечной активности из высоких слоев в низкие вследствие наличия взаимосвязи процессов различных слоев земной атмосферы. Одна из первых работ в этом плане была выполнена А. А. Дмитриевым [86] в 1949 г.

Исходя из предпосылки, что усиление солнечной активности должно приводить к увеличению коэффициента вертикального турбулентного перемешивания атмосферы, Дмитриев построил теорию, по которой качественно и количественно можно было удовлетворительно объяснить такую гелиогеофизическую особенность, как гелиообусловленную акцентацию барического поля.

Новейшие работы в этом направлении принадлежат Л. Р. Ракиповой [181, 183, 186]. Ею предложена физическая схема механизма передачи солнечных воздействий из верхних слоев атмосферы в тропосферу, представляющая собой последовательность чередующихся по знаку вихревых возмущений, отделенных друг от друга планетарными слоями инверсий (тропопаузой — арктической и тропической, инверсиями в озоносфере, в слое *E* ионосферы).

Согласно этой схеме над циклоном в вихревой стадии развития в тропосфере возникает антициклон в нижней стратосфере (10—20 *км*), циклон в средней стратосфере (20—50 *км*), антициклон в верхней стратосфере (50—100 *км*) и циклон в ионосфере (100—250 *км*). Над тропосферным антициклоном —

циклон в нижней стратосфере. При переходе через слои инверсии происходит обращение знака вертикальных скоростей, посредством которых и осуществляется связь между всеми «этажами» атмосферы.

Данные о смене знака вертикальных скоростей при переходе, по крайней мере, от нижнего первого (тропосферного) «этажа» через тропопаузу ко второму можно найти и в других исследованиях. О тесной связи тропосферных и стратосферных процессов, как это видно из исследований Г. Д. Зубяна [104, 106], свидетельствуют также простирающиеся нередко в нижнюю стратосферу фронтальные разделы тропосферы. Все это может служить доводом в пользу тесной связи всех оболочек земной атмосферы. Опираясь на материалы наблюдений И. С. Астаповича [5] над скоростями дрейфа метеорных следов на высотах от 80 до 160 *км* в периоды максимума и минимума солнечных пятен, Ракипова [181] подсчитала, что к максимуму 11-летнего цикла в указанном слое увеличивается кинетическая энергия 1 *г* воздуха на величину порядка 10^7 эргов. По ее подсчетам этой энергии достаточно для такого возмущения ионосферы, которое после передачи по принятой схеме в тропосферу, может вызвать углубление циклона у поверхности земли на 5 *мб*. Последнее может служить дополнительным объяснением выводов Вительса [60] и Белинского [13] об усилении циклонической деятельности с ростом солнечной активности.

Выше уже отмечалось, что многие авторы отождествляют усиление циклонической деятельности с усилением зональной циркуляции. В то же время, Ракипова [186] приходит к выводу, что при повышенной солнечной активности увеличивается интенсивность общей циркуляции атмосферы и, прежде всего, межширотный обмен воздушных масс. На основании анализа многолетних изменений индексов зональной и меридиональной циркуляции ниже показана относительная справедливость обоих утверждений. С ростом солнечной активности действительно увеличивается интенсивность зональной составляющей, но еще в большей мере, как это и предполагал на основе косвенных данных П. П. Предтеченский [174, 176], усиливается интенсивность меридиональной составляющей общей циркуляции атмосферы.

Необходимо в то же время отметить, что предложенное Ракиповой объяснение механизма передачи воздействий солнечной активности на атмосферную циркуляцию в виде «поэтажной» смены знака завихренности и вертикальных движений требует еще дальнейших доказательств. В предполагаемых схемах циркуляции до высоты примерно 400 *км* [264, 286] наиболее достоверно установленной является смена в стратосфере от зимы к лету западной циркуляции на восточную [264]. Данные о более высоких слоях атмосферы представляются в этих работах менее однозначно.

Повседневная синоптическая практика показывает также, что многочисленным циклонам и антициклонам у поверхности земли даже в тропосфере соответствуют немногочисленные циклонические и антициклонические вихри, а в случае хорошо организованной зональной циркуляции — даже один огромный околополярный тропосферный циклонический вихрь. Подобные огромные циркуляции можно предположить и в более высоких «этажах» атмосферы.

Действительно, из сообщения академика А. Н. Несмеянова [151] о результатах двухлетних исследований по Международному геофизическому году видно, что зимний циклонический и летний стратосферный антициклонический вихри имеют планетарные размеры, т. е. распространяются от полюсов до экватора. Поэтому вывод о том, что отдельные тропосферные барические образования реагируют на изменения, которые могут наблюдаться под влиянием солнечной активности в соответствующем барическом поле верхних «этажей» атмосферы, представляется еще проблематичным.

Тем не менее, некоторые доводы в пользу именно циркуляционного механизма передачи влияний солнечной активности из высоких в нижние слои атмосферы можно привести на основании определенных закономерностей циркуляции воздуха в тропосфере.

Из синоптической метеорологии хорошо известно [22, 23, 163, 193], что для возникновения или углубления какого-либо циклона у поверхности земли, находящегося на периферии обширного циклонического вихря в тропосфере, вовсе нет необходимости в углублении всего циклонического вихря. Очень часто на периферии такого тропосферного вихря, обычно под ВПФЗ, возникают условия, прежде всего вертикальные движения, благоприятствующие циклогенезу у поверхности земли, в то время как в центре вихря могут наблюдаться даже обратные условия.

Возникший таким образом циклон, в силу появления новых адвективных и динамических факторов, приводит в последующем к значительным перестройкам всего поля течений. Можно предположить, что подобное развитие имеет место и в системе циркуляции высоких слоев атмосферы.

Появление под влиянием агентов солнечной активности в какой-либо части такого огромного вихря высоких слоев атмосферы дополнительной кинетической энергии и обусловливаемой ею турбулентности, в силу уравнения неразрывности, должно оказать влияние и на турбулентность ниже лежащих слоев. Хорошо известное господство зонального западно-восточного переноса в тропосфере представляет собой нормальное ее состояние. Поэтому при всех обстоятельствах указанный выше эффект должен обусловить активизацию и увеличение барических градиентов в одних и ослабление их в других местах тропосферы, что характерно для усиления меридиональности циркуляции.

Новейшие данные наблюдений над движениями искусственных спутников Земли показывают [74, 304], что торможение их происходит неравномерно. Это говорит о том, что верхние слои атмосферы становятся то более разреженными, то, наоборот, более плотными; соответственно убывает или повышается температура этих слоев. Имеются также некоторые указания [74], что эти колебания плотности верхних слоев атмосферы находятся в связи с солнечной активностью.

Таким образом, новейшие наблюдения над искусственными спутниками Земли подтверждают не только наличие циркуляции воздуха высоких слоев атмосферы, но и значительных колебаний этой циркуляции. Этим подчеркивается важность проблемы изучения прежде всего солнечнообусловленных изменений циркуляции во всех слоях атмосферы и уже через них — климатических изменений метеорологических элементов.

§ 2. МНОГОЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ ЗОНАЛЬНОЙ И МЕРИДИОНАЛЬНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

Приведенные в настоящем исследовании (приложения I—III) характеристики интенсивности циркуляции макропроцессов ($I_з$, $I_м$, I'), а также классификация последних по состоянию и формам циркуляции, позволяют изучить некоторые особенности многолетних изменений общей циркуляции атмосферы. К сожалению, в связи с ограниченностью аэрологического материала, указанные характеристики были подсчитаны лишь для двух десятилетий с 1938 по 1958 г. Тем не менее, эти материалы позволяют выявить некоторые тенденции изменений интенсивности и форм общей циркуляции атмосферы. Однако предварительно необходимо внести определенную ясность в термины «усиление» и «ослабление» циркуляции.

Выше отмечалось, что в термин «усиление» циркуляции различные исследователи вкладывали разный смысл. Так, Вагнер [309], в исследовании состояния циркуляции атмосферы суровой зимы 1928/29 г., придерживается мнения, что под усилением общей циркуляции атмосферы следует понимать случаи, когда циклоны (в районе среднего многолетнего положения) развиты глубже, а антициклоны — сильнее, чем нормально.

Годом позднее тот же автор [310], приняв за меру интенсивности общей циркуляции атмосферы меридиональный поток массы в среднем для целого широтного круга, предлагает рассматривать под усилением общей циркуляции атмосферы увеличение меридионального обмена. При этом автор считает бесспорным, что усиленному движению на запад соответствует также усиленная турбулентность, более оживленная циклоническая деятельность, так что в среднем усиленный меридиональный градиент давления дает возможность ожидать также усиленный меридиональный обмен воздуха. Однако числового

доказательства в подтверждение этого положения автор не приводит.

Многие метеорологи связывали в том или ином виде усиление общей циркуляции с усилением меридиональных барических градиентов, особенно между океаническими центрами действия. Подобная точка зрения получила свое завершение с введением планетарного индекса зональной циркуляции [19, 252, 294], с помощью которого стало возможным количественно оценивать зональное состояние циркуляции как в отдельных секторах широтных зон, так и в общепланетарном масштабе.

Баур [240, 243] одним из первых обратил внимание на то, что общая циркуляция не может определяться ни одной зональной, ни одной меридиональной циркуляцией; для этого нужны обе составные части. По материалам табл. 19, в которой приведены средние годовые значения различных индексов циркуляции, видно, что интенсивность отдельных составляющих циркуляции атмосферы испытывает от года к году существенные изменения. Так, амплитуда средних годовых изменений интенсивности зональной циркуляции ($I_з$) за 20 лет достигает 0,45 *дкм/град экв*, что составляет 40% многолетнего среднего значения.

Наряду со значительными колебаниями интенсивности зональной составляющей циркуляции имеют место почти такие же величины (42% многолетнего среднего) колебания средних годовых значений интенсивности меридиональной составляющей циркуляции и общего индекса (45% многолетнего среднего).

Совершенно очевидно, что средние месячные значения интенсивности горизонтальных составляющих циркуляции атмосферы и, тем более, за отдельные синоптические периоды или дни испытывают еще большие колебания. Амплитуда январских средних месячных значений индекса зональности (см. приложение III) достигает 1,04 *дкм/град экв* (85%), индекса меридиональности — 0,61 *дкм/град экв* (76%) и общего индекса — 0,97 *дкм/град экв* (130% многолетнего среднего значения для января). Несколько меньшая по величине (но также весьма значительная) амплитуда колебаний интенсивности горизонтальных составляющих циркуляции наблюдается в летние месяцы. В июле для индекса зональности она составляет 58%, для индекса меридиональности — 40% и для общего индекса — 110% многолетнего среднего значения.

Анализ изменений от года к году (как и от месяца к месяцу) каждой из горизонтальных составляющих циркуляции показывает, что встречаются самые разнообразные сочетания этих изменений.

Примерно в половине случаев увеличению (уменьшению) от года к году интенсивности зональной составляющей соответствует в той или иной мере уменьшение (увеличение) интенсивности меридиональной составляющей циркуляции.

Таблица 19

Средние годовые значения индексов циркуляции (*дкм/град экв*) в зоне 35—70° с. ш. между 30° з. д. и 110° в. д. (на уровне 500 мб)

Годы	$I_з$	$\Delta I_з$	$I_м$	$\Delta I_м$	I'	$\Delta I'$	$N_м$	$\Delta N_м$	$N_з$	$\Delta N_з$
1938	0,85		0,71		0,99		253		112	
		+0,24		+0,02		—0,25		—37		+37
1939	1,09		0,73		0,74		216		149	
		—0,08		—0,03		+0,07		+1		—0
1940	1,01		0,70		0,81		217		149	
		+0,13		—0,04		—0,18		—15		+14
1941	1,14		0,66		0,63		202		163	
		—0,05		+0,05		+0,1		—8		+8
1942	1,09		0,71		0,73		194		171	
		+0,03		—0,01		—0,06		—40		+35
1943	1,12		0,70		0,67		159		206	
		—0,03		+0,05		+0,08		+39		—38
1944	1,09		0,75		0,75		198		168	
		0,0		—0,02		+0,01		+9		—10
1945	1,09		0,73		0,76		207		158	
		—0,06		0,0		—0,01		+24		—24
1946	1,03		0,73		0,75		231		134	
		+0,05		+0,05		+0,08		+25		—25
1947	1,08		0,78		0,83		256		109	
		+0,12		+0,07		—0,07		—40		+41
1948	1,20		0,85		0,76		216		150	
		—0,03		0,0		+0,02		+30		—31
1949	1,17		0,85		0,78		246		119	
		—0,07		0,04		+0,11		—6		+6
1950	1,10		0,89		0,89		240		125	
		+0,08		—0,06		—0,14		—2		+2
1951	1,18		0,83		0,75		238		127	
		—0,06		+0,06		+0,17		—15		+16
1952	1,12		0,89		0,92		223		143	
		—0,03		0,0		—0,08		—15		+14
1953	1,09		0,89		0,84		208		157	
		+0,06		—0,07		—0,03		+5		—5
1954	1,15		0,82		0,81		213		152	
		+0,06		—0,02		—0,08		—1		+1
1955	1,21		0,80		0,73		212		153	
		—0,09		+0,05		+0,18		+35		—34
1956	1,12		0,85		0,91		247		119	
		+0,18		+0,01		—0,07		—18		+17
1957	1,30		0,86		0,84		229		136	
Среднее значение	1,11		0,79		0,80		224		141	
Амплитуда	0,45		0,33		0,36		96		96	

Противоположные по знаку изменения зональной и меридиональной составляющих циркуляции позволяют однозначно решать вопрос о том, в каком направлении шло общее изменение циркуляции. Например, от 1940 к 1941 г. интенсивность зональной составляющей циркуляции возросла с 1,01 до

1,14 *дкм/град экв,* а интенсивность меридиональной составляющей циркуляции одновременно понизилась с 0,70 до 0,66 *дкм/град экв.*

В подобных случаях, когда увеличение интенсивности индекса зональности ($I_з$) сопровождается ослаблением индекса меридиональности ($I_м$), можно однозначно утверждать, что такое изменение означает усиление (ослабление) зональной циркуляции атмосферы. Последнее особенно наглядно иллюстрируется уменьшением общего индекса $I' = \frac{I_м}{I_з}$. В 1941 г. по сравнению с 1940 г. общий индекс уменьшился с 0,81 до 0,63.

Аналогично при увеличении индекса меридиональности ($I_м$) и одновременном уменьшении индекса зональности ($I_з$) можно однозначно утверждать, что усиливается меридиональная циркуляция либо ослабевает зональная циркуляция. Такое изменение наблюдалось, например, от 1955 к 1956 г., когда интенсивность меридиональной составляющей циркуляции возросла с 0,80 ро 0,85 *дкм/град экв,* а интенсивность зональной составляющей одновременно понизилась с 1,21 до 1,12 *дкм/град экв.* Особенно наглядно это проявляется в изменении общего индекса I'. В рассматриваемом случае он увеличился с 0,73 до 0,91, т. е. на 0,18, в то время как индекс $I_м$ усилился лишь на 0,05 *дкм/град экв,* а индекс $I_з$ понизился на 0,09 *дкм/град экв.*

Примерно в половине случаев, как видно из данных табл. 19, наблюдаются иные сочетания: однозначное увеличение (уменьшение) интенсивности обеих горизонтальных составляющих циркуляции либо изменение в ту или другую сторону одной из них при сохранении неизменной другой составляющей. В таких случаях по знаку изменения интенсивности зональной и меридиональной составляющих циркуляции становится невозможно однозначно решать вопрос о характере изменения во времени общей интенсивности циркуляции атмосферы, а термины «усиление» или «ослабление» циркуляции без указания того, что имеется при этом в виду, становятся неопределенными.

В такой же мере недостаточно определенными являются указания о росте интенсивности циркуляции, в связи с усилением господствующего режима, в соответствии с законом акцентации барического поля по Визе [55], либо усиление циклонической деятельности [58, 13].

С более глубокими циклонами в зависимости от района их расположения может быть связано усиление циркуляции зональной (когда они расположены в северных районах) или меридиональной (когда они оказываются в более южных районах). Как было показано в предыдущих разделах, каждое из этих состояний циркуляции обусловливает на громадных пространствах совершенно противоположные характеристики многих метеорологических элементов.

В действительных условиях, как это можно видеть и из работ Вительса [58] и Белинского [12—15], увеличение числа глубоких циклонов может одновременно наблюдаться в северных и некоторых южных районах. Так, исследуя барико-циркуляционный режим двух двадцатилетий (1900—19 и 1920—39) Вительс нашел [59], что от первого ко второму двадцатилетию повысилось число глубоких циклонов в районах Исландии, Баренцева и Карского морей. Одновременно повысилось также число глубоких циклонов и уменьшилось число мощных антициклонов в районе Азор при усилении в холодную часть года антициклоничности на Европейской территории СССР.

Совершенно очевидно, что такое сочетание означает усиление от первого ко второму двадцатилетию одновременно зональной и меридиональной составляющих циркуляции, вследствие увеличения как меридиональных, так и зональных барических градиентов. В таких случаях, когда одновременно увеличивается (или уменьшается) интенсивность обеих горизонтальных составляющих циркуляции атмосферы, можно говорить лишь об относительном общем усилении (ослаблении) зональной циркуляции атмосферы, если за основу брать зональную составляющую циркуляции, либо меридиональной циркуляции, если за основу брать вторую составляющую.

В 1948 г. Предтеченский высказал подобную точку зрения, не приводя при этом никаких численных доказательств. Им отмечалось, что «основным механизмом общей циркуляции земной атмосферы являются взаимно антагонистичные западно-восточный перенос и меридиональная циркуляция. Частота и интенсивность смены воздушных масс претерпевают усиления или ослабления при усилении или торможении любого из двух основных переносов, осуществляющих перераспределение энергии и воздушных масс» [175, стр. 43].

Изучая изменения общей циркуляции атмосферы в связи с колебаниями солнечной активности, автор в этой же работе формулирует основную рабочую гипотезу, в соответствии с которой «усиление солнечной активности ведет к усилению общей циркуляции атмосферы с относительным усилением меридиональной циркуляции; ослабление солнечной активности вызывает ослабление общей циркуляции с относительным усилением западно-восточного переноса» [175, стр. 49].

Общий индекс циркуляции, характеризующий отношение интенсивности меридионального воздухообмена к зональному, в этих случаях является весьма удобным количественным показателем, позволяющим судить об относительном изменении той или другой составляющей циркуляции. При одновременном усилении зональной и меридиональной составляющих циркуляции увеличение общего индекса свидетельствует об относительном усилении меридионального воздухообмена, а уменьшение его — об относительном усилении зональной циркуляции.

При одновременном уменьшении интенсивности обеих горизонтальных составляющих циркуляции, увеличение общего индекса I' означает относительное ослабление зональной циркуляции, а его уменьшение — относительное ослабление меридиональной циркуляции.

Для выявления крупных многолетних тенденций общей циркуляции атмосферы необходимо исключить мелкие флуктуации колебаний отдельных ее составляющих. Последнего можно достигнуть путем осреднения соответствующих значений по большим промежуткам времени. Имея количественные характеристики различных составляющих циркуляции за 20 лет, целесообразно проанализировать прежде всего изменения интенсивности отдельных составляющих общей циркуляции атмосферы от десятилетия 1938—47 к десятилетию 1948—57. Соответствующие значения, подсчитанные по материалам приложения III, приведены в табл. 20.

Таблица 20

Средние значения индексов циркуляции (*дкм/град экв*) за холодное (Х) и теплое (Т) полугодия, а также за год (Г) в зоне 35—70° с. ш. и 30° з. д. — 110° в. д. на поверхности 500 *мб* по десятилетиям

$I_м$			$I_з$			I'		
Х	Т	Г	Х	Т	Г	Х	Т	Г
1938–47 гг.								
0,76	0,69	0,72	1,16	0,97	1,06	0,74	0,79	0,76
1948–57 гг.								
0,92	0,78	0,85	1,15	1,00	1,08	0,81	0,84	0,82
Изменения (в процентах начальной величины)								
23,6	13,0	18,0	—1,0	3,1	1,9	9,5	6,3	8,0

Из данных этой таблицы видно, что в среднем от десятилетия 1938—47 (в последующем будем называть его первым) к десятилетию 1948—57 (которое будем называть вторым) интенсивность меридиональной циркуляции увеличилась на 0,13 *дкм/град экв*, т. е. на 18%. Одновременно несколько (на 2%) усилилась также интенсивность зональной циркуляции. По значениям I' видно, что от первого ко второму десятилетию

как в среднем, так и отдельно для теплого и холодного полугодий изменения интенсивности меридиональной составляющей значительно превысили изменения интенсивности зональной составляющей циркуляции. Следовательно, на основании данных табл. 20, можно утверждать, что от первого (1938—47) ко второму (1948—57) десятилетию произошло усиление меридиональной циркуляции атмосферы.

Таблица 21

Суммарное число дней с меридиональной циркуляцией по десятилетиям

За все холодные полугодия	За все теплые полугодия	За десятилетие
1938–47 гг.		
951	1131	2682
1948–57 гг.		
1013	1173	2186
Изменения (в процентах начальной величины)		
6,5	3,7	5,0

Относительное увеличение интенсивности меридионального воздухообмена от десятилетия 1938—47 к десятилетию 1948—57 хорошо согласуется с изменениями других индексов. Данные табл. 21 показывают, что от первого ко второму десятилетию увеличилось на 5% общее число дней с меридиональными процессами, причем, как и по интенсивности циркуляции, в холодную часть года это увеличение более значительно (6,5%), чем в теплую (3,7%). Соответственно уменьшилось число дней с зональной циркуляцией, хотя в среднем, как и отдельно для теплой части года, от первого ко второму десятилетию интенсивность зональной составляющей циркуляции (табл. 20) несколько возросла.

§ 3. СВЯЗЬ МНОГОЛЕТНИХ КОЛЕБАНИЙ ЦИРКУЛЯЦИИ С СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТЬЮ

Установленные выше многолетние колебания индексов циркуляции, характеризующие интенсивность различных составляющих общей циркуляции атмосферы, имеют не случайный, а систе-

матический характер. По существу они отражают продолжение той же тенденции, которая была обнаружена по другим циркуляционным показателям в исследованиях Гирса [70, 71], Вительса [60], Белинского [13].

Выше уже отмечалось, что исследуя барико-циркуляционный режим приземных синоптических процессов за сорокалетний период, непосредственно предшествовавший исследованному нами двадцатилетию, Вительс [60] также обнаружил определенную тенденцию от двадцатилетия 1900—19 к двадцатилетию 1920—39. В свете найденных тенденций в изменениях зональной и меридиональной составляющих циркуляции двадцатилетия 1938—57 можно утверждать, что и от двадцатилетия 1900—19 к двадцатилетию 1920—39 изменения заключались в усилении как зональной, так и меридиональной составляющих циркуляции при относительно более значительном усилении последней.

В этом же плане могут быть оценены изменения интенсивности цикло- и антициклонической деятельности, исследованные Белинским [13] по материалам приземных синоптических карт всего северного полушария за период 1900—39 гг. Белинским также установлены многолетние тенденции усиления циклонической деятельности в планетарном масштабе, которые объясняются им многолетними (вековыми) тенденциями солнечной активности.

Цифровые данные скользящих десятилетних средних значений цикло- и антициклоничности в баллах [13, табл. 14, стр. 76—79] обнаруживают противоположные тенденции в различных районах, расположенных в одних и тех же широтных зонах. Указанная противоположность наглядно иллюстрируется приводимым в той же работе графиком изменений во времени за большой ряд лет цикло- и антициклоничности над Юго-Восточной Европой — Западной Сибирью и над восточной частью Атлантического океана [13, рис. 10, стр. 47]. В частности, к 1939 г. в районе Азорских островов (5-й район по принятому в этой работе районированию) наблюдалось ослабление антициклоничности, сопровождавшееся усилением таковой над Юго-Восточной Европой и Западной Сибирью (7-й и 8-й районы). Далее на восток, в районе, охватывающем Восточный Казахстан и Прибайкалье и расположенном в той же широтной зоне континента (9-й район), снова отмечается к 1939 г. систематическое ослабление антициклоничности. Такое чередование изменений циклонического и антициклонического режима вдоль одной и той же широтной зоны, как показано в главе II, является характерным для меридионального режима циркуляции, в то время как зональная циркуляция (см. рис. 14 и 15) отличается зональным расположением циклонических и антициклонических полос.

Следовательно, и до рассмотренного двадцатилетия 1938—57, как можно судить по указанным материалам, наблюдалась та же тенденция усиления не только зональной, но и меридио-

нальной циркуляции. Эта тенденция проявлялась в относительном усилении интенсивности меридионального воздухообмена и, можно полагать, в увеличении числа дней с меридиональной циркуляцией.

Последнее хорошо подтверждается работами Гирса [70, 71], в которых исследуется непосредственно изменение числа дней с зональной и меридиональной формами циркуляции Вангенгейма. В этих исследованиях также выявлена многолетняя тенденция уменьшения числа дней с зональной формой циркуляции и увеличения числа дней с меридиональной циркуляцией по Вангенгейму. Автор объясняет эти тенденции вековым усилением солнечной активности.

Вительс [60] также связывает обнаруженные им изменения барико-циркуляционного режима от первого ко второму двадцатилетию с вековым усилением солнечной активности, указывая, что во втором периоде солнечная активность, характеризуемая числами Вольфа, увеличилась на 25%. В последующие годы продолжалось многолетнее усиление солнечной активности.

Таблица 22

Скользящие десятилетние значения различных индексов циркуляции и чисел Вольфа

	1938—1947	1939—1948	1940—1949	1941—1950	1942—1951	1943—1952	1944—1953	1945—1954	1946—1955	1947—1956	1948—1957
$I_з$	1,060	1,095	1,103	1,112	1,116	1,119	1,116	1,122	1,134	1,143	1,165
$I_м$	0,720	0,734	0,746	0,765	0,782	0,800	0,819	0,826	0,833	0,845	0,853
I'	0,766	0,743	0,747	0,755	0,767	0,786	0,803	0,809	0,806	0,822	0,823
$N_м$	213	210	213	215	218	221	226	228	228	230	227
W	65	68	72	74	76	76	76	75	76	81	85

По данным табл. 22 построены графики (рис. 44) скользящих десятилетних значений различных индексов, характеризующих многолетние тенденции циркуляции и чисел Вольфа за один и тот же интервал времени. Приведенные графики подтверждают основанные на материалах табл. 20 выводы о том, что на восходящей ветви векового цикла солнечной активности наблюдается увеличение интенсивности как зональной, так и меридиональной составляющей циркуляции атмосферы.

При одновременном увеличении интенсивности зональной и меридиональной составляющих циркуляции последняя, как видно из данных табл. 20 и 22, усиливается относительно больше. Поскольку показатель $N_м$, представляющий число дней с меридиональной циркуляцией, зависит от соотношений обеих составляющих циркуляции, то именно эта характеристика лучше других отражает общую тенденцию колебаний циркуляции во

времени: увеличение числа дней с меридиональной и уменьшение числа дней с зональной циркуляцией на восходящей ветви векового цикла солнечной активности.

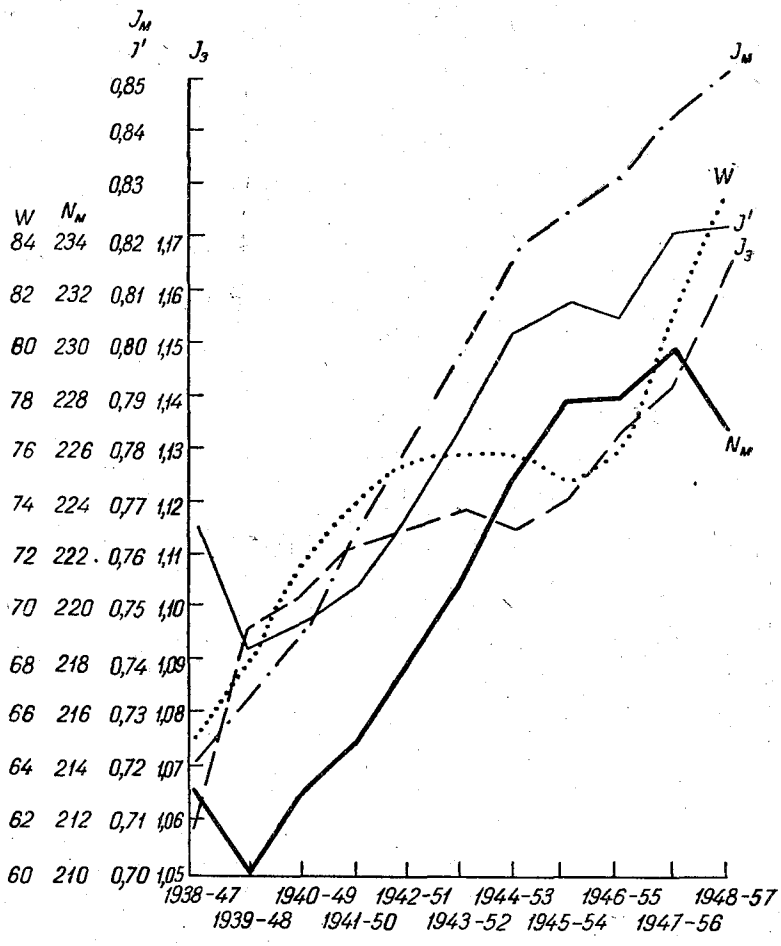

Рис. 44. Графики скользящих средних десятилетних значений индексов зональности ($I_з$) и меридиональности ($I_м$), общего индекса (I'), числа дней с меридиональной циркуляцией ($N_м$) и чисел Вольфа (W) за 1938—57 гг.

Такой же вывод, как отмечено выше, получен Гирсом [70] об изменениях эпохальной частоты зональной (W) и меридиональной ($E + C$) циркуляции на основе анализа синоптических материалов за 1891—1955 гг. Имеются и другие показатели существенного перераспределения интенсивности и форм циркуляции, наблюдавшегося в течение многих десятилетий.

Кредок [250] произвел детальный анализ повторяемости аналогичных месячных температурных аномалий на пространстве атлантико-евразийского сектора полушария. В результате этого исследования было обнаружено, что для распределения температурной аномалии в 50-е годы текущего столетия (близкие к максимуму векового цикла солнечной активности) значительно чаще встречаются аналоги в 80-е годы прошлого века (также близкие к вековому максимуму), чем в промежуточные годы.

На рис. 45 приведены средние годовые числа дней с меридиональной циркуляцией ($N_м$) за 1938—57 гг., взятые из табл. 19, и график хода средних годовых чисел Вольфа. Даже визуальное сопоставление этих графиков указывает на наличие согласованных между представляемыми ими характеристиками многолетних изменений. Коэффициент корреляции между средними годовыми числами дней с меридиональной циркуляцией и числами Вольфа $r=0{,}81\pm0{,}08$.

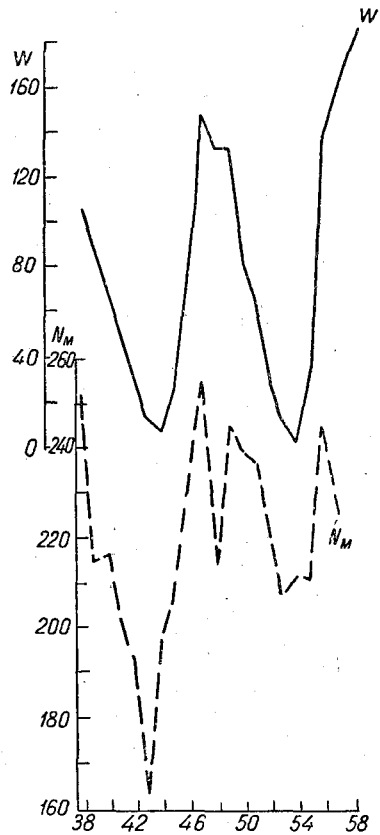

Рис. 45. Графики изменений средних годовых чисел Вольфа (W) и чисел дней с меридиональной циркуляцией ($N_м$) за 1938—57 гг.

На рис. 46 нижний график характеризует изменения от года к году среднего числа дней с меридиональной циркуляцией за месяцы теплой половины года (апрель—сентябрь), а верхний график — средних чисел Вольфа за тот же промежуток времени. И в данном случае имеется согласованность изменений. Коэффициент корреляции, характеризующий эту связь, $r = 0{,}80 \pm \pm 0{,}08$. Следовательно, из вышеизложенных материалов вытекает, что не только с вековым, но и с 11-летним циклом солнечной активности согласуется определенное изменение важнейших характеристик общей циркуляции атмосферы: с усилением солнечной активности увеличивается число дней с меридиональной циркуляцией и уменьшается число дней с зональной циркуляцией.

Обнаруженные многолетние тенденции частоты повторения и интенсивности меридиональных и зональных процессов позво-

ляют объяснить физические причины некоторых важнейших климатических явлений, наблюденных в течение последних 3—4 десятилетий. Как было показано в предыдущей главе, любая из выделенных основных форм меридиональных процессов обусловливает вынос тепла в высокие широты и поступление холода в различные зоны низких широт. Параллельно с вековым усилением солнечной активности увеличивались число дней с меридиональной циркуляцией и относительная интенсивность меридионального воздухообмена. Поэтому почти повсеместно в высоких широтах должно было наблюдаться повышение температуры.

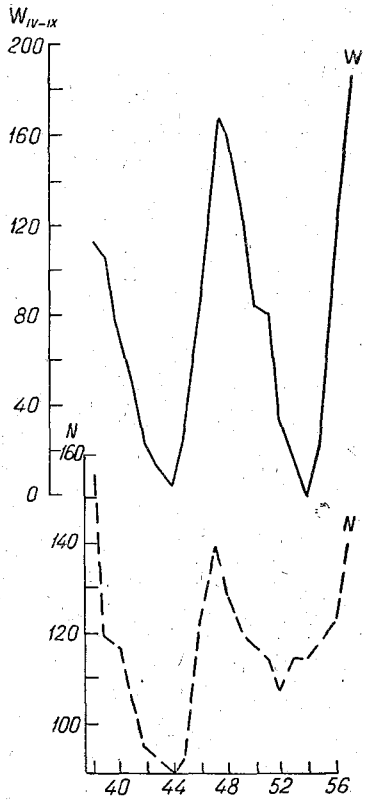

Рис. 46. Графики изменений средних за апрель—сентябрь чисел Вольфа (W) и чисел дней с меридиональной циркуляцией ($N_м$) за те же месяцы 1938—1957 гг.

По приведенным на рис. 43 картам видно, что средние годовые и, в особенности, зимние температуры воздуха в высокоширотных районах действительно повышались. При этом, как вытекает из исследования Петрова [161], повышенные температуры в этих районах в среднем продолжали сохраняться также в 40-е и 50-е годы. Одновременно в ряде районов умеренных и низких широт отмечалось понижение температуры [190, 192].

Увеличение числа дней с меридиональной циркуляцией однозначно определяет повышение температуры высокоширотных районов. Однако без уточнения особенностей изменения формы меридиональных процессов невозможно объяснить, почему понижение температуры в умеренных и низких широтах охватывает лишь отдельные и притом определенные полосы этой широтной зоны.

В предыдущей главе показано, что с разными формами меридиональной циркуляции связаны различные (вплоть до противоположных по географической локализации выносы тепла и сбросы холода на огромных пространствах. Наглядным примером такой противоположности служат меридиональные процессы формы $З$ и $В$ (см. рис. 21 *а* и 28 *а*). Поэтому важно выяснить, какие тенденции наблюдались в изменениях разных форм циркуляции при общем усилении меридионального воздухообмена, сопровож-

давшем увеличение солнечной активности. В определенной мере ответ на этот вопрос можно получить при помощи сопоставлений частоты появления каждой из форм в смежных десятилетиях, подобно тому, как это сделано для различных индексов циркуляции (табл. 20 и 21).

Таблица 23

Общее число дней с основными формами циркуляции и их изменения от первого (1938—47) ко второму (1948—57) десятилетию

Формы циркуляции	1938—47		1948—57		Разность (%)
	число дней	%	число дней	%	
З	745	20,4	731	20,0	—0,4
Ц	1137	31,1	1129	31,0	—0,1
В	767	20,9	906	24,8	+3,9
С	1003	27,6	889	24,2	—3,4

Данные табл. 23 показывают, что суммарное число дней зональных и меридиональных процессов формы *З* и *Ц* практически не изменилось от первого ко второму десятилетию. Ощутимое изменение претерпели процессы формы *В*, которые от первого ко второму десятилетию увеличились почти на 4%, и процессы формы *С*, число которых примерно на столько же уменьшилось.

Более заметные изменения должны наблюдаться при рассмотрении отдельно форм меридионального состояния циркуляции, ибо именно последние, как видно из данных табл. 21, увеличивались по интенсивности и частоте повторения.

Таблица 24

Повторяемость основных форм меридиональной циркуляции и их изменения по десятилетиям

Формы циркуляции	1938—47		1948—57		Разность (%)
	число дней	%	число дней	%	
З	397	19,2	435	19,9	+0,7
Ц	701	33,6	601	27,5	—6,1
В	384	18,4	584	26,7	+8,3
С	600	28,8	566	25,9	—2,9

Материалы табл. 24 показывают, что разные формы меридиональных процессов испытывают более резко выраженные противоположные тенденции от первого ко второму десятилетию. В среднем за год от первого ко второму десятилетию значительно возросла частота меридиональных процессов *В*, т. е.

процессов с антициклогенезом в восточной половине Европейской территории СССР и в Западной Сибири. Почти на столько же убыла в сумме частота меридиональных процессов двух противоположных форм: *Ц* — на 6,1%, с антициклогенезом на Европейской территории СССР, и *С* — на 2,9%, с циклогенезом на той же территории.

В предыдущей главе показано, что даже одна и та же форма меридиональных процессов часто определяет весьма различные условия погоды в месяцах холодного и теплого полугодия. Поэтому целесообразно проанализировать тенденцию изменения каждой из форм меридиональных процессов раздельно в месяцах холодного и теплого полугодия. Соответствующие данные приведены в табл. 25.

Таблица 25

Изменения числа дней с основными формами меридиональной циркуляции по десятилетиям

Формы циркуляции	Холодное полугодие (X—III)					Теплое полугодие (IV—IX)				
	1938—1947		1948—1957		разность	1938—1947		1948—1958		разность
	$N_м$	%	$N_м$	%	%	$N_м$	%	$N_м$	%	%
З	251	26,4	284	28,0	1,6	146	12,9	151	12,7	—0,2
Ц	199	21,0	243	24,0	3,0	502	44,4	358	30,5	—13,9
В	157	16,5	227	22,4	5,9	227	20,0	357	30,5	10,5
С	344	36,1	259	25,6	—10,5	256	22,6	307	26,1	3,5

Данные табл. 25 показывают, что некоторые формы меридиональных процессов имеют также противоположные тенденции изменения в холодную и теплую часть года. Так, частота меридиональных процессов *Ц* в месяцах холодного полугодия от первого ко второму десятилетию увеличилась на 3%, а в месяцах теплого полугодия, наоборот, уменьшилась почти на 14%. Процессы формы *С*, являющиеся противоположными процессам *Ц*, имели совсем иную тенденцию. В месяцах холодного полугодия от первого ко второму десятилетию частота их уменьшилась на 10,5%, а в месяцах теплого полугодия — возросла на 3,5%. Лишь меридиональные процессы *В* от первого ко второму десятилетию увеличивались по частоте как в месяцах холодного полугодия (на 5,9%), так и, в особенности (на 10,5%), в месяцах теплого полугодия.

В целом в месяцах холодного полугодия от первого ко второму десятилетию уменьшилась частота меридиональных процессов формы *С* с циклогенезом на Европейской территории СССР и увеличилась частота остальных форм меридиональных процессов, определяющих в западной (форма *З*), центральной (форма *Ц*) или восточной (форма *В*) части этой территории антициклогенез. В месяцах теплого полугодия, наоборот, резко

уменьшилась повторяемость меридиональных процессов с антициклогенезом на всей Европейской территории СССР (форма *Ц*) и увеличилась частота процессов с циклогенезом на этой же территории (форма *С*) и антициклогенезом на востоке этой территории и в Западной Сибири (форма *В*).

Меридиональные процессы *В* и *С* обусловливают на территории Западной Сибири и Казахстана антициклогенез. Поэтому в месяцах теплого полугодия от первого ко второму десятилетию на территории Западной Сибири и Казахстана в целом на 14% повысилась частота меридиональных процессов с антициклогенезом (формы *В* и *С*) и на столько же уменьшилась частота меридиональных процессов с циклогенезом в этих районах (формы *Ц* и *З*).

Отмеченные выше особенности различных тенденций изменения меридиональных процессов в месяцах теплого и холодного полугодия от первого ко второму десятилетию нашли также отражение и на картах средних месячных значений геопотенциала. В частности, об этом можно судить по изменению повторяемости от первого ко второму десятилетию средних за месяц изогипс с циклонической и антициклонической кривизной на Европейской территории СССР в теплую и холодную часть года.

Уменьшению в месяцах холодной части года частоты повторяемости меридиональных процессов с циклогенезом (форма *С*) на Европейской территории СССР соответствует уменьшение числа месяцев с четко выраженной циклонической кривизной изогипс (на картах средних месячных значений H_{500}) с 23 в первом десятилетии до 16 во втором. Число месяцев с антициклонической кривизной изогипс на Европейской территории СССР, наоборот, от первого ко второму десятилетию возросло с 34 до 40. В теплом полугодии число месяцев с четко выраженной антициклонической кривизной изогипс на Европейской территории СССР уменьшилось с 34 в первом десятилетии до 30 во втором, а с циклонической кривизной увеличилось с 20 до 27, что также соответствует уменьшению повторяемости числа дней с антициклогенезом на той же территории.

Выше установлено, что увеличение числа дней с меридиональными процессами, как и относительное усиление интенсивности меридионального воздухообмена, соответствует вековому усилению солнечной активности. Анализ изменений основных форм меридиональных процессов показывает (табл. 24), что вековое усиление солнечной активности оказывает влияние также на форму этой меридиональной циркуляции, притом для некоторых форм циркуляции различное в теплую и холодную часть года (табл. 25). Этим обстоятельством, по-видимому, и обусловлены некоторые противоречивые связи, полученные различными авторами при выявлении зависимостей между изменениями солнечной активности и изменениями отдельных метеорологических элементов в различных географических районах.

Подобные связи могут еще больше усложняться и со временем даже менять знак вследствие того, как видно из предыдущего анализа, что с вековым ростом солнечной активности связано не только усиление относительной интенсивности меридионального воздухообмена и увеличение числа дней с меридиональными процессами, но и изменение частоты появления той или иной формы. Знание этих особенностей и метеорологических характеристик, обусловливаемых в теплую и холодную часть года каждой из форм меридиональных и зональных процессов, позволяет объяснить многие противоположные климатические тенденции, наблюдаемые в различных географических районах и в разных сезонах года.

§ 4. СВЯЗЬ КОЛЕБАНИЙ НЕКОТОРЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК С МНОГОЛЕТНИМИ ИЗМЕНЕНИЯМИ ФОРМ ЦИРКУЛЯЦИИ

Существенное изменение ряда климатических характеристик, имевшее место за последние несколько десятков лет, обстоятельно исследовано в ряде советских ([17, 52, 54, 79, 92, 171, 190, 192, 223] и др.) и зарубежных ([242, 303, 314] и др.). исследований.

Рубинштейн [190] следующим образом формулирует выводы относительно исследованных климатических тенденций.

1. На территории СССР и за рубежом наблюдаются значительные колебания средних годовых температур, указывающие на существенное потепление за последние десятилетия (особенно резкое в 20-е и 30-е годы).

2. Наиболее резко это потепление выражено в высоких широтах и становится мало заметным на широтах 40—50°. Средние годовые температуры за десятилетие 1929—38 превышают средние многолетние на 0,5—1,0° в умеренных широтах, а в Арктике — на 4—6°.

3. В ходе давления не обнаруживается таких тенденций к изменению в одну сторону (понижение или повышение), как это имеет место в отношении температуры. Между изменениями температуры и давления существует сложная зависимость, различная в разных местах территории и в разные периоды года (в разные периоды знак корреляции между давлением и температурой меняется).

4. В последние годы (работа опубликована в 1946 г.) средние десятилетние количества осадков за теплый период (март—сентябрь) систематически держатся выше многолетней средней в Берлине, Ленинграде, Архангельске, Москве, Киеве, Сургуте, Свердловске, Иркутске. В холодный период на всех широтах между 60 и 20° с. ш. наблюдается незначительное уменьшение осадков относительно многолетней средней величины их.

5. Связь между отдельными изменениями климата сложна и не всегда однозначна. Для полного ее изучения необходим анализ существа и географической локализации атмосферных процессов, приводящих к изменению климата.

К этому необходимо добавить такие уже упоминавшиеся тенденции, как резкое понижение уровня Каспийского моря и уменьшение ледовитости арктических морей. Хотя приведенные выше выводы были получены в основном по материалам до 40-х годов, указанные в них тенденции сохранялись также и в последующие 15—20 лет.

Выше уже отмечалось, что по выводам Петрова [161] температура в Арктике и в 50-е годы продолжала сохраняться повышенной. Одновременно с 1946 по 1957 г. уровень Каспийского моря понизился еще на 42 *см*. В работе Рубинштейн [192] уже по материалам до 1955 г. включительно отмечается, что и в последующие после 1938 годы в зимних месяцах сохранялась противоположность по фазе колебаний температуры на севере СССР и в Средней Азии. В этой же работе отмечается значительное повышение температуры в Западной Сибири в течение летних месяцев.

Все эти климатические тенденции находятся в тесной связи с многолетними изменениями циркуляции, особенно обстоятельно исследованными советскими учеными ([13, 52, 60, 70, 81, 92, 100, 171] и др.). Выявленные в предыдущем параграфе изменения различных характеристик циркуляции атмосферы позволяют на новом материале и с иных позиций дополнить и несколько уточнить ряд выводов относительно связи этих явлений.

Проанализированные выше два десятилетия с 1938 по 1957 г. находятся на восходящей ветви векового цикла солнечной активности. По мнению астрофизиков минимум этого векового цикла приходится на первое десятилетие текущего столетия, а максимум — на одиннадцатилетний цикл, начавшийся в 1954 г. [236].

Из материалов табл. 20 и 21 вытекает, что на восходящей ветви векового цикла солнечной активности возрастает относительная интенсивность меридионального воздухообмена и число дней с меридиональной циркуляцией. На Европейской территории СССР в холодную часть года резко возрастают процессы с антициклогенезом, а в теплую часть года — с циклогенезом (табл. 23—25). Следовательно, в периоды, близкие к минимуму векового цикла солнечной активности, должна убывать относительная интенсивность меридионального воздухообмена и возрастать число дней с зональной циркуляцией. Одновременно должно нивелироваться различие между повторяемостью меридиональных процессов с антициклогенезом на Европейской территории СССР зимой и циклогенезом летом, т. е. частота антициклогенеза на Европейской территории СССР зимой должна убывать, а летом возрастать.

Вследствие отсутствия аэрологических карт за период до 1938 г. для проверки указанных выводов можно воспользоваться некоторыми косвенными показателями. В работе Вительса [60] отмечается, что в южной половине Европейской территории СССР в течение 5 холодных месяцев (ноябрь—март) первого двадцатилетия (1900—19) число антициклонов превышало число циклонов на 40%, а во втором двадцатилетии (1920—39) это превышение дошло до 80%, т. е. произошло увеличение частоты антициклогенеза.

В северной половине Европейской территории СССР практически наблюдалась та же тенденция. Как отмечается в той же работе, в течение холодного полугодия от первого ко второму двадцатилетию в этих районах повторяемость глубоких циклонов уменьшилась (на 6%), а мощных антициклонов увеличилась (на 36%). В теплую часть года наблюдалась обратная тенденция: от первого ко второму двадцатилетию в этом районе повторяемость глубоких циклонов возросла на 60%, а мощных антициклонов убыла на 46%.

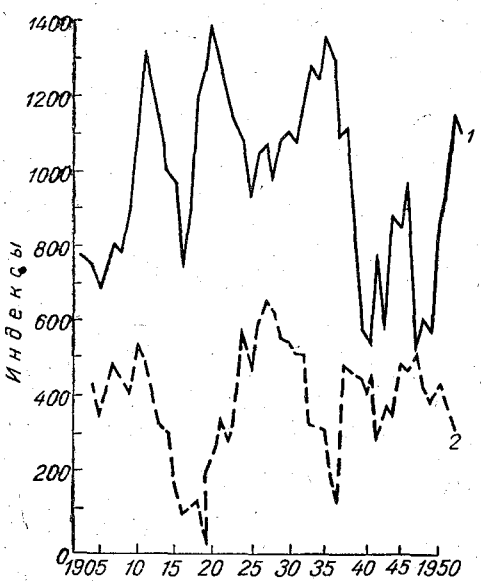

Рис. 47. Графики хода скользящих пятилетних значений индексов $A_{zy} - Z_y$ (по Н. А. Белинскому) на юге Европейской территории СССР зимой (*1*) и летом (*2*).

Можно привести и другие материалы, убедительно показывающие, что увеличение частоты противоположных (с антициклогенезом и циклогенезом на Европейской территории СССР) меридиональных процессов зимой и летом, наблюдавшееся в двадцатилетии 1938—57 гг., является продолжением той же тенденции, которая началась еще в предыдущие десятилетия. На рис. 47 приведены графики скользящих по пятилетиям характеристик преобладания антициклоничности над циклоничностью в южной половине Европейской территории СССР отдельно для теплой и холодной половины года. Графики построены по материалам Белинского.

Ход кривых на рис. 47 действительно подтверждает, что примерно с 20-х годов текущего столетия в теплую и холодную половину года отчетливо начала проявляться противоположная тенденция циклоничности и антициклоничности на Европейской

территории СССР. В то же время графики показывают, что до 20-х годов наблюдался приблизительно параллельный их ход. Именно такой ход и должен наблюдаться, как отмечено выше, в годы, близкие к минимуму векового цикла солнечной активности, когда возрастает роль зонального воздухообмена и убывает повторяемость меридиональных процессов в целом.

Как следует из анализа особенностей летней и зимней зональной циркуляции (гл. III, рис. 15), в том и другом случае приземное барическое поле характеризуется зонально вытянутыми полосами высокого давления в южной половине евразийского континента и низкого давления по северу континента. Благодаря преобладанию зональных процессов до 20-х годов, наблюдается параллельный ход летних и зимних кривых $A_{zy} - Z_y$ (по Белинскому) на юге Европейской территории СССР. С ростом меридиональности, притом противоположных форм в теплую и холодную половину года, после 20-х годов начинается противоположный ход этих кривых.

Таким образом, приведенные материалы за годы, не вошедшие в исследование, подтверждают вывод из данных табл. 25 о том, что с ростом векового цикла солнечной активности наблюдается существенное перераспределение частоты зональных и меридиональных процессов в сторону роста последних. При этом в теплую часть года увеличивается частота меридиональных процессов с циклогенезом на Европейской территории СССР (форма *С*), а в холодную часть года — с антициклогенезом (главным образом формы *Ц* и *В* и в меньшей мере форма *З*). Эти закономерности в определенной мере позволяют объяснить, почему в ряде случаев с течением времени обнаруживается смена знака корреляции между отдельными метеорологическими элементами в тех или иных районах и солнечной активностью.

Из анализа распределения основных метеорологических элементов при зональных и меридиональных процессах различных форм (гл. III) видно, что в некоторых районах как при зональных процессах, так и отдельных формах меридиональных процессов практически наблюдается один и тот же режим осадков, температуры, давления и т. д. Вследствие этого как в периоды минимума векового цикла солнечной активности, так и в периоды максимума связь ее с некоторыми метеорологическими явлениями может сохранять один и тот же знак.

В других районах, где зональная и меридиональная циркуляция определяют противоположный метеорологический режим, связь последнего с солнечной активностью может претерпевать значительные изменения, особенно при рассмотрении средних годовых метеорологических характеристик.

Эйгенсон [236] высказывает мысль, что с вековым усилением солнечной активности могут нарушаться отчетливо выраженные связи некоторых геофизических явлений с 11-летним циклом солнечной активности. Возможность таких изменений, подтвер-

ждающихся вышеприведенным анализом циркуляционных тенденций, имеет важнейшее значение для понимания сущности многих гелиогеофизических связей.

При анализе гелиогеофизических связей, очевидно, необходимо считаться с тем, что метеорологический эффект одной и той же формы меридиональных процессов в особых точках 11-летнего солнечного цикла, находящегося в минимуме и максимуме векового цикла солнечной активности, может быть существенно различным. Это различие обусловлено тем, что в период минимума векового цикла солнечной активности, благоприятного для зональной циркуляции, и в период максимума векового цикла, благоприятного для меридиональной циркуляции, условия для проявления не только меридионального состояния в целом, но даже одной и той же формы меридиональных процессов различны.

Незнание и неучет всех этих сложных особенностей гелиогеофизических связей приводили к тому, что колебания величин метеорологических элементов, их многолетний ход во многих исследованиях изучались формально. «Попытки же выяснения генезиса этих колебаний, — как справедливо отмечает Дзердзеевский, — в большинстве случаев сводились к стремлению установить корреляционные связи между многолетним ходом величины одного из метеорологических элементов в одном пункте и ходом того или иного показателя солнечной активности. Как известно, такие попытки не привели к положительным результатам и вызвали резкую и справедливую критику... Положение оказалось настолько неблагополучным, что сама идея изыскания связей между процессами в атмосфере и на Солнце оказалась в значительной степени дискредитированной» [81, стр. 110].

Такое изучение многолетних колебаний циркуляции и выявление их закономерностей позволяет не только объяснить сложные особенности климатических колебаний отдельных метеорологических элементов, но и подойти к объяснению физических причин этих колебаний. Так, вывод об усилении интенсивности меридиональной циркуляции и увеличении числа меридиональных процессов, полученный выше, наряду со знанием особенностей метеорологических полей, обусловливаемых этими процессами (см. гл. III), объясняет причины хорошо известного потепления в северных широтах и уменьшения ледовитости арктических морей.

Вывод о том, что в холодную и теплую часть года увеличивалась частота меридиональных процессов разных форм, позволяет объяснить также другие климатические тенденции. В самом деле, в холодную часть года увеличивалась повторяемость тех форм меридиональных процессов (*З*, *Ц* и *В*), каждая из которых обусловливает антициклогенез на той или другой части Европейской территории СССР.

В Западной Сибири, как и в Западной Европе, каждая из

этих форм определяет уже различный режим. В частности, меридиональные процессы *З* и *Ц* обусловливают в Западной Сибири пониженное давление, а процессы *В* и *С* — повышенное. Этим объясняется, почему в отношении температуры в широтах выше 50° наблюдался повсеместный рост, а в ходе давления не обнаружено таких повсеместных тенденций к изменению в одну сторону.

На приведенном выше рис. 43 видно, что одновременно с повышением средних годовых и, особенно, зимних температур в высоких широтах северного полушария — в низкоширотной зоне в определенных районах отмечаются также очаги понижения температуры, особенно в холодную часть года. На евразийском континенте эти районы почти полностью соответствуют положению очагов отрицательной аномалии зимних температур при меридиональных процессах *Ц* (рис. 25 *а*) и *В* (рис. 28 *а*), частота которых больше всего возрастала (см. табл. 25) параллельно с вековым усилением солнечной активности.

Эти же процессы обусловливают в холодную часть года наиболее существенный дефицит осадков (см. рис. 26 *а* и рис. 29 *а*) на значительной части территории СССР, особенно в огромном бассейне Волги. Следовательно, на восходящей ветви векового цикла солнечной активности на довольно большой части евразийского континента вследствие повышения в холодном полугодии частоты меридиональных процессов форм *З*, *Ц* и *В* должно понижаться количество зимних осадков.

Выше уже отмечалось, что в работах Каминского [111], Зайкова [101], Белинского и Калинина [14] убедительно показано, что весенний сток Волги в основном обусловлен количеством зимних осадков в ее бассейне. Поэтому весенний сток Волги может служить наиболее наглядным интегральным показателем зимнего увлажнения огромной территории ее бассейна.

На рис. 48 изображена кривая интегральной суммы аномалии весенних расходов Волги у Сталинграда за 1896—1957 гг. и график интегральной суммы отклонений чисел Вольфа от средней за тот же период. Особенность интегральной кривой заключается в том, что при положительных отклонениях значения отображаемого ею элемента от средней многолетней кривая растет в сторону положительной суммы, а при отрицательных отклонениях она понижается. Как видно на рис. 48, интегральная кривая солнечной активности до начала 30-х годов текущего столетия в общем опускалась. Такой ход кривой указывает на преобладание в этот период отрицательных отклонений солнечной активности от средних многолетних. Этому, как вытекает из вышеприведенных выводов, должна соответствовать в холодную часть года пониженная повторяемость меридиональных процессов *Ц*, *В* и частично *З* и, следовательно, преобладание повышенного количества зимних осадков в бассейне Волги. Интегральная кривая весенних расходов Волги у Сталинграда, характеризующая

одновременно количество зимних осадков в бассейне реки, действительно до начала 30-х годов в общем поднималась вверх.

В 30-х годах интегральная кривая чисел Вольфа резко пошла вверх. Этому должно соответствовать относительное усиление интенсивности и частоты меридиональных процессов формы *З*, в большей мере *Ц* и особенно *В* (см. табл. 25) и, следовательно, уменьшение количества зимних осадков в бассейне Волги. Как видно по графику интегральной суммы аномалий ве-

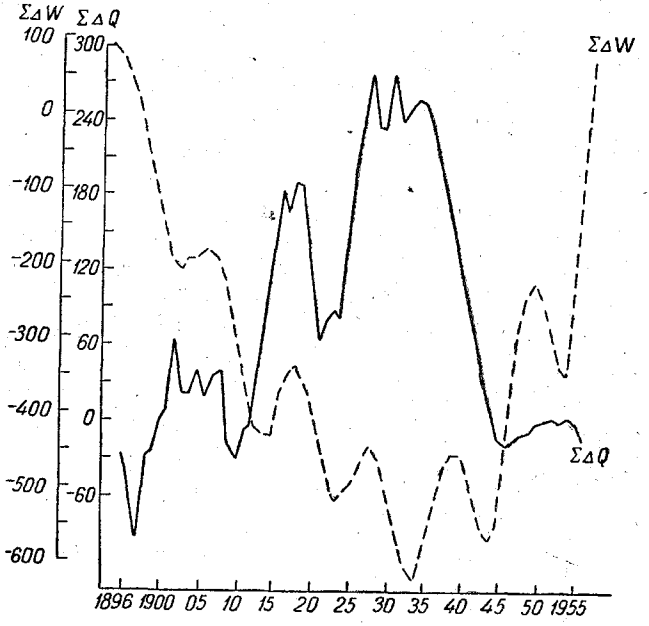

Рис. 48. Графики интегральных сумм отклонений от многолетних средних объемов весеннего половодья Волги у Сталинграда ($\Sigma\Delta Q$) и чисел Вольфа ($\Sigma\Delta W$) с 1896 по 1957 г.

сенних расходов Волги у Сталинграда (рис. 48), кривая расходов резко пошла вниз.

По данным Зайкова [101] весенний расход Волги почти на 80% определяет приходную часть водного баланса Каспийского моря. Именно в 30-х годах начался значительный спад уровня Каспийского моря [14, 16, 101]. Одной из основных причин этого спада является уменьшение весенних расходов Волги. Последнее обусловлено не только уменьшением количества зимних осадков, но и значительным, как отмечают Б. П. Орлов [152] и Б. А. Аполлов [4], забором воды для хозяйственной деятельности человека, связанной с развитием промышленности, энергетики, ирригации и т. д.

Однако необходимо подчеркнуть, что особенно значительный спад уровня Каспийского моря, начавшийся именно в 30-х годах, обусловлен не только уменьшением расходов Волги.

Сток Волги является основным в приходной части уравнения водного баланса Каспия, а испарение в теплую часть года с поверхности моря, определяющееся в основном термическим режимом воздуха над морем, является главной составляющей расходной части баланса. Особенность тенденций циркуляционных процессов в теплую часть года, как было показано по данным табл. 25, заключается в резком увеличении с ростом векового

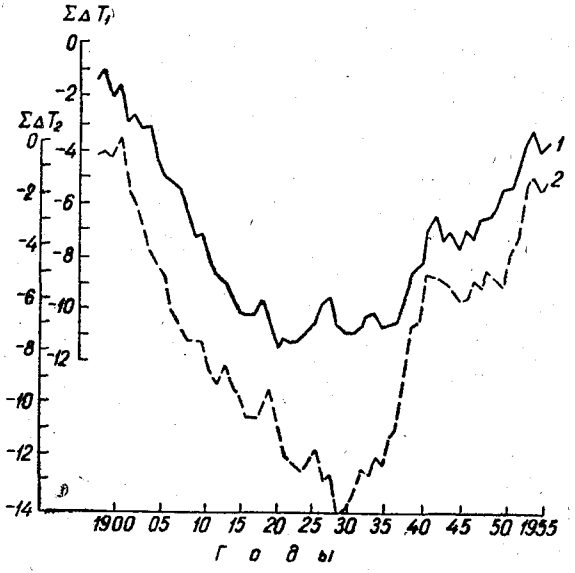

Рис. 49. Графики интегральных сумм отклонений от многолетних средних температур воздуха по данным станции Баку за апрель—сентябрь (*1*) и июль—сентябрь (*2*) с 1896 по 1957 г.

цикла солнечной активности меридиональных процессов *В* (на 10,5%) и процессов *С* (на 3,5%) при уменьшении частоты меридиональных процессов *Ц* (почти на 14%).

Меридиональные процессы формы *В* в теплую часть года обусловливают на огромных пространствах Европейской территории СССР и Западной Сибири повышенные температуры (рис. 28 *б*). На Каспийском море температура воздуха при этих процессах также на 2—4° выше нормы. Следовательно, с ростом векового цикла солнечной активности благодаря увеличению частоты меридиональных процессов формы *В* увеличивается испарение с поверхности Каспийского моря.

На рис. 49 приведены интегральные кривые аномалий температуры воздуха за апрель—сентябрь и июль—сентябрь по дан-

ным станции Баку. Сопоставление этих кривых с графиками рис. 48 показывает, что интегральные кривые аномалий температуры в общем повторяют ход интегральной кривой чисел Вольфа и противоположны ходу интегральной кривой весеннего расхода Волги. Такой ход, во-первых, косвенно подтверждает параллельность вековых изменений числа дней с меридиональными процессами формы B и векового цикла солнечной активности.

Противоположный ход интегральных кривых аномалий летней температуры (рис. 49) и аномалий весеннего расхода Волги показывает, во-вторых, что до 30-х годов положительные аномалии зимних осадков сопровождались отрицательными аномалиями температуры воздуха на Каспии в летние месяцы. С 30-х годов начался период с недобором зимних осадков в бассейне Волги, который характеризовался одновременно повышенным летним испарением с поверхности Каспийского моря. Именно такое сочетание приходной и расходной частей водного баланса Каспийского моря и обусловило значительное понижение его уровня, начавшееся в 30-х годах.

Этим же можно объяснить хорошую обратную связь, полученную И. М. Соскиным [199] непосредственно для хода интегральных сумм годовых отклонений от нормы чисел Вольфа и уровня Каспийского моря за 1870—1955 гг. Увеличение частоты меридиональных процессов B, особенно значительное в теплую половину года, объясняет одновременно отмеченное Рубинштейн [192] значительное потепление в Западной Сибири в весенне-летние месяцы последних десятилетий.

Таким образом, знание особенностей циркуляционных тенденций позволяет объяснить физические причины очень крупного в геофизике и важного для народного хозяйства комплекса климатических изменений, наблюдавшегося в течение последних нескольких десятилетий. Этим комплексом являются на первый взгляд не связанные между собой такие явления, как потепление Арктики и уменьшение ледовитости арктических морей, похолодание в некоторых районах южных широт, уменьшение зимних осадков на значительной территории евразийского континента, уменьшение водности Волги (и некоторых других европейских рек), понижение уровня Каспийского моря.

Становится понятным также изменение знака корреляционных связей между солнечной активностью и значениями некоторых метеорологических элементов в разных географических районах либо непостоянство этой связи в одних и тех же районах с течением времени.

Так, Ф. Нансен и Б. Хелланд-Хансен [282], на основании наблюдений 1815—1910 гг., привели кривую числа солнечных пятен и кривую температуры воздуха в тропическом поясе. Они показывают весьма отчетливо выраженную обратную связь (т. е. с увеличением числа пятен температура в тропиках понижается).

В умеренных широтах, как показано ими же, обе эти кривые в течение ряда лет идут параллельно, затем ход их становится обратным, чтобы через некоторое время снова стать параллельным и т. д. Однако объяснение такому ходу они не дают.

Вительс [58], сопоставляя колебания числа дней с глубокими циклонами (в 1—3-м районах по его каталогу) и числами Вольфа, обнаружил параллельность хода этих кривых в первые три 11-летних солнечных цикла текущего столетия. Однако при переходе от третьего цикла к четвертому и последующим циклам текущего столетия ход кривых чисел Вольфа и чисел дней с глубокими циклонами в указанных районах становится обратным, и на 1932—34 гг. (годы минимума солнечной активности четвертого цикла) приходятся уже высокие значения индекса глубоких циклонов. В итоге средний коэффициент корреляции связи указанных явлений за период 1900—35 гг. оказался равным всего лишь 0,09 [58].

Для объяснения нарушения указанных связей автор привлекает в качестве показателя солнечной активности индекс «*A*» Эйтенсона, которым обозначается средняя продолжительность жизни группы. Особенность этого индекса состоит в том, что в его ходе проявляется двухвершинность в пределах 11-летнего цикла чисел Вольфа. Однако наряду с преимуществами по сравнению с индексом Вольфа этот индекс имеет и некоторые недостатки, обусловленные отсутствием в его ходе вековых изменений, характерных для солнечной активности и многих метеорологических явлений.

Подобную же картину непостоянства связи установил Визе [55]. Исследуя связь между ледовитостью Советской Арктики и числами Вольфа, Визе нашел, что в период 1896—1912 гг. она характеризовалась коэффициентом корреляции, равным —0,64, а в периоде 1913—35 гг. этот коэффициент корреляции оказался равным +0,59. Вследствие этого Визе пришел к не вполне правильному выводу о том, что «увеличение числа солнечных пятен имеет следствием акцентацию данного типа циркуляции, знак же отклонения гидрометеорологического элемента (температура, ледовитость и т. д.) полностью зависит от типа циркуляции, который солнечной деятельностью, по-видимому, не определяется» [55, стр. 2].

Можно считать вполне правильным утверждение Визе о том, что отклонение значений гидрометеорологического элемента полностью зависит от типа циркуляции. Однако неточным является утверждение, что колебание солнечной активности влияет на интенсивность атмосферной циркуляции, но не на ее тип. Как показано выше, вследствие многоцикличности солнечной активности, наблюдается изменение не только интенсивности циркуляции, в смысле преобладающего усиления меридиональности, но и типа циркуляции.

В свете полученных выводов о характере изменения формы и интенсивности циркуляции в связи с вековым циклом солнечной активности, нетрудно объяснить причины отмеченных выше нарушений тесноты и знака связи. Около векового минимума активности интенсивность меридиональной циркуляции в общем понижена. Поэтому в 11-летних циклах, расположенных около векового минимума солнечной активности, благоприятного для зональной циркуляции, все формы меридионального обмена как бы «подавлены». Вследствие этого даже в периоды максимумов этих 11-летних циклов создаются более благоприятные условия для проявления барических особенностей.

Как показано в главе III (рис. 14—15), при зональной циркуляции в полярных районах господствует антициклональный режим погоды, при котором, по Визе [48—50], ледовитость Баренцова моря повышена. Кроме того, как следует из данных табл. 25, около векового минимума солнечной активности из меридиональных форм циркуляции, на общем фоне спада их частоты (см. рис. 45 и 46), преимущественное развитие в теплую часть года получают процессы формы *Ц* (см. табл. 25), благоприятствующей не нагону, а сгону льдов из Баренцова моря и распространению на его акваторию более теплых масс воздуха и воды. Отсюда — обратная связь между ледовитостью Баренцова моря и солнечной активностью, установленная Визе для периода 1896—1912 гг.

С ростом векового цикла солнечной активности создаются благоприятные условия для меридионального воздухообмена, а в «подавленное» состояние переходит зональная циркуляция. Одновременно в теплую часть года около максимума солнечной активности начинают получать преимущественное развитие меридиональные процессы *С* и *В*, при которых происходит нагон льдов в Баренцово море и распространение с северо-запада относительно холодных масс воздуха. Отсюда переход к прямой связи.

Дополнительное подтверждение указанной связи между ростом ледовитости Баренцова моря и меридиональными процессами формы *С* и *В* в теплую часть года, между прочим, можно найти в работах самого Визе [49]. В главе III показано, что в любом сезоне наибольшее увлажнение Европейской территории СССР происходит при осуществлении процессов смешанной формы с антициклональными воздействиями на Западную Европу и выходом южных циклонов через Украину. В теплую часть года увлажнение на западе нашей территории дают также процессы формы *В*.

Именно Визе [49] еще в 1923 г. показал, что в годы с большой ледовитостью Баренцова моря на Европейской территории СССР на карте среднего давления в мае имеется циклон с центром над Балтийским морем и с хорошо развитой ложбиной

в юго-восточном направлении. В годы с малой ледовитостью Баренцова моря на этой же территории преобладает повышенное давление в виде хорошо развитого гребня, направленного из районов Западного Казахстана и Северного Каспия на центральные районы Европейской территории СССР.

На основе исследований траекторий циклонов Визе объясняет указанные особенности тем, что в годы большой ледовитости Баренцова моря в мае наблюдается интенсивный выход южных циклонов из районов между устьями Дуная и Днепра через Украину на центр Европейской территории СССР (в нашей классификации это меридиональные процессы формы *С*).

В малоледовитые годы южных циклонов на эти районы перемещалось меньше, их траектории лежали западнее и имели большую разбросанность. На основании этих исследований Визе [49, 50] установил также связь между повышенной ледовитостью Баренцова моря, пониженной температурой в западных и южных районах (в направлении вторжения холодных масс с Баренцова моря), а также повышенным количеством осадков в южной половине Европейской территории СССР.

Именно на этой основе, с учетом того, что весенний термический режим полярных морей закладывается еще в период осеннего охлаждения их, Д. А. Дрогайцев [88, 89] разработал метод долгосрочных прогнозов осадков на территории Украины и на целинных землях Казахстана в весенне-летние месяцы.

Указанная выше связь между повышенной ледовитостью Баренцова моря, холодом в западных и южных районах, а также избыточным увлажнением в южной половине Европейской территории СССР особо характерна для процессов формы *С* (см. рис. 31 *б* и 32 *б*).

Таким образом, увеличение повторяемости меридиональных процессов *С* и *В* в теплую часть года, связанное с вековым усилением солнечной активности, приводит к тому, что отрицательная связь между ледовитостью Баренцова моря и 11-летним циклом солнечной активности со временем меняет знак на обратный.

Увеличением частоты меридиональных процессов *С* и *В* попутно объясняется вывод Рубинштейн о том, что «в последние годы средние десятилетние количества осадков за теплый период систематически держатся выше многолетней средней в Берлине, Ленинграде, Архангельске, Москве, Киеве, Сургуте, Свердловске, Иркутске» [190, стр. 68]. На рис. 32 *б* видно, что с меридиональными процессами формы *С* либо *В* почти в каждом из указанных пунктов (а во многих из этих пунктов при обеих формах процессов) в теплую часть года связано повышенное увлажнение.

Аналогично объясняется изменение знака связи между числом глубоких циклонов и числами Вольфа, обнаруженное Вительсом [58]. Из синоптической метеорологии [23, 102, 130, 193]

известно, что активность циклогенеза находится в прямой связи с контрастами температуры на фронтальных разделах. Наибольшие обострения этих контрастов и, следовательно, активность циклогенеза происходят при меридиональных вторжениях холода в южные и выносах тепла в северные широты.

Первые же десятилетия текущего века, приходящиеся на минимум векового цикла солнечной активности, как уже отмечалось, характеризуются относительным усилением интенсивности и повышенной частотой зональных процессов, в то время как с ростом векового цикла солнечной активности соотношение между зональными и меридиональными процессами меняется на обратное.

Наконец, необходимо отметить, что в некоторых районах земного шара и по некоторым метеорологическим элементам четкая связь с солнечной активностью может вообще отсутствовать. Так, в теплую часть года с вековым ростом солнечной активности повышается частота повторения меридиональных процессов *С* и *В*. На западе Европейской территории СССР обе эти формы обусловливают избыточное увлажнение (см. рис. 29 *б* и 32 *б*), в то же время в юго-восточных районах с формой *С* связано избыточное, а с формой *В* — недостаточное увлажнение.

Аналогичное положение имеет место и в отношении давления в указанных районах. Совершенно очевидно, что вследствие взаимной компенсации противоположных характеристик связь солнечной активности с ними на юго-востоке Европейской территории СССР должна нивелироваться. Подобных сочетаний, очевидно, на земном шаре может быть немало. Необходимо учесть при этом, что, кроме солнечных «внешних» воздействий на атмосферу, последняя обладает и своими «внутренними» закономерностями. Поэтому не приходится удивляться тому обстоятельству, что в разных географических районах и с различными геофизическими явлениями гелиогеофизические связи проявляются не в одинаковой мере устойчиво и однозначно.

Глава V

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ПРОБЛЕМЫ ДОЛГОСРОЧНЫХ И СВЕРХДОЛГОСРОЧНЫХ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ

§ 1. КОЛЕБАНИЯ ЦИРКУЛЯЦИИ И НЕКОТОРЫЕ ДОЛГОСРОЧНЫЕ И СВЕРХДОЛГОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ

По мнению Эйгенсона [236], в настоящее время можно считать реальным не только 11-летний, но и вековой цикл солнеч-

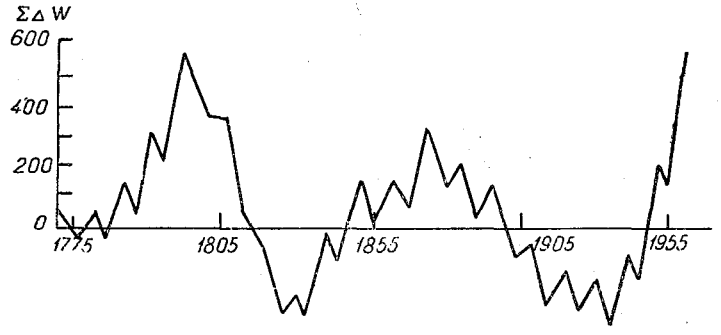

Рис. 50. График интегральных сумм отклонений от средних многолетних годовых чисел Вольфа за период 1750—1958 г. (по А. А. Гирсу).

ной активности. На рис. 50 приведен многолетний график солнечной активности, построенный Гирсом [70] по материалам до 1955 г. включительно и дополненный автором данными за последние годы. График представляет собой интегральную сумму отклонений чисел Вольфа от многолетнего значения. Он отчетливо характеризует проявление вековой цикличности солнечной активности, с которой связан определенный комплекс изменений циркуляционных процессов. Эта цикличность может быть

использована в качестве основы для некоторых сверхдолгосрочных гидрометеорологических прогнозов.

Циклы более высокого порядка, какими являются вековые, как показано выше, могут затушевывать, а иногда даже менять знак проявления некоторых гелиогеофизических связей, обусловленных солнечными циклами меньшего порядка. Не исключена возможность, что солнечные циклы еще более высокого порядка (сверхвековые) могут также наложить определенный отпечаток на связи, обусловленные циклами меньшего порядка. Вследствие этого при рассмотрении различных геофизических явлений в связи с солнечной активностью всегда необходимо иметь в виду, для каких явлений и с каким циклом солнечной активности рассматривается связь. В первую очередь, по-видимому, это может иметь значение для формы циркуляции.

Следовательно, при использовании более мелких циклов как основы для прогноза без знания особенностей влияния на устойчивость связи с ними циклов более высокого порядка, очевидно, необходимо проявлять определенную осторожность. Все же, как вытекает из проведенного выше анализа, а также других исследований [70, 174], в 11-летнем, вековом и сверхвековом циклах сохраняется неизменной такая важная особенность, как параллельность в изменениях солнечной активности, относительной интенсивности меридиональной циркуляции и числа дней с меридиональными процессами. Все это позволяет использовать закономерности изменения векового цикла солнечной активности для прогноза тенденций некоторых гидрометеорологических явлений.

а. Прогноз многолетней тенденции уровня Каспийского моря

В настоящее время уже имеются несколько сверхдолгосрочных прогнозов изменения уровня Каспийского моря.

В прогнозе И. В. Максимова [137], основанном на анализе вековых колебаний взаимно связанных гидрометеорологических явлений, указывается, что в ближайшие годы (работа опубликована в 1954 г.) можно ожидать прекращения падения среднего уровня Каспийского моря и нового относительного его повышения.

Прогноз Б. П. Аполлова [5], доведенный до числа, опирается на выявленную им связь между средней за длительный период (25—50 лет) температурой воздуха в Москве и уровнем Каспия. В этом прогнозе предусматривается в ближайшие 10—15 лет лишь вследствие потепления климата дальнейшее понижение уровня моря на 30—50 *см*, а с учетом хозяйственной деятельности — на 1,5—2,0 *м*.

На основе сопоставления многовековых колебаний солнечной активности и уровня Каспийского моря Эйгенсон [237] пришел к выводу, что 1970—2000-е годы будут годами более или менее

высокого векового уровня Каспийского моря. Автор указывает, что в это время уровень моря, возможно, вновь почти достигнет того среднего векового уровня, с которого началось его весьма значительное вековое падение в 1930-е годы.

Соскин в 1959 г. также произвел непосредственное сопоставление интегральных кривых колебаний солнечной активности и уровня Каспийского моря и установил, пользуясь прогнозом солнечной активности до 1975 г., что «шестидесятые годы будут переломными для векового хода уровня Каспия. В это десятилетие процесс длительного понижения его должен прекратиться и появится хорошо выраженная тенденция общего повышения уровня моря» [199, стр. 82].

Аналогичный вывод может быть получен из выполненного ранее (1956—1957 гг.) Гирсом [70, 71] анализа эпохальных преобразований форм циркуляции по Вангенгейму и связанных с ними колебаний уровня Каспийского моря.

Таким образом, имеются два различных мнения о возможных колебаниях уровня Каспийского моря под влиянием климатических условий, вследствие чего необходимы дальнейшие разработки этой важной проблемы с разных позиций.

Анализ причин понижения уровня Каспийского моря, изложенный в предыдущей главе, показывает, что это понижение обусловлено отрицательным водным балансом, почти непрерывно преобладавшим в течение последних нескольких десятилетий. Непосредственной причиной отрицательного водного баланса послужило уменьшение приходной части Каспийского моря вследствие уменьшения стока Волги и повышение расходной части, благодаря увеличению испарения с поверхности моря в теплую часть года. То и другое связано с определенным гелиообусловленным перераспределением циркуляционных процессов.

В 1954 г. начался 11-летний цикл солнечной активности, который является одним из самых высоких за весь имеющийся ряд наблюдений над солнечными пятнами. По мнению астрофизиков, текущий 11-летний цикл является вершиной векового цикла солнечной активности, продолжительность которого от минимума до следующего минимума в среднем составляет 80—90 лет [234, 236].

Ближайшие несколько лет будут находиться под влиянием нисходящей ветви 11-летнего солнечного цикла. Вековой цикл XX столетия по многим признакам аналогичен вековому циклу XVIII столетия. В последнем медленный рост интенсивности солнечной активности на восходящей ветви сменился резким ее спадом на нисходящей ветви. Следовательно, в ближайшие 3—4 десятилетия можно ожидать значительный спад солнечной активности также и в вековом цикле.

В связи с общим спадом солнечной активности в гелиообусловленных изменениях циркуляционных процессов должны наблюдаться тенденции, обратные тем, которые отмечены на вос-

ходящей ветви векового цикла солнечной активности. Можно ожидать, что эти тенденции будут следующие:

1) ослабление интенсивности горизонтальных составляющих общей циркуляции при превосходящем ослаблении интенсивности меридиональной составляющей циркуляции атмосферы, что равнозначно повышению роли зонального воздухообмена;

2) общий спад, с колебаниями в 11-летнем солнечном цикле, числа дней с меридиональными процессами и увеличение числа дней с зональными процессами;

3) понижение повторяемости в холодную половину года меридиональных процессов формы *В*, *Ц* и *З* и увеличение повторяемости процессов формы *С;*

4) повышение повторяемости в теплую половину года меридиональных процессов *Ц* на фоне значительного уменьшения повторяемости меридиональных процессов *В* и *С*.

Разумеется, что в начальный период, близкий к максимуму векового цикла солнечной активности, эти тенденции должны быть выражены менее резко, чем в последующем, в периоды, более близкие к минимуму. Указанное изменение в соотношении интенсивности горизонтальных составляющих и форм циркуляции может иметь следующие последствия для уровня Каспийского моря.

Уменьшение повторяемости в холодную половину года меридиональных процессов *В*, *Ц* и *З* и увеличение повторяемости процессов формы *С,* как видно на рис. 22 *а*, 26 *а*, 29 *а* и 32 *а*, должно привести к сокращению числа лет с недостаточным зимним увлажнением в бассейне Волги. Последнее обусловит повышение водности Волги, увеличение весеннего стока и основной приходной части водного баланса Каспия.

Уменьшение повторяемости меридиональных процессов *В* в теплую половину года, как видно на рис. 28 *б*, должно привести к уменьшению числа летних месяцев с положительной аномалией температуры воздуха на Каспии. Последнее обусловит уменьшение испарения с поверхности моря и сокращение расходной части водного баланса моря.

Таким образом, на нисходящей ветви векового цикла солнечной активности можно ожидать прекращения падения уровня Каспийского моря, его стабилизацию и появление тенденции к повышению. Вышесказанное относится к естественным климатическим условиям, без учета деятельности человека. Зарегулирование стока Волги, создание новых водохранилищ с дополнительными поверхностями испарения, а также забор волжской воды на орошение могут в определенной мере уменьшить эту тенденцию.

б. Многолетняя тенденция ледовитости арктических морей

Выше уже отмечалось, что Берг [16] на многолетнем материале установил параллельность в ходе ледовитости арктиче-

ских морей и уровня Каспийского моря. Тяжелым условиям плавания в Арктике соответствует высокое стояние уровня Каспия и наоборот. Эта связь обусловлена одними и теми же процессами — солнечнообусловленным вековым изменением повторяемости определенных форм меридиональной циркуляции.

Следовательно, параллельно с тенденцией увеличения водности Волги, стабилизации и некоторого подъема уровня Каспия в предстоящие 3—4 десятилетия должна появиться и постепенно усиливаться тенденция ухудшения условий плавания в арктических морях. Непосредственной причиной последнего явится увеличение ледовитости Арктики вследствие, прежде всего, относительного повышения интенсивности и частоты зональной циркуляции, при которой ослабевает обмен теплом между низкими и высокими широтами и увеличивается в то же время частота восточных и северо-восточных нагонных потоков у поверхности моря.

в. Многолетняя тенденция осадков на юге Западной Сибири и в районе освоенных целинных и залежных земель Казахстана

Знание особенностей солнечнообусловленного перераспределения различных форм меридиональных процессов и существование многолетней цикличности солнечной активности позволяет вскрыть и другие климатические изменения и наметить их многолетнюю тенденцию.

На рис. 32 *б* и 29 *б* видно, что на территории Казахстана и юга Западной Сибири в теплую половину года меридиональные процессы *С* и *В* определяют почти в одинаковой мере дефицит осадков.

В предыдущей главе на основе материалов табл. 25 установлено, что на восходящей ветви векового цикла солнечной активности именно эти формы меридиональной циркуляции в теплую часть года имеют тенденцию значительного повышения повторяемости. В связи с этим в годы, близкие к вековому минимуму солнечной активности, в Казахстане и прилегающих районах Западной Сибири должно наблюдаться повышенное (по сравнению со средним многолетним) летнее увлажнение, а в годы с подъемом векового цикла количество летних осадков в этих районах должно было убывать.

На целинных и залежных землях Казахстана по метеорологическим условиям наиболее важными месяцами для вегетации сельскохозяйственных культур являются май и июнь. Поэтому на рис. 51 приведены графики, характеризующие интегральные суммы аномалий осадков за май—июнь по данным двух станций — Акмолинск и Павлодар, а также по данным четырех станций — Акмолинск, Павлодар, Кокчетав и Славгород. Осадки в указанных пунктах характеризуют условия весеннего увлажнения в наиболее важных сельскохозяйственных районах Казахстана и Алтайского края.

Оба графика на рис. 51 отражают один и тот же режим. Подъем кривых до 20-х годов (в силу особенностей интегральных кривых) указывает на то, что в течение первых двух десятилетий текущего столетия количество выпадавших осадков превышало среднее многолетнее значение их для этого района. Некоторая стабилизация кривых в 20-х годах и спад в последующие годы указывает на смену режима — наступление лет с преобладающим дефицитом весенне-летних осадков.

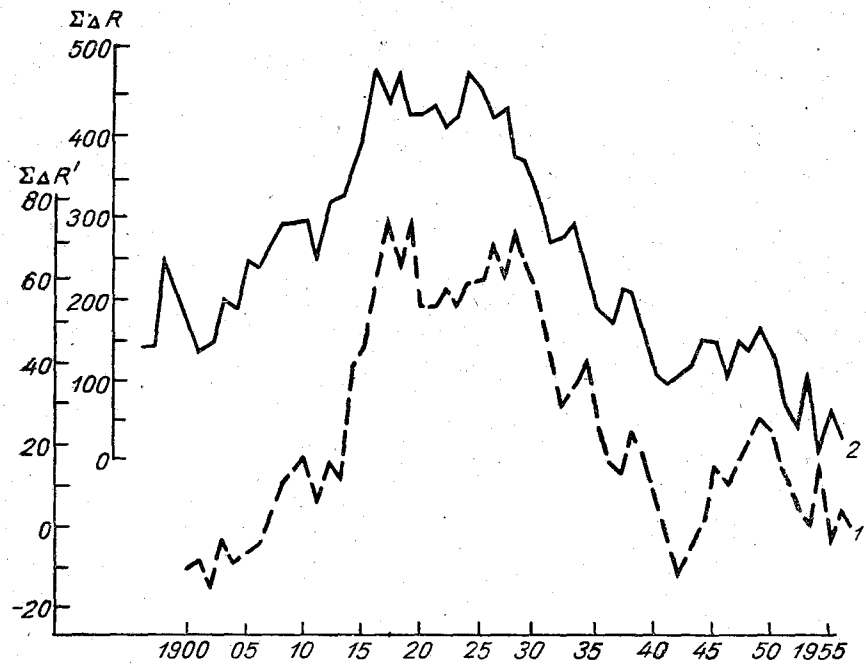

Рис. 51. Графики интегральной суммы средней аномалии осадков за май—июнь по данным двух станций — Акмолинск и Кокчетав (*1*) — и четырех станций — Акмолинск, Кокчетав, Павлодар и Славгород (*2*) — за 1896—1957 гг.

Ход кривых на рис. 51 показывает, что за истекшую часть XX столетия именно последние десятилетия в климатическом отношении были в общем наиболее неблагоприятными для сельскохозяйственного производства на освоенных в последние годы целинных и залежных землях Казахстана и Западной Сибири. Обе кривые рис. 51 в значительной мере напоминают конфигурацию кривой весенних расходов Волги и обратны ходу интегральной кривой солнечной активности, приведенных на рис. 48.

Аналогичность хода кривых интегральных сумм аномалий весенних расходов Волги, обусловленных в основном зимними осадками на Европейской территории СССР, и кривых интегральных сумм аномалий весенне-летних осадков в Казахстане

может служить дополнительным подтверждением полученного ранее вывода о противоположности тенденций изменения в холодную и теплую часть года меридиональных процессов формы *З* и *Ц*, с одной стороны, и формы *С* — с другой. Первые, как показано в главе III (см. рис. 22 *а* и 26 *а*), обусловливают дефицит осадков на Европейской территории СССР и избыток их в Казахстане и на юге Западной Сибири, а последняя (см. рис. 32 *а*) — наоборот.

Сопоставление графиков на рис. 48 и рис. 51 показывает, что ход тех и других солнечно обусловлен. На основании этого и ожидаемых изменений в повторяемости разных форм синоптических процессов в годы нисходящей ветви векового цикла солнечной активности, можно ожидать, что в предстоящие 3—4 десятилетия будет наблюдаться тенденция увеличения числа лет с более благоприятными (по увлажнению) условиями для сельскохозяйственного производства на целинных и залежных землях Казахстана и юга Западной Сибири. По мере смещения от центральных и восточных районов Казахстана к западу указанная тенденция должна исчезать.

Таковы многолетние тенденции некоторых важнейших гидрометеорологических явлений, которые можно установить на основе изучения многолетних колебаний циркуляции и связи их с солнечной активностью за прошлый период.

Приведенные выше материалы характеризуют лишь некоторые аспекты использования установленных гелиогеофизических связей для сверхдолгосрочных и долгосрочных прогнозов. Они показывают настоятельную необходимость дальнейших, более широких исследований в этой области. В частности, изучение и учет гелиогеофизических связей необходим и в прогнозах меньшей заблаговременности, основанных на учете преобразований одних макропроцессов в другие. Последнее очевидно хотя бы из того, что с ростом солнечной активности связано увеличение числа дней с меридиональными процессами (см. рис. 45 и 46) и их интенсивность. Это указывает на рост устойчивости этих процессов и более частое преобразование зональных процессов в меридиональные в периоды, близкие к максимуму солнечной активности.

Одновременно встает вопрос о расширенном и углубленном изучении как механизма гелиогеофизических связей, так и закономерностей физических процессов, происходящих на Солнце, ибо числа Вольфа представляют собой далеко не единственный и всеобъемлющий индекс солнечной активности.

§ 2. УЧЕТ ОСОБЕННОСТЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ НА ВСЕМ ПОЛУШАРИИ ПРИ СОСТАВЛЕНИИ ДОЛГОСРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ

В предыдущем параграфе изложены некоторые аспекты учета (при составлении долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозов) влияния солнечной активности на изменения интенсивности и

форм циркуляции. Эти влияния, отражающиеся на многолетнем режиме циркуляции и погоды, следует рассматривать как «внешние» по отношению к воздушной оболочке Земли. Кроме «внешних» воздействий, в силу взаимосвязи атмосферных процессов, последним свойственны также «внутренние» закономерности, проявление которых в течение длительных промежутков времени также изучено еще недостаточно.

В начале книги уже отмечалось, что одновременное наличие разных типов процессов в различных частях даже одного северного полушария [70, 83, 122], не говоря уже о земном шаре в целом, является одной из причин многообразия возможных преобразований во времени одних и тех же исходных синоптических процессов над данной ограниченной территорией. Поэтому вероятности взаимных переходов синоптических макропроцессов, установленных над ограниченной территорией, как показали исследования [194, 196], весьма малы, что ограничивает возможность использования их в долгосрочных прогнозах. Такого же порядка переходные вероятности для типов процессов над всем полушарием [83].

Один из возможных путей повышения обеспеченности прогнозов характера преобразования макропроцессов над данной ограниченной территорией состоит в учете влияния на это преобразование различных состояний циркуляции в смежных районах или на всем полушарии в целом. Некоторые попытки такого учета посредством изучения состояния различных метеорологических элементов на полушарии в целом или в некоторых особых районах земного шара имеются в исследованиях, выполненных методами мировой погоды ([51, 56, 173, 311] и др.). В синоптической литературе этой важнейшей проблеме, имеющей непосредственное отношение к долгосрочным прогнозам погоды, уделено весьма мало внимания.

В одних исследованиях синоптических процессов северного полушария основное внимание уделяется установлению и характеристике однородных на всем полушарии циркуляционных механизмов, по признаку взаимосвязи и взаимодействия между полярными областями и субтропическим поясом высокого давления [82, 83]. В других исследованиях дается макрометеорологическая характеристика процессов всего полушария при осуществлении каких-либо типов процессов над частью полушария [46, 47, 69]. Однако ни в той, ни в другой группе работ не выявлено, в какой мере зависит устойчивость или характер преобразования во времени макропроцессов над ограниченной частью полушария при сочетании их с различными процессами в другой части полушария.

В иностранной литературе [262, 316] опубликованы некоторые исследования подобного рода. В них по ежедневным или средним пятидневным значениям индекса зональной циркуляции изучается статистическая связь между колебаниями соответ-

ствующих центров действия атмосферы в Атлантическом и Тихом океанах, которые, по мнению Уоккера [312], являются определяющими факторами погоды северного полушария.

В одной из этих работ отмечалось, что «результаты оказались совершенно разочаровывающими», так как при анализе периодограмм не были найдены постоянные периоды в этих колебаниях, которые появлялись бы одновременно или с некоторым запаздыванием [262]. Как и в исследовании Виллета [316], в работе китайских ученых [262] отмечается, что в некоторых интервалах времени, меняющихся от года к году, преобладают периоды, встречающиеся в одном из океанов, но в то же время не отмечающиеся в другом океане.

Полученные результаты показывают, что при чрезвычайной сложности этой проблемы статистическое исследование связи колебаний лишь отдельных составляющих общей циркуляции атмосферы (в данном случае — зональной) в отстоящих друг от друга районах, не учитывающее особенностей синоптических процессов в целом, не может являться подходящим средством для поставленной цели. Последнее становится еще более очевидным, если учесть, что совершенно противоположные процессы, какими, например, являются формы *С* и *Ц* в меридиональном состоянии (см. гл. II), могут характеризоваться одними и теми же значениями индексов зональной циркуляции. В то же время понятно, что влияние каждой из этих форм циркуляции на устойчивость и дальнейшее преобразование одних и тех же исходных макропроцессов в смежных географических районах должно быть различным.

На примере формирования крупных аномалий температуры воздуха на территории СССР в зимние месяцы автором [122, гл. 3] была предпринята попытка выявить особенности таких влияний путем изучения синоптических процессов и количественной оценки их в двух частях северного полушария. Исследованию подверглись зимние месяцы 1947—53 гг., которые подходили под установленный критерий «крупная аномалия» температуры воздуха. К таковым отнесены месяцы, у которых аномалия одного знака занимает не менее 75% площади всей территории СССР, в том числе на 25% площади аномалия превышает 20% многолетней амплитуды; либо такие, которые по площади хотя и занимают меньшую территорию, но по величине достигают 50% многолетней амплитуды.

Из анализа сборных карт очагов аномалии температуры воздуха и геопотенциала поверхности 500 и 1000 *мб* было установлено, что при сходных на территории СССР крупных аномалиях температуры воздуха на северном полушарии есть районы, где обязательно располагаются одни и те же очаги аномалии H_{500} и H_{1000}. Районом с одинаковыми циркуляционными условиями является атлантико-евразийский сектор северного полушария, включающий весь полярный бассейн. Очевидно, циркуляция

именно в этих районах непосредственно определяет характер температурной аномалии на территории СССР.

В то же время в других районах полушария нет такого однозначного сочетания этих очагов при сходной аномалии температуры на территории СССР. Все это является показателем того, что при одних и тех же синоптических процессах на атлантико-евразийском секторе полушария в тихоокеанско-американском секторе могут наблюдаться самые разнообразные процессы. Об этом можно судить и по интенсивности отдельных составляющих общей циркуляции атмосферы.

Таблица 26

Индексы циркуляции в январе 1948, 1949 и 1950 гг. по картам средних месячных значений H_{500} в зоне 40—70° с. ш.
(в единицах 4 дкм на 5° экватора)

Годы	На всем полушарии			В евразийском секторе			
	$I_з$	$I_м$	I	$I_з$	$I_м$	I	$N_з$
1948	1,49	0,50	3,08	1,65	0,41	4,0	25
1949	1,99	0,73	2,72	2,00	0,50	4,0	30
1950	1,43	1,11	1,29	1,17	0,94	1,21	0

В табл. 26 приведены индексы циркуляции, подсчитанные по картам средних месячных значений H_{500} (северного полушария) в зоне 40—70° с. ш. для трех январей (1948, 1949 и 1950 гг.). Как известно, январь 1948 г. и январь 1949 г. почти на всем европейском континенте были очень теплыми (на 8—12° выше нормы), а январь 1950г. был почти столь же холодным (максимальная отрицательная аномалия средней месячной температуры достигала 10—11°). Анализ этих индексов показывает, что в теплом январе 1949 г. интенсивность зональной циркуляции на всем полушарии ($I_з$) больше интенсивности зональной циркуляции в холодном январе 1950 г. Однако в теплом январе 1948 г. величина $I_з$ мало отличается от таковой в холодном январе 1950 г. Зато как в 1948 г., так и в 1949 г. интенсивность меридиональной составляющей ($I_м$) циркуляции на всем полушарии значительно ниже, чем в январе 1950 г. Из этого видно, что практически одна и та же аномалия температуры воздуха на большом пространстве может быть обусловлена различным сочетанием интенсивности зональной и меридиональной циркуляции, причем один индекс зональности не позволяет однозначно судить о характере аномалии.

Если сопоставить индексы отдельно для евразийской части полушария, для которой рассматриваются аномалии температуры воздуха, то их сходство и противоположность становятся более отчетливыми. В январе 1948 и 1949 гг. индексы $I_з$ на евразийской части полушария значительно бо́льшие (в 1,5—

1,8 раза), а индексы $I_м$ значительно меньшие (в 1,5—2,0 раза), чем в холодном январе 1950 г.

Особенно характерным является общий индекс $\left(I = \frac{I_з}{I_м}\right)$ для евразийской части полушария, показывающий, что интенсивность (или вклад) зональной составляющей циркуляции в каждом январе 1948 и 1949 гг. в 4 раза превышает интенсивность меридионального воздухообмена. В то же время в холодном январе 1950 г. интенсивность зонального и меридионального воздухообмена, как видно из данных табл. 26, почти одинакова.

Столь же показательными являются числа дней с зональной циркуляцией в каждом из этих месяцев. В теплых янва-

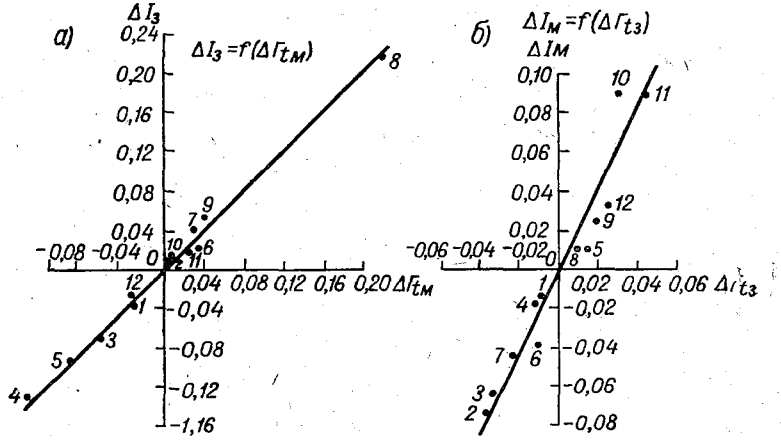

Рис. 52. Связь изменений интенсивности зональной циркуляции и меридионального градиента температуры (*а*), а также изменений интенсивности меридиональной циркуляции и зонального градиента температуры (*б*) в зоне 40—70° с. ш.

рях 1948 и 1949 гг. число дней с зональной циркуляцией оказалось равным соответственно 25 и 30, а в холодном январе 1950 г.— нулю.

Аналогичные результаты получаются при сопоставлении индексов циркуляции других месяцев. Так, для евразийского сектора $I_з$ в очень теплом (до 10° выше нормы) декабре 1951 г. более чем в 1,5 раза превышает $I_з$ в холодном декабре 1949 г. (2,00 и 1,28 соответственно), а общий индекс $\left(I = \frac{I_з}{I_м}\right)$ в 1951 г. почти в два раза больше его значения для 1949 г. (соответственно 3,90 и 2,24).

Эти соотношения хорошо подтверждаются также числами дней с зональной циркуляцией в каждом из этих месяцев. В теплом декабре 1951 г. было 26 дней с зональной циркуляцией, а в холодном декабре 1949 г. — лишь 5.

В работе автора [122] показано, что все зимние месяцы с крупными положительными аномалиями температуры на территории СССР характеризуются повышенной интенсивностью зональной и пониженной интенсивностью меридиональной циркуляции в евразийском секторе полушария, а с крупными отрицательными аномалиями — пониженной интенсивностью зональной и повышенной интенсивностью меридиональной составляющих циркуляции. Эти выводы хорошо согласуются с особенностями форм зональной и меридиональной циркуляций, изложенными в главах II и III.

В главе II отмечалось, что интенсивность зональной циркуляции обусловлена градиентом температуры в направлении экватор — полюс ($\Gamma_м$), а интенсивность меридиональной циркуляции — градиентом температуры в направлении океан—материк ($\Gamma_з$).

На рис. 52 представлены графики, характеризующие связь между изменениями от месяца к месяцу в зоне 40—70° с. ш. многолетних характеристик горизонтальных составляющих циркуляции и соответствующих градиентов температуры на северном полушарии. Эти графики показывают наличие почти линейной зависимости между изменениями $I_з$ и $\Gamma_м$, а также $I_м$ и $\Gamma_з$.

На рис. 53 приведена карта многолетних средних значений H_{500} за январь и карта отклонений январских многолетних средних значений H^{500}_{1000} от соответствующих средних значений для каждой широты (изаномалы H^{500}_{1000}), а на рис. 54 карта изаномал температуры воздуха за январь, заимствованная из работы Рубинштейн [191]. Обе карты изаномал, достаточно близко совпадающие в основных чертах между собой, характеризуют «нормальное» влияние подстилающей поверхности на нижнюю половину тропосферы. Одновременно они дают представление о нормальной меридиональности воздушных потоков, обусловленной неоднородностью подстилающей поверхности.

Карты изаномал с учетом вышеприведенных зависимостей между горизонтальными составляющими общей циркуляции атмосферы и соответствующими градиентами температуры позволяют наметить основные закономерности формирования и эволюции крупных аномалий температуры на территории СССР. В главе I отмечалось, что вследствие различного радиационного режима высоких и низких широт в околополярных районах возникают «холодильники», а в притропических районах — «нагреватели», обусловливающие градиент температуры воздуха в направлении экватор—полюс и зональную циркуляцию.

Неоднородность подстилающей поверхности, главнейшей особенностью которой является чередование океанов и материков, создает чередующиеся вдоль параллелей долготные «нагреватели» и «холодильники». Под влиянием последних, как видно на

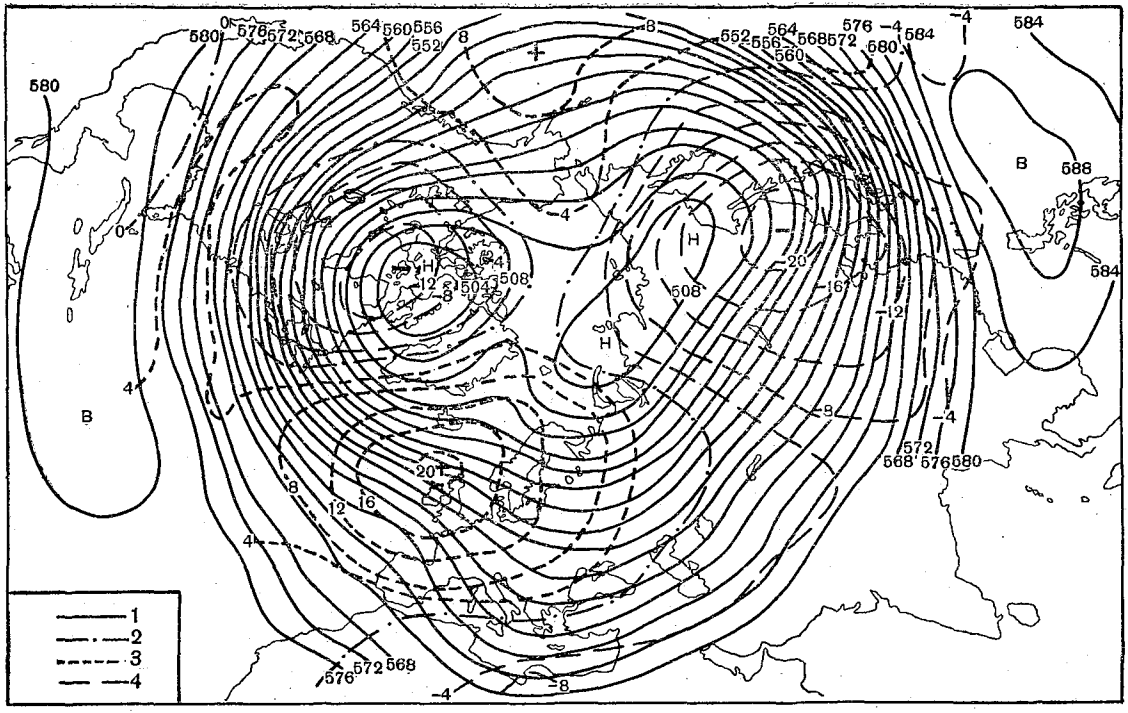

Рис. 53. Карта многолетних средних значений H_{500} за январь и карта отклонений январских средних многолетних значений H^{500}_{1000} от средних широтных. *1* — изогипсы AT_{500}, *2* — нулевая изаномала, *3* — положительные изаномалы, *4* — отрицательные изаномалы.

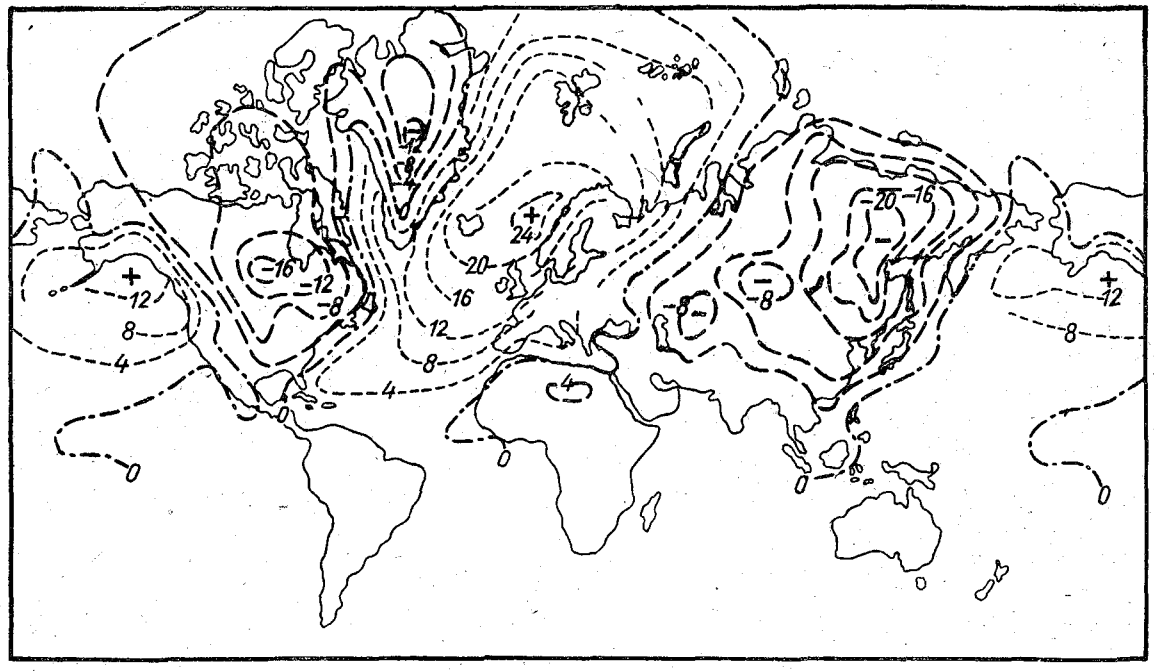

Рис. 54. Карта изаномал многолетней температуры воздуха за январь (по Е. С. Рубинштейн). Условные обозначения см. рис. 53.

картах изаномал температуры и H_{1000}^{500} (рис. 53 и 54), возникает определенным образом локализованный меридиональный воздухообмен, который несколько искажает господствующую в средней тропосфере зональную циркуляцию.

Если под влиянием каких-либо причин, прежде всего состояния подстилающей поверхности, облачности и конкретных адвективных и динамических факторов, в атмосфере возникают температурные аномалии, то последние также действуют на изменение циркуляции как своеобразные «усилители» или «тормозы» каждой из указанных тепловых машин. Так, при возникновении зимой положительной аномалии температуры воздуха в районе «нормального» очага положительных изаномал на севере Атлантики (рис. 53) в силу связи $I_м = f(Г_з)$ создаются условия для дальнейшего усиления меридиональной циркуляции. Точно такой же эффект обусловит очаг отрицательной аномалии в районе положения «нормального» очага отрицательных изаномал на востоке евразийского континента. В том и другом случае дополнительные очаги аномалии температуры воздуха указывают на более активное состояние долготных «нагревателей» и «холодильников», благодаря чему создаются условия для усиления меридионального воздухообмена. Обратная локализация очагов аномалии создает условия для ослабления меридиональной циркуляции.

При появлении отрицательной аномалии температуры воздуха в околополярных широтах в силу связи $I_з = f(Г_м)$ интенсивность зональной циркуляции должна усиливаться, а при появлении положительной аномалии в тех же районах — ослабевать. Таким образом, при определенной локализации возникших очагов аномалии температуры воздуха они могут усиливать существующую меридиональность и ослаблять зональность либо усиливать существующую зональность и ослаблять меридиональность.

Исследуя влияние аномалий температуры воды в северной части Атлантического океана на тропосферную циркуляцию над Европой, В. Г. Семенов [197] установил следующие две схемы их взаимодействия: 1 — когда в конкретном зимнем месяце над северными районами Атлантического океана имеется положительная аномалия температуры поверхностого слоя воды, а в более южных — отрицательная, то над северными районами изобарические поверхности повышаются, над южными — понижаются, что приводит к усиленному выносу тепла на север и усилению гребня над Западной Европой; 2 — если в северных районах океана наблюдается отрицательная аномалия температуры воды, а в южных — положительная (или отрицательная, но меньшая, чем в северных районах), то высотный гребень развит слабее нормального и в атмосфере над Атлантическим океаном создается интенсивная зональная циркуляция.

Легко видеть, что описанные выше две схемы усиления тепло-

вых машин в своей западной части полностью совпадают с указанными двумя схемами взаимосвязи температуры атлантических вод и циркуляции над Европой. Однако крупные аномалии температуры воздуха на территории СССР, как показано автором [122], непосредственно обусловлены состоянием циркуляции не только над Европой, но над огромным атлантико-евразийским сектором полушария. Вследствие этого для выявления особенностей формирования крупных аномалий температуры на территории СССР необходимо рассмотрение исходного термического и барического полей на более обширной территории.

а. Формирование крупных отрицательных аномалий температуры воздуха в зимних месяцах

Анализ условий, приводящих к исключительно теплым и холодным зимам на территории СССР, показывает, что они возникают не внезапно, а подготавливаются еще в предзимье [122]. При этом уже в предзимье характеристики температуры и синоптических процессов на евразийском пространстве полушария перед крупными отрицательными аномалиями обратны тем, которые наблюдаются перед крупными положительными аномалиями.

На рис. 55 приведена схема, названная первой основной. Эта схема представляет характерное распределение аномалии температуры воздуха в предзимье (центральный месяц ноябрь) с усиленной меридиональностью и ослабленной зональностью в атлантико-евразийском секторе полушария, после которого наступают зимы (центральный месяц январь) с крупными отрицательными аномалиями температуры на территории СССР. В соответствии с зависимостями $I_з = f(\Gamma_м)$ и $I_м = f(\Gamma_з)$ нетрудно оценить исходное состояние циркуляции в представляемом этой схемой месяце и характер изменения ее во времени.

Очаг положительной аномалии температуры воздуха в Полярном бассейне и отрицательной в большинстве южных районов оказывает «тормозящее» действие на систему межширотного «нагревателя» и «холодильника» и является показателем, в соответствии с $I_з = f(\Gamma_м)$, ослабленного меридионального градиента температуры воздуха. Это обусловливает пониженную интенсивность зональной циркуляции, в связи с чем поступление в глубь континента теплых воздушных масс с Атлантического океана ослаблено, а радиационное охлаждение воздуха над континентом усилено. Следовательно, под влиянием одного лишь ослабления $I_з$ имеющийся в исходном предзимье на востоке континента очаг относительного холода (отрицательной аномалии температуры) должен распространяться к западу.

Указанный эффект усиливается действием в том же направлении и меридионального воздухообмена. Очаги положительной и отрицательной аномалии температуры воздуха расположены

так (см. рис. 54 и 55), что они совмещаются с многолетним средним положением зимой соответственно очага положительных изаномал и высотного гребня над Атлантикой и очага отрицательных изаномал и высотной ложбины над Восточной Сибирью. Такое положение очагов аномалий способствует усилению долготных «нагревателей» и «холодильников», вследствие которого увеличивается интенсивность гребня над Атлантикой и углубляется ложбина над востоком континента.

С развитием меридионального воздухообмена при указанной локализации гребней и ложбин усиливается вынос тепла на

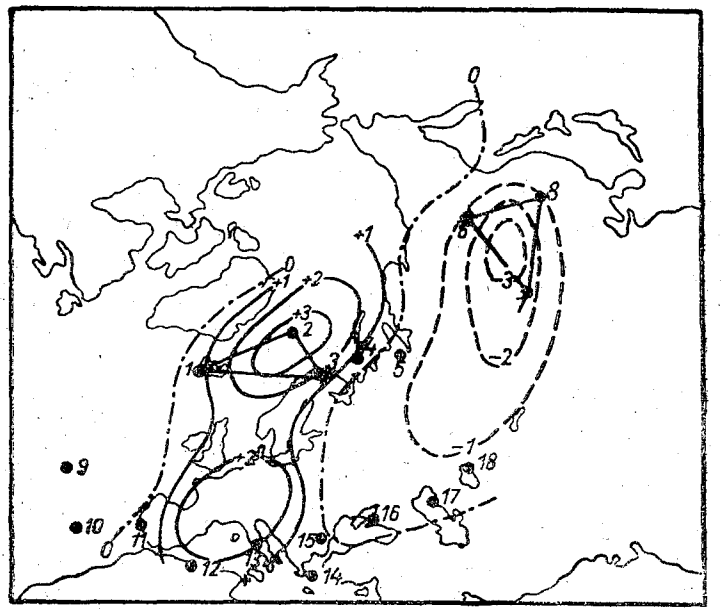

Рис. 55. Типовая карта-схема аномалии температуры воздуха в ноябре перед холодным январем.

Полярный бассейн и поступление холода (по восточной периферии высотного гребня) с северных районов на юг и юго-запад, вследствие чего весь очаг холода смещается к западу. Таким образом, ослабление зональной и усиление меридиональной циркуляции при указанном распределении очагов аномалии, оказывая определенное влияние на дальнейшее развитие этого процесса, приводит к зиме с крупными отрицательными аномалиями температуры почти на всем европейско-азиатском континенте.

Описанное развитие термобарического поля тропосферы приводит как бы к вращению по часовой стрелке очага положительной аномалии в Полярном бассейне и очага отрицательной аномалии температуры на востоке континента. При таком вращении

тепло по северу континента распространяется на восток, а холод одновременно усиливается и распространяется по югу континента на запад.

Характерное для таких зимних месяцев распределение аномалии температуры воздуха аналогично приведенным на рис. 21 *а* и 25 *а*. После проникновения холода по югу континента далеко на запад и очага тепла в высоких широтах далеко на восток возникают условия для ослабления и ликвидации того меридионального воздухообмена, который обусловил усиление этой аномалии.

За последние 20 лет, для которых имеются аэрологические карты для атлантико-евразийского сектора полушария, подобное описанному исходное состояние процессов и распределение аномалии температуры наблюдалось в предзимьях 1939, 1940, 1944, 1949, 1950 и 1953 гг. В следующем после них январе в средних широтах территории СССР отрицательные аномалии температуры достигали соответственно 12, 6, 4, 8, 6 и 6°.

б. Формирование крупных положительных аномалий температуры воздуха в зимних месяцах

Распределение аномалии температуры воздуха, характеризующее исходное предзимье с усиленной зональностью и ослабленной меридиональностью, после которого наступает зима с крупными положительными аномалиями температуры воздуха на территории СССР, приведено на рис. 56. Это вторая основная схема исходных макропроцессов. Нетрудно видеть, что сами процессы исходного предзимья, следствием которых является указанная типовая схема, и их развитие противоположны тем, которые представлены на рис. 55.

Отрицательная аномалия температуры воздуха в Полярном бассейне, переходящая к югу местами в положительную, является показателем повышенного градиента температуры в направлении экватор — полюс и усиления зональной циркуляции в умеренных широтах. Благодаря этому создаются условия для более интенсивного проникновения теплых масс воздуха в глубь континента и повышения здесь температуры. Одновременно очаг отрицательной аномалии температуры на севере, как это и бывает при усилении зональной циркуляции, смещается к западу.

Распространение очага отрицательных аномалий к западу на север Атлантического океана в район расположения «нормального» высотного гребня и долготного «нагревателя» (см. рис. 53 и 54) способствует дальнейшему ослаблению гребня на севере Атлантического океана. Развитие зональной циркуляции приводит одновременно к усилению очага положительной аномалии в районе ложбины (и долготного «холодильника») на востоке континента, что способствует в то же время заполне-

нию восточноазиатской высотной ложбины. Следствием такого развития является усиление зональной и ослабление меридиональной циркуляции над всем атлантико-евразийским сектором полушария.

Изменение зональной и меридиональной циркуляции происходит обратно предыдущему (первой основной схеме) и направлено на усиление к зиме выноса тепла на большую часть СССР. Развитие процессов по второй основной схеме сопровождается

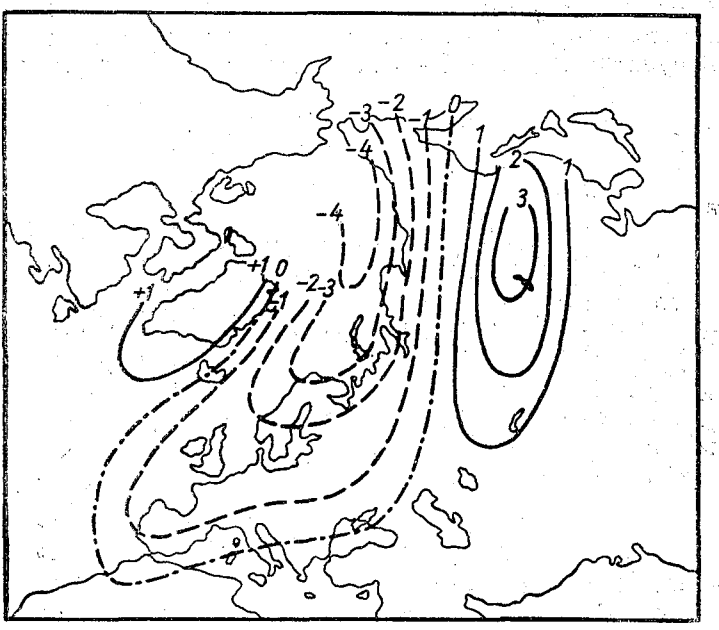

Рис. 56. Типовая карта-схема аномалии температуры воздуха в ноябре перед теплым январем.

как бы вращением очагов аномалии температуры воздуха против часовой стрелки. Типовое зимнее распределение аномалии температуры воздуха вследствие осуществления описанного процесса аналогично приведенному на рис. 17*а*.

Указанные схемы проверены на периоде с 1900 по 1952 г., в течение которого имеются систематизированные материалы по среднемесячным аномалиям температуры на атлантико-евразийском секторе полушария. Для проверки использована связь между $\Delta I_з$ и $\Delta\Gamma_м$, с одной стороны, и $\Delta I_м$ и $\Delta\Gamma_з$ — с другой. Меридиональные и зональные градиенты температуры подсчитывались по картам аномалии средней месячной температуры, соответствующим типовым схемам. За период с 1900 по 1952 г. первых оказалось 11 (типовое распределение перед холодными зимами), а вторых — 13 (типовое распределение перед теплыми

зимами), т. е. на обе группы пришлось примерно 50% случаев [122].

На рис. 55 приведены точки, по которым подсчитывались средние значения аномалии в характерных районах. Разность средних значений аномалии температуры в районах 1 — 2 — 3 и 6—7—8 (рис. 55) дает возможность судить об увеличенном (в случае положительного значения) или уменьшенном (при отрицательном значении) градиенте температуры в направлении океан — материк и, следовательно, о состоянии меридиональности в этой части полушария. Разность средних значений аномалии в пунктах 9—18 и 1—5 позволяет судить об увеличенном

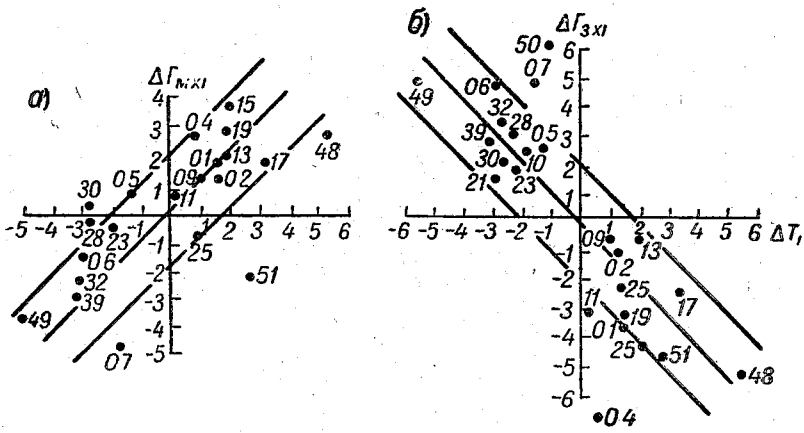

Рис. 57. Связь между средней аномалией температуры января (ΔT) и аномалией градиента температуры ($\Delta\Gamma$) в направлении экватор — полюс (*а*) и в направлении океан — материк (*б*) в предшествовавшем ноябре.

(при положительном значении) или уменьшенном (при отрицательном значении) градиенте температуры воздуха в направлении экватор — полюс и, следовательно, о состоянии зональной циркуляции.

На рис. 57 приведены графики, характеризующие связь между средним значением аномалии температуры воздуха в январе на территории СССР (в средних широтах) и соответствующими градиентами температуры предшествующих предзимий (ноябрь). В 20 случаях из 24 (рис. 57*а*), т. е. в 83%, после отрицательных (положительных) градиентов температуры экватор — полюс в последующем январе наблюдается отрицательная (положительная) средняя аномалия температуры воздуха на территории СССР. При допуске ±2° (10% многолетней амплитуды) связь осуществляется в 18 из 24 случаев (75%).

Связь между теми же январскими температурами воздуха и градиентами температуры в направлении океан — материк осуществилась по знаку для всех 24 случаев, а при допуске ±2° в 20 из 24 (83%). Улучшение последней связи объясняется тем, что изменения средних значений аномалии температуры в районах Атлантики и Забайкалья одновременно влияют как на изменение меридиональной, так и зональной составляющих циркуляции, в то время как изменение градиента экватор — полюс влияет лишь на зональную составляющую.

в. Влияние циркуляции в тихоокеанско-американском секторе полушария на устойчивость процессов в атлантико-евразийском секторе при формировании зимы с крупными аномалиями температуры

Проанализированные исходные месяцы предзимья первой группы (перед холодными зимами) и второй группы (перед теплыми зимами) не являются вполне однородными по распределению аномалии температуры на евразийском континенте и, в особенности, по состоянию циркуляции на всем северном полушарии. В связи с этим устойчивость и последовательность во времени макропроцессов на полушарии, как и изменение средних месячных аномалий температуры на территории СССР от предзимья к зиме, также оказывается неоднозначной.

Исследование показало, что при одних и тех же исходных макропроцессах и аномалиях температуры в атлантико-евразийском секторе полушария по состоянию макроциркуляции в тихоокеанско-американском секторе полушария можно выделить две подгруппы: а) с таким же, как и в евразийском секторе, соотношением зональной и меридиональной составляющих циркуляции и б) с обратным соотношением. Каждое из сочетаний макроциркуляции на полушарии обусловливает различную последовательность осуществления как первой, так и второй основной схемы.

В случае сочетания в исходном предзимье повышенной меридиональности и пониженной зональности на атлантико-евразийском секторе полушария (первая основная схема) с таким же состоянием в тихоокеанско-американском секторе (первая подгруппа этой схемы) процесс меридионального воздухообмена оказывается устойчивым в промежуточном декабре и развивается как изложено выше при описании первой основной схемы.

Примером осуществления такой последовательности может служить зима 1949/50 г. Аномалия температуры воздуха исходного предзимья 1949 г. (ноября) полностью соответствует типовой (приведенной на рис. 55). В этом месяце меридиональный градиент температуры воздуха $\Gamma_м = -3{,}7°$, а градиент в направлении океан — материк $\Gamma_з = +4{,}8°$, что свидетельствует об ослабленной зональности и повышенной меридиональности макропроцессов исходного ноября.

В ноябре 1949 г. 28 дней из 30 (см. приложение II) были под влиянием меридиональной циркуляции формы *Ц* и *В*. Такая же меридиональность со сдвинутым на континент высотным гребнем наблюдалась и в тихоокеанско-американском секторе.

Таблица 27

Отклонение (в %) от многолетних средних величин индексов циркуляции по картам средних значений H_{500} исходного ноября 1949 г. и последующих декабря 1949 и января — февраля 1950 гг.

	Ноябрь 1949 г.			Декабрь 1949 г.		
	все полушарие	евразийский сектор	американский сектор	все полушарие	евразийский сектор	американский сектор
$\Delta I_з$	—15	—11	—18	—15	—22	—10
$\Delta I_м$	+23	+8	+38	—6	—12	—3
ΔI	—41	—17	—40	—10	—8	—6

	Январь 1950 г.			Февраль 1950 г.		
	все полушарие	евразийский сектор	американский сектор	все полушарие	евразийский сектор	американский сектор
$\Delta I_з$	—15	—27	—5	+3	+12	—4
$\Delta I_м$	+60	+71	+52	—11	—34	+11
ΔI	—47	—58	—37	+16	+65	—13

Из данных табл. 27 видно, что, по сравнению с нормой, индекс зональной циркуляции в ноябре 1949 г. оказался пониженным в среднем для всего полушария и в каждом секторе в отдельности, а индекс меридиональности, наоборот, повышенным. В связи с этим относительный вклад зональной циркуляции по сравнению с меридиональной как на полушарии в целом, так и в его частях значительно меньше обычного.

Исходный ноябрь 1949 г., являющийся типичным для предзимья первой подгруппы основной схемы перед холодной зимой, характеризуется одновременно повышенной меридиональностью и пониженной зональностью как на всем полушарии в целом, так и в обоих его секторах. Такая возмущенность течений в обоих секторах полушария способствует устойчивости возникшего в предзимье меридионального воздухообмена. На евразийской части полушария в декабре 1949 г., как и в ноябре, 26 дней были с меридиональными процессами. Наряду с меридиональными процессами формы *В*, начинают появляться меридиональные процессы формы *З*, характеризующиеся более западным положением высотного гребня.

Данные табл. 27 показывают, что и в американском секторе полушария вклад зональной составляющей в общий воздухообмен, по сравнению с меридиональным, также остается пониженным. Благодаря ослабленному поступлению в глубь евразийского и американского континентов теплых масс воздуха с океанических районов, усиливается и смещается к западу континентальный очаг отрицательной аномалии, поддерживаемый также адвекцией холода по восточной периферии высотного гребня.

Одновременно с выносом к северу тепла по западной периферии устойчивых высотных гребней усиливается также нагон теплых масс воды к северу. В результате на севере Атлантического океана, по данным Семенова [197], в декабре появилась положительная аномалия температуры воды, которая сохранилась и в январе 1950 г. Совместно с взаимоподдерживающейся системой длинных волн [63, 294] эта положительная аномалия температуры воды на севере Атлантического океана способствует усилению обусловившей ее первоначально меридиональности и смещению всей меридиональной системы к западу, как это и должно быть по выводам из работы Россби [294].

В январе 1950 г. все дни оказались с меридиональной циркуляцией, притом в основном формы *З* (27 дней). Если в декабре очаг отрицательной аномалии до 12° сместился с Якутии на юг Западной Сибири, то в январе 1950 г. он уже занимает всю Европу, а в Якутии начинает появляться положительная аномалия температуры воздуха. В январе 1950 г. интенсивность зональной составляющей циркуляции по-прежнему остается пониженной и еще более, чем в ноябре, усиливается интенсивность меридиональной циркуляции в обеих частях полушария (табл. 27).

Смещение тепла по северным морям далеко к востоку и холода по югу континента далеко к западу способствует ликвидации тех условий, которые поддерживали устойчивую меридиональную циркуляцию. В феврале 1950 г. появляются уже процессы всех форм (12 дней с *Ц*, 2 — с *З* и по 7 — *С* и *В*), притом 21 день из них был с зональной циркуляцией, что видно также и по значениям индексов циркуляции (см. табл. 27).

Развитие процессов второй подгруппы, также приводящих к зимам с крупными отрицательными аномалиями температуры на территории СССР, но характеризующихся неоднородностью состояния циркуляции в противоположных частях полушария, можно проследить на примере зимы 1953/54 г.

В атлантико-евразийском секторе полушария распределение аномалии температуры и характер циркуляции в исходном ноябре 1953 г. почти такие же, как и в ноябре 1949 г. 24 дня ноября 1953 г. отнесены к формам *Ц* и *З*, причем 19 дней из них меридионального состояния.

Данные табл. 28 показывают, что исходный ноябрь 1953 г., как и ноябрь 1949 г., действительно в атлантико-евразийском секторе полушария характеризуется пониженной интенсивностью

Таблица 28

Отклонение от многолетних средних величин индексов циркуляции по картам средних значений H_{500} исходного ноября 1953 г. и последующих декабря 1953 — января 1954 гг.

	Ноябрь 1953 г.			Декабрь 1953 г.			Январь 1954 г.		
	все полушарие	евразийский сектор	американский сектор	все полушарие	евразийский сектор	американский сектор	все полушарие	евразийский сектор	американский сектор
$\Delta I_з$	—1	—11	+7	+16	—6	+31	+12	+4	+19
$\Delta I_м$	+15	+32	—2	+49	+38	+64	+33	+45	+22
ΔI	—14	—10	+7	—22	—28	—20	—16	—29	—3

зональной циркуляции (на 11%) и повышенной интенсивностью меридиональной циркуляции (на 32%), что обусловливает и отрицательную аномалию общего индекса. В то же время в тихоокеанско-американском секторе полушария, в отличие от ноября 1949 г., индекс зональной циркуляции ноября 1953 г. выше обычного на 7%, а индекс меридиональной циркуляции ниже на 2%, хотя в среднем для всего полушария первый оказывается близким к норме, а второй — значительно ниже нормы.

Такое сочетание зональной и меридиональной циркуляции в разных частях полушария обусловливает во второй подгруппе иную, чем в первой, последовательность процессов на полушарии, как и аномалий температуры воздуха на евразийском континенте. Ослабленная интенсивность меридиональной и повышенная интенсивность зональной циркуляции в американском секторе способствует усилению в декабре зональности и в евразийском секторе, особенно в северной его части.

От ноября к декабрю, как видно из данных табл. 28, интенсивность зональной циркуляции на всем полушарии превысила нормальное значение на 16%, усилившись как в евразийском, так и, особенно, в американском секторе полушария. Одновременно возрос и меридиональный обмен (на 18% в евразийском и на 70% в американском секторе). Следовательно, при одновременном росте интенсивности зональной и меридиональной циркуляции, в евразийском секторе относительно больше усилилась зональная циркуляция, а в американском — меридиональная.

При таком соотношении зональных и меридиональных составляющих циркуляции в обеих частях полушария основные меридиональные воздействия осуществляются на американском континенте, а в атлантико-евразийском секторе полушария, как видно из данных приложения II, в декабре 1953 г. число дней с меридиональной циркуляцией уменьшилось с 19 до 12.

Увеличение числа дней с зональными процессами сопровождается активным перемещением циклонов с запада на восток и северо-восток. Последнее обусловливает на большей части евразийского континента значительное тепло (в декабре 1953 г. аномалия до 6—10°), в то время как в декабре 1949 г. наблюдалась отрицательная аномалия температуры воздуха с очагом до 12° на территории Западной Сибири.

Описанное отличие последовательности процессов от ноября к декабрю 1953 г. является характерным для второй подгруппы первой основной схемы. Благодаря тому, что в американском секторе полушария от ноября к декабрю меридиональный воздухообмен возрос на 70%, в следующем январе, как и феврале 1954г., снова восстанавливаются аномально развитые меридиональные процессы на всем полушарии и особенно в евразийском секторе. В январе 1954 г. число дней с меридиональной циркуляцией, как видно из данных приложения II, снова возрастает до 16, а в феврале — до 23. В том и другом месяце почти вся Европа и значительная часть Азии заняты отрицательной аномалией температуры воздуха с очагом до 6° в январе и до 14° в феврале.

Различное сочетание состояний циркуляции в евразийском и американском секторах полушария оказывает также влияние на особенности развития макропроцессов, приводящих к зимам с крупными положительными аномалиями тепературы на территории СССР.

Схема распределения аномалии температуры воздуха, характерная для предзимья перед теплыми зимами, приведена на рис. 56. Почти точно соответствующее этой схеме распределение аномалии температуры наблюдалось в предзимье 1951 г. Так, в ноябре 1951 г. в околополярных районах отрицательная аномалия достигала 6°, ложбина холода от нее распространялась также на Европейскую территорию СССР, в центральных районах которой находился очаг с температурой до —4°. Одно-

Таблица 29

Отклонение (в %) от многолетних средних величин индексов циркуляции по картам средних значений H_{500} исходного ноября 1951 г. и последующих декабря 1951 г. — февраля 1952 г.

	Ноябрь 1951 г.			Декабрь 1951 г.			Январь 1952 г.			Февраль 1952 г.		
	все полушарие	евразийский сектор	американский сектор	все полушарие	евразийский сектор	американский сектор	все полушарие	евразийский сектор	американский сектор	все полушарие	евразийский сектор	американский сектор
$\Delta I_з$	+12	+23	+1	+19	+24	+14	+6	+5	+7	—13	—14	—10
$\Delta I_м$	—18	—29	—7	—14	—19	—10	—16	—11	—22	0	+15	—15
ΔI	+37	+73	+8	+39	+54	+27	+27	+18	+37	—13	—26	+5

временно на востоке континента, севернее Байкала, положительная аномалия температуры достигала 6°.

Из зависимостей $I_з=f(\Gamma_м)$ и $I_м=f(\Gamma_з)$ ясно, что такое распределение должно приводить к усилению интенсивности меридиональной циркуляции, о чем свидетельствует значительная отрицательная аномалия градиента температуры в направлении океан — материк ($\Delta\Gamma_з=-4{,}4°$).

Из данных табл. 29 видно, что в исходном ноябре на всем полушарии в целом и в обоих его секторах в отдельности, особенно в евразийском, интенсивность зональной циркуляции повышена, а меридиональной — понижена. В таких случаях, как и в случае однородной меридиональности на всем полушарии, зональное состояние циркуляции должно быть устойчивым. В действительности, как показывают данные табл. 29, в декабре повышенная зональность не только сохранилась, но и усилилась, особенно в американском секторе, где общий индекс повысился с +8 до +27. Благодаря такому развитию процессов на полушарии в декабре 1951 г. было 26 дней с зональной циркуляцией, обусловивших на всем евразийском континенте положительную аномалию с очагом до 10^6 в Западной Сибири.

В январе 1952 г. также сохранилось господство зональной циркуляции на всем полушарии и в каждом секторе в отдельности. В атлантико-евразийском секторе полушария с зональной циркуляцией в этом месяце оказалось 24 дня. Однако тенденция уменьшения общего индекса в евразийском секторе от ноября к декабрю сохранилась также и от декабря к январю. Поэтому при сохранении положительной аномалии на значительной территории Евразии величина этой аномалии уменьшилась до 6°.

Под влиянием устойчивого выноса тепла на евразийский континент к февралю наступает нарушение зональной циркуляции, особенно сильное в евразийском секторе полушария. Это нарушение проявилось в резком ослаблении (до 14% ниже нормы) зональной и усилении (до 15% выше нормы) меридиональной составляющей циркуляции, а также в увеличении в январе в евразийском секторе полушария до 24 дней (вместо 7) процессов с меридиональной циркуляцией. 18 дней из этих 24 характеризовались меридиональными процессами формы *С* и 6 дней — формы *В*. В тех и других высотный гребень расположен в том районе (см. рис. 31*а* и 28*а*), в котором в предыдущем месяце находился очаг относительного тепла.

При меридиональных процессах формы *З* и *В* на Европейскую территорию СССР по западной периферии высотного гребня и в феврале продолжается вынос тепла, а на районы Сибири начинается поступление холода по восточной периферии гребня. Поэтому типовая аномалия февраля при указанном развитии процессов аналогичная приведенным на рис. 31*а* и 28*а*.

При том же исходном состоянии в евразийском секторе, но неоднородной зональной циркуляции на всем полушарии, как

и в случаях неоднородной меридиональности на полушарии, зональные процессы предзимья — зимы также оказываются неустойчивыми. Такие сочетания отнесены к подгруппе второй основной схемы [122]. Примером может служить зима 1948/49 г. В исходном предзимье 1948 г. (ноябре) отрицательная аномалия температуры в околополярных районах также достигала 6°; одновременно на востоке азиатского континента располагался очаг положительной аномалии температуры, так что аномалия градиента температуры в направлении океан — материк составила —5,0°.

Таблица 30

Отклонение (в %) от многолетних средних величин индексов циркуляции по картам средних значений H_{500} исходного ноября 1948 г. и последующих декабря 1948 г. — февраля 1949 г.

	Ноябрь 1948 г.			Декабрь 1948 г.			Январь 1949 г.			Февраль 1949 г.		
	все полушарие	евразийский сектор	американский сектор	все полушарие	евразийский сектор	американский сектор	все полушарие	евразийский сектор	американский сектор	все полушарие	евразийский сектор	американский сектор
ΔI_3	+5	+18	—2	+1	+16	—15	+18	+25	+12	+1	+5	0
$\Delta I_м$	—12	—2	—28	—8	+22	—40	+4	—9	+12	+6	+27	—12
ΔI	+20	+16	+36	+9	—5	+43	+11	+38	0	—4	—17	+14

Данные табл. 30 показывают, что в исходном ноябре 1948 г. в евразийском секторе полушария интенсивность зональной циркуляции повышена (на 18%), а в американском — она немного ниже нормы (на 2%). При этом, как и в предыдущей подгруппе, вследствие пониженной интенсивности меридиональной составляющей циркуляции в обоих секторах полушария, как и на всем полушарии в целом, общий индекс заметно превышает нормы.

Указанное соотношение составляющих циркуляции на полушарии не приводит к столь устойчивой зональной циркуляции, как в предыдущей подгруппе второй основной схемы. В то же время не получает устойчивого и интенсивного развития и меридиональный воздухообмен. Так, в следующем декабре 1948 г. в евразийском секторе полушария число дней с меридиональной циркуляцией возросло с 13 до 26 (см. приложение II), а интенсивность меридионального воздухообмена превысила норму на 22%. Однако сохранилась и более развитая (на 16% выше нормы) зональная составляющая циркуляции, вследствие чего общий индекс оказался лишь немного (на 5%) ниже нормы.

В американском секторе при этом заметно (на 15%) понизилась интенсивность зональной составляющей, но еще более значительно понизилась (до 40% ниже нормы) интенсивность

меридиональной составляющей. Благодаря этому общий индекс $I = \frac{I_з}{I_м}$ в американском секторе полушария оказался выше среднего на 43% против 36% в ноябре. Иными словами, если от ноября к декабрю вклад в общий воздухообмен зональной составляющей в евразийском секторе уменьшился, то в американском секторе он увеличился.

Увеличение числа меридиональных процессов *Ц* (13 дней) и *З* (13 дней) в декабре 1948 г. обусловило прорыв значительного холода (температура на 4—6° ниже нормы) через районы Западной Сибири на Среднюю Азию и юг Европы (обратная картина второй подгруппе первой основной схемы).

Вследствие того, что в декабре меридиональная составляющая циркуляции в американском секторе резко ослабла, усиление ее в это же время в евразийском секторе оказывается неустойчивым. В январе 1949 г. зональные процессы в евразийском секторе снова резко возрастают. Зональная составляющая циркуляции увеличивается (на 25% выше нормы) при резком уменьшении (до 9% ниже нормы) вклада меридиональной составляющей. Одновременно увеличивается до 30 число дней с зональной циркуляцией. Вследствие такого перераспределения составляющих общей циркуляции атмосферы в январе 1949 г. почти на всем евразийском континенте оказалась положительная аномалия температуры воздуха с очагом до 10°.

В американском секторе в январе также увеличивается зональная составляющая, но еще больше (от 40% ниже нормы до 12% выше нормы) усилилась меридиональная составляющая циркуляции (см. табл. 30), что сопровождалось уменьшением общего индекса до нормы (вместо 43% выше нормы в декабре). Вследствие этого установившаяся в евразийском секторе полушария в январе зональная циркуляция снова оказывается неустойчивой. В феврале она перестраивается в меридиональную (20 дней) формы *З* и *С*, что определяет новый прорыв холода на Европейскую территорию СССР.

Для каждой группы зим, следующих после соответствующих предзимий 1900—53 гг., были построены карты вероятности осуществления типовой аномалии температуры воздуха на территории СССР [122]. Такие карты показывают, что в районах расположения очагов вероятности осуществления знака типовой зимней аномалии температуры воздуха после исходного предзимья приближаются к 90—100%. В переходных зонах, вполне естественно, они понижаются до 50%.

Приведенные выше две основные схемы зимних макропроцессов с крупными отрицательными (первая основная схема) и положительными (вторая основная схема) аномалиями температуры характеризуются определенным однородным на всем евразийском секторе полушария сочетанием зональной и меридиональной составляющих циркуляции. Разновидности их раз-

вития во времени обусловлены лишь неоднородностью циркуляции в обоих секторах полушария.

Характерными для исходных предзимий с первой основной схемой являются меридиональные процессы *Ц* и *В*. Именно эти процессы обусловливают однородный для всего евразийского сектора полушария пониженный градиент температуры в направлении экватор — полюс и повышенный в направлении океан — материк.

Однако встречаются случаи, когда градиенты температуры в направлении океан — материк как в тропосфере, так и у поверхности земли в исходных предзимьях оказываются неоднородными на всех участках. Среди них можно найти такие, у которых в районе Северной Атлантики и Западной Европы меридиональный градиент температуры (в направлении экватор — полюс) повышен, зональный (в направлении океан — материк) понижен, а над восточной половиной евразийского континента при этом в исходном предзимье наблюдается обратное сочетание — пониженный меридиональный и повышенный зональный градиенты температуры.

Как правило, такое распределение обусловлено преобладанием в исходном предзимье меридиональных процессов смешанной формы, при которых на востоке района евразийского континента имеет место первая основная схема, а на западе — вторая. Такое сочетание можно назвать первой смешанной схемой, в отличие от обратного сочетания, при котором на востоке евразийского континента имеет место вторая основная схема, а на западе первая. Последнее сочетание может быть названо второй смешанной схемой. Исходные предзимья с характерным для второй смешанной схемы распределением аномалий температуры (повышенный градиент температуры в направлении океан—материк и пониженный в направлении экватор—полюс на западе евразийского сектора полушария и обратное соотношение на востоке) обусловлены преобладанием меридиональных процессов формы *З*.

Развитие процессов смешанных схем также приводит к зимам с крупными, но менее распространенными по территории аномалиями температуры, причем в разных частях евразийского континента такие процессы могут обусловить аномалии противоположного знака. Противоположное сочетание составляющих циркуляции в евразийском и американском секторах полушария, как показано в работе автора [122], оказывает точно такое же влияние на устойчивость и последовательность процессов смешанных схем, как и на развитие основных схем.

Из вышеприведенного анализа видно, насколько важно для правильного прогноза развития процессов во времени изучение и количественная оценка циркуляции не только на территории, для которой составляется прогноз, но и на всем полушарии. Изложенные выше приемы были проверены на опытных прогно-

зах, составленных в оперативном порядке для 8 зимних месяцев 1955—57 гг. Каждый из составленных прогнозов был оценен по совпадению знака аномалии на территории СССР и по величине средней ошибки. Оценка проводилась по данным 70 равномерно расположенных на территории СССР станций.

В табл. 31 приведены оценки этих прогнозов в сопоставлении с такими же оценками «официальных» прогнозов на те же месяцы.

Таблица 31

Оправдываемость опытных прогнозов на зимние месяцы 1955 — 57 г.

Прогнозы	ρ	p (в %)	Q
Официальные	0,10	55	1,75
Опытные	0,24	62	1,38

Здесь

$$\rho = \frac{n_с - n_н}{n_с + n_н}; \quad p = \frac{n_с}{n_с + n_н}; \quad Q = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} \frac{\delta_i^2}{\sigma_i^2},$$

где $n_с$ и $n_н$ — число совпадений и несовпадений по знаку, δ_i — ошибка, σ_i — климатическая дисперсия, i — номер станции. Данные табл. 31 показывают, что несмотря на недостаточно высокую оправдываемость опытные прогнозы, по меньшей мере, не хуже официальных прогнозов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Зональный ($I_з$) и меридиональный ($I_м$) индекс, общий индекс $\left(I = \frac{I_з}{I_м}\right.$, либо $\left. I' = \frac{I_з}{I_м}\right)$ и показатель числа дней с меридиональными процессами ($N_м$), характеризующие соответственно интенсивность горизонтального переноса массы воздуха, возмущенность зонального потока и частоту резких нарушений этого зонального потока, оказались достаточно эффективными для объективной оценки не только отдельных составляющих общей циркуляции атмосферы, но и синоптических процессов в целом.

С помощью указанных индексов выполнен анализ многолетних характеристик горизонтальных составляющих общей циркуляции атмосферы на северном полушарии и в его атлантико-евразийском секторе. Установлено, что средняя многолетняя интенсивность зонального и меридионального потоков массы воздуха существенно изменяется в зависимости от широты, высоты и времени года.

Установлен принципиально различный характер изменения интенсивности зонального и, в особенности, меридионального переноса в тропосфере и в нижней стратосфере. Обнаружен также слой (между 6—8 *км*), где наблюдается оптимальный в зоне 35—70° с. ш. зональный и меридиональный поток массы воздуха на северном полушарии.

Почти на всех уровнях тропосферы и нижней стратосферы интенсивность зональной циркуляции увеличивается от 15—20 и до 50° с. ш., а далее к северу убывает; при этом максимум на разных уровнях приходится на разные широтные зоны. В самых нижних слоях тропосферы северного полушария максимум интенсивности зональной циркуляции в среднем многолетнем оказывается примерно на широте 50°. С высотой этот максимум закономерно сдвигается к югу: на уровне 3 *км* — в зону 45° с. ш., на уровне 10 *км* — в зону 40° с. ш., а на уровнях 13, 16 и 19 *км* — в зону 30—35° с. ш.

Наибольшая интенсивность зонального переноса почти во

всех широтных зонах оказывается в слое между 6 и 13 *км*, убывая в выше и ниже лежащих слоях.

Интенсивность меридионального обмена в одних и тех же широтных зонах тропосферы меняется по высоте очень мало, но резко возрастает начиная с широты 35—40° с. ш. при смещении к северу из одной широтной зоны в другую. Наибольшие изменения интенсивности меридионального обмена при смещении к северу наблюдаются на уровнях 3, 6 и 10 *км*, т. е. в тропосфере. В нижней стратосфере изменение интенсивности меридионального обмена с широтой резко уменьшается.

В зоне 10—70° с. ш. уже с высоты 5 *км* и до уровня 19 *км* на всем северном полушарии интенсивность зональной циркуляции, подсчитанная по картам многолетних средних значений, превышает интенсивность меридионального обмена.

Севернее 25° с. ш. во всех широтных зонах полушария западный зональный поток наименее возмущен меридиональной циркуляцией в слое 9—13 *км*.

Очень важной особенностью общей циркуляции атмосферы является то, что в среднем в зоне 40—70° с. ш. интенсивность меридиональной циркуляции оказывается одинаковой почти во всей толще тропосферы (до 7—8 *км*), после чего начинается ее спад вплоть до уровня 19 *км*, в то время как интенсивность зональной циркуляции от уровня моря и примерно до высоты 7—8 *км* растет, а выше до уровня 19 *км* резко убывает.

Выявлено, что интенсивность как зональной, так и меридиональной циркуляции находится в тесной связи соответственно с меридиональными и зональными градиентами температуры воздуха и подстилающей поверхности. Уменьшение этих градиентов от зимы к лету влечет за собой ослабление также интенсивности обеих горизонтальных составляющих циркуляции. Вторичный летний максимум градиента температуры океан — материк (но обратного направления по сравнению с зимой) обусловливает также вторичный летний максимум интенсивности меридионального обмена. Показано, что от зимы к лету интенсивность зональной циркуляции ослабевает более значительно, чем интенсивность меридионального обмена. Поэтому на фоне общего спада интенсивности обеих горизонтальных составляющих циркуляции индекс $N_м$ (частота меридиональных процессов), следуя за общим индексом I', возрастает от зимы к лету.

Для понимания особенностей общей циркуляции атмосферы принципиальное значение имеет тот факт, что многолетняя характеристика интенсивности зональной циркуляции не зависит от того, подсчитана ли она по картам многолетних средних или ежедневных значений давления, в то время как для меридиональной циркуляции подсчет первым способом дает примерно вдвое меньшую оценку интенсивности этого обмена, по сравнению с подсчетами по картам синоптических периодов.

Указанная разница обусловлена тем, что карты средних величин в значительной мере сглаживают противоположные по географической локализации формы проявления меридионального обмена, наблюдаемые в реальных условиях. Последнее хорошо подтверждается противоположными особенностями не только зональных и меридиональных процессов, но и выделенных четырех основных форм меридионального состояния циркуляции.

Аэросиноптические и сезонные характеристики каждого из двух состояний циркуляции и четырех основных форм позволили объяснить многие общециркуляционные и климатические особенности, сезонные изменения в повторяемости меридиональных антициклонических вторжений по разным направлениям, распределение изокорреляг зимней и летней температуры воздуха, повторяемости засух, изменения водности ряда рек Евразии, климатическую засушливость Поволжья и т. д.

На многих примерах иллюстрируется, что месячные или сезонные аномалии метеорологических элементов обусловлены не столько появлением нехарактерных для данного времени макропроцессов, сколько повышенной или пониженной повторяемостью определенного комплекса макропроцессов. При этом показано, что одни и те же аномалии метеорологических элементов в разных районах формируются под влиянием различных комплексов этих макропроцессов.

Наблюденные за последние несколько десятилетий климатические колебания многих гидрометеорологических явлений также обусловлены многолетними изменениями как интенсивности каждой из составляющих циркуляции, так и формы этой циркуляции. Указанные изменения циркуляции находятся в определенной связи с циклическими колебаниями солнечной активности.

На основе анализа многолетних изменений различных индексов вносится определенная ясность в понятие «усиление общей циркуляции атмосферы». Показано, что (в силу сложной взаимосвязи между изменениями интенсивности зональной и меридиональной составляющих циркуляции) на восходящей ветви векового цикла солнечной активности возрастает интенсивность как зональной, так и меридиональной составляющих циркуляции. Однако значительное превосходство роста интенсивности последней позволяет утверждать, что параллельно с увеличением солнечной активности наблюдается относительное усиление интенсивности меридиональной циркуляции. Особенно наглядно это проявляется в изменениях числа дней с меридиональной циркуляцией ($N_м$), которое согласуется с колебаниями как 11-летнего, так и 80—90-летнего цикла солнечной активности.

Принципиальное значение имеет установление противоположных тенденций изменения частоты некоторых форм меридиональной циркуляции в теплую и холодную часть года.

Противоположные изменения в теплую и холодную половину года частоты некоторых форм меридиональной циркуляции

позволяют не только объяснить «противоречивые» для разных географических районов и периодов связи ряда метеорологических элементов с солнечной активностью, но и считать эти нарушения закономерным следствием колебаний общей циркуляции атмосферы.

Становится очевидным, что «климатическая норма» представляет собой относительное понятие, так как «норма» сама по себе должна испытывать определенные колебания. Связь этих колебаний через изменения циркуляции атмосферы с вековым циклом солнечной активности может быть использована, как это и сделано автором, для составления сверхдолгосрочного прогноза климатических тенденций ряда гидрометеорологических явлений.

Необходимо подчеркнуть, что учет влияния циклических изменений солнечной активности на многолетние изменения интенсивности и формы циркуляции не следует ограничивать лишь областью сверхдолгосрочных прогнозов. Наличие тесной связи индекса $N_м$ (числа дней с меридиональной циркуляцией) с 11-летним циклом солнечной активности (причем амплитуда колебаний $N_м$ в этом цикле превышает 100 дней в году) указывает на необходимость учета фазы солнечной активности и при других видах долгосрочных прогнозов. Простейший учет этого факта должен заключаться хотя бы в том, что вместе с ростом солнечной активности значительно возрастает частота меридиональных процессов и, следовательно, вероятность их устойчивости и более частых преобразований зональных процессов в меридиональные.

Наконец, на примере формирования крупных аномалий температуры в зимние месяцы показано, что на устойчивость той или иной формы циркуляции во времени существенное влияние оказывает состояние циркуляции, по крайней мере, на всем северном полушарии. Подобные своеобразные «синоптические функции влияния» должны изучаться с помощью объективных индексов циркуляции и при разработке методики прогнозов погоды на средние сроки.

Можно полагать, что именно в этом направлении имеются наибольшие перспективы для дальнейшего развития синоптических методов долгосрочных прогнозов погоды, так как таким путем с помощью индексов циркуляции представляется возможным не только объективно учесть влияние общей циркуляции атмосферы на формирование макропроцессов и обусловливаемой ими погоды на ограниченной территории, но и использовать для этой цели современную электронно-счетную технику.

Автор надеется, что прилагаемые к монографии фактические данные об индексах циркуляции за большой ряд лет послужат определенной основой как для этой цели, так и для многих других исследований закономерностей общей циркуляции атмосферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алисов Б.П. Климат СССР. Изд. Московского университета. М. 1956.
2. Алисов Б. П., Дроздов О. А. и Рубинштейн Е. С. Курс климатологии, ч. I и II. Гидрометеоиздат. Л. 1952.
3. Алпатьев А. М. Характеристика засух. Гидрометеоиздат. Л. 1952.
4. Аполов Б. П. Проблемы Каспийского моря. Природа, № 4, 1957.
5. Астапович И. С. Некоторые проявления солнечной активности в метеорных явлениях. Бюллетень Комиссии по иссл. Солнца № 5—6. 1950.
6. Багров Н. А. Планетарное альбедо земли. Труды ЦИПа, вып. 35. 1954.
7. Байдал М. Х. Эпохальные особенности атмосферной циркуляции и связанные с ними явления. Труды КазНИГМИ, вып. 10. 1959.
8. Бачурина А. А. и Черкасская В. М. Формирование обложных дождей над центральными областями Европейской территории СССР 12—16.VIII 1950 г. Метеорология и гидрология, № 1. 1951.
9. Безрукова А. Я. Характер циркуляции земной атмосферы и солнечная активность. Бюлл. Комис. по иссл. Солнца, № 5—6. 1950.
10. Безрукова А. Я. Влияние солнечной активности и характера атмосферной циркуляции на колебания уровня озер и на засухи. Труды лабор. озероведения АН СССР, т. III. 1954.
11. Белинский В. А. Динамическая метеорология. Гостехиздат, М. 1948.
12. Белинский Н. А. Опыт установления индекса циркуляции атмосферы. Труды НИУ ГУГМС, сер. 5, вып. 14. 1946.
13. Белинский Н. А. Использование некоторых особенностей атмосферных процессов для долгосрочных прогнозов. Гидрометеоиздат. Л. 1957.
14. Белинский Н. А. и Калинин Г. П. О прогнозах колебаний уровня Каспийского моря. Гидрометеоиздат. М.—Л. 1946.
15. Бельская Н. Н. Южные циклоны и условия их перемещения на Европейскую территорию СССР. Труды ЦИПа, вып. 17(44). 1949.
16. Берг Л. С. Уровень Каспийского моря и условия плавания в Арктике. Л. 1941.
17. Берг Л. С. Климат и жизнь. ОГИЗ. М. 1947.
18. Берлянд Т. Г. Тепловой баланс атмосферы северного полушария. Сб. «А. И. Воейков и современные проблемы климатологии». Гидрометеоиздат. Л. 1956.
19. Блинова Е. Н. Гидродинамическая теория волн давления, температурных волн и центров действия атмосферы. Доклады АН СССР, т. 39, № 7. 1943.
20. Блинова Е. Н. К вопросу о среднем годовом распределении температуры в земной атмосфере с учетом материков и океанов. Известия АН СССР, сер. геогр. и геофиз., т. XI, № 1. 1947.
21. Блинова Е. Н. К вопросу об определении давления на уровне моря. Доклады АН СССР, т. 92, № 3. 1953.
22. Бугаев В. А. О знаке динамических изменений давления в основных типах высотных фронтальных зон. Доклады АН УзССР, № 4. 1952.

23. Бугаев В. А. Планетарные высотные фронтальные зоны и циклогенез. «Метеорология и гидрология в Узбекистане». Изд. АН УзССР. Ташкент 1955.
24. Бугаев В. А. Образование струйного течения в атмосфере под влиянием горных массивов Средней и Центральной Азии. Метеорология и гидрология, № 4. 1958.
25. Бугаев В. А. и Джорджио В. А. Планетарная высотная фронтальная зона. Труды ЦИПа, вып. 25(52). 1951.
26. Бугаев В. А., Джорджио В. А., Козик Е. М., Петросянц М. А., Пшеничный А. Я., Романов Н. Н., Чернышева О. Н. Синоптические процессы над Средней Азией. Изд. АН УзССР. Ташкент. 1957.
27. Будыко М. И. Тепловой баланс северного полушария. Труды ГГО, вып. 18(80). 1949.
28. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Гидрометеоиздат. Л. 1956.
29. Будыко М. И., Берлянд Т. Г., Зубенок Л. И. Методика климатологических расчетов составляющих теплового баланса. Труды ГГО, вып. 48(110). 1954.
30. Будыко М. И., Берлянд Т. Г., Зубенок Л. И. Тепловой баланс поверхности земли. Известия АН СССР, сер. геогр., № 3. 1954.
31. Будыко М. И. (под редакцией). Атлас теплового баланса. Л. 1955.
32. Будыко М. И. и Дроздов О.А. О влагообороте на ограниченной территории суши. «Вопросы гидрометеорологической эффективности полезащитного лесоразведения». Гидрометеоиздат. Л. 1950.
33. Булинская Н. А. Универсальные циркуляционные схемы макропроцессов. Метеорология и гидрология, № 2, 1949.
34. Бурцев А. И. Эволюция осадков в связи с изменением влагосодержания воздуха и вертикальных скоростей в системе циклона. Метеорология и гидрология, № 1, 1956.
35. Бродовицкий К. В., Предтеченский П. П. Основные положения метода долгосрочных предсказаний погоды, учитывающего солнечную активность. Труды ТГО, вып. 1, 1940.
36. Быков В. В., Машкович С. А. К характеристике зональной циркуляции атмосферы. Метеорология и гидрология, № 2. 1956.
37. Бялыницкая В. Г., Педь Д. А. Условия формирования заморозков на Украине. Труды ЦИПа, вып. 49. 1957.
38. Вангенгейм Г. Я. Опыт синоптической характеристики в целях прогноза некоторых типов погоды. Геофиз. сборник, т. VII, вып. 1. 1929.
39. Вангенгейм Г. Я. Материалы для построения синоптических методов характеристики климата. Известия ГГО, № 2—3. 1933.
40. Вангенгейм Г. Я. Опыт применения синоптических методов к изучению и характеристике климата. Центр. управление Гидрометеослужбы СССР. М. 1935.
41. Вангенгейм Г. Я. Долгосрочный прогноз температуры воздуха и вскрытия рек. Труды ГГИ, вып. 10. 1940.
42. Вангенгейм Г. Я. Опыт построения методики прогноза летних осадков. Труды НИУ ГУГМС, сер. IV, вып. 3. 1941.
43. Вангенгейм Г. Я. О макрометеорологических исследованиях и долгосрочных прогнозах погоды в Арктике. Доклады юбил. сессии АНИИ. Изд. Главсевморпути. М.—Л. 1945.
44. Вангенгейм Г. Я. О колебаниях атмосферной циркуляции над северным полушарием. Известия АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 5. 1946.
45. Вангенгейм Г. Я. Предсказание сезонных распределений метеорологических элементов. Известия АН СССР, серия географ. и геофиз., № 5. 1946.
46. Вангенгейм Г. Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных прогнозов для Арктики. Труды АНИИ, т. 34. 1952.

47. Вангенгейм Г. Я. Смещение центров действия атмосферы и среднеширотного зонального потока в связи с преобразованиями западной циркуляции. Сб. Проблемы Арктики, № 5. 1958.
48. Визе В. Ю. О возможности предсказания льдов в Баренцевом море. Известия Центр. гидрометеобюро, вып. 1. 1923.
49. Визе В. Ю. К вопросу о долгосрочном предсказании количества осадков в апреле и мае в Южно-Центральном и Восточном районах Европейской территории Союза. Географ. сборник, том IV, вып. 3. 1925.
50. Визе В. Ю. Льды Баренцева моря и температура воздуха в Европе. Известия Центр. гидрометеобюро, вып. III. 1924.
51. Визе В. Ю. Материалы для предсказания средних месячных и сезонных состояний метеорологических элементов. Журнал геофизики и метеорологии, том III, № 3—4. 1926.
52. Визе В. Ю. Причины потепления Арктики. Советская Арктика, № 1. 1937.
53. Визе В. Ю. Климат морей Советской Арктики, Ленинград. 1940.
54. Визе В. Ю. О потеплении климата полярного бассейна. Проблемы Арктики, № 4. 1941.
55. Визе В. Ю. Колебания солнечной деятельности и ледовитость арктических морей. Доклады юбил. сессии АНИИ. Изд. Главсевморпути. М.—Л. 1945.
56. Вительс Л. А. Вспомогательный синоптический метод долгосрочного фонового прогноза. Метеорология и гидрология, № 4. 1946.
57. Вительс Л. А. Циклоны северных морей и потепление Арктики. Метеорология и гидрология, № 5. 1946.
58. Вительс Л. А. Интенсивность атмосферной циркуляции в Арктике и солнечная активность. Метеорология и гидрология, № 6. 1946.
59. Вительс Л. А. Характеристика барического режима Европейского естественного синоптического района. Труды НИУ ГУГМС, серия II, вып. 15. 1946.
60. Вительс Л. А. Многолетние изменения барико-циркуляционного режима и их влияния на колебания климата. Труды ГГО, вып. 8(70). 1948.
61. Вительс Л. А. Об определении индекса циркуляции по данным синоптического каталога. Метеорология и гидрология, № 5. 1947.
62. Воробьева Е. В. Опыт комплексного использования характеристик формы и интенсивности циркуляции для анализа термических аномалий на юго-востоке Европейской территории СССР. Труды ГГО, вып. 89. 1959.
63. Гандин Л. С., Лайхтман Д. Л., Матвеев А. Г., Юдин М. И. Основы динамической метеорологии, Гидрометеоиздат. Л. 1955.
64. Гирс А. А. К вопросу изучения основных форм атмосферной циркуляции. Метеорология и гидрология, № 3. 1948.
65. Гирс А. А. Вертикальная структура формирования и преобразования основных типов атмосферной циркуляции. Труды АНИИ, т. 33, 1951.
66. Гирс А. А. Особенности планетарной высотной фронтальной зоны, свойственные основным формам циркуляции. Метеорология и гидрология, № 4. 1953.
67. Гирс А. А. К вопросу об изучении общей циркуляции атмосферы. Известия АН СССР, серия геогр., № 4. 1955.
68. Гирс А. А. Некоторые особенности синоптических процессов в Арктике и их связь с общей циркуляцией атмосферы. Труды ГГО, вып. 56(118). 1956.
69. Гирс А. А. Преобразования форм атмосферной циркуляции и их анализ. Метеорология и гидрология, № 3. 1956.
70. Гирс А. А. Многолетние преобразования форм атмосферной циркуляции и изменения солнечной активности. Метеорология и гидрология, № 10. 1956.
71. Гирс А. А. Эпохальные преобразования форм атмосферной циркуляции и связанные с ними колебания уровня Каспийского моря. Известия АН СССР, серия геогр., № 1. 1957.

72. Груза Г. В. О некоторых зональных характеристиках общей циркуляции атмосферы. Доклады АН УзССР, № 4. 1958.
73. Гутман А. Н., Монин А. С. О вертикальной структуре муссонов. Метеорология и гидрология, № 2, 1947.
74. Данилин Б. Дыхание атмосферы. Газета «Известия Советов депутатов трудящихся СССР». 26 апреля 1959.
75. ДжорджиоВ. А. [и др.]. Типы погоды Средней Азии. Журнал Геофизика, т. 5, № 2 (16). 1935.
76. Джорджио В. А. Струйное течение. Метеорология и гидрология, № 6. 1956.
77. Джорджио В. А. О построении средних вертикальных разрезов с целью изучения струйного течения и других особенностей общей циркуляции атмосферы. Труды ТГО, вып. 11 (12). 1956.
78. Джорджио В. А. и Петросянц М. А. Летний антициклон над Тибетом. Доклады АН УзССР, № 8. 1956.
79. Дзердзеевский Б. Л. К вопросу о потеплении Арктики. Известия АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 2. 1943.
80. Дзердзеевский Б. Л. Циркуляционные факторы климата. Сб «Агроклиматические и водные ресурсы районов освоения целинных и залежных земель». Под ред. Ф. Ф. Давитая. Гидрометеоиздат. Л. 1955.
81. Дзердзеевский Б. Л. Проблема колебаний циркуляции атмосферы и климата. «А. И. Воейков и современные проблемы климатологии». Гидрометеоиздат. Л. 1956.
82. Дзердзеевский Б. Л. Циркуляционные схемы сезонов года в северном полушарии. Изв. АН СССР, серия геогр., № 1. 1957.
83. Дзердзеевский Б. Л., Курганская В. М., Витвицкая З. М. Типизация циркуляционных механизмов в северном полушарии и характеристика синоптических сезонов. Гидрометеоиздат. М.—Л. 1946.
84. Дзердзеевский Б. Л., Монин А. С. Типовые свойства общей циркуляции атмосферы в северном полушарии и индекс циркуляции. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 6. 1954.
85. Дмитриев А. А. Влияние материков и океанов на циркуляцию атмосферы. Труды Морского гидрофизич. ин-та АН СССР, т. 2. 1949.
86. Дмитриев А. А. Связь муссонных колебаний давления и температуры с солнечной активностью. Метеорология и гидрология, № 6. 1949.
87. Дородницын А. А., Извеков Б. И., Швец М. Е. Математическая теория общей циркуляции атмосферы. Метеорология и гидрология, № 4. 1939.
88. Дрогайцев Д. А. Формирование аномалии осадков на Украине. Известия АН СССР, серия геогр., № 3. 1957.
89. Дрогайцев Д. А. Долгосрочный прогноз осадков на целинных землях Западной Сибири и Казахстана. Доклады АН СССР, том 117, № 2. 1957.
90. Дрогайцев Д. А. Прогнозы годового стока рек. Известия АН СССР, серия геогр. № 5. 1958.
91. Дроздов О. А. Типизация процессов Европейской территории СССР по фазам. Труды НИУ ГУГМС СССР, серия 1, вып. 13. 1946.
92. Дроздов О. А. О связи различных сторон колебаний климата. Труды ГГО, вып. 84. 1958.
93. Дубенцов В. Р. Летняя трансформация воздушных масс над континентом. Труды ЦИПа, вып. 17. 1949.
94. Дубенцов В. Р. Воздушные течения в стратосфере. Метеорология и гидрология, № 11. 1959.
95. Дулетова Т. А. Об устойчивости в развитии атмосферных процессов. Труды КазНИГМИ., вып. 6. 1956.
96. Дулетова Т. А. [и др.]. Основы синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды. Под ред. С. Т. Пагава. Гидрометеоиздат. М.— Л. 1940.
97. Дыдина Л. А. О принципах составления долгосрочных прогнозов по-

годы малой заблаговременности для Арктики. Изд. Морской транспорт. Л. 1958.
98. Дюбюк А. Ф. О циркуляции атмосферы и типах циркуляции атмосферы над Европой и Западной Сибирью. Труды НИУ ГУГМС, серия 2, вып. 19. 1947.
99. Евсеев П. К. Аэролого-синоптические условия суховеев на юге и юго-востоке Европейской территории Союза ССР. Труды ЦИПа, вып. 7 (94). 1948.
100. Егорова В. И. К вопросу о цикличности основных форм атмосферной циркуляции. Труды ГГО, вып. 87. 1959.
101. Зайков Б. Д. Водный баланс Каспийского моря в связи с причинами понижения его уровня. Труды НИУ ГУГМС, серия 4, вып. 38. 1946.
102. Зверев А. С. Синоптическая метеорология. Гидрометеоиздат. Л. 1957.
103. Зверев А. С. [и др.]. Курс метеорологии (физика атмосферы). Под ред. П. Н. Тверского. Гидрометеоиздат. Л. 1951.
104. Зубян Г. Д. Синоптико-аэрологическое исследование атмосферных фронтов. Гидрометеоиздат. Л. 1955.
105. Зубян Г. Д. Планетарная фронтальная зона в нижней стратосфере. Метеорология и гидрология, № 9. 1956.
106. Зубян Г. Д. Исследование пространственной модели фронта, охватывающей всю тропосферу и нижнюю стратосферу. Метеорология и гидрология, № 5. 1957.
107. Исаев Э. А. Синоптические процессы над Атлантическим океаном и Евразией. Гидрометеоиздат. Л. 1955.
108. Исаев Э. А. Основные харктеристики барического рельефа над Атлантическим океаном и Евразией. Гидрометеоиздат. Л. 1956.
109. Исаев Э. А. Преемственность некоторых типов синоптических процессов. Гидрометеоиздат. Л. 1958.
110. Калинин Г. П. Роль леса в распределении осадков. Метеорология и гидрология. № 2. 1950.
111. Каминский А. А. Данные и мысли о круговороте воды на земном шаре. Известия Центр. гидрометеобюро, вып. 4. 1925.
112. Карты погоды мира и карты среднемесячных значений атмосферного давления геопотенциала и температуры воздуха. Метеорологический бюллетень. Изд. ЦИП. М. 1958.
113. Кац А. Л. Изменение направленности переноса воздушных масс в тропосфере при смене естественных синоптических периодов. Метеорология и гидрология, № 4. 1950.
114. Кац А. Л. Прогнозы погоды малой заблаговременности. Гидрометеоиздат. Л. 1950.
115. Кац А. Л. Изменения барической топографии в синоптических сезонах. Метеорология и гидрология, № 11. 1951.
116. Кац А. Л. К вопросу об определении границ естественных синоптических периодов. Метеорология и гидрология, № 10. 1953.
117. Кац А. Л. Об изучении и оценке общей циркуляции атмосферы. Метеорология и гидрология, № 6. 1954.
118. Кац А. Л. Количественная характеристика горизонтальных составляющих общей циркуляции атмосферы в северном полушарии. Метеорология и гидрология, № 2. 1955.
119. Кац А. Л. Предсказание погоды на 3—7 дней. Гидрометеоиздат. Л. 1958.
120. Кац А. Л. Индекс циркуляции как показатель зональных и меридиональных синоптических процессов. Метеорология и гидрология, № 5. 1959.
121. Кац А. Л. и Семенов В. Г. О продолжительности естественных синоптических периодов за 1938—1948 гг. Метеорология и гидрология, № 3. 1950.
122. Кац А. Л., Морской Г. И., Семенов В. Г. Формирование крупных аномалий температуры воздуха на территории СССР в зимние месяцы. Труды ЦИПа, вып. 49 (76). 1957.

123. Кац А. Л., Тюрина К. И. Циркуляционные особенности зимы 1953/54 г. Метеорология и гидрология, № 1. 1956.
124. Кашин К. И. и Погосян Х. П. О влагообороте в атмосфере. Метеорология и гидрология, № 1. 1950.
125. Кибель И. А. К теории трансформации воздушных масс. Доклады АН СССР, т. 47, № 6. 1945.
126. Клоссовский А. В. Новейшие успехи метеорологии, часть 1. 1882.
127. Колосков П. И. О периоде муссонов. Доклады ГОИНа, № 99. 1947.
128. Кочин Н. Е. Применение теории пограничного слоя к проблеме общей циркуляции атмосферы. Собр. сочинений, т. 1. Изд. АН СССР. М.—Л. 1949.
129. Кочин Н. Е. Об упрощении уравнений гидромеханики для случая общей циркуляции атмосферы. Собр. сочинений, т. 1. 1949.
130. Кричак О. Г. Синоптическая метеорология. Гидрометеоиздат. Л. 1956.
131. Кулик М. С. Об оценке засушливых явлений. Метеорология и гидрология, № 1. 1952.
132. Курганская В. М. Условия развития и смещения на Европейской территории СССР южных циклонов летнего полугодия. Труды ЦИПа, вып. 16 (43). 1949.
133. Курганская В. М. Характеристика засушливых периодов с точки зрения общей циркуляции атмосферы. Известия АН СССР, серия геогр., № 2. 1953.
134. Лир Э. С. Принципы классификации синоптических процессов. Журнал Геофизика, том. I, № 1—2. 1931.
135. Лир Э. С. Основные черты зимнего синоптического процесса в северном полушарии. Журнал Геофизика, т. II, № 34. 1932.
136. Лир Э. С. Типы сезонных циркуляций атмосферы над Евразией и Атлантикой. Метеорология и гидрология, № 1—7. 1936.
137. Максимов И. В. Вековые колебания ледовитости северной части Атлантического океана. Труды Института океанологии АН СССР, т. 8. 1954.
138. Матвеев Л. Т. Общая метеорология (физика атмосферы). Л. 1959.
139. Машкович С. А. Распределение температуры по высоте на разных широтах северного и южного полушарий. Труды ЦИПа, вып. 21 (48), 1950.
140. Машкович С. А. О сезонных изменениях струйных течений. Метеорология и гидрология, № 6, 1956.
141. Машкович С. А., Добрышман Е. М., Хейфец Я. М. Характеристики зональной циркуляции. Гидрометеоиздат. М. 1958.
142. Мировой агроклиматический справочник. Гидрометеоиздат. М.—Л. 1937.
143. Монин А. С. О макротурбулентном обмене в земной атмосфере. Известия АН СССР, серия геофиз., № 4. 1956.
144. Морской Г. И. К проблеме вычисления вертикальной скорости воздуха. Метеорология и гидрология, № 1. 1954.
145. Морской атлас, том 2. 1953.
146. Мультановский Б. П. Влияние центров действия атмосферы на погоду Европейской России в теплое время года. Геофиз. сборник, т. II, вып. 3. 1915.
147. Мультановский Б. П. Основные положения для деления Европейской России на районы по воздействиям полярного центра действия атмосферы. Известия ГФО, № 3. 1920.
148. Мультановский Б. П. Нордостовые штормы Черного моря и их значение для синоптики Европы. Известия Центр. гидрометеобюро, вып. III. 1924.
149. Мультановский Б. П. Основные положения синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды, часть I. Изд. ЦУЕГМС. М. 1933.
150. Научная конференция по проблемам метеорологии Антарктики. (тезисы докладов). Гидрометеоиздат. М. 1959.
151. Несмеянов А. Н. Расширяются наши познания о Земле. Два года

планетарных геофизических наблюдений. Газета «Правда», № 182 I.VII 1959.
152. Орлов Б. П. Проблемы Каспия. Наука и жизнь, № 9. 1957.
153. Пагава С. Т. Естественный синоптический период. Климат и погода, № 3. 1936.
154. Пагава С. Т. Основы синоптического метода долгосрочных прогнозов малой заблаговременности. Труды НИУ, ГУГМС, сер. II, вып. 20. 1946.
155. Пагава С. Т. Определение границ естественного синоптического периода. Метеорология и гидрология, № 6. 1948.
156. Пагава С. Т. Естественный синоптический сезон. Метеорология и гидрология, № 4. 1949.
157. Пагава С. Т. Естественный синоптический район. Труды ЦИПа, вып. 36 (63). 1954.
158. Педь Д. А. О некоторых особенностях циркуляции в естественных синоптических периодах. Метеорология и гидрология, № 8. 1957.
159. Педь Д. А. Определение границ макропроцессов при помощи индекса циркуляции. Труды ЦИПа, вып. 63. 1957.
160. Педь Д. А., Блинникова З. Г. Об определении компонентов высотных деформационных полей естественных синоптических периодов. Метеорология и гидрология, № 10. 1953.
161. Петров Л. С. О структуре колебаний климата Арктики в последние десятилетия. Вестник Ленинградского университета, № 6, серия геологии и географии, вып. 1. 1959.
162. Петросянц М. А. О масштабе орографических влияний на синоптические процессы Средней Азии. Методические указания по службе прогнозов погоды, № 27, УГМС УзССР. 1951.
163. Петросянц М. А. и Чернышева О. Н. Термобарические поля интенсивных областей изменения давления. Метеорология и гидрология в Узбекистане. Изд. АН УзССР. Ташкент. 1955.
164. Погосян Х. П. Сезонные колебания общей циркуляции атмосферы. Труды ЦИПа, вып. 1 (28). 1947.
165. Погосян Х. П. Планетарные фронтальные зоны. Гидрометеоиздат. Л. 1955.
166. Погосян Х. П. Изменение температуры воздуха в системе развивающегося циклона. Метеорология и гидрология, № 1. 1956.
167. Погосян Х. П. Высотные фронтальные зоны и струйные течения в атмосфере. Метеорология и гидрология, № 7. 1957.
168. Погосян Х. П. О некоторых особенностях струйных течений в атмосфере. Известия АН СССР, серия геофиз., № 4. 1958.
169. Погосян Х. П. Общая циркуляция атмосферы. Гидрометеоиздат. Л. 1959.
170. Погосян Х. П., Савченкова Е. И. О числовом выражении вида атмосферной циркуляции. Метеорология и гидрология, № 3. 1950.
171. Покровская Т. В. О воздействии солнечной активности на режим температуры. Труды ГГО, вып. 65 (127). 1956.
172. Покровская Т. В. Оправдываемость прогнозов месячных аномалий температуры воздуха. Труды ГГО, вып. 79. 1958.
173. Покровская Т. В. О применении метода множественной корреляции к качественным правилам долгосрочных прогнозов погоды. Труды ГГО, вып. 87. 1959.
174. Предтеченский П. П. Климаты геологического прошлого и схема зависимости их от изменения солнечной активности. Труды ГГО, вып. 8 (70). 1948.
175. Предтеченский П. П. Цикличность в колебаниях солнечной активности. Труды ГГО, 8 (70). 1948.
176. Предтеченский П. П. Динамика климата в связи с изменениями солнечной деятельности. Труды ГГО, вып. 19 (81). 1950.
177. Простяков С. М. Типы синоптических процессов Восточной Азии. Гидрометеоиздат. М.—Л. 1947.

178. Процеров А. В. Засуха 1946. Труды ЦИПа, вып. 13. 1949.
179. Пчелко И. Г. Синоптические условия засухи 1946 г. Труды ЦИПа, вып. 13. 1949.
180. Пчелко И. Г. Об образовании и эволюции летнего стратосферного антициклона в северном полушарии. Метеорология и гидрология, № 12. 1959.
181. Ракипова Л. Р. О механизме связи между тропосферой и верхними слоями атмосферы. Труды ГГО, вып. 28. 1951.
182. Ракипова Л. Р. Средняя годовая температура земной атмосферы и определяющие ее факторы. Труды ГГО, вып. 41 (103). 1953.
183. Ракипова Л. Р. Распространение механизма связи между верхними и нижними слоями атмосферы на слой ионосферы. Циркуляр Астр. обсерватории Львовского гос. ун-та, № 31. 1955.
184. Ракипова Л. Р. Тепловой режим атмосферы. Гидрометеоиздат. Л. 1957.
185. Ракипова Л. Р. Исследования переноса момента количества движения. Метеорология и гидрология, № 11. 1958.
186. Ракипова Л. Р. О воздействии солнечной активности на общую циркуляцию атмосферы. Труды ГГО, вып. 87. 1959.
187. Рождественский А. А. Исследование синоптических процессов, связанных с осуществлением карских воздействий на основе изучения индексов циркуляции. Труды ГГО, вып. 55. 1955.
188. Рождественский А. А. Опыт статистического обобщения метода фаз Мультановского на основе индексов циркуляции. Труды ГГО, вып. 76. 1958.
189. Рубашев Б. М. К вопросу о влиянии колебаний солнечной активности на процессы в тропосфере. Циркуляр ГАО в Пулкове, № 30. 1940.
190. Рубинштейн Е. С. К проблеме изменения климата. Труды НИУ ГУГМС сер. I, вып. 22. 1946.
191. Рубинштейн Е. С. О влиянии распределения океанов и суши на земном шаре на температуру воздуха. Известия Всесоюзн. геогр. об-ва, № 4. 1953.
192. Рубинштейн Е. С. Об изменении климата СССР за последние десятилетия. Сб. «А. И. Воейков и современные проблемы климатологии». Гидрометеоиздат. Л. 1956.
193. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, часть I. Гидрометеоиздат. Л. 1955.
194. Сарымсаков Т. А., Бугаев В. А. и Джорджио В. А. Статистическая характеристика синоптических положений над Средней Азией для холодного полугодия. Известия АН СССР, серия геогр. и геофиз., т. XI, № 6. 1947.
195. Сарымсаков Т. А., Джорджио В. А. и Бугаев В. А. Статистическая характеристика синоптических положений над Средней Азией для теплого полугодия. Труды ИММ УзССР, вып. 3, Ташкент. 1947.
196. Сарымсаков Т. А. Цепные процессы и проблема прогнозов погоды. Метеорология и гидрология в Узбекистане. Изд. АН УзССР. Ташкент. 1955.
197. Семенов В. Г. Влияние подстилающей поверхности на формирование атмосферных макропроцессов. Труды ЦИПа, вып. 52. 1957.
198. Сергеев Н. И. Синоптические сезоны и сезонные аномалии температуры воздуха холодного полугодия в Восточной Сибири. Сборник работ по синоптике, № 3. 1959.
199. Соскин И. М. Уровень Каспия и солнечная активность. Труды ГГО, вып. 89. 1959.
200. Стовас М. В. Критические параллели земного эллипсоида. Автореферат диссертации. Л. 1951.
201. Труды Центрального института прогнозов, вып. 11 (38). Вопросы долгосрочных прогнозов. Под ред. С. Т. Пагава. 1949.
202. Труды Центрального института прогнозов, вып. 71. Вопросы долгосрочных прогнозов. Под ред. В. М. Курганской. 1958.

203. Тябин Н. И. Многолетние колебания гидрометеорологических условий приатлантической Арктики и их связь с солнечной активностью. Автореферат диссертации. АНИИ. Л. 1958.
204. Усманов Р. Ф. О причинах формирования планетарной фронтальной зоны и субтропической полосы высокого давления. Метеорология и гидрология, № 3. 1953.
205. Федоров Е. Е. Влияние солнечных пятен на температуру и давление воздуха. Известия ГФО, № 3. 1920.
206. Храбров Ю. Б. Прогноз волн холода в Средней Азии на естественный синоптический период. Труды ЦИПа, вып. 19 (46). 1949.
207. Храбров Ю. Б. Основные черты развития синоптических процессов в естественных синоптических периодах. Труды ЦИПа, вып. 63. 1957.
208. Храбров Ю. Б. Прогноз циркуляционных условий однородного макросиноптического процесса. Труды ЦИПа, вып. 63. 1957.
209. Храбров Ю. Б. Некоторые вопросы учета солнечной активности при составлении месячных прогнозов погоды. Труды ЦИПа, вып. 71. 1958.
210. Храбров Ю. Б. Методика составления прогнозов погоды на 3—7 дней. Гидрометеоиздат, М. 1959.
211. Хргиан А. Х. Физика атмосферы. Гостехиздат. М. 1953.
212. Хромов С. П. Новые карты главных фронтальных зон. Метеорология и гидрология, № 8. 1940.
213. Хромов С. П. Синоптическая метеорология. Гидрометеоиздат. Л. 1948.
214. Хромов С. П. Географическое размещение климатологических фронтов. Известия Всесоюзн. геогр. об-ва, т. 82, вып. 2. 1950.
215. Хромов С. П. Муссон как географическая реальность. Известия Всесоюзн. геогр. об-ва, т. 80, вып. 3. 1950.
216. Хромов С. П. Муссоны в общей циркуляции атмосферы. Сб. «А. И. Воейков и современные проблемы климатологии». Гидрометеоиздат. Л. 1956.
217. Хромов С. П. Колебания климата и современное потепление. Природа, № 1. 1956.
218. Хромов С. П. Некоторые вопросы тропической метеорологии. Тезисы докладов на шестой научной сессии ТбилНИГМИ. 1959.
219. Хромов С. П. и Эйгенсон М. С. Зональные особенности общей циркуляции атмосферы, критические параллели геоида и солнечная активность. Циркуляр ЛАО, № 28. 1954.
220. Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь. Гидрометеоиздат. Л. 1955.
221. Швец М. Е. Об особенностях атмосферных движений в экваториальной зоне. Труды ГГО, вып. 33 (35). 1953.
222. Шишков В. Г. Об естественном синоптическом периоде. Труды ГГО, вып. 27. 1939.
223. Шнитников А. В. Общие черты циклонических колебаний уровня озер и увлажнения территории Евразии в связи с солнечной активностью. Бюллетень комиссии по иссл. Солнца, № 3—4. 1949.
224. Штабова А. И. Типы синоптических процессов Дальнего Востока. Труды МГМИ. 1941.
225. Штабова А. И. Оси антициклонов на Дальнем Востоке. Труды МГМИ. 1941.
226. Шулейкин В. В. Атлантические воды и климат СССР. Известия АН СССР, № 8—9. 1935.
227. Шулейкин В. В. Физическая схема тепловых потоков с моря на материк (Основы теории муссонов). Известия АН СССР, серия геофиз. № 3. 1937.
228. Шулейкин В. В. О физических корнях погоды. Доклады АН СССР, т. XXVIII, № 4. 1940.
229. Шулейкин В. В. Колебания тепловых потоков в атмосфере и небывалые морозы 1940 г. Доклады АН СССР, т. XXVIII, № 4. 1940.
230. Шулейкин В. В. Термобарические сейши как фактор смены погоды. Известия АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 1—2, 1942.

231. Шулейкин В. В. Тепловые взаимодействия между океаном, атмосферой и материком. Сборн. докладов на Юбил. сессии АН СССР. 1947.
232. Шулейкин В. В. Физика моря. Изд. АН СССР, М. 1953.
233. Эйгенсон М. С. О продолжительности существования групп солнечных пятен. Циркуляр ГАО в Пулкове, № 30. 1940.
234. Эйгенсон М. С. Вековые изменения солнечной активности и его геофизические последствия. Доклады АН СССР, том. III, № 5. 1945.
235. Эйгенсон М. С. Геофизические проявления векового цикла деятельности Солнца. Известия Всесоюзн. геогр. об-ва, т. 83, вып. 1. 1951.
236. Эйгенсон М. С. Очерки физико-географических проявлений солнечной активности. Львов. 1957.
237. Эйгенсон М. С. Колебания уровня Каспийского моря и солнечная активность. Сверхдолгосрочные прогнозы уровня Каспийского моря. М. 1957.
238. Angström A. Geographical Annalen. H. 1. 1939.
239. Baum W. and Thompson F. Long range weather forecasting in the Soviet Union. BAMS, No. 8, 1959.
240. Baur F. Zur Messung des allgemeinen Luftkreislaufes in der gemässigten Zone. Ann. Hydr. und Marit. Met., August, 1938.
241. Baur F. Einführung in die Grosswetterkunde. Wiesbaden, 1948.
242. Baur F. Extended range weather forecasting. Compendium of Meteorology, 1951.
243. Baur F. Über die grundsätzliche Möglichkeit longfristiger Witterungsvorhersagen. Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie. Heft 1, 1944.
244. Baur F. Physikalisch — Statistische Regeln als Grundlagen für Wetter — und Witterungsvorhersagen. Akademische Verlagsgesellschaft MBH, Frankfurt am Main, 1956.
245. Bjerknes V u. a. Physikalische Hydrodynamik. 1933.
246. Bodurtha F. An investigation of anticyclogenesis in Alaska. Journ. of Meteogology, V. 9. No. 2, IV. 1952.
247. Brandtner. Grundzüge der atmosphärischen Zirculation und Klimagürtel. Abh. Dtsch. Geographentag, 28, 105, 1951.
248. Brooks C. Upper winds over the World. Meteorol. off. Gr. Britain Geoph. Mem., V. 85, 1950.
249. Chen-Chao-Koo. Der dynamische Einfluss der Hochlandes von Tibet auf die Ost — Asiatische Zirculation. Acta Physica Acad. Sc. Hungaricaet, IV, 1955.
250. Craddock J. M. Research in the Meteorological Office concerned with Long-range forecasting. The meteorological magazine, August, 1958, No. 1,034, vol. 87.
251. Defant A. Die Zirkulation der Atmosphäre in den gemässigten Breiten der Erde. Geogr. Ann. 3, 209, 1921.
252. Haurwitz B. The motion atmospheric disturbances on the spherical earth. J. Marine Research, vol. 3, 1940.
253. Elliot R. Studies of persistent regularities in weather phenomena. Calij. Jnst. Techn., 1942.
254. Elliot R. Extended weather forecasting by weather types methods. U. S. 1943.
255. Elliot R. Extended Range forecasting by weather types. Compendium of Meteorol., 1951.
256. Fletcher R. D. The general circulation of the tropical and aquatorial atmosphere. J. Meteorology, N 2, 1945.
257. Flohn H. Studien zur allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre. Ber. des D. W. A. in der U. S. Zone, N 18, 1950.
258. Flohn H. Passatzirculation on äquatoriale Westwindsonal. Arch. Met. Geoph. Bioklim., Bd. 3, 1951.
259. Flohn H. Solar Vorgänge im Wettergeschehen. Archiv für Meteor. Geophysik and Bioklim., Serie A, B. III, 1951.

260. Flohn H. Die Revision der Lehre vom Passatkreislauf. Met. Rundschau 6, 1953.
261. Gregor Z., Krivsky L. Met. Zpravy, 1956.
262. Jaw J. J., Tao S. G., Kao G. S., Liu K. N. Statistical studies on the general circulation in middle latitudes. Journal of the Chinese Geophisical Society, vol. 1, No. 2, June 1949.
263. Jones F. M. Classification of dayly weather charts 1930—1941. Persistence and movement of the main high pressure systems. 1943.
264. Kellogg W. W. and Schilling. A proposed model of the circulation in the upper stratosphere. Journal of Meteorol., 1951, No. 4.
265. Kochansky A. and Wasko P. Min wind flow of the 50 and 25 mb. levels. BAMS., No. 2, 1956.
266. Kubota S, Ziba M. Transler of angular momentum in the atmosphere. Papers Meteorology and Geophysics, N 5, 1952.
267. Kuo H. Z. The motion of atmospheric vortices and the general circulation. Journ. of Meteorol., N 7, 1950.
268. Lettau N. Glob — Austausch über Europa und dem Nordatlantik im Winter 1931. Gerlands Beiträge zur Geophysick, H. 4, 1933.
269. Lorenz E. Flow of angular momentum as a predictor for zonal westerlies. Journ. Meteorol., V. 9, 1952.
270. Mieghem J. Seasonal variation of the rotation of earth and general circulation. Deutsche Wetterdienst Berichte. U. S. Zone, N 35, 1952.
271. Mintz J. The geostrophic poleward flux of angular momentum in the month of january. Tellus, N 3, V. 1, 1949.
272. Mintz J. The maintanance of the mean zonal motion of the atmosphere. Tellus, V. 3, 1951.
273. Mintz J., Kao S. A zonal-index tendency equation and its application to forecast of the zonal flow. Journ. Meteorology, N 9, 1952.
274. Miller J. E. Studies of large scale vertical motions of the atmosphere. Meteor. Pap., New Jork Univ., N 1, 1949.
275. Möller. Eine Berechnung des horisontalen Grossaustausch über dem Atlantischen Ozean. Archiv für Meteorologie Geophysik und Bioklimatologie, Seria A, Meteor. und Geoph., Bd. 2, H-1, 1950.
276. Namias J. Extended forecasting by mean circulation methods. U. S. Weather Bureau, Washington, D. C. 1947.
277. Namias J. The index cycle and its role in the general circulation. Journ. of Meteorology, 7, 1950.
278. Namias J. Thirty-day forecasting; a review of a ten-year experiment. Meteorological Monographs, N 6, 1953.
279. Namias J. and Smith K. Normal distribution of pressure at the 10.000 foot level over the Northern hemisphere. U. S. Weather Bureau, Washington, 1944.
280. Namias J. and Clapp F. Confluence theory of the high tropospheric jet stream. Journ. of Meteorology, vol. 6, N 5, 1949.
281. Namias J. and Clapp F. Obserwational circulation patterns. Compendium of Meteorology, 1951.
282. Nansen F. und Helland-Hansen B. Temperatur — Schwankungen der Nordatlantischen Ozeans und in der Atmosphäre. Videnskapssel skapels Skrifter. Math — naturv., klasse, 1916.
283. Normal weather charts for the northern hemisphere. U. S. Weather Bureau, 1952.
284. Normal weather maps Northern hemisphere upper level. U. S. Weather Bureau, Washington, 1953.
285. Palmen E. The role of atmospheric disturbanses in the general circulation. Quarterly journal of the Royal Meteorology Society, vol. 77, 1951, N 333.
286. Pant S. Circulation in the upper atmosphere. Journal of Geophysical Research, vol. 61, N 3, 1956.
287. Panofsky H. Progress report of study of day to day changes of angular momentum of atmospheric zonal rings. Report, N 5, 1950.

288. Petterssen Sv. Some aspects of the general circulation of the atmosphere. Centenary Proceedings. Royal Meteorol. Society, 1950. London.
289. Picha J. Met. Spravy, 1950, N 4—5.
290. Reathen P. Das planetarische zirculationssystem. Ann. Meteor., 4, 65, 1951.
291. Riehl N., Alaka M. The jet stream. Meteorology monographs, V. 2, N 7, 1954.
292. Rienl H., Jeh T. C. and La-Seur N. E. A study of variations of the general circulation. Journ. of Meteorology, vol. 7, N 3, 1950.
293. Rodewald M. Zur Frage der allgemeinen Zirkulation im strengen Winter 1928/1929. Annalen der Hydrographie. . . . 1937.
294. Rossby C. G. Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacement of the semipermanent centers of action Journ. of Mar. Research, vol. 11, N 1, 1939.
295. Rossby C. G. The scient basis of modern meteorology. 1941.
296. Rossby C. G. On displacements and intensity shanges of atmospheric vortices. Journ. of Mar. Research, 7, 1948.
297. Rossby C. G. On the nature of the general circulation of the lower atmosphere. The atmosphers of the Earth and Planets. Chicago, 1947.
298. Rossby C. G. and Willet H. C. The circulation of the upper troposphere and lower stratosphere. Science. Dec., 10, 1948, vol. 108.
299. Rossby C. G. On the distribution of angular velocity in caseous envelopes under the influence of large-scale horizontal mixing processes. Bull. Amer. Meteor. Soc., 28, N 2, 1947.
300. Scherhag R. Die Erwarmung der Arktik. Journ. du Cons. Jntern. pour l'Explor de la Mer., N 3, 1937.
301. Scherhag R. Die Erwarmung des Polargebiets. Annalen d. Hydrogr., II, 1939.
302. Scherhag R. Wetteranalyse und Wetterprognose. Berlin — Göttingen — Heidelberg. 1948.
303. Scherhag R. Die explosionsartgen Stratosphärener wärmungen des spätwinters 1951/1952. Ber. Deutsche Wetterdienstes. U. S. Zone, 38, 1952.
304. Shilling G. F. and Stern T. E. Densities and temperatures of the upper atmosphere inferred from satellite observations. Journ. of. Geoph. Research, vol. 64, N 1, 1959.
305. Schinze. Die praktische wetteranalyse. Hamburg, 1933.
306. Sheppard P. A. The general circulation of the atmosphere. Weather, October, 1958.
307. Starr W. P., White R. M. Meridional flux of angular circulation of the atmosphere. Tellus, 4, 1952.
308. Van Bebber E. und Köppen W. Die isobarentypen d. Nordatlantischen Ozeans und Westeuropa. Aus d. Archiv d. Deutsche Seewarte, N 4, 1895.
309. Wagner A. Die allgemeine Zirculation im strengen Winter 1928—1929. Annalen der Hydrographie und Meritimen Meteorologie, H. X, 1937.
310. Wagner Zur Bestimmung der Intencität der allgemeinen Zirculation. Annalen der Hydrographie und Maritimen. Meteorologie, April, 1938.
311. Walker G. T. Correlations in seasonal variations of weather. Memoirs of the India Meteorological Department, 1910—1924.
312. Walker G. T. Bull. Amer. Geolog. Soc., 35, 1924.
313. Walter W. Some possible applications of momentumtransport theory. Journ. Meteorology, VII, 1954.
314. Wexler H. Seasonal and other temperature changes in the Antarctic atmosphere. Quarterly journal of the Royal-Meteorological Society, vol. 85. July 1959.
315. Widger K. A. study of the flow of angular momentum in the atmosphere. Journ. of Meteorology, V. 6, 1949.

316. Willet H. C. Final report of the Weather Bureau M. I. T. extended. forecasting project for the final year July 1, 1946—June 30, 1947. Cambridge Mass. M. I. T., 1947.
317. Willet H. C. Long-period fluctuations of the general circulation of the atmosphere. Journ. of Meteorology, vol. 6, N 1, 1949.
318. Willet H. C. Solar variability as a factor in the fluctuations of climate during geological time. Geogr. Annallen, 31, 1949.
319. Teisserenc de Bort. Étude sur l'hiver de 1879—1880 et recherches sur la position des centres d'action de l'atmosphere dans les hivers anomaux. Ann. du. Bureau Central Met. de France, T. 11, Paris, 1883.
320. Jen Tu-cheng. On the orographical and thermal influence of the land-and-sea-distribution on the general circulation of the atmosphere. Journ. Chinese Geophys. Soc., 2, 1951.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Индексы интенсивности и формы циркуляции по средним картам AT_{500} синоптических периодов за 1938—57 гг. (в дкм/град экв.) для атлантико-евразийской части полушария (от 30° з. д. до 110 в. д.°)

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
1938 г.										
31/XII–37 г. 6/I–38 г.	0,94	0,69	0,30	0,34	3,13	2,03	22	11	12	С
7/I—12/I	0,42	0,38	1,34	1,59	0,31	0,24	11	13	16	В
13/I—19/I	0,58	0,61	0,95	0,79	0,61	0,77	12	11	13	С
20—26/I	0,70	0,42	0,92	1,18	0,76	0,36	21	11	14	С
27/I—2/II	0,84	0,92	1,18	1,43	0,71	0,64	11	13	13	В
3—9/II	0,58	0,42	0,88	1,27	0,66	0,33	11	06	09	З
10—15/II	0,72	0,71	0,56	0,84	1,28	0,84	22	12	12	С
16—23/II	1,24	1,56	1,09	1,41	1,14	1,11	22	08	08	З
24/II—1/III	0,65	0,50	0,78	0,84	0,83	0,60	21	07	07	З
2--9/III	0,90	0,96	1,22	1,68	0,74	0,57	11	07	09	З
10—17/III	1,37	1,31	1,11	1,45	1,23	0,90	22	07	10	З
18—25/III	0,72	0,58	1,27	1,72	0,57	0,34	11	08	08	З
26/III—2/IV	0,71	0,77	1,20	1,72	0,59	0,45	11	11	09	С
3—9/IV	0,88	0,77	1,35	1,82	0,65	0,42	11	09	09	С
10—17/IV	0,75	0,65	0,83	1,16	0,86	0,56	21	08	09	З
18—23/IV	0,88	0,75	0,66	1,07	1,33	0,70	21	12	12	С
24—29/IV	0,70	0,65	0,78	1,07	0,90	0,61	21	09	09	С
30/IV—6/V	0,58	0,77	0,68	0,95	0,85	0,81	22	12	09	С
7—12/V	0,71	0,79	0,82	1,29	0,86	0,61	21	12	16	С
13—17/V	0,66	0,46	0,92	1,50	0,72	0,31	11	02	08	Ц
18—23/V	0,67	0,76	0,90	1,14	0,75	0,67	21	02	07	Ц
24—28/V	0,49	0,54	0,74	0,68	0,66	0,79	12	04	03	Ц
29/V—2/VI	0,56	0,38	0,56	0,52	1,00	0,73	21	13	13	В
3—9/VI	0,80	0,65	0,74	0,59	1,08	1,10	22	02	02	Ц
10—15/VI	0,68	0,63	0,82	1,43	0,82	0,44	21	01	12	Ц
16—21/VI	0,52	0,52	0,91	1,14	0,57	0,46	11	11	09	С
22—27/VI	0,51	0,60	0,96	1,23	0,53	0,49	11	03	12	Ц
28/VI—2/VII	0,82	0,77	0,70	0,91	1,17	0,85	22	01	12	Ц
3—7/VII	0,96	0,60	0,50	0,41	1,92	1,46	22	04	13	Ц
8—12/VII	0,71	0,79	0,94	1,14	0,76	0,69	21	04	01	Ц
13—17/VII	0,74	0,90	0,38	0,34	1,95	2,65	22	01	01	Ц
18—22/VII	0,74	0,86	0,32	0,32	2,31	2,69	22	01	04	Ц
23—28/VII	0,75	0,84	0,49	-0,04	1,53	21,0	22	14	03	В
29/VII—3/VIII	0,42	0,21	0,52	0,61	0,81	0,34	21	03	16	Ц
4—9/VIII	0,70	0,65	0,45	0,70	1,56	0,93	22	02	08	Ц
10—15/VIII	0,58	0,58	0,80	0,98	0,77	0,59	21	04	07	Ц
16—21/VIII	0,70	1,00	0,86	0,82	0,81	1,22	22	14	12	В
22—27/VIII	0,70	0,40	0,54	0,70	1,30	0,57	21	13	14	В

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
28/VIII—3/IX	0,84	0,96	0,50	0,20	1,50	4,80	22	04	03	Ц
4—10/IX	0,88	0,94	0,57	0,41	1,54	2,29	22	13	13	В
11—17/IX	0,93	1,13	1,12	1,59	0,83	0,71	21	12	13	С
18—24/IX	0,64	0,58	0,78	0,79	0,82	0,73	21	03	02	Ц
25/IX—1/X	0,64	0,69	0,72	0,68	0,89	1,01	22	02	03	Ц
2—7/X	0,76	0,69	0,98	0,75	0,78	0,92	22	02	02	Ц
8—14/X	0,64	0,77	1,24	1,04	0,52	0,75	12	04	13	Ц
15—21/X	0,57	0,65	1,40	1,41	0,41	0,46	11	07	12	З
22—26/X	0,58	0,35	0,64	0,70	0,91	0,50	21	11	05	С
27/X—1/XI	0,48	0,42	0,81	1,14	0,59	0,37	11	04	08	Ц
2—8/XI	0,66	0,69	1,32	1,61	0,50	0,43	11	11	09	С
9—15/XI	0,75	0,58	1,21	1,88	0,62	0,31	11	07	01	З
16—20/XI	0,60	0,58	1,04	0,70	0,58	0,83	12	08	08	З
21—26/XI	0,70	0,60	1,36	1,38	0,51	0,43	11	02	14	Ц
27/XI—2/XII	0,56	0,40	0,88	1,04	0,64	0,38	11	13	13	В
3—7/XII	0,42	0,48	0,82	0,95	0,51	0,50	11	14	04	В
8—12/XII	0,73	0,83	0,58	0,43	1,26	1,90	22	02	14	Ц
13—18/XII	0,72	0,84	0,25	0,41	2,88	2,05	22	06	02	З
19—24/XII	0,60	0,65	0,44	0,16	1,36	4,06	22	04	02	Ц
25—31/XII 38 г.	0,77	0,77	0,82	0,93	0,94	0,83	22	12	13	С
1939 г.										
1—6/I	0,65	0,58	0,90	0,75	0,72	0,77	12	13	12	В
7—11/I	0,65	0,79	1,30	1,45	0,50	0,54	11	07	07	З
12—17/I	0,70	0,50	1,66	1,93	0,42	0,26	11	04	05	Ц
18—22/I	0,62	0,75	1,33	1,75	0,47	0,43	11	03	07	Ц
23—28/I	0,74	0,74	0,99	1,16	0,75	0,63	21	04	08	Ц
29/I—3/II	0,97	1,00	1,25	1,48	0,78	0,68	21	07	07	З
4—10/II	0,96	0,61	1,72	2,04	0,56	0,30	11	07	08	З
11—17/II	0,82	1,04	1,67	2,43	0,49	0,43	11	08	09	З
18—22/II	0,72	0,65	1,10	1,70	0,65	0,38	11	11	02	С
23/II—1/III	0,64	0,54	0,64	0,77	1,00	0,70	21	02	04	Ц
2—6/III	0,86	1,06	1,06	1,43	0,81	0,74	21	03	02	Ц
7—11/III	0,54	0,48	1,20	1,25	0,45	0,38	11	10	01	С
12—18/III	0,85	0,67	0,94	1,00	0,90	0,67	21	09	09	С
19—23/III	0,86	0,71	1,09	1,32	0,79	0,54	21	09	13	С
24—29/III	0,80	0,77	0,67	0,39	1,19	1,97	22	13	06	В
30/III—3/IV	1,05	1,17	1,00	0,86	1,05	1,36	22	07	10	З
4—8/IV	0,61	0,61	1,35	1,43	0,45	0,43	11	02	08	Ц
9—14/IV	0,78	0,77	1,41	1,50	0,55	0,51	11	07	02	З
15—21/IV	0,64	0,73	1,50	2,07	0,43	0,35	11	08	09	З
22—28/IV	0,99	1,21	1,16	1,84	0,85	0,66	21	13	09	В
29/IV—4/V	0,74	1,04	1,41	1,91	0,52	0,54	11	13	08	В
5—10/V	0,65	1,00	1,08	1,16	0,60	0,86	12	14	07	В

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
11—16/V	0,87	0,88	1,14	1,32	0,72	0,66	11	01	08	Ц
17—29/V	0,50	0,31	1,08	1,59	0,46	0,19	11	14	07	В
23—28/V	0,86	0,92	0,90	1,02	0,96	0,90	22	12	04	С
29/V—4/VI	0,90	0,92	0,91	1,82	0,99	0,50	21	11	09	С
5—10/VI	0,59	0,84	1,43	2,18	0,41	0,38	11	08	09	З
11—15/VI	0,55	0,61	0,96	1,04	0,57	0,59	11	13	14	В
16—20/VI	0,62	0,73	0,41	0,16	1,51	4,56	22	13	03	В
21—25/VI	0,54	0,54	0,60	0,75	0,90	0,72	21	13	08	В
26/VI—2/VII	0,54	0,58	0,74	0,88	0,75	0,66	21	04	13	Ц
3—8/VII	0,65	0,65	0,62	0,16	1,05	4,06	22	02	13	Ц
9—13/VII	0,63	0,56	0,83	0,93	0,76	0,60	21	01	09	Ц
14—18/VII	0,84	0,71	0,66	0,61	1,27	1,16	22	13	12	В
19—24/VII	0,81	0,86	0,90	1,04	0,90	0,83	22	01	01	Ц
25—29/VII	0,75	0,88	0,74	0,41	1,01	2,15	22	12	01	С
30/VII—3/VIII	0,68	0,81	0,90	1,11	0,76	0,73	21	01	16	Ц
4—8/VIII	0,70	0,81	0,72	0,86	0,97	0,94	22	13	02	В
9—13/VIII	0,90	1,25	0,86	0,88	1,05	1,42	22	02	02	Ц
14—20/VIII	0,74	0,71	0,56	0,84	1,32	0,84	22	02	07	Ц
21—26/VIII	0,71	0,79	0,92	1,27	0,77	0,62	21	04	02	Ц
27/VIII—1/IX	0,76	0,79	0,82	0,95	0,93	0,83	22	02	07	Ц
2—8/IX	0,80	0,75	0,72	0,86	1,11	0,87	22	07	07	З
9—15/IX	0,74	0,79	1,20	1,79	0,62	0,44	11	01	07	Ц
16—21/IX	0,74	0,75	1,24	1,91	0,60	0,39	11	01	08	Ц
22—27/IX	0,98	1,42	0,94	1,36	1,04	1,04	22	09	09	С
28/IX—3/X	0,76	0,94	1,24	1,59	0,61	0,59	11	10	09	С
4—9/X	0,65	0,79	1,00	0,41	0,65	1,93	12	08	07	З
10—15/X	0,70	0,84	0,78	0,14	0,90	1,42	22	02	02	Ц
16—23/X	0,72	0,65	1,56	2,09	0,46	0,31	11	01	08	Ц
24—30/X	0,86	0,81	0,84	1,20	1,02	0,68	21	13	12	В
31/X—7/XI	0,62	0,92	1,10	0,70	0,56	1,31	12	03	03	Ц
8—14/XI	0,48	0,35	1,40	1,79	0,34	0,20	11	01	16	Ц
15—20/XI	0,59	0,71	1,40	1,04	0,48	0,70	11	12	13	С
21—25/XI	0,54	0,42	1,04	0,95	0,52	0,44	11	11	14	С
26/XI—1/XII	0,84	1,21	1,38	1,59	0,64	0,74	11	11	13	С
2—6/XII	0,61	0,77	1,36	1,27	0,45	0,60	11	15	15	В
7—11/XII	0,66	0,56	1,24	1,20	0,53	0,47	11	13	03	В
12—16/XII	0,61	0,77	1,04	1,02	0,59	0,75	12	12	02	С
17—23/XII	0,81	1,04	1,67	2,27	0,48	0,46	11	08	08	З
24—30/XII	1,13	1,46	1,30	1,34	0,87	1,09	22	09	09	С
1940 г.										
31/XII-39—5/I-40 г.	0,59	0,44	1,30	1,16	0,45	0,38	11	10	12	С
6—11/I	0,70	0,61	0,85	0,50	0,82	1,22	22	07	03	З
12—18/1	0,98	0,77	0,75	0,48	1,31	1,60	22	11	09	С

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
19—23/I	0,56	0,38	0,70	0,84	0,80	0,45	21	14	10	В
24—30/I	0,47	0,46	0,62	0,70	0,75	0,66	21	07	01	З
31/I—6/II	0,39	0,46	0,78	0,41	0,50	1,12	12	15	03	В
7—14/II	0,58	0,50	0,74	0,32	0,78	1,56	22	12	06	С
15—21/II	0,92	1,11	1,32	1,72	0,70	0,64	11	10	08	С
22—28/II	0,80	0,98	1,72	2,34	0,46	0,42	11	08	09	З
29/II—5/III	0,98	0,84	0,46	0,43	2,13	1,95	22	10	12	С
6—10/III	0,76	0,46	1,07	0,57	0,71	0,81	12	12	04	С
11—16/III	0,89	1,08	1,53	1,77	0,58	0,61	11	09	09	С
17—23/III	0,77	0,81	1,01	1,16	0,76	0,70	21	10	07	С
24—30/III	0,64	0,69	1,22	1,36	0,52	0,51	11	15	09	В
31/III—7/IV	0,52	0,61	1,71	2,20	0,30	0,28	11	10	09	С
8—14/IV	0,60	0,36	1,18	1,59	0,51	0,23	11	12	12	С
15—20/IV	0,74	0,48	1,41	1,66	0,52	0,29	11	13	09	В
21—26/IV	0,99	1,13	1,34	2,18	0,73	0,52	11	13	09	В
27/IV—3/V	0,78	0,81	1,02	1,11	0,76	0,73	21	02	06	Ц
4—11/V	0,80	0,88	0,52	0,73	1,54	1,20	22	13	04	В
12—17/V	0,76	0,83	0,62	0,48	1,22	1,72	22	11	03	С
18—23/V	0,70	0,75	0,73	0,64	0,96	1,17	22	11	05	С
24—30/V	0,64	0,65	0,88	0,79	0,73	0,82	12	04	08	Ц
31/V—6/VI	0,69	0,69	0,86	1,36	0,80	0,51	21	07	08	З
7—12/VI	0,74	0,81	0,78	1,04	0,95	0,78	22	10	10	С
13—17/VI	0,61	0,69	0,60	0,32	1,02	2,16	22	10	03	С
18—22/VI	0,41	0,33	0,87	0,95	0,47	0,35	11	07	04	З
23—28/VI	0,84	0,92	0,54	0,64	1,56	1,44	22	13	04	В
29/VI—6/VII	0,26	0,25	0,72	0,84	0,36	0,30	11	02	08	Ц
7—12/VII	0,82	0,77	0,45	0,20	1,82	3,85	22	13	14	В
13—17/VII	0,58	0,38	0,72	0,61	0,80	0,62	21	13	07	В
18—23/VII	0,58	0,63	0,96	0,98	0,60	0,64	11	01	13	Ц
24—30/VII	0,60	0,61	0,80	0,25	0,75	2,44	22	09	16	С
31/VII—5/VIII	0,72	0,86	0,75	1,00	0,96	0,86	22	12	09	С
6—11/VIII	0,68	0,56	0,96	0,98	0,71	0,57	11	13	14	В
12—17/VIII	0,70	0,65	0,59	0,52	1,19	1,25	22	14	13	В
18—23/VIII	0,92	0,92	0,77	0,84	1,19	1,10	22	13	13	В
24—30/VIII	0,98	1,19	0,60	0,64	1,63	1,86	22	14	13	В
31/VIII—6/IX	0,74	0,88	0,66	0,43	1,12	2,05	22	11	13	С
7—13/IX	0,68	1,02	1,20	1,41	0,57	0,72	11	13	16	В
14—20/IX	0,66	0,54	1,06	0,75	0,62	0,72	11	13	14	В
21—25/IX	0,78	0,92	1,01	0,93	0,77	0,99	22	13	13	В
26—30/IX	0,57	0,48	0,66	1,48	0,86	0,32	21	11	12	С
1—6/X	0,86	0,77	1,51	1,70	0,58	0,45	11	01	02	Ц
7—13/X	0,69	0,92	1,19	1,14	0,60	0,80	12	04	04	Ц
14—20/X	0,87	1,09	0,74	0,66	1,18	1,65	22	04	04	Ц
21—25/X	0,68	1,04	1,20	1,14	0,57	0,91	12	07	08	З
26—30/X	0,80	0,88	1,56	1,91	0,51	0,46	11	08	08	З

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
31/X—5/XI	0,33	0,42	1,31	1,14	0,25	0,37	11	13	09	В
6—10/XI	0,66	0,92	1,72	2,11	0,38	0,44	11	16	09	В
11—17/XI	0,49	0,25	1,54	1,77	0,32	0,14	11	04	03	Ц
18—22/XI	0,72	0,65	1,43	1,61	0,50	0,40	11	13	04	В
23—27/XI	0,37	0,35	1,68	2,43	0,22	0,14	11	06	13	З
28/XI—2/XII	0,90	1,04	1,53	2,18	0,59	0,48	11	08	08	З
3—9/XII	0,40	0,38	1,51	1,77	0,26	0,21	11	09	09	С
10—16/XII	0,62	0,83	1,14	0,95	0,54	0,87	12	08	01	З
17—23/XII	0,74	0,75	0,64	1,02	1,16	0,74	21	07	05	З
24—28/XII	1,08	1,31	1,18	1,70	0,92	0,77	22	05	08	З
1941 г.										
29/XII-40—2/I-41 г.	1,02	1,38	1,54	1,59	0,72	0,99	12	09	08	С
3—7/1	0,95	0,94	1,24	1,82	0,77	0,52	21	04	08	Ц
8—13/I	0,68	0,90	1,52	1,98	1,12	1,29	22	07	08	З
14—18/I	0,56	0,73	1,46	1,91	0,31	0,46	11	16	08	В
19—24/I	0,42	0,61	1,20	1,09	0,35	0,56	11	02	09	Ц
25—30/I	0,96	1,02	1,20	1,23	0,80	0,83	22	10	09	С
31/I—5/II	0,44	0,19	1,45	1,54	0,30	0,12	11	01	05	Ц
6—11/II	0,50	0,56	1,50	1,50	0,33	0,37	11	11	16	С
12—18/II	0,42	0,46	1,18	0,54	0,36	0,85	12	03	13	Ц
19—25/II	0,90	0,86	1,02	0,57	0,88	1,51	22	13	13	В
26/II—3/III	0,38	0,38	1,62	1,52	0,23	0,25	11	16	01	В
4—10/III	0,48	0,36	1,26	1,38	0,38	0,26	11	02	04	Ц
11—15/III	0,96	0,88	1,19	0,88	0,80	1,00	22	12	06	С
16—20/III	0,87	0,69	0,88	0,57	0,98	1,21	22	10	06	С
21—25/III	0,97	0,69	1,30	1,32	0,75	0,52	21	09	09	С
26—29/III	0,62	0,50	1,29	1,13	0,48	0,44	11	07	02	З
30/III—4/IV	0,52	0,50	1,74	1,75	0,29	0,28	11	13	03	В
5—11/IV	0,64	0,69	1,52	2,02	0,42	0,34	11	12	12	С
12—16/IV	0,56	0,52	1,32	1,54	0,42	0,33	11	08	13	З
17—21/IV	0,73	0,77	1,00	0,93	0,73	0,83	12	16	02	В
22—27/IV	0,60	0,73	0,72	0,50	0,83	1,46	22	12	07	С
28/IV—3/V	0,58	0,77	0,94	0,84	0,62	0,92	12	11	06	С
4—9/V	0,76	0,67	0,93	0,82	0,81	0,81	22	12	12	С
10—14/V	0,52	0,73	1,38	1,68	0,37	0,43	11	09	09	С
15—20/V	0,56	0,79	1,36	1,57	0,41	0,50	11	13	09	В

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
21—28/V	0,71	0,61	0,80	0,32	0,88	1,90	22	01	02	Ц
29/V—4/VI	0,60	0,65	1,09	0,86	0,55	0,73	11	07	08	З
5—9/VI	0,85	0,86	1,13	1,13	0,72	0,71	11	08	08	З
10—15/VI	0,54	0,56	1,06	1,29	0,50	0,43	11	12	01	С
16—21/VI	0,56	0,67	0,90	1,27	0,63	0,52	11	11	13	С
22—28/VI	0,44	0,50	1,02	1,02	0,43	0,49	11	06	07	З
29/VI—5/VII	0,66	0,75	0,64	0,54	1,03	1,38	22	11	04	С
6—12/VII	0,84	0,98	0,75	0,98	1,12	1,00	22	03	02	Ц
13—18/VII	0,86	0,88	0,78	0,73	1,10	1,20	22	04	02	Ц
19—25/VII	0,58	1,04	0,86	0,52	0,70	2,00	12	16	02	В
26—30/VII	1,07	1,42	0,84	0,45	1,27	3,15	22	01	02	Ц
31/VII—6/VIII	0,54	0,58	0,96	0,82	0,56	0,70	11	01	09	Ц
7—14/VIII	0,69	0,92	0,88	0,20	0,78	4,60	22	13	14	В
15—21/VIII	0,73	0,46	0,92	0,86	0,79	0,53	21	01	02	Ц
22—28/VIII	0,40	0,58	0,93	0,75	0,43	0,77	12	11	07	С
29/VIII—4/IX	0,44	0,42	0,98	1,04	0,44	0,40	11	12	12	С
5—10/IX	0,52	0,46	0,95	1,29	0,54	0,35	11	11	09	С
11—15/IX	0,76	0,40	0,88	1,32	0,86	0,30	21	12	12	С
16—22/IX	0,98	1,23	1,30	1,68	0,75	0,73	21	07	09	З
23—30/IX	0,94	1,04	0,98	1,04	0,95	1,00	22	07	07	З
1—8/X	0,78	0,54	1,26	1,25	0,62	0,62	11	07	05	З
9—15/X	0,98	1,25	1,45	1,45	0,67	0,86	12	09	09	С
16—21/X	0,68	0,98	1,34	1,13	0,51	0,87	12	10	04	С
22—28/X	1,04	0,84	1,30	1,54	0,80	0,55	21	12	12	С
29/X—4/XI	0,58	0,36	1,22	1,70	0,47	0,21	11	16	07	В
5—10/XI	0,64	0,81	1,53	1,27	0,41	0,63	11	10	01	С
11—17/XI	0,83	1,21	0,96	0,50	0,86	2,42	22	02	03	Ц
18—22/XI	0,70	0,86	0,94	0,77	0,74	1,11	12	03	03	З
23—29/XI	0,70	0,69	1,24	0,91	0,56	0,75	12	07	03	З
30/XI—6/XII	1,02	1,17	1,12	0,82	0,91	1,42	22	07	07	З
7—13/XII	0,88	1,13	1,68	1,93	0,52	0,58	11	08	01	З
14—18/XII	0,37	0,44	1,57	1,57	0,23	0,28	11	06	01	З
19—24/XII	0,55	0,44	1,48	2,04	0,37	0,21	11	06	04	З
25—31/XII	0,97	0,86	1,14	1,27	0,85	0,67	21	09	09	С
1942 г.										
1—5/I	0,86	0,65	1,38	1,57	0,62	0,41	11	07	07	З
6—12/I	0,92	1,04	1,22	1,45	0,76	0,72	21	09	10	С
13—19/I	0,80	1,06	0,93	0,61	0,86	1,74	22	09	02	С
20—24/I	1,03	1,21	0,50	0,73	2,06	1,66	22	08	03	З
25—30/I	0,98	1,29	0,62	0,04	1,44	3,20	22	12	13	С
31/I—5/II	0,92	0,98	0,88	0,59	1,04	1,66	22	13	14	В

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
6—13/II	1,04	1,21	1,10	1,59	0,94	0,76	22	12	12	С
14—21/II	0,76	0,63	0,36	0,54	2,11	1,17	22	12	04	С
22—28/II	0,52	0,46	1,51	1,88	0,34	0,24	11	14	07	В
1—6/III	0,53	0,79	1,03	0,82	0,51	0,96	12	07	07	З
7—12/III	0,58	0,84	1,56	1,86	0,37	0,45	11	07	08	З
13—18/III	0,88	0,77	1,52	1,04	0,58	0,76	12	07	07	З
19—23/III	0,86	1,11	1,16	1,00	0,74	1,11	11	07	07	З
24—29/III	0,94	1,17	1,59	1,82	0,59	0,64	11	07	08	З
30/III—5/IV	0,50	0,61	1,68	1,63	0,30	0,37	11	12	09	С
6—11/IV	0,44	0,60	1,40	1,43	0,31	0,42	11	02	10	Ц
12—18/IV	0,70	0,67	0,85	0,43	0,82	1,56	22	11	01	С
19—23/IV	0,58	0,50	1,40	1,48	0,41	0,34	11	02	02	Ц
24—30/IV	0,54	0,54	0,60	0,64	0,90	0,84	22	11	06	С
1—6/V	0,54	0,50	1,16	1,32	0,46	0,38	11	12	12	С
7—12/V	0,66	1,09	1,41	1,57	0,47	0,69	11	07	09	З
13—17/V	0,81	0,96	1,03	1,25	0,79	0,77	22	14	12	В
18—23/V	0,81	0,94	1,02	0,75	0,79	1,25	22	14	03	В
24—28/V	0,78	0,61	0,84	0,07	0,93	8,71	22	13	14	В
29/V—2/VI	1,08	1,31	0,75	0,64	1,44	2,05	22	13	13	В
3—7/VI	0,70	0,94	0,92	1,39	0,73	0,68	11	08	09	З
8—13/VI	0,70	0,65	0,94	1,11	0,73	0,59	11	09	09	С
14—18/VI	0,80	0,83	1,01	1,04	0,79	0,80	22	01	01	Ц
19—24/VI	0,43	0,44	0,86	0,57	0,50	0,77	12	08	01	З
25/VI—1/VII	0,66	0,67	0,88	0,75	0,75	0,89	22	07	02	З
2—8/VII	0,74	0,86	1,14	1,07	0,65	0,80	12	08	02	З
9—14/VII	0,62	0,50	0,98	0,93	0,63	0,54	11	04	03	Ц
15—21/VII	0,50	0,38	0,88	0,57	0,57	0,67	11	12	15	С
22—28/VII	0,52	0,69	1,04	1,02	0,50	0,68	11	10	16	С
29/VII—4/VIII	0,55	0,79	0,75	0,59	0,73	1,34	12	12	09	С
5—10/VIII	0,56	0,36	0,95	1,20	0,59	0,30	11	13	09	В
11—17/VIII	0,75	0,81	0,96	1,02	0,77	0,79	22	04	03	Ц
18—25/VIII	0,76	0,77	1,01	1,11	0,75	0,70	21	01	02	Ц
26—31/VIII	0,46	0,52	0,86	1,45	0,53	0,36	11	03	08	Ц
1—5/IX	0,60	0,48	1,04	1,16	0,58	0,41	11	01	02	Ц
6—10/IX	0,69	0,84	0,72	0,84	0,96	1,00	22	08	13	З
11—16/IX	0,64	0,63	1,18	1,45	0,54	0,43	11	07	09	З
17—22/IX	0,52	0,71	1,48	1,79	0,35	0,40	11	07	09	З
23—27/IX	0,80	0,83	1,26	1,52	0,63	0,55	11	01	10	Ц
28/IX—4/X	0,76	0,65	0,54	0,52	1,41	1,25	22	03	03	Ц
5—9/X	0,74	0,63	1,40	1,91	0,53	0,33	11	02	08	Ц
10—15/X	0,40	0,52	1,48	1,41	0,27	0,37	11	01	03	Ц
16—20/X	0,82	0,65	1,09	1,04	0,75	0,62	21	09	12	С
21—25/X	0,42	0,54	1,43	1,70	0,29	0,32	11	01	08	Ц

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
26—30/X	0,58	0,31	1,14	1,77	0,51	0,18	11	14	09	В
31/X—4/XI	0,73	0,69	0,86	1,09	0,85	0,63	21	13	06	В
5—9/XI	0,60	0,87	1,07	1,14	0,56	0,76	12	02	02	Ц
10—15/XI	0,44	0,54	1,08	1,59	0,41	0,34	11	05	04	З
16—20/XI	0,70	0,69	1,56	2,48	0,45	0,28	11	09	09	С
21—25/XI	1,10	1,32	1,40	1,38	0,78	0,96	22	09	09	С
26/XI—2/XII	1,09	1,34	1,46	1,66	0,75	0,81	22	09	09	С
3—7/XII	0,78	0,94	1,37	1,54	0,57	0,61	11	09	09	С
8—13/XII	0,78	0,44	1,68	1,77	0,46	0,25	11	03	02	Ц
14—20/XII	0,90	1,00	1,09	1,16	0,83	0,87	22	03	02	Ц
21—28/XII	0,52	0,50	1,01	1,27	0,51	0,31	11	05	04	З
				1943 г.						
29/XII–42 г.										
4/I–43 г.	0,69	0,54	1,10	1,52	0,55	0,27	11	13	12	В
5—10/I	0,92	1,06	0,92	0,77	1,00	1,40	22	09	12	С
11—17/I	0,78	0,66	1,02	1,07	0,76	0,62	21	02	07	Ц
18—23/I	0,46	0,44	0,96	1,09	0,48	0,40	11	15	03	В
24—30/I	0,86	0,86	1,14	0,91	0,76	0,95	22	07	02	З
31/I—6/II	0,47	0,40	1,01	1,18	0,46	0,34	11	03	13	Ц
7—12/II	0,54	0,54	1,38	1,70	0,39	0,32	11	07	10	З
13—20/II	0,74	0,86	1,56	2,11	0,47	0,41	11	09	09	С
21—27/II	0,62	0,54	1,62	2,54	0,38	0,21	11	07	09	З
28/II—6/III	1,16	1,19	1,34	2,02	0,86	0,59	21	07	09	З
7—14/III	0,50	0,46	1,59	2,77	0,31	0,17	11	07	01	З
15—21/III	0,51	0,48	1,02	1,43	0,50	0,34	11	03	06	Ц
22—26/III	0,70	0,63	0,64	0,73	1,09	0,86	22	03	05	Ц
27—31/III	0,62	0,65	1,64	1,95	0,38	0,33	11	04	02	Ц
1—5/IV	1,08	1,06	1,36	1,72	0,79	0,62	21	12	12	С
6—12/IV	0,84	1,08	1,43	2,00	0,59	0,54	11	09	09	С
13—19/IV	0,63	0,81	1,32	2,43	0,48	0,33	11	07	09	З
20—24/IV	0,64	0,48	1,34	2,18	0,48	0,22	11	01	10	Ц
25—30/IV	0,57	0,65	1,17	1,27	0,49	0,51	11	13	09	В
1—5/V	0,42	0,40	1,00	1,27	0,42	0,31	11	08	08	З
6—10/V	0,54	0,27	1,30	1,27	0,41	0,21	11	13	13	В
11—15/V	0,58	0,60	0,88	1,52	0,66	0,39	11	03	13	Ц
16—20/V	0,79	0,69	1,04	1,38	0,76	0,50	21	11	09	С
21—26/V	0,73	0,58	0,72	0,27	1,01	2,15	22	12	13	С
27—31/V	0,54	0,63	1,10	1,68	0,49	0,38	11	11	10	С
1—7/VI	0,81	0,81	1,01	1,07	0,80	0,76	22	01	04	Ц

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
8—13/VI	0,76	1,27	1,19	1,45	0,64	0,88	12	04	02	Ц
14—20/VI	0,61	0,88	1,08	1,23	0,60	0,72	11	09	01	С
21—25/VI	0,64	0,86	0,76	0,79	0,84	1,09	22	05	01	З
26/VI—2/VII	0,60	0,38	0,72	0,59	0,81	0,66	21	09	06	С
3—9/VII	0,34	0,19	1,10	0,93	0,31	0,20	11	12	14	С
10—16/VII	0,83	1,04	0,86	0,02	0,96	5,20	22	12	03	С
17—23/VII	0,51	0,71	0,31	-0,04	1,64	1,80	22	10	03	С
24—30/VII	0,80	0,65	0,92	0,82	0,85	0,80	22	11	03	С
31/VII—5/VIII	0,68	0,52	0,95	1,04	0,72	0,50	11	01	16	Ц
6—10/VIII	0,66	0,63	1,24	1,34	0,53	0,47	11	16	02	В
11—16/VIII	0,82	1,02	1,06	1,07	0,77	0,95	22	13	13	В
17—21/VIII	0,61	0,71	0,88	0,82	0,69	0,86	12	13	09	Ц
22—26/VIII	0,92	0,63	0,75	1,02	1,23	0,62	21	01	16	Ц
27—31/III	0,76	0,86	1,12	0,91	0,68	0,94	12	01	01	Ц
1—6/IX	0,70	0,94	1,12	1,09	0,62	0,89	12	03	07	Ц
7—11/IX	0,66	0,73	0,80	0,77	0,82	0,95	22	02	02	Ц
12—16/IX	0,71	0,61	0,90	0,52	0,79	1,17	22	02	03	Ц
17—23/IX	0,62	0,69	1,04	1,48	0,60	0,47	11	14	16	В
24—30/IX	0,72	0,88	1,35	1,91	0,53	0,46	11	14	16	В
1—7/X	0,54	0,36	1,59	2,34	0,34	0,15	11	02	09	Ц
8—15/X	0,79	1,09	1,22	2,04	0,65	0,53	11	03	03	Ц
16—21/X	0,96	0,96	0,76	0,39	1,26	2,46	22	04	03	Ц
22—26/X	0,78	0,61	1,41	1,98	0,55	0,31	11	04	05	Ц
27—31/X	1,07	1,09	1,10	1,68	0,97	0,65	21	02	02	Ц
1—6/XI	0,77	1,00	1,04	1,32	0,74	0,76	12	03	07	Ц
7—12/XI	0,65	0,54	1,22	1,52	0,53	0,36	11	12	14	С
13—18/XI	1,53	1,52	0,74	0,88	2,07	1,73	22	13	12	В
19—23/XI	0,28	0,25	1,12	1,63	0,25	0,15	11	04	13	Ц
24—28/XI	0,52	0,50	1,46	1,23	0,36	0,41	11	11	14	С
29/XI—3/XII	0,70	0,65	1,30	1,07	0,54	0,61	11	12	03	С
4—9/XII	0,82	0,67	1,32	1,84	0,62	0,36	11	05	10	З
10—14/XII	0,98	1,13	1,48	1,95	0,66	0,58	11	08	08	З
15—19/XII	0,96	1,02	1,17	1,41	0,82	0,72	21	03	04	Ц
20—24/XII	0,76	0,61	1,24	1,66	0,61	0,37	11	13	13	В
25—29/XII	0,50	0,44	1,44	2,29	0,35	0,19	11	05	06	З
				1944 г.						
30/XII-43 г.										
3/I-44 г.	1,00	1,09	1,46	1,82	0,68	0,60	11	12	09	С
4—9/I	0,66	0,77	1,66	2,20	0,40	0,35	11	09	10	С
10—14/I	0,95	0,94	1,70	1,77	0,56	0,53	11	08	10	З

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
15—20/I	0,68	0,84	1,22	1,70	0,56	0,49	11	07	15	З
21—26/I	0,39	0,38	1,62	1,63	0,24	0,23	11	12	01	С
27/I—3/II	0,58	0,67	1,35	1,52	0,43	0,44	11	07	16	З
4—8/II	0,56	0,54	1,51	1,82	0,37	0,30	11	09	08	С
9—13/II	0,67	0,29	0,86	1,07	0,78	0,27	21	12	09	С
14—19/II	0,50	0,71	0,42	0,34	1,19	2,09	22	09	03	С
20—26/II	1,22	1,56	0,80	1,11	1,52	1,36	22	08	09	З
27/II—4/III	0,82	0,86	1,43	1,66	0,57	0,52	11	16	09	В
5—10/III	0,66	0,58	0,92	1,59	0,65	0,38	11	12	11	С
11—16/III	1,04	0,77	1,24	1,50	0,84	0,55	21	09	12	С
17—21/III	0,70	0,60	1,24	1,61	0,56	0,37	11	09	01	С
22—27/III	1,04	0,90	1,22	1,20	0,85	0,75	22	10	02	С
28/III—1/IV	0,76	0,88	0,96	1,16	0,79	0,76	22	10	09	С
2—6/IV	0,40	0,21	1,19	1,04	0,34	0,20	11	11	12	С
7—12/IV	0,67	0,91	1,22	1,20	0,52	0,69	11	10	09	С
13—18/IV	0,61	0,88	1,27	1,75	0,48	0,50	11	01	09	Ц
19—24/IV	0,56	0,69	1,64	2,04	0,34	0,32	11	01	13	Ц
25—28/IV	0,55	0,56	1,52	2,07	0,36	0,27	11	10	12	С
29/IV—4/V	0,74	0,86	1,52	2,02	0,49	0,42	11	09	09	С
5—9/V	0,70	0,77	1,48	1,82	0,47	0,42	11	13	02	В
10—13/V	0,84	1,00	1,12	1,20	0,75	0,84	22	14	14	В
14—19/V	0,64	0,36	0,84	1,18	0,76	0,30	21	01	08	Ц
20—24/V	0,68	0,69	1,08	1,32	0,63	0,52	11	13	09	В
25—30/V	0,87	1,21	0,91	1,14	0,96	1,06	22	11	13	С
31/V—4/VI	0,73	0,81	1,26	1,43	0,58	0,57	11	08	08	З
5—9/VI	0,78	0,83	1,22	1,34	0,64	0,62	11	01	07	Ц
10—13/VI	0,70	0,83	1,12	1,54	0,62	0,54	11	13	10	В
14—18/VI	0,79	0,88	0,80	0,68	0,99	1,29	22	03	03	Ц
19—24/VI	0,66	0,50	0,84	1,18	0,60	0,42	11	13	10	В
25—30/VI	0,86	0,77	0,86	0,57	1,00	1,35	22	01	16	Ц
1—5/VII	0,52	0,56	0,76	0,57	0,69	0,99	12	04	07	Ц
6—10/VII	0,83	1,09	1,32	1,34	0,63	0,81	12	01	02	Ц
11—16/VII	0,47	0,58	0,62	0,41	0,76	1,41	22	11	04	С
17—21/VII	0,83	1,15	0,98	1,00	0,85	1,15	22	10	08	С
22—26/VII	0,54	0,60	0,78	0,50	0,69	1,20	12	09	13	С
27—31/VII	1,01	1,40	1,00	0,91	1,01	1,54	22	12	03	С
1—6/VIII	0,48	0,63	0,80	0,77	0,60	0,82	12	10	06	С
7—12/VIII	0,82	1,00	1,26	1,32	0,63	0,76	12	02	01	Ц
13—18/VIII	0,50	0,54	1,03	1,36	0,48	0,40	11	07	10	З
19—23/VIII	0,64	0,50	0,88	0,64	0,73	0,73	11	03	14	Ц
24—29/VIII	0,85	0,77	1,09	1,36	0,78	0,57	21	01	01	Ц
30/VIII—3/IX	0,70	0,73	1,34	1,70	0,52	0,43	11	13	16	В
4—8/IX	0,92	0,92	1,22	1,45	0,72	0,61	11	13	16	В

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
9—13/IX	0,48	0,40	1,19	1,70	0,40	0,24	11	14	08	В
14—18/IX	0,70	0,84	0,94	1,11	0,74	0,76	12	02	02	Ц
19—25/IX	1,01	1,34	0,85	0,70	1,19	1,91	22	04	03	Ц
26—30/IX	1,81	1,65	0,91	0,82	1,30	2,01	22	13	12	В
1—5/X	0,92	0,7[illegible]	0,94	0,98	0,98	0,81	22	13	13	В
6—9/X	0,84	0,96	1,17	2,32	0,72	0,41	11	16	09	В
10—16/X	0,81	0,77	0,86	1,04	0,94	0,77	11	13	04	В
17—21/X	1,14	1,36	1,20	1,11	0,95	1,22	22	13	13	В
22—26/X	0,87	1,17	1,01	1,54	0,86	0,76	22	03	03	Ц
27/X—2/XI	0,72	0,75	1,02	0,82	0,70	0,91	12	04	04	Ц
3—7/XI	1,02	1,31	1,34	1,36	0,76	0,96	22	13	14	В
8—12/XI	1,12	0,81	0,86	0,73	1,30	1,11	22	13	14	В
13—17/XI	0,72	0,88	0,78	0,04	0,92	12,0	22	13	06	В
18—22/XI	0,58	0,82	1,35	1,02	0,43	0,74	11	12	13	С
23—28/XI	0,74	0,75	1,04	1,16	0,71	0,65	11	13	13	В
29/XI—4/XII	1,07	1,52	1,10	1,07	0,97	1,42	22	13	13	В
5—11/XII	1,00	1,15	0,82	0,43	1,22	2,67	22	13	13	В
12—18/XII	1,06	1,19	0,51	0,66	2,08	1,80	22	13	14	В
19—25/XII	0,72	1,06	0,78	2,32	0,92	0,80	22	05	04	З
26/XII-44 г. 2/I-45 г.	0,48	0,38	1,12	2,07	0,43	0,81	11	06	09	З
				1945 г.						
3—9/I-45 г.	0,69	0,61	0,74	1,20	0,93	0,51	21	13	09	В
10—16/I	0,52	0,54	0,67	1,23	0,78	0,44	21	05	12	З
17—22/I	0,80	0,79	1,09	1,52	0,73	0,52	11	16	12	В
23—28/I	0,52	0,58	0,48	—0,61	1,08	0,95	22	16	03	В
29/I—4/II	0,84	0,94	0,88	0,95	0,95	0,99	22	11	12	С
5—10/II	0,52	0,67	1,07	1,32	0,48	0,51	11	14	02	В
11—15/II	0,58	0,67	1,18	0,98	0,50	0,68	11	11	01	С
16—22/II	0,94	1,19	0,85	0,50	1,10	2,38	22	06	03	З
23/II—1/III	1,04	0,84	1,40	1,23	0,75	0,68	21	07	04	З
2—6/III	0,92	0,71	0,76	0,86	1,21	0,83	22	11	11	С
7—11/III	0,94	0,33	1,06	0,54	0,88	0,61	21	11	11	С
12—18/III	0,97	0,85	1,30	1,36	0,75	0,63	21	07	09	З
19—24/III	0,78	0,58	1,36	1,61	0,57	0,36	11	07	07	З
25—30/III	0,74	0,75	1,52	1,57	0,49	0,48	11	02	02	Ц
31/III—5/IV	0,42	0,63	1,52	2,36	0,28	0,27	11	14	16	В
6—10/IV	1,16	1,09	1,24	1,79	0,91	0,61	21	07	07	З
11—16/IV	1,12	1,21	1,40	1,45	0,80	0,80	22	07	07	З
17—21/IV	1,04	0,84	1,40	1,54	0,76	0,54	21	07	01	З
22—28/IV	0,54	0,63	1,14	1,32	0,47	0,48	11	16	01	В
29/IV—6/V	0,68	0,50	0,77	0,75	0,88	0,67	21	01	01	Ц
7—14/V	0,65	0,50	1,32	1,48	0,49	0,34	11	07	01	З

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
15—21/V	0,73	0,69	1,19	1,27	0,61	0,54	11	10	02	С
22—28/V	0,84	0,98	1,18	1,32	0,71	0,75	12	09	09	С
29/V—5/VI	0,74	0,54	1,12	1,23	0,76	0,49	21	01	08	Ц
6—12/VI	0,36	0,38	1,17	1,61	0,31	0,24	11	03	16	Ц
13—18/VI	0,51	0,63	1,12	1,09	0,46	0,58	11	12	13	С
19—24/VI	0,68	0,52	0,75	0,27	0,91	1,92	22	07	14	З
25—30/VI	0,61	0,69	1,06	0,84	0,60	0,82	12	01	07	Ц
1—5/VII	0,45	0,50	0,80	0,73	0,56	0,68	11	13	13	В
6—12/VII	0,76	1,00	0,72	0,09	1,06	11,1	22	11	03	С
13—20/VII	0,82	0,90	0,67	0,30	1,22	3,00	22	02	03	Ц
21—28/VII	0,54	0,54	1,10	0,84	0,49	0,64	11	08	01	З
29/VII—4/VIII	0,59	0,50	0,80	0,59	0,74	0,85	12	09	02	С
5—11/VIII	0,63	0,69	0,34	0,14	1,85	4,93	22	16	14	В
12—18/VIII	0,50	0,50	0,54	0,23	0,92	2,17	22	14	03	В
19—23/VIII	0,65	0,75	0,69	0,54	0,94	1,39	22	14	14	В
24—30/VIII	0,42	0,48	1,00	1,14	0,42	0,42	11	03	13	Ц
31/VIII—4/IX	0,37	0,42	0,96	0,82	0,38	0,51	11	11	02	С
5—10/IX	0,56	0,65	0,76	0,59	0,74	11,0	12	10	14	С
11—17/IX	0,88	1,00	1,28	1,07	0,70	0,93	12	02	02	Ц
18—23/IX	0,89	0,86	1,46	1,34	0,68	0,76	12	02	07	Ц
24—29/IX	0,68	0,42	1,12	1,32	0,61	0,32	11	13	06	В
3/IX—4/X	0,88	0,86	1,10	1,09	0,80	0,79	22	09	04	С
5—11/X	0,82	1,00	1,28	1,50	0,64	0,66	11	09	09	С
12—18/X	1,18	1,48	1,44	1,75	0,82	0,84	22	10	09	С
19—23/X	0,89	0,84	1,52	0,98	0,58	0,86	12	07	07	З
24—28/X	0,62	0,50	1,58	1,45	0,39	0,34	11	02	08	Ц
29/X—2/XI	0,73	0,73	1,45	2,11	0,50	0,38	11	02	07	Ц
3—7/XI	1,00	1,08	0,78	0,87	0,78	0,87	22	07	08	З
8—12/XI	0,60	0,65	1,20	1,41	0,50	0,46	11	05	08	З
13—19/XI	0,92	1,06	1,08	1,00	0,85	1,06	22	03	03	Ц
20—25/XI	1,13	1,23	1,48	1,70	0,76	0,72	21	02	07	Ц
26—30/XI	0,70	0,65	1,68	2,34	0,42	0,28	11	11	16	С
1—5/XII	1,09	0,75	1,26	1,11	0,86	0,68	21	07	02	З
6—10/XII	0,98	1,08	0,86	1,14	1,14	0,95	22	07	03	З
11—16/XII	0,88	0,92	1,10	0,95	0,80	0,97	22	10	12	С
17—21/XII	0,72	0,38	1,26	0,70	0,57	0,54	11	02	03	Ц
22—28/XII	0,54	0,50	1,30	0,98	0,42	0,51	11	02	07	Ц
1946 г.										
29/XII–45 г.										
3/I–46 г.	0,46	0,27	1,18	0,73	0,39	0,37	11	11	11	С
4—11/I	0,80	0,75	1,77	2,20	0,45	0,34	11	02	02	Ц

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
12—17/I	1,02	1,21	1,56	1,59	0,65	0,75	12	10	07	С
18—23/I	1,12	1,44	1,21	0,79	0,92	1,82	22	02	03	Ц
24—28/I	1,22	1,63	1,46	1,23	0,83	1,32	22	03	03	Ц
29/I—2/II	0,50	0,56	1,59	1,36	0,31	0,41	11	14	03	В
3—8/II	0,36	0,38	1,88	2,07	0,19	0,18	11	10	07	С
9—16/II	1,00	0,84	1,29	1,70	0,78	0,49	21	10	08	С
17—23/II	1,16	1,23	1,43	1,48	0,81	0,83	22	09	09	С
24/II—1/III	1,16	1,19	0,90	0,79	1,29	1,51	22	13	13	В
2—9/III	0,70	0,44	0,48	0,36	1,46	1,22	22	13	06	В
10—15/III	0,65	0,77	0,62	-0,04	1,05	1,68	22	14	03	В
16—20/III	0,66	0,61	1,00	1,61	0,66	0,38	11	11	11	С
21—25/III	0,54	0,61	1,58	1,57	0,34	0,39	11	07	01	З
26—31/III	0,82	0,63	1,26	1,43	0,65	0,44	11	07	07	З
1—4/IV	1,32	1,08	1,76	2,02	0,68	0,50	11	07	01	З
5—8/IV	0,84	1,04	1,95	2,61	0,43	0,40	11	01	01	Ц
9—12/IV	0,59	0,75	1,54	2,04	0,38	0,37	11	09	12	С
13—17/IV	0,72	0,65	1,75	2,16	0,41	0,30	11	07	16	З
18—23/IV	0,54	0,42	1,28	1,86	0,42	0,22	11	03	04	Ц
24—28/IV	0,92	1,06	0,82	0,98	1,12	1,08	22	13	04	В
29/IV—3/V	0,89	1,09	0,70	0,82	1,27	1,33	22	13	04	В
4—8/V	0,64	0,88	0,61	0,88	1,05	1,00	22	05	12	З
9—15/V	0,70	0,80	0,83	1,23	0,65	0,49	11	08	09	З
16—20/V	0,76	0,50	0,64	0,91	1,19	0,55	21	13	13	В
21—25/V	0,67	0,86	0,88	1,32	0,76	0,65	21	04	01	Ц
26—30/V	0,86	1,17	0,98	1,11	0,88	1,05	22	02	07	Ц
31/V—3/VI	0,61	0,61	1,22	1,59	0,50	0,73	11	03	14	Ц
4—9/VI	0,42	0,36	1,19	1,38	0,35	0,26	11	14	14	В
10—13/VI	0,80	0,50	1,17	1,43	0,68	0,35	11	01	02	Ц
14—19/VI	0,78	0,94	0,65	0,39	1,20	2,41	22	13	03	В
20—24/VI	0,69	0,54	0,90	1,63	0,77	0,33	21	04	13	Ц
25/VI—1/VII	0,84	1,13	1,11	1,04	0,76	1,09	22	02	02	Ц
2—7/VII	0,82	0,75	0,79	0,75	1,37	1,00	22	07	02	З
8—13/VII	0,62	0,60	0,68	0,18	0,79	1,03	22	07	03	З
14—18/VII	0,68	0,48	0,77	0,50	0,88	0,96	22	16	01	В
19—23/VII	0,65	0,71	0,98	0,82	0,66	0,86	12	01	02	Ц
24—29/VII	0,64	0,73	0,84	0,86	0,76	0,85	22	03	01	Ц
30/VII—4/VIII	0,46	0,69	0,93	0,66	0,49	1,04	12	14	13	В
5—9/VIII	0,52	0,56	0,88	0,16	0,60	3,50	12	01	14	Ц
10—16/VIII	0,76	0,67	0,84	0,57	0,90	1,18	22	04	13	Ц
17—22/VIII	0,64	0,52	0,82	1,20	0,78	0,43	21	13	01	В
23—29/VIII	0,91	1,09	0,87	0,36	1,04	3,03	22	13	03	В
30/VIII—3/IX	0,81	0,73	0,74	0,20	1,09	3,65	22	13	14	В
4—8/IX	0,81	0,62	1,08	0,79	0,75	0,79	21	04	02	Ц

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
9—13/IX	0,36	0,40	1,06	1,20	0,32	0,33	11	04	11	Ц
14—18/IX	0,45	0,40	1,22	0,91	0,37	0,44	11	04	13	Ц
19—23/IX	0,61	0,79	1,12	0,75	0,54	1,05	12	07	04	З
24—28/IX	0,78	1,00	0,98	0,61	0,80	1,64	22	07	04	З
29/IX—5/X	0,63	0,29	0,88	0,91	0,76	0,32	21	07	07	З
6—10/X	0,76	0,83	1,04	0,75	0,73	1,11	12	07	07	З
11—15/X	1,18	1,36	1,11	1,04	1,06	1,31	22	10	08	С
16—20/X	1,15	1,27	1,34	1,45	0,86	0,88	22	10	08	С
21—25/X	0,66	0,81	1,45	1,61	0,46	0,50	11	08	07	З
26—30/X	0,57	0,52	1,30	1,66	0,44	0,31	11	02	02	Ц
31/X—6/XI	0,91	1,04	1,18	1,23	0,77	0,84	22	02	02	Ц
7—14/XI	0,90	1,04	1,32	1,88	0,76	0,55	21	09	09	С
15—19/XI	0,70	0,79	1,72	2,00	0,41	0,40	11	01	08	Ц
20—25/XI	0,62	0,46	1,62	1,48	0,38	0,31	11	03	03	Ц
26/XI—3/XII	0,64	0,54	1,38	1,38	0,46	0,39	11	13	02	В
4—9/XII	0,78	0,69	0,72	0,64	1,08	1,08	22	04	14	Ц
10—15/XII	0,78	1,04	0,26	0,66	3,00	1,58	22	04	03	Ц
16—22/XII	0,61	0,50	0,83	1,16	0,75	0,43	21	08	08	З
23—30/XII	0,45	0,52	1,08	1,09	0,42	0,48	11	0,3	0,1	Ц
1947 г.										
31/XII-46 г.										
7/I-47 г.	0,85	1,15	0,72	0,30	1,18	3,83	22	07	03	З
8—13/I	1,09	1,56	0,92	0,20	1,18	7,80	22	13	03	В
14—20/I	0,62	0,81	0,83	0,91	0,75	0,89	22	11	09	С
21—26/I	0,83	0,77	0,70	0,52	1,18	1,48	22	09	12	С
27/I—2/II	0,82	0,77	0,56	0,09	1,46	8,56	22	01	01	Ц
3—7/II	0,94	1,11	1,00	0,93	0,94	1,19	22	09	09	С
8—13/II	0,69	0,77	0,86	0,73	0,80	1,05	22	11	09	С
14—18/II	0,69	0,88	0,78	1,02	0,88	0,86	22	12	10	С
19—22/II	0,76	0,79	1,18	1,23	0,64	0,64	11	13	09	В
23—26/II	0,80	0,79	1,30	1,61	0,61	0,49	11	13	12	В
27/II—2/III	0,60	0,60	1,32	1,52	0,46	0,39	11	13	11	В
3—9/III	0,78	1,13	1,37	1,45	0,57	0,78	12	10	09	С
10—17/III	1,19	1,73	1,49	1,36	0,79	1,27	22	11	09	С
18—23/III	0,83	0,92	1,90	2,20	0,44	0,42	11	16	09	В
24—28/III	0,48	0,46	1,53	1,72	0,31	0,27	11	03	04	Ц
29/III—4/IV	0,60	0,44	1,38	1,61	0,43	0,27	11	13	12	В
5—9/IV	0,66	0,94	1,57	2,07	0,42	0,45	11	09	10	С

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
10—14/IV	0,76	0,63	1,54	1,72	0,49	0,37	11	07	01	З
15—19/IV	0,58	0,48	1,48	1,79	0,39	0,27	11	07	13	З
20—25/IV	0,89	0,81	1,08	1,50	0,82	0,54	21	02	16	Ц
26/IV—1/V	0,84	0,96	1,28	1,07	0,66	0,90	12	13	09	В
2—7/V	0,64	0,63	0,69	0,18	0,93	3,50	22	07	02	З
8—13/V	0,89	1,06	1,01	1,20	0,80	0,88	22	07	07	З
14—20/V	1,92	1,38	1,25	1,66	0,74	0,83	12	02	07	Ц
21—25/V	1,78	1,04	1,12	1,07	0,70	0,97	12	07	01	З
26—31/V	0,78	0,77	1,02	1,52	0,76	0,51	21	07	07	З
1—5/VI	1,02	0,98	1,22	1,25	0,84	0,78	22	07	10	З
6—10/VI	0,82	0,88	0,92	0,75	0,89	1,17	22	01	16	Ц
11—16/VI	0,78	0,79	0,27	-0,30	2,89	2,63	22	14	04	В
17—20/VI	0,73	0,92	0,67	0,16	1,09	5,75	22	02	03	Ц
21—26/VI	0,76	0,94	0,88	0,66	0,86	1,42	22	02	03	Ц
27/VI—3/VII	1,31	1,40	0,87	1,20	1,50	1,17	22	07	02	З
4—9/VII	0,92	1,06	1,16	1,25	0,79	0,85	22	01	02	Ц
10—16/VII	0,68	0,67	0,85	0,68	0,80	0,99	22	14	15	В
17—22/VII	0,66	0,90	0,78	0,25	0,85	3,60	22	11	06	С
23—27/VII	0,59	0,67	1,12	1,14	0,53	0,59	11	07	01	З
28/VII—3/VIII	0,56	0,58	0,86	0,82	0,65	0,71	11	10	09	С
4—8/VIII	0,50	0,61	0,78	0,30	0,64	2,01	12	01	13	Ц
9—14/VIII	0,38	0,35	0,56	0,36	0,68	0,98	12	11	14	С
15—19/VIII	0,78	0,67	0,51	0,50	1,53	1,34	22	11	03	С
20—25/VIII	0,63	0,71	0,80	0,73	0,79	0,97	22	12	02	С
26—30/VIII	0,76	0,46	0,54	0,52	1,41	0,88	22	11	02	С
31/VIII—4/IX	0,87	0,81	1,01	0,59	0,86	1,37	22	12	03	С
5—10/IX	0,52	0,79	1,27	1,29	0,41	0,61	11	07	01	З
11—15/IX	0,88	0,61	1,17	0,93	0,75	0,66	21	02	15	Ц
16—20/IX	0,90	0,68	1,19	1,04	0,76	0,65	21	02	14	Ц
21—25/IX	0,74	0,77	0,90	1,04	0,82	0,74	21	04	04	Ц
26—30/IX	0,64	0,83	1,38	1,88	0,46	0,44	11	13	13	В
1—6/X	0,98	1,15	1,21	1,50	0,81	0,77	22	11	09	С
7—11/X	0,88	0,84	1,53	1,77	0,58	0,47	11	07	15	З
12—16/X	0,67	0,79	1,52	1,70	0,44	0,46	11	02	01	Ц
17—21/X	0,84	0,52	1,12	1,32	0,68	0,39	11	11	11	С
22—26/X	0,96	1,08	0,88	0,82	1,09	1,32	22	11	07	С
27—31/X	0,80	0,90	1,06	0,77	0,75	1,17	22	07	07	З
1—7/XI	0,44	0,48	1,51	1,66	0,29	0,29	11	02	07	Ц
8—12/XI	0,98	0,88	1,33	0,75	0,75	1,15	22	11	14	С
13—19/XI	0,85	0,84	1,62	1,45	0,52	0,58	11	09	09	С
20—23/XI	1,07	1,13	1,64	1,86	0,65	0,61	11	11	11	С
24—28/XI	0,94	0,77	1,20	1,16	0,78	0,66	21	12	09	С
29/XI—3/XII	0,70	0,52	1,11	0,68	0,63	0,76	12	04	10	Ц

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
4—8/XII	1,22	1,21	0,90	0,04	1,36	30,0	22	04	04	Ц
9—13/XII	1,21	1,15	0,82	0,64	1,48	1,80	22	11	03	С
14—19/XII	1,17	0,58	0,62	0,84	1,89	0,69	21	11	12	С
20—25/XII	1,34	1,52	1,41	2,02	0,95	0,75	22	09	09	С
26—31/XII	0,90	1,09	1,40	1,77	0,64	0,62	11	16	09	В
1948 г.										
1—5/I	0,50	0,63	1,88	2,27	0,26	0,28	11	07	10	З
6—9/I	0,70	0,90	1,96	2,50	0,36	0,36	11	02	07	Ц
10—13/I	0,64	0,65	2,00	2,16	0,32	0,30	11	11	10	С
14—18/I	0,72	0,73	1,93	1,61	0,37	0,45	11	08	09	З
19—24/I	0,88	0,92	1,30	1,23	0,68	0,74	11	13	11	В
25—29/I	0,75	0,50	0,93	0,50	0,81	1,00	22	03	14	Ц
30/I—3/II	0,70	0,67	1,42	1,16	0,49	0,58	11	14	14	В
4—9/II	0,69	0,69	1,60	1,20	0,43	0,58	11	07	02	З
10—16/II	0,56	0,35	1,22	1,34	0,46	0,26	11	06	03	З
17—20/II	0,82	0,81	0,54	0,23	1,52	0,35	21	11	06	С
21—25/II	0,69	0,98	1,14	1,34	0,60	0,73	11	01	08	Ц
26/II—1/III	1,03	1,17	1,19	1,79	0,87	0,66	22	06	07	З
2—6/III	1,18	1,22	0,98	1,93	1,21	0,63	21	06	03	З
7—10/III	1,50	1,31	1,78	2,61	0,84	0,50	21	07	07	З
11—15/III	1,02	0,81	1,32	1,52	0,78	0,53	21	07	08	З
16—22/III	1,12	0,88	1,44	1,29	0,78	0,68	21	07	14	З
23—30/III	1,34	1,52	1,46	1,59	0,92	0,96	22	07	07	З
31/III—6/IV	1,16	1,25	1,30	1,29	0,89	0,97	22	01	08	Ц
7—12/IV	0,64	0,63	1,29	1,70	0,50	0,37	11	04	15	Ц
13—16/IV	0,53	0,52	1,00	1,61	0,53	0,32	11	07	03	З
17—20/IV	0,74	0,58	0,96	1,52	0,77	0,38	21	02	07	Ц
21—24/IV	1,19	1,29	1,20	1,38	0,99	0,93	22	07	07	З
25—29/IV	0,64	0,75	1,43	1,95	0,45	0,38	11	09	01	С
30/IV—6/V	0,94	0,96	1,22	1,41	0,77	0,68	21	13	13	В
7—12/V	0,78	1,17	0,70	0,73	1,11	1,60	22	03	03	Ц
13—16/V	1,02	1,23	0,64	0,95	1,59	1,29	22	03	03	Ц
17—21/V	0,67	0,46	0,44	0,75	1,52	0,61	21	11	05	С
22—26/V	0,86	1,08	1,04	1,57	0,83	0,69	21	13	09	В
27—31/V	0,79	0,65	0,94	0,64	0,84	1,01	22	13	13	В
1—6/VI	1,14	1,23	0,70	−0,14	1,63	8,78	22	13	03	В
7—10/VI	0,84	0,77	0,74	0,50	1,14	1,54	22	03	13	Ц
11—16/VI	0,72	1,00	1,11	1,18	0,65	0,77	12	07	10	З
17—22/VI	0,72	0,73	1,32	1,29	0,55	0,56	11	01	09	Ц

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
23—26/VI	0,78	0,50	0,88	1,07	0,89	0,47	21	13	14	В
27/VI—2/VII	0,70	0,61	0,72	0,70	0,97	0,87	22	11	03	С
3—7/VII	0,90	1,15	0,90	0,93	1,00	1,24	22	09	01	С
8—12/VII	0,92	0,81	0,82	0,70	1,12	1,16	22	08	02	З
13—17/VII	0,40	0,11	0,88	0,57	0,45	0,19	11	16	12	В
18—24/VII	0,41	0,50	0,94	1,02	0,44	0,49	11	07	16	З
25—29/VII	0,83	0,81	0,96	1,23	0,82	0,66	21	07	02	З
30/VII—4/VIII	0,93	0,98	0,90	1,11	1,03	0,88	22	02	07	Ц
5—11/VIII	0,58	0,54	1,18	1,48	0,49	0,36	11	04	10	Ц
12—15/VIII	0,65	0,40	0,96	0,77	0,68	0,52	11	13	02	В
16—20/VIII	0,74	0,60	0,94	1,57	0,79	0,38	12	04	06	Ц
21—25/VIII	0,90	1,15	0,82	0,20	1,10	5,75	22	14	04	В
26—30/VIII	0,95	1,13	0,85	0,41	1,12	2,76	22	11	14	С
31/VIII—4/IX	0,57	0,61	0,77	0,36	0,74	1,69	12	07	04	З
5—8/IX	0,67	0,75	1,16	0,82	0,58	0,91	12	02	01	Ц
9—14/IX	0,90	0,84	1,12	1,11	0,80	0,76	22	01	04	Ц
15—19/IX	0,58	0,60	1,56	2,27	0,37	0,26	11	11	16	С
20—25/IX	0,90	1,25	1,09	0,93	0,82	1,34	22	09	12	С
26—29/IX	0,74	0,71	1,29	1,20	0,57	0,59	11	07	09	З
30/IX—4/X	0,82	0,98	1,74	2,18	0,47	0,45	11	07	09	З
5—8/X	0,62	0,42	1,78	2,18	0,35	0,19	11	07	07	З
9—13/X	1,12	0,98	1,38	1,20	0,81	0,82	22	07	02	З
14—19/X	0,90	0,81	1,58	1,63	0,57	0,50	11	01	13	Ц
20—25/X	0,86	1,25	1,69	2,34	0,51	0,53	11	12	16	С
26—30/X	0,95	0,79	1,27	1,25	0,75	0,63	21	01	15	Ц
31/X—5/XI	0,70	0,79	1,46	1,41	0,48	0,56	11	02	04	Ц
6—11/XI	0,84	1,06	1,24	1,50	0,68	0,71	11	10	09	С
12—16/XI	1,21	1,06	1,61	1,50	0,75	0,71	21	07	07	З
17—22/XI	0,59	0,60	1,50	1,77	0,39	0,34	11	07	04	З
23—27/XI	1,26	0,77	0,96	0,64	1,31	1,20	22	10	10	С
28/XI—2/XII	1,06	0,73	1,30	1,91	0,82	0,38	21	08	07	З
3—7/XII	1,60	1,54	1,70	1,98	0,94	0,78	22	02	02	Ц
8—11/XII	1,15	0,77	1,46	1,61	0,79	0,48	21	03	08	Ц
12—16/XII	0,94	0,98	1,62	1,66	0,58	0,59	11	03	03	Ц
17—21/XII	1,02	0,81	0,96	1,41	1,06	0,57	21	07	03	З
22—27/XII	1,22	1,09	1,24	1,25	0,98	0,87	22	07	07	З
28—31/XII	1,29	1,52	1,94	1,79	0,66	0,85	12	04	02	Ц
1949 г.										
1—5/I—49	0,97	0,86	1,68	2,13	0,58	0,40	11	13	07	В
6—11/I	0,38	0,48	1,68	1,88	0,23	0,25	11	05	01	З
12—17/I	0,62	0,52	1,62	2,43	0,38	0,21	11	09	09	С

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
18—21/I	0,70	0,67	1,86	2,18	0,38	0,31	11	10	13	С
22—26/I	1,37	1,25	1,83	1,82	0,70	0,69	11	10	02	С
27—30/I	1,06	1,15	1,42	2,67	0,74	0,43	11	06	02	З
31/I—4/II	0,96	0,77	1,01	1,84	0,95	0,42	21	10	08	С
5—9/II	1,58	1,32	1,06	1,02	1,49	1,29	22	07	07	З
10—14/II	1,04	0,84	1,20	1,07	0,87	0,78	22	07	02	З
15—20/II	1,38	1,29	1,86	2,43	0,75	0,53	21	07	02	З
21—25/II	0,90	1,00	2,08	2,70	0,43	0,37	11	07	02	З
26/II—2/III	0,90	0,88	1,59	2,07	0,57	0,42	11	09	09	С
3—8/III	0,79	0,61	0,86	–0,11	0,92	5,54	22	12	03	С
9—14/III	0,92	1,15	0,72	0,86	1,28	0,13	21	01	03	Ц
15—20/III	1,14	1,23	1,02	1,02	1,12	1,21	22	12	12	С
21—26/III	0,74	0,94	0,98	1,93	0,75	0,48	21	07	15	З
27—31/III	0,84	0,79	1,12	1,73	0,75	0,46	21	03	01	Ц
1—7/IV	0,64	0,81	1,22	1,68	0,52	0,48	11	07	16	З
8—12/IV	0,68	0,75	1,35	1,27	0,50	0,59	11	10	11	С
13—18/IV	1,04	1,09	1,26	1,52	0,82	0,72	21	07	02	З
19—24/IV	0,90	1,09	1,26	1,34	0,71	0,81	12	07	14	З
25—30/IV	0,80	0,71	1,34	1,79	0,60	0,40	11	01	13	Ц
1—4/V	0,48	0,48	1,48	2,54	0,32	0,19	11	06	02	З
5—10/V	0,64	0,63	1,30	2,09	0,49	0,30	11	01	01	Ц
11—15/V	0,44	0,42	1,30	2,02	0,34	0,21	11	04	03	Ц
16—19/V	0,76	0,75	0,94	0,88	0,81	0,85	22	15	04	В
20—24/V	0,87	0,96	1,09	0,91	0,80	1,05	22	02	01	Ц
25—30/V	1,04	1,08	1,12	1,07	0,93	1,01	21	04	04	Ц
31/V—5/VI	0,82	0,63	1,06	0,88	0,77	0,72	21	02	02	Ц
6—11/VI	0,84	0,74	1,01	1,16	0,83	0,64	21	11	03	С
12—15/VI	0,57	0,38	1,06	1,38	0,54	0,28	11	11	01	С
16—20/VI	0,84	0,56	0,58	0,25	1,45	2,24	22	11	11	С
21—25/VI	1,06	0,81	0,62	0,25	1,71	3,24	22	11	11	С
26—30/VI	0,86	0,83	0,54	0,16	1,59	5,19	22	11	03	С
1—6/VII	0,79	1,00	0,94	0,50	0,84	2,00	22	11	03	С
7—11/VII	0,63	0,42	0,70	0,41	0,90	1,02	22	11	14	С
12—17/VII	0,76	0,86	0,91	1,14	0,84	0,75	22	12	09	С
18—24/VII	0,49	0,48	1,04	1,09	0,47	0,44	11	11	01	С
25—29/VII	0,54	0,77	1,12	1,45	0,48	0,53	11	11	07	С
30/VII—3/VIII	0,43	0,40	1,18	1,25	0,36	0,32	11	09	01	С
4—8/VIII	0,60	0,63	0,91	0,39	0,66	1,61	12	14	16	В
9—12/VIII	0,85	0,96	0,78	0,98	1,09	0,98	22	01	13	Ц
13—17/VIII	0,60	0,56	1,00	1,61	0,60	0,35	11	02	13	Ц
18—24/VIII	0,81	0,88	0,70	0,77	1,16	1,14	22	11	13	С
25—31/VIII	0,62	0,63	0,92	0,73	0,67	0,86	12	02	02	Ц
1—6/IX	0,99	1,04	0,80	0,14	1,24	7,43	22	03	02	Ц

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
7—12/IX	0,80	0,81	0,74	0,23	1,08	3,52	22	02	04	Ц
13—16/IX	0,76	0,83	0,58	0,98	1,31	0,85	22	03	01	Ц
17—21/IX	0,85	1,00	0,80	0,57	1,06	1,75	22	02	04	Ц
22—27/IX	0,98	1,11	1,19	1,54	0,89	0,72	21	01	02	Ц
28/IX—3/X	0,48	0,50	1,59	2,66	0,30	0,19	11	08	01	З
4—9/X	1,13	0,94	1,28	1,48	0,88	0,64	21	07	09	З
10—16/X	1,16	1,29	1,54	1,66	0,75	0,77	22	07	02	З
17—22/X	1,18	0,88	1,42	1,18	0,83	0,74	21	02	01	Ц
23—27/X	0,90	1,11	1,16	1,59	0,78	0,70	21	14	13	В
28/X—2/XI	0,59	0,67	1,28	1,82	0,46	0,37	11	07	07	З
3—8/XI	0,95	1,11	1,46	1,43	0,65	0,77	12	04	03	Ц
9—15/XI	1,12	1,44	0,82	0,48	1,36	3,00	22	13	13	В
16—23/XI	1,16	1,38	0,96	0,36	1,21	3,83	22	04	03	Ц
24—29/XI	1,00	0,92	1,22	1,41	0,82	0,65	21	04	04	Ц
30/XI—5/XII	0,82	1,21	1,41	1,34	0,58	0,90	12	16	13	В
6—10/XII	1,02	1,15	1,24	1,16	0,82	0,99	22	13	13	В
11—15/XII	1,04	1,08	1,39	1,86	0,75	0,58	21	13	03	В
16—22/XII	1,04	1,02	1,40	0,82	0,74	1,24	12	13	03	В
23—27/XII	0,66	0,65	1,26	1,50	0,52	0,43	11	06	03	З
				1950 г.						
28/XII—49 г.										
1/I—50 г.	0,77	0,46	0,91	0,84	0,85	0,55	21	07	04	З
2—6/I	0,93	0,92	1,28	0,95	0,73	0,97	12	08	07	З
7—11/I	1,27	0,84	1,33	0,68	0,95	1,24	22	07	02	З
12—16/I	1,05	0,79	1,34	1,32	0,78	0,60	21	07	03	З
17—22/I	1,42	1,15	0,80	0,54	1,09	2,13	22	07	02	З
23—27/I	1,29	1,57	0,95	0,79	1,36	1,99	22	02	02	Ц
28/I—2/II	1,48	1,88	0,48	−0,27	3,08	6,96	22	07	03	З
3—7/II	1,00	1,06	1,07	0,57	0,93	1,86	22	03	03	Ц
8—14/II	0,47	0,33	1,58	1,18	0,42	0,28	11	13	13	В
15—21/II	0,95	0,90	1,72	1,98	0,55	0,45	11	02	02	Ц
22—26/II	0,69	0,98	1,72	1,88	0,40	0,52	11	10	09	С
27/II—2/III	0,84	0,94	1,76	1,91	0,48	0,49	11	11	03	С
3—7/III	1,04	1,04	1,40	2,13	0,75	0,49	21	06	13	З
8—12/III	1,70	1,80	1,26	1,23	1,35	1,46	22	10	08	С
13—17/III	0,85	0,88	1,29	1,20	0,66	0,73	11	10	09	С
18—22/III	0,74	0,63	1,24	1,38	0,60	0,46	11	04	01	Ц
23—26/III	1,04	1,34	0,84	1,27	1,24	1,06	22	06	03	З
27/III—2/IV	0,77	0,92	1,25	1,66	0,62	0,55	11	12	12	С
3—7/IV	0,66	0,63	1,20	1,32	0,55	0,48	11	13	15	В
8—14/IV	1,33	1,61	1,09	1,04	1,22	1,55	22	13	04	В

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
15—19/IV	1,20	1,31	1,06	1,18	1,13	1,11	22	13	04	В
20—24/IV	1,06	1,27	1,04	1,54	1,02	0,82	22	04	13	Ц
25—30/IV	1,30	1,19	0,84	1,16	1,55	1,02	22	13	04	В
1—5/V	0,78	0,83	0,88	1,32	0,73	0,63	11	03	02	Ц
6—11/V	0,94	1,17	0,74	0,82	1,27	1,43	22	07	07	З
12—17/V	0,54	0,63	0,93	1,36	0,58	0,46	11	10	09	С
18—23/V	0,80	0,75	0,90	1,14	0,73	0,66	11	04	08	Ц
24—27/V	0,65	0,69	1,25	1,93	0,52	0,36	11	04	09	Ц
28—31/V	0,58	0,65	1,32	1,68	0,44	0,39	11	14	13	В
1—5/VI	0,66	0,83	1,22	1,66	0,54	0,50	11	07	10	З
6—11/VI	0,42	0,38	1,19	1,72	0,35	0,22	11	07	09	З
12—16/VI	0,36	0,27	0,62	0,52	0,58	0,52	11	09	12	С
17—21/VI	0,79	0,58	0,68	0,45	1,16	1,29	22	01	16	Ц
22—26/VI	0,86	1,27	0,70	0,45	1,23	2,82	22	13	04	В
27/VI—3/VII	0,68	1,02	1,04	0,84	0,65	1,21	12	07	01	З
4—7/VII	0,69	0,58	0,78	0,18	0,88	3,22	22	07	15	З
8—12/VII	0,54	0,58	0,88	0,23	0,61	2,52	12	10	11	С
13—17/VII	0,78	0,65	0,76	0,18	1,03	3,61	22	11	07	С
18—22/VII	0,74	0,73	0,90	0,45	0,82	1,62	22	07	02	З
23—27/VII	0,58	0,52	0,96	0,30	0,60	1,73	12	07	02	З
28—31/VII	0,49	0,69	1,01	0,43	0,48	1,46	12	10	03	С
1—5/VIII	0,38	0,54	0,78	0,16	0,49	3,38	12	09	02	С
6—10/VIII	0,82	0,86	0,67	−0,14	1,22	6,14	22	11	02	С
11—16/VIII	0,82	0,96	0,87	0,45	0,94	2,13	22	12	03	С
17—20/VIII	0,92	0,92	0,81	0,14	1,14	6,57	22	08	02	З
21—25/VIII	0,92	0,81	1,00	0,36	0,92	2,25	22	07	07	З
26—31/VIII	1,46	0,40	0,90	0,54	1,62	0,74	21	01	02	Ц
1—6/IX	0,60	0,86	1,20	0,91	0,50	0,94	12	12	03	С
7—12/IX	0,32	0,36	1,28	1,32	0,25	0,27	11	14	14	В
13—18/IX	0,91	0,67	1,36	1,29	0,67	0,52	11	02	15	Ц
19—24/IX	0,66	0,54	1,04	0,66	0,63	0,82	12	13	13	В
25—30/IX	0,47	0,56	1,34	1,86	0,35	0,30	11	16	16	В
1—5/X	0,68	0,71	1,42	1,23	0,48	0,58	11	04	04	Ц
6—11/X	0,92	1,29	1,34	1,32	0,69	0,98	12	03	13	Ц
12—16/X	0,87	0,94	1,00	0,75	0,87	1,25	22	12	03	С
17—22/X	1,06	0,90	0,92	0,68	1,15	1,32	22	11	14	С
23—27/X	0,96	1,15	1,16	0,98	0,83	1,17	22	07	07	З
28/X—2/XI	1,31	1,40	1,09	0,82	1,20	1,71	22	03	03	Ц
3—7/XI	1,23	1,38	1,01	1,07	1,24	1,29	22	13	06	В
8—12/XI	1,00	1,27	1,32	0,77	0,76	1,65	22	14	14	В
13—18/XI	0,88	1,00	1,60	1,48	0,55	0,68	11	13	13	В
19—23/XI	1,34	1,34	0,72	−0,36	1,86	3,72	22	13	13	В
24—29/XI	0,88	1,13	0,84	0,95	1,05	1,19	22	13	04	В
30/XI—5/XII	1,15	1,23	1,22	1,75	0,94	0,70	21	13	16	В
6—10/XII	0,52	0,58	1,64	2,09	0,32	0,28	11	01	16	Ц

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
11—15/XII	1,84	1,79	1,36	1,45	1,38	1,23	22	13	13	В
16—21/XII	1,22	1,17	0,86	1,11	1,42	1,05	22	13	03	В
22—26/XII	0,92	1,23	1,06	0,86	0,87	1,43	22	04	06	Ц
27—31/XII	0,62	0,86	1,49	1,41	0,42	0,61	11	08	08	З
1951 г.										
1—6/I	0,67	0,60	1,32	0,70	0,51	0,86	12	04	16	Ц
7—12/I	0,57	0,52	1,68	1,27	0,34	0,41	11	02	10	Ц
13—18/I	0,52	0,44	1,58	1,84	0,33	0,24	11	04	14	Ц
19—23/I	1,01	0,98	1,29	0,95	0,80	1,03	22	10	11	С
24—29/I	1,10	1,54	1,29	0,88	0,85	1,75	22	01	03	Ц
30/I—4/II	1,20	1,88	1,28	0,68	0,94	2,76	22	03	03	Ц
5—8/II	1,24	1,29	1,35	0,86	0,92	1,50	22	04	03	Ц
9—13/II	1,43	1,29	0,88	0,59	1,62	2,19	22	04	03	Ц
14—20/II	1,11	1,08	1,50	0,73	0,74	1,48	12	01	03	Ц
21—26/II	1,13	1,04	1,07	0,32	1,06	3,25	22	13	13	В
27/II—4/III	1,14	1,19	1,06	1,29	1,08	0,92	22	13	03	В
5—9/III	0,98	1,06	1,26	1,27	0,78	0,83	22	13	04	В
10—15/III	0,66	0,65	1,52	1,57	0,43	0,41	11	01	08	Ц
16—19/III	0,52	0,73	1,45	1,54	0,36	0,47	11	11	09	С
20—25/III	0,98	1,13	1,24	1,54	0,79	0,73	21	12	13	С
26—31/III	1,32	1,31	0,77	1,20	1,71	1,09	22	13	13	В
1—7/IV	0,76	0,48	1,12	1,66	0,68	0,29	11	13	13	В
8—13/IV	0,92	1,09	1,27	1,59	0,73	0,68	11	13	13	В
14—19/IV	0,84	1,31	0,93	1,27	0,90	1,03	22	16	13	В
20—25/IV	0,82	0,79	1,06	1,68	0,79	0,48	21	11	11	С
26/IV—2/V	0,80	0,48	0,76	1,34	1,05	0,36	21	13	08	В
3—8/V	0,54	0,60	1,01	1,52	0,53	0,39	11	13	08	В
9—14/V	0,48	0,50	0,96	1,29	0,50	0,39	11	12	05	С
15—19/V	0,55	0,63	1,04	1,59	0,53	0,40	11	09	09	С
20—26/V	1,06	1,36	1,12	1,14	0,95	1,19	22	10	07	С
27/V—1/VI	0,46	0,46	1,01	1,45	0,46	0,32	11	16	07	В
2—8/VI	0,81	0,94	0,78	1,07	1,04	0,88	22	02	09	Ц
9—14/VI	0,88	1,09	0,82	0,73	1,07	1,49	22	14	13	В
15—20/VI	0,50	0,42	0,82	1,23	0,61	0,34	11	04	12	Ц
21—25/VI	0,76	0,71	0,84	1,29	0,90	0,55	21	01	01	Ц
26—30/VI	0,82	1,02	1,01	1,20	0,81	0,85	22	13	04	В
1—6/VII	0,56	0,63	1,08	1,23	0,52	0,51	11	13	13	В
7—11/VII	0,58	0,58	0,90	0,88	0,64	0,66	11	13	13	В
12—16/VII	0,81	0,73	1,02	1,41	0,79	0,52	21	01	01	Ц
17—21/VII	0,38	0,21	0,99	1,57	0,38	0,13	11	10	16	С
22—27/VII	0,52	0,63	0,78	0,79	0,67	0,80	12	09	09	С
28/VII—1/VIII	0,82	0,83	0,80	0,52	1,02	1,60	22	08	13	З
2—6/VIII	0,59	0,61	0,79	0,20	0,75	3,05	22	04	14	Ц
7—11/VIII	0,92	1,11	0,74	0,54	1,24	2,06	22	04	04	Ц

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
12—17/VIII	0,76	0,73	0,82	0,70	0,93	1,04	22	13	13	В
18—21/VIII	0,84	0,96	1,02	0,93	0,82	1,03	22	13	13	В
22—25/VIII	0,79	1,13	0,92	0,61	0,86	1,85	22	13	03	В
26/VIII—1/IX	0,84	0,54	0,86	0,20	0,98	2,70	22	13	04	В
2—7/IX	0,72	1,02	1,00	1,18	0,72	0,86	12	03	04	Ц
8—14/IX	0,95	0,90	1,14	1,04	0,83	0,86	22	02	02	Ц
15—20/IX	0,54	0,79	1,22	1,98	0,44	0,40	11	13	16	В
21—26/IX	0,71	0,60	0,94	0,59	0,76	1,01	22	10	10	С
27/IX—1/X	1,06	1,15	0,96	0,48	1,10	2,40	22	02	02	Ц
2—6/X	0,98	1,23	1,04	0,43	0,94	2,86	22	07	03	З
7—12/X	0,72	0,84	1,25	1,00	0,58	0,84	12	06	03	З
13—17/X	1,24	1,75	1,12	1,16	1,11	1,51	22	03	03	Ц
18—24/X	0,78	0,81	1,28	1,68	0,61	0,48	11	01	13	Ц
25—30/X	0,99	0,81	1,30	1,27	0,76	0,64	21	07	07	З
31/X—3/XI	0,48	0,27	1,54	1,79	0,31	0,15	11	04	12	Ц
4—7/XI	0,92	0,65	1,20	1,14	0,78	0,57	21	04	05	Ц
8—13/XI	0,96	1,00	1,42	1,22	0,68	0,82	12	04	06	Ц
14—18/XI	0,95	1,24	1,79	1,63	0,53	0,76	12	02	05	Ц
19—25/XI	1,08	1,17	1,48	1,61	0,75	0,75	22	13	13	В
26/XI—3/XII	0,91	1,21	1,88	2,75	0,48	0,44	11	09	09	С
4—9/XII	0,58	0,77	2,16	2,70	0,27	0,28	11	01	16	Ц
10—16/XII	0,40	0,09	1,58	2,16	0,25	0,04	11	10	05	С
17—21/XII	1,22	1,31	1,64	1,72	0,75	0,76	22	06	03	З
22—27/XII	0,78	0,73	1,77	1,66	0,44	0,44	11	03	03	Ц
28/XII—51 г.										
2/I—52 г.	0,80	0,83	1,54	1,75	0,52	0,47	11	13	14	В
				1952 г.						
3—6/I	0,72	0,71	1,44	1,79	0,50	0,40	11	09	14	С
7—11/I	0,54	0,56	1,76	2,11	0,31	0,26	11	04	13	Ц
12—17/I	0,50	0,50	1,92	1,95	0,26	0,26	11	09	15	С
18—23/I	0,74	1,00	1,43	1,63	0,67	0,61	11	04	04	Ц
24—30/I	0,94	1,00	1,33	1,25	0,70	0,80	12	13	13	В
31/I—5/II	0,83	0,77	1,38	1,25	0,60	0,62	11	13	14	В
6—11/II	0,98	1,13	1,10	1,14	0,89	0,99	22	12	12	С
12—17/II	1,58	1,86	0,62	0,98	2,55	1,89	22	13	13	В
18—24/II	1,31	1,40	0,69	0,88	1,90	1,59	22	11	13	С
25/II—4/III	1,14	1,08	0,60	0,02	1,90	54,0	22	11	13	С
5—11/III	0,80	0,61	0,72	0,27	1,11	2,26	22	07	04	З
12—17/III	0,62	0,79	1,38	1,57	0,45	0,50	11	10	08	С
18—22/III	1,22	1,36	1,24	0,86	0,98	1,58	22	10	03	С
23—27/III	0,86	0,83	0,95	0,86	0,90	0,97	22	10	06	С

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
28/III—2/IV	0,96	1,27	1,04	1,11	0,92	1,14	22	16	12	В
3—8/IV	0,92	1,23	1,74	1,20	0,53	1,02	12	07	11	З
9—15/IV	0,83	0,98	1,27	1,68	0,65	0,58	11	02	04	Ц
16—19/IV	0,90	0,96	1,36	1,82	0,66	0,53	11	06	11	З
20—25/IV	0,65	0,71	1,34	1,61	0,48	0,44	11	03	08	Ц
26—30/IV	1,11	1,09	1,02	1,04	1,09	1,05	22	14	02	В
1—5/V	0,98	1,21	0,82	0,93	1,20	1,30	22	04	04	Ц
6—10/V	1,37	1,36	1,17	0,93	1,17	1,46	22	01	07	Ц
11—15/V	0,87	1,15	1,42	1,72	0,61	0,67	11	02	08	Ц
16—21/V	1,20	1,08	0,91	0,66	1,32	1,64	22	11	11	С
22—27/V	1,02	0,65	0,70	1,07	1,46	0,61	21	11	13	С
28/V—2/VI	0,89	1,06	0,68	1,02	1,31	1,04	22	13	13	В
3—9/VI	0,86	1,23	0,96	1,20	0,90	1,02	22	01	01	Ц
10—16/VI	0,54	0,73	0,95	1,02	0,57	0,72	11	09	01	С
17—21/VI	0,86	1,21	0,80	0,59	1,08	2,05	22	04	04	Ц
22—26/VI	0,78	0,86	0,82	0,59	0,95	1,46	22	11	04	С
27/VI—1/VII	0,86	0,65	0,82	0,52	1,05	1,25	22	11	14	С
2—8/VII	0,61	0,65	0,88	0,77	0,69	0,84	12	07	14	З
9—13/VII	0,69	0,77	0,91	1,09	0,76	0,71	21	08	01	З
14—18/VII	0,80	0,81	0,98	1,36	0,82	0,60	21	04	13	Ц
19—22/VII	0,90	1,17	0,73	1,02	1,23	1,15	22	12	13	С
23—28/VII	0,74	0,77	0,67	1,04	1,10	0,74	21	12	11	С
29/VII—4/VIII	0,50	0,25	0,77	0,79	0,65	0,32	11	13	09	В
5—11/VIII	0,60	0,36	0,77	0,95	0,69	0,38	11	13	12	В
12—18/VIII	0,68	0,63	1,01	1,02	0,67	0,62	11	01	09	Ц
19—23/VIII	0,72	0,71	1,16	1,68	0,62	0,42	11	13	16	В
24—29/VIII	0,54	0,71	1,38	2,04	0,39	0,35	11	08	16	З
30/VIII—3/IX	0,58	0,73	1,24	1,79	0,47	0,41	11	01	16	Ц
4—8/IX	1,26	1,40	0,84	0,98	1,50	1,43	22	13	09	В
9—13/IX	0,80	0,50	0,67	1,18	1,19	0,42	21	13	06	В
14—19/IX	0,98	1,23	1,01	1,14	0,97	1,08	22	12	09	С
20—24/IX	0,72	0,83	1,35	1,36	0,53	0,61	11	12	13	С
25—29/IX	0,56	0,40	1,50	1,29	0,37	0,31	11	13	13	В
30/IX—5/X	0,80	0,86	1,16	1,18	0,69	0,75	12	01	04	Ц
6—10/X	0,65	0,50	1,06	1,59	0,61	0,31	11	12	13	С
11—16/X	1,02	1,29	1,14	0,75	0,89	1,72	22	11	03	С
17—22/X	1,10	1,27	1,00	0,45	1,10	2,82	22	11	03	С
23—30/X	0,72	0,86	1,86	1,79	0,39	0,48	11	01	07	Ц
31/X—6/XI	0,97	0,86	1,64	1,79	0,59	0,48	11	11	03	С
7—12/XI	1,24	0,92	0,90	0,61	1,38	1,51	22	13	12	В
13—19/XI	1,17	0,90	0,46	0,50	2,54	1,80	22	13	13	В
20—25/XI	1,12	1,31	1,09	1,07	1,03	1,22	22	04	04	Ц
26/XI—2/XII	1,19	1,57	0,74	0,45	1,61	3,49	22	13	13	В
3—9/XII	0,87	0,98	1,58	1,68	0,55	0,58	11	10	08	С

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
10—16/XII	0,88	0,77	1,86	1,93	0,47	0,40	11	04	04	Ц
17—22/XII	0,96	0,83	1,27	1,50	0,76	0,55	21	13	13	В
23—28/XII	0,92	0,84	1,18	1,18	0,78	0,71	21	13	04	В
				1953 г.						
29/XII—52—5/I—53 г.	0,76	0,79	1,45	1,79	0,52	0,44	11	04	08	Ц
6—11/I	0,66	0,52	1,37	1,86	0,48	0,28	11	04	05	Ц
12—18/I	0,64	0,79	1,30	2,13	0,49	0,37	11	07	02	З
19—23/I	1,08	1,17	1,30	2,07	0,82	0,57	21	09	09	С
24—31/I	1,13	0,98	1,50	1,72	0,75	0,57	21	10	10	С
1—6/II	0,74	0,75	0,69	0,59	1,08	1,27	22	09	09	С
7—14/II	0,91	1,00	0,86	0,34	1,06	2,94	22	13	13	В
15—21/II	0,80	0,83	1,62	1,68	0,49	0,49	11	10	09	С
22—27/II	0,88	0,54	1,46	1,41	0,60	0,38	11	07	03	З
28/II—5/III	0,76	0,60	1,44	2,13	0,53	0,28	11	07	07	З
6—13/III	1,00	0,71	1,19	1,38	0,84	0,51	21	10	07	С
14—20/III	0,86	0,79	1,06	1,43	0,81	0,55	21	07	02	З
21—26/III	0,80	0,84	1,51	2,52	0,53	0,33	11	07	07	З
27/III—1/IV	0,72	0,81	1,69	2,43	0,43	0,33	11	16	10	В
2—8/IV	0,92	0,79	1,27	1,43	0,72	0,55	11	13	04	В
9—13/IV	0,76	0,94	1,20	1,27	0,63	0,74	11	09	16	С
14—18/IV	1,38	1,54	0,10	0,07	1,38	2,20	22	13	13	В
19—23/IV	0,90	1,02	0,64	0,45	1,41	2,27	22	11	12	С
24—28/IV	1,05	1,34	2,04	0,75	1,00	1,79	22	12	04	С
29/IV—2/V	1,11	1,44	0,92	0,77	1,21	1,87	22	11	04	С
3—6/V	1,14	1,04	1,00	0,77	1,14	0,88	22	07	07	З
7—11/V	1,02	1,00	0,75	0,34	1,36	2,94	22	11	11	С
12—17/V	0,75	0,77	0,92	0,48	0,82	1,60	22	11	13	С
18—24/V	0,78	0,73	0,60	1,23	1,30	0,59	21	03	13	Ц
25—30/V	0,86	1,19	1,38	1,77	0,62	0,67	11	09	09	С
31/V—7/VI	0,96	0,61	0,65	0,82	1,48	0,74	21	13	13	В
8—13/VI	0,68	0,83	0,77	0,68	0,88	1,22	22	01	03	Ц
14—19/VI	1,18	1,57	0,86	0,64	1,44	2,45	22	13	03	В
20—25/VI	0,94	1,15	0,69	0,20	1,36	5,75	22	02	02	Ц
26/VI—1/VII	0,88	1,25	0,84	1,04	1,05	1,20	22	07	07	З
2—7/VII	0,62	0,56	1,09	1,45	0,57	0,66	11	02	10	Ц
8—13/VII	0,72	0,58	0,99	0,98	0,73	0,59	11	13	13	В
14—19/VII	0,72	0,75	0,80	0,54	0,90	1,39	22	13	01	В
20—24/VII	0,64	0,54	0,95	0,73	0,72	0,74	11	01	16	Ц
25—30/VII	0,84	0,86	0,70	0,43	1,20	2,00	22	01	10	Ц
31/VII—5/VIII	0,62	0,58	0,85	0,84	0,73	0,69	11	11	14	С
6/I—10/VIII	0,92	0,98	0,82	0,57	1,12	1,72	22	11	14	С

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
11—17/VIII	1,06	1,21	0,50	0,07	2,12	17,3	22	11	14	С
18—23/VIII	0,65	0,81	0,78	0,70	0,83	1,16	22	13	03	В
24—29/VIII	0,54	0,54	1,12	1,02	0,48	0,53	11	13	03	В
30/VIII—4/IX	0,36	0,27	1,35	1,59	0,27	0,17	11	03	09	Ц
5—12/IX	0,67	0,75	1,27	2,00	0,53	0,38	11	10	09	С
13—18/IX	0,84	0,71	1,11	0,88	0,76	0,81	22	09	07	С
19—24/IX	0,99	1,09	1,48	1,45	0,67	0,75	12	01	07	Ц
25/IX—1/X	0,68	0,83	1,30	1,45	0,52	0,57	11	02	03	Ц
2—5/X	0,82	0,79	1,34	2,00	0,61	0,40	11	02	02	Ц
6—9/X	0,82	0,81	1,04	1,23	0,79	0,66	21	11	02	С
10—15/X	0,72	0,54	1,36	1,27	0,53	0,42	11	02	04	Ц
16—21/X	1,02	1,19	1,32	1,77	0,77	0,67	21	03	03	Ц
22—27/X	1,12	1,23	1,56	1,57	0,72	0,78	12	02	03	Ц
28/X—1/XI	1,46	2,04	0,88	0,25	1,66	8,16	22	01	03	Ц
2—7//XI	1,16	1,50	1,24	0,54	0,94	2,78	22	03	03	Ц
8—15/XI	0,50	0,44	1,46	1,57	0,34	0,28	11	14	16	В
16—21/XI	1,06	0,96	1,40	1,75	0,76	0,55	21	07	01	З
22—27/XI	1,38	1,36	1,34	1,00	1,03	1,36	22	07	02	З
28/XI—2/XII	0,83	1,19	1,54	2,02	0,54	0,59	11	06	13	З
3—8/XII	0,84	0,79	1,61	2,20	0,52	0,36	11	07	02	З
9—14/XII	1,47	1,94	1,01	0,85	1,46	2,36	22	03	03	Ц
15—20/XII	1,34	2,00	0,55	0,61	2,03	3,28	22	03	03	Ц
21—27/VII	0,76	0,92	1,27	1,32	0,60	0,70	11	10	03	С
28/XII—53—2/I—54 г.	0,70	0,58	1,31	1,34	0,52	0,43	11	08	03	З
1954 г.										
3—9/I	0,66	0,65	1,20	1,48	0,55	0,44	11	08	05	З
10—15/I	0,56	0,56	1,48	1,11	0,38	0,50	11	09	11	С
16—21/I	0,94	0,75	1,25	1,07	0,75	0,70	21	11	12	С
22—27/I	1,35	1,63	1,08	0,23	1,25	1,32	22	08	03	З
28/I—2/II	1,04	1,04	1,05	0,36	1,00	0,91	22	08	03	З
3—7/II	0,82	0,71	1,35	1,54	0,61	0,46	11	08	02	З
8—12/II	0,74	1,09	1,21	0,57	0,62	1,57	12	13	03	В
13—16/II	0,91	1,23	1,10	1,04	0,76	1,18	22	14	06	В
17—21/II	1,39	1,88	1,55	1,11	0,90	1,46	22	07	03	З
22—26/II	1,16	1,63	1,00	0,69	1,16	2,33	22	04	03	Ц
27/II—4/III	1,23	1,27	1,00	0,48	1,23	2,08	22	13	13	В
5—11/III	0,85	0,84	1,04	1,18	0,82	0,71	21	14	13	В
12—17/III	0,67	0,77	1,27	1,68	0,52	0,42	11	06	05	З
18—24/III	0,48	0,38	1,68	1,72	0,28	0,22	11	07	01	З
25—29/III	0,40	0,36	1,69	1,54	0,24	0,23	11	10	03	С

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
25—29/III	0,40	0,36	1,69	1,54	0,24	0,23	11	10	03	С
30/III—4/IV	0,66	1,06	1,44	1,32	0,46	0,80	12	02	02	Ц
5—9/IV	0,65	0,83	1,22	1,75	0,53	0,47	11	03	06	Ц
10—14/IV	1,08	1,27	1,07	1,00	1,02	1,00	22	12	03	С
15—19/IV	0,89	0,61	0,74	0,93	1,20	0,66	21	12	14	С
20—24/IV	0,94	1,08	0,86	0,70	1,09	1,01	22	11	12	С
25—29/IV	1,03	1,21	0,92	0,79	1,12	1,53	22	12	09	С
30/IV—5/V	1,02	1,08	0,82	0,57	1,24	1,91	22	04	04	Ц
6—10/V	0,84	1,06	0,74	0,61	1,14	1,74	22	03	03	Ц
11—15/V	0,93	0,96	0,61	0,36	1,52	1,41	22	11	06	С
16—21/V	0,96	0,88	0,37	0,32	2,67	1,49	22	13	14	В
22—26/V	0,78	1,06	0,85	0,34	0,92	1,74	22	13	14	В
27/V—2/VIII	0,68	0,81	1,14	1,23	0,50	0,66	11	07	07	З
3—7/VI	0,85	1,02	1,13	0,86	0,76	0,72	21	07	09	З
8—13/VI	0,80	0,86	0,82	0,73	0,98	0,94	22	01	16	Ц
14—19/VI	0,56	0,56	0,90	0,97	0,62	0,58	11	03	14	Ц
20—26/VI	0,73	0,60	1,14	1,59	0,64	0,38	11	01	02	Ц
27/VI—3/VII	0,82	0,73	0,89	1,48	0,92	0,49	21	13	13	В
4—9/VII	1,14	1,27	0,51	0,36	2,24	3,53	22	13	13	В
10—15/VII	0,84	1,08	0,80	0,41	1,06	2,00	22	13	03	В
16—20/VII	0,91	1,13	0,84	0,39	1,08	1,43	22	13	13	В
21—26/VII	0,61	0,73	0,85	1,02	0,72	0,72	11	11	16	С
27/VII—1/VIII	0,70	0,73	0,74	0,30	0,94	2,15	21	09	01	С
2—7/VIII	0,50	0,35	0,88	0,59	0,58	0,70	11	15	15	В
8—12/VIII	0,89	0,88	1,09	0,98	0,82	0,90	22	01	02	Ц
13—18/VIII	0,76	0,85	0,90	0,77	0,84	1,09	22	13	16	В
19—25/VIII	0,78	0,84	0,90	0,86	0,87	0,98	22	13	07	В
26—30/VIII	0,52	0,29	1,50	1,48	0,35	0,20	11	10	01	С
31/VIII—5/IX	0,63	0,40	1,09	0,86	0,58	0,46	11	07	15	З
6—11/IX	0,38	0,35	1,30	1,25	0,29	0,26	11	03	06	Ц
12—18/IX	0,54	0,42	1,40	1,72	0,38	0,24	11	04	15	Ц
19—25/IX	0,39	0,40	1,42	1,50	0,27	0,27	11	09	16	С
26/IX—1/X	1,08	1,48	1,28	1,16	0,84	1,28	22	13	13	В
2—6/X	1,20	1,25	1,01	0,14	1,19	1,84	22	11	14	С
7—11/X	0,71	0,92	1,56	1,43	0,46	0,64	11	10	02	С
12—17/X	0,52	0,61	1,77	2,45	0,30	0,25	11	07	09	З
18—23/X	0,42	0,38	1,94	2,45	0,22	0,16	11	01	02	Ц
24—28/X	0,52	0,31	1,46	1,68	0,36	0,18	11	14	01	В
29/X—3/XI	0,48	0,42	1,22	1,09	0,39	0,38	11	04	04	Ц
4—8/XI	0,52	0,56	1,56	2,07	0,35	0,27	11	04	02	Ц
9—13/XI	0,77	1,08	1,78	2,07	0,43	0,52	11	14	14	В
14—18/XI	0,83	0,73	1,74	2,29	0,48	0,32	11	11	07	С
19—22/XI	1,42	1,75	0,98	0,27	1,45	5,47	22	14	03	В
23—29/XI	1,04	1,08	0,85	—0,23	1,22	2,40	22	02	03	Ц

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
30/XI—5/XII	0,85	1,08	1,04	0,52	0,82	1,01	22	03	14	Ц
6—10/XII	1,16	1,25	1,27	0,84	0,91	1,49	22	13	13	В
11—15/XII	0,97	1,21	1,40	1,54	0,69	0,78	12	01	03	Ц
16—19/XII	0,99	1,06	1,42	2,07	0,70	0,51	11	06	03	З
20—25/XII	1,07	0,88	1,48	2,04	0,75	0,43	21	12	09	С
26—29/XII	1,09	1,19	0,82	0,84	1,33	1,07	22	11	14	С
1955 г.										
30/XII—54—4/I—55 г.	0,79	0,50	1,46	0,14	1,72	3,57	22	11	02	С
5—9/I	0,72	1,04	1,46	1,68	0,49	0,62	11	08	08	З
10—16/I	0,82	1,29	1,71	2,04	0,54	0,63	11	13	16	В
17—21/I	0,76	0,77	1,50	1,72	0,50	0,44	11	16	16	В
22—25/I	0,52	0,46	1,58	2,00	0,33	0,23	11	07	14	З
26—31/I	1,06	0,96	1,72	1,68	0,62	0,57	11	02	10	Ц
1—6/II	0,65	0,38	1,50	0,61	0,47	0,62	11	04	01	Ц
7—11/II	1,14	1,42	1,14	0,59	1,00	2,41	22	12	04	С
12—17/II	1,16	1,32	1,07	0,64	1,08	2,07	22	09	04	С
18—22/II	1,05	1,02	1,52	1,57	0,69	0,65	12	16	08	В
23—28/II	0,76	0,81	1,50	1,02	0,50	0,79	12	12	10	С
1—5/III	0,70	0,48	0,96	0,34	0,73	1,41	12	07	02	З
6—12/III	0,80	0,71	1,07	1,32	0,75	0,54	21	04	06	Ц
13—17/III	0,56	0,63	1,12	1,93	0,50	0,33	11	05	05	З
18—22/III	1,16	1,48	0,68	0,73	1,70	2,03	22	13	12	В
23—27/III	0,48	0,54	1,08	1,54	0,44	0,35	11	14	12	В
28/III—2/IV	1,06	1,14	1,56	1,50	0,67	0,76	12	10	09	С
3—6/IV	0,82	1,00	1,53	1,34	0,54	0,75	12	07	07	З
7—10/IV	0,74	0,94	1,16	0,82	0,63	1,15	12	06	03	З
11—16/IV	0,94	0,86	0,66	0,59	1,42	1,46	22	11	14	С
17—21/IV	0,70	0,36	0,62	0,66	1,13	0,54	21	11	12	С
22—27/IV	1,28	1,36	0,86	0,64	1,49	2,12	22	11	13	С
28/IV—2/V	1,01	1,08	1,16	1,20	0,87	0,90	22	11	11	С
3—8/V	0,51	0,52	1,38	1,45	0,37	0,36	11	02	06	Ц
9—14/V	0,66	0,92	1,36	1,70	0,48	0,54	11	16	16	В
15—19/V	1,22	1,21	1,12	1,50	1,09	0,81	22	13	13	В
20—24/V	1,51	2,02	0,88	0,84	1,71	2,40	22	13	13	В
25—29/V	0,86	0,94	0,96	0,91	0,90	1,03	22	10	11	С

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
30/V—5/VI	0,59	0,42	0,96	0,34	0,61	1,23	12	10	06	С
6—10/VI	0,68	1,00	1,20	1,36	0,57	0,74	11	16	12	В
11—15/VI	1,62	0,65	1,12	1,50	0,56	0,43	11	13	16	В
16—21/VI	0,92	1,11	0,72	0,61	1,28	1,82	22	11	13	С
22—26/VI	0,52	0,77	1,28	1,36	0,41	0,57	11	15	16	В
27/VI—4/VII	0,60	0,90	1,25	1,34	0,48	0,67	11	01	07	Ц
5—10/VII	0,82	0,77	0,78	0,82	1,05	0,94	22	11	14	С
11—15/VII	0,74	0,79	0,74	0,66	1,00	1,20	22	02	03	Ц
16—21/VII	0,68	0,75	0,96	1,02	0,71	0,73	11	11	14	С
22—26/VII	0,68	0,81	0,51	0,32	1,33	2,53	22	10	14	С
27/VII—2/VIII	0,41	0,36	1,02	1,38	0,40	0,26	11	11	02	С
3—7/VIII	0,34	0,33	1,07	1,41	0,32	0,23	11	09	09	С
8—13/VIII	0,62	0,86	0,92	0,93	0,66	0,92	12	16	02	В
14—21/VIII	1,02	1,23	0,99	0,73	1,03	1,68	22	02	02	Ц
22—29/VIII	0,54	0,46	0,92	0,86	0,60	0,53	11	07	02	З
30/VIII—4/IX	0,76	1,17	1,38	1,54	0,55	0,76	12	01	01	Ц
5—11/IX	0,82	1,17	1,27	1,45	0,64	0,80	12	04	02	Ц
12—15/IX	0,89	0,75	1,49	1,75	0,60	0,43	11	04	01	Ц
16—19/IX	0,80	0,75	0,93	0,50	0,86	1,50	22	14	03	В
20—25/IX	1,08	1,21	1,04	0,45	1,04	2,68	22	11	03	С
26—30/IX	0,64	0,79	1,06	0,93	0,60	0,85	12	10	14	С
1—6/X	0,56	0,42	1,52	1,82	0,37	0,23	11	01	10	Ц
7—10/X	0,90	1,06	1,26	1,38	0,71	0,77	12	03	03	Ц
11—14/X	0,95	0,84	1,54	1,93	0,62	0,43	11	03	01	Ц
15—19/X	0,79	0,65	1,72	2,36	0,47	0,28	11	13	09	В
20—24/X	0,54	0,35	1,59	2,25	0,34	0,15	11	04	04	Ц
25—31/X	1,09	1,48	1,10	1,59	0,99	0,93	22	13	12	В
1—5/XI	1,08	1,18	1,46	1,41	0,74	0,83	12	02	09	Ц
6—12/XI	1,02	0,86	1,19	1,18	0,86	0,73	21	02	04	Ц
13—18/XI	0,82	0,88	1,30	1,68	0,63	0,52	11	11	06	С
19—25/XI	0,93	1,02	1,46	1,98	0,69	0,51	11	09	08	С
26/XI—2/XII	0,74	0,73	1,88	2,29	0,39	0,32	11	08	10	З
3—7/XII	0,76	0,69	1,74	2,20	0,44	0,31	11	09	04	С
8—13/XII	0,86	0,83	1,66	1,04	0,52	0,79	12	10	05	С
14—17/XII	0,87	0,81	1,38	0,77	0,63	1,05	12	07	08	З
18—21/XII	1,23	1,69	1,38	0,98	0,89	1,73	22	02	04	Ц
22—26/XII	0,66	0,42	1,70	0,86	0,39	0,49	11	06	14	З
27/XII—55—1/I—56	0,93	0,98	1,38	1,14	0,67	0,85	12	05	13	З
1956 г.										
2—8/I	0,85	0,97	0,99	1,09	0,86	0,89	22	12	14	С
9—14/I	0,96	1,05	0,93	0,82	1,03	1,28	22	04	04	Ц
15—21/I	0,78	1,05	1,42	1,59	0,55	0,66	11	12	13	С

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
22—26/I	0,47	0,65	1,75	1,79	0,27	0,36	11	09	09	С
27/I—2/II	1,34	1,52	1,12	0,57	1,20	2,63	22	09	03	С
3—10/II	1,08	1,00	0,48	—0,30	2,23	0,33	12	11	14	С
11—17/II	1,20	1,24	0,54	—0,36	2,22	3,44	22	13	14	В
18—22/II	0,80	0,65	0,32	—0,36	2,50	1,80	22	04	13	Ц
23—28/II	1,05	1,48	1,38	1,29	0,76	1,15	22	08	09	З
29/II—7/III	0,98	1,15	1,80	1,68	0,54	0,68	11	09	16	С
8—14/III	1,04	1,31	1,10	0,93	0,94	1,41	22	10	03	С
15—20/III	1,22	1,67	0,60	—0,02	2,03	83,0	22	03	03	Ц
21—26/III	1,00	1,08	0,54	—0,20	1,96	5,40	22	03	03	Ц
27/III—1/IV	0,71	0,87	0,86	1,09	0,82	0,80	22	07	09	З
2—6/IV	1,10	1,27	1,36	2,04	0,81	0,62	21	09	09	С
7—13/IV	0,97	0,89	0,98	1,14	0,99	0,78	22	11	04	С
14—18/IV	0,56	0,40	1,31	1,52	0,43	0,60	11	04	04	Ц
19—24/IV	0,74	0,42	1,36	1,25	0,54	0,34	11	12	05	С
25—28/IV	0,70	0,60	1,38	1,52	0,51	0,40	11	01	08	Ц
29/IV—3/V	0,65	0,69	1,09	1,16	0,60	0,60	11	03	03	Ц
4—9/V	0,60	0,29	1,26	1,09	0,48	0,27	11	06	04	З
10—14/V	0,58	0,65	1,26	1,16	0,46	0,56	11	10	14	С
15—20/V	0,77	1,04	1,02	1,03	0,75	1,00	22	12	13	С
21—26/V	0,45	0,34	1,45	1,34	0,31	0,25	11	01	15	Ц
27—30/V	0,84	0,84	1,12	1,34	0,75	0,63	21	08	13	З
31/V—6/VI	1,04	0,70	1,44	1,34	0,75	0,52	21	04	16	Ц
7—11/VI	0,74	0,47	0,94	0,82	0,79	0,57	21	04	02	Ц
12—18/VI	0,95	0,95	0,84	0,70	1,13	1,36	22	04	03	Ц
19—23/VI	0,88	0,76	0,89	1,20	0,99	0,63	21	13	03	В
24—28/VI	1,02	1,20	0,83	0,88	1,22	1,36	22	12	13	С
29/VI—3/VII	0,68	0,68	0,77	0,43	0,88	1,58	22	16	13	В
4—8/VII	0,80	1,03	0,85	0,14	0,94	7,36	22	07	02	З
9—13/VII	0,72	0,70	0,78	0,09	0,92	7,78	22	07	02	З
14—19/VII	0,58	0,76	0,80	0,14	0,72	5,43	12	08	02	З
20—25/VII	0,51	0,42	1,02	0,79	0,50	0,53	11	09	15	С
26—30/VII	0,51	0,40	0,94	0,68	0,54	0,59	11	10	13	С
31/VII—5/VIII	0,72	0,65	0,91	0,68	0,77	0,96	22	12	13	С
6—9/VIII	0,62	0,72	1,12	1,34	0,55	0,54	11	12	11	С
10—15/VIII	0,38	0,28	1,17	0,91	0,32	0,31	11	09	10	С
16—21/VIII	0,54	0,70	0,86	0,43	0,63	1,63	12	09	12	С
22—25/VIII	0,66	0,61	1,18	0,57	0,56	1,07	12	12	01	С
26/VIII—1/IX	0,91	0,63	1,11	1,25	0,82	0,50	21	13	09	В
2—5/IX	1,10	1,46	1,04	1,66	1,06	0,88	22	02	09	Ц
6—10/IX	0,84	1,17	1,35	1,52	0,62	0,77	12	01	02	Ц
11—15/IX	0,90	1,27	1,14	1,29	0,79	0,98	22	10	01	С
16—20/IX	0,82	0,54	1,17	0,88	0,75	0,61	21	07	05	З
21—26/IX	0,96	0,81	1,49	1,34	0,64	0,76	12	07	07	З

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
27/IX—3/X	0,60	0,36	1,77	2,07	0,34	0,17	11	03	01	Ц
4—9/X	0,90	0,76	1,20	1,57	0,75	0,48	21	12	12	С
10—13/X	0,55	0,46	1,40	2,09	0,39	0,22	11	10	04	С
14—19/X	1,08	0,86	1,30	0,84	0,83	1,02	22	07	03	З
20—25/X	0,66	0,70	1,85	2,16	0,36	0,32	11	07	15	З
26—30/X	0,94	0,95	1,32	1,72	0,81	0,55	11	11	02	С
31/X—5/XI	0,79	0,80	1,06	1,36	0,73	0,59	11	08	09	З
6—9/XI	1,24	0,87	1,34	0,75	0,92	1,16	22	10	15	С
10—14/XI	0,90	0,87	1,15	1,07	0,78	0,81	22	08	04	З
15—19/XI	1,07	1,23	1,62	1,61	0,62	0,76	12	10	10	С
20—24/XI	1,22	1,37	1,24	0,86	0,98	1,59	22	08	02	З
25—30/XI	0,78	0,78	1,67	1,68	0,47	0,46	11	09	16	С
1—5/XII	0,76	0,48	1,75	2,07	0,43	0,23	11	11	16	С
6—12/XII	1,10	0,93	1,45	1,57	0,76	0,59	21	10	10	С
13—18/XII	0,82	1,04	1,22	0,77	0,67	1,35	12	15	15	В
19—22/XII	1,08	1,31	1,02	1,43	1,06	0,92	22	06	07	З
23—28/XII	1,26	1,77	0,76	—0,23	1,66	7,69	22	02	03	Ц
				1957 г.						
29/XII—56 г.—4/I—57 г.	0,94	1,06	1,20	0,75	0,78	1,41	22	04	03	Ц
5—9/1	0,79	1,08	1,38	1,34	0,57	0,80	12	06	14	З
10—14/I	1,05	1,09	1,32	1,91	0,79	0,57	21	09	07	С
15—19/I	0,95	0,58	1,22	1,66	0,78	0,35	21	08	07	З
20—24/I	0,91	0,63	2,02	2,54	0,45	0,24	11	02	02	Ц
25—30/I	1,02	1,32	1,60	1,34	0,64	0,97	12	03	03	Ц
31/I—6/II	0,92	0,65	1,24	1,11	0,75	0,58	21	03	14	Ц
7—12/II	0,56	0,60	1,20	0,98	0,47	0,61	11	15	10	В
13—20/II	0,91	0,79	1,34	0,91	0,68	0,87	12	13	13	В
21—26/II	0,75	0,56	0,94	0,64	0,80	0,88	22	14	13	В
27/II—4/III	1,20	0,84	0,78	0,30	1,54	2,80	22	11	04	С
5—12/III	1,03	1,09	0,82	0,73	1,26	1,49	22	11	04	С
13—19/III	1,00	1,02	1,62	1,84	0,62	0,55	11	07	08	З
20—24/III	1,40	1,75	1,87	2,22	0,75	0,79	22	02	07	Ц
25—29/III	1,23	0,38	1,14	1,59	1,08	0,24	21	02	01	Ц
30/III—4/IV	1,18	1,31	1,27	1,59	0,93	0,82	22	02	07	Ц
5—12/IV	0,56	0,60	0,98	1,36	0,57	0,44	11	10	05	С
13—18/IV	0,92	0,88	1,24	1,45	0,74	0,60	11	11	03	С
19—22/IV	1,44	1,52	0,77	0,61	1,87	2,50	22	14	14	В
23—27/IV	0,98	1,04	0,62	1,14	1,58	0,91	22	04	03	Ц
28/IV—3/V	0,92	1,11	1,02	1,88	0,90	0,59	21	13	13	В
4—8/V	1,14	1,04	0,77	0,88	1,48	1,18	22	13	11	В
9—13/V	1,28	1,32	0,40	—0,45	3,20	2,93	22	14	03	В

Дата	$I_м$		$I_з$		$I' = \frac{I_м}{I_з}$		Состояние циркуляции	Характеристика локализации гребней и ложбин		Форма
	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.	35—70° с. ш.	52—70° с. ш.		основная	дополнительная	
14—20/V	0,76	0,71	0,14	1,23	0,66	0,58	11	13	04	В
21—26/V	0,82	0,77	0,93	1,07	0,89	0,72	21	09	06	С
27/V—1/VI	0,62	0,50	1,09	1,45	0,57	0,34	11	13	13	В
2—8/VI	0,70	1,06	1,12	1,16	0,64	0,66	11	15	09	В
9—13/VI	0,80	0,84	0,78	1,09	1,02	0,77	22	03	13	Ц
14—18/VI	0,65	0,29	0,86	1,27	0,76	0,20	21	11	16	С
19—24/VI	0,80	1,08	0,91	1,16	0,88	0,93	22	16	09	В
25—30/VI	0,86	1,02	0,85	0,82	1,01	1,24	22	10	09	С
1—7/VII	0,72	0,71	0,82	0,88	0,88	0,81	22	07	09	З
8—14/VII	1,06	0,92	0,48	0,07	2,21	13,0	22	01	14	Ц
15—21/VII	0,92	1,09	0,75	0,25	1,23	4,36	22	04	04	Ц
22—27/VII	0,72	0,46	0,70	0,11	1,03	4,00	22	12	02	С
28/VII—1/VIII	0,59	0,63	0,64	0,32	0,92	1,97	22	12	03	С
2—6/VIII	0,63	0,75	0,74	0,27	0,85	2,78	22	07	01	З
7—11/VIII	0,93	1,04	1,07	0,57	0,87	1,82	22	01	16	Ц
12—18/VIII	0,90	1,00	0,83	0,64	1,08	1,56	22	01	13	Ц
19—24/VIII	0,56	0,60	1,16	1,18	0,48	0,51	11	13	14	В
25—31/VIII	0,99	0,86	0,72	0,59	1,38	1,46	22	13	14	В
1—5/IX	0,78	0,84	0,98	1,11	0,80	0,76	22	13	14	В
6—10/IX	0,76	1,02	1,20	1,25	0,63	0,82	12	13	13	В
11—17/IX	0,90	0,75	1,16	1,18	0,77	0,60	21	13	13	В
18—25/IX	0,48	0,44	0,82	0,77	0,58	0,57	11	11	12	С
26/IX—1/X	0,71	0,56	1,20	1,57	0,59	0,37	11	12	16	С
2—7/X	0,79	0,81	1,40	1,86	0,56	0,44	11	11	13	С
8—13/X	1,19	1,04	1,54	1,95	0,77	0,53	21	02	03	Ц
14—19/X	0,48	0,35	1,74	2,13	0,28	0,16	11	02	01	Ц
20—26/X	0,54	0,56	1,72	2,41	0,31	0,23	11	04	14	Ц
27/X—2/XI	0,69	0,92	2,02	2,50	0,34	0,37	11	04	13	Ц
3—7/XI	1,30	1,19	1,51	1,54	0,86	0,77	22	04	04	Ц
8—14/XI	0,72	0,94	1,08	1,48	0,67	0,64	11	04	06	Ц
15—21/XI	1,14	1,19	1,50	1,75	0,76	0,68	21	07	06	З
22—28/XI	0,92	0,73	1,56	1,98	0,59	0,37	11	07	10	З
29/XI—2/XII	1,20	1,09	1,28	1,36	0,94	0,80	22	10	07	С
3—8/XII	0,69	0,77	1,78	2,38	0,39	0,32	11	11	08	С
9—14/XII	0,69	0,75	2,04	1,88	0,34	0,40	11	16	09	В
15—18/XII	0,52	0,58	2,09	2,32	0,25	0,25	11	08	02	З
19—24/XII	0,72	0,50	1,95	2,63	0,37	0,19	11	04	02	Ц
25—30/XII	0,66	0,72	1,76	2,56	0,37	0,28	11	05	04	З

Число дней с зональными (Зн) и меридиональными (Мр) процессами различных форм циркуляции по месяцам за 1938—57 гг.

Год	Тип циркуляции	Форма циркуляции	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь
1938	Зн	*Ц*	—	—	—	—	5	6	—	—	—	5	7	—
		З	—	7	16	—	—	—	—	—	—	7	—	—
		С	—	—	6	9	—	6	—	—	—	—	7	—
		В	11	2	—	—	—	—	—	—	—	—	11	7
	Мр	*Ц*	—	—	—	—	11	16	31	19	16	14	—	11
		З	—	13	9	8	—	—	—	—	—	—	5	6
		С	20	6	—	13	12	—	—	—	7	5	—	7
		В	—	—	—	—	3	2	—	12	7	—	—	—
	Всего	*Ц*	—	—	—	—	16	22	31	19	16	19	7	11
		З	—	20	25	8	—	—	—	—	—	7	5	6
		С	20	6	6	22	12	6	—	—	7	5	7	7
		В	11	2	—	—	3	2	—	12	7	—	11	7
1939	Зн	*Ц*	11	—	—	5	4	—	2	—	13	8	7	—
		З	5	14	—	13	—	6	—	—	—	—	6	7
		С	—	5	5	—	—	—	—	—	3	3	10	2
		В	—	—	—	2	12	5	—	—	—	—	—	10
	Мр	*Ц*	6	6	6	—	—	5	19	26	1	7	7	—
		З	3	3	2	3	—	—	—	—	7	6	—	—
		С	—	—	12	—	9	4	5	—	6	—	—	12
		В	6	—	6	7	6	10	5	5	—	7	—	—
	Всего	*Ц*	17	6	6	5	4	5	21	26	14	15	14	—
		З	8	17	2	16	—	6	—	—	7	6	6	7
		С	—	5	17	—	9	4	5	—	9	3	10	14
		В	6	—	6	9	18	15	5	5	—	7	—	10
1940	Зн	*Ц*	—	—	—	6	—	2	12	—	—	11	15	—
		З	—	7	—	—	—	5	—	—	—	—	5	2
		С	5	7	8	14	—	—	—	—	—	—	—	7
		В	—	—	7	6	—	—	—	6	14	1	10	—
	Мр	*Ц*	—	—	—	4	10	—	—	—	—	14	—	—
		З	13	—	—	—	1	6	—	—	—	5	—	19
		С	7	9	16	—	12	11	8	6	11	—	—	3
		В	6	6	—	—	8	6	11	19	5	—	—	—
	Всего	*Ц*	—	—	—	10	10	2	12	—	—	25	15	—
		З	13	7	—	—	1	11	—	—	—	5	5	21
		С	12	16	24	14	12	11	8	6	11	—	—	10
		В	6	6	7	6	8	6	11	25	19	1	10	—

Год	Тип циркуляции	Форма циркуляции	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь
1941	Зн	*Ц*	7	8	10	—	—	—	1	6	—	—	—	—
		З	—	—	4	5	3	16	—	—	—	8	—	12
		С	—	6	—	7	13	12	—	3	10	—	6	—
		В	5	—	2	4	4	—	—	—	—	3	4	—
	Мр	*Ц*	5	7	—	—	—	—	18	7	—	—	12	—
		З	6	—	—	—	—	—	—	—	15	—	8	12
		С	8	—	15	9	3	2	5	7	5	20	—	7
		В	—	7	—	5	8	—	7	8	—	—	—	—
	Всего	*Ц*	12	15	10	—	—	—	19	13	—	—	12	—
		З	6	—	4	5	3	16	—	—	15	8	8	24
		С	8	6	15	16	16	14	5	10	15	20	6	7
		В	5	7	2	9	12	—	7	8	—	3	4	—
1942	Зн	*Ц*	—		—	11	—	—	6	6	10	16	—	6
		З	5	—	17	—	6	—	—	—	12	—	6	8
		С	—	—	2	5	6	6	14	—	—	—	5	5
		В	—	7	—	—	—	—	—	6	—	5	—	3
	Мр	*Ц*	—	—	—	—	—	5	—	15	3	4	5	7
		З	5	—	12	—	—	17	8	—	5	5	—	—
		С	20	16	—	14	—	—	3	—	—	—	10	2
		В	1	5	—	—	19	2	—	4	—	1	4	—
	Всего	*Ц*	—	—	—	11	—	5	6	21	13	20	5	13
		З	10	—	29	—	6	17	8	—	17	5	6	8
		С	20	16	2	19	6	6	17	—	—	—	15	7
		В	1	12	—	—	19	2	—	10	—	6	4	3
1943	Зн	*Ц*	1	6	12	5	5	—	1	5	14	20	5	—
		З	0	—	8	7	5	—	—	—	—	—	—	16
		С	—	21	—	7	5	7	7	—	—	—	13	5
		В	10	—	—	6	5	—	—	5	—	—	—	5
	Мр	*Ц*	7	—	5	—	—	13	—	15	16	11	6	5
		З	7	1	6	—	—	5	—	—	—	—	—	—
		С	6	—	—	5	11	5	23	—	—	—	—	—
		В	—	—	—	—	—	—	—	6	—	—	6	—
	Всего	*Ц*	8	6	17	5	5	13	1	20	30	31	12	5
		З	7	1	14	7	5	5	—	—	—	—	—	16
		С	6	21	—	12	16	12	30	—	—	—	11	5
		В	10	—	—	6	5	—	—	11	—	—	7	5
1944	Зн	*Ц*	—	—	—	12	—	5	—	5	—	—	—	—
		З	16	3	—	—	1	4	—	6	—	—	—	6
		С	15	5	11	17	4	—	—	—	—	—	5	—
		В	—	3	4	—	10	10	—	2	13	11	6	—

Год	Тип циркуляции	Форма циркуляции	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь
1944	Мр	Ц	—	—	—	—	6	11	10	12	12	10	2	—
		З	—	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7
		С	—	11	16	1	6	—	21	6	—	—	—	—
		В	—	—	—	—	4	—	—	—	5	10	17	18
	Всего	Ц	—	—	—	12	6	16	10	17	12	10	2	—
		З	16	10	—	—	1	4	—	6	—	—	—	13
		С	15	16	27	18	10	—	21	6	—	—	5	—
		В	—	3	4	—	14	10	—	2	18	21	23	18
1945	Зн	Ц	—	—	6	—	—	7	—	7	—	8	7	12
		З	2	—	6	—	8	—	8	—	—	—	—	—
		С	—	5	—	—	7	6	—	1	4	7	5	3
		В	6	6	1	12	—	—	5	—	6	—	—	—
	Мр	Ц	—	—	—	2	9	11	8	—	13	—	13	—
		З	7	13	8	16	—	6	—	—	—	5	5	5
		С	3	4	10	—	7	—	10	4	7	11	—	11
		В	13	—	—	—	—	—	—	19	—	—	—	—
	Всего	Ц	—	—	6	2	9	18	8	7	13	8	20	12
		З	9	13	14	16	8	6	8	—	—	5	5	5
		С	3	9	10	—	14	6	10	5	11	18	5	14
		В	19	6	1	12	—	—	5	19	6	—	—	—
1946	Зн	Ц	8	—	—	10	—	7	—	—	10	5	11	8
		З	—	—	11	9	7	—	—	—	—	5	—	—
		С	3	6	5	4	—	6	—	—	—	—	—	—
		В	3	2	—	—	1	—	—	—	—	—	5	3
	Мр	Ц	11	—	—	—	10	11	14	12	5	1	6	12
		З	—	—	—	—	5	—	12	—	12	10	—	8
		С	6	15	—	—	—	—	—	—	—	10	8	—
		В	—	5	15	7	8	6	5	19	3	—	—	—
	Всего	Ц	19	—	—	10	10	18	14	12	15	6	17	20
		З	—	—	11	9	12	—	12	—	12	15	—	8
		С	9	21	5	4	—	6	—	—	—	10	8	—
		В	3	7	15	7	9	6	5	19	3	—	5	3
1947	Зн	Ц	—	—	5	—	—	—	—	—	—	5	7	—
		З	—	—	—	10	—	—	5	—	6	5	—	—
		С	—	—	—	5	—	—	4	3	—	—	11	—
		В	—	10	11	4	—	—	—	—	5	—	—	6
	Мр	Ц	5	2	—	6	7	15	6	5	15	—	2	8
		З	7	—	—	—	23	9	3	—	—	5	—	—
		С	13	16	15	—	—	—	6	23	4	16	10	17
		В	6	—	—	5	1	6	7	—	—	—	—	—

Год	Тип циркуляции	Форма циркуляции	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь
1947	Всего	*Ц*	5	2	5	6	7	15	6	5	15	5	9	8
		З	7	—	—	10	23	9	8	—	6	10	—	—
		С	13	16	15	5	—	—	10	26	4	16	21	17
		В	6	10	11	9	1	6	7	—	5	—	—	6
1948	Зн	*Ц*	4	5	—	6	—	6	—	7	—	7	5	5
		З	10	13	—	4	—	—	7	—	5	8	6	—
		С	4	—	—	5	—	—	—	—	5	6	6	—
		В	8	3	—	—	—	—	5	4	—	—	—	—
	Мр	*Ц*	5	—	1	10	10	4	2	9	10	5	—	13
		З	—	4	30	4	—	6	10	1	4	5	8	13
		С	—	4	—	—	5	4	7	5	6	—	5	—
		В	—	—	—	1	16	10	—	5	—	—	—	—
	Всего	*Ц*	9	5	1	16	10	10	2	16	10	12	5	18
		З	10	17	30	8	—	6	17	1	9	13	14	13
		С	4	4	—	5	5	4	7	5	11	6	11	—
		В	8	3	—	1	16	10	5	9	—	—	—	—
1949	Зн	*Ц*	—	—	—	6	11	—	—	5	—	—	—	—
		З	10	5	—	7	4	—	—	—	3	7	2	5
		С	15	3	2	5	—	4	14	3	—	—	—	—
		В	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Мр	*Ц*	—	—	11	—	12	5	—	11	27	6	20	—
		З	—	16	6	12	—	—	—	—	—	13	—	4
		С	1	4	12	—	—	21	17	7	—	—	—	—
		В	—	—	—	—	4	—	—	5	—	5	8	22
	Всего	*Ц*	—	—	11	6	23	5	—	16	27	6	20	—
		З	10	21	6	19	4	—	—	—	3	20	2	9
		С	16	7	14	5	—	25	31	10	—	—	—	—
		В	5	—	—	—	4	—	—	5	—	5	8	22
1950	Зн	*Ц*	—	7	5	—	15	—	—	6	6	5	—	5
		З	—	—	—	—	—	15	—	—	—	—	—	5
		С	—	7	12	2	6	5	—	—	—	—	—	—
		В	—	7	—	5	4	—	—	—	12	—	6	—
	Мр	*Ц*	5	5	—	5	—	5	—	6	—	10	2	5
		З	26	2	9	—	6	—	17	9	—	5	—	—
		С	—	—	5	—	—	—	14	16	6	11	—	—
		В	—	—	—	18	—	5	—	—	6	—	22	16
	Всего	*Ц*	5	12	5	5	15	5	—	6	6	15	2	10
		З	26	2	9	—	6	15	17	9	—	5	—	5
		С	—	7	17	2	6	5	14	16	6	11	—	—
		В	—	7	—	23	4	5	—	—	18	—	28	16

Год	Тип циркуляции	Форма циркуляции	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь
1951	Зн	*Ц*	18	—	6	—	—	6	—	—	—	8	3	6
		З	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6
		С	—	—	4	—	11	—	5	—	—	—	5	10
		В	—	—	—	13	11	1	11	—	6	—	—	4
	Мр	*Ц*	8	20	—	—	—	12	5	10	17	6	15	—
		З	—	—	—	—	—	—	4	1	—	17	—	5
		С	5	—	6	6	7	—	6	—	6	—	—	—
		В	—	8	15	11	2	11	—	20	1	—	7	—
	Всего	*Ц*	26	20	6	—	—	18	5	10	17	14	18	6
		З	—	—	—	—	—	—	4	1	—	17	—	11
		С	5	—	10	6	18	—	11	—	6	—	5	10
		В	—	8	15	24	13	12	11	20	7	—	7	4
1952	Зн	*Ц*	11	—	—	13	5	—	—	9	3	8	—	10
		З	—	—	—	4	—	—	—	6	—	—	—	—
		С	10	—	6	—	—	7	—	—	5	6	6	7
		В	3	5	—	—	—	—	3	16	5	—	7	—
	Мр	*Ц*	—	—	—	—	10	12	10	—	1	5	6	—
		З	—	—	7	6	—	—	12	—	—	—	—	—
		С	—	18	14	—	12	9	6	—	6	12	—	—
		В	7	6	4	7	4	2	—	—	10	—	18	14
	Всего	*Ц*	11	—	—	13	15	12	10	9	4	13	6	10
		З	—	—	7	10	—	—	12	6	—	—	—	—
		С	10	18	20	—	12	16	6	—	11	18	6	7
		В	10	11	4	7	4	2	3	16	15	—	18	14
1953	Зн	*Ц*	11	—	—	—	—	—	11	2	10	11	—	—
		З	7	7	11	—	—	—	—	—	—	—	3	12
		С	—	7	—	5	6	—	1	5	8	—	—	7
		В	—	—	5	8	—	—	6	6	—	—	8	—
	Мр	*Ц*	—	—	—	—	7	12	6	—	6	16	7	12
		З	—	—	7	—	4	5	1	—	—	—	12	—
		С	13	6	8	12	13	—	—	12	6	4	—	—
		В	—	8	—	5	1	13	6	6	—	—	—	—
	Всего	*Ц*	11	—	—	—	7	12	17	2	16	27	7	12
		З	7	7	18	—	4	5	1	—	—	—	15	12
		С	13	13	8	17	19	—	1	17	14	4	—	7
		В	—	8	5	13	1	13	12	12	—	—	8	—
1954	Зн	*Ц*	—	—	—	5	—	13	—	—	13	9	8	—
		З	9	5	13	—	5	2	—	1	5	6	—	4
		С	6	—	5	—	—	—	6	5	7	5	5	6
		В	—	—	—	—	—	—	—	6	—	5	5	—

Год	Тип циркуляции	Форма циркуляции	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь
1954	Мр	*Ц*	—	5	6	5	10	6	—	5	—	—	8	10
		З	10	7	—	—	—	5	—	—	—	—	—	2
		С	6	—	—	20	5	—	5	1	—	5	—	4
		В	—	11	7	—	11	4	20	13	5	1	4	5
	Всего	*Ц*	—	5	6	10	10	19	—	5	13	9	16	10
		З	19	12	13	—	5	7	—	1	5	6	—	6
		С	12	—	5	20	5	—	11	6	7	10	5	10
		В	—	11	7	—	11	4	20	19	5	6	9	5
1955	Зн	*Ц*	6	6	—	—	6	4	4	—	4	15	—	—
		З	9	—	5	—	—	—	—	8	—	—	5	7
		С	—	—	—	—	—	—	5	7	—	—	13	5
		В	12	—	5	—	6	15	—	—	—	5	—	—
	Мр	*Ц*	—	—	7	—	—	4	5	10	11	4	12	4
		З	—	—	5	8	—	—	—	—	—	—	—	9
		С	4	17	4	22	9	11	17	—	11	—	—	6
		В	—	5	5	—	10	—	—	6	4	7	—	—
	Всего	*Ц*	6	6	7	—	6	4	9	10	15	19	12	4
		З	9	—	10	8	—	—	—	8	—	—	5	16
		С	4	17	4	22	9	11	22	7	11	—	13	11
		В	12	5	10	—	16	15	—	6	4	12	—	—
1956	Зн	*Ц*	—	—	—	11	9	—	—	—	4	3	—	—
		З	—	—	—	—	6	—	—	—	—	7	—	—
		С	12	1	7	6	5	—	11	10	—	9	6	5
		В	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Мр	*Ц*	6	5	12	—	1	18	—	—	9	—	—	9
		З	1	6	12	1	4	—	16	—	11	6	15	4
		С	12	10	—	12	6	5	1	15	5	6	9	7
		В	—	7	—	—	—	7	3	6	1	—	—	6
	Всего	*Ц*	6	5	12	11	10	18	—	—	13	3	—	9
		З	1	6	12	1	10	—	16	—	11	13	15	4
		С	24	11	7	18	11	5	12	25	5	15	15	12
		В	—	7	—	—	—	7	3	6	1	—	—	6
1957	Зн	*Ц*	5	—	—	—	—	—	—	—	—	18	9	6
		З	—	—	7	—	—	—	—	—	—	—	7	10
		С	—	—	—	14	—	—	—	—	13	7	—	6
		В	—	6	—	—	12	8	—	6	—	—	—	6
	Мр	*Ц*	11	6	12	9	—	5	14	12	—	6	5	—
		З	10	—	—	—	—	—	7	5	—	—	7	—
		С	5	2	12	—	6	11	10	1	—	—	2	2
		В	—	14	—	7	13	6	—	7	17	—	—	—

Год	Тип циркуляции	Форма циркуляции	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь
1957	Всего	*Ц*	16	6	12	9	—	5	14	12	—	24	14	6
		З	10	—	7	—	—	—	7	5	—	—	14	10
		С	5	2	12	14	6	11	10	1	13	7	2	8
		В	—	20	—	7	25	14	—	13	17	—	—	6

Средние значения индексов циркуляции $\left(\text{в } \frac{\text{дкм.}}{1^\circ \text{ экват.}}\right)$ **на уровне 500 мб по месяцам** (за 1938-57 гг.) **для атлантико-евразийской части полушария** (от 30° з. д. до 110° в. д.)

Год	Январь			Февраль			Март			Апрель			Май			Июнь		
	$I_м$	$I_з$	I'	$I_м$	$I_з$	I'	$I_м$	$I_з$	I'	$I_м$	$I_з$	I'	$I_м$	$I_з$	I'	$I_м$	$I_з$	I'
1938	0,68	0,94	1,09	0,80	0,83	0,98	0,92	1,20	0,78	0,79	0,90	0,93	0,61	0,77	0,81	0,66	0,82	0,83
1939	0,67	1,24	0,57	0,82	1,28	0,70	0,78	0,99	0,83	0,81	1,28	0,67	0,72	1,12	0,66	0,62	0,90	0,85
1940	0,66	0,85	0,83	0,67	1,14	0,61	0,81	1,06	0,94	0,73	1,33	0,57	0,73	0,69	1,11	0,66	0,73	0,96
1941	0,71	1,32	0,55	0,53	1,35	0,42	0,76	1,18	0,66	0,61	1,12	0,54	0,58	1,08	0,62	0,60	1,04	0,57
1942	0,92	0,93	1,18	0,81	0,96	1,11	0,77	1,37	0,56	0,55	1,19	0,55	0,78	1,03	0,98	0,66	0,92	0,71
1943	0,74	1,03	0,71	0,59	1,39	0,42	0,70	1,23	0,63	0,75	1,32	0,57	0,59	0,01	0,61	0,68	0,95	0,74
1944	0,71	1,50	0,48	0,74	0,90	0,96	0,83	1,17	0,71	0,55	1,37	0,41	0,74	1,14	0,68	0,70	0,97	0,73
1945	0,63	0,75	0,88	0,78	1,08	0,94	0,84	1,20	0,75	0,86	1,34	0,65	0,72	1,11	0,67	0,58	1,04	0,59
1946	0,86	1,46	0,59	0,92	1,37	0,77	0,67	0,99	0,83	0,77	1,44	0,59	0,70	0,77	0,94	0,65	0,98	0,71
1947	0,83	0,64	1,15	0,74	1,03	0,74	0,66	1,61	0,63	0,72	1,39	0,54	0,80	1,02	0,79	0,88	0,83	1,29
1948	0,72	1,63	0,48	0,71	1,21	0,61	1,18	1,33	0,91	0,82	1,20	0,69	0,82	0,83	1,09	0,82	0,91	0,97
1949	0,82	1,68	0,49	1,10	1,47	0,82	0,86	0,94	0,94	0,81	1,29	0,63	0,67	1,20	0,58	0,80	0,81	1,12
1950	1,24	1,03	1,45	0,79	1,57	0,53	1,02	1,21	0,87	1,11	1,05	1,09	0,72	1,00	0,76	0,63	0,91	0,75
1951	0,77	1,43	0,57	1,22	1,22	1,06	0,93	1,22	0,86	0,83	1,03	0,83	0,62	1,03	0,59	0,75	0,85	0,89
1952	0,73	1,58	0,49	1,18	0,95	1,48	0,98	1,10	1,10	0,88	1,34	0,68	1,06	0,95	1,18	0,78	0,87	0,91
1953	0,81	1,38	0,58	0,83	1,16	0,81	0,83	1,38	0,63	1,02	0,86	1,06	0,91	0,93	1,05	0,93	0,76	1,23
1954	0,91	1,21	0,78	100	1,24	0,81	0,73	1,34	0,62	0,88	1,04	0,90	0,86	0,75	1,34	0,78	0,95	0,84
1955	0,80	1,40	0,70	0,95	1,35	0,75	0,79	1,08	0,80	0,91	1,00	1,01	0,95	1,14	0,91	0,66	1,09	0,69
1956	0,87	1,23	0,79	1,05	0,58	2,06	0,99	0,98	1,26	0,77	1,26	0,62	0,63	1,21	0,55	0,83	0,95	0,92
1957	0,89	1,46	0,63	0,74	1,18	0,64	1,06	1,25	0,95	1,02	1,03	1,08	0,92	0,83	1,28	0,76	0,90	0,86

Год	Июль			Август			Сентябрь			Октябрь			Ноябрь			Декабрь		
	$I_м$	$I_з$	I'	$I_м$	$I_з$	I'	$I_м$	$I_з$	I'	$I_м$	$I_з$	I'	$I_м$	$I_з$	I'	$I_м$	$I_з$	I'
1938	0,78	0,53	1,69	0,66	0,62	1,12	0,77	0,80	1,02	0,61	1,01	0,64	0,65	1,16	0,57	0,65	0,58	1,39
1939	0,74	0,75	1,00	0,75	0,80	0,97	0,80	1,07	0,80	0,73	1,05	0,76	0,61	1,26	0,50	0,76	1,32	0,58
1940	0,57	0,73	0,87	0,80	0,73	1,14	0,69	0,92	0,79	0,78	1,24	0,69	0,58	1,54	0,45	0,77	1,12	0,72
1941	0,80	0,77	1,04	0,59	0,92	0,64	0,73	1,02	0,71	0,55	1,34	0,60	0,69	1,18	0,61	0,76	1,40	0,60
1942	0,60	1,01	0,59	0,62	0,91	0,67	0,65	1,14	0,61	0,62	1,18	0,63	0,78	1,24	0,63	0,74	1,29	0,59
1943	0,62	0,80	0,94	0,74	1,00	0,77	0,68	1,04	0,57	0,83	1,22	0,75	0,75	1,13	0,78	0,78	1,31	0,57
1944	0,70	0,91	0,77	0,66	0,01	0,65	0,82	1,07	0,81	0,88	1,08	0,82	0,84	1,07	0,82	0,87	0,87	1,12
1945	0,64	0,82	1,08	0,56	0,67	0,97	0,68	1,12	0,61	0,80	1,40	0,58	0,87	1,35	0,66	0,84	1,16	0,76
1946	0,68	0,81	0,85	0,66	0,87	0,76	0,60	1,03	0,61	0,81	1,19	0,69	0,75	1,44	0,56	0,66	0,72	1,05
1947	0,68	0,96	0,72	0,61	0,64	1,01	0,74	1,15	0,68	0,84	1,22	0,72	0,81	1,43	0,59	1,09	1,04	1,16
1948	0,66	0,90	0,74	0,78	0,93	0,87	0,73	1,16	0,65	0,87	1,57	0,57	0,94	1,34	0,74	1,16	1,49	0,81
1949	0,64	0,94	0,71	0,65	1,10	0,76	0,78	0,95	0,94	0,96	1,34	0,72	1,01	1,11	1,01	1,06	1,28	0,67
1950	0,64	0,88	0,74	0,89	0,84	1,06	0,59	1,24	0,48	0,97	1,16	0,87	1,06	1,10	1,09	1,04	1,27	0,89
1951	0,61	0,93	0,67	0,80	0,84	0,96	0,76	1,09	0,72	0,94	1,20	0,80	0,88	1,55	0,57	0,76	1,74	0,45
1952	0,75	0,83	0,92	0,61	1,04	0,60	0,82	1,10	0,84	0,86	1,24	0,74	1,14	0,97	1,43	0,91	1,47	0,64
1953	0,72	0,91	0,83	0,76	0,81	1,06	0,71	1,30	0,55	1,19	1,25	0,85	0,99	1,40	0,72	1,02	1,16	1,03
1954	0,84	0,75	1,21	0,69	1,05	0,69	0,60	1,30	0,47	0,67	1,55	0,51	0,84	1,34	0,72	1,02	1,24	0,87
1955	0,67	0,80	0,84	0,63	0,98	0,65	0,83	1,19	0,72	0,80	1,46	0,58	0,93	1,46	0,66	0,71	1,59	0,45
1956	0,62	0,88	0,72	0,64	1,06	0,61	0,88	1,34	0,70	0,83	1,41	0,63	1,01	1,35	0,63	1,00	1,24	0,92
1957	0,80	0,68	1,25	0,80	0,90	0,93	0,72	1,07	0,73	0,83	1,65	0,52	1,02	1,45	0,73	0,75	1,82	0,44

Таблица для перевода суммарного градиента (в *дкм*) **в индексы**
(в *дкм/град экв*)

Величина градиента	$I_м$ на 52°	$I_м$ на 68°	$I_з$ в зоне 35—52,5°	Величина градиента	$I_м$ на 52°	$I_м$ на 68°	$I_з$ в зоне 35—52,5°
10	0,135	0,192	0,227	56	0,756	1,075	1,271
11	0,148	0,211	0,250	57	0,770	1,094	1,294
12	0,162	0,230	0,272	58	0,783	1,114	1,317
13	0,176	0,250	0,295	59	0,796	1,133	1,339
14	0,189	0,269	0,318	60	0,810	1,152	1,362
15	0,202	0,288	0,340	61	0,824	1,171	1,385
16	0,216	0,307	0,363	62	0,837	0,190	1,407
17	0,230	0,326	0,386	63	0,850	1,210	1,430
18	0,243	0,346	0,409	64	0,864	1,229	1,453
19	0,256	0,365	0,431	65	0,878	1,248	1,476
20	0,270	0,384	0,454	66	0,891	1,267	1,498
21	0,284	0,403	0,477	67	0,904	1,286	1,521
22	0,297	0,422	0,499	68	0,918	1,306	1,544
23	0,310	0,442	0,522	69	0,932	1,325	1,566
24	0,324	0,461	0,545	70	0,945	1,344	1,589
25	0,338	0,480	0,568	71	0,958	1,363	1,612
26	0,351	0,499	0,590	72	0,972	1,382	1,634
27	0,364	0,518	0,613	73	0,986	1,402	1,657
28	0,378	0,538	0,636	74	0,999	1,421	1,680
29	0,392	0,557	0,658	75	1,012	1,440	1,702
30	0,405	0,576	0,681	76	1,026	1,459	1,725
31	0,418	0,595	0,704	77	1,040	1,478	1,748
32	0,432	0,614	0,726	78	1,053	1,498	1,771
33	0,446	0,634	0,749	79	1,066	1,517	1,793
34	0,459	0,653	0,772	80	1,080	1,536	1,816
35	0,472	0,672	0,794	81	1,094	1,555	1,839
36	0,486	0,691	0,817	82	1,107	1,574	1,861
37	0,500	0,710	0,840	83	1,120	1,594	1,884
38	0,513	0,730	0,863	84	1,134	1,613	1,907
39	0,526	0,749	0,885	85	1,148	1,632	1,930
40	0,540	0,768	0,908	86	1,161	1,651	1,952
41	0,554	0,787	0,931	87	1,174	1,670	1,975
42	0,567	0,806	0,953	88	1,188	1,690	1,998
43	0,580	0,826	0,976	89	1,202	1,701	2,020
44	0,594	0,845	0,999	90	1,215	1,728	2,043
45	0,608	0,864	1,022	91	1,228	1,747	2,066
46	0,621	0,883	1,044	92	1,242	1,766	2,088
47	0,634	0,02	1,067	93	1,256	1,786	2,111
48	0,648	0,922	1,090	94	1,269	1,805	2,134
49	0,662	0,941	1,112	95	1,282	1,824	2,156
50	0,675	0,960	1,135	96	1,296	1,843	2,179
51	0,688	0,979	1,158	97	1,310	1,862	2,202
52	0,702	0,998	1,180	98	1,323	1,882	2,224
53	0,716	1,018	1,203	99	1,336	1,901	2,247
54	0,729	1,037	1,226	100	1,350	1,920	2,270
55	0,742	1,056	1,248	101	1,364	1,939	2,293

Величина градиента	$I_м$ на 52°	$I_м$ на 68°	$I_з$ в зоне 35—52,5°	Величина градиента	$I_м$ на 52°	$I_м$ на 68°	$I_з$ в зоне 35—52,5°
102	1,377	1,958	2,315	127	1,714	2,438	
103	1,390	1,978	2,338	128	1,728	2,458	
104	1,404	1,997	2,361	129	1,742	2,477	
105	1,418	2,016	2,384	130	1,755	2,496	
106	1,431	2,035	2,406	131	1,768	2,515	
107	1,444	2,054	2,429	132	1,782	2,534	
108	1,458	2,074	2,452	133	1,796	2,554	
109	1,472	2,093	2,474	134	1,809	2,573	
110	1,485	2,112	2,497	135	1,822	2,592	
111	1,498	2,131	2,520	136	1,836	2,611	
112	1,512	2,150	2,542	137	1,850	2,630	
113	1,526	2,170	2,565	138	1,863	2,650	
114	1,539	2,189	2,588	139	1,876	2,669	
115	1,552	2,208	2,610	140	1,890	2,688	
116	1,566	2,227	2,633	141	1,904	2,707	
117	1,580	2,246	2,656	142	1,917	2,726	
118	1,593	2,266		143	1,930	2,746	
119	1,606	2,285		144	1,944	2,765	
120	1,620	2,304		145	1,958	2,784	
121	1,634	2,323		146	1,971	2,803	
122	1,647	2,342		147	1,984	2,822	
123	1,660	2,362		148	1,998	2,842	
124	1,674	2,381		149	2,012	2,861	
125	1,688	2,400		150	2,015	2,850	
126	1,701	2,419					

БИБЛИОТЕКА
Гидр ГЭ

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
От автора	3
Введение	4
Глава I. Сезонные изменения горизонтальных составляющих общей циркуляции атмосферы и их количественная оценка	17
§ 1. О количественной оценке интенсивности циркуляции	17
§ 2. Индексы зональной и меридиональной циркуляции и общий индекс	23
§ 3. Многолетние характеристики горизонтальных составляющих циркуляции атмосферы на северном полушарии и их сезонные изменения	27
§ 4. Многолетние особенности циркуляции атмосферы в атлантико-евразийском секторе полушария	40
Глава II. Формы *зональной и меридиональной* циркуляции	48
§ 1. Принципы типизации синоптических процессов	48
§ 2. Принципы классификации макропроцессов по индексам циркуляции	55
§ 3. Формы зональных и меридиональных синоптических процессов	64
§ 4. Характеристика сезонной повторяемости основных форм циркуляции	72
Глава III. Аэросиноптические и климатические характеристики зональных и меридиональных процессов	78
§ 1. Зональные процессы и их сезонные характеристики	78
§ 2. Меридиональные синоптические процессы и их сезонные особенности	89
а. Меридиональные процессы западного положения высотного гребня (форма *З*)	90
б. Меридиональные процессы центрального положения высотного гребня (форма *Ц*)	99
в. Меридиональные процессы восточного положения высотного гребня (форма *В*)	106
г. Меридиональные процессы смешанной формы (*С*)	111
§ 3. Формирование некоторых особенностей гидрометеорологического режима	117
а. Средние месячные и сезонные характеристики температуры воздуха	118
б. Средние месячные и сезонные характеристики осадков и метеорологические засухи	125
в. Весенние объемы половодья и расходы некоторых рек Евразии	130
Глава IV. Многолетние колебания циркуляции атмосферы и климата	137
§ 1. О проблеме колебаний климата и циркуляции атмосферы	137

Стр.

§ 2. Многолетние изменения интенсивности зональной и меридиональной циркуляции 149
§ 3. Связь многолетних колебаний циркуляции с солнечной активностью 155
§ 4. Связь колебаний некоторых климатических характеристик с многолетними изменениями форм циркуляции 164
Глава V. Некоторые аспекты проблемы долгосрочных и сверхдолгосрочных гидрометеорологических прогнозов 177
§ 1. Колебания циркуляции и некоторые долгосрочные и сверхдолгосрочные прогнозы 177
а. Прогноз многолетней тенденции уровня Каспийского моря 178
б. Многолетняя тенденция ледовитости арктических морей . 180
в. Многолетняя тенденция осадков на юге Западной Сибири и в районе освоения целинных и залежных земель Казахстана 181
§ 2. Учет особенностей циркуляции на всем полушарии при составлении долгосрочных прогнозов 183
а. Формирование крупных отрицательных аномалий температуры воздуха в зимних месяцах 192
б. Формирование крупных положительных аномалий температуры воздуха в зимних месяцах 194
в. Влияние циркуляции в тихоокеанско-американском секторе полушария на устойчивость процессов в атлантико-евразийском секторе при формировании зимы с крупными аномалиями температуры 197
Заключение 207
Литература 211
Приложения 225