

Виз

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЛАВНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ им. А. И. ВОЕЙКОВА

Т Р У Д Ы

ВЫПУСК 274

ОБЩАЯ
И СИНОПТИЧЕСКАЯ
КЛИМАТОЛОГИЯ

Под редакцией
д-ра геогр. наук О. А. ДРОЗДОВА,
канд. геогр. наук Е. В. ВОРОБЬЕВОЙ



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1971

Сборник посвящен исследованиям временной и пространственной структуры колебаний климата (в том числе и дендроклиматическими методами), установлению их возможных причин и использованию результатов исследования для климатического (сверхдолгосрочного) прогноза. Помимо этого, в сборнике помещены статьи с изложением некоторых методических приемов представления данных о климате и его аномалиях, облегчающих составление и проверку долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозов. Сборник рассчитан на специалистов метеорологов, климатологов, гелиогеофизиков, работников в области долгосрочных прогнозов погоды, преподавателей, аспирантов и студентов гидрометеорологических специальностей.

364124

**Российский государственный
гидрометеорологический
институт
БИБЛИОТЕКА
195196, СПб, Малоохтинский пр., 98**

О. А. ДРОЗДОВ

О ВОЗМОЖНОСТИ КЛИМАТИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ НА ОСНОВАНИИ УЧЕТА ЦИКЛИЧНОСТИ, ОБУСЛОВЛЕННОЙ КОСМИЧЕСКИМИ И ЗЕМНЫМИ ФАКТОРАМИ

Атмосферные процессы в зависимости от их длительности формируются под влиянием разных причин. Источники энергии для процессов малой длительности заложены в самой атмосфере, а то время как для более длительных — в жидкой и частично твердой (в частности ледяной) оболочке Земли и в притоке солнечной энергии; при этом атмосфера не только активно воспринимает эти процессы, но как передатчик энергии и как мутная среда создает сложные взаимодействия между различными частями земного шара. Естественно, что и методы прогнозирования состояний и процессов атмосферы должны существенно меняться в зависимости от длительности прогноза.

Прогнозирование на срок до нескольких дней определяется в основном еще процессами в самой атмосфере. Учет притоков тепла здесь не является обязательным (хотя он уже необходим для детализации, например, суточного хода). Ход этих процессов в качественной форме можно понять и в какой-то мере предвидеть на основании синоптических карт, в количественной форме — методами гидротермодинамики (численный гидродинамический прогноз). Неясным остается механизм некоторых космических влияний, в частности, на циклогенез в определенных районах, устанавливаемый статистически, например, для явлений солнечной активности. Большинство возможных факторов такого влияния имеет энергетическую мощность по крайней мере на два порядка меньше притока солнечной радиации, и даже в предположении фокусировки потоков частиц высоких энергий трудно пока объяснить быстрое действие этих влияний, учитывая, что даже действие лучистого потока на процесс обычно пренебрежимо мало.

В пределах декады затухание процессов в атмосфере и приток тепла, создающий новые процессы, становятся настолько существенными, что роль ведущих факторов прогноза переходит к этим

же притокам тепла в зависимости от условий облачности создаваемых атмосферной циркуляцией. Правда, некоторые циркуляционные образования оказывают свое влияние на погоду и в течение нескольких десятков дней, но пока неясно, связано ли это со слабостью обмена в районах их формирования или с постоянным их возобновлением за счет внешних энергетических источников.

Прогнозы на срок более одной декады и до сезона, именуемые долгосрочными прогнозами большой заблаговременности, уже теряют наглядную связь с синоптической обстановкой. Последняя лишь косвенно отражает действие основных энергетических источников, а приемы долгосрочных прогнозов по существу принимают статистический характер. Эти статистические связи пока чаще всего устанавливаются с циркуляционными характеристиками предшествующего периода, косвенно отражающими основные энергетические процессы и взаимодействующие с ними. Асинхронные связи могут устанавливаться с метеорологическими или геофизическими показателями совсем других районов, если эти показатели и этот район по смыслу должны быть связаны с прогнозируемой погодой. В последнем случае метод имеет название метода мировой погоды. Прогноз в таком случае может даваться по множественной регрессии, как это, например, имеет место в методике М. И. Юдина. Успешность методов долгосрочных прогнозов большой заблаговременности, как правило, невелика, а коэффициент корреляции между реальными и спрогнозированными величинами не превышает нескольких десятых. Наконец, методом ряда шагов гидродинамического прогноза большой степени детальности Смагоринский [15] прослеживает изменения погоды за периоды около 200 дней, что можно рассматривать как вариант долгосрочного (а для более длинных интервалов — и климатологического) прогноза. Успешность такого рода экстраполяции в сравнении с действительностью оценивать пока еще рано, тем более что распределение осадков, например, над океанами недостаточно изучено.

Учитывая невысокую успешность долгосрочных прогнозов погоды вообще, прогнозы на несколько лет вперед, называемые ультрадолгосрочными или климатологическими, официально в службе не даются и являются предметом инициативы отдельных ученых. Спрос на них очень велик, в частности, в связи с необходимостью оценки в перспективе колебаний уровня Каспийского моря [3—5, 21] и для решений ряда других хозяйственных задач [6, 20]. Подобные прогнозы давались обычно на основе экстраполяции циклических составляющих атмосферной циркуляции или отдельных элементов климата с учетом действия внешних климатообразующих факторов (солнечной активности, приливных факторов и т. п.) или на основе аппарата экстраполяции стохастических процессов [1, 4, 5, 8, 10, 15, 16, 20, 23, 25—27]. Сведения о результатах этих прогнозов, проникающие в литературу, говорят скорее о том, что их успешность отнюдь не ниже успешности обычных долгосрочных прогнозов, чем о них недостаточной обоснованности;

причем за последние годы число ученых, занимающихся этой проблемой, и общее число даваемых прогнозов быстро увеличивается. Чтобы понять причины такого положения, следует разобрать возможные физические основания для дачи климатологических прогнозов на прогностическом опыте авторов, которые их используют, а затем остановиться на результатах, полученных как непосредственно нами, так и другими лицами, работающими с нами в контакте. Колебания погоды из года в год (по месяцам) определяются несколькими группами факторов.

А) Изменчивостью собственно погоды изо дня в день. Подобного рода случайности погоды отражаются и на изменчивости месячных величин, но здесь эта изменчивость сравнительно невелика и ее еще невозможно предсказывать. В будущем, когда ход погоды в течение месяца сможет выдавать ЭВМ, частичный ее учет будет возможным. Однако влияние даже крупных возмущений в отдельные дни будет существенно затухать по мере увеличения интервала осреднения для прогнозируемого периода; этот интервал, естественно, будет возрастать с увеличением заблаговременности самого прогноза.

Б) Изменчивостью, обусловленной группами погод последовательных периодов времени, со сходными переносами воздушных масс из очагов формирования, прохождением циклонических серий и т. д. (действует аналогично предыдущей, но медленнее затухает при осреднении).

В) Отражением процессов влияния Мирового океана как более инерционной среды на атмосферу.

Г) Аномалиями, связанными со сложными типами взаимодействия климатообразующих факторов, в основе которых могут лежать принципиально предсказуемые действия некоторых длительных процессов, отражающихся в статистической структуре хода процесса (например, марковского типа).

Пока известны и могут быть учтены при долгосрочном прогнозе следующие действующие факторы, вызывающие существенные возмущения в многолетнем ходе погоды:

а) последствия взрывных вулканических извержений для солнечной радиации и температуры — их действие сказывается в течение нескольких лет [7, 31];

б) вековые изменения прозрачности атмосферы, частично вызываемые группировкой предыдущих факторов, а частично — неизученными факторами (в настоящее время и антропогенными),

в) колебания ледовитости полярных морей, существенно изменяющие альбедо высоких широт и поглощение радиации;

г) колебания температуры поверхностных слоев Мирового океана (в шеледовитых областях), возможно, вызываемые и действием случайных факторов, но, раз возникшие, они уже влияют на режим океанических, атмосферных течений и полярных льдов, распространение сезонного снежного покрова и т. п., т. е. колебания, запускающие сложный механизм автоколебательных процессов в верхних оболочках Земли;

д) резонансные явления, связанные с указанными выше колебаниями (когда они оказываются в том или ином районе соответствующими собственным колебаниям). Они отличаются от предыдущих большей амплитудой и длительностью, проявляясь многие десятилетия в особенностях метеорологического режима;

е) сходным образом, видимо, оказывают действие внешние солнечные, приливные и прочие циклы, сами по себе энергетически малозначимые, но могущие явиться спусковыми механизмами. Они проявляются преимущественно в районах формирования резонансов;

ж) по данным Боссоласко и др. [28], К. Я. Кондратьева и др. [14], имеют место $\pm 1,2\%$ -ные колебания солнечной постоянной, связанные с солнечной активностью, максимальное значение которой соответствует числу Вольфа около 75. По Боссоласко, у которого эти колебания преувеличены, падение солнечной постоянной в сторону больших чисел Вольфа (в общем, почти не представленных у Кондратьева) более существенно, чем в сторону малых. Нелинейность указанных связей должна существенно снизить суммарное действие солнечной активности на радиацию, потому что в пределах каждой вспышки будут иметь место фазы как усиления, так и ослабления радиации; это объясняет, почему реальные колебания температуры атмосферы с уровнем солнечной активности меняются сравнительно мало. Однако, привлекая работу Сойера [32], можно определить, что из-за жесткого контроля уровня температуры излучения изменению солнечной постоянной на 1% соответствует изменение температуры всего на $0,3^\circ$ в низких и на 1° в высоких широтах. Если это так, то изменение солнечной постоянной на 2% влечет за собой изменение температуры по широтам от $0,7$ до $2,0^\circ$. Если учесть последствия нелинейности изменения солнечной постоянной с ходом солнечной активности, то эти изменения уменьшатся до реально наблюдаемых пределов. Когда период такого аномального недобора радиации составляет несколько лет, то, во-первых, устанавливается более интенсивная зональная циркуляция и, во-вторых, из-за большого различия термической энергии океана и суши происходит усиление меридиональных составляющих циркуляции. Эти явления действительно имели место в период «потепления Арктики»; однако знак аномалии температуры в высоких широтах оказывается обратным ожидаемому. Повышение температуры, правда, могло быть следствием вызванного усиленной атмосферной и океанической циркуляцией изменения ледовитости, усиление же циркуляции при ослабленных термических контрастах могло быть вызвано плохо изученным вкладом скрытого тепла конденсации. В целом упомянутые выше работы пока поставили больше вопросов, чем разрешили.

Итак, в различных временных масштабах приходится иметь дело с весьма разными климатообразующими процессами, из которых одни имеют совершенно аperiodический характер, в других же должен проявляться циклический или даже квазипериодиче-

ский характер. Заранее трудно предвидеть изменение удельного веса циклических процессов за периоды различной длительности. Полезно лишь перечислить факторы, действующие в разные временные интервалы, предполагающие и определенное осреднение исходной информации. Вклад же циклических процессов при разных интервалах осреднения можно в дальнейшем оценить эмпирически.

Таблица 1

Классификация факторов, обуславливающих временно ход осадков в различных интервалах осреднения

Факторы, усиливающие роль цикличности в ходе процесса по мере увеличения интервала осреднения	Факторы, роль которых в проявлении цикличности при осреднении трудно предвидеть	Факторы, ослабляющие цикличность при временном осреднении ряда
<p>1. Колебания солнечной постоянной и корпускулярных потоков различных уровней энергий в связи с солнечной активностью (Ангстрем, Боссоласко, Кондратьев, Мустель, Саконов).</p>	<p>1. Колебания, отражающие влияние более инерционных (в основном океанических) процессов на атмосферную циркуляцию</p>	<p>1. Подавление бессвязных колебаний (при осреднении от суток к месяцу в 5,5 раза; за 5 месяцев различных лет — в 12,3 раза)</p>
<p>2. Резонансные колебания источников (иногда малой энергетической мощности), в частности автоколебания в системе океан, полярные льды, суши, покрытые и непокрытые снегом</p>	<p>2. Накопление случайных факторов на низких частотах (случайные аperiодические циклы), в которых можно прогнозировать лишь энергию процессов</p>	<p>2. Подавление и исключение коротких циклов и марковских колебаний высокой частоты (средний период менее 3 лет для погодичных месячных данных и менее 15 лет для месячных данных)</p>
<p>3. Спускосые механизмы и периодические системы импульсов с освобождением холода нижних слоев Мирового океана (приливные)</p>	<p>3. Импульсы и аperiодические системы импульсов</p>	

Таблица 1 показывает, что осреднение, действительно, может привести как к усилению, так и к ослаблению проявления цикличности в рядах, хотя общее число факторов, усиливающих цикличность, при осреднении явно преобладает. Чтобы уточнить, какие факторы будут сильнее действовать на структуру ряда при 5-летнем осреднении, в табл. 2 приводятся по 61 станции сравнительные данные о вкладе цикличности в общую амплитуду колебаний рядов осадков отдельно для теплого (апрель — октябрь) и холодного (ноябрь — март) периодов года.

Как видно из табл. 2, при 5-летнем осреднении циклические составляющие количества осадков четко выявляются в оба

Отношение амплитуд циклических составляющих количества осадков на коррелограммах исходных рядов и рядов с 5-летним осреднением (числитель — осредненный ряд, знаменатель — исходный)

№ п/п	Станция	Суммарная амплитуда	
		холодный период	теплый период
1	Севастополь	$\frac{34}{22} = 1,5$	$\frac{55}{24} = 2,3$
2	Одесса	$\frac{40}{22} = 1,8$	$\frac{45}{23} = 2,0$
3	Киев	$\frac{38}{15} = 2,5$	$\frac{30}{16} = 1,9$
4	Харьков	$\frac{60}{22} = 2,7$	$\frac{30}{23} = 1,3$
5	Ворошиловград	$\frac{35}{29} = 1,2$	$\frac{40}{14} = 2,9$
6	Днепропетровск	$\frac{47}{19} = 2,5$	$\frac{35}{17} = 2,1$
7	Курск	$\frac{56}{21} = 2,7$	$\frac{44}{17} = 2,6$
8	Воронеж	$\frac{80}{28} = 2,9$	$\frac{50}{32} = 1,6$
9	Ростов-на-Дону	$\frac{48}{14} = 3,4$	$\frac{41}{21} = 2,0$
10	Астрахань	$\frac{29}{31} = 0,9$	$\frac{21}{22} = 1,0$
11	Гурьев	$\frac{24}{26} = 0,9$	$\frac{30}{25} = 1,2$
12	Малый Узень	$\frac{23}{26} = 0,9$	$\frac{16}{23} = 0,7$
13	Пенза	$\frac{53}{23} = 2,3$	$\frac{33}{31} = 1,1$
14	Октябрьский городок	$\frac{63}{17} = 3,7$	$\frac{44}{18} = 2,4$
15	Боровое	$\frac{55}{28} = 2,8$	$\frac{39}{23} = 1,7$
16	Оренбург	$\frac{38}{28} = 1,4$	$\frac{48}{18} = 2,7$
17	Казань	$\frac{56}{26} = 2,2$	$\frac{42}{20} = 2,1$
18	Москва	$\frac{38}{26} = 1,5$	$\frac{45}{20} = 2,2$

№ п/п	Станция	Суммарная амплитуда	
		холодный период	теплый период
19	Вышний Волочек	$\frac{16}{18} = 0,9$	$\frac{47}{26} = 1,8$
20	Могилев	$\frac{40}{27} = 1,5$	$\frac{30}{27} = 1,1$
21	Василевичи	$\frac{47}{26} = 1,7$	$\frac{30}{23} = 2,3$
22	Калининград	$\frac{49}{17} = 2,8$	$\frac{34}{22} = 1,5$
23	Рига	$\frac{40}{25} = 1,6$	$\frac{36}{18} = 2,0$
24	Ленинград	$\frac{20}{22} = 0,9$	$\frac{40}{20} = 2,0$
25	Вологда	$\frac{60}{31} = 1,9$	$\frac{53}{13} = 4,0$
26	Архангельск	$\frac{49}{25} = 2,0$	$\frac{46}{24} = 1,9$
27	Кола	$\frac{15}{15} = 1,0$	$\frac{56}{14} = 4,0$
28	Нарьян-Мар	$\frac{50}{43} = 1,2$	$\frac{50}{43} = 1,2$
29	Усть-Шугор	$\frac{26}{23} = 1,1$	$\frac{50}{50} = 1,0$
30	Бисер	$\frac{48}{30} = 1,6$	$\frac{48}{25} = 1,9$
31	Тбилиси	$\frac{55}{23} = 2,4$	$\frac{34}{31} = 1,1$
32	Ашхабад	$\frac{43}{27} = 1,7$	$\frac{55}{31} = 1,8$
33	Ташкент	$\frac{50}{38} = 1,3$	$\frac{32}{19} = 1,7$
34	Турткуль	$\frac{52}{27} = 1,9$	$\frac{80}{25} = 3,2$
35	Кзыл-Орда	$\frac{36}{31} = 1,2$	$\frac{43}{26} = 1,7$
36	Казалинск	$\frac{45}{19} = 2,4$	$\frac{20}{21} = 0,9$
37	Темир	$\frac{42}{31} = 1,4$	$\frac{35}{30} = 1,2$
38	Кустанай	$\frac{52}{26} = 2,0$	$\frac{43}{36} = 1,2$

№ п/п	Станция	Суммарная амплитуда	
		холодный период	теплый период
39	Свердловск	$\frac{61}{32} = 1,9$	$\frac{45}{30} = 1,5$
40	Тобольск	$\frac{31}{20} = 1,8$	$\frac{53}{23} = 2,3$
41	Сургут	$\frac{68}{43} = 1,6$	$\frac{43}{30} = 1,4$
42	Туруханск	$\frac{73}{21} = 3,5$	$\frac{44}{29} = 1,5$
43	Омск	$\frac{50}{39} = 1,3$	$\frac{40}{23} = 1,7$
44	Новосибирск	$\frac{28}{30} = 0,9$	$\frac{33}{12} = 2,8$
45	Барнаул	$\frac{68}{34} = 2,0$	$\frac{48}{17} = 2,8$
46	Нарын	$\frac{24}{16} = 1,5$	$\frac{39}{24} = 1,6$
47	Мариинск	$\frac{35}{22} = 1,6$	$\frac{38}{25} = 1,5$
48	Енисейск	$\frac{50}{15} = 3,3$	$\frac{24}{16} = 1,5$
49	Братск	$\frac{20}{25} = 0,8$	$\frac{15}{19} = 0,8$
50	Иркутск	$\frac{40}{23} = 1,7$	$\frac{35}{17} = 2,1$
51	Кабанск	$\frac{26}{27} = 0,9$	$\frac{48}{19} = 1,7$
52	Киренск	$\frac{60}{43} = 1,4$	$\frac{33}{27} = 1,2$
53	Якутск	$\frac{82}{29} = 2,8$	$\frac{36}{22} = 1,6$
54	Верхоянск	$\frac{40}{20} = 2,0$	$\frac{60}{22} = 2,7$
55	Охотск	$\frac{54}{34} = 2,2$	$\frac{60}{30} = 2,0$
56	Нерчинский Завод	$\frac{32}{24} = 1,3$	$\frac{30}{27} = 1,1$
57	Благовещенск	$\frac{61}{34} = 1,8$	$\frac{26}{20} = 1,3$
58	Хабаровск	$\frac{60}{23} = 2,6$	$\frac{45}{23} = 2,0$

№ п/п	Станция	Суммарная амплитуда	
		холодный период	теплый период
59	Николаевск-на-Амуре	$\frac{24}{30} = 1,2$	$\frac{17}{20} = 1,8$
60	Владивосток	$\frac{30}{27} = 1,1$	$\frac{34}{28} = 1,2$
61	Поронайск	$\frac{80}{18} = 4,4$	$\frac{60}{26} = 2,3$

периода. Исключение составляют ограниченные по площади районы, где преобладают относительно короткие циклы. Уменьшение доли циклических составляющих при осреднении зимой отмечено на 10% станций, на 3% станций вклад циклических составляющих не изменился. Правда, по одной из двух таких станций — Новосибирску — это, вероятно, связано с неоднородностью ряда. Летом уменьшение доли циклических составляющих в дисперсии при осреднении отмечено в 4% случаев и в одном случае (1,5%) доля циклических составляющих при осреднении не изменилась. Уменьшение доли циклических составляющих отмечается зимой местами на северо-западе, а в низовьях рек Волги и Урала весь год, летом оно распространяется до Казалинска и в оба сезона наблюдается в средней части долины р. Ангары. В целом же по территории СССР роль циклических составляющих в ходе осадков при осреднении существенно возрастает на 90—95% территории.

Прогноз с использованием осредненных данных облегчается еще тем, что в осредненных рядах асимметрия распределения существенно уменьшается, в связи с чем форма колебаний приближается к синусоидальной. В исходных же рядах естественная форма колебаний имеет характер всплесков с высокой узкой вершиной и широким основанием, которые лишь в результате формального разложения в ряд Фурье сводятся к совокупности синусоид [10]. Отсюда можно было бы сделать вывод, что осредненные значения осадков легче прогнозировать, чем на каждый отдельный год (исключая области преобладания коротких циклов), но для этого нужно еще проверить, где проявления циклическости более устойчивы — в исходном или осредненном ряду.

Для такой проверки были выбраны четыре относительно однородных ряда в различных частях СССР, где наблюдения начались в 30-х годах прошлого века, и проведено сравнение данных за период до 1891 г. и за последующие годы. В случае необходимости подобные сравнения можно провести еще по нескольким станциям, особенно за теплый период, когда ряды в своем большинстве практически однородны, и в то же время пространственные связи осадков распространены на меньшее расстояние, чем зимой. Анализ рядов таких станций (Ленинград, Тбилиси, Барнаул

и Нерчинский Завод), а также рассмотрение массового материала более коротких рядов показали, что вопрос этот не так-то прост.

Что относится к коротким циклам? При 5-летнем осреднении циклы со средним периодом менее 10 лет без применения какой-либо интерполяции, например скольжения по ряду, не могут быть использованы эффективно. Но среди этих циклических колебаний есть относительно неустойчивые по фазе, в частности 2 и 3-летние циклы, сменяющие друг друга за периоды порядка двух десятилетий, и относительно устойчивые квазипериодические колебания меньших частот.

Циклы со средним периодом более 10 лет при осреднении искажаются сравнительно мало, и до 22-летних циклов включительно их проявление относительно устойчиво, хотя циклы могут распадаться на обертоны половинной длительности или объединяться в циклы двойной, реже тройной длительности. На нижнем пределе этой области частот имеются резкие провалы. Циклы длительностью как около 18 лет, так и несколько более 25 лет встречаются весьма редко [10]. Более длительные циклы, проявляющиеся на спектрограмме, по-видимому, носят несколько иную временную структуру, скорее всего, они аперiodичны. Так, вблизи географических границ проявления 22-летнего цикла часто возникают неправильные колебания длительностью от 20 до 30 лет.

Аналогична неустойчивость средней длины периода и более длительных циклов. В 47-летнем цикле теплой части года в Барнауле фактические колебания длительности конкретных его реализаций составляют от 40 до 70 лет, в сходном по длительности цикле в Нерчинском Заводе — от 35 до 50 лет. Циклы длительностью 33—40 лет в Ленинграде проявляются иногда как 56—66-летние, а временами как 25-летние. В холодный период в Ленинграде проявляется цикл, меняющий свою длительность в пределах доступного для исследования периода от 56 до 66 лет, с обертоном около 33 лет. Таким образом, неустойчивость длительности циклов малых частот подтверждается, что не мешает им распадаться на обертоны.

Остается открытым вопрос о самых длительных циклах (60—80 лет). Можно предполагать, что и они аналогично тому, как это обнаруживается в температурных рядах, довольно сильно колеблются по своей длительности. Для холодного времени года это можно подтвердить и коррелирующимися с рядами осадков более длительными рядами наблюдений меридиональных градиентов температуры (например, Киев — Ленинград), насчитывающих полные полтора столетия. Эти данные показывают, что, кроме цикла длительностью более 100 лет, там четко выражены и более короткие циклы. По пяти максимумам этих колебаний их длительность менялась от 21 до 55 лет (если первый максимум был ранее 1812—1821 гг., то нижний предел длительности периода несколько увеличится), по пяти минимумам — от 21 до 32 лет. Судя по этим данным, аперiodическими являются и колебания осадков. Однако сомнительно, чтобы их можно было бы характеризовать простей-

шей марковской структурой. Если считать, что 55-летний интервал является отражением временного сдвигания (проскока) циклов, то средняя длительность циклов меняется в более узких пределах, от 21 до 32 лет. Этот период очень близок к длительности внутри-вековых циклов Шнитникова [22, 23], а полный набор длительностей — к циклу Брикнера.

По-видимому, колебания на этих частотах во многих географических районах подавляются более резко проявляющимися, но локально сильно различающимися циклами. При осреднении же по площади, чему соответствует, в частности, формирование речного стока, локальные циклы взаимно компенсируются, а циклические составляющие, характерные для больших территорий, выступают на первый план. Но ритмы, определяемые вековым ходом градиентов, как раз и должны характеризовать осадки значительных районов материка в связи с переносом туда влаги и тепла с запада. Немудрено, что, хотя в количестве осадков отдельных станций они проявляются часто сравнительно слабо, при осреднении по площади проявляются четко. Такова, видимо, загадка проявлений брикнеровского цикла в колебаниях уровня водоемов при видимом отсутствии тех же частот колебаний в рядах осадков отдельных станций. Это не исключает и других причин возникновения такого цикла.

При экстраполяции цикличности важно знать не только степень регулярности или изменчивости длин периодов отдельных циклов, но и изменения амплитуд тех же составляющих, а также частотный состав циклических колебаний. В самом деле, изменение амплитуды (увеличение ее или уменьшение) циклов со временем также сказывается на точности прогноза (если последний дается не в количественной форме), как и на исчезновении или проявлении новой циклической составляющей. Изменение длины или просто перебой ее при смене фазы коротких циклов ограничивает возможность экстраполяции аномалии осадков. Если же длительность цикла составляет несколько десятилетий, то даже изменение его длительности в 2 раза позволяет еще в течение нескольких лет экстраполировать аномалию количества осадков.

В связи с этим, если даже циклы продолжительностью 60—80 лет являются в действительности аperiодическими колебаниями марковского типа, инерционные свойства этого процесса позволяют экстраполировать знак аномалии (особенно если она в период, предшествующий прогнозу, была велика) на 10—15 лет вперед, а формально — и на большее время. Практика исследования цикличности осадков показала, что в ряде районов (особенно зимой) циклы длительностью 80—100 лет выражены очень четко. Циклы большей длительности редки и проявляются часто настолько нечетко, что можно сомневаться в их реальности. Их вполне могут имитировать нарушения однородности, вызванные изменением местоположения дождемера и изменением методов наблюдений, которые хотя и устраняются, но далеко не всегда достаточно точно, а в старые годы из-за отсутствия близлежащих станций

для сравнения нарушения однородности могли остаться и незамеченными.

Тем не менее в прошлом для значительной части территории СССР отмечен почти совпадающий по времени период очень низких осадков, в реальности которого довольно трудно сомневаться хотя в некоторых районах он не имел в дальнейшем ни одного аналога. В ряде мест минимум наблюдался и в холодное, и в теплое время года. Реальность сухих 50-х и 60-х годов прошлого столетия подтверждается и распределением засух, без этого могло бы возникнуть сомнение, не было ли это явление имитировано массовой установкой неудачной конструкции дождемеров. Правда этот минимум наблюдался не повсеместно. Его не было на юго-востоке ЕТС, зато там довольно сильная сухость имела место в 40-х годах прошлого столетия. Рассмотрим проявление этого минимума осадков по данным самых длиннорядных станций.

По четырем из них (Ленинград, Тбилиси, Барнаул, Нерчинский Завод) существенных нарушений однородности не отмечено по другим она детально не исследовалась, но, по крайней мере в теплое время года заметное нарушение однородности встречается редко; в холодное же время года даже при несохранении однородности всего ряда пониженное количество осадков за указанный период достаточно заметно на окружающем фоне (табл. 3 и рис. 1).

Оказывается, что аномалия осадков 50-х годов прошлого столетия получила большое распространение на территории СССР. В районах же, где в это время существенного снижения осадков не было, часто отмечается уменьшение осадков в более ранние (обычно 30-е) и более поздние (обычно 70-е) годы. Так, в Одессе минимум осадков в 50-х годах отсутствует, а в Симферополе, где в 50-х годах не было наблюдений, рекордно сухими были 30-е годы XIX столетия. Рекордно низкие осадки как зимой, так и летом имели место в 50-х и начале 60-х годов прошлого столетия в лесной зоне ЕТС. Это подтверждается данными Ленинграда и Свердловска. К югу в летние месяцы этот минимум ослабевает, а в Горках и Курске главный минимум осадков прошлого столетия был перекрыт в дальнейшем; зимние же осадки на западе ЕТС остаются рекордно низкими до широты Киева включительно. Далее на юг минимум осадков как зимой, так и летом пропадает. По направлению к востоку это явление тоже ослабевает, хотя еще прослеживается в Курске и Ворошиловграде. В последнем минимум осадков в теплый период опять близок к рекордному. Зато в Заповжье и на Южном Урале в указанный период минимума осадков не было. Не было его и в Бузулукском бору по дендрологическим данным В. Е. Рудакова [18]. В Оренбурге относительно низкие значения осадков все же наблюдались в теплый период, а в Златоусте рекордно низкий минимум осадков в теплый период перемещается на 60—70-е годы, в 50-е — фон осадков был повышенным. В холодный период минимумы были в 40-х и 70-х годах. Пониженные суммы осадков в этот период наблюдались

Главный минимум осадков XIX столетия

Станция	Период	Годы	Характеристика
Ленинград	Холодный	1854—1863	Самый глубокий минимум за все время
	Теплый	1849—1863	Исключительно низкий минимум
Свердловск	Холодный	1851—1865	Самый глубокий минимум за все время
	Теплый	1852—1867	Самый мощный и глубокий минимум за все время
Ворки	Холодный	1853—1861	Самый низкий минимум за все время
	Теплый	Неясно, много пропусков	Существенного минимума, видимо, не было. Рекордно низкие осадки в 1850 г.
Курск	Холодный	Много пропусков	Очень низкие суммы с 1845 до 1859 г., далее перерыв наблюдений
	Теплый	Много пропусков	Низкий, но не рекордный фон осадков с 1848 по 1859 г., далее перерыв наблюдений
Златоуст	Холодный	1840, 1865, 1876	Наиболее низкие осадки на грани 30-х и 40-х годов, потом во второй половине 60-х постепенный рост осадков от начала периода к концу
	Теплый	1862—1871	Рекордно низкий минимум имел место позднее 50-х годов, в 50-х годах — максимум осадков
Оренбург	Холодный	Минимума нет	Относительно высокий фон осадков в 50-х и 60-х годах, низкие осадки в 40-х и 70-х годах
	Теплый	1846—1864	Относительно низкие (но не рекордные) осадки до середины 60-х годов
Киев	Холодный	Ранее 1867	Рекордный минимум в среднем за период
	Теплый	Минимума нет	Относительно низкие осадки в 50-х годах. Рост осадков от начала периода к концу
Ворошиловград	Холодный	1856—1868	Минимум (не рекордный) осадков со второй половины 50-х до конца 60-х годов, 30-е и 40-е годы тоже сухие
	Теплый	1846—1867	Очень низкий уровень осадков; рекордно низкие значения в 1848, 1855 и 1856 гг.

Станция	Период	Годы	Характеристика
Одесса	Холодный	Минимума нет	
	Теплый	Минимума нет	
Симферополь (Салгирка)	Холодный	50-е годы пропуск	Рекордный минимум в 30-х годах XIX столетия
	Теплый	50-е годы пропуск	Рекордный минимум в 30-х годах XIX столетия
Кисловодск (доп. Пятигорском)	Холодный	Пропуск 60-е годы	Низкие (но не рекордные) величины в конце 50-х годов далее пропуск
	Теплый	Пропуск 60-е годы	Низкие (но не рекордные) значения в конце 50-х годов далее пропуск
Ленинакан	Холодный	Минимум 1858—1865	Рекордно низкий минимум в 1865 г., очень низкие осадки в остальные годы
	Теплый	Минимум 1861—1869	Очень низкие осадки в 1861 г. рекордно низкие — в 1869 г.
Тбилиси	Холодный	1852—1866	Очень низкий минимум
	Теплый	1850—1868	Очень низкий минимум осадков на сглаженной кривой структурно явился следствием длительного отсутствия крупных положительных аномалий, перекрыт в 60-х годах XX столетия
Баку	Холодный	Минимум отсутствует	
	Теплый	Векового минимума нет	Относительный минимум на общем повышенном уровне осадков, которые остаются выше современных
Тобольск	Холодный	Минимума нет	Большое число пропусков. С 1856 по 1862 г. осадки велики. В 1850 г. очень велики, но не рекордно. Пропуски восстанавливались по Ишиму
	Теплый	1858—1864	Низкие значения 1860—1862 гг.; 1862 г. — рекордно низкий. Много пропусков. Восстановлению поможет Ишим
Ишим	Холодный	Минимума нет	Большое число пропусков, кое-что восстановлено по Тобольску. Низкие (не рекордно) значения 1850, 1860 гг.
	Теплый	Минимума нет	Большое число пропусков, кое о чем можно судить по наблюдениям Тобольска

Станция	Период	Годы	Характеристика
Барнаул	Холодный	1859—1875	Исключительно низкий минимум на общем низком фоне осадков до 80-х годов. Менее глубокий минимум в период 1841—1845 гг.
	Теплый	1857—1868	Исключительно низкий минимум.
Якутск и Улан-Уде	Холодный	По-видимому, нет	Ход осадков Улан-Уде и Якутска аналогичен, но большая часть интересующих лет отсутствует, имеющиеся — говорят о сравнительно низких осадках 40-х годов и высоких — 60-х годов
	Теплый	По-видимому, нет	
Нерчинский Завод	Холодный	Минимума нет	В связи со скудностью зимних осадков вообще вековой минимум не выражен
	Теплый	1857—1866	Очень низкий минимум, однако подобный же, по-видимому, был в период 1817—1827 гг. (плохо просматривается из-за пропусков в наблюдениях около 1865 г.)

и на Северном Кавказе. В западной части Закавказья понижения осадков, близкие к рекордным, наблюдались зимой в 50-х и 60-х годах прошлого столетия в Ленинакане и Тбилиси. В теплое время года это же имело место в Тбилиси, Ленинакане лишь в 60-х годах XIX века. В восточной части Закавказья, судя по данным Баку, этого явления не наблюдалось.

Восточнее Урала, судя по отрывочным данным Тобольска и Ишима (в общем дополняющих друг друга), в холодную часть года минимум исчезает, в теплый же период в Тобольске в годы 1860—1862 имели место очень низкие значения осадков, для Ишима подобный минимум не отмечается.

На севере и в более восточных районах — Якутске, Улан-Уде, а зимой и в Нерчинском Заводе — уменьшения годовых осадков, по-видимому, нет. В теплое же время года в последнем пункте в конце 50-х и до середины 60-х годов XIX столетия имели место очень низкие, хотя и не рекордные значения осадков. В предгорьях Алтая, в Барнауле, минимум осадков с конца 50-х годов до конца 60-х (а зимой и в середине 70-х годов XIX века) был исключительно силен. Возможно, он распространяется и ниже по Оби до Новосибирска и Иртышу до Омска. Но фактических данных для подобного утверждения пока не имеется. Во многом здесь могли бы помочь гидрометеорологические проработки.

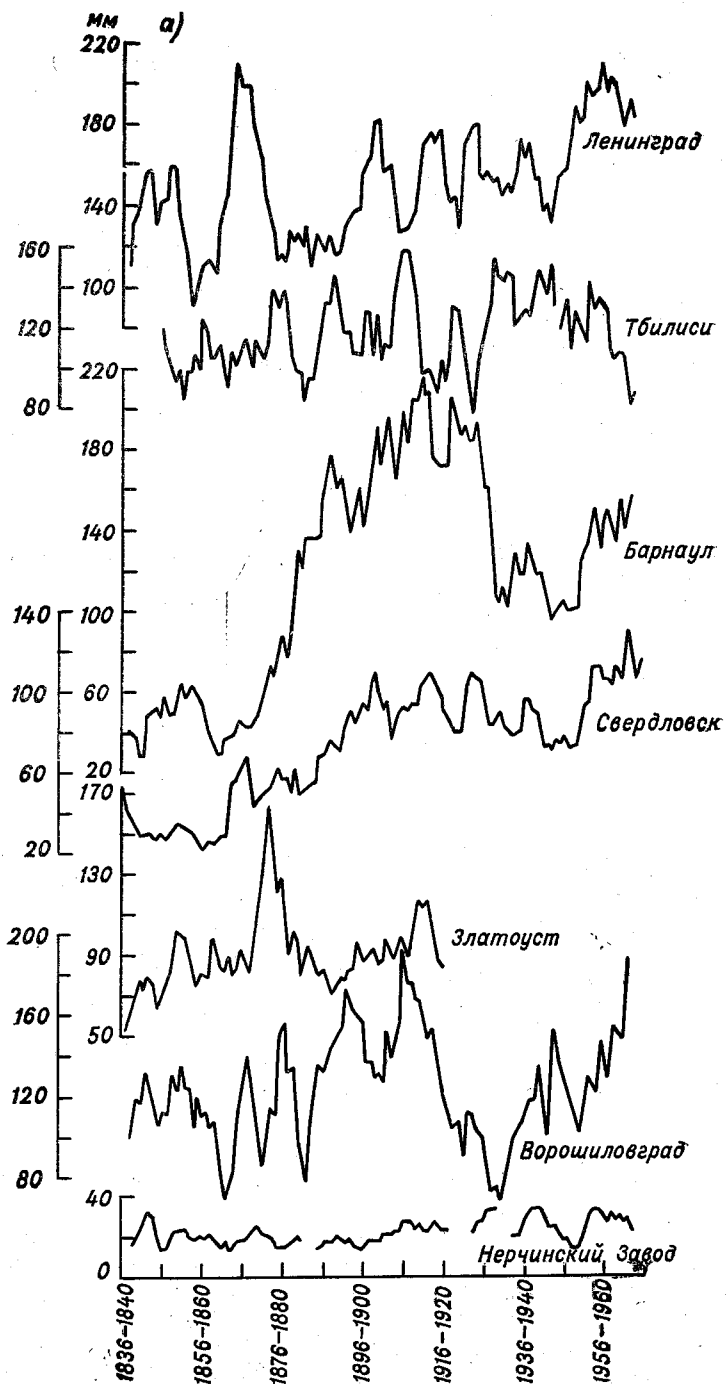
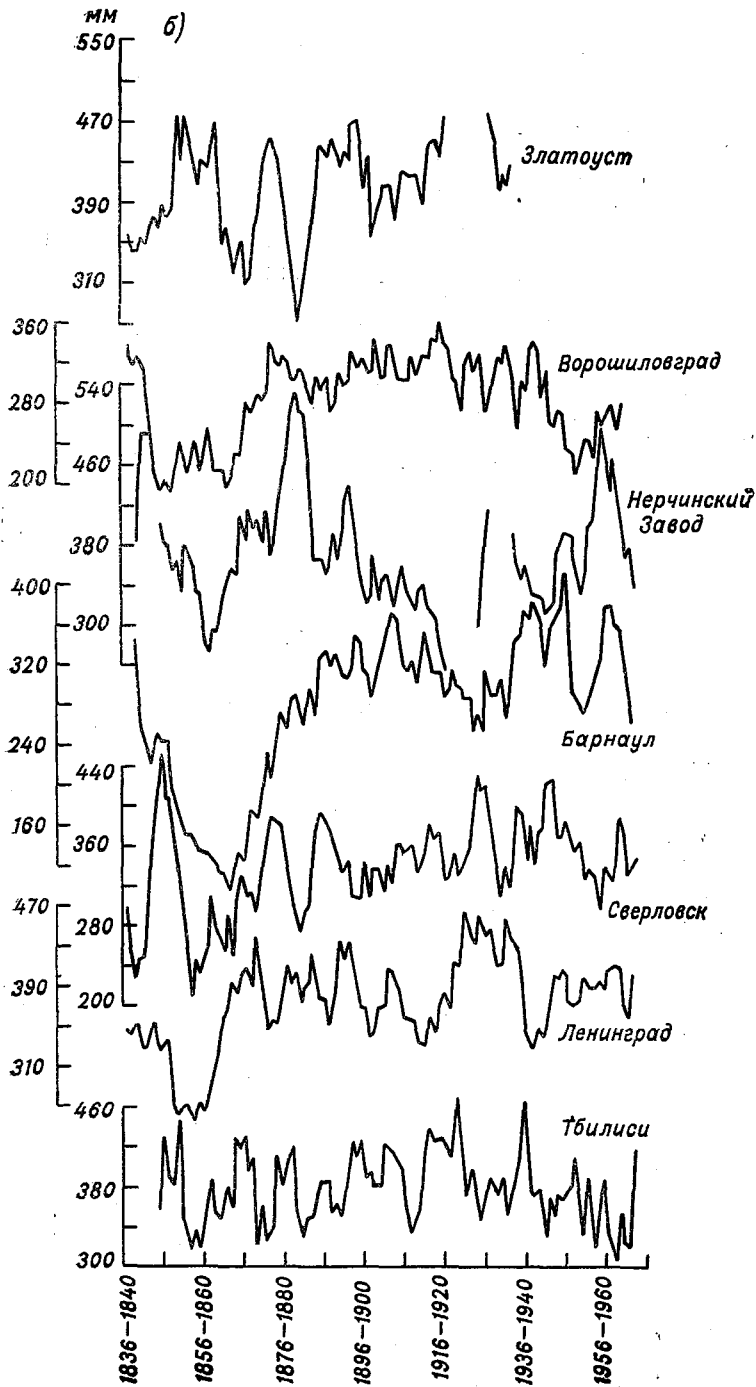


Рис. 1. Скользящие
а — холодный период,



5-летние средние осадки.
б — теплый период.

Характерные годовые осадки за наиболее сухое десятилетие (в Тбилиси пятилетие) оказались равными в Ленинграде 388 мм (1854—1863 гг.), Тбилиси 434 мм (1852—1856 гг.), Барнауле 160 мм (1859—1868 гг.) и в Нерчинском Заводе 359 мм (1857—1866 гг.)

10-летний и даже 5-летний периоды уже достаточно длительно для того, чтобы, сопоставляя эти данные с радиационным балансом на деятельной поверхности, оценить ландшафтно-климатические условия, складывавшиеся в этот период в указанных пунктах. В Ленинграде годовой радиационный баланс был принят равным 30 ккал/см²·год. Убыль осадков перенесла его из условия умеренного переувлажнения на границе тайги и лиственных лесов в условия недостаточного увлажнения, соответствующие современным степям. В аналогичных условиях оказался и Свердловск, где годовая сумма осадков уменьшилась на 75 мм. Тбилиси (радиационный баланс 53 ккал/см²·год) перемещался из зоны лесостепи в зону сухих степей, Барнаул (радиационный баланс 43 ккал/см²·год) — на границу зоны пустыни. Такое катастрофическое изменение осадков не могло бы не сказаться на древесной растительности, которая за данное десятилетие полностью усохла бы. Между тем подобных сведений у нас не имеется. Скорее всего в Барнауле на реальные колебания климата наложилась какая-то метеорологическая неоднородность и несовершенство методики измерений преувеличило масштаб действительных колебаний климата. За счет уменьшения количества осадков Нерчинский Завод (радиационный баланс 38—40 ккал/см²·год) когда-то перешел из зоны лесостепи в зону сухих степей; вероятно, ландшафты того времени хранят следы столь длительного периода сухости.

За пределами СССР уменьшение осадков в северной части Германии с минимумом около 1858 г. может быть установлено по данным Гельмана [32]. В Чехословакии станции Чеслав и Прага также дают минимум осадков в 60-х годах XIX столетия. Подобный же или даже более сильный минимум имел место после 30-х годов XX столетия. Этот минимум хорошо виден по вековому ходу несглаженных сумм независимо от значения поправок на нарушение однородности, принятых в [32]. Методика же сглаживания путем двойного интегрирования представляется нам весьма рискованной, что и подтверждается существенным различием векового хода осадков в Праге в зависимости от принятых поправок. Таким безудержным «кутюжением», вероятно, объясняется и гладкость вековых ходов, напоминающих правильную синусоиду с 80-летним периодом [32]. Впрочем, в Барнауле и Свердловске в холодный период тоже обнаруживаются «надежные» 150-летние циклические составляющие, но однородность этих рядов, особенно в первом случае, можно взять под сомнение.

Существовала ли в это время компенсация аномалии осадков в субтропической зоне? Если она и была, то граница ее лежала очень далеко на юге, так как Тбилиси и Ленинакан тогда тоже входили в зону сухости. Но вот на Мальте 60-е годы прошлого столетия, как и 30-е годы нынешнего, дают некоторое увеличение

садков. Правда, близко от них лежали и существенные минимумы, так как циклы увлажнения там составляют 20—30 лет [29]. Эти минимумы приходились на трехлетия: 1866—1868 гг. (315 мм, 1866 г.—239 мм), 1894—1896 гг. (512 мм, в 1895 г.—222 мм), 1921—1923 гг. (378 мм, в 1922 г.—242 мм), в 1946—1948 гг. (404 мм, в 1947 г.—199 мм) при норме 533 мм. Характерно соседство больших сумм осадков и резких их падений за пределами оны максимума. Колебания осадков 50-х годов XIX в нашли свое отражение и в колебаниях уровней водоемов и стока рек.

Ход осадков для умеренных широт Европы и частично западной части Азии исследован Шнитниковым [23]. Очень резкое падение уровня оз. Венерн и стока вытекающей из него р. Гетаэльв (Швеция) имело место по 6-летним скользящим с 1853 до 1860 г., фактическое уменьшение водности должно было начаться уже с 1850 г. Аналогичное падение дают уровни Мазурских озер. Низкий сток дают и озерные реки северо-запада СССР (Вуокса, Свирь и Волков). Некоторое, хотя и не сильное падение дают уровни оз. Сайма. По этим данным период с 1853 по 1860 г. был маловодным, хотя маловодный период 30-х годов XX столетия был более длительным и сильнее сказался на водоемах. В конце 40-х — начале 50-х годов прошлого столетия заметно понизился и уровень Каспия, водный баланс которого существенно зависит от стока в бассейне Волги, но и здесь аномалия была в общем слабее аномалии 30-х годов XX столетия.

Вероятная причина этого — сравнительная непродолжительность периода крупных недоборов осадков, еще компенсируемая запаздыванием стока предыдущего многоводного периода. Возможно, что было пониженным испарение из-за сравнительно невысокого уровня температуры тех лет. Наконец, возможно, что площади крупных аномалий осадков были сравнительно невелики, и после осреднения по всему бассейну средние аномалии получились уже не такими большими. В этом отношении нельзя признать удачным использование Б. Д. Зайковым [12] осадков ст. Свердловск для реконструкции ряда уровней Волги за прошлые годы. Независимо от того, однороден ли этот ряд в холодный период (годовая аномалия составила здесь всего 17% за десятилетие), бассейн Камы, вероятно, под воздействием Уральского хребта дает явно завышенные значения амплитуды векового хода осадков по сравнению с равнинными районами ЕТС.

Несмотря на отсутствие уменьшения осадков за Уралом, в конце 40-х — начале 50-х годов XIX столетия имела место убыль воды в озерах между реками Уралом и Обью. Однако изменение состояния водоемов в эти годы не было катастрофическим и перекрывалось убылью в 70—80-х годах. Следовательно, и колебания водоемов, подтверждая существенную сухость в середине прошлого века, не подтверждают все же катастрофическую убыль осадков в Барнауле.

В генетическом плане были важны данные, прямо или косвенно свидетельствующие о состоянии в указанный период ледово-

го покрова северных морей. Такие данные по Северной Атлантике и по продолжительности безледного периода на Северной Двине у Архангельска собраны в [23]. Ледовитость Северной Атлантики после сравнительно высоких значений в начале столетия (кроме второго десятилетия) дала исключительно низкий минимум в 40—50-х годах, одновременно с 1830 до 1849 г. резко увеличился безледный период на Двине, остававшийся выше нормы до 80-х годов. Этот максимум был перекрыт лишь в 40—50-х годах XX столетия. На Неве максимум длительности безледного периода пришелся на 30-е годы прошлого столетия и те же 40—50-е годы нынешнего, когда это уже в значительной мере могло быть связано с промышленными стоками.

Уменьшение ледовитости арктических морей в 20, 30 и 50-е годы XIX века подтверждается и вековым ходом меридиональных градиентов температуры [9], причем в первом случае уменьшения градиентов захватило и теплый период.

Исследуемое нами колебание осадков отразилось и в повторяемости засух и неурожая. Ранее уже было показано, что вековой ход засух на ЕТС и в Казахстане примерно обратен вековому ходу ледовитости; то же получилось и для XIX столетия. К сожалению, мы не располагаем такими данными по Казахстану и Западной Сибири. В работе А. М. Алпатьева и А. И. Трофимовой [2] оценивается лишь период с 90-х годов прошлого столетия. Как и у нас, по их данным наиболее засушливыми были 30-е годы XX века, что, учитывая различие подходов, подтверждает объективность получаемых результатов. Зато по ЕТС имеется сводный материал по урожайности с начала прошлого столетия по 30-е годы нынешнего, собранный Г. Т. Селяниновым [19]. В условиях маломеняющейся агротехники это очень важный показатель. Начало прошлого столетия до 30-х годов было наиболее благополучным в отношении засух за все время. Стоит заметить, что этому соответствовал период максимальной ледовитости северных морей. Тридцатые годы были периодом наибольших колебаний урожайности, в том числе рекордных засух, в 1833 г. было собрано 72%, а в 1840 г.—55% среднего урожая; но в остальные годы урожайность была в основном выше нормы (до 120% в 1834 г.). В период с 1847 по 1865 г. урожайность 4 раза падала до 80% и ниже и лишь 3 раза подымалась выше 110%, т. е. в целом за 18 лет был систематический недобор хлебов. То же число засух с одной рекордной получается и в двадцатилетие 1840—1859 гг., но зато и рубеж 110% здесь переходит 4 раза. Видимо, весь период с 1840 по 1865 г. был в среднем сухим. Все последующие двадцатилетия были по засухам более благополучными, в том числе и 1891—1910 и 1902—1921 гг., когда 3 раза урожай собирался ниже 80%, и 3 раза урожайность переходила через уровень 120%.

Предвидение лет, подобных 30-м годам прошлого столетия и 30-м годам нынешнего, только на основании элементарного учета цикличности осадков затруднительно, так как в такие периоды получаются «провалы» осадков, выходящие, как правило, за преде-

и средней циклической амплитуды, кроме случая, если исследоваться будет непосредственно повторяемость засух. Однако здесь упоминает исследованная ранее связь осадков с ледовитостью полярных морей и их косвенной характеристикой — значением meridionalных градиентов температуры во все месяцы года, кроме летних. Наступление малоледовитой эпохи можно предвидеть заранее или констатировать ее наступление в самом начале, что дает возможность предупреждать о вероятности катастрофических засух в некоторых районах неустойчивого увлажнения [9, 10]. Точности могут быть произведены на основании признаков, исследованных Т. В. Покровской [17].

В отношении прогнозов аномалий осадков за пятилетие нами показано в предыдущих работах, что трансформация циклов — процесс достаточно медленный и постепенный. В среднем на изменение доли циклических составляющих приходится около 1% в год, и каких-либо катастрофических периодов смены сразу всей цикличности не образуется, хотя и намечаются периоды повышенной вероятности трансформации связей, в частности в изменениях фаз гелиогеофизических связей на противоположные. Этот ход характеризуется появлением недоразвитого цикла полонимной длительности по сравнению с основным и последующим переходом к полному циклу, но уже в обратной фазе. Более часто имеет место распадение циклов на обертоны половинной длительности, или, наоборот, объединение по два в более длительные; нередко это сопровождается некоторым изменением длительности основного цикла. Для циклов длительных, средний период которых выдерживается не строго, последняя особенность не является существенной.

Все перечисленные особенности структуры показывают, что даже при трансформации циклов прогноз, даваемый на основании учета их состояния в предыдущий период, остается в силе еще некоторое время, порядка нескольких лет. Экстраполяция циклических составляющих в той мере, в какой она сохраняется в будущем, обеспечивает коэффициенты корреляции между ходом осадков и циклическими его составляющими равными корню квадратному из его амплитуды.

По упомянутым выше четырем станциям при прогнозе на 5 лет вперед с учетом трансформации цикличности можно ожидать для отдельного года корреляцию между прогнозом осадков и действительностью равную $\sqrt{0,23}=0,48$ в холодный период и $\sqrt{0,20}=0,45$ в теплый период. Для прогноза 5-летних средних получается соответственно: $\sqrt{0,39}=0,62$ и $\sqrt{0,36}=0,60$. Таким образом, несмотря на несколько большее падение циклических составляющих со временем, прогноз по осредненным данным обещает большую успешность (до 80% знаков аномалий). При этом мы еще не учли два благоприятствующих прогнозу обстоятельства.

1. Сдвиг был принят равным 15 годам, но таким он становится

лишь к концу периода прогноза, а в среднем при прогнозе на 15 лет сдвиг по времени составляет 7,5 лет.

2. Не учтена действительность прогноза в течение нескольких лет после произошедшей трансформации цикла.

Сделанные расчеты были проверены на одном опытном прогнозе на три последующие пятилетки (по осредненным данным осадков теплого и холодного периодов по четырем упомянутым станциям на период 1891—1905 гг. на основании коррелограмм периода 1830—1890 гг.). Хотя 90-е годы были как раз годам перелома некоторых циклов, прогноз получился относительно удачным, причем падения успешности от начала периода к концу замечено не было, что подтверждает медленность трансформации цикличности. Из 24 случаев прогноза (четыре станции за два периода по три пятилетки) в 12 случаях предсказанные и фактически знаки аномалий совпали. В 4 случаях, хотя знак аномалии оправдался, сама аномалия была очень мала, а фактические осадки были близки к норме. Расхождение на один балл (плюс — норма — минус) наблюдалось еще в 6 случаях и четко противостоит положенные знаки аномалий реальной и предсказанной — в 2 случаях. Таким образом, успешный прогноз знака аномалии был в $\frac{2}{3}$ случаев, а грубые ошибки — лишь в $\frac{1}{12}$ всех случаев. По трем станциям (5 случаев) неудачные прогнозы получились зимой по одной — Нерчинский Завод — все три случая летом; в последнем случае практически произошла полная перестройка фазы циклов.

По совокупности всех данных прогноз сезонных аномалий осадков на срок до 15 лет — дело реальное. Практически приходится, однако, считаться с тем, что исходный цифровой материал поступает в обработку с опозданием до 5 лет, так что прогноз приходится давать на целых 20 лет. Такой прогноз уже представляет серьезные трудности, так как по некоторым пунктам в годы, предшествующие прогнозу, цикличность может проявляться аномально, и не всегда просто решить, что сигнализирует о перестройке цикла, а что является случайным искажением амплитуды или фазы цикла. Попытки давать тем же путем прогнозы по отдельным месяцам или частям сезонов пока не увенчались успехом скорее всего из-за большого веса случайных составляющих в рядах. Поэтому необходимо какое-то предварительное осреднение рядов по территории. По той же причине цикличность осадков относительно слабо связана с засухами. Однако засухи большого распространения имеют четкий и довольно существенный вековой ход, соответствующий вековому циклу осадков, что и было подтверждено выше; вероятность засух в зависимости от фазы векового хода меняется в 3 раза и более. В соединении с признаками, изложенными в [17], учет этого обстоятельства позволяет выделять годы вероятных засух. Таким образом, циклическая природа колебаний атмосферных осадков в соединении с другими признаками может помочь и при прогнозировании засух.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алехин Ю. М. Опыт статистического прогнозирования годовых сумм осадков.—Тр. ЛГМИ, 1964, вып. 22.
2. Алпатов А. М., Трофимова А. И. Повторяемость засух в районах зоевения целинных и залежных земель Казахстана и Западной Сибири.—В кн.: Засухи в СССР, их происхождение, повторяемость и влияние на урожай». Л., гидрометеиздат, 1958.
3. Аполлов Б. А., Алексеева К. И. Прогноз уровня Каспийского моря.—В кн.: «Проблемы Каспийского моря». М., 1959.
4. Белинский Н. А. Использование некоторых особенностей атмосферных процессов для долгосрочных прогнозов. Л., Гидрометеиздат, 1957.
5. Белинский Н. А., Калинин Г. П. О прогнозе колебаний уровня Каспийского моря.—Тр. НИУ ГУГМС, Сер. 4, 1946, вып. 37.
6. Болотинская М. Ш., Белязо В. А. Влияние солнечной активности на формирование циркуляционных эпох и их стадий.—Тр. ААНИИ, 1969, т. 289.
7. Будыко М. И. Изменения климата. Л., Гидрометеиздат, 1969.
8. Дзердзиевский Б. Л. Флюктуации климата и проблема сверхдолгосрочного прогноза.—Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1968, № 5.
9. Дроздов О. А. О связи различных сторон колебаний климата.—Тр. ГГО, 1958, вып. 84.
10. Дроздов О. А. Об изменении осадков северного полушария при изменении температур полярного бассейна.—Тр. ГГО, 1969, вып. 245.
11. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Циклические составляющие многолетних характеристиках атмосферной циркуляции.—Тр. ГГО, 1969, вып. 245.
12. Дроздов О. А., Григорьева А. С. О проявлении цикличности в ходе количества атмосферных осадков на территории СССР.—Тр. ГГО, 1969, вып. 245.
13. Зайков Б. Д. Многолетние колебания стока р. Волги и уровня Каспийского моря.—Тр. по комплексному изучению Каспийского моря. вып. 10, 1.—Л., 1940.
14. Кондратьев К. Я., Никольский Г. А. Вариации солнечной постоянной по аэрозольным исследованиям 1962—1968 гг.—Изв. АН СССР. Сер. физики атмосферы и океана, 1970, т. 6, № 3.
15. Манабе С., Смагоринский Д. Ж., Стриклер Р. Ф. Численное моделирование средней картины общей циркуляции с учетом процессов влагообмена.—В кн.: «Теория климата». Л., Гидрометеиздат, 1967.
16. Максимов И. В., Смирнов Н. П. Опыт построения прогноза основных форм атмосферной циркуляции в северном полушарии компонентно-гармоническим методом.—Тр. ААНИИ, 1965, т. 262.
17. Покровская Т. В. Синоптико-климатологические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды. Л., Гидрометеиздат, 1969.
18. Рудаков В. Е. Годичный прирост деревьев, как показатель гидрометеорологических условий. Автореф. дисс. на соискание учен. степени канд. геогр. наук. МГУ, 1970.
19. Селянинов Г. Т. Происхождение и динамика засух.—В кн.: «Засухи в СССР, их происхождение, повторяемость и влияние на урожай». Л., Гидрометеиздат, 1958.
20. Хаминов Н. А. Опыт сверхдолгосрочного прогноза ледовитости.—Тр. ГИ, 1967, вып. 148.
21. Шлямин Б. А. Сверхдолгосрочный прогноз уровня Каспийского моря.—Изв. ВГО, 1962, т. 94, вып. 1.
22. Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария.—Записки ВГО. Новая сер. 1957, т. 16.
23. Шнитников А. В. Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. Л., «Наука», 1969.
24. Юдин М. И. Об изучении факторов, обуславливающих нестационарность общей циркуляции атмосферы.—В кн.: «Международный симпозиум по динамике крупномасштабных атмосферных процессов». М., «Наука», 1965.

25. Яглом А. М. Статистические методы экстраполяции метеорологических полей.—Тр. ВНМС. Т. 2. Л., Гидрометеониздат, 1963.

26. Abbot C. G. A long-range forecast of United States precipitation.—Publ. Smithsonian Inst., V. 139, No 9. Washington, 1960.

27. Abbot C. G. Supplement to a long-range forecast of United States precipitation.—Publ. by the Smithsonian Inst., V. 152, No. 5. Washington, 1967.

28. Bossolasco M. et al. Solar constant and Sunspots.—Pure and Applied Geophys., 1965, V. 62, No. 3.

29. Bulmer B. F., Stormonth K. The Rainfall of Malta.—Sci. paper No. 3. London, 1960.

30. Křivský L. Dlouhodobé kolísání ročních srážek v Období 1805—1910 a ve vstahu k sluneční činnosti. Publikace astrofyzikální Československé akademie věd, Ondřejov, č. 23. Nakladatelství Československé akademie věd Praha, 1963.

31. Lamb H. H. Activity volcanique et climat.—Rev. geogr., phys. et geodynamique, 1963, v. 11, No. 3.

32. Sawyer J. S. Notes on the response of the general circulation to change in the solar constant. Change of climat. Proceed. Rome Symposium UNESCO at the World Meteorol. Organiz. UNESCO, 1963.

С. И. КОСТИН

К ВОПРОСУ О СОВРЕМЕННОМ ИЗМЕНЕНИИ КЛИМАТА НА РУССКОЙ РАВНИНЕ

В нашей работе [8] были показаны колебания климата на русской равнине за 4,5 тысячи лет. Для изучения колебаний были использованы данные измерений толщин годовых слоев иловых ложений Габозера (южная Карелия). На рис. 1 показаны эти колебания по XIX век включительно.¹ С целью увязки происходивших в прошлом колебаний климата с изменениями его, наблюдавшимися до настоящего времени, были использованы данные измерений радиальных приростов деревьев за XIX и XX века.

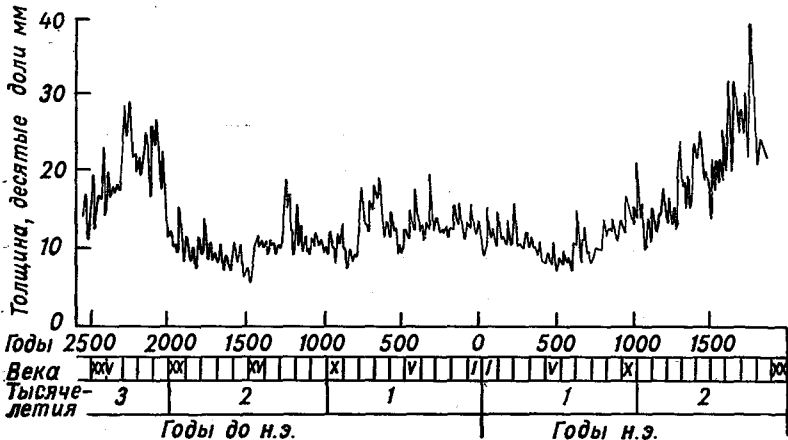


Рис. 1. Кривая изменений толщины ила Габозера, составленная по средним 10-летним величинам.

¹ Средние толщины годовых слоев ила Габозера за 10-летние промежутки времени за период с 2557 г. до н. э. до 1900 г. н. э. даны в таблице (см. приложение). Эта таблица приводится вторично, так как ранее [8] в ней по немоту редакции была опущена строка с нумерацией десятков лет для нашей 1.

Годовой радиальный прирост дерева зависит от толщины годовичного кольца, образованного за вегетационный период. Это кольцо аналогично годовичному слою озерных иловых отложений. Годовичное кольцо дерева, так же как и годовой слой ила, состоит из двух слоев — ранней, или весенней, и поздней, или летней, древесины. Эти слои имеют разную структуру и окраску, поэтому они хорошо различаются друг от друга (рис. 2). Величины общего годовичного радиального прироста дуба определяются главным образом поздней (летней) частью прироста, у сосны — ранней (весенней). У дуба величины раннего прироста, по сравнению с поздним, гораздо меньше и, кроме того, они мало изменяются от года к году. У сосны же, наоборот, весенний (ранний) прирост значительно больше летнего (позднего) (рис. 3).

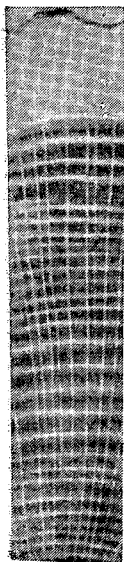


Рис. 2. Годичные слои дуба.

Ширина годовичного кольца, характеризующая годовичный прирост дерева в толщину, изменяется из года в год в зависимости от условий роста, связанные с различного рода воздействиями внешней среды. Особенно значительно влияют на ширину годовичных колец деревьев условия погоды. Обычно узкие кольца образуются у деревьев в годы с неблагоприятными для них условиями погоды, и, наоборот, в годы с благоприятной погодой годовичные кольца получаются широкими. Из метеорологических факторов наиболее

важное значение в развитии годовичных колец имеют температура воздуха и осадки.

Особенно большая чувствительность деревьев к условиям погоды обнаруживается в лесостепной зоне, характеризующейся неустойчивостью увлажнения. В этой зоне наиболее достоверно отражают характер увлажнения деревья, произрастающие в нагорных дубравах. Деревья в данном случае используют только влагу, проникающую в почву в виде осадков. Хорошо отражающие в лесостепной зоне характер увлажнения и деревья, произрастающие в борах, в которых грунтовые воды залегают на достаточной глубине. Ранее [7] нами было показано, что в условиях лесостепи Воронежской области повышенные приросты образуются при избытке осадков, а пониженные приросты — при недостаточном увлажнении за теплое время года. Однако в местах с переувлажненной почвой обильные осадки могут действовать на деревья угнетающим образом, а в годы с пониженным количеством осадков прирост деревьев в этих местах может даже увеличиваться.

Таким образом, годовичные слои деревьев дают четкую и достоверную запись явлений окружающей среды, и поэтому толщина и может служить объективной оценкой условий, влияющих на рост

развитие деревьев. В частности, они могут служить показателями сухости или увлажненности отдельных лет в прошлом, когда регулярных метеорологических наблюдений не было. Деревья в данном случае являются летописью засух, влажных периодов живой хронологией различных явлений окружающей среды. По

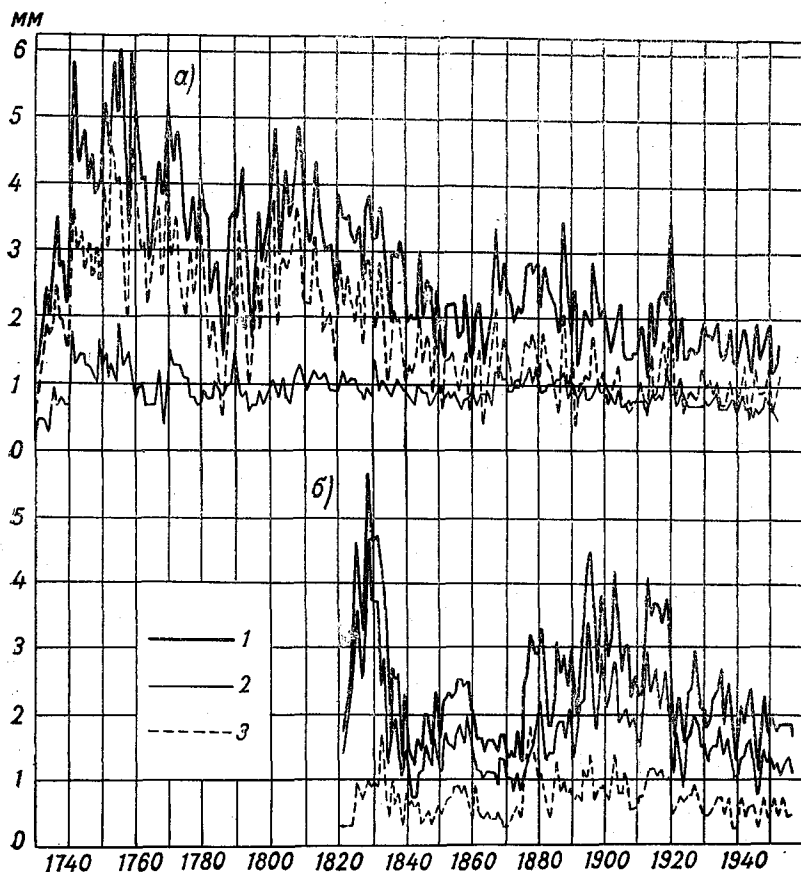


Рис. 3. Колебания прироста в толщину дуба (а) и сосны (б).

1 — общий прирост, 2 — весенний (ранний) прирост, 3 — летний (поздний) прирост.

зменениям ширины годовичных слоев древесины можно судить также о колебаниях климата за прошлое время.

Для выяснения колебаний климата с начала XIX века до настоящего времени были проанализированы приросты деревьев, зятых из двух зон — лесостепи и тайги. В первом случае были зяты 35 экземпляров дуба, произраставших в различных типах асаждений нагорных дубрав Воронежской области — Шиповом есу и Теллермановском лесном массиве. Эти леса располагаются

на крайнем юге лесостепи, где условия увлажнения находятся на грани засушливости. Во втором случае были взяты 6 экземпляров сосны, из которых 3 произрастали в лесах Средней Карелии (в 275 км к северо-западу от Петрозаводска) и 3 в лесах Вологодской области (Харовский район).

Радиальный прирост у каждого экземпляра дерева определялся с точностью до 0,1 мм. После измерения величины толщин прироста сглаживались по 15-летним скользящим средним, а затем находились за каждый год отклонения прироста в процентах от скользящей средней. Приросты по величинам отклонений делились на три группы — нормальные, повышенные и пониженные. Прирост принимался нормальным, если он отклонялся в ту или другую сторону не более чем на 10%. Прирост считался повышенным, если он превышал среднюю скользящую более чем на 10%, и пониженным, если он был ниже этой средней более чем на 10%. За каждый год определялось количество экземпляров деревьев с повышенным и пониженным приростами и находилось процентное отношение количеств деревьев с такими приростами к числу всех экземпляров деревьев, анализируемых за данный год. На рис. 4 представлены сглаженные по 15-летним скользящим средним данные изменений в процентах повышенных и пониженных приростов взятых деревьев за XIX и XX века.

Теперь увяжем эти кривые с кривой изменений увлажненности, приведенной на рис. 1, откуда видно, что в XVII и XVIII веках наблюдалась наибольшая увлажненность. Ей соответствовала и значительная лесистость в лесостепной зоне Европейской территории СССР (ЕТС), в частности в центрально-черноземной полосе [14]. В последующее время увлажненность стала быстро уменьшаться, а лесистость сокращаться. Однако до 30-х годов прошлого века, как это видно на рис. 4, повышенные приросты или преобладали над пониженными, или чередовались с ними. С 30-х же годов прошлого века вследствие уменьшения увлажненности и учащения засух пониженные приросты стали преобладать над повышенными. Лесистость еще более понизилась. Основоположник учения о лесе в России проф. Ф. К. Арнольд в 1890 г. писал, что в бывшей Астраханской губернии громадная площадь под названием Нарын Пески 40 лет назад (т. е. около 1850 г.) была покрыта таким лесом, что при проезде через него нужно было перевьючить вью верблюдов. В 1890 г. от этого леса, по Арнольду, остались только куртины, которые нельзя было назвать лесом [1].

Понижение увлажненности вызвало в лесостепной зоне в некоторых лесных массивах изменения в составе лесных насаждений. Так, М. П. Скрябин [12] указывает, что 100 лет тому назад большие площади Усманского бора (Воронежская область) были заняты насаждениями с господством березы, сосновые же насаждения составляли всего 3—4%. Это указывает на повышенную увлажненность в то время, так как береза в Усманском бору особенно хорошим ростом отличается на влажных и полуболотных почвах. В последующее же время происходило постепенно

выпадение березы с замещением ее сосной, дубом, осиной, что было вызвано повышением температуры и уменьшением увлажненности.

На понижение увлажненности и учащение засух, вызывавших неурожай, во второй половине XIX века было обращено внимание многих исследователей. Появилось много работ, посвященных изучению засух и неурожаев и разработке мер борьбы с ними. Наиболее значительными из них были работы В. В. Докучаева [5],

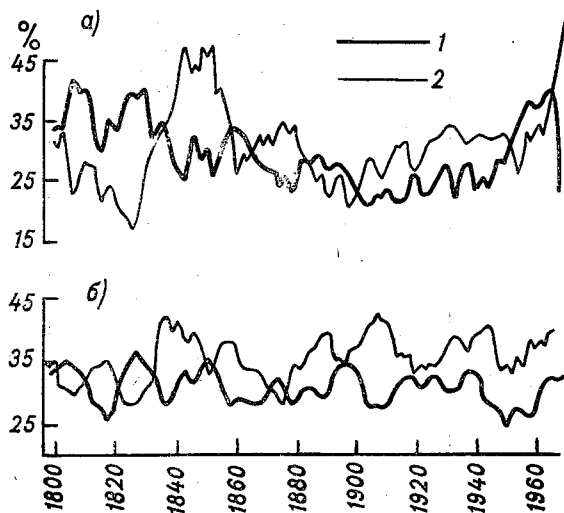


Рис. 4. Кривая изменений приростов сосны (а) и дуба (б), сглаженная по 15-летним скользящим средним.

1 — повышенный прирост, 2 — пониженный прирост.

А. А. Измаильского [6], Ф. И. Леонтовича [9], А. Романович-Славятинского [11], В. Н. Щелкина [15] и др. В 1892 г. была организована Особая экспедиция под руководством В. В. Докучаева, которая наметила план работ по борьбе с засухой, эрозией почв и т. д.

Уменьшение увлажненности и учащение засух вызвало понижение прироста деревьев и ослабление их, что привело в различных местах лесостепной зоны ЕТС к усыханию лесов. Оно началось около 1930 г. и особенно значительным было за период 1940—1948 гг. Усыхание проявилось в центрально-черноземной полосе, Среднем Поволжье, Заволжье и других местах, причем оно охватило огромные площади лесов. Профессор И. М. Науменко [10], изучая особенности роста сосновых насаждений в пределах центрально-черноземной полосы, отмечал в 1960 г., что с 1930 г. наблюдалось общее снижение прироста сосновых насаждений под влиянием неблагоприятных метеорологических условий.

Средние толщины годовых слоев ила Габозера (десятые доли миллиметра) за 10-летние промежутки времени за период с 2557 г. до н. э. до 1900 г. н. э.

До нашей эры

Бек	Год	Десятки лет										Средние вековые
		10	9	8	7	6	5	4	3	2	1	
XXVI	2500	—	—	—	—	14	15	17	12	11	14	14
XXV	2400	16	20	12	14	16	17	16	20	23	14	17
XXIV	2300	16	20	20	16	18	17	18	18	17	19	18
XXIII	2200	26	29	24	29	29	25	22	22	22	20	25
XXII	2100	20	22	19	22	22	23	25	24	16	26	22
XXI	2000	23	27	24	21	20	17	23	19	17	15	21
XX	1900	11	12	11	10	10	10	9	15	14	10	11
XIX	1800	8	12	10	9	9	8	10	7	7	11	9
XVIII	1700	12	9	10	14	11	10	8	11	8	9	10
XVII	1600	9	8	8	11	8	7	9	9	9	7	8
XVI	1500	8	10	10	11	8	10	10	7	6	7	9
XV	1400	7	7	5	7	9	11	10	12	10	11	9
XIV	1300	10	10	11	9	11	10	10	11	10	9	10
XIII	1200	10	10	10	11	16	19	15	17	12	13	13
XII	1100	9	11	16	10	13	11	9	12	9	11	11
XI	1000	9	10	12	10	12	11	10	11	10	11	11
X	900	9	10	9	12	11	10	10	8	12	11	10
IX	800	12	13	10	10	7	8	9	10	8	9	10
VIII	700	9	9	15	17	18	16	13	13	12	16	14
VII	600	16	15	18	16	18	19	19	12	11	12	16
VI	500	14	12	11	15	13	12	13	9	11	9	12
V	400	10	10	13	12	11	15	14	12	18	13	13
IV	300	15	12	13	11	11	12	14	12	20	16	14
III	200	12	13	14	12	12	12	12	12	13	11	12
II	100	13	12	12	14	16	14	13	16	13	11	13
I	0	12	12	14	13	14	16	13	12	12	14	13

Наша эра

Век	Год	Десятки лет										Средние вековые
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
I	0	13	12	9	9	10	10	15	11	13	11	11
II	100	12	10	15	11	11	11	11	10	12	14	12
III	200	11	10	15	16	10	11	10	10	10	11	11

Век	Год	Десятки лет										Сред- ние ве- ковые
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
IV	300	12	12	10	12	11	10	10	10	9	11	11
V	400	8	8	8	9	10	8	8	8	12	7	9
VI	500	8	9	9	8	8	10	9	8	9	7	8
VII	600	9	11	10	11	15	8	12	11	13	9	11
VIII	700	10	9	8	9	9	10	10	10	10	11	10
IX	800	14	14	12	12	13	12	14	13	12	11	13
X	900	11	13	14	12	12	14	17	16	14	13	14
XI	1000	16	13	20	21	14	16	14	10	10	12	15
XII	1100	14	14	11	16	12	12	13	14	15	15	14
XIII	1200	18	18	15	13	17	15	13	16	12	16	15
XIV	1300	19	20	25	18	19	15	16	20	15	16	18
XV	1400	17	24	22	23	22	25	24	19	20	20	22
XVI	1500	19	19	14	22	17	22	18	22	22	19	19
XVII	1600	26	18	22	24	31	32	20	22	32	32	26
XVIII	1700	32	25	29	25	28	31	31	22	32	40	30
XIX	1800	28	25	24	21	23	23	25	24	23	22	24

Повышение температуры, сопровождавшееся уменьшением увлажненности, вызвало в XX столетии потепление в Арктике и уменьшение ледовитости полярных морей вследствие таяния льда. Это привело к эвстатическому повышению уровня Мирового океана и, в частности, к повышению уровня в морях — Средиземном, Черном и др. По Н. В. Буторину [3], причиной этого явления было повышение солнечной активности в вековом ходе, вызвавшее изменение интенсивности общей циркуляции атмосферы. По данным П. В. Федорова [13], а также Н. С. Благоволина и А. Н. Щеглова [2], трансгрессия Черного моря продолжается и в настоящее время.

По данным Л. С. Говорухи [4], гляциологические исследования, проводившиеся на Северной Земле в 1962—1963 гг. и в 1965 г., показали, что в современных климатических условиях наблюдается отступление ледников Северной Земли. Ледники здесь теряют ежегодно в среднем 3—4,5 км³ льда, что соответствует повышению уровня Мирового океана примерно на 0,02 мм в год.

Все приведенные выше факты указывают на то, что уменьшение увлажненности и повышение температуры воздуха на Русской равнине, начавшиеся в XIX веке (см. рис. 1), продолжают до настоящего времени. Если за это время и происходили какие-либо понижения температуры и повышения увлажненности, то они носили временный характер и протекали в общем на фоне повышающейся температуры и понижающейся увлажненности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арнольд Ф. К. Русский лес, Т. 1. СПб., 1890
2. Благоевлин Н. С., Щеглов А. Н. Колебания уровня Черного моря в историческое время по данным археолого-геоморфологических исследований в юго-западном Крыму.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1968, № 2.
3. Буторин Н. В. Вековые изменения среднего уровня Атлантического океана и их связь с циркуляцией атмосферы. М.—Л., 1960.
4. Говоруха Л. С. Баланс внешнего массообмена ледников Северной Земли.— ДАН СССР, 1970, Т. 192, № 3.
5. Докучаев В. В. Наши степи прежде и теперь. СПб., 1892.
6. Измаильский А. А. Как высохла наша степь.— Сельское хозяйство и лесоводство, 1893, № 8.
7. Костин С. И. Солнечная активность и влияние ее на прирост деревьев и состояние лесных насаждений в центральной части лесостепи Русской равнины.— Тр. ГГО, 1961, вып. 111.
8. Костин С. И. Значение озерных иловых отложений в изучении колебаний климата.— Тр. ГГО, 1970, вып. 258.
9. Леонтович Ф. И. Голодовки в России до конца прошлого века.— Северный вестн., 1892, № 3.
10. Науменко И. М. Особенности роста и продуктивности сосновых культур на слабогумусированных песках в условиях Воронежской области.— Науч. зап. Воронежского лесотехн. ин-та, 1960, т. 17.
11. Романович-Славатинский А. Холода в России и меры правительства против них.— Унив. изв. (Киев), 1892, № 1.
12. Скрябин М. П. Влияние колебаний природных условий на лесную растительность Усманского бора.— Науч.-метод. зап. Главного управления по заповедникам. 1949, вып. 12.
13. Федоров П. В. О современной эпохе в геологической истории Черного моря.— ДАН СССР, 1956, т. 110, № 5.
14. Цветков М. А. Изменение лесистости Европейской России с конца XVII столетия по 1914 год. М., Изд-во АН СССР, 1957.
15. Щепкин В. Н. Голода в России.— Ист. вестн., 1886, т. 24.

Б. И. САЗОНОВ, В. Ф. ЛОГИНОВ

СОЛНЕЧНАЯ ПОСТОЯННАЯ, ЦИРКУЛЯЦИЯ И ТЕМПЕРАТУРА ЗЕМЛИ

Вопрос о величине солнечной постоянной, о диапазоне ее изменений является, без сомнения, одним из сложнейших вопросов современной астрофизики. Чрезвычайно важен этот вопрос и для климатологии, ибо Солнце, будучи признано переменной звездой, даст возможность объяснить изменения климата в геологическом прошлом изменениями потоков радиации.

В начале XX столетия начались первые измерения напряженности солнечной радиации с поверхности Земли, появились первые противоречивые результаты. Вопрос об изменениях солнечной постоянной стоял очень остро, но, несмотря на большое внимание к нему астрономов и геофизиков [1, 6, 8, 10], не находил своего решения. И определения температуры фотосферы Солнца, и измерения напряженности солнечной радиации — все это делалось приборами, установленными на дне воздушного океана Земли. Разброс наблюдаемых величин был довольно велик; отделить влияние атмосферы и ошибок приборов от истинных изменений солнечной постоянной не представлялось возможным.

Наиболее широкий комплекс работ по исследованию солнечной постоянной был проведен Смитсоновским институтом под руководством Аббота, который впервые привел обширные данные, подтверждающие вариации солнечной постоянной и ее влияние на температуру Земли [12].

Ангстрем, основываясь на данных Аббота по измерению напряженности радиации за 1915—1917 гг., показал, что имеется связь между солнечной постоянной и относительными числами Вольфа. Он нашел, что солнечная постоянная возрастает приблизительно на 2% при увеличении чисел Вольфа от 0 до 80 единиц. При дальнейшем увеличении чисел Вольфа солнечная постоянная падает приблизительно на такую же величину [14]. Позже Олдрич установил, что в разных солнечных циклах имеются свои особенности связи солнечной постоянной и чисел Вольфа [13]. Однако средняя кривая, полученная за два полных 11-летних цикла солнечной

активности (1923—1944 гг.), в основном подтверждала выводы Ангстрема, но изменения солнечной постоянной им оценивались в полпроцента, а максимум солнечной постоянной приходился на значения чисел Вольфа около 30 единиц. В дальнейшем результаты по измерению солнечной постоянной, полученные Смитсоновской школой, были поставлены под сомнение, и только недавние исследования по определению солнечной постоянной, проведенные в Ленинградском университете на аэростатах, поднимаемых в стратосферу, показали, что выводы Аббота и его последователей в основном верны и солнечная постоянная действительно меняется [3]. Максимум солнечной постоянной по данным работы [3] приходится на диапазон от 80 до 100 единиц относительных чисел Вольфа, и амплитуда ее изменения составляет порядка 2—2,5%.

Представляется, что для оценки амплитуды изменений солнечной постоянной в зависимости от чисел Вольфа еще не накоплен достаточный материал. Выводы Смитсоновской школы указывают на то, что в солнечной постоянной существует не только 11-летний, но и 22—23-летние циклы. Отсюда можно заключить, что для оценки изменений солнечной постоянной необходимы длинные ряды наблюдений, выполненных в стратосфере с аэростатов или, еще лучше, со спутников, примерно за два десятилетия, что позволит корректно определить и положение максимума солнечной постоянной в зависимости от чисел Вольфа, и амплитуду изменений напряженности радиации. Наблюдения, выполненные с поверхности Земли и затем исправленные за поглощения парами воды, озона, углекислым газом, пылью и т. п., не могут служить достаточным основанием для окончательных выводов. Даже по лучшим актинометрическим станциям, расположенным в горных районах, полученные вариации солнечной постоянной не отражают реальных связей последней с солнечной активностью, если не проведено существенного осреднения данных для занижения роли случайных факторов и циркуляции.

Так, в работе [15] на основании наблюдений за короткие промежутки времени амплитуда изменений солнечной постоянной оценивается в 15% при изменении чисел Вольфа от 0 до 160. Безусловно, такой результат нельзя признать обоснованным, даже если он подтверждается результатами наблюдений нескольких станций, взятых из большого района. Дело в том, что погода района Средиземного моря, как, впрочем, и Северной Европы, и Северной Америки, обнаруживает определенные связи с запятенностью Солнца, и те громадные амплитуды изменений солнечной постоянной, которые могут быть зарегистрированы, отражают не что иное, как помутнение или посветление атмосферы в безоблачные дни. Этот эффект хорошо известен работникам астрономических корональных станций. Понятен он и с точки зрения синоптической метеорологии: безоблачное небо в центре высотного антициклона должно быть совсем иным, чем в размытом бариче-

ском поле слабого западно-восточного переноса. Что касается Средиземноморья, то для актинометрических станций летом здесь вообще нет достаточно приемлемых условий для работы. Воздух насыщается влагой до такой степени, что края Солнца с трудом просматриваются даже в безоблачный день. Один из авторов имел возможность не раз наблюдать при подъеме самолета, как горячая влажная мгла Восточного Средиземноморья остается в нижнем 2—3-километровом слое атмосферы, а ослепительно яркое Солнце и синее небо появляются над головой только на вышележащих уровнях.

Выводы Аббота заслуживают внимания потому, что районы наблюдений, выбранные им, можно признать оптимальными с точки зрения влияний циркуляции атмосферы на ее прозрачность. Он использовал более совершенные приборы и методику наблюдений, чем это имеет место на рядовых актинометрических станциях. Наконец, его выводы основаны на больших массивах наблюдений, на осредненных данных.

Как выводы Смитсоновской школы, так и выводы ленинградских геофизиков сходятся в одном, что можно считать установленным фактом: рост солнечной постоянной происходит до каких-то средних значений чисел Вольфа, после чего начинается ее снижение. Авторы не приводят объяснения обнаруженной нелинейности связи, хотя этот вопрос имеет принципиальное значение для геофизики и особенно для метеорологии. Нелинейность связи между агентом, воздействующим на атмосферу Земли, и числами Вольфа до сих пор остается главным препятствием к учету солнечной активности в долгосрочных прогнозах погоды [5]. Здесь мы вновь встречаемся с нелинейной связью, но уже не частиц высоких энергий с числами Вольфа, а потока волнового излучения Солнца.

В настоящей работе предпринята попытка установить причину нелинейности связи солнечной постоянной с солнечной активностью и оценить возможные климатические последствия этой нелинейности.

Из физики Солнца известно, что рост площадей пятен сопровождается и увеличением площадей факелов на поверхности Солнца, которые представляют собой более яркие по сравнению с фотосферой участки солнечной поверхности [11]. По имеющимся оценкам эти участки излучают примерно на 0,1—0,2 энергии больше, чем участки невозмущенной фотосферы, поэтому естественно было бы ожидать, что с ростом солнечной активности интегральный поток энергии, посылаемый на Землю, должен несколько возрастать, если бы не компенсация этого потока вследствие дефицита излучения от темных участков фотосферы — пятен.

Последнее обстоятельство явилось решающим фактором для отрицания возможного изменения солнечной постоянной в зависимости от уровня солнечной активности. Однако нельзя не отметить, что даже небольшие изменения солнечной постоянной (порядка

0,5 процента), если они достаточно устойчивы во времени и однотипны во всех циклах солнечной активности, давно были бы замечены климатологами, поскольку сопоставления температуры Земли с числами Вольфа делались десятки раз, разными исследователями, на разных материалах. Следовательно, по-видимому, реальные изменения солнечной постоянной составляют меньшую величину, так как в противном случае было бы трудно понять очень малое изменение температуры северного полушария ($0,3—0,4^{\circ}\text{C}$) за последнюю сотню лет [2, 7]. Об этом же говорят и изменения уровня океана за последнее столетие. Известно, что с повышением температуры Земли на 1°C уровень океана повышается примерно на 0,5 м за счет таяния материковых льдов. Однако таких изменений уровня океана не происходило за известный период наблюдений, и это косвенно подтверждает тот факт, что изменение температуры Земли в целом за последнее столетие не достигало величины, большей чем полградуса.

Факты говорят о том, что не было ни сколько-нибудь заметного тренда, ни систематических изменений, связанных с основными циклами солнечной активности в волновом излучении Солнца. Скорее было бы странно, если бы такие изменения были обнаружены за какие-то 100—200 лет инструментальных наблюдений; тогда за десятки миллионов лет следовало бы ожидать изменений в сотни процентов, а это несовместимо с существованием одних и тех же биологических видов за этот период. По-видимому, изменения в напряженности солнечной радиации следует искать прежде всего во временных интервалах, пропорциональных периодам крупных изменений в запятанности Солнца (от одной недели до нескольких месяцев), или связывать эти изменения с чередованием «активных» и «пассивных» долгот Солнца. Нестабильность в излучении Солнца в коротких периодах может появиться либо за счет изменений характера грануляции фотосферы Солнца, что менее вероятно, либо за счет неодновременного появления и исчезновения факелов и пятен.

Исследование компенсирующего эффекта пятен на общее излучение Солнца при увеличении площадей факелов чрезвычайно затруднено тем обстоятельством, что до конца не выявлены величины энергии, идущей из тех областей фотосферы, которые заняты факелами, и тех, которые заняты пятнами. Достаточно корректно такое исследование могло бы быть проведено после исследования многих спектров тех и других участков фотосферы, снятых со спутника, вне земной атмосферы. По достаточно грубым и разрозненным оценкам можно считать, что факелы излучают энергии примерно на 0,1—0,2 больше по отношению к невозмущенной фотосфере, в то время как тень пятен — центральное, однородно темное образование в пятне излучает примерно лишь 0,3—0,4 излучения невозмущенной фотосферы [11]. Данные по полутени пятен более противоречивы; наиболее вероятные оценки 0,7—0,8 излучения невозмущенной фотосферы.

Площади факелов, как правило, в несколько раз превышают площади пятен. Чтобы избыток излучения от факелов компенсировался недостатком излучения от пятен, отношение

$$\frac{S_{\Phi}}{3S_{\tau} + S_{\text{пт}}} \quad (1)$$

должно быть примерно равно единице. Здесь S_{Φ} — площадь факелов, S_{τ} — площадь тени, $S_{\text{пт}}$ — площадь полутени. В этом выражении принято, что избыток излучения от факелов примерно компенсируется дефицитом излучения полутеней пятен при равенстве их площадей. Площадь же теней пятен должна быть примерно в 3 раза меньше площади факелов, чтобы компенсировать их избыточное излучение. Учитывая, что в среднем за два столетия инструментальных наблюдений площади полутени были в 6 раз больше площадей теней пятен, можно отношение (1) переписать в виде

$$\frac{S_{\Phi}}{3S_{\tau} + 6S_{\tau}} = \frac{S_{\Phi}}{9S_{\tau}} \quad (2)$$

Исходя из последнего отношения можно прийти к выводу, что площадь факелов S_{Φ} должна быть в 9 раз, а, учитывая все сказанное выше, возможно, и в 10 раз больше площади теней пятен, для того чтобы при сильной запятненности Солнца волновое излучение его имело ту же напряженность, что и при отсутствии пятен.

Используя средние месячные данные по площадям теней пятен и площадям факелов, взятых из гринвичских каталогов солнечной активности (1874—1963 гг.), нами был построен график связи между этими величинами. Полученная при значительном осреднении исходных данных кривая приведена на рис. 1, где вертикальными прямыми ограничены области отклонения на 2σ в большую и меньшую сторону от среднего. Легко видеть, что при небольшой запятненности Солнца, когда тень пятен не превышает 200 миллионов долей полусферы (М. Д. П.), существует примерно линейная связь между площадями теней пятен и площадями факелов. Площадь факелов увеличивается по закону

$$S_{\Phi} = 12S_{\tau} + 100.$$

При увеличении солнечной активности выше 80 единиц относительных чисел Вольфа ($S_{\tau} \approx 250$) площадь факелов S_{Φ} , однако, не возрастает, а остается примерно на одном уровне, где-то около 2600 М. Д. П. Следует отметить, что здесь речь идет о весьма осредненной во времени картине, и, следовательно, полученные закономерности могут быть использованы с большим эффектом для периодов, охватывающих по крайней мере несколько лет.

На рис. 1 штрих-пунктиром проведена линия через точки, когда избыток излучения за счет факелов компенсируется недостатком излучения за счет пятен, $S_{\Phi} = 9S_{\tau}$.

Данные рис. 1 легко объясняют нелинейность связи солнечной постоянной с солнечной активностью и появление максимума

в напряженности солнечной радиации в периоды, когда величина чисел Вольфа составляет порядка 50—80 единиц. С увеличением солнечной активности от 0 до 80 единиц чисел Вольфа площади факелов и связанное с ними излучение растут быстрее, чем тени пятен и связанный с ними дефицит излучения. Вполне естественно, что солнечная постоянная в этом случае увеличивается и достигает максимального значения. Затем увеличение площадей

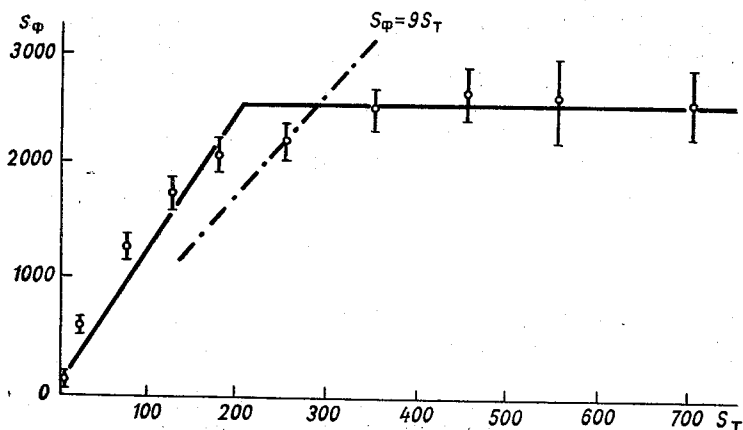


Рис. 1. Связь изменений площадей теней пятен (S_T) с площадью факельных полей на поверхности Солнца (S_F).

факелов с ростом солнечной активности прекращается, тогда как площади теней солнечных пятен продолжают нарастать, а с ними растет и дефицит излучения; солнечная постоянная с увеличением солнечной активности к очень высоким значениям уменьшается.

Обычно группа солнечных пятен появляется одновременно с факелом. После одного-двух оборотов Солнца пятна исчезают, но факелы продолжают существовать, уменьшаясь, еще несколько оборотов. Именно поэтому отношение площадей факелов к площадям пятен варьирует в очень широких пределах в течение нескольких месяцев. Мало этого, в каждом индивидуальном году, в каждом 11-летнем цикле солнечной активности имеются свои сугубо индивидуальные черты. Применение связей, обнаруженных на рис. 1, к коротким периодам времени довольно рискованно, но может быть использовано при анализе климатических изменений температуры Земли.

Было решено исследовать влияние изменений солнечной постоянной на температуру Земли по осредненным данным за 11-летние циклы солнечной активности, тем более что при таком осреднении возможно максимально исключить эффекты, связанные с изменением атмосферной циркуляции внутри 11-летнего цикла. Циркуляция — столь мощный фактор в формировании температурного режима, что ее влиянием нельзя пренебрегать даже

в районах субтропических максимумов, где роль радиационных факторов особенно существенна.

При анализе данных, приведенных на рис. 1, следует иметь в виду два обстоятельства. Первое — величина S_T , осредненная за все годы солнечного цикла, всегда меньше или равна 200, даже для циклов высокой активности, кроме последнего 19-го цикла. Поэтому только в последнем цикле можно ожидать уменьшения солнечной постоянной. Только в этом 11-летнем цикле увеличение солнечной активности не должно сопровождаться увеличением напряженности солнечной радиации и ростом температуры (только в этом цикле отношение $S_{\phi}/9S_T < 1$). Второе обстоятельство — это характер изменения температуры в различных широтных зонах Земли в 11-летнем цикле. По данным Кеппена и Мильке [4], собравших громадный материал по температуре Земли за прошлое столетие, на максимуме солнечной активности температура снижается во всех широтных зонах на $0,1-0,2^{\circ}\text{C}$ и возрастает примерно на такую же величину к минимуму 11-летних циклов. Поскольку эти данные относятся к циклам невысокой активности Солнца, можно считать, что снижение температуры Земли объясняется для большинства циклов не радиационными, а скорее циркуляционными факторами. В то время как напряженность солнечной постоянной возрастает от минимума к максимуму 11-летнего цикла (согласно кривой рис. 1), температура падает.

Способна ли циркуляция атмосферы быть фактором, влияющим на среднюю температуру Земли или хотя бы полушария, или это фактор, только способствующий перераспределению холодных и теплых воздушных масс? Думается, что характером циркуляции можно объяснить многое, вплоть до глобального похолодания или нагревания. В свое время Хеттингтон показал, что усиление циклоничности и подъем тепла и влаги от поверхности Земли способствуют сильному охлаждению этого района за счет увеличения альбедо приходящей коротковолновой радиации и роста эффективного излучения атмосферы в мировое пространство. На этой основе он и предложил гипотезу, объясняющую изменения климата. Сейчас мы знаем, что развитие циклонов неразрывно связано с развитием антициклонов — это две стороны одного процесса, а развитие облаков — не всегда фактор, благоприятствующий охлаждению. Но идею Хеттингтона можно развить в ином аспекте, основываясь на смещениях зоны циклогенеза то к полярным широтам, то к субтропическим.

Клайтон, а позднее Клейн [4] показали, что между смещениями солнечных пятен к экватору Солнца и смещениями циклонов к экватору Земли есть определенное соответствие в 11-летнем цикле. Этот факт не противоречит выводам работы [5], где показано, что при высокой активности Солнца и низкоширотном положении пятен Земля попадает в корпускулярные потоки с сильными магнитными полями, которые препятствуют подходу к Земле протонов мягкой компоненты космических лучей, в результате чего циклоничность в полярных областях снижается. С другой

стороны, сильные магнитные поля способствуют модуляции высокоэнергичной компоненты космических лучей, и циклоничности в субтропических широтах усиливается. При слабой активности Солнца и слабых магнитных полях в Космосе, наоборот, создаются условия, благоприятные для зонального переноса и слабой циклоничности в полярных областях. Однако при очень высокой активности Солнца, при очень сильных магнитных полях

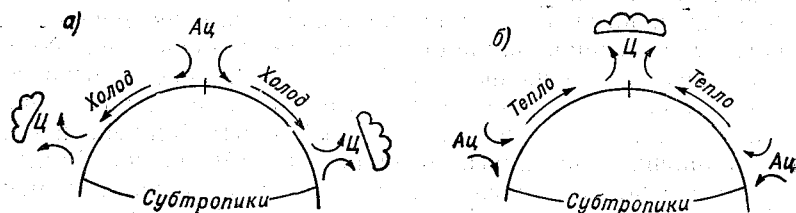


Рис. 2. Типы глобальной циркуляции, вызывающие планетарное изменение температуры.

а — тип, связанный с повышенной загазованностью космического пространства;
 б — тип, связанный с очень сильной загазованностью космического пространства (с Форбуш-эффектом).

в Космосе складываются условия для проявления Форбуш-эффекта в атмосферной циркуляции, а это значит, что циклоничность оказывается подавленной всюду, кроме полярных областей Земли. Таким образом, при переходе от высокой солнечной активности к очень высокой происходит основная перестройка характера общей циркуляции атмосферы [5].

На рис. 2 приведены две схемы, которые можно рассматривать как крайние ситуации в циркуляции атмосферы. На первой (см. рис. 2 а), соответствующей высокой активности Солнца, субтропики закрыты облаками и нагревание Земли не столь эффективно; полярная шапка занята антициклонами и ясным небом, что благоприятствует зимой и в переходные сезоны сильному выхолаживанию за счет эффективного излучения. Ко всему этому следует добавить отток холодных масс у поверхности Земли от полюса к субтропикам. Таким образом, все широтные пояса Земли оказываются под знаком отрицательной температурной аномалии.

При низкой солнечной активности, при слабых магнитных полях в Космосе наиболее вероятны зональная циркуляция и поле температур, лишенное каких-либо существенных аномалий. В прошлом столетии и в начале текущего столетия, при довольно низкой запятненности Солнца, преобладала либо зональная циркуляция — в минимумах солнечной активности, либо циркуляция по типу, приведенному на рис. 2 а, — в максимумах 11-летнего цикла солнечной активности. Именно в ту эпоху и прослеживалась ячейка Гадлея и понижение температуры Земли в максимуме солнечной активности по отношению к минимуму. В последние 30—40 лет характер циркуляции изменился и при очень высокой

заяптенности Солнца стала появляться циркуляция, близкая к схеме, приведенной на рис. 2 б. По сравнению с зональной циркуляцией в этом типе сильнее развиты циклоны над полярной шапкой и антициклоны в субтропических областях.

Приведенные схемы справедливы только при рассмотрении средних планетарных температур, осредненных за значительный интервал времени, когда справедливы такие понятия, как средний меридиональный поток на север или на юг.

Используя данные, снятые с карт аномалий температуры, подготовленных в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, по сетке точек через 5° по широте и 10° по долготе, были вычислены средние температуры для трех летних месяцев в каждом 11-летнем цикле солнечной активности. В дальнейшем нами использовались данные за период 1880—1963 гг. для широтного пояса $30\text{--}40^\circ$ с. ш. Эти данные обладают той особенностью, что циркуляционные эффекты здесь сведены до минимума. Роль радиационных же эффектов в создании аномалий температуры в приземном слое воздуха максимально проявлена. Если действительно имеет место изменение солнечной постоянной, то именно в этих метеорологических данных эффект должен проявить себя прежде всего.

На рис. 3 приводятся: средние аномалии температуры в субтропиках по трем летним месяцам (ΔT), площадь факелов (ΣS_ϕ) и теней (ΣS_T) за те же месяцы и величина отношения $S_\phi/9S_T$. Обращает на себя внимание совпадение хода S_ϕ с температурой субтропиков летом. Примерно тот же ход имеют величины S_T , и, естественно, относительные числа Вольфа (W), которые здесь не приводятся, чтобы не загружать график. В S_T , как и в числах Вольфа, легко прослеживается 22-летний цикл. Однако наибольший интерес представляет кривая отношения $S_\phi/9S_T$, которая примерно должна воспроизводить ход напряженности солнечной радиации. Она напоминает перевернутое изображение кривой температуры, показывая, что наибольшая напряженность радиации Солнца совпадает с наиболее низкими температурами в субтропиках и наоборот. Отсюда следует, что изменения солнечной постоянной — не главный, а скорее второстепенный фактор в изменениях температуры даже в области субтропических антициклонов летом.

Чем же в таком случае мы можем объяснить параллелизм в ходе температур и солнечной активности за последние 100 лет? Только в последнем 19-м цикле солнечной активности этот параллелизм был нарушен: при подъеме уровня солнечной активности к экстремально высокому значению температура субтропиков вдруг стала понижаться. Мы склонны думать, что это понижение обусловлено понижением солнечной постоянной, поскольку только в этом цикле S_T существенно превысило значение 200 и дефицит излучения от пятен не был, вероятно, компенсирован избытком излучения от факелов ($S_\phi/9S_T < 1$). Только в этом цикле наблюдались экстремальные значения S_T до 600—800 миллионов долей полусферы.

Общее повышение температуры северного полушария за последние 50—60 лет связано с повышением уровня солнечной активности и объясняется, по-видимому, не изменением солнечной постоянной, как это следует из рис. 3, а циркуляционными факторами. При очень высоком уровне солнечной активности, который имел место в 17, 18 и 19-м циклах, все чаще стала осуществляться

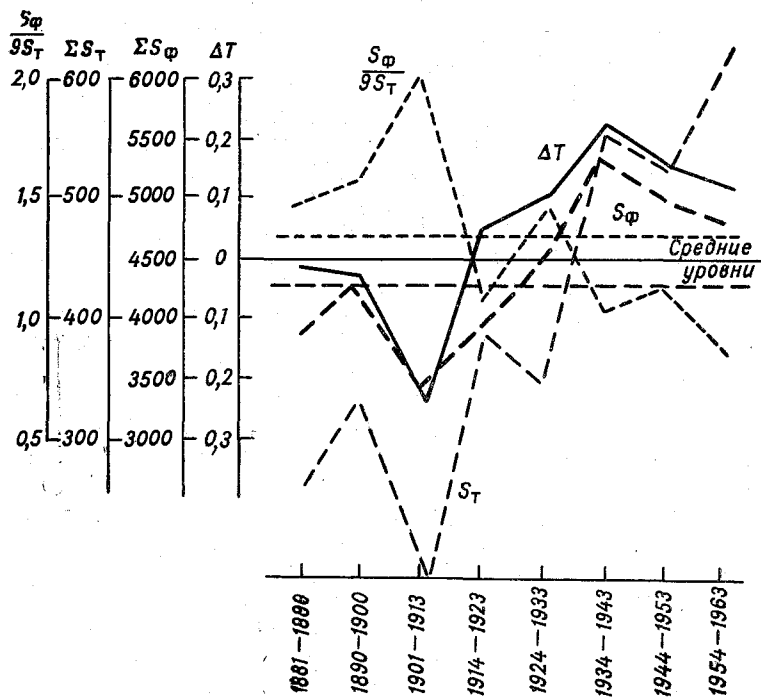


Рис. 3. Ход аномалий летней температуры в субтропиках по 11-летним циклам и некоторых показателей солнечной активности.

циркуляция по схеме, приведенной на рис. 2 б, обеспечивая повышение температуры на всех широтах. Это не исключает, однако, того, что схема циркуляции, приведенная на рис. 2 а, тоже осуществлялась, хотя и не на максимумах 11-летнего цикла, а скорее на минимумах. Отсюда можно понять и переломы связи метеорологических параметров с уровнем солнечной активности, и более северные траектории циклонов, и потепление Арктики. В последние десятилетия более частое осуществление схемы циркуляции, данной на рис. 2 б, привело к росту температуры и в субтропиках, и в полярном бассейне и летом, и зимой.

Схема 2 б отражает ситуацию, которая может оказаться чрезвычайно устойчивой во времени. Она связана с высоким уровнем загазованности космического пространства. Дальнейший рост

заяптанности Солнца, как бы силен он ни был, ничего не изменит в этой ситуации, поскольку сила магнитных полей в Космосе уже достаточна, чтобы не допустить к Земле галактические космические лучи, стимулирующие циклоничность в умеренных широтах. В то же время солнечных космических лучей уже достаточно для стимуляции циклонов в полярной шапке [5]. Ситуация, приведенная на рис. 2 а, может рассматриваться как неустойчивая, характерная для кратковременных повышений солнечной активности. В минимумах сверхвековых циклов на фоне зональной циркуляции возникновение циркуляции этого типа будет совпадать с повышением солнечной активности. Связь сильных похолоданий, что соответствует такому типу циркуляции, с повышением активности Солнца, была хорошо исследована по материалам наблюдений, относящихся к концу прошлого — началу текущего столетий [6]. Однако в дальнейшем эта связь исчезла. Современная циркуляция атмосферы такова, что в ней нет преобладания ни зональной циркуляции, ни типов, сходных с теми, что приведены на рис. 2. Однако легко представить, что, когда на максимумах сверхвековых циклов солнечной активности будет преобладать циркуляция по схеме 2 б, циркуляция по схеме 2 а будет осуществляться лишь эпизодически в периоды резкого снижения солнечной активности.

Приведенные соображения дают возможность построить мосты между уровнем солнечной активности, характером циркуляции и, наконец, температурными аномалиями. Можно, однако, высказать некоторые соображения и об увлажненности Земли. Наибольшее количество осадков следует ожидать при схеме циркуляции, сходной с той, что показана на рис. 2 б, поскольку именно здесь испарение с океанов в субтропических областях будет наибольшим, как и влагонасыщенность воздуха во всех широтных зонах. Периодическое осуществление циркуляции по схеме 2 а будет только способствовать конденсации паров и выпадению обильных осадков. Таким образом, при очень высокой активности Солнца создаются циркуляционные условия, благоприятные для теплого и влажного климата во всех широтных зонах Земли. Если уровень солнечной активности недостаточно высок, тогда повторяемость типа циркуляции, указанного на рис. 2 а, будет достаточно высока, и это создаст чрезвычайно изменчивый характер погоды с резкими переменами температур и ветров. Что-то подобное и наблюдалось в последние десятилетия.

Как уже говорилось выше, для малых промежутков времени изменения в солнечной постоянной могут происходить из-за нескомпенсированности недостатка излучения пятен избытком излучения факелов за счет неодновременности появления и исчезновения этих образований на поверхности Солнца. Вообще говоря, очень сомнительно, чтобы такие флуктуации могли быть прослежены в температурах нижней атмосферы. Все же мы хотели бы обратить внимание на летние и осенние месяцы 1937 и 1938 гг., когда положительные аномалии температуры охватили 80—90% всего северного полушария, что является довольно редким явле-

нием, а площади факелов на поверхности Солнца были наибольшими за последнюю сотню лет. Спустя 21 год опять наблюдались большие положительные аномалии летом. До сих пор остается невыясненным, есть ли это следствие кратковременных флуктуаций солнечной постоянной или особой циркуляции, сходной с той, что показана на рис. 2 б, появление которой как раз и должно быть приурочено к годам очень высокой запытенности Солнца и больших S_{ϕ} .

Для промежутков времени, сравнимых с продолжительностью основного цикла активности Солнца, вышеназванный эффект не может играть сколько-нибудь существенной роли. Для больших промежутков времени, порядка столетий и тысячелетий, этот эффект тем более не может быть значимым, и на первый план выходит изменение характера связей между S_T и S_{ϕ} (см. рис. 1). Здесь становится важен учет нелинейности в характере связи солнечной активности с напряженностью радиационного потока.

Общепринято, что 11, 22 и 80—90-летние циклы солнечной активности — это своеобразная и высокочастотная часть флуктуаций в запытенности Солнца, кроме которой существуют и более длительные циклы. По вычислениям Вольфа, наибольший максимум солнечной активности за последнее тысячелетие приходится на период около 1372 г. За двести с лишним лет инструментальных наблюдений наибольший максимум зарегистрирован в 1958 г. По данным Шостаковича, очень большой максимум солнечной активности располагался где-то между V и III веками до н. э. Уже по этим данным можно предполагать, что, вероятно, существуют 600 и 1800-летние циклы солнечной активности. Естественно ожидать, что на максимумах этих циклов величины S_T на долгое время становятся больше 200, происходит снижение солнечной постоянной и длительное понижение температуры Земли, которое может быть зафиксировано и зимой, и летом. Возможно, что при очень высокой запытенности Солнца, происходит снижение солнечной постоянной до нескольких процентов и создаются условия, благоприятствующие оледенению. Интересно, что характер циркуляции в эти периоды будет способствовать повышению температуры на всех широтах, как это и следует ожидать при максимумах солнечной активности в вековом и других более длительных циклах.

Таким образом, понижение температуры Земли за счет радиационных факторов будет компенсироваться повышением ее за счет циркуляционных факторов. Температурный фон Земли в целом не будет слишком низким в периоды очень высокой запытенности Солнца, что, по-видимому, и гарантировало жизнь всем биологическим видам в течение всего четвертичного периода с его оледенением. Видимо, вынос пара в полярные области и его конденсация там — главная особенность таких периодов, когда происходит накопление ледников. Вынос теплых влажных воздушных масс с юга и плотный облачный покров делали температурные условия зимы и переходных сезонов в высоких широтах более мягкими, чем это имеет место сейчас, а осадки более обильными. Учитывая

все сказанное выше, можно заключить, что высокая запятненность Солнца стремится сделать климат Земли более «морским» за счет снижения роли радиационных факторов и увеличения роли циркуляционных факторов в создании температурного поля Земли, что в общем подтверждается даже по инструментальным данным за последние два столетия.

Так называемая «малая ледниковая эпоха», наблюдавшаяся в прошлом столетии и совпавшая с предшествующим максимумом солнечной активности в 90-летнем цикле, объясняется слабым повышением активности Солнца, которое обусловило лишь учащение формы циркуляции по схеме, приведенной на рис. 2 а. В конце прошлого и начале текущего столетия наблюдавшийся очень низкий уровень солнечной активности способствовал уменьшению повторяемости этого типа циркуляции. Между 1920—1940 гг. наблюдались периоды с разным характером циркуляции, от зонального до типа, приведенного на рис. 2 б. В последующие два-три десятилетия наметилось определенное преобладание последнего типа, сопровождавшееся в 19-м цикле некоторым снижением солнечной постоянной. Вообще же последние 40 лет проходили под знаком резких изменений погоды.

Приведенные соображения озаглаивают с данными Шнитникова, систематизировавшего сведения об увлажненности больших территорий [9]. В V—III веках до н. э. действительно существовали периоды повышенной увлажненности территорий Европы и Северной Америки. К этому периоду относятся такие явления, как наивысший уровень Каспия за историческую эпоху, наивысший уровень озер Северной Америки. В это время Амударья впадала в Каспийское море. Низкая солнечная запятненность отмечалась в V—IX веках н. э. К этому периоду относятся: сильное высыхание Монголии и Центральной Азии, крупнейшие засухи в Китае и отсутствие наводнений на Хуанхе и Янцзы; очень низкий уровень Каспия и озер Северной Америки, наинизшая историческая водоносность Нила. В этот период очень сильно отступили все ледники и как результат этого — открытие и колонизация Гренландии в X—XI веках. Однако в XIII веке, в период высокой запятненности Солнца, вновь отмечается рост ледников в Гренландии и Исландии, усиленная циклоничность на севере Атлантики, высокий уровень Каспия и Арала, высокие уровни озер Северной Америки, ливни в Европе, наступание ледников в Альпах, на Кавказе, Тянь-Шане, Аляске и в других районах. Характерны для этого периода и очень резкие смены погоды, и аномальные катастрофические явления, как выпадение снега летом в Европе, необычайные засухи, оттепели зимой, грозы и ливни.

Приведенные данные показывают, что роль снижения уровня напряженности солнечной постоянной для образования ледниковых эпох может быть весьма существенной, если она будет рассматриваться совместно с особенностями циркуляции атмосферы. Циркуляция атмосферы самым тесным образом связана с замагниченностью межпланетного пространства, как это было показано в ра-

боте [5]. С другой стороны, Солнце, будучи зарегулированным гравитационными силами ядерным котлом, вырабатывает одно и то же количество энергии в любые равные интервалы времени [11]. Если длительное время мы допускаем снижение напряженности солнечной радиации, то должны быть другие способы потерь энергии по поверхности Солнца, кроме излучения. Прежде всего здесь должны быть упомянуты магнитные поля пятен — они будут тем сильнее чем выше будет запятанность Солнца. Таким образом, периоды снижения солнечной постоянной в прошлом несомненно сопровождалась высокой замагниченностью космического пространства и соответствующей перестройкой циркуляции по типу, приведенному на рис. 2 б, какой только и может существовать при очень сильных магнитных полях в Космосе в зимний период [5].

Приведенные в настоящей работе соображения не опровергают выводов работы [5], где неустойчивость солнечно-тропосферных связей объясняется только исходя из замагниченности космического пространства. Причины неустойчивости связей могут быть и в непосредстве излучения Солнца, что для климатов геологической шкалы времени является столь же существенным фактором, как и циркуляция атмосферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брукс К. Климаты прошлого. М., Изд-во иностр. лит., 1952.
2. Будько М. И. Изменения климата. Л., Гидрометеоздат, 1969.
3. Кондратьев К. М., Никольский Г. А. Вариации солнечной постоянной по аэростатным исследованиям в 1962—1968 гг.—Изв. АН СССР. Сер. физики атмосферы и океана, 1970, т. 6, № 3.
4. Сазонов Б. И. Высотные барические образования и солнечная активность. Л., Гидрометеоздат, 1964.
5. Сазонов Б. И., Логинов В. Ф. Солнечно-тропосферные связи. Л., Гидрометеоздат, 1969.
6. Рубашев Б. М. Проблемы солнечной активности. М.—Л., «Наука», 1964.
7. Рубинштейн Б. С., Полозова Л. Г. Современное изменение климата. Л., Гидрометеоздат, 1969.
8. Шепли Х. Изменения климата. М., Изд-во иностр. лит., 1958.
9. Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария.—Зап. ВГО, 1957, т. 16.
10. Эйгенсон М. С. Солнце, погода и климат. Л., Гидрометеоздат, 1963.
11. Ягер К. Строение и динамика атмосферы Солнца. М., 1962.
12. Abbot C. G. Long-range effects of the sun's variations on the temperature of Washington. — Smith. miss. Collections, 1953, 122, No. 1.
13. Aldrich L. B. The solar constant and sunspots number. — Smith. miss. Collections, 1945, 104, No. 12.
14. Angström A. Solar constant, sunspots and solar activity. — Astrophys. J., 1922, v. 55, No. 1.
15. Bossolasco M. et al. Solar constant and sunspots. — Pure and Appl. Geophys., 1965, v. 62, No. 3.

О ПРИЧИНАХ СОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

В литературе [8—11] приводится ряд причин, каждая из которых в отдельности или в совокупности с другими причинами, по мнению авторов, в состоянии обеспечить наблюдаемые изменения климата. Такими причинами называют вариации содержания CO_2 и вулканической пыли в атмосфере, солнечную активность и другие факторы [8—12]. В этой работе мы более подробно остановимся на солнечной активности, как одном из возможных факторов современных изменений климата, и только вскользь коснемся других факторов.

В качестве показателя солнечной активности использована запятненность гелиографических широт $\pm 0-15^\circ$ (S_{0-15°), поскольку геоэффективность активных образований в этом широтном поясе наибольшая. Последний показатель приводится в публикациях Гринвичской астрономической обсерватории. В качестве характеристики состояния атмосферы взята температура воздуха за 80 лет (1881—1960 гг.). Карты аномалий средней месячной температуры изданы в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. По каждой средней месячной карте аномалий температуры для зимы (XII—I—II) и лета (VI—VII) по равномерной сетке точек через 5° по широте и 10° по долготе для $20-70^\circ$ с. ш. были сняты значения аномалий температуры и затем осреднены по каждой из широт.¹

Следует заметить, что представленный таким образом материал имеет несомненное преимущество по сравнению с использованием метеорологических характеристик по отдельным, неравномерно распределенным и имеющим разный период наблюдений станциям. Правда, при таком представлении данных мы лишаемся возможности рассмотреть долготные особенности изменений температуры, но на начальном этапе исследования ими можно пренебречь для упрощения картины.

¹ Работа по снятию значений аномалий температуры со среднемесячных карт выполнена Э. И. Гирской (ГГО), с любезного согласия которой мы анализируем этот материал.

Для того чтобы уравнивать веса каждого месяца, среднеширотные аномалии температуры были пронормированы по формуле

$$\Delta t' = \frac{t_i - \bar{t}}{\sigma},$$

где t_i — аномалии температуры за каждый месяц, \bar{t} — средняя аномалия температуры для каждого месяца 1881—1960 гг., σ — среднее квадратическое отклонение аномалий температуры. Кроме того, исходя из тесноты связи среднеширотных аномалий температуры и географических особенностей, было целесообразно провести осреднение аномалий температуры для таких групп широт 20—25, 30—40, 45—55 и 60—70° с. ш. В конечном итоге мы получили нормированные аномалии температуры для зимы и лета для выделенных широтных зон за 80 лет (1881—1960 гг.).

Если исходить из гипотезы влияния солнечной активности на атмосферу Земли, то, естественно, следует ожидать идентичности частотной структуры солнечной активности и геофизических процессов. Такая идентичность неоднократно отмечалась [8—12]. Следовательно, рассматриваемые нами ряды должны содержать по крайней мере, три основных цикла солнечной активности (11, 22—23-летние и вековой), а также, возможно, циклы, связанные с воздействием других внешних и внутренних сил. Может оказаться, что два временных ряда некоррелированы, поскольку компоненты, скажем, низкой частоты коррелируют с влияющим фактором отрицательно, а высокой — положительно. В таком случае прежде чем приступить к исследованию связи «Солнце — температура широтных зон», необходимо провести фильтрацию исходных рядов.

Можно составить представление о вековом ходе (низкочастотной части ряда), если подсчитать средние значения аномалий температуры (нормы) для каждого 11-летнего солнечного цикла. Временной ход таких норм содержит тренд. От полученных таким образом норм были найдены отклонения, которые в свою очередь были сглажены по формуле

$$0,06a_1 + 0,25a_2 + 0,38a_3 + 0,25a_4 + 0,06a_5, \dots,$$

где a_1, a_2, a_3, \dots — последовательные значения ряда; 0,06; 0,25; 0,38 — весовые коэффициенты. Преимущества фильтрации с коэффициентами, равномерно и симметрично убывающими от центрального коэффициента, по сравнению с фильтрацией при одинаковых весах обсуждались в работе [7]. Полученные отфильтрованные значения были подвергнуты статистическому анализу по программе, составленной С. Г. Агарковым, для машины БЭСМ-4. Были рассчитаны такие статистические характеристики процессов:

1) взаимные корреляционные функции

$$M_{XY}(\tau) = \overline{X(t)Y(t+\tau)}, \quad M_{YX}(\tau) = \overline{Y(t)X(t+\tau)},$$

¹ Вычисление скользящих средних не производилось из-за укорачивания ряда при этой операции.

де $X(t)$ и $Y(t+\tau)$ — значения процессов в моменты t и $t+\tau$,
— сдвиг в годах между двумя процессами;

2) показатель когерентности

$$CH(\omega) = \frac{C_0^2(\omega) + Q^2(\omega)}{S_X(\omega) S_Y(\omega)},$$

де $C_0(\omega)$ — коспектр, $Q(\omega)$ — квадратурный спектр, $S_X(\omega)$ и $S_Y(\omega)$ — величины спектров для X и Y .

Коспектр является мерой вклада колебаний различных частот в общую взаимную ковариацию между двумя рядами с нулевым запаздыванием. Он получается, если ряд средних взаимных ковариаций подвергнуть анализу типа Фурье.

Квадратурный спектр измеряет вклад различных гармоник в суммарную ковариацию ряда, полученного, когда все гармоники зременного ряда X сдвинуты на четверть периода назад, а ряд Y оставлен неизменным. Необходимые формулы по расчету $C_0(\omega)$ и $Q(\omega)$ можно найти в работе [7].

Наиболее существенным для нас является показатель когерентности, который позволяет оценить тесноту связи двух колебательных процессов, имеющих одинаковые частоты, но беспорядочно изменяющиеся во времени амплитуды и фазы. Этот показатель аналогичен коэффициенту корреляции, но зависит также и от частоты.

Следует отметить, что в последнее время с использованием этого математического аппарата получены весьма интересные выводы по солнечной обусловленности колебаний стока рек [5].

Перейдем к обсуждению полученных результатов. На рис. 1 приведен вековой ход температуры для выделенных групп широт для зимы и лета, полученный осреднением соседних четного и нечетного 11-летних циклов. Такое осреднение было необходимо для исключения 22-летнего цикла. Согласно [3], каждый 22-летний цикл начинается с четного цикла. Из рис. 1 *a* следует, что температура низкоширотной и среднеширотной зоны (20—55° с. ш.) имеет наибольшее значение на максимуме векового цикла солнечной активности (1945—1960 гг.). Температура высокоширотной зоны северного полушария зимой и температура всех широтных зон летом испытывает некоторое падение на максимуме векового цикла. Здесь, по-видимому, уместно сопоставить характер влияния солнечной активности на нижнюю (тропосферу) и верхнюю атмосферу (ионосферу).

В работе [2] показано, что такой параметр ионосферы, как критическая частота¹ слоя F_2 , обнаруживает нелинейный характер связи с солнечной активностью. Так, возрастание критической частоты слоя F_2 для июня прекращается при очень высокой солнечной активности, а на отдельных станциях даже наступает падение. В январе происходит непрерывный рост критической частоты

¹ Критическая частота слоя F_2 связана с температурой соответствующего слоя.

F_2 даже при очень высокой солнечной активности. Идентичность хода параметров верхней и нижней атмосферы говорит о том, что фактор, ответственный за изменения в этих слоях, общий. В отношении верхней атмосферы не возникает сомнения в том, что это добавочное волновое и корпускулярное излучение Солнца.

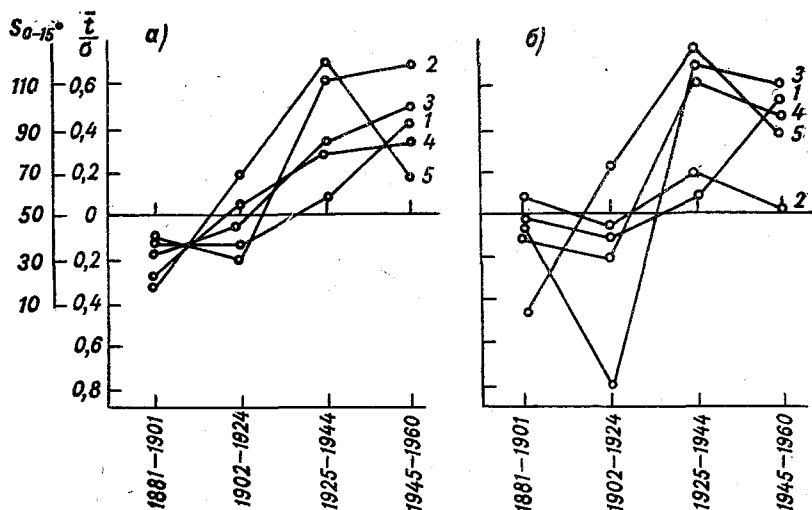


Рис. 1. Вековой ход температуры выделенных групп широт и солнечной активности (S_{0-15°) для зимы (а) и лета (б).

1) S_{0-15° , 2) 20—25° с. ш., 3) 30—40° с. ш., 4) 45—55° с. ш., 5) 60—70° с. ш.

Что касается нижних слоев атмосферы, то добавочное излучение Солнца сюда почти не проникает, а следовательно, влияние солнечной активности на эти слои осуществляется или посредством термодинамического взаимодействия верхних и нижних слоев или оказывают влияние частицы высоких энергий, модулируемые корпускулярными потоками [4, 10]. Последние испытывают поглощение в нижней атмосфере. Возможно также, что солнечное излучение непостоянно в видимом диапазоне [13].

К нелинейности полученных связей вернемся в конце работы, а сейчас рассмотрим более высокие частоты в исходных рядах и их природу.

Важнейшим по значимости циклом солнечной активности является 11-летний. Рассмотрим характер его появления в температуре северного полушария. Для отклонений $\Delta t'$ от 11-летних норм и запятенности солнечного диска в интервале $\pm 0-15^\circ$ гелиографической широты (S_{0-15°) были рассчитаны взаимные корреляционные функции. Поскольку солнечно-атмосферные связи знакопеременны во времени и, в частности, изменили свой знак в 20—30-е годы текущего столетия, то есть смысл указанные выше характеристики считать отдельно для слабых (1883—1929 гг.) и мощных

1930—1958 гг.) 11-летних циклов солнечной активности. Первый интервал включает промежутки времени между максимумами зябтненности в широтной зоне 0—15° 12-го и 16-го циклов по цюрихской нумерации, а второй интервал — от максимума 16-го до максимума 19-го 11-летнего солнечного цикла.

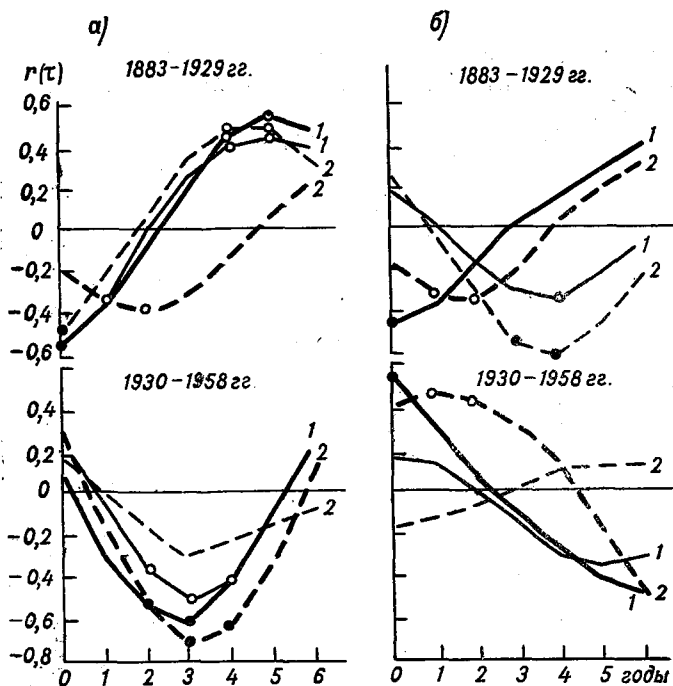


Рис. 2. Взаимные корреляционные функции S_{0-15° и температуры широтных зон для зимы (жирные линии) и лета (тонкие линии).

а) 20—40° с. ш.: 1) 20—25° с. ш.; 2) 30—40° с. ш.; б) 45—70° с. ш.:
1) 45—55° с. ш.; 2) 60—70° с. ш.

На рис. 2 представлены взаимные корреляционные функции S_{0-15° и температуры широтных зон для зимы и лета. Связи принимались значимыми, если

$$z = \frac{1}{2} \ln \frac{1+r(\tau)}{1-r(\tau)}$$

превышало удвоенную среднюю квадратическую ошибку σ_z , где $\sigma_z = \sqrt{\frac{1}{n-3}}$ [7]. На рис. 2 значения $z > 2\sigma_z$ показаны незачерненными кружками, а значения $z > 3\sigma_z$ — зачерненными.

Для низкоширотных зон (20—25° и 30—40° с. ш.) связи с солнечной активностью (S_{0-15°) наиболее тесные (см. рис. 2 а) и являются обратными для первого периода (1883—1929 гг.) как для

зимы, так и для лета¹. Для второго периода (1930—1958 гг.) най более тесные связи осуществляются при сдвиге $\Delta t'_{20-40}$ относительно S_{0-15} на 3 года, т. е. после высокой (низкой) солнечной активности спустя 3 года наступает соответственно низкая (высокая) температура в широтном поясе 20—40° с. ш. Высокоширотные и среднеширотные районы (45—70° с. ш.) обнаруживают менее четкий характер связи с солнечной активностью. Так, зимой для первого периода самые тесные связи $\Delta t'$ и S_{0-15} обеспечиваются при сдвиге $\Delta t'$ относительно S_{0-15} на 0—2 года, а для второго периода при подобном сдвиге осуществляется прямая связь. Летом для первого периода связи обратные при сдвиге 3—4 года, а для второго периода полученные связи не отличаются теснотой, и коэффициент корреляции при различных сдвигах находится в пределах $2\sigma_z$.

Следовательно, первый вывод, который может быть сделан из рассмотрения рис. 2, состоит в том, что температура низкоширотных районов северного полушария связана с солнечной активностью весьма тесно, особенно зимой. Интересно также, что характер связи $\Delta t'$ и S_{0-15} меняется при переходе от первого ко второму периоду. Расчет взаимных корреляционных функций $\Delta t'$ и S_{0-15} для всего исходного ряда (1883—1958 гг.) показал отсутствие значимых коэффициентов корреляции при любых сдвигах $\Delta t'$ относительно S_{0-15} . По-видимому, если бы была выполнена только последняя часть работы, то можно было прийти к выводу об отсутствии солнечно-атмосферных связей вообще, но как видно из расчета взаимных корреляционных функций $\Delta t'$ и S_{0-15} для выделенных интервалов, включающих в себя слабые и мощные 11-летние циклы, это не соответствовало бы действительности.

Особый интерес представляет рассмотрение суммарной характеристики температуры для зимы и лета (20—70° с. ш.). Для первого периода (1883—1929 гг.) тесная отрицательная связь обеспечивается при нулевом сдвиге $\Delta t'$ относительно S_{0-15} (—0,50) и сдвиге, равном одному году (—0,51). Для второго периода (1930—1958 гг.) самая тесная связь осуществляется при сдвиге 3 (—0,59) и 4 (—0,61) года. Во всех случаях полученные коэффициенты корреляции являются значимыми.

Весьма интересную информацию по связи «Солнце—температура широтных зон» можно получить при расчете показателей когерентности температуры широтных зон и солнечной активности (S_{0-15}). Оказалось, что последние имеют наибольшую величину на частоте, близкой к основной частоте солнечной активности, т. е. для периодов 10,8—11,2 года. Вероятность случайности полученных показателей когерентности менее 5%. Показатели связи для этих периодов составляют 0,96—0,80.

¹ Следует заметить, что внутрирядные связи должны несколько завышать оценки значимости связи $\Delta t'$ и S_{0-15} , но это завышение не должно существенно отразиться на окончательных выводах.

Таким образом, многие особенности многолетнего хода температуры широтных зон северного полушария могут быть поняты в связи с изменениями солнечной активности. Остается неясным, почему температура широтного пояса 20—55° с. ш. зимой растет с вековым возрастанием солнечной активности, а во всех других случаях при очень высокой солнечной активности — падает. Возможные причины неустойчивости солнечно-атмосферных связей уже обсуждались [10]. В дополнение к работе [10] можно назвать еще один фактор неустойчивости солнечно-атмосферных связей. Известно, что облачность, определяемая крупномасштабными процессами, которые в свою очередь зависят от солнечной активности, может регулировать температуру. Для летнего периода любой фактор, приводящий к росту эффективного нагревания атмосферы, будет приводить к увеличению испарения и облачности, а следовательно, к понижению температуры. На наличие такого рода обратных связей в литературе неоднократно указывалось [11]. Зимой увеличение облачности будет способствовать непрерывному росту температуры на широтах 20—55° (см. рис. 1). Реакция высокоширотного района (60—70°) на солнечную активность обсуждалась нами в работе [6].

В последнее время большое внимание уделяется вулканической деятельности как фактору изменения климата [1, 11]. Рассмотрим, как ведет себя суммарная температура северного полушария (20—70°) зимы и лета вблизи дат вулканических извержений (площади широтных зон учтены). На рис. 3 приведен ход указанной выше характеристики $\Delta t'$ без векового тренда. Точками показаны даты крупнейших вулканических извержений в северном полушарии. Как видно из рис. 3, вблизи крупных понижений температур в 1918, 1929, 1945 гг. не было вулканических извержений. Непонятно также, почему понижение температуры после некоторых вулканических извержений запаздывает на 2 года, хотя известно, что максимальное понижение солнечной радиации наступает сразу после извержения и держится на низком уровне еще около года (см. рис. 2 работы [1]).

Нами был рассмотрен ход температуры отдельно для зимы

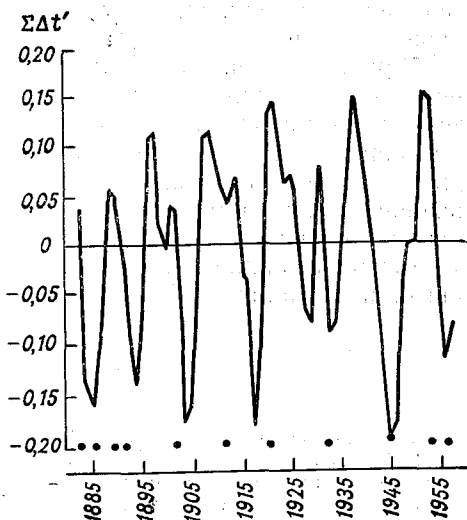


Рис. 3. Суммарная температура северного полушария (20—70° с. ш.) зимы и лета.

и лета после всех крупных вулканических извержений, приведенных в работе [11]. Оказалось, что только после извержения вулканов Кракатау (Индонезия), Таравера (Новая Зеландия) и Кишапу (Чили) в первый год после извержения имело место понижение температуры как для зимы, так и для лета. Во всех остальных случаях (7 случаев) летом могло быть понижение температуры, а зимой повышение и наоборот. В отдельных случаях, как, например, после извержения вулкана в Южных Андах (1921 г.), произошло повышение температуры как зимой, так и летом.

Отмеченные факты, по-видимому, весьма трудно увязать с гипотезой о доминирующей роли вулканической деятельности в изменении температуры северного полушария за последние 80 лет. На наш взгляд, большее количество особенностей многолетнего хода температуры может быть понято лишь в том случае, если основным фактором современных изменений климата принять солнечную активность.

Автор выражает признательность Э. С. Казимировскому за внимание к работе и Г. И. Сухомазовой за помощь в вычислениях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будыко М. И. Изменения климата. Л., Гидрометеиздат, 1969.
2. Васильева Т. Н., Керблей Т. С. Различные виды зависимости от солнечной активности.— «Геоматизм и аэрономия», 1964, 4, № 5, с. 861.
3. Гневышев М. Н., Оль А. И. О 22-летнем цикле солнечной активности.— Астрономический журнал, 1948, т. 25; № 1.
4. Дорман Л. И. Вариации космических лучей и исследования Космоса М., 1963.
5. Коноваленко З. П., Агарков С. Г., Дружинин И. П. О солнечной составляющей в многолетних колебаниях стока рек.— В кн.: «Солнечные данные», 1969, № 12.
6. Логинов В. Ф. О природе полувекового цикла в тропосфере.— Тр. ГГО, 1969, вып. 245.
7. Пановский Г. А., Брайер Г. В. Статистические методы в метеорологии. Л., Гидрометеиздат, 1967.
8. Рубашев Б. М. Проблемы солнечной активности. М.—Л., «Наука» 1964.
9. Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г. Современное изменение климата. Л., Гидрометеиздат, 1966.
10. Сазонов Б. И., Логинов В. Ф. Солнечно-тропосферные связи. Л. Гидрометеиздат, 1969.
11. Солнечная активность и изменения климата. Под ред. Хргиана А. Х. Л. Гидрометеиздат, 1966.
12. Эйгенсон М. С. Солнце, погода и климат. Л., Гидрометеиздат, 1963.
13. Bossolasco M. et al. Solar constant and sunspots.— Pure and Appl. Geophys., 1965, v. 62, pp. 207—214.

АНОМАЛИИ СРЕДНЕЙ МЕСЯЧНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА ИЮЛЯ В СВЯЗИ С КОЛЕБАНИЯМИ КЛИМАТА

Анализ карт аномалий средней месячной температуры воздуха северного полушария, проведенный по десятилетиям для января за период с 1881 по 1960 г., привел к выводу, что в течение рассмотренного промежутка времени произошло волнообразное колебание температуры воздуха продолжительностью около 80 лет или несколько более, особенно хорошо выраженное севернее 50° широты. Основным признаком этого колебания явилось наличие или отсутствие области отрицательных аномалий в высоких широтах в среднем за календарные десятилетия [1].

И. В. Максимов в своей статье [4], посвященной колебаниям климата, показал наличие цикла подобной же продолжительности на основании изучения колебаний ледовитости северной части Атлантического океана, континентальности климата Западной Европы, уровня Каспийского моря и толщины колец калифорнийской секвойи. По Максиму, последний максимум 80-летнего цикла в ходе континентальности климата Европы и максимум ледовитости на севере Атлантики наступили примерно в 1894 г., а минимум этих характеристик имел место около 1934 г. Иными словами, максимум пришелся на первую полуволну 80-летнего колебания (1881—1920 гг.), когда в северном полушарии преобладали отрицательные аномалии температуры, а минимум — на вторую полуволну (1921—1960 гг.), когда преобладали положительные аномалии. Из этого следует, что обнаруженное по картам аномалий волнообразное колебание температуры воздуха января совпадает с циклами Максимова и по продолжительности, и по календарным срокам, что позволяет считать это колебание проявлением 80-летней цикличности. Другим доказательством правильности такого вывода являются аномалии температуры воздуха января за десятилетие 1961—1970 гг. Действительно, карта аномалий северного полушария, составленная для этого десятилетия по январю, во многом похожа на карту аномалий десятилетия 1881—1890 гг., первого десятилетия 80-летней волны. Таким образом, рассматриваемая карта представляет собой как бы

начало новой волны 80-летнего цикла [2—4]. Итак, для значительных пространств северного полушария проявление 80-летней цикличности в январе достаточно отчетливо заметно.

Естественно возникает мысль о возможности проявления такого цикла и в другие месяцы. Для выяснения этого вопроса аналогичной обработке подверглись карты аномалий июля. Материалом для исследования, так же как и для января, послужил

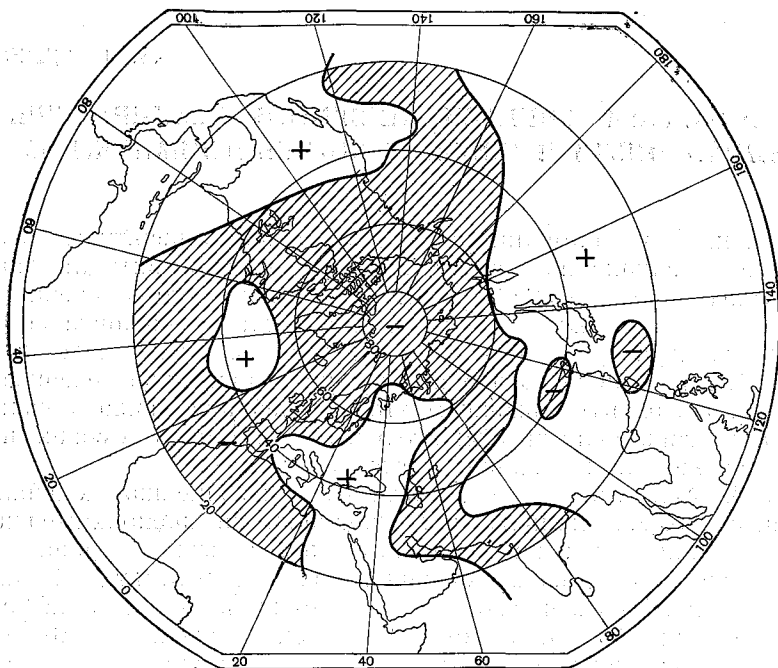


Рис. 1. Аномалии средней месячной температуры воздуха. Июль 1881—1890 гг.

карты отклонений средней месячной температуры воздуха от многолетней средней северного полушария за 1881—1960 гг., изданные ГГО. С этих карт в точках координатной сетки снимались величины отклонений температуры воздуха для июля каждого года, осреднялись по десятилетиям и наносились на карты. Таким образом было составлено восемь карт средних аномалий по десятилетиям. Вследствие слабой метеорологической освещенности экваториальной зоны полушария пришлось ограничиться средними и северными широтами и анализ провести только для внетропической зоны.

В первом десятилетии (1881—1890 гг.) (рис. 1) большая часть полушария занята отрицательными аномалиями с центром около полюса. Положительные аномалии имеются лишь в Восточной

вропе, южной половине Азии, на юго-западе Северной Америки в Атлантическом океане, к востоку от п-ова Лабрадор. Величины аномалий не велики, только в некоторых районах они превышают 5° .

Во втором десятилетии (1891—1900 гг.) (рис. 2) область отрицательных аномалий разделилась на две. Первая занимает почти

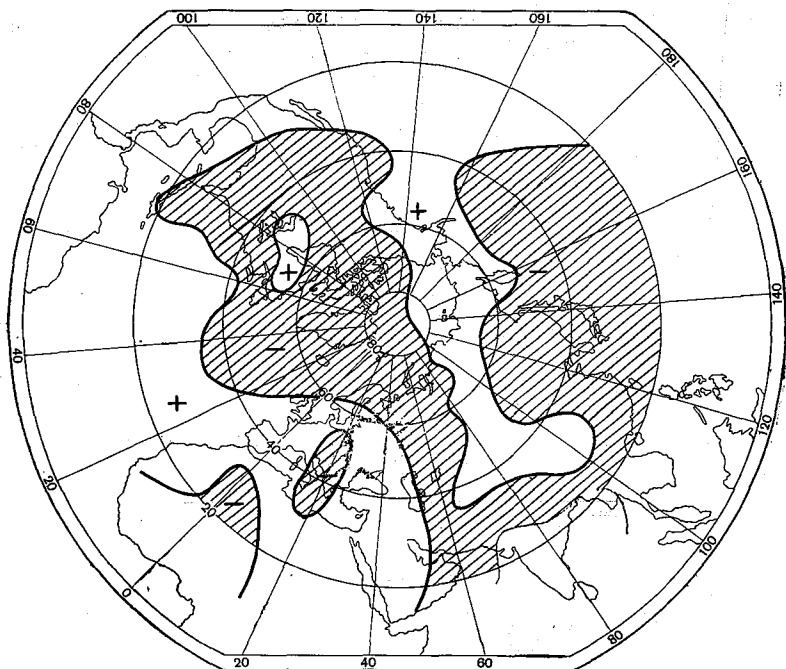


Рис. 2. Аномалии средней месячной температуры воздуха. Июль 1891—1900 гг.

сю Северную Америку, вторая располагается в восточной и юго-восточной частях Азии и в западной половине Тихого океана. Остальные районы полушария заняты положительными аномалиями. Величины аномалий почти нигде не превышают $0,3^{\circ}$.

В третьем десятилетии (1901—1910 гг.) (рис. 3) отрицательные аномалии занимают большую часть полушария, положительные располагаются в северных и восточных районах Северной Америки, в Средней и Передней Азии. Величины аномалий не превышают $0,7^{\circ}$.

В четвертом десятилетии (1911—1920 гг.) (рис. 4) область отрицательных аномалий, занимающая большую часть внетропической зоны, имеет значительные вкрапления положительных аномалий по всему полушарию. Величины аномалий также не превышают $0,7^{\circ}$.

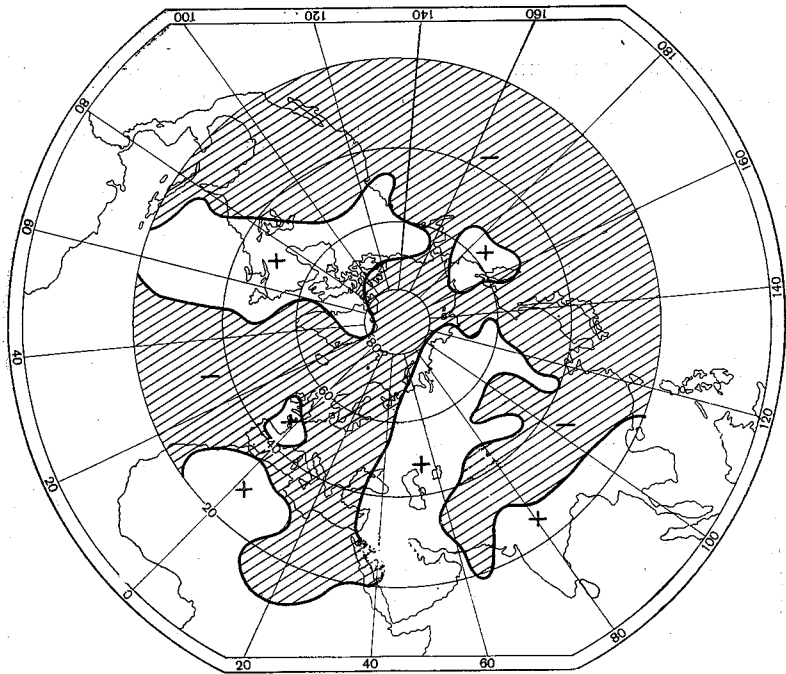


Рис. 3. Аномалии средней месячной температуры воздуха. Июль 1901—1910 гг.

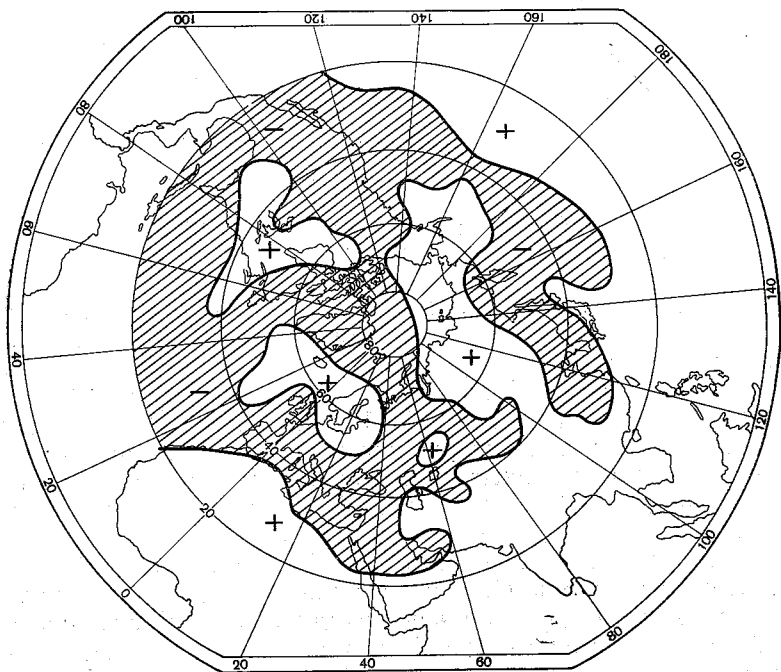


Рис. 4. Аномалии средней месячной температуры воздуха. Июль 1911—1920 гг.

Рассмотренные четыре десятилетия, несмотря на разнообразие, имеют одну общую особенность: отрицательные аномалии преобладают во внетропической зоне полушария и устойчиво удерживаются у полюса.

Пятое десятилетие (1921—1930 гг.) (рис. 5) характеризуется совершенно другим распределением аномалий. Прежде всего преобладают положительные аномалии, в том числе и у полюса.

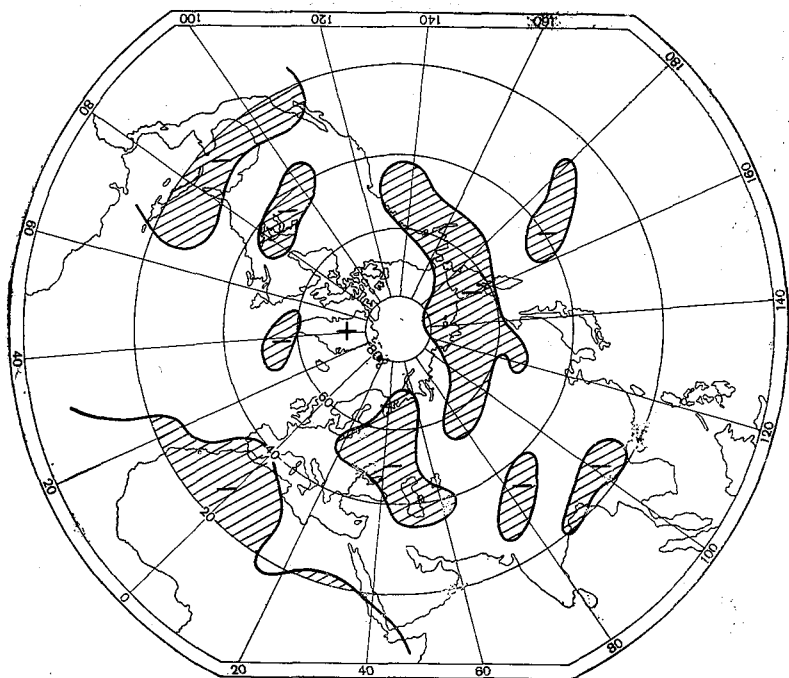


Рис. 5. Аномалии средней месячной температуры воздуха. Июль 1921—1930 гг.

Закрапления же отрицательных аномалий, в виде отдельных островков, имеются на юго-востоке США, в Атлантике к югу от Гренландии, на востоке Европы, на севере Сибири и на Аляске. Величины аномалий в тех же пределах.

В шестом десятилетии (1931—1940 гг.) (рис. 6) почти все полушарие охвачено положительными аномалиями. Небольшие пятна отрицательных аномалий имеются в Сибири, в Охотском море, на Аляске и в Атлантике у Пиренейского полуострова. Величины положительных аномалий в некоторых районах возрастают до $1,5^{\circ}$ и более. Отрицательные аномалии по-прежнему невелики.

В седьмом десятилетии (1941—1950 гг.) (рис. 7) области отрицательных аномалий заметно расширились и величины их в Восточной Европе несколько возросли, достигнув $-1,2^{\circ}$.

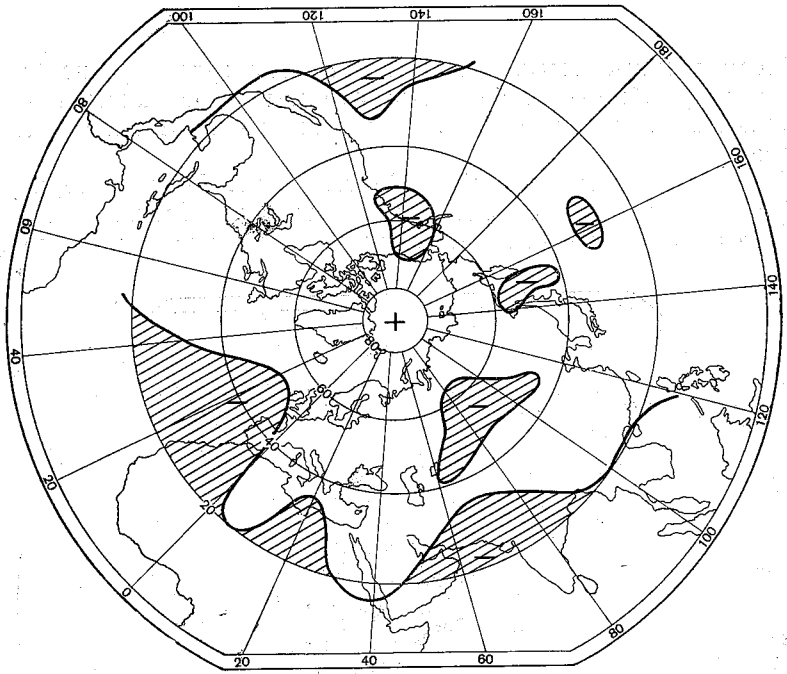


Рис. 6. Аномалии средней месячной температуры воздуха. Июль 1931—1940 гг.

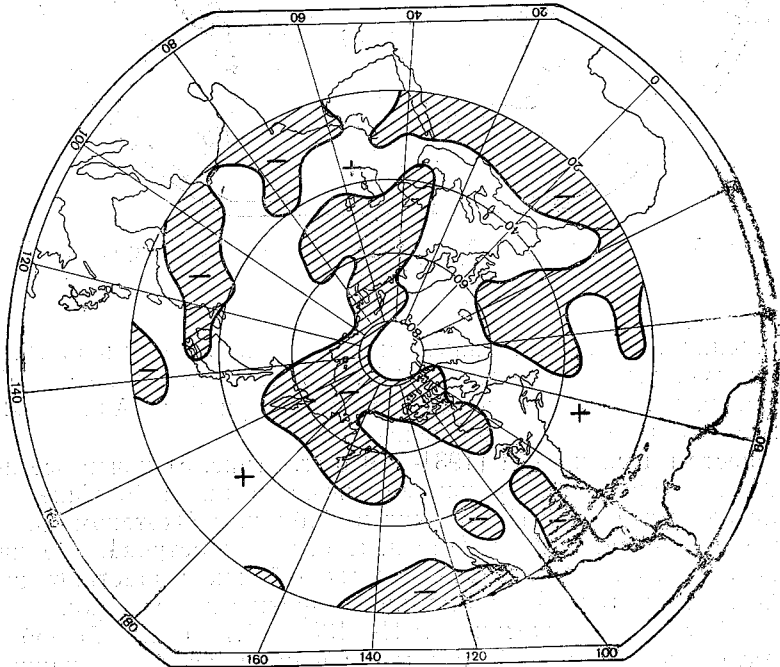


Рис. 7. Аномалии средней месячной температуры воздуха. Июль 1941—1950 гг.

Распределение полей аномалий в восьмом десятилетии (1951—1960 гг.) (рис. 8) подобно распределению их в седьмом: обширное поле положительных аномалий, занимающее почти все полушарие, прерывается островами отрицательных (в Северной Америке, на Иорвежском море, в Скандинавии, в Западной Европе). Кроме того, широкая полоса отрицательных аномалий тянется от Аравийского

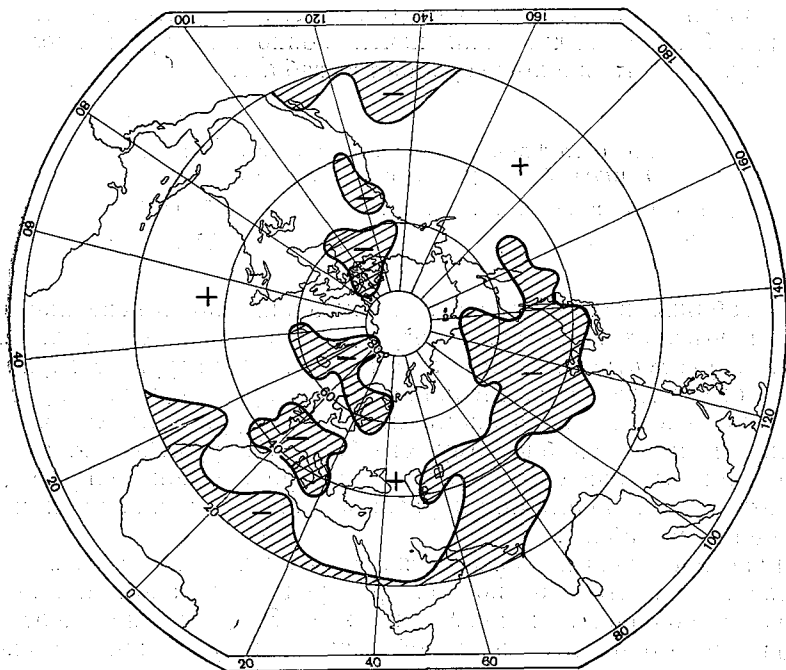


Рис. 8. Аномалии средней месячной температуры воздуха. Июль 1951—1960 гг.

моря через Центральную Азию к Охотскому и Японскому морям. Наибольшие величины положительных аномалий ($+1,5^{\circ}$) отмечены в Западной Сибири, а отрицательных ($-1,0^{\circ}$) — в Забайкалье.

Сопоставляя между собой карты рассмотренного ряда, легко заметить, что последний отчетливо делится на две части: до 1921 г. и после него. Как сказано, в первом десятилетии большая часть внетропической зоны полушария охвачена отрицательными аномалиями (см. рис. 1). В течение последующих трех десятилетий происходит постепенный распад этой области за счет появления и увеличения в ее пределах районов с положительными аномалиями, однако у полюса все время удерживаются отрицательные аномалии. В пятом десятилетии картина резко меняется: большая часть полушария оказывается занятой положительными аномалиями (см. рис. 5), в шестом — отрицательные аномалии почти вовсе

исчезают, а в последующие десятилетия происходит обратный процесс: вновь появляются отрицательные аномалии и постепенно распадается область положительных.

Таким образом, процессы, происходившие во втором 40-летнем периоде, прямо противоположны процессам первого сорокалетия т. е. повторился вывод, сделанный для января [1]. Иллюстрацией может служить, например, сравнение расположения полей аномалий разных знаков за второе (см. рис. 2) и пятое десятилетия (см. рис. 5). Как видно, они почти полностью противоположны друг другу, что также подтверждается табл. 1.

Таблица 1

**Число случаев совпадения знаков аномалий
в июле во втором и пятом десятилетиях**

Широта, град	Полюс	80	70	60	50	40
Процент совпадения знаков	0	17	11	22	47	61

Из таблицы видно, что число совпадений знаков невелико, особенно в высоких широтах. К югу заметно некоторое увеличение.

Итак, рассмотрение карт аномалий температуры воздуха по десятилетиям для июля, сделанное выше, привело к выводу о наличии циклического хода аномалий температуры воздуха на полушарии и в июле подобно тому, что было обнаружено для января.

Результаты сравнения площадей внетропической зоны полушария, охваченных аномалиями разных знаков для января и июля приведены в табл. 2.

Сравнение данных обоих месяцев, как видно из табл. 2, обнаруживает поразительное подобие распределения аномалий по поверхности полушария в январе и июле. Это с полной неоспоримостью свидетельствует о тесной связи между январем и июлем в вековом ходе температуры воздуха на всем пространстве внетропической зоны северного полушария.

Таблица 2

**Сравнение площадей, охваченных положительными
аномалиями в январе и июле (%)**

Месяц	Европа	Азия	Северная Америка	Океан			Все полушарие
				Ледовитый	Атлантический	Тихий	
1881—1920 гг.							
Январь	3	11	5	2	9	9	39
Июль	4	11	6	2	6	8	37
1921—1960 гг.							
Январь	6	14	13	8	13	20	74
Июль	6	15	13	8	13	19	74

Ниже помещен график (рис. 9), уточняющий и дополняющий табл. 2. На нем приведены проценты охвата положительными аномалиями площади полушария по каждому десятилетию отдельно. Из графика видно, что переход от одного полувека к другому происходит очень резко в июле и по сравнению с январем со значительным запаздыванием. При переходе на девятое десятилетие январская кривая отчетливо опускается, чего и следовало ожидать при проявлении 80-летнего или близкого к нему цикла. Кривая июля такой определенности не показывает: возможно, что, начав подниматься позже январской при переходе во второй полупериод, она и опускаться начнет позже январской.

Рассмотрение всего изложенного материала позволяет сделать вывод, что колебание климата, отчетливо проявившееся в аномалиях температуры воздуха января, не менее отчетливо проявилось и в июле.

Яркая картина колебания климата, показанная в статье, требует еще многих и многих исследований по выяснению причин колебаний, их продолжительности и распространения на поверхности земли, по связи между различными месяцами в годовом ходе и в конечном счете в использовании их для сверхдолгосрочных прогнозов аномалий температуры воздуха.

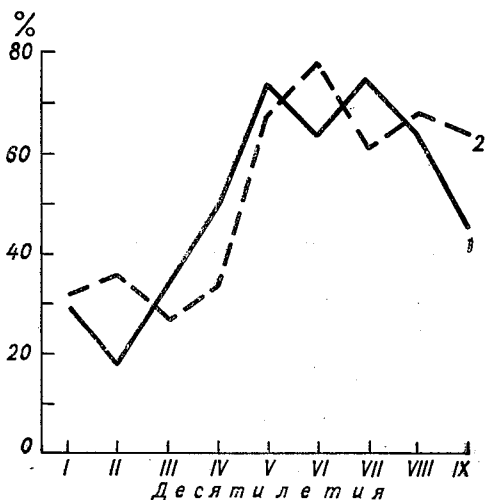


Рис. 9. Охват площадей северного полушария положительными аномалиями средней месячной температуры воздуха января (1) и июля (2) за период с 1881 по 1970 г. в процентах по десятилетиям.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геденов А. Д. О колебании климата в северном полушарии.— Тр. ГГО, 1968, вып. 227.
2. Геденов А. Д. О 80-летнем цикле температуры воздуха на северном полушарии.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1969, № 1.
3. Геденов А. Д. К вопросу об использовании солнечно-климатических циклов для сверхдолгосрочных прогнозов аномалий температуры.— Тр. ГГО, 1969, вып. 245.
4. Максимов И. В. О 80-летнем цикле колебаний климата.— ДАН СССР. Нов. сер., 1952, т. 86.

А. Д. ГЕДЕОНОВ, Т. Н. УЛЬЯНОВА

К ВОПРОСУ О ЦИКЛИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЯХ КЛИМАТА

В статьях [1—3], касающихся проявления 80-летнего циклического колебания климата внетропических широт северного полушария, произведен анализ карт аномалий температуры воздуха января за период с 1881 по 1960 г., который подтвердил, что за рассмотренный период действительно произошло одно полное или почти полное колебание. Если допустить, что 1960 г.— последний год полного колебания, а 1961 г.— первый год нового колебания того же цикла, то можно предположить, что десятилетие 1961—1970 гг. по характеру распределения знака аномалий на поверхности полушария должно быть в значительной степени подобно десятилетию 1881—1890 гг.

На основании данных, взятых из месячных и ежедневных синоптических бюллетеней Гидрометцентра, а также любезно предоставленных ААНИИ, нами составлена карта аномалий температуры воздуха на северном полушарии в среднем за десятилетие 1961—1970 гг. (рис. 1). Сравнение этой карты с подобной картой для десятилетия 1881—1890 гг., заимствованной из [1] (рис. 2), показывает, что для всей Европы, кроме Астраханской области, Северного Кавказа и юга Скандинавии, прогноз оправдался. Оправдался он почти для всей территории Северной Америки, кроме Лабрадора, северо-запада Аляски и западной половины Гренландии. В Азии прогноз оправдался в Западной Сибири и на побережье Ледовитого океана, не оправдался на Дальнем Востоке и в Средней Азии. Нетрудно заметить, что большинство районов с неоправдавшимся прогнозом относится к районам, крайне бедно освещенным или вовсе не освещенным в метеорологическом отношении в первом десятилетии (1881—1890 гг.). Поэтому точность определения аномалий по картам для районов, в которых изолинии были проведены пунктиром, недостаточна, в хорошо освещенных районах (Европа, Северная Америка) оправдываемость значительно выше. Нарушение произошло также в северной части Атлантического и Тихого океанов. В первом десятилетии (1881—1890 гг.) величины положительных аномалий не достигали 1, в то время как в рассматриваемом десятилетии (1961—1970 гг.)

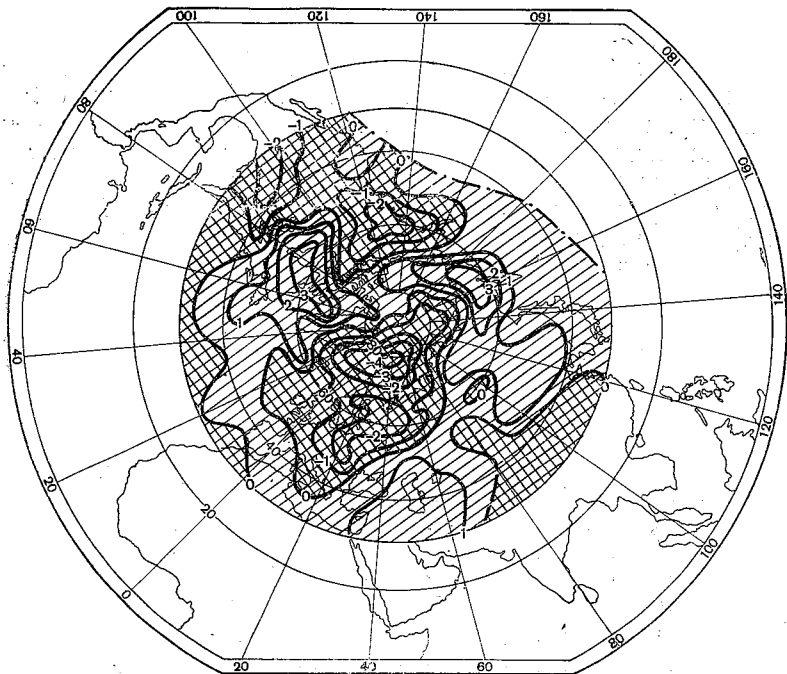


Рис. 1. Аномалии средней месячной температуры воздуха. Январь 1961—1970 гг.

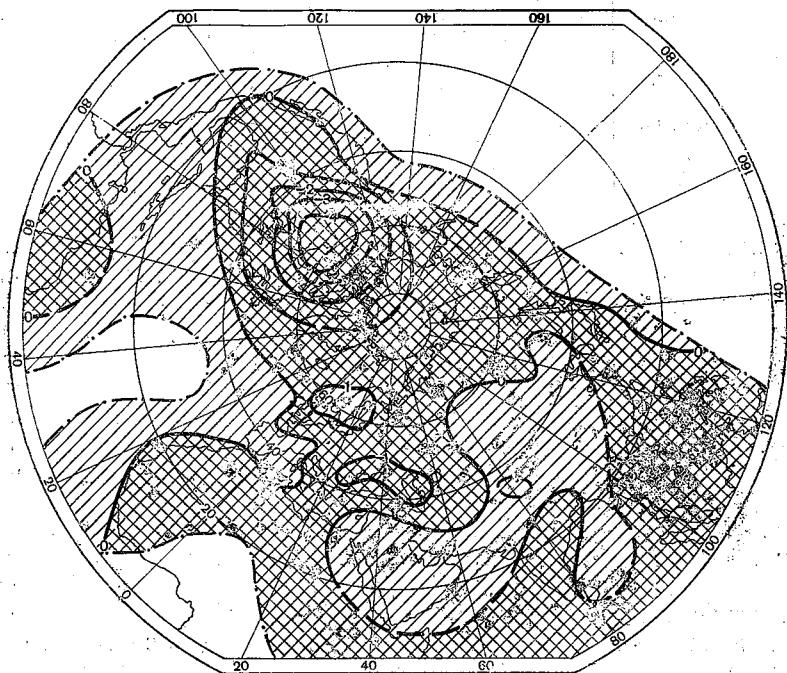


Рис. 2. Аномалии средней месячной температуры воздуха. Январь 1881—1890 гг.

величины положительных аномалий составили 2—3°. Отсюда можно сделать вывод, что предположение о начале новой волны с 1961 г. по-видимому, не точно. По развитию процессов в конце предыдущего цикла можно заметить, что распад мощного положительного поля происходит не достаточно быстро и что он не закончился 1960 г., а перешел на начало следующего десятилетия (1961—1970 гг.) (по крайней мере, первые годы этого последнего десятилетия принадлежат к концу предшествующего цикла).

Таблица 1

Совпадение знака аномалий температуры воздуха десятилетия 1881—1890 гг. с последующими десятилетиями (%)

Широта, град.	Десятилетия							
	1-2	1-3	1-4	1-5	1-6	1-7	1-8	1-9
80	100	100	17	0	0	0	80	68
75	100	100	37	0	11	6	61	57
70	100	83	58	0	11	8	42	43
65	94	83	64	6	19	6	39	53
60	73	76	53	15	24	18	47	39
55	73	48	53	17	14	28	44	51
50	36	35	32	42	42	60	44	46
45	32	48	35	46	45	61	53	52
40	53	58	48	41	42	51	49	57
35	59	37	59	48	43	58	31	61
80—55	90	81	47	4	13	11	50	50
50—35	45	45	44	44	43	58	44	54

Данные табл. 1 подтверждают картину сходства обеих карт, которая получается при визуальном просмотре. Результаты сравнения площадей внетропической зоны полушария, охваченных аномалиями разных знаков, представлены в табл. 2.

В последнее десятилетие площади, охваченные отрицательными аномалиями, увеличиваются, но с некоторым запозданием, иными словами, цикл, начавшийся примерно с 1881 г., не закончился 1960 г.; поэтому одно десятилетие 1961—1970 гг. включает в себя окончание предыдущего цикла и, возможно, начало нового, что видно также по данным табл. 3.

Левый столбец таблицы, охватывающий период за 90 лет, отчетливо свидетельствует о том, что степень охвата территории отрицательными аномалиями изменяется волнообразно. Последнее десятилетие (1961—1970 гг.), как сказано выше, является не началом нового цикла, а скорее окончанием предыдущего, что подтверждается правым столбцом той же таблицы. За период в 7 лет

ассматриваемая территория была охвачена отрицательными аномалиями на 39%. Прибавление к этому периоду последовательно еще трех лет каждый раз увеличивало степень охвата на 2—3%.

Итак, наличие циклического колебания, рассмотренного в упомянутых статьях, получило новое подтверждение.

Таблица 2

Отношение площадей, охваченных отрицательными аномалиями температуры воздуха в январе за десятилетие 1961—1970 гг., к десятилетию 1881—1890 гг.

Территория	Отношение, %
Ледовитый океан	64
Европа	79
Атлантический океан	79
Северная Америка	64
Азия	47
Тихий океан	84
Вся территория	66

Таблица 3

Охват отрицательными аномалиями температуры воздуха внетропической зоны полушария по периодам

Период, годы	% охвата	Период, годы	% охвата
1881—1890	73	1951—1960	38
1891—1900	82	1961—1970	47
1901—1910	62	1961—1967	39
1911—1920	42	1961—1968	42
1921—1930	20	1961—1969	44
1931—1940	26	1961—1970	47
1941—1950	25		

ЛИТЕРАТУРА

1. Геденон А. Д. О колебании климата в северном полушарии.—Тр. ГГО, 1968, вып. 227.
2. Геденон А. Д. О 80-летнем цикле температуры воздуха на северном полушарии.—Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1969, № 1.
3. Геденон А. Д. К вопросу об использовании солнечно-климатических циклов для сверхдолгосрочных прогнозов аномалий температуры.—Тр. ГГО, 1969, вып. 245.

Е. В. ВОРОБЬЕВА, В. И. ВОРОБЬЕВ

АЛГОРИТМ ОДНОЙ ЗАДАЧИ ВЫДЕЛЕНИЯ СКРЫТЫХ ПЕРИОДИЧНОСТЕЙ В РЯДАХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

В последние годы повысился интерес к изучению периодических явлений во временном ходе характеристик циркуляции, метеорологических элементов и других параметров атмосферы. Этому способствовало открытие квазидвухлетней цикличности стратосферных ветров вблизи экватора и ее различных проявлений в атмосфере более высоких широт. Появление метеорологических ИСЗ и развитие ракетного зондирования атмосферы позволили получить новые более детальные сведения о солнечной активности, что стимулировало развитие исследований по проблеме Солнце — тропосфера. Среди таких исследований не последнее место занимают работы по анализу циклических колебаний солнечной активности и их земных проявлений.

К сожалению, во многих работах авторы не привлекают количественные методы для изучения периодических явлений, а ограничиваются выводами, основанными на результатах качественного анализа кривых временного хода изучаемого параметра. Очевидно, что такой подход не позволяет в должной мере использовать всю информацию о периодических компонентах, содержащуюся в исследуемых рядах наблюдений. Нет никакого сомнения, что применение количественных методов в подобных исследованиях является весьма желательным. Вместе с тем следует иметь в виду, что далеко не все существующие методы выявления периодичности, в первую очередь в связи с некоторыми особенностями структуры рядов метеорологических элементов и частой необходимостью обработки большого количества массивов исходных данных, в полной мере удовлетворяют необходимым требованиям. Поэтому при выборе метода следует, на наш взгляд, руководствоваться следующими соображениями.

В результате применения метода должны выделяться периодические компоненты, количество и параметры которых определяются только внутренней структурой анализируемого ряда. Этому тре-

бованию, в частности, не удовлетворяет широко распространенный способ аппроксимации рядов метеорологических наблюдений рядами Фурье (гармонический анализ). В таком случае можно построить аппроксимирующий тригонометрический полином, описывающий исходный ряд с заданной точностью. Восстановленный по этому полиному ряд будет результатом суперпозиции нескольких синусоидальных колебаний с различными амплитудами и фазами, но с периодами, кратными основному, который определяется обычно длиной ряда. Последнее обстоятельство указывает на то, что в результате гармонического анализа нельзя выделить скрытые периодические колебания, присущие природе рассматриваемого ряда, так как разложение в ряд Фурье представляет собой формальную операцию. Поэтому же нельзя рассчитывать, что в результате экстраполяции гармоник на несколько временных шагов и последующего суммирования их ординат можно получить хороший прогноз. Более надежные результаты прогноза, надо полагать, можно получить, если экстраполировать периодические синусоидальные колебания, присущие природе исходного временного ряда, считая в первом приближении, что эти колебания в связи со своей «естественностью» сохраняют свои параметры на весь период прогноза.

Далее, метод должен допускать детальный «продольный» анализ исходного ряда, т. е. возможность расчета параметров периодических компонент по сравнительно коротким рядам, являющимся составными частями исходного. Дело в том, что временные ряды метеозаписей не являются строго полигармоническими функциями. Каждый из них можно представить как сумму полигармонической функции времени $y(t)$ и непериодической функции $h(t)$, которую в свою очередь можно рассматривать как некоторую «помеху».

Предположим, что функция $h(t)$ имеет нормальный закон распределения и что $\bar{h}(t) = 0$. Очевидно, что такое предположение будет справедливо, если взять для анализа достаточно большой ряд наблюдений. Тогда, если полигармонический процесс устойчив, влияние непериодической составляющей на результаты расчетов параметров периодических компонент будет сведено к минимуму. Поэтому, казалось бы, при расчетах следует использовать максимально возможное число наблюдений. Однако, как показывают результаты работ [2, 3], приходится встречаться с некоторой неустойчивостью параметров периодических составляющих во времени. Поэтому с целью изучения и учета нестационарности скрытых периодичностей необходимо проводить последовательный анализ сравнительно коротких рядов, являющихся составными частями исходного.

Особенно важен учет возможной неустойчивости параметров периодических компонент при их экстраполяции с целью прогноза. При большой исходной выборке влияние особенностей полигармонического процесса, непосредственно предшествующих интервалу

компоненту («тренд»), характеризующую тенденцию к увеличению или уменьшению значений метеоэлемента от начала ряда к его концу. В первом приближении «тренд» может быть описан уравнением прямой

$$y = dt + f, \quad (10)$$

где d — угловой коэффициент, f — постоянная, t — время ($t=0, 1, 2, \dots$), y — ордината прямой. Эта операция предусмотрена в алгоритме.

Алгебраические методы выделения периодичностей, к которым относится и алгоритмизируемый метод, требуют априорного знания количества периодических компонент в исследуемой выборке. Существуют некоторые критерии, позволяющие определить их число в том случае, если исходный ряд является точно полигармонической функцией времени [5, 6]. Последнее условие для временных рядов метеоэлементов не выполняется, так как непериодические составляющие в них играют довольно значительную роль. Поэтому использование упомянутых критериев, особенно при машинном анализе, становится затруднительным. Однако нужно иметь в виду, что алгебраические методы дают правильные результаты, если заданное число синусоидальных колебаний равно или превышает реально существующие. «Лишние» синусоиды имеют существенно меньшие амплитуды, чем значимые периодические колебания, а параметры последних при дальнейшем увеличении заданного числа синусоид остаются практически постоянными. В связи с этим алгоритм предусматривает операцию цикла по количеству синусоидальных колебаний, для того чтобы опытным путем установить действительное число периодических компонент в анализируемом ряду.

Поскольку при анализе основного ряда из M значений метеоэлементов, как правило, будет выполняться условие $(3n+1) < m < M$, т. е. будет проводиться последовательный анализ рядов, состоящих из m чисел, то алгоритм предусматривает «скольжение» вдоль основного исходного ряда с интервалом в p временных шагов (цикл по m). Причем если при этом в основной ряд из M значений не укладывается целое число совокупностей по m членов, то у него отбрасывается такое минимальное количество первых чисел, чтобы оставшийся ряд содержал целое число совокупностей по m членов, взятых с интервалом в p шагов.

Очевидно, что целесообразно после выделения периодических составляющих в каждом ряду из m членов оценить точность его аппроксимации уравнением прямой (10) и полиномом (1), а также выполнить экстраполяцию ряда на q временных шагов и после окончания цикла по m дать оценку точности экстраполяции для каждого шага. Все эти операции предусмотрены в алгоритме.

Перейдем теперь к содержанию алгоритма, построенного с учетом сделанных выше замечаний.

Исходные данные:

1) ряд из M значений метеоэлемента, члены которого расположены в хронологическом порядке с одинаковым временным шагом:

$$V_0, V_1, V_2, \dots, V_{M-1}; \quad (11)$$

2) пределы изменения числа синусоид — n в (1);

3) m — число последовательных членов основного ряда, аппроксимируемых прямой (10) и полиномом (1). При этом должно выполняться условие $(3n+1) \leq m \leq M$;

4) p — временной интервал, на который производится сдвиг вдоль основного ряда, когда он исследуется по частям из m членов;

5) q — число шагов, на которое производится экстраполяция каждого ряда из m наблюдений.

Алгоритм включает в себя следующие этапы:

- 1) предварительные операции,
- 2) исключение «тренда»,
- 3) формирование и решение частотного уравнения,
- 4) определение амплитуд и фазовых углов синусоидальных колебаний,
- 5) оценка точности аппроксимации и экстраполяции.

Порядок выполнения операции

1. Рассчитать дисперсию ряда (11)

$$\sigma_M^2 = \frac{\sum_{i=0}^{M-1} (V_i - \bar{V})^2}{M}$$

2. Определить, какое количество членов в начале ряда (11) в соответствии со значениями M , m и p нужно отбросить для того, чтобы новый исходный ряд был разбит на целое число частей, в каждой из которых будет по m чисел.

3. Из нового исходного ряда

$$V_0, V_1, V_2, \dots, V_{N-1}, \quad (12)$$

где $N \leq M$, так как в результате выполнения п. 2 некоторое количество первых членов может быть отброшено, взять первые m последовательных членов:

$$V_0, V_1, V_2, \dots, V_{m-1}. \quad (13)$$

4. Сформировать и решить систему уравнений относительно d и f :

$$\left. \begin{aligned} \sum_{i=0}^{m-1} V_i &= d \sum_{i=0}^{m-1} t + mf, \\ \sum_{i=0}^{m-1} V_i t &= d \sum_{i=0}^{m-1} t^2 + f \sum_{i=0}^{m-1} t. \end{aligned} \right\}$$

5. Рассчитать m ординат прямой, описываемой уравнением $y_t = dt + f$, где $t = 0, 1, 2, \dots, m-1$, т. е. получить ряд $y_0, y_1, y_2, \dots, y_{m-1}$.

6. Вычесть из ряда (13) ряд $y_0, y_1, y_2, \dots, y_{m-1}$, получив ряд

$$U_0, U_1, U_2, \dots, U_{m-1}. \quad (14)$$

7. Из ряда (14) составить новый ряд Δ путем вычитания из каждого последующего предыдущего члена:

$$\Delta U_0 = U_1 - U_0; \quad \Delta U_1 = U_2 - U_1; \quad \dots; \quad \Delta U_{m-2} = U_{m-1} - U_{m-2}.$$

8. Из ряда Δ составить новый ряд S путем сложения первого члена ряда Δ с третьим, второго — с четвертым и т. д.:

$$S_1 = \Delta U_0 + \Delta U_2; \quad S_2 = \Delta U_1 + \Delta U_3; \quad \dots; \quad S_{m-3} = \Delta U_{m-4} + \Delta U_{m-2}.$$

9. Из ряда S составить новый ряд $S^{(2)}$ путем сложения первого члена ряда S с третьим, второго — с четвертым и т. д.:

$$S_1^{(2)} = S_1 + S_3; \quad S_2^{(2)} = S_2 + S_4; \quad \dots; \quad S_{m-5}^{(2)} = S_{m-5} + S_{m-3}.$$

10. Процедура составления рядов в соответствии с п. 9 продолжается до получения ряда $S^{(n)}$.

11. Составить матрицу F_0 из $n+1$ колонок:

а) в первой колонке размещаются по порядку все члены ряда S^n ;

б) во второй колонке размещаются члены ряда $S^{(n-1)}$, начиная со второго;

в) в третьей колонке размещаются члены ряда $S^{(n-2)}$, начиная с третьего и т. д.;

г) последняя колонка состоит из членов ряда Δ , начиная с порядкового номера $n+1$;

д) в матрице F_0 знаки чисел в четных колонках меняются на обратные.

12. Составляется матрица F_1 путем умножения всех членов каждой строки матрицы F_0 на второй член данной строки. Например,

$$F_0 = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} & \dots & a_{1, n+1} \\ a_{21} & a_{22} & \dots & a_{2, n+1} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{m-(2n+1), 1} & a_{m-(2n+1), 2} & \dots & a_{m-(2n+1), n+1} \end{pmatrix},$$

тогда

$$F_1 = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} & & a_{12} & a_{12} & \dots & a_{1, n+1} & a_{12} \\ a_{21} & a_{22} & & a_{22} & a_{22} & \dots & a_{2, n+1} & a_{22} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{m-(2n+1), 1} & a_{m-(2n+1), 2} & & a_{m-(2n+1), 2} & a_{m-(2n+1), 2} & \dots & a_{m-(2n+1), n+1} & a_{m-(2n+1), 2} \end{pmatrix},$$

$$\begin{aligned}
\sum_{i=0}^{m-1} U_i \sin i \omega_1 &= A_0 \sum_{i=0}^{m-1} \sin i \omega_1 + a_1 \sum_{i=0}^{m-1} \sin^2 i \omega_1 + \dots + \\
&+ a_n \sum_{i=0}^{m-1} \sin i \omega_1 \sin i \omega_n + b_1 \sum_{i=0}^{m-1} \sin i \omega_1 \cos i \omega_1 + \dots + \\
&\quad + b_n \sum_{i=0}^{m-1} \sin i \omega_1 \cos i \omega_n, \\
\sum_{i=0}^{m-1} U_i \sin i \omega_2 &= A_0 \sum_{i=0}^{m-1} \sin i \omega_2 + a_1 \sum_{i=0}^{m-1} \sin i \omega_2 \sin i \omega_1 + \dots + \\
&+ a_n \sum_{i=0}^{m-1} \sin i \omega_2 \sin i \omega_n + b_1 \sum_{i=0}^{m-1} \sin i \omega_2 \cos i \omega_2 + \dots + \\
&\quad + b_n \sum_{i=0}^{m-1} \sin i \omega_2 \cos i \omega_n, \\
\vdots & \\
\sum_{i=0}^{m-1} U_i \cos i \omega_1 &= A_0 \sum_{i=0}^{m-1} \cos i \omega_1 + a_1 \sum_{i=0}^{m-1} \cos i \omega_1 \sin i \omega_1 + \dots + \\
&+ a_n \sum_{i=0}^{m-1} \cos i \omega_1 \sin i \omega_n + b_1 \sum_{i=0}^{m-1} \cos^2 i \omega_1 + \dots + \\
&\quad + b_n \sum_{i=0}^{m-1} \cos i \omega_1 \cos i \omega_n, \\
\vdots & \\
\sum_{i=0}^{m-1} U_i \cos i \omega_n &= A_0 \sum_{i=0}^{m-1} \cos i \omega_n + a_1 \sum_{i=0}^{m-1} \cos i \omega_n \sin i \omega_1 + \dots + \\
&+ a_n \sum_{i=0}^{m-1} \cos i \omega_n \sin i \omega_n + b_1 \sum_{i=0}^{m-1} \cos i \omega_n \cos i \omega_1 + \dots + \\
&\quad + b_n \sum_{i=0}^{m-1} \cos^2 i \omega_n.
\end{aligned} \tag{17}$$

21. Решая систему (17), найти $A_0, a_1, a_2, \dots, a_n, b_1, b_2, \dots, b_n$.

22. Вычислить $A_1 = \sqrt{a_1^2 + b_1^2}$; $A_2 = \sqrt{a_2^2 + b_2^2}$; ... ; $A_n = \sqrt{a_n^2 + b_n^2}$.

23. Вычислить $\operatorname{tg} \varphi'_1 = \left| \frac{b_1}{a_1} \right|$; $\operatorname{tg} \varphi'_2 = \left| \frac{b_2}{a_2} \right|$; ... ; $\operatorname{tg} \varphi'_n = \left| \frac{b_n}{a_n} \right|$.

24. Определить $\varphi_1, \varphi_2, \dots, \varphi_n$, причем если $a > 0$ и $b > 0$, то $\varphi_i = \varphi'_i$, если $a < 0$ и $b > 0$, то $\varphi_i = 180^\circ - \varphi'_i$; если $a < 0$ и $b < 0$, то, $\varphi_i = 180^\circ + \varphi'_i$; если $a > 0$ и $b < 0$, то $\varphi_i = 360^\circ - \varphi'_i$.

25. Рассчитать дисперсию ряда (13) из m членов

$$\sigma_m^2(U) = \frac{\sum_{i=1}^m (U_i - \bar{U})^2}{m}.$$

26. К исходному ряду (13) из m членов приписать q порядковых членов, т. е. получить ряд

$$V_0, V_1, \dots, V_{m-1}, V_m, \dots, V_{m-1+q}. \quad (18)$$

Если в результате прибавления к ряду (13) из m членов q членов ряд (18) выйдет за пределы ряда (11), то следует положить $q=0$.

27. Рассчитать ординаты прямой $y_t = dt + f$, где $t=0, 1, 2, \dots, -1, \dots, m-1+q$.

28. Рассчитать ординаты каждой из n синусоид:

$$U_t^{(1)} = a_1 \sin \omega_1 t + b_1 \cos \omega_1 t,$$

$$U_t^{(2)} = a_2 \sin \omega_2 t + b_2 \cos \omega_2 t,$$

$$\dots \dots \dots$$

$$U_t^{(n)} = a_n \sin \omega_n t + b_n \cos \omega_n t,$$

где $t=0, 1, 2, \dots, m-1, \dots, m-1+q$; индекс в скобках — порядковый номер синусоиды.

29. Рассчитать ординаты восстановленного и экстраполированного рядов, как сумму ординат прямой, n синусоид и A_0 .

$$U'_t = y_t + A_0 + \sum_{j=1}^n (a_j \sin \omega_j t + b_j \cos \omega_j t),$$

где $t=0, 1, 2, \dots, m, \dots, m-1+q$.

30. Рассчитать средний квадрат ошибки аппроксимации ряда (3) из m наблюдений суммой ординат прямой, n синусоид и A_0 .

$$\overline{\delta_m^2(U')} = \frac{\sum_{i=1}^m (U_i - U'_i)^2}{m}, \quad i=0, 1, 2, \dots, m-1.$$

31. Рассчитать отношение среднего квадрата ошибки аппроксимации ряда из m членов к его дисперсии

$$Q_m = \frac{\overline{\delta_m^2(U')}}{\sigma_m^2(U)}.$$

32. Рассчитать квадраты ошибок экстраполяции ряда на q шагов вперед суммой ординат прямой, n синусоид и A_0 , если ряд (18) имеет $m+q$ членов,

$$\delta_q^2(U')_i = (U_i - U'_i)^2,$$

где $t=m, m+1, \dots, m-1+q$.

33. Из исходного ряда (12) взять m последовательных членов, начиная с порядкового номера p , и произвести вновь операции пп. 4—32. Затем опять произвести сдвиг вдоль ряда (12), т. е. взять m последовательных членов, начиная с порядкового номера $2p$, и опять произвести операции пп. 4—32 и т. д. до тех пор, пока не будет произведен расчет (выполнение пп. 4—32) по ряду из n чисел, последним членом которого будет V_{N-1} . Далее осуществляется переход к следующему пункту алгоритма.

34. Рассчитать средние квадраты ошибок экстраполяции ряда из m наблюдений суммой ординат прямой, n синусоид и A_0 (для каждого шага отдельно).

$$\overline{\delta q^2(U')} = \frac{\sum_{i=1}^k \delta_q^2(U')_i}{k}, \quad q = 1, 2, \dots,$$

где k — количество экстраполированных рядов.

35. Рассчитать для каждого шага отношение среднего квадрата ошибки экстраполяции к дисперсии ряда (11)

$$Q_q = \frac{\overline{\delta_q^2(U')}}{\sigma_m^2}.$$

Переход к циклу по n ; расчеты начинаются или с п. 1 или, если программой будет предусмотрено запоминание результатов расчетов по пп. 1—9, с п. 10.

Расчеты по программе, составленной в соответствии с данным алгоритмом, на ЭЦВМ М-20 (220) для $m=20-35$, $n=3-4$ и $q=1-4$ с выдачей на печать всех параметров систематических составляющих, аппроксимированного и экстраполированного рядов, ошибок аппроксимации и экстраполяции занимают 1,5—2 мин. машинного времени.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воробьева Е. В. Циклические изменения интенсивности зональной циркуляции в средней тропосфере и их временные вариации.—Тр. ГГО, 1966, вып. 211.
2. Воробьева Е. В. Временные изменения продолжительности метеорологических циклов и возможные их причины.—Тр. ГГО, 1969, вып. 245.
3. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Об устойчивости циклов многолетних колебаний атмосферных осадков.—Тр. ГГО, 1970, вып. 258.
4. Мышкин Н. И. Законности в строении планетарной системы Солнца. Заметки Белорусской гос. акад. с. х. Горки, 1926.
5. Павельев С. В. О негармонических периодических функциях в сейсмической разведке.—Тр. Куйбышевского НИИ НП, 1960, вып. 1.
6. Серебрянников М. Г., Первозванский А. А. Выявление скрытых периодичностей. М., «Наука», 1965.

Б. Н. БЕЛЯЕВ, Ю. М. ИВАНОВ, В. В. ПОЛОЗОВ

ОБ ЭФФЕКТИВНОСТИ МОРСКИХ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ И ВОЗМОЖНОСТИ ИХ КОРРЕКТУРЫ В СУДОВЫХ УСЛОВИЯХ

Как известно, эффективность определенного метода прогноза может оцениваться путем сравнения присущей этому методу средней квадратической ошибки со средним квадратическим отклонением прогнозируемого гидрометеороэлемента от нормы, т. е. со средней квадратической ошибкой режимного (климатического) прогноза. В том случае, когда оцениваемый метод прогноза является качественным и прогнозируемым величинам свойственна неоднозначность (в тексте прогноза дается диапазон значений), применению указанного подхода к оценке эффективности должно предшествовать устранение неоднозначности, которое может быть выполнено следующим образом.

Рассмотрим достаточно длинный ряд прогнозов, составленных оцениваемым методом (при этом, разумеется, имеется в виду одна и та же заблаговременность прогноза). Выберем из этого ряда все случаи, когда текст прогноза W_i был одинаков (например, «облачность 7—9 баллов»). Каждому случаю сопоставим фактические значения данного гидрометеороэлемента, полученные из наблюдений в освещаемом районе в моменты, относящиеся к датам и срокам, на которые давался прогноз. Таким образом, каждому случаю, когда давался прогноз текста W_i , будет сопоставлена совокупность значений гидрометеороэлемента x_{ik} , распределенных по пространству (по освещаемому району) и во времени (в течение срока действия прогноза). Осреднив все совокупности значений x_{ik} (по максимальному значению индекса k в каждой совокупности), получим единственное значение x_i , представляющее собой однозначную меру неоднозначного текста прогноза W_i .

Повторив операцию для всех i , т. е. для всех возможных текстов прогноза, получим шкалу, позволяющую трансформировать неоднозначную форму качественного прогноза в однозначную.

Очевидно, что средняя квадратическая разность

$$\sigma_i = \sqrt{M_k [x_{ik} - \bar{x}_i]^2}, \quad (1)$$

где M — обозначение математического ожидания (осреднение по индексу k), представляет собой частную среднюю квадратическую ошибку прогноза (при данном тексте W_i).

Если образовать разности $x_{ik} - \bar{x}_i$ для всех значений i , т. е. для всех текстов прогноза, и осреднить их квадраты по всем i и k , то нетрудно получить общую среднюю квадратическую ошибку прогноза

$$\sigma = \sqrt{M_{ik} [x_{ik} - \bar{x}_i]^2}. \quad (2)$$

Сравнение σ с σ_p — средней квадратической ошибкой режимного прогноза — дает возможность оценивать успешность рассматриваемого метода прогноза.

Приведем в качестве иллюстрации результаты оценки эффективности прогноза с суточной заблаговременностью балла общей облачности по одному из окраинных морей СССР, составляемому обычным синоптическим методом. Длина исходных рядов соответствовала интервалу времени в два месяца (с 1 апреля по 30 мая 1967 г.), причем ряд фактических значений был образован из величин, наблюдавшихся на судах, которые совершали в этот период переходы между различными портами данного моря. При этом использовались данные наблюдений на тех судах, на которых качество наблюдений можно было считать достаточно высоким. Из обработки рядов фактических наблюдений получено среднее значение количества облачности 7,5 балла, а среднее квадратическое отклонение от среднего оказалось равным 3,1 балла. Последняя величина была принята в качестве оценки среднего квадратического отклонения ошибки режимного прогноза σ_p . Расчеты общей средней квадратической ошибки прогноза облачности по формуле (2) дали величину $\sigma = 3$ балла. Из сравнения σ и σ_p следует, что прогноз облачности суточной заблаговременности отличается малой эффективностью, точность его практически та же, что и точность режимного прогноза. Следует оговорить, что данному выводу нельзя придавать слишком общий смысл, так как использовались данные, относящиеся лишь к весеннему периоду и за один год. Однако полученный результат должен, как представляется, стимулировать более обстоятельные расчеты.

Естественно возникает вопрос, нельзя ли найти пути уточнения прогноза, не меняя методiku прогнозирования в целом. В качестве одного из таких путей можно предложить следующий прием.

Фактическое значение балла облачности в очередной момент наблюдений t составляет

$$x(t) = \bar{x}(t) + \Delta x(t), \quad (3)$$

где $\Delta x(t)$ есть разность между фактическим $x(t)$ и прогнозируемым количествами общей облачности в баллах в этот момент,

$\overline{x(t)} \equiv \overline{x_i}$. Совокупность таких разностей уже использовалась в соотношениях (1) и (2).

Величины $\Delta x(t)$, расположенные в хронологическом порядке, представляют собой случайную последовательность с нулевым математическим ожиданием (последнее следует из самого способа расчета величин $x(t)$ и $\Delta x(t)$). Будем считать эту последовательность стационарной в широком смысле слова и найдем ее корреляционную функцию по известной формуле из [1]:

$$B(\tau) = M[\Delta x(t) \Delta x(t + \tau)], \quad (4)$$

где τ — временной сдвиг.

Нормируя $B(\tau)$ по дисперсии, которая, очевидно, равна рассчитанной по (2) величине σ^2 , получим функцию $\tilde{B}(\tau)$, показанную на рис. 1.

Построим экстраполяционную формулу для расчета последующего

значения $\Delta x(t + \tau)$ в линейной зависимости от

одного из предыдущих значений $\Delta x(t)$, исходя из требования минимума средней квадратической ошибки экстраполяции. Указанная формула будет иметь вид

$$\Delta \tilde{x}(t + \tau) = \tilde{B}(\tau) \Delta x(t), \quad (5)$$

причем средняя квадратическая ошибка экстраполяции определяется соотношением

$$\sigma_{\Delta x}(\tau) = \sigma \sqrt{1 - \tilde{B}(\tau)}. \quad (6)$$

(Последние две формулы легко получаются из более общих соотношений, известных в теории случайных функций [1, 2]).

Из (6) следует, что экстраполяция по (5) не может привести к эффективному уточнению самого прогноза облачности с заблаго-

временностью в одни сутки, ибо при $\tau = 24$ часа $\tilde{B}(24) \approx 0$ (см. рис. 1). Однако при меньших значениях τ уточнение прогнозируемых значений балла облачности может дать определенный выигрыш. Так, при $\tau = 4$ часа $\tilde{B}(4) = 0,61$ и по (6) имеем

$$\sigma_{\Delta x}(4) = 0,62 \sigma = 1,9 \text{ балла.}$$

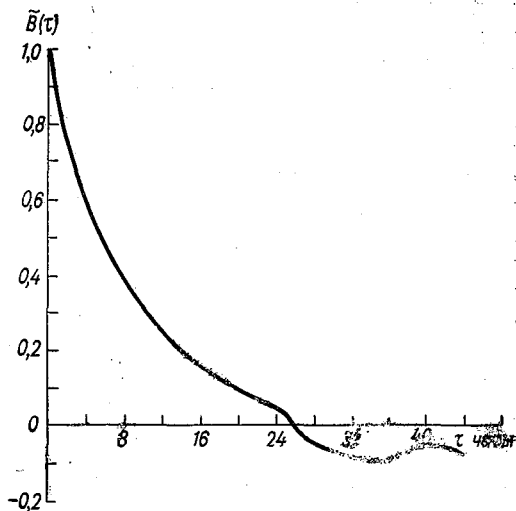


Рис. 1. Нормированная корреляционная функция облачности.

Таким образом, если в момент t (момент очередных наблюдений) имела место разность $\Delta x(t) = x(t) - \bar{x}(t)$, то уточненное значение балла облачности на момент следующих наблюдений составит

$$\tilde{x}(t+4) = \bar{x}(t+4) + \Delta \tilde{x}(t+4); \quad (7)$$

где, очевидно, $\bar{x}(t+4) \equiv x(t)$, причем точность этого значения характеризуется величиной $\sigma_{\Delta x}(4) = 1,9$ балла, т. е. выше точности неуточненного прогноза ($\sigma = 3,0$ балла) на 38%.

Описанный подход может быть применен к уточнению прогноза любого метеоэлемента, причем может оказаться, что промежуток времени τ , на который возможно эффективное уточнение, будет больше, чем интервал между очередными измерениями. В принципе подобное уточнение может быть применено к прогнозам любой заблаговременности. Вопрос о том, имеет ли такое уточнение практический смысл и какова допустимая величина интервала уточнения τ , должен решаться каждый раз на основании анализа соответствующих статистических характеристик, как это было показано выше на примере прогноза облачности. В частности, не которые данные по структуре давления на уровне моря и температуры воды на поверхности дают основание надеяться, что уточнения прогнозов соответствующих полей будут иметь практический смысл для заблаговременностей, превышающих несколько суток. После того как гидрометеорологическими подразделениями будет выполнен такой анализ, само уточнение может производиться непосредственно потребителями на судах.

Гидрометеорологические подразделения аналогичным образом могут уточнять прогнозы по морю и более точно по отдельным пунктам, используя данные о статистической структуре элемента по отдельным станциям, а не по району в целом. Естественно, что уточнение прогнозов для отдельных пунктов должно быть более эффективным, но в настоящее время, из-за ограниченных рядов наблюдений по открытым частям морей и океанов оно возможно только в прогностических подразделениях и для территории суши. В принципе с организацией гидрометеонаблюдений на морских базах появится возможность использования такого подхода и для уточнения морских прогнозов.

В заключение приведем пример, иллюстрирующий методику уточнения прогноза. Будем использовать полученные выше данные для прогноза облачности.

Согласно суточному прогнозу днем 12 мая 1967 г. ожидалась общая облачность 5—7 баллов, что по шкале соответствия дает величину $\bar{x}(t) = 6,3$ балла. В 8 час. фактически наблюдалась облачность 4 балла, т. е. при $t = 8$ час. $x(t) = 4$ балла, $\Delta x(t) = -2,3$ балла. Требуется уточнить прогноз на 12 час.

По (5) имеем

$$\Delta \tilde{x}(12) = 0,61(-2,3) = -1,4 \text{ балла.}$$

Поскольку при $t=12$ также $\bar{x}(12)=6,3$ балла, то, согласно (7), получим

$$\tilde{x}(12) = 6,3 - 1,4 \approx 5 \text{ баллов;}$$

фактически значение балла общей облачности в 12 час. также оказалось равным 5 баллам, т. е. в нашем случае уточненный прогноз был точным.

Конечно, данный пример не следует понимать в том смысле, что каждое единичное уточнение прогноза описанным методом обязательно даст положительный эффект. Выигрыш проявляется в статистическом плане, но не обязательно он будет иметь место в каждом отдельном случае.

ЛИТЕРАТУРА

1. Свешников А. А. Прикладные методы теории случайных функций. М., «Наука», 1968.
2. Яглом А. М. Введение в теорию случайных функций.—Успехи матем. наук, 1952, т. 7, № 5.

О ТОЧНОСТИ ОЦЕНКИ ЕЖЕГОДНЫХ ЗНАЧЕНИЙ МЕСЯЧНЫХ СУММ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ, ОСРЕДНЕННЫХ ДЛЯ БОЛЬШИХ ПЛОЩАДЕЙ

В настоящей работе показана неправомёрность распространения закономерностей пространственной статистической структуры, выявленной при построении автокорреляционных функций для ограниченных территорий (и весьма плотной сети), на большие площади с регулярной сетью наблюдений. Произведена теоретическая оценка случайных погрешностей фоновых и точечных осадков.

При решении ряда практических задач и прежде всего для целей долгосрочного прогноза (как метеорологического, так и гидрологического) необходимо знать ежегодные значения средних для больших площадей (т. е. районов, установленных тем или иным способом) сумм атмосферных осадков. Вопрос о возможности точности таких характеристик осадков и их преимуществах перед точечными интересен сам по себе, для прогнозистов же он особенно актуален, поскольку хорошо известно (см., например, [20]) что точность исходных данных влияет на надёжность прогноза.

В данной работе будет рассмотрен теоретический способ определения погрешностей, вычисленных автором [11, 12] средних для заданных площадей месячных сумм осадков. Методические и математические основы этого способа, основанные на функциональной связи указанных погрешностей с основными параметрами пространственной структуры, устанавливаемыми статистически, разработаны О. А. Дроздовым [6], О. А. Дроздовым и А. А. Шепелевским [7] и в самые последние годы существенно уточнены Р. Л. Каганом [4, 5, 13, 14].

Эмпирические определения погрешностей средних для небольших площадей сумм осадков производились неоднократно (см., например, [3, 17]). Однако эмпирический способ не позволяет проводить обобщения для больших площадей и тем более других климатических районов. В то же время он позволил сделать практически весьма важный вывод о том, что регулярная осадкомерная сеть не позволяет обеспечить практически достаточную точность средних для не очень больших площадей сумм осадков даже

акого большого интервала суммирования, как месяц, если данные гдельных станций считать независимыми. Так, например, в работе [17] установлено, что ошибка месячных сумм осадков средних ля района Валдая на площади 10 тыс. км² при плотности сети 00—1000 км² на прибор, т. е. несколько выше стандартной, составляет 20%, при ливневых осадках — более 40%.

Коротко напомним, в чем состоит предложенный автором способ (как один из возможных) получения средних для заданных айонов сумм осадков. Поскольку основное назначение предлагаемых характеристик — долгосрочные прогнозы, то они должны отражать главным образом макромасштабные особенности поля осадков, в то время как его мелкомасштабные флуктуации, лежащие ниже предела предсказуемости, должны быть отфильтрованы.

В предложенной автором методике в качестве районов были приняты, в соответствии с установившейся практикой оперативного гидрометеорологического обслуживания сельского хозяйства, административные области или (в случае неоднородности климатических и физико-географических условий) их части. При этом наибольшая методическая трудность состояла в нахождении способа определения целесообразной для данной задачи плотности сети. Она устанавливалась методом проб. Для опытных районов вычислялись простые средние арифметические из разного числа станций. Когда коэффициент корреляции между средними для смежных районов значениями осадков достигал определенного уровня, плотность сети считалась достаточной.

В настоящее время вычисленные таким образом месячные суммы летних осадков (именуемые ниже для краткости фоновыми) имеются за периоды 1928—1940 гг. и 1946—1970 гг. более чем для 100 районов¹ на значительной части Европейской территории СССР (ЕТС) и Казахстана.

С 1965 г. фоновые характеристики суммы осадков широко применяются в качестве предиктанта в долгосрочном физико-статистическом методе прогноза осадков для основных сельскохозяйственных районов СССР, разработанном в Главной геофизической обсерватории под руководством проф. М. И. Юдина [21].

Анализ этих характеристик позволили выявить ряд интересных особенностей статистической макроструктуры полей осадков. Подробнее некоторые аспекты этого исследования изложены в уже цитированной работе автора [11]. Там же приводятся пространственные автокорреляционные функции месячных сумм фоновых $\mu(L)$ и точечных осадков $r(L)$ зон достаточного и умеренно неустойчивого увлажнения (по две для каждой зоны). Известно, что выводы о структуре элемента весьма существенно зависят от способа задания функции [13]. Поэтому прежде всего сопоставим четыре упомянутые функции, построенные для больших площадей, еще с шестью функциями точечных осадков того же интервала

¹ Для их вычисления использовано около 700 пунктов наблюдений.

суммирования, построенными лишь для отдельных частей эти площади и периодов времени (две из них вычислены автором для настоящей статьи, две — Каганом [4, 5], одна — М. В. Буйковым [2] и еще одна построена автором по данным Е. С. Кузнецов [16]). На рис. 1 приведены совмещенные графики этих функций сгруппированные по зонам увлажнения. Некоторые важные характеристики исходного материала, использованного для их построения, и основные параметры этих функций приведены в табл. 1

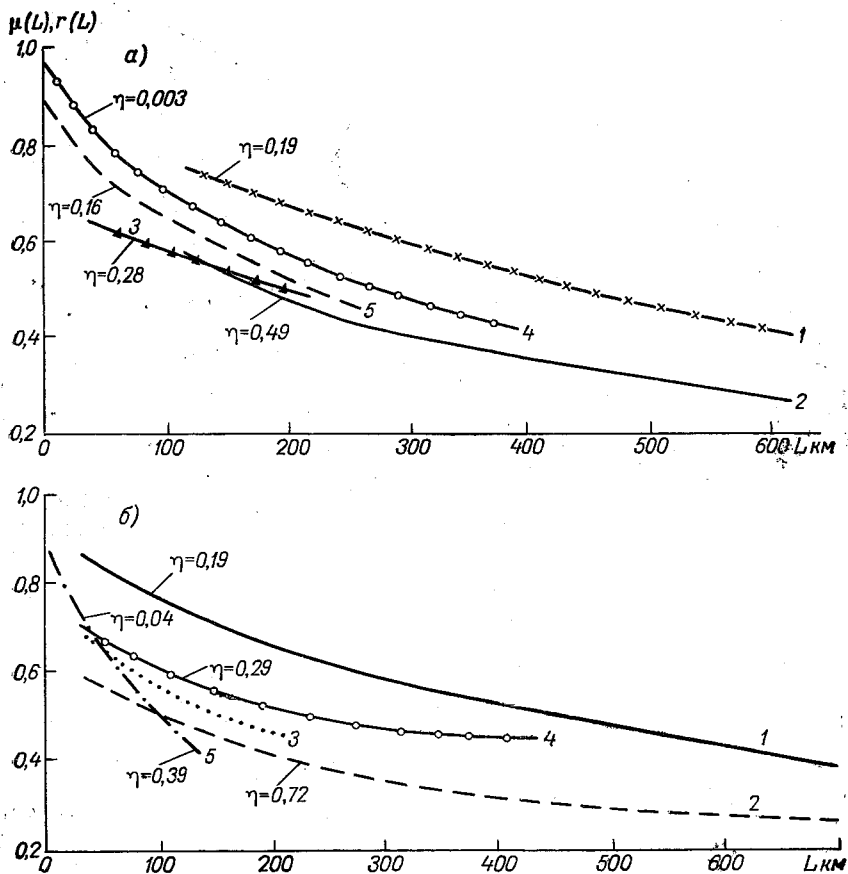


Рис. 1. Эмпирические пространственные автокорреляционные функции месячных сумм летних осадков.

а — зона достаточного увлажнения: 1 — фоновые осадки [11] и 2 — точечные осадки [11] по данным всех районов зоны [11], 3 — точечные осадки Минской, Брестской, Могилевской областей (вычислены автором), 4 — точечные осадки Валдая [5] и 5 — точечные осадки Центральных областей [5] по данным некоторых районов или отдельных участков зоны;

б) — зона умеренно неустойчивого увлажнения: 1 — фоновые осадки [11] и 2 — точечные осадки [11] по данным всех районов зоны [11], 3 — точечные осадки Донецкой, Луганской областей (вычислены автором), 4 — точечные осадки районов Нижнего Поволжья и частично Центрально-Черноземных областей [16] и 5 — точечные осадки полигона УкрНИГМИ [2] по данным некоторых районов или отдельных участков зоны.

Таблица 1

Номер край- вой на- рис. 1	Автор	Период	S кв. км	L _{min} км	s кв. км	$\rho(\sigma)$, $r(\sigma)$	τ_{ϕ} , τ_T	t_0 км
Зона достаточного увлажнения								
1	Н. И. Ефремова [11]	V-VI 1946—1967 гг.	1 100 000	120	5 000	0,84	0,19	810
2	"	"	1 100 000	120	40 000	0,67	0,49	630
3	"	"	120 000	20	5 000	0,78	0,28	—
4	Р. Л. Каган [4]	V-IX 1951—1960 гг.	7 850	0,2	120	0,997	0,003	—
5	" [5]	"	40 000	10	800	0,86	0,16	374
Зона умеренно неустойчивого увлажнения								
1	Н. И. Ефремова [11]	V-VI 1946—1967 гг.	1 020 000	140	5 000	0,84	0,19	810
2	"	"	1 020 000	140	50 000	0,58	0,72	550
3	"	"	100 000	20	5 000	0,72	0,39	—
4	Е. С. Кузнецов [16]	Летние месяцы 1891—1916 гг.		50		0,79	0,29	—
5	М. В. Буйков и др. [2]	IV-X 1960—1963 гг.	3 750	0,7	20	0,965	0,04	147

Примечания. S — площадь, с которой собраны исходные материалы для построения функции, s — плотность сети (площадь, приходящаяся на один прибор, в кв. км) на площади S, L_{min} — наименьшее расстояние между пунктами наблюдений; τ_{ϕ} и τ_T — меры ошибок фоновых и точечных осадков, t_0 — радиус корреляции.

а более подробные сведения о большинстве из них помещены в [11].

Интересно отметить, что все названные функции и фоновых $\mu(L)$, и точечных $r(L)$ осадков хорошо аппроксимируются экспонентой:

$$\mu(L) = \mu(0)e^{-L/l_0}, \quad (1)$$

$$r(L) = r(0)e^{-L/l_0}, \quad (2)$$

где L — расстояние в километрах; $\mu(0)$ и $r(0)$ — начальные (т. е. при расстоянии $L=0$ км) значения функций фоновых и точечных осадков соответственно; l_0 — радиус корреляции, равный в случае экспоненциальной структуры расстоянию, на котором первоначальное значение корреляции убывает в e раз.

Физический смысл начального значения функции $r(0)$, если она обобщена для малых площадей, ясен уже из ее математического определения. По Кагану [14],

$$r(0) = \frac{1}{1 + \frac{\sigma^2}{\alpha^2}}, \quad (3)$$

где σ^2 — дисперсия исследуемого метеорологического элемента (характеристика его естественной изменчивости); α^2 — дисперсия, возникающая за счет ошибок измерений и микроклиматических различий.

Таким образом, величина $r(0)$ позволяет установить, какая доля дисперсии поля определяется его естественной изменчивостью на рассматриваемой территории, а какая за счет случайного выбора пунктов (микроклиматические особенности рельефа, влияние небольших близко расположенных водоемов, различия в открытости установки прибора и погрешности наблюдений). По этой причине эмпирические значения $r(0)$ всегда несколько меньше единицы. Практически величина $r(0)$ в случае экспоненциальной структуры определяется экстраполяцией по прямой до $L=0$ значений корреляционной функции, построенной в полулогарифмической шкале [14]. В силу этого ее величина почти целиком определяется теми коэффициентами корреляции, которые вычислены на наименьших расстояниях между пунктами наблюдений L_{\min} .

Наличие сведений о величинах $r(0)$ и $\mu(0)$ позволяет легко вычислить принятые для такого рода сравнений меры ошибок точечных осадков

$$\gamma_r = \frac{1 - r(0)}{r(0)} \quad (4)$$

и фоновых осадков

$$\gamma_\mu = \frac{1 - \mu(0)}{\mu(0)}. \quad (5)$$

На рис. 1 хорошо видно, что сравниваемые функции при одном и том же значении аргумента существенно различаются между собой. Однако значения функций точечных осадков разных площадей (в пределах одной зоны) более близки между собой по сравнению с функцией осадков, которая при всех значениях L оказывается существенно выше значений точечных осадков, что объясняется главным образом иным (вследствие эффекта осреднения) смыслом фоновых сумм.¹ Интересно (и это очень важно), что взаимное расположение функций на рис. 1 вполне соответствует различию режима увлажнения районов исходных данных. Далее очень важно, что меры ошибок и начальных значений функций фоновых и точечных осадков различаются между собой еще больше, чем их значения, отличные от нуля. Эти последние объясняются расхождением в величинах наименьших расстояний L_{\min} , на которых имеются наблюдения, т. е., по существу, плотностью сети s (площадь, приходящейся на один прибор) в пределах площади S , с которой собраны исходные материалы для построения данной функции (см. табл. 1).

Рассмотрим начальные значения некоторых функций. Самое высокое значение $r(0) = 0,997$ имеет функция точечных осадков района Валдая (кривая 4 рис. 1 а). Для ее построения использованы материалы весьма густой сети наблюдений с наименьшим расстоянием между пунктами наблюдений $L_{\min} = 0,2$ км и плотностью сети $s = 120$ км². Интересно, что это значение $r(0)$ почти не отличается от начального значения функции, построенной по данным полигона УкрНИГМИ, расположенного в другом географическом районе в зоне умеренно неустойчивого увлажнения с другим характером осадков, но имеющего еще более густую сеть наблюдений с плотностью, равной $s = 20$ км² и $L_{\min} = 0,7$ км (кривая 5 рис. 1 б). Таким образом, создается впечатление, что решающее значение в формировании $r(0)$ принадлежит не климатическим условиям, а особенностям исходных данных, плотности сети s в пределах исследуемого района S . Самое низкое значение $r(0) = 0,59$ принадлежит функции точечных осадков зоны умеренно неустойчивого увлажнения (кривая 2 рис. 1 б) с редкой сетью наблюдений $s = 50$ тыс. км².

Весьма любопытно, что начальные значения функций фоновых осадков обеих зон увлажнения (кривая 1) $\mu = 0,84$ близки по своей величине $r(0) = 0,86$ функции точечных осадков Центральных областей (кривая 5 рис. 1 а). В то же время исходные данные, использованные для вычисления рассмотренных функций, имеют совершенно несходные характеристики (см. табл. 1). Если для первой функции использована сеть наблюдений с плотностью $s = 5000$ км² и $L_{\min} = 120$ км в пределах площади S около 1 млн. км², то для второй функции $s = 800$ км², $L_{\min} = 10$ км, $S = 7850$ км². Вполне понятно, что величины $\mu(0)$ и $r(0)$ названных функций оказываются сравнимыми за счет влияния эффекта осреднения на первую функцию.

¹ Сейчас рассматриваются любые значения L , кроме $L = 0$.

При этом необходимо иметь в виду, что физический смысл величин $\mu(0)$ отличен от того, который был указан выше для $r(0)$.

Аналогичные выводы можно получить и при сравнении мер ошибок этих функций η_r и η_μ , вычисляемых по выражениям (4) и (5), и для функций точечных осадков. Их значения колеблются от 0,003 для района Валдая до 0,72 для зоны умеренно неустойчивого увлажнения. Интересно сравнить приведенные величины

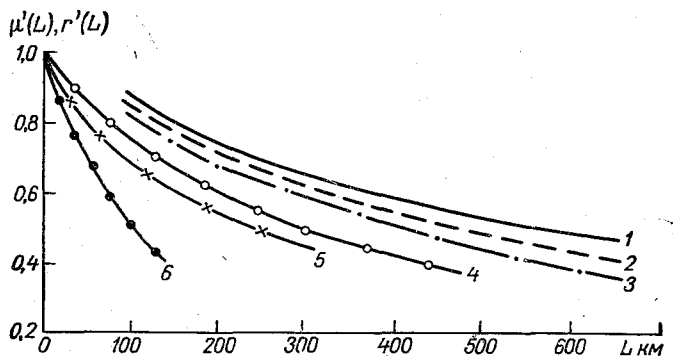


Рис. 2. Нормированные пространственные автокорреляционные функции месячных сумм осадков.

1 — фонные осадки зоны достаточного и умеренно неустойчивого увлажнения [11], 2 — точечные осадки зоны достаточного увлажнения [11], 3 — точечные осадки зоны умеренно неустойчивого увлажнения [11], 4 — точечные осадки Центральных областей [5], 5 — точечные осадки полигона района Валдая [5], 6 — точечные осадки полигона УкрНИГМИ [2].

для осадков с подобными характеристиками для других метеорологических элементов. Так, например, в [15] приводятся значения для полей температуры и геопотенциала над Североамериканским континентом на изобарической поверхности 500 мб; они составляют 0,01—0,02 и 0,05—0,09 соответственно.

Теперь интересно сравнить теоретические функции, поскольку они лучше, чем эмпирические, удовлетворяют условиям однородности и изотропности поля [14]. Первые из названных $r'(L)$ и $\mu'(L)$ определяются нормированием вторых на их начальные значения, т. е. из следующих выражений:

$$r'(L) = \frac{r(L)}{r(0)}, \quad (6)$$

$$\mu'(L) = \frac{\mu(L)}{\mu(0)}, \quad (7)$$

где $r'(L)$ и $\mu'(L)$ — теоретические значения функций точечных и фонных осадков, остальные обозначения те же, что и прежде.

Значения теоретических функций (для некоторых из рассмотренных выше эмпирических функций, помещенных на рис. 1) представлены на рис. 2. Сразу же виден ряд несообразностей, впрочем

не подтверждающихся при дальнейшем анализе. Прежде всего, кажется странным, что при всех значениях аргумента L как функциям фоновых, так и точечных осадков зон увлажнения [11] (кривые 1—3) соответствуют более высокие коэффициенты корреляции не только по сравнению с точечными данными полигона УкрНИГМИ [2] (кривая 6), но даже и района Валдая [5] (кривая 5). Для территории Украины, характеризующейся наибольшей (из всех сравниваемых районов) сухостью климата и пространственно-временной изменчивостью осадков, отмеченное соотношение является естественным. В то же время для района Валдая оно кажется противоречащим закономерному изменению климата в сторону значительного увлажнения и увеличения пространственных связей осадков.

Далее выявляется еще одно интересное обстоятельство. При сопоставлении функции района Центральных областей (кривая 4) с уже ранее рассмотренными функциями (кривые 1—3, 5, 6) оказывается, что коэффициенты корреляции первой из них и функции фоновых осадков (кривая 1) наиболее близки между собой. Сопоставление основных характеристик исходного материала (S , s , L_{\min}) названных функций уже производилось выше. Они наиболее близки между собой для двух последних функций. То же самое относится и к основным параметрам этих функций. Таким образом, можно определенно утверждать, что на поведение не только эмпирических, но и теоретических функций влияет не столько географическое положение района и особенности его режима увлажнения, сколько величина площади S , с которой собраны данные, и плотность сети наблюдений s в пределах этой площади.

Рассмотренные материалы дают хорошее доказательство утверждению о том, что характер статистических закономерностей, выявленных при построении корреляционных функций для ограниченных территорий, нельзя распространять на большие площади и наоборот. При этом очень важно знать, возможно ли распространение гипотезы об однородности и изотропности поля на целые зоны увлажнения или их значительные части. На настоящей стадии исследования такая проверка выполнялась частично. Использовались результаты оценки возможности объединения разных месяцев в одну совокупность, которая производилась по критерию дисперсионного отношения Фишера [18].

$$F = \frac{S_1^2}{S_2^2}. \quad (8)$$

Районы, оказавшиеся нерепрезентативными для этой цели, считались также несоответствующими условию однородности и изотропности и из последующего анализа исключались.

Приведем еще некоторые примеры, выявляющие присущую полю осадков разномасштабность. Одним из них является принципиальная возможность расчерчивания мелкомасштабных карт осадков с редкой сетью наблюдений. Другой пример находим

в одной из работ Дроздова [10], в которой обнаружена связь осадков (сильно осредненных по пространству) с широтными градиентами температуры (которые можно рассматривать как один из показателей интенсивности атмосферной циркуляции); она прослеживается от арктических широт до экваториальных. В то же время хорошо известны пессимистичные утверждения об окончательном обрыве без последующего восстановления пространственных связей между месячными суммами летних осадков, основанные на трактовке этих связей, полученных по данным для ограниченных территорий. Так, в одной из ранних работ того же автора [9] для Московской и Горьковской областей приводятся коэффициенты корреляции осадков за июль — август в зависимости от расстояния ρ (табл. 2).

Таблица 2

ρ км	0	25	50	100	200
r	0,97	0,74	0,66	0,46	0,29

Еще более низкие значения корреляции для июня приводятся в работе М. П. Козлова, Н. А. Зыкова [17] (табл. 3).

Таблица 3

ρ км	6	17	26	56	94
r	0,89	0,76	0,56	0,44	0,31

Теперь обратимся непосредственно к задаче настоящей работы. В разработках Кагана [13] показано, что точность среднего для заданной площади значения метеорологического элемента может быть определена теоретически, если известна его корреляционная функция. Эмпирически среднее для района значение элемента \bar{f} можно найти как простое¹ среднее арифметическое из наблюдений заданного числа станций n

$$\bar{f} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n f(x_i, y_i). \quad (9)$$

Полученное таким образом значение будет отличаться от истинной средней f_0 , вычисленной из бесконечно большого числа станций,

$$f_0 = \frac{1}{S} \iint_S f(x, y) dx dy, \quad (10)$$

где S — площадь района, даже в том случае, если бы измерения производились абсолютно точно. Погрешность эмпирической

¹ При условии равномерности размещения пунктов наблюдений.

средней P определяется как средняя разность между средними, найденными двумя способами из выражений (9) и (10),

$$P = \sqrt{|f - f_0|^2}. \quad (11)$$

В случае, если поле исследуемого метеорологического элемента однородно и изотропно и его пространственная статистическая структура описывается экспоненциальным законом, а вся исследуемая территория разбита на равновеликие квадраты со стороной l , в геометрических центрах которых имеется по одному пункту наблюдений, полная средняя квадратическая погрешность определяется, по Кагану [14], формулой

$$p(S, 1) = \sqrt{\frac{1 - r(0)}{r(0)} \sigma'^2 + 0,23 \sigma'^2 \frac{\sqrt{S}}{l_0}}, \quad (12)$$

где σ'^2 — временная дисперсия элемента $\sqrt{S} = l$ (l — сторона квадрата).

Физический смысл и способ определения величин $r(0)$, l_0 в зависимости от поставленной задачи были рассмотрены выше.

Не останавливаясь здесь на исследовании выражения (12), отметим только, что первый член подкоренного выражения описывает вклад в случайную погрешность средней $p(s, 1)$ ошибок измерений, вызываемых разными причинами, второй член — естественной изменчивостью.

Если на территории данного района размещено некоторое количество станций n , тогда погрешность средней определяется формулой

$$P(S, n) = \frac{p(S, 1)}{\sqrt{n}}, \quad (13)$$

где n — число станций.

Выражения (12), (13) позволяют вычислить абсолютную погрешность фоновых и точечных осадков. Из сказанного выше ясно, что при необходимости оценить погрешности характеристик осадков, относящихся к большим площадям, необходимо в качестве параметров $r(0)$, $\mu(0)$ и l_0 принять их значения для соответствующих функций. Плотность сети для фоновых осадков всюду принималась постоянной и равной $s = 5000 \text{ км}^2$, для точечных осадков она принималась переменной (для любой площади бралась одна станция).

Для большей сопоставимости полученных оценок были также вычислены их относительные значения (в процентах) для точечных осадков

$$E_T = \frac{p(S, 1)}{\bar{f}} \quad (14)$$

и фоновых осадков

$$E_\Phi = \frac{E_T}{\sqrt{n}}. \quad (15)$$

На рис. 3 показана зависимость относительной средней квадратической погрешности фоновых осадков от площади при постоянной плотности сети и точечных осадков — в зависимости от плотности сети и площади. На графике хорошо видно, что средняя погрешность точечных осадков велика даже для сравнительно малых площадей и несколько возрастает с увеличением площади. В зоне

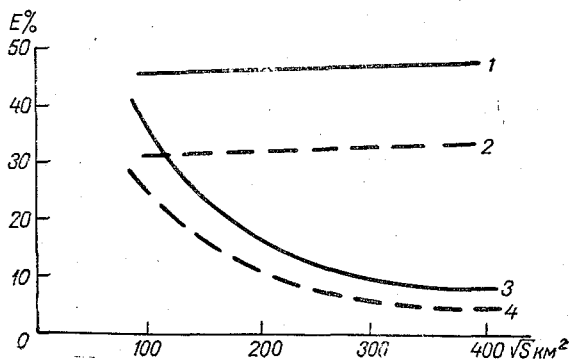


Рис. 3. Зависимость относительной средней квадратической погрешности (E) осреднения месячных сумм осадков [11] по площади района S от длины стороны квадрата l.

1, 2 — точечные осадки для сети наблюдений с переменной плотностью s; 3, 4 — фоновые осадки для сети наблюдений с постоянной плотностью $s=5000$ км²; 1, 3 — зона достаточного увлажнения; 2, 4 — зона умеренно неустойчивого увлажнения.

достаточного увлажнения она равна 32—35%, а в зоне неустойчивого увлажнения — 42—45%. Для фоновых же осадков, отнесенных к тем же площадям, указанные погрешности значительно меньше. Так, для районов, наиболее характерных по своей величине, т. е. с площадью 40—50 тыс. км², они менее 5% в зоне достаточного увлажнения и менее 10% в зоне неустойчивого увлажнения.

Сопоставление погрешностей тех и других характеристик месячных сумм осадков для равновеликих площадей говорит о том, что данные единичных станций показательны, репрезентативны для окружающей территории только в том случае, когда ее площадь значительно меньше 10 тыс. км². Можно, правда, возразить, что на очень большие площади нет надобности распространять значения отдельных станций. Однако известно, что в некоторых методиках прогноза осадков используются данные очень редкой сети, при этом влияние плотности сети на качество исходных данных и в свою очередь на надежность прогноза никак не учитывается. Так например, в работе [19] на ЕТС используется всего 22 станции.

Теперь установим границы применимости полученных погрешностей. Прежде всего, нельзя забывать о том, что они, это следует из способа их определения, описывают только случайные ошибки.

Определение систематических ошибок требует другого метода. Далее следует иметь в виду, что, во-первых, они вполне справедливы в том случае, если ежегодные месячные суммы осадков выражены в отношениях от нормы, а во-вторых, они являются максимально возможными для летних осадков, поскольку для их определения использованы корреляционные функции центральных летних месяцев, когда пространственно-временная изменчивость осадков наибольшая. Еще необходимо подчеркнуть, что для районов с резко недостаточным увлажнением и тем более для сухой зоны, безусловно, можно ожидать более высоких значений погрешностей.

Обратим внимание еще на одно ограничение. В одной из работ Кагана [14] показано, что теоретические оценки точности средних для площадей значений без учета неравномерности сети оказываются заниженными. Однако, как следует из специально выполненных автором расчетов, количественное влияние этого фактора на точность фоновых осадков при той неравномерности сети, которая имеет место в действительности на территории большего числа районов, оказывается несущественным. Более подробно этот вопрос будет рассмотрен особо в следующей работе автора.

Некоторые особенности эмпирических оценок случайных погрешностей рассматривались выше. Здесь только подчеркнем, что их достоинством является независимость от всякого рода допущений. Вопрос согласования теоретических и эмпирических ошибок исследован пока мало. Он также будет предметом дальнейших разработок автора. Очень часто в качестве меры пространственной изменчивости осадков, а также показателя их точности употребляется вероятная относительная ошибка линейной интерполяции. Ее среднее значение $\pm f(\rho)\%$ (для многолетних средних) в функции расстояния ρ для летних осадков Центральных областей по данным Дроздова [9] приводится в табл. 4.

Таблица 4

ρ км	0 25 50 100 200
$\pm f(\rho)\%$	8 17 18 26 27

Для юго-восточных районов, с наибольшей пространственно-временной изменчивостью осадков, она в 1,5—2, а для отдельных ежегодных значений в 3—4 раза больше указанных, т. е. точность интерполяции осадков оказывается совершенно неприемлемой для очень многих практических задач. Очень важно, что, как показали специальные расчеты [14], погрешность средней на площади в большинстве случаев оказывается существенно меньше.

Покажем преимущество фоновых осадков перед точечными еще на нескольких примерах. На рис. 4 представлена карта изокоррелят фоновых осадков Сумской обл. с 88 другими районами, т. е. на площади более 4 млн. км². На графике хорошо видно, как высокая положительная пространственная связь осадков в районе Сум

постепенно убывает на восток, на меридиане Центрального Урала достигает нуля и постепенно на территории Казахстана заменяется отрицательной. Этот рисунок четко выявляет количественные соотношения между осадками ЕТС и Казахстана, давно известные в метеорологии, пожалуй больше из качественных соображений как оппозиционные [1].

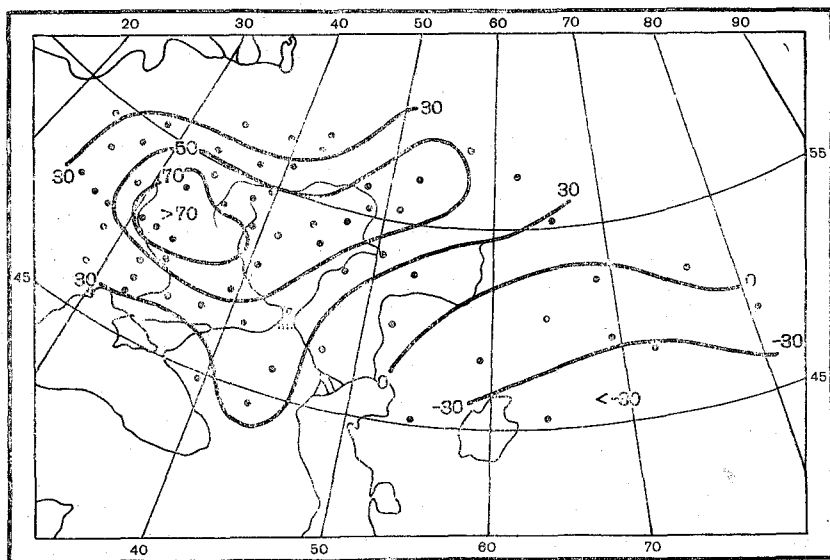


Рис. 4. Изокореляты фоновых осадков Сумской обл. Май 1946—1967 гг.

При использовании точечных осадков картирование пространственных корреляционных связей даже на сравнительно малых площадях практически неосуществимо. Так, например, построить по точечным данным карту, аналогичную представленной на рис. 4, не удастся, поскольку почти для половины районов коэффициенты корреляции оказываются незначимыми даже при 10%-ном уровне значимости. Для определения значимости коэффициента корреляции рассчитывался критерий t , который в данном случае равен [18]

$$t = \frac{r}{\sqrt{1-r^2}} \sqrt{n-2} \quad (16)$$

с числом степеней свободы $\nu = n - 2$, где r — коэффициент корреляции, n — число наблюдений.

Если величина t , определенная по формуле (16), превосходит теоретическое (табличное) значение t при соответствующем уровне вероятности, то коэффициент корреляции оказывается значимым.

Далее автором в [11] были рассчитаны для всех районов отношения q дисперсий фоновых σ_s^2 и точечных σ_0^2 осадков

$$q = \frac{\sigma_s^2}{\sigma_0^2}. \quad (17)$$

Значения q , средние для зон увлажнения, приведены в табл. 5. В пределах каждой зоны это отношение меньше единицы и убывает от апреля к июлю с возрастанием доли ливневых дождей в общей сумме осадков. Более того, в отдельных районах

Таблица 5

Зона	IV		V		VI		VII	
	а	б	а	б	а	б	а	б
Достаточного увлажнения	0,78	6	0,73	9	0,68	21	0,59	23
Умеренно неустойчивого увлажнения	0,70	10	0,70	40	0,62	48	0,52	49

Примечание. а — среднее отношение дисперсий фоновых и точечных осадков, б — вероятность (%) неслучайности при 2%-ном уровне значимости различий между фоновыми и точечными осадками.

(а в зоне умеренно неустойчивого увлажнения в центральные летние месяцы в каждом втором районе), как показал специальный анализ, фоновые и точечные осадки принадлежат к разным статистическим совокупностям. В той же табл. 5 приводится вероятность неслучайности (при 2%-ном уровне значимости) различий между фоновыми и точечными осадками одноименных районов, установленная по критерию Фишера [18]. В зоне неустойчивого увлажнения она значительно больше, чем в зоне достаточного увлажнения, и возрастает от апреля к июлю.

Приведенные автором оценки, помимо их основного назначения — ответ на вопрос, поставленный в данной работе, могут быть также полезны для уточнения требований по размещению осадкомерной сети.

В заключение автор выражает признательность О. А. Дроздову и А. И. Полищук за ценные советы, полученные при обсуждении материалов статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агафонова С. М. О взаимосвязи засушливых периодов.—Тр. ЛГМИ, 1960, вып. 9.
2. Буйков М. В. и др. Корреляционные функции сумм осадков и ошибки при измерении слоя летних осадков по данным осадкомерной сети экспериментального метеорологического полигона.—Тр. УкрНИГМИ, 1967, вып. 67.
3. Голубев В. С., Зотимов Н. В., Зыков Н. А. Некоторые результаты исследований жидких осадков в районе Валдайской возвышенности.—Тр. ГГИ, 1965, вып. 123.

4. Гущина М. В., Каган Р. Л. О статистической структуре поля осадков.—Тр. ГГО, 1966, вып. 191.
5. Гущина М. В., Каган Р. Л., Полищук А. И. О точности определения среднего слоя осадков на площади.—Тр. ГГО, 1967, вып. 208.
6. Дроздов О. А. Метод построения сети метеорологических станций в равнинной местности.—Тр. ГГО, 1936, вып. 12.
7. Дроздов О. А., Шепелевский А. А. Теория интерполяции в стохастическом поле метеорологических элементов и ее применение к вопросам метеорологических карт и рационализации сети.—Тр. НИУ ГУГМС. Сер. 1, 1946, вып. 13.
8. Дроздов О. А. О некоторых особенностях полей метеорологических элементов.—Тр. ГГО, 1950, вып. 19(81).
9. Дроздов О. А. О принципах рационализации сети метеорологических станций.—Тр. ГГО, 1965, вып. 123.
10. Дроздов О. А. Общая циркуляция и влагооборот. Результаты исследований по международным геофизическим проектам.—Метеорологические исследования, № 16. М., «Наука», 1968.
11. Ефремова Н. И. О пространственной статистической структуре атмосферных осадков, осредненных по большим площадям.—Тр. ГГО, 1970, вып. 258.
12. Ефремова Н. И. О структуре месячных сумм осадков в степях юго-востока Европейской территории СССР.—Тр. ГГО, 1965, вып. 181.
13. Каган Р. Л. О точности определения средней на площади по данным точечных измерений.—Тр. ГГО, 1965, вып. 175.
14. Каган Р. Л. К оценке репрезентативности осадкомерных данных.—Тр. ГГО, 1968, вып. 191.
15. Каган Р. Л., Лугина К. М. Статистическая структура аномалий аэрологических полей над Североамериканским континентом.—Тр. ГГО, 1968, вып. 228.
16. Климатический атлас Нижнего Поволжья. Часть 1. Саратов, 1923.
17. Козлов М. П., Зыков Н. А. О точности вычислений и изменчивости средних величин летних осадков на заданной площади.—Тр. ГГИ, 1954, вып. 46(100).
18. Митропольский А. К. Техника статистических вычислений. М., Физматгиз, 1961.
19. Педь Д. А. Методика прогноза месячного количества осадков.—Труды ЦИП, 1966, вып. 147.
20. Хейфец Я. М. Влияние точности представления начальных данных на качество прогноза по методу Е. А. Блиновой.—Тр. ЦИП, 1949, вып. 15.
21. Юдин М. И. О принципиальных вопросах физико-статистической методики долгосрочных прогнозов погоды большой заблаговременности.—Тр. ГГО, 1968, вып. 201.

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ РАСЧЕТА КОЭФФИЦИЕНТА МАКРОТУРБУЛЕНТНОГО ОБМЕНА ПО ТУРБУЛЕНТНОМУ ПОТОКУ ТЕПЛА И ГРАДИЕНТУ ТЕМПЕРАТУРЫ

К настоящему времени еще нет общепринятых прямых способов определения коэффициента макротурбулентного обмена K , как это следует из обзоров способов определения K [9, 15, 18].

Важность определения K признается многими исследователями. В стационарных задачах о распределении температуры в земной атмосфере [1, 13, 14], помимо распределения источников и стоков тепла, должны быть заданы коэффициенты турбулентного обмена K и интенсивность меридионального макротурбулентного переноса тепла. Оценка реальных величин K применительно к переносу тепла в атмосфере представляет интерес как при постановке опытов по экспериментальному моделированию атмосферных процессов [11 и др.], так и в численных экспериментах по общей циркуляции и теории климата [16]. Сведения о величинах K могут быть полезны также для приближенной оценки макротурбулентных переносов тепла, когда имеются данные лишь о среднем поле температуры [7] и т. д.

Из-за отсутствия прямых, надежных способов отыскания K в последнее время все большее число исследователей определяют K по горизонтальному макротурбулентному потоку тепла $\bar{q}_{\text{мт}}^t$, вычисленному по структурным формулам, и градиенту средней температуры $\text{grad } \bar{T}^t = -\frac{\partial \bar{T}^t}{\partial n} \mathbf{n}$ [4--6, 12 и др.]. При этом исходят обычно из уравнения турбулентной теплопроводности

$$\bar{q}_{\text{мт}} = c_p \rho K \text{grad } T, \quad (1)$$

предполагая, что существует аналогия между процессами молекулярной теплопроводности и макродиффузии в атмосфере. При написании (1) предполагается, что давление воздуха по горизонтали изменяется очень медленно.

Определение K из (1) по $\text{grad } T$, когда $\bar{q}_{\text{мт}}^t$ вычисляется по структурным формулам ($c_p \bar{\rho}^t T' V'$) [4], обусловлено некоторыми

особенностями, имеющими большое принципиальное значение. Общее рассмотрение этого вопроса было осуществлено О. А. Дроздовым [8, 9]. Эти идеи мы попытались распространить на расчеты K по данным о горизонтальных макротурбулентных потоках тепла [4, 5].

Поскольку физически макротурбулентный поток тепла $q_{\text{мт}}$ мгновенно не определяется [8], то фактически при определении K вместо формулы (1) пользуются иной

$$K_{\text{э}} = \frac{\overline{q_{\text{мт}}^t}}{c_p \overline{\rho}^t \text{grad } \overline{T}^t}. \quad (2)$$

Здесь черта сверху с индексом t служит знаком осреднения по времени. Потоки тепла $\overline{q_{\text{мт}}^t}$ определяются обычно как средние за месяц [4—6, 12], в течение которого входящие в формулу (1) величины не сохраняют своего постоянства (флуктуируют). Применяя временное осреднение к формуле (1) и пренебрегая временными пульсациями плотности воздуха ρ' [4, 6, 12, 18], находим \overline{K}^t

$$\overline{K}^t = \frac{\overline{q_{\text{мт}}^t}}{c_p \overline{\rho}^t \text{grad } \overline{T}^t} - \frac{K' \text{grad } T'}{\text{grad } \overline{T}^t}. \quad (3)$$

Здесь K' , $\text{grad } T'$ — отклонения (временные пульсации) соответствующих величин от средних \overline{K}^t , $\text{grad } \overline{T}^t$.

Сравнение формул (3) и (2) показывает, что определяемое из формулы (2) значение $K_{\text{э}}$ не совпадает со средним за месяц \overline{K}^t , если между K и $\text{grad } T$ существует временная корреляция. Так что для широтного (зонального) (x) значения коэффициента макротурбулентности $K_{\text{э}, x}$, в частности, можно записать

$$K_{\text{э}, x} = \overline{K}_x^t + \frac{1}{\overline{\text{grad } T}^t} r\left(K_x, \frac{\partial T}{\partial x}\right) \sigma(K_x) \sigma\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right). \quad (4)$$

Здесь $r\left(K_x, \frac{\partial T}{\partial x}\right)$ — коэффициент линейной корреляции (по времени) между K_x и широтной слагающей градиента температуры $\frac{\partial T}{\partial x}$; $\sigma(K_x)$ и $\sigma\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)$ — средние квадратические отклонения соответствующих величин.

Таким образом, из формулы (2) мы имеем такое $K_{\text{э}} \neq \overline{K}^t$, которое при подстановке в ту же формулу (2) вместе с $\text{grad } \overline{T}^t$ дает правильную величину потока тепла $q_{\text{мт}}$, т. е. $K_{\text{э}}$ в формуле (2) имеет смысл эффективного (э) коэффициента макротурбулентности [9].

Аналогичным образом вычисляются интегральные величины эффективного коэффициента макротурбулентного теплообмена $K_{\text{э}}^{(p)}$

по значениям интегрального в слое 1000—500 мб горизонтального макротурбулентного потока тепла $\overline{Q}_{\text{MT}}^t$ [5] и градиента средней для данного слоя температуры

$$K_{\text{э}}^{(p)} = \frac{\overline{Q}_{\text{MT}}^t}{c_p \Delta m \text{ grad } \overline{T}^p}. \quad (5)$$

Здесь $\Delta m = \frac{\Delta p}{g}$ — масса воздуха в слое 1000—500 мб.

Интегрируя формулу (1) с помощью основного уравнения статки в барометрическом слое p_0 — p_z , а затем осредняя по времени t результат интегрирования, определяем средний (интегральный) в слое коэффициент макротурбулентности \overline{K}^p

$$\overline{K}^p = \frac{1}{\text{grad } \overline{T}^p} \left[\frac{\overline{Q}_{\text{MT}}^t}{c_p \Delta m} - \overline{K}^p \text{ grad } \overline{T}^p - \overline{K}' \text{ grad } \overline{T}'^p \right], \quad (6)$$

так что для широтного (x) значения коэффициента макротурбулентности $K_{\text{э},x}^{(p)}$ можно записать

$$K_{\text{э},x}^{(p)} = \overline{K}_x^p + \frac{1}{\frac{\partial \overline{T}^p}{\partial x}} \left[r \left(\overline{K}_x^p, \frac{\partial \overline{T}^p}{\partial x} \right) \sigma \left(\overline{K}_x^p \right) \sigma \left(\frac{\partial \overline{T}^p}{\partial x} \right) + r^{(p)} \left(K_x, \frac{\partial T}{\partial x} \right) \sigma^{(p)}(K_x) \sigma^{(p)} \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right) \right]. \quad (7)$$

В формулах (6) и (7) приняты следующие обозначения: вторая черта сверху с индексом p над символами служит знаком осреднения по высоте (давлению); $r^{(p)} \left(K_x, \frac{\partial T}{\partial x} \right)$, $\sigma^{(p)}(K_x)$, $\sigma^{(p)} \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)$ — коэффициент пространственной (по вертикали) корреляции и средние квадратические отклонения для соответствующих величин.

Из формул (5) и (6) следует, что несовпадение $K_{\text{э}}^{(p)}$ и \overline{K}^p определяется двумя факторами: 1) временной корреляцией средних в слое \overline{K}^p и $\text{grad } \overline{T}^p$ и 2) осредненной по времени пространственной корреляцией между вертикальными профилями K и $\text{grad } T$ в рассматриваемом слое.

Для установившегося процесса обмена [$\sigma(K_x) = \sigma(K_y) = \sigma(K) = 0$], как следует из формул (3) и (4), $K_{\text{э},x} = \overline{K}_x^t$, $K_{\text{э},y} = \overline{K}_y^t$, $K_{\text{э}} = \overline{K}^t$. В то же время из формул (5) — (7) можно видеть, что условие $K_{\text{э}}^{(p)} = \overline{K}^p$ будет выполняться, если интенсивность обмена (K) принять постоянной не только во времени (t), но и по высоте (p).

Учитывая, что направления макротурбулентных потоков тепла и горизонтальных градиентов средней температуры в общем случае не совпадают [4, 5, 17, 20], производные от средней температуры $\overline{T}^t \left(\overline{T}^p \right)$ в знаменателях формул (2) и (5) могут быть вычислены как в направлении нормали к средним изотермам (\mathbf{n}), так и в направлении (\mathbf{s}), совпадающем с направлением потока тепла $\overline{\mathbf{Q}}_{\text{MT}}^t$

$$K'_9 = \frac{\overline{\mathbf{Q}}_{\text{MT}}^t}{c_p \overline{\rho}^t \text{grad}_s \overline{T}^t}, \quad (8)$$

$$K_9^{(p)'} = \frac{\overline{\mathbf{Q}}_{\text{MT}}^t}{c_p \Delta m \text{grad}_s \overline{T}^p}. \quad (9)$$

Коэффициенты K'_9 и $K_9^{(p)'}$ в (8) и (9) по-прежнему имеют смысл эффективных. Полагая в первом приближении распределение по горизонтали средней температуры линейным, между K_9 и K'_9 , $K_9^{(p)}$ и $K_9^{(p)'}$ устанавливается связь:

$$K'_9 = \frac{1}{\cos \alpha} K_9, \quad (10)$$

$$K_9^{(p)'} = \frac{1}{\cos \alpha} K_9^{(p)}, \quad (11)$$

что и следует из (8) и (9), если положить, что $\frac{\partial \overline{T}^t}{\partial s} = \cos \alpha \frac{\partial \overline{T}^t}{\partial n}$.

Здесь α — угол, образованный направлениями потока тепла $\overline{\mathbf{Q}}_{\text{MT}}^t$ и градиента средней температуры.

Из (10), (11) следует, что при малых углах α величины K_9 и K'_9 , $K_9^{(p)}$ и $K_9^{(p)'}$ мало чем отличаются, и лишь при больших α эти различия могут иметь существенное значение. По данным [4, 5, 17], в подавляющем большинстве $0^\circ \leq \alpha < 90^\circ$, так что $K'_9 \geq K_9$, $K_9^{(p)'} \geq K_9^{(p)}$.

Из качественно физических соображений K'_9 и $K_9^{(p)'}$ в виде (8) и (9) наиболее правильно характеризуют интенсивность макротурбулентного обмена. Именно формулы (8) и (9) использовались для вычисления K'_9 [4] и $K_9^{(p)'}$ [5].

При расчетах K_9 и $K_9^{(p)'}$ градиенты средней температуры практически определялись в виде центральных разностей $-\frac{\Delta \overline{T}^t}{\Delta s}$.

О. А. Дроздовым [7, 8] показано, что рациональный выбор Δs зависит от характерных размеров подвижных барических вихрей; при расчетах K_9 для влаги [9] рекомендуется размер Δs порядка 1000—1500 км. А. С. Монин [12] и Г. В. Груза [6] определяли зональные значения $K_9^{(p)'}$ для тепла, используя шаг Δs_y по меридианам.

иану при оценке меридионального градиента геопотенциала H_{1000}^{050} , авный 10° широты (~ 1000 км). Следуя этим данным, в наших асчетах K'_s [4] и $K_s^{(p)'} [5]$ шаг Δs при определении $\frac{\Delta \bar{T}^t}{\Delta s}$ всюду ыл принят 1000 км.

Расчеты интегральных в слое 1000—500 мб величин $K_s^{(p)'}$ произ- одились [5] с использованием рабочей формулы, вытекающей з (9),

$$K_s^{(p)'} = -1,67 \cdot 10^6 \frac{\bar{Q}_{MT}^t}{\delta H_{1000s}^{500t}} \text{ см}^2/\text{сек.} \quad (12)$$

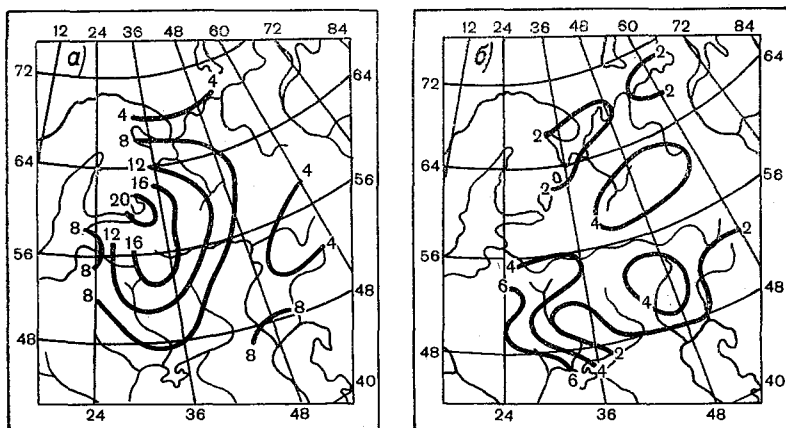


Рис. 1. Значения интегрального эффективного коэффициента макротурбулентного теплообмена $K_s^{(p)'}$ (10^{10} см²/сек.) в слое 1000—500 мб.

а — январь 1961 г, б — январь 1959 г.

Здесь \bar{Q}_{MT}^t задано в кал/см·сек., приращение геопотенциала H_{1000}^{500} (гп. дкм) определяется в направлении \bar{Q}_{MT}^t на расстоянии 1000 км.

Расчеты $K_s^{(p)'}$ в дальнейшем были произведены для Европейской территории СССР (ЕТС) для всех центральных месяцев сезонов (I, IV, VII, X) за период 1958—1961 гг.

При интерпретации $K_s, K'_s, K_s^{(p)}, K_s^{(p)'}$ следует учитывать условный характер этих коэффициентов, что не исключает важности их определения, о чем уже отмечалось. Условность K_s происходит, прежде всего, из формального перенесения аналогии процессов молекулярной теплопроводности на процессы макродиффузии в атмосфере.

Заслуживают также внимания соображения Т. В. Бончковской, Е. Н. Климовой, М. И. Мишиной [2, 3, 11] о том, что формирование поля средней температуры в атмосфере происходит под влиянием переносов тепла, осуществляемых не только макродиффузией, но и путем горизонтального адвективного и вертикального переносов тепла. Следовательно, коэффициенты K_s , $K_s^{(p)}$ определяемые из формул (2), (5) и др., т. е. по полю средней температуры «без выделения вертикального обмена и адвекции» [3], условны, хотя они дают некоторую характеристику интенсивности обмена

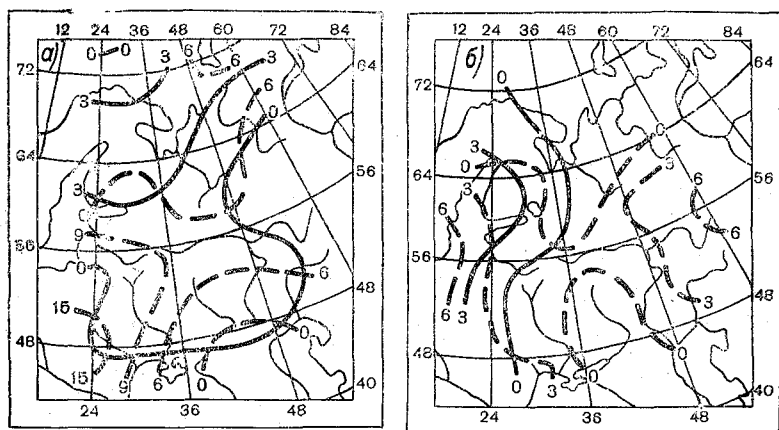


Рис. 2. Повторяемость (%) центров циклонов с давлением в центре ≤ 975 мб (1) и антициклонов с давлением в центре ≥ 1035 мб (2).
а — январь 1961 г., б — январь 1959 г.

но не только горизонтального. Сказанное в особенности относится к величинам K_s , $K_s^{(p)}$.

Полученные нами величины K_s' и $K_s^{(p)'}$ имеют всюду порядок 10^{10} см²/сек. [4, 5], что находится в соответствии с числовыми оценками этих же величин других авторов [6, 9, 10, 12, 19].

Коэффициенты макротурбулентного теплообмена K_s' , $K_s^{(p)'}$ являются объективным показателем интенсивности циклонической и антициклонической деятельности [6]. Иллюстрацией этому могут служить данные рис. 1, на котором показано распределение по ЕТС $K_s^{(p)'}$ в январе 1961 г. и в январе 1959 г. Январь 1961 г. был примечателен тем, что в указанный период циклоническая деятельность достигала максимальной интенсивности за весь зимний период 1958—1961 гг.; в то же время в январе 1959 г. циклоническая деятельность по сравнению с январями 1958, 1960 и 1961 гг. была наименее активной (рис. 2).

ЛИТЕРАТУРА

1. Блинова Е. Н. К вопросу о среднегодовом распределении температуры в земной атмосфере с учетом материков и океанов.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1947, т. 11, № 1.
2. Бончковская Т. В. Коэффициенты горизонтального теплообмена в атмосфере в поле взаимодействия источников и стоков тепла простейшего вида.— В кн.: «Исследования теплообмена в атмосфере». М., «Наука», 1964.
3. Бончковская Т. В., Климова Е. Н. Некоторые характеристики общей циркуляции и теплообмена в атмосфере.— Тр. ИПГ, 1967, вып. 3.
4. Верещагин М. А. О пространственном и временном распределении горизонтальных макротурбулентных потоков тепла.— Геогр. сб. (Казанск. гос. ун-т), 1967, вып. 3.
5. Верещагин М. А. Сезонные особенности горизонтального макротурбулентного теплообмена и некоторые циркуляционные факторы над Европейской частью СССР.— В кн.: «Вопросы синоптической и региональной климатологии». Казань, 1968.
6. Груза Г. В. Макротурбулентность в общей циркуляции атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1961.
7. Дроздов О. А. Коэффициент макродиффузии и его использование для приближенного расчета соотношения переносов турбулентным и средним движением в атмосфере.— Тр. ГГО, 1958, вып. 84.
8. Дроздов О. А. О некоторых вопросах турбулентной диффузии.— Тр. ГГО, 1962, вып. 133.
9. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере. Л., Гидрометеиздат, 1963.
10. Кароль И. Л. и др. Использование радиоактивных трассеров в исследованиях глобальных атмосферных процессов.— «Мет. и гидр.», 1970, № 4.
11. Мишина М. И. Предварительная оценка влияния орографии при моделировании простейших схем атмосферных процессов.— В кн.: «Исследования теплообмена в атмосфере». М., «Наука», 1964.
12. Монин А. С. О макротурбулентном обмене в земной атмосфере.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1956, № 4.
13. Ракипова Л. Р. Тепловой режим атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1957.
14. Ракипова Л. Р. Изменение зонального распределения температуры атмосферы в результате активных воздействий на климат.— В кн.: «Современные проблемы климатологии». Л., Гидрометеиздат, 1966.
15. Решетникова К. А. К вопросу о коэффициенте горизонтального обмена.— Тр. ГГО, 1955, вып. 55(117).
16. Теория климата. Под ред. Л. С. Гандина и др. Л., Гидрометеиздат, 1967.
17. Möller F. Ober horizontale Austausch Wärmeströme über Mitteleuropa und ihre Veränderung mit der Höhe. — Beitr. fr. Atmosph., 1935, Bd. 22/I, S. 46—63.
18. Möller F. Eine Berechnung des horizontalen Großaustausches über dem Atlantischen Ozean. — Arch. für Meteorol., Geoph., Bioklimat., s. A. Meteorol. und Geoph., 1950, Bd. 11, H. 1.
19. Nyberg A. Meridional heat transport on a part of the Northern Hemisphere in November 1947, July 1949, and February 1950. — Arch. für Meteorol., Geophys. und Bioklimat., s. A., Meteorol. und Geophys., 1954, Bd. 7, S. 99—113.
20. Priestley C. H. B. Heat transport and zonal stress between latitudes.— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1949, v. 75, No. 323, pp. 28—40.

О ЗНАЧЕНИИ СВЯЗНОСТИ МЕЖДУ ЧЛЕНАМИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО РЯДА ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ТОЧНОСТИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СРЕДНИХ

В последние 10—12 лет появился ряд работ, посвященных вопросу о длительности периода наблюдений, необходимой для вычисления устойчивых значений средних месячных температур воздуха. Повышенный интерес к этому вопросу был обусловлен тем, что Климатологическая комиссия Всемирной метеорологической организации (ВМО) рекомендовала использовать для климатологических работ в качестве основного период наблюдений 1931—1960 гг. Эта рекомендация была вызвана благим стремлением получить сравнимые результаты для основных климатических показателей в глобальном масштабе. Однако выбор именно этого периода ни по числу лет, ни конкретно (почему взяты именно эти годы) не был научно обоснован. Анализ показал, что период выбран неудачно, в особенности в связи с большим изменением климата, длящимся более полувека. В дискуссии, возникшей по поводу использования периода 1931—1960 гг., выводы отдельных авторов иногда противоречили друг другу. Здесь нет смысла останавливаться на этой дискуссии, поскольку посвященная ей литература хорошо известна; отметим только, что принципиальная сторона вопроса изложена в работе [4].

Практически в настоящее время вопрос о длительности основного периода осреднения разрешен следующим образом.

В ежемесячнике *Monthly climatic data for the world*, где для избранной сети станций публикуются значения нескольких метеорологических элементов и их отклонения от многолетней средней, средняя вычисляется за период 1931—1960 гг. Для указанного издания это допустимо, поскольку основной его целью является, по возможности, быстрая информация о более или менее сравнимых данных в планетарном масштабе. Особой точности при этом ожидать нельзя, так как в издании публикуются данные, полученные по радиосводкам.

Другой работой планетарного масштаба является составление Мирового климатического атласа по программе, утвержденной ЗМО. Эта работа выполняется в три этапа. Вначале составляются национальные атласы, наиболее точные и подробные, затем происходит объединение атласов стран, входящих в каждый из шести регионов: 1) Африка, 2) Азия, 3) Южная Америка, 4) Северная и Центральная Америка, 5) Юго-Запад Тихого океана, 6) Европа. На этой базе составляется Мировой климатический атлас.

Известно [3, 4, 6, 9], что 30-летний период осреднения в связи со значительным изменением климата явно недостаточен для получения устойчивых средних температур, по-видимому, во всей умеренной и полярной зоне. В Советском Союзе разность средних месячных температур за два 30-летия (1901—1930 и 1931—1960 гг.) зимой может превышать 2° и даже в период года, когда изменчивость температуры из года в год имеет наименьшие значения — конец лета и начало осени, разность температур за два 30-летия превышает 1° (Ленинград, Киев, Свердловск). Председатель рабочей группы Климатологической комиссии ВМО по составлению Климатического атласа, австрийский ученый Штейнхаузер, высказал мнение, что 30-летние средние температуры настолько неустойчивы, что могут служить скорее показателем колебаний климата, чем основой для составления климатических карт. Некоторые европейские страны, отличающиеся высокой культурой климатологических работ (например, Чехословакия, Германская Демократическая Республика), создали национальные климатические атласы на основе данных за длительные периоды наблюдений.

В 1965 г. на четвертой сессии Климатологической комиссии ВМО в «Руководство по климатологической практике» включена рекомендация, чтобы национальные климатические атласы создавались на основе, по возможности, наиболее длинных рядов наблюдений, для мировых же карт предполагалось оставить период 1931—1960 гг., учитывая, что главная задача этих карт — дать сравнимый в масштабе земного шара материал, хотя бы и не вполне точный (интервал между изотермами $2,5^{\circ}$). Осуществление такой рекомендации на практике нереально, так как никакая страна, создавшая национальный атлас на основе наблюдений за длинный ряд лет, не станет его переделывать, построив изолинии за период 1931—1960 гг. Действительно, при построении атласа для VI региона (Европа) были использованы национальные атласы за те периоды, для которых они построены, с указанием отличия средних месячных температур за эти периоды на избранных станциях от соответствующих данных для тех же станций за период 1931—1960 гг. Следует признать, что при создавшейся ситуации этот выход представляется наиболее разумным.

Однако вопросу о числе лет наблюдений, необходимых для получения устойчивых многолетних средних месячных температур, уделяется немало внимания и в настоящее время. Такое положение этого вопроса ввиду важности его решения с теоретической и практической точки зрения следовало бы приветствовать, если бы

посвященные ему работы были выполнены на достаточно высоком уровне. К сожалению, далеко не всегда это требование удовлетворяется, и полученные авторами выводы могут иногда вносить путаницу. Это и заставляет нас сделать некоторые замечания.

В работе [7] продолжительность периода осреднения рассчитана исходя из элементарной статистической формулы

$$\sigma_{\text{ср}} = \frac{\sigma}{\sqrt{n}},$$

где σ — среднее квадратическое отклонение ряда, $\sigma_{\text{ср}}$ — среднее отклонение среднего значения ряда за n лет.

Из этой формулы можно определить n

$$n = \frac{\sigma^2}{\sigma_{\text{ср}}^2}.$$

Возраст этого метода определения не менее 90 лет. Его использовал еще Вильд [1], а несколько позднее также Ханн. Вместо средних квадратических отклонений они положили в основу для определения n значения вероятных ошибок, что было вполне допустимо, поскольку распределение средних месячных температур в то время считалось близким к нормальному, а математическая статистика только начинала развиваться. К тому же в конце XIX века не было никаких оснований считать с тем изменением климата, какое обнаружилось в настоящем столетии. Но формула которой пользовалась Клебанер, так же как и формула, использованная Вильдом, справедливы только для ряда, члены которого независимы друг от друга. На основании многочисленных исследований, произведенных главным образом в XX веке, установлено, что метеорологические ряды являются связными рядами. Это видно из наличия так называемой метеорологической инерции между средними месячными температурами смежных месяцев, в существовании векового хода температуры, ритмов разной длины и т. д. При этих условиях формула для определения n приводит к ложным выводам. Для иллюстрации сказанного приведем следующие примеры.

1. Прежде всего проанализируем пример, приведенный в работе [7]. По мнению автора, в Верхнеимбатском достаточно 30 лет, чтобы средняя температура января была определена с точностью до $0,5^\circ$. Но для Верхнеимбатского $\sigma = 4,7^\circ$, а следовательно по формуле расчета, предлагаемой автором, чтобы достигнуть точности $0,5^\circ$, нужно иметь период длительностью около 88 лет. Откуда же это противоречие? Оно объясняется связностью рядов температуры, а в данном случае в добавление к этому рассматриваются не два отдельных 30-летия, а 30-летие, которое целиком входит в 60-летие. Насколько фактически может различаться в этом районе температура января за два 30-летия, видно из следующего примера. В Туруханске, расположенном так же, как и Верхнеимбатское, на Енисее, средняя температура января за

период 1901—1930 гг. равна $-27,7^\circ$, за период 1937—1966 гг. она оставляет $-25,2^\circ$.

2. Средняя квадратическая ошибка σ на основании наблюдений за 80 лет в Ленинграде для января составляет $3,5^\circ$. По расчету для бесвязного ряда, чтобы получить $\sigma_{\text{ср}}$ с точностью $0,5^\circ$, необходимо иметь ряд длительностью в 49 лет. Так как наблюдения ведутся в Ленинграде уже более чем 200 лет, сопоставим фактические средние месячные температуры января за отдельные 50-летия.

Периоды, годы	Средние температуры января, $^\circ\text{C}$
1765—1814	-10,5
1815—1864	-8,8
1865—1914	-7,9
1915—1964	-7,5

Как видно из этой таблицы, средние месячные температуры января в Ленинграде, вычисленные за различные 50-летия, могут отличаться друг от друга на 3° .

3. Гонолулу (Гавайские острова). $\sigma=0,66$. По формуле для бесвязного ряда наблюдения за 2 года должны с избытком обеспечить точность $0,5^\circ$. Фактически разность температур января за разные годы достигает $3,5^\circ$, а разность температур средних за 2 года может быть $2,9^\circ$.

4. Фуншал (о. Мадейра). $\sigma=0,83$. По формуле для обеспечения точности $0,5^\circ$ достаточно наблюдений за 3 года. Фактически даже 5-летние средние температуры января могут различаться на $2,2^\circ$.

5. Кейптаун (Южная Африка). $\sigma=0,9^\circ$. Для бесвязного ряда точность $0,5^\circ$ обеспечивается наблюдениями за 3 года. В связи с наличием векового хода температуры разности 10-летних средних январских температур за разные десятилетия достигают $1,8^\circ$.

На основании изложенного выше приходим к следующим выводам.

В том случае, когда ряды средних месячных температур имеют вековой ход, определение длительности периода, достаточного для получения многолетних средних температур с заданной точностью, произведенное по формуле для бесвязного ряда, может привести к грубым ошибкам.

В связи с этим нельзя пользоваться и картой, построенной для определения длительности такого периода. Качество карты ухудшает и то обстоятельство, что вычисление длительности периода основывается на значениях σ , снятых с карты, опубликованной в работе [2].

Изолинии σ в этой работе проведены на основе интерполяции по редкой географической сетке. Во всяком случае сопоставление

хода этих изолиний с аналогичной картой, составленной нами [10], показывает, что на ней не отражены обширные области Северной Америки со значениями σ , превышающими 6° (мировой рекорд!), в других частях карты ход изолиний существенно искажен.

До сих пор нами были высказаны лишь соображения принципиального характера. К сожалению, в работе [7] имеется небрежность и в терминологии (например, среднее квадратическое отклонение автор называет дисперсией, в основной формуле имеется опечатка).

Тот же метод определения точности многолетних средних значений метеорологических элементов на основе формулы статистики, справедливой для бесвязных рядов, использован А. Н. Лебедевым в работе по климату Африки [8], что является существенным дефектом этой монографии.

Естественно возникает вопрос, каким же путем следует правильно оценивать точность многолетних средних значений метеорологических элементов, а также определять, сколько лет наблюдений необходимо использовать, чтобы получить значения средних величин с заданной точностью.

Для этой цели следует количественно оценить степень связности отдельных членов ряда и вместо формулы, справедливой для бесвязного ряда, пользоваться формулой из работы (5)

$$\sigma_{\text{ср}}^2 = \frac{\sigma^2}{n} \left(1 + \frac{\sum_{i \neq k} r_{ik}}{n} \right),$$

где r_{ik} — коэффициент корреляции между i -тым и k -тым членами ряда.

Однако этот путь трудоемкий. Практически пользуются другим методом.

Известно много исследований советских и зарубежных ученых (список этих исследований приведен в работе [4]), из которых ясно, что, несмотря на большой вековой ход температуры и осадков, при увеличении периодов осреднения устойчивость средних возрастает, при использовании же коротких периодов различия в вековом ходе в разные месяцы приводят к хаотическому искажению годового хода. Примеры такого искажения показаны в работе [9]. Как практически применяют метод нахождения оптимального периода осреднения, показано в работе [3].

При климатологических исследованиях, охватывающих большие пространства (континент, северное полушарие), нельзя достигнуть того, чтобы везде был использован один и тот же длительный период. Однако средние значения, вычисленные за длинные хотя бы и неодинаковые периоды, лучше сравнимы друг с другом, чем за один и тот же, но короткий период [6].

ЛИТЕРАТУРА

1. Вильд Г. Температура воздуха в Российской Империи. СПб., 1882.
2. Гирская Э. И., Клебанер Л. Б. Аномалии и изменчивость средней месячной температуры воздуха.—Тр. ГГО, 1969, вып. 247.
3. Дроздов О. А., Орлова В. В., Швер Ц. А. К вопросу об оптимальной длительности периода осреднения при климатологических исследованиях.—Тр. ГГО, 1965, вып. 181.
4. Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Что следует называть климатическими нормами? — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1966, № 1.
5. Основы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Изд-во ЛГУ, 1956.
6. Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Итоги изучения климата СССР.—Тр. ВНМС. т. 1, Л., Гидрометеиздат, 1962.
7. Клебанер Л. Б. О периодах вычисления норм средней месячной температуры воздуха.—Тр. ГГО, 1970, вып. 258, с. 114—118.
8. Лебедев А. Н. Климаты Африки. Л., Гидрометеиздат, 1967.
9. Рубинштейн Е. С. К вопросу о периоде осреднения в климатологии.—Тр. ГГО, 1965, вып. 181.
10. Рубинштейн Е. С. Межгодовая изменчивость средних месячных температур воздуха и ее зависимость от периода наблюдения.—«Мет. и гидр.» 1968, № 10.

СОДЕРЖАНИЕ

О. А. Дроздов. О возможности климатических прогнозов на основании учета цикличности, обусловленной космическими и земными факторами	
С. И. Костин. К вопросу о современном изменении климата на Русской равнине	2
Б. И. Сазонов, В. Ф. Логинов. Солнечная постоянная, циркуляция и температура Земли	3
В. Ф. Логинов. О причинах современных изменений климата	4
А. Д. Гедеев. Аномалии средней месячной температуры воздуха июля в связи с колебаниями климата	5
А. Д. Гедеев, Т. Н. Ульянова. К вопросу о циклических явлениях климата	6
Е. В. Воробьева, В. И. Воробьев. Алгоритм одной задачи выделения скрытых периодичностей в рядах метеорологических элементов	7
Б. Н. Беляев, Ю. М. Иванов, В. В. Полозов. Об эффективности морских гидрометеорологических прогнозов и возможности их корректуры в судовых условиях	8
Н. И. Ефремова. О точности оценки ежегодных значений месячных сумм атмосферных осадков, осредненных для больших площадей	8
М. А. Верещагин. О некоторых особенностях расчета коэффициента макротурбулентного обмена по турбулентному потоку тепла и градиенту температуры	10
Е. С. Рубинштейн. О значении связности между членами метеорологического ряда при определении точности метеорологических средних	11

Труды ГГО, вып. 274

ОБЩАЯ И СИНОПТИЧЕСКАЯ КЛИМАТОЛОГИЯ

Отв. редакторы О. А. Дроздов, Е. В. Воробьева
Редактор В. И. Кузьменко
Техн. редактор И. К. Пелипенко
Корректоры: О. Д. Рейнгеверц и Т. Н. Черненко

Сдано в набор 6/IV 1971 г. Подписано к печати 29/X 1971 г.
Бумага тип. № 1 60×90^{1/16}. Бум. л. 3,75. Печ. л. 7,5. Уч.-изд. л. 8,34. Тираж 720 экз. М-25442. Индекс МЛ-50.
Заказ 354. Цена 58 коп.

Гидрометеорологическое издательство. Ленинград, В-53, 2-я линия, д. 23.

Сортавальская книжная типография Управления по печати при Совете Министров Карельской АССР.
Сортавала, Карельская, 42.