



КЛИМАТ

Авторы: И. И. Мохов

КЛИМАТ (франц. climat, от лат. clima – область, климат, от греч. κλίμα, род. п. κλίματος – наклон, область), характеризует многолетнюю совокупность погодных условий, наблюдаемых в конкретной области, статистику погод. Термин «К.» ввёл [Гиппарх](#) во 2 в. до н. э. Он полагал, что погодные условия данной местности определяются лишь средним, зависящим от широты наклоном солнечных лучей к поверхности планеты, и, соответственно, выделил полярные, умеренные и тропич. широтные зоны. Значительно позднее в понятие К. было включено влияние на атмосферу поверхности суши и океана. В настоящее время в земную климатич. систему включают [атмосферу](#), [гидросферу](#) (океан), деятельный слой суши, [криосферу](#) (снежный покров, ледники, морской лёд, многолетняя мерзлота) и [биосферу](#). К. определяется как статистич. ансамбль состояний климатич. системы за достаточно продолжительный интервал времени (обычно за 30-летний период). При этом учитываются не только средние значения климатич. характеристик, но и распределение вероятности их вариаций.

К числу осн. характеристик К. относятся темп-ра (в первую очередь приповерхностная, определяемая на выс. 2 м от поверхности Земли), атмосферное давление, скорость и направление ветра, облачность, количество выпадающих осадков, влажность воздуха и др. Эти величины характеризуют ключевые [климатообразующие процессы](#): перенос тепла и влаги, [циркуляцию атмосферы](#). Совр. [климатология](#) исследует взаимодействие всех составляющих планетарной климатич. системы.

Типы климата

Приняты разные определения и типизации К. В основе целого ряда классификаций К.

лежат региональные особенности режимов темп-ры и влажности. Режим темп-ры зависит прежде всего от угла падения солнечных лучей, поэтому на Земле выделяют следующие широтные климатич. пояса: экваториальный, по 2 субэкваториальных, тропических, субтропических и умеренных, субарктический, субантарктический, арктический и антарктический (см. в ст. [Земля](#)). В зависимости от режима выпадения осадков выделяют К. сухой ([аридный климат](#)) и влажный ([гумидный климат](#)). При учёте региональных особенностей радиац. баланса, ландшафта, атмосферной циркуляции выделяют [континентальный климат](#) и [морской климат](#) разных широт, К. зап. и вост. берегов, [муссонный климат](#), а также [горный климат](#), характеризуемый высотной поясностью и особым радиац. режимом.

Факторы, определяющие глобальный климат

К. планеты определяется потоком излучения центральной звезды, который, в свою очередь, зависит от светимости звезды и удалённости планеты от звезды. Ср. совр. значение потока солнечного излучения ([инсоляции](#)), приходящего к Земле, составляет ок. 1366 Вт/м^2 (с вариациями порядка 0,1% в зависимости от солнечной активности). Воздействие на К. оказывает поток внутр. тепла планеты, однако для Земли это влияние невелико. Глобальный К. планеты зависит также от состава атмосферы и отражательной способности планеты ([альбедо](#)). Благодаря наличию снежно-ледового покрова и облаков альбедо Земли относительно велико и составляет в настоящее время ок. 0,3. Наличие у Земли атмосферы повышает темп-ру на поверхности Земли более чем на $30 \text{ }^\circ\text{C}$, в осн. за счёт наличия в атмосфере водяного пара (см. [Парниковый эффект](#)). Меньший вклад в парниковый эффект вносят диоксид углерода и метан, содержание которых в атмосфере Земли за последнее столетие существенно увеличилось.

К. зависит от параметров орбиты планеты (скорости вращения вокруг оси, угла наклона оси вращения к плоскости орбиты, эксцентриситета орбиты), определяющих годовой и суточный ход потока солнечной радиации. Вследствие различия этих параметров [солярные климаты](#) разных планет Солнечной системы принципиально отличаются друг от друга. Чем выше скорость вращения планеты вокруг собственной оси, тем сильнее проявляется широтная зональность К. Скорость [вращения Земли](#)

постепенно уменьшается (на протяжении миллиардов лет), что должно приводить к изменению К., в т. ч. к изменению температурного режима, общей циркуляции атмосферы и океана. Особенности смены [времени года](#) связаны с углом наклона оси вращения планеты к плоскости орбиты, который для Земли составляет ок. 66,5° (у Венеры этот угол близок к 90°, у Урана – к 0°). Эксцентриситет орбиты Земли мал (ок. 0,017), но отличен от нуля, поэтому в настоящую эпоху в январе Земля оказывается немного ближе к Солнцу, чем в июле. Соответственно и инсоляция в январе выше, чем в июле.

Эволюция климата Земли

Изменения К. обусловлены рядом факторов: изменением светимости Солнца, вариациями параметров орбиты Земли, тектонич. процессами, в т. ч. [тектоникой плит](#), вулканич. извержениями, изменением состава атмосферы. Для восстановления произошедших изменений К. используются разл. методы палеоклиматологии (см. в ст. [Палеогеография](#)). Так, по содержанию пузырьков воздуха в ледовых кернах, полученных на рос. антарктич. станции «Восток» и на европ. антарктич. станции (проект EPICA), была проведена реконструкция изменений К. за последние 800 тыс. лет. В частности, было установлено изменение содержания в атмосфере парниковых газов (диоксида углерода и метана) и аэрозолей, а также связь этих изменений с изменениями темп-ры.

Палеореконструкции древних К. отличаются низкой достоверностью. Есть свидетельства того, что уже в докембрии (более 530 млн. лет назад) на поверхности Земли существовала жидкая вода. Приток солнечной радиации для того периода оценивается примерно на треть меньше современного, что могло компенсироваться более высоким содержанием парниковых газов (прежде всего диоксида углерода и метана) в атмосфере. Более надёжны данные реконструкций последнего, пермского, периода палеозоя. Есть основания полагать, что суперконтинент Гондвана в высоких юж. широтах в конце палеозоя (ок. 260 млн. лет назад) был покрыт льдами – т. н. пермское оледенение. Мезозой был очень тёплым (среднегодовая темп-ра Земли была на 10–15 °С выше современной). При этом различие температур между экватором и полярными широтами было существенно

меньше, чем сейчас (ок. 15 °С у поверхности, против современного ок. 46 °С). Нет свидетельств наличия льда в мезозое, приповерхностная темп-ра была положительной даже зимой во внутриконтинентальных регионах. В позднем мезозое (ок. 100 млн. лет назад) существовали проливы между Сев. и Юж. Америкой, между Африкой и Евразией, позволявшие формировать интенсивное циркумэкваториальное течение. Более слабые меридиональные градиенты темп-ры должны были приводить к менее интенсивной, чем сейчас, циркуляции атмосферы. Пассаты и среднеширотный пояс зап. ветров должны были распространяться в более высокие широты. После мезозоя К. в целом становится более холодным. В олигоцене (ок. 30 млн. лет назад) сформировался Антарктический ледовый щит. В позднюю дочетвертичную эпоху (плиоцен) происходило замерзание Арктики.

Начало четвертичного периода (плейстоцен, менее 1,8 млн. лет назад) характеризовалось последовательными оледенениями ([ледниковыми эпохами](#) – гляциалами) и межгляциалами. Периоды этих ледниковых циклов соответствуют периодам изменений параметров орбиты Земли (т. н. циклы Миланковича). В начале плейстоцена доминировали климатич. изменения с периодом ок. 40 тыс. лет (характерным для вариаций наклона оси вращения Земли относительно плоскости эклиптики). Позднее преобладали изменения с периодом ок. 100 тыс. лет (характерным для вариаций эксцентриситета орбиты Земли). Среди ледниковых циклов позднего плейстоцена выделяется тёплый период (ок. 125 тыс. лет назад), называемый микулинским (Eemian) межледниковьем, с большими сезонными вариациями темп-ры в Сев. полушарии. Уровень моря в это время должен был быть на 4–6 м выше, чем сейчас, что в значит. степени объясняется таянием ледового щита Гренландии. Последовавшее за этим общее понижение темп-ры привело к развитию последнего оледенения с максимумом ок. 21 тыс. лет назад. В это время ледовые щиты покрывали сев. часть Европы и Сев. Америки, а также юж. часть Юж. Америки. Уровень океана был примерно на 120 м ниже современного. Глобальный К. был примерно на 5 °С холоднее современного и суше. Период 18–11 тыс. лет назад характеризовался постепенным потеплением, прерванным ок. 12 тыс. лет назад. Последнее похолодание было вызвано опреснением поверхностного слоя Сев. Атлантики из-за значит. притока пресной воды от тающего Лаврентийского ледового

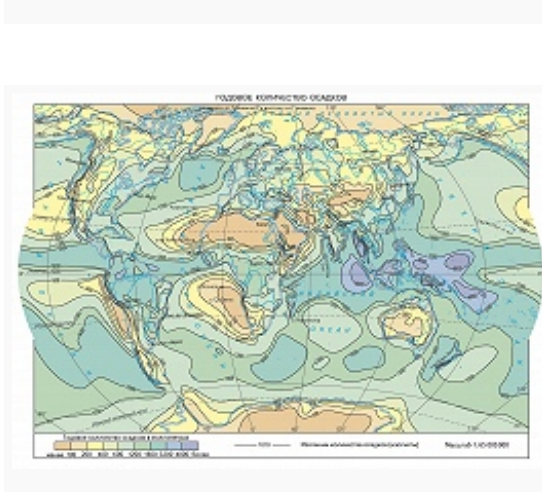
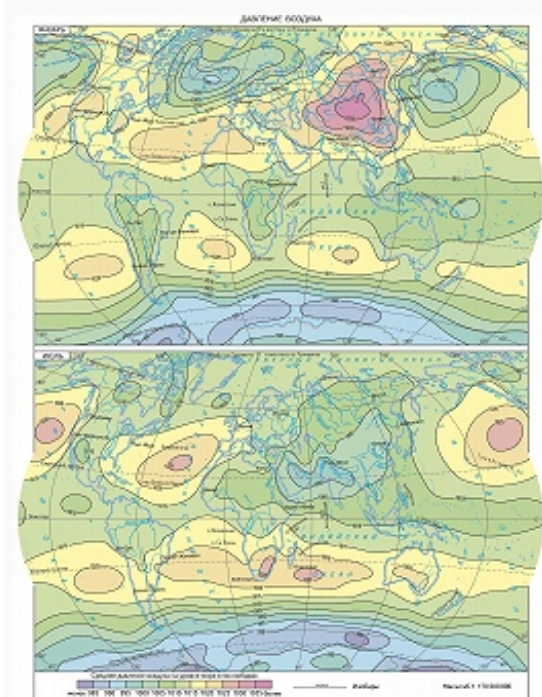
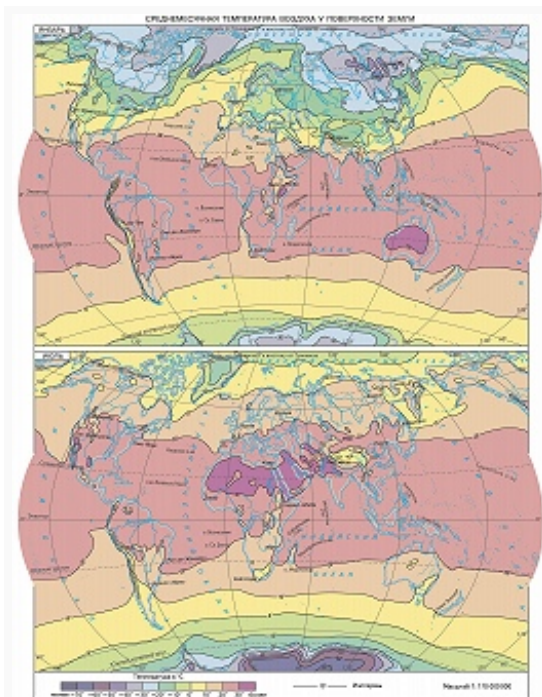
щита (на севере Сев. Америки). Подобное опреснение, в свою очередь, должно приводить к ослаблению термохалинной циркуляции океана и соответствующему уменьшению притока тёплой воды из низких широт в высокие. Период после окончания последнего оледенения (11,5 тыс. лет назад) и до настоящего времени называют голоценом. Ок. 6 тыс. лет назад (в середине голоцена) темп-ра была более высокой по сравнению с сер. 20 в. — на 4 °С выше в высоких сев. широтах летом.

Сведения об относительно небольших изменениях К. за последние два тысячелетия основаны как на палеореконструкциях, так и на историч. данных. Выделяют средневековый оптимум (9–11 вв.) и малый ледниковый период (с наиболее холодной фазой в 17–19 вв.). Первый период, называемый также эпохой викингов, характеризовался потеплением К. во внетропич. широтах Сев. полушария, заметным, в частности, в Сев. Атлантике и Зап. Европе. Во время малого ледникового периода среднегодовая темп-ра Сев. полушария была заметно ниже современной. Эти вариации К. связывают с изменениями солнечной и вулканич. активности, а также с внутр. изменчивостью климатич. системы. Наблюдаются циклы солнечной активности (солнечные циклы) с периодом ок. 11 лет, а также её более долгопериодические вариации. Напр., в 1645–1715 зарегистрирован т. н. минимум Маундера. В 1815 значительное понижение глобальной темп-ры было вызвано мощным извержением вулкана Тамбора (Индонезия); следующий год вошёл в историю как год без лета.

Современный климат Земли

Более надёжные данные о К. получают с помощью метеорологич. инструментов. Такие данные имеются для Центр. Англии с 17 в., а для Земли в целом — с сер. 19 в.

В настоящее время ср. глобальная темп-ра у поверхности Земли, по данным, полученным сетью метеорологич. станций, составляет ок. 14 °С, при этом Сев. полушарие теплее Южного более чем на 1 °С. Среднегодовая темп-ра изменяется в диапазоне от 25 °С и более в тропич. широтах до –15...–20 °С в арктич. широтах и –40...–50 °С в антарктич. широтах. Региональные особенности темп-ры связаны с распределением суши и океанов, орографией, центрами действия атмосферы (напр., Азорского антициклона или Исландского и Алеутского циклонов, а зимой —



Азиатского антициклона), с [океаническими течениями](#) типа Гольфстрим и Курошио, эффектами урбанизации и т. д. Среднегодовые приповерхностные темп-ры минимальны в Антарктиде (ок. $-60\text{ }^{\circ}\text{C}$), а максимальны в пустыне Сахара в Сев. Африке (ок. $30\text{ }^{\circ}\text{C}$) и тропич. широтах Индийского ок. и зап. части Тихого ок. В вариациях К. особенно ярко проявляется годовой ход климатич. характеристик. Амплитуда годового хода приповерхностной темп-ры составляет ок. $7\text{ }^{\circ}\text{C}$ для Сев. полушария в целом, а для Юж. полушария (на 80% покрытого океанами) – ок. $3\text{ }^{\circ}\text{C}$. Наибольшие амплитуды внутригодовых вариаций темп-ры у поверхности характерны для внетропич. широт над континентами (порядка $10\text{--}20\text{ }^{\circ}\text{C}$) и достигают максимума (ок. $35\text{ }^{\circ}\text{C}$) в Вост. Сибири.

Годовой ход темп-ры над океанами по сравнению с континентами запаздывает в среднем на 1 месяц. Это отражает большую термич. инерцию деятельного слоя океана по сравнению с деятельным слоем суши. С различием теплоёмкостей океанов и континентов связаны также муссоны, являющиеся существенными процессами в климатич. системе Земли (см. [Муссонная циркуляция](#)). В области их влияния живёт около половины населения Земли. На фоне общего доминирования годового цикла

приповерхностной темп-ры проявляются полугодовые циклы и регулярные

субсезонные аномалии. Эффекты полугодового цикла более существенно проявляются в переходные сезоны, вызывая возвратные похолодания весной и «бабье лето» осенью. Макс. амплитуды полугодовой гармонике приповерхностной темп-ры отмечаются в высоких широтах над сушей (более 4 °С над Гренландией и Антарктидой), а также в тропиках (до 2 °С). Это связано с соответствующими особенностями инсоляции. Дополнит. максимум в средних широтах над континентами связан с эффектом зависимости альбеда снежного покрова от темп-ры.

Вариации приповерхностной темп-ры в течение 20 в. лежат в диапазоне от ок. –89 °С на антарктич. станции «Восток» (3488 м над уровнем моря) и ок. –70 °С в районе Оймякона (741 м над уровнем моря) в Якутии до макс. летних температур над континентами в субтропич. поясе высокого давления (ок. 58 °С на севере Африки и в Мексике).

По метеорологич. данным, глобальная приповерхностная темп-ра воздуха в 20 в. увеличилась на 0,6 °С. Это значительно больше, чем за предыдущие 2 тыс. лет (по палеорекострукциям). При этом в 20 в. на фоне общего повышения глобальной темп-ры отмечены долгопериодические вариации К. с двумя фазами потепления и некоторым общим похолоданием между ними. Так, в период 1910–40-х гг. темп-ра повысилась на 0,3–0,4 °С, а в 1970–2000-х гг. — на 0,5–0,6 °С. Отмечено ускорение глобального потепления: на рубеже 20–21 вв. глобальная среднегодовая темп-ра у поверхности увеличивалась со скоростью ок. 0,2 °С за 10 лет. Потепление более заметно над сушей, чем над океаном, особенно зимой и весной в Сев. полушарии; в высоких широтах оно проявляется сильнее, чем в тропических. В процессе потепления наблюдается тенденция уменьшения годовых и суточных амплитуд темп-ры. Существенно, что при общем повышении темп-ры у поверхности Земли и в тропосфере отмечено охлаждение более высоких слоёв атмосферы – стратосферы и мезосферы.

Значимые вариации глобального К. в 20 в. связаны в т. ч. с солнечной и вулканич. активностью. К глобальным температурным аномалиям в неск. десятых градуса (до –0,5 °С) приводили извержения вулканов Агунг на о. Бали в Индонезии (1963), Эль-Чичон в Мексике (1982), Пинатубо на Филиппинах (1991) и др.

Эффекты вулканич. извержений (а также массовых пожаров на Земле и пыльных бурь на Марсе) использовались в качестве природных аналогов при оценке климатич. изменений т. н. ядерной зимы. Это явление может возникнуть в результате широкомасштабной ядерной войны с выносом в стратосферу большого количества дыма и сажи от обширных пожаров, вызванных взрывом накопленных в мире ядерных боезарядов. В этом случае темп-ра на Земле может понизиться на неск. десятков градусов.

Наряду с климатич. вариациями, вызванными внешними естественными факторами, наблюдаются собственные колебания климатич. системы. Значит. аномалии глобальной приповерхностной темп-ры с периодичностью 2–7 лет (в ср. ок. 4–5 лет) связаны с явлениями Эль-Ниньо (Юж. колебание): темп-ра поверхности Тихого ок. в экваториальных широтах может повышаться на 1 °С и более. Формирование Эль-Ниньо – результат взаимодействия процессов в атмосфере и океане. Сильнейшие проявления Эль-Ниньо за период инструментальных наблюдений (с сер. 19 в.) отмечены на рубежах 1982–83 и 1997–98 (лето в Юж. полушарии). При этом 1998 стал самым тёплым годом на Земле за этот период. В Сев. полушарии существенна роль Северо-Атлантического и Арктического колебаний (характерные периоды около десятилетия), наиболее сильно проявляющихся зимой. В разл. климатич. процессах проявляется квазидвухлетняя цикличность.

Моделирование климата

С последних десятилетий 20 в. для выявления климатич. особенностей широко используются спутниковые данные, а также данные реанализа – численных расчётов прогностич. моделей общей циркуляции атмосферы и океана, которые опираются на данные разл. наблюдений, в т. ч. спутниковых. В нач. 21 в. широкое распространение получили, напр., данные реанализа Европ. центра среднесрочных прогнозов погоды. Полуэмпирич. данные реанализа особенно полезны в условиях неполных наблюдений.

Отмеченные тенденции изменения К. в целом согласуются с расчётами, проведёнными на основе климатич. моделей. Модели К. разной степени сложности являются ключевым инструментом исследований процессов, формирующих К.,

и позволяют, в частности, оценить относит. вклад в изменение К. естественных и антропогенных факторов. На основе модельных расчётов делаются оценки будущих изменений К. при возможных сценариях естественных и антропогенных воздействий на климатич. систему. Так, при усилении солнечной активности потепление должно отмечаться не только у поверхности Земли и в пределах тропосферы, но и в более высоких слоях атмосферы. При увеличении содержания в атмосфере парниковых газов потепление у поверхности Земли и в тропосфере должно сопровождаться сильным охлаждением стратосферы и мезосферы. Проводились модельные расчёты изменения темп-ры в 20 – нач. 21 вв., в которых сравнивалось воздействие разл. естественных (солнечная и вулканич. активность) и антропогенных (изменение содержания в атмосфере парниковых газов и аэрозоля, землепользование и вырубка лесов) факторов. Было установлено принципиальное различие между потеплением 1-й пол. 20 в. и потеплением последних десятилетий (кон. 20 – нач. 21 вв.). Первое потепление можно объяснить естественными причинами, связанными, в частности, с изменениями притока солнечного излучения, вулканич. активности, а также собственной изменчивостью климатич. системы. В потеплении последних десятилетий, согласно модельным расчётам, существенную роль играют антропогенные факторы, что связано с увеличением содержания парниковых газов в атмосфере, гл. обр. диоксида углерода.

Литература

Лит.: Голицын Г. С. Введение в динамику планетных атмосфер. Л., 1973; Монин А. С., Шишков Ю. А. История климата. Л., 1979; Будыко М. И., Ронов А. Б., Яншин А. Л. История атмосферы. Л., 1985; Будыко М. И., Голицын Г. С., Израэль Ю. А. Глобальные климатические катастрофы. М., 1986; Антропогенные изменения климата / Под ред. М. И. Будыко, Ю. А. Израэля. Л., 1987; Кароль И. Л. Введение в динамику климата Земли. Л., 1988; Мохов И. И. Диагностика структуры климатической системы. СПб., 1993; Хромов С. П., Петросянц М. А. Метеорология и климатология. 7-е изд. М., 2006; Изменение климата. 2007. Доклады рабочих групп Межправительственной группы экспертов по изменению климата. <http://www.un.org/russian/climatechange/ipcc.shtml>.