

ГЛАВА 4 ЗАСУХИ

Е. И. Хлебникова, Т. В. Павлова, Н. А. Сперанская

Засуха — природное явление, связанное с дефицитом влаги, которое наблюдается в разных климатических зонах и приносит огромный ущерб. По данным ООН, он превышает 20% общего ущерба, наносимого всеми стихийными бедствиями. Засухи, особенно в их экстремальном проявлении, оказывают ускоряющее воздействие на развитие опустынивания, основной причиной которого на территории бывшего СССР являются чрезмерные антропогенные нагрузки, усиливающиеся в условиях длительных и интенсивных засух (Грингоф, 2000; Золотокрылин, 2003).

Повторяемость засух на территории России и соседних стран увеличивается с севера на юг и в степной зоне достигает 30 и более раз в столетие (Клещенко, 2000). В районах развитого земледелия засухи наносят наибольший ущерб. Ущерб от засухи 2009 г. в Приволжье, охватившей территории Татарстана, Башкортостана, Оренбургской, Самарской, Саратовской и Ульяновской областей, составил около 100 млрд. рублей. Засуха 2008 г. на территории Молдовы, поразившая 80% ее территории, привела к ущербу в 300 млн. долларов США, вызвала резкую деградацию почв, для восстановления которых при нормальных условиях погоды потребуется не менее трех лет.

Современные изменения климата, уже произошедшие и ожидаемые в XXI в., несомненно оказывают и будут оказывать влияние на экстремальность климата, в том числе на засухи. Это отмечено в Четвертом оценочном докладе Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) (Climate Change

2007, 2007б), а также в отечественном Оценочном докладе (Оценочный доклад..., 2008). В данной главе, наряду собственно с концепцией засух как природного явления, рассматривается методологическая база оценки влияния изменения климата на повторяемость, продолжительность и интенсивность засух*.

ОПРЕДЕЛЕНИЯ, КЛАССИФИКАЦИЯ ЗАСУХ. ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ

Засуха — комплексное явление, которое может рассматриваться с нескольких точек зрения. Центральное место в определениях засухи занимает понятие дефицита влаги. Трудности в определении засухи связаны с необходимостью рассмотрения разных компонентов гидрологического цикла, а также периодов времени и сред, соответственно когда и где дефицит влаги проявляется. Ситуация, когда одновременно возникают длительный недостаток влаги в почве на большой глубине и краткосрочный ее избыток в верхнем слое, отражает сложность, связанную с определением и идентификацией засух.

Существуют разные подходы к классификации засух. В зависимости от среды, в которой наблюдаются признаки дефицита влаги, различают атмосферные и почвенные засухи, а также говорят об общей атмосферно-почвенной засухе.

* Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 09-05-00874-а, 11-05-00734-а).

хе (Логинов и др., 1976; Оценочный доклад..., 2008). В зарубежной литературе, ориентированной на мониторинг засух в регионах с большим риском продолжительных засух и развитой системой страхования, широкое распространение имеет более детальная классификация засух, учитывающая виды и выраженность их последствий (American Meteorological Society, 1997).

Засухи, рассматриваемые как проявление климатической изменчивости, подразделяются на следующие категории.

Метеорологические засухи. Основным признаком метеорологической засухи является дефицит количества осадков, который сопровождается уменьшением поверхностного стока, инфильтрации и пополнения грунтовых вод, а также другими явлениями: высокой температурой, низкой относительной влажностью, уменьшением облачности, повышенным приходом солнечной радиации, совокупность которых приводит к увеличенному испарению и транспирации влаги растениями.

Метеорологическая засуха может развиваться очень быстро и резко закончиться.

Сельскохозяйственные засухи. Сельскохозяйственная засуха характеризуется дефицитом влажности почвы, приводящим к стрессу растений, уменьшению биопродуктивности и урожая.

Потребности растения в воде определяются условиями погоды, биологическими характеристиками данного вида растений, стадией его роста и развития, а также физическими и биологическими свойствами почв. Дефицит влаги в верхнем слое почвы при посеве может затруднить прорастание семян, привести к уменьшению всходов и сокращению урожая. Однако если влаги в верхнем слое почвы достаточно для удовлетворения потребностей растений на ранней стадии роста, то дефицит подпочвенной влаги на этой стадии не повлияет на урожай, если впоследствии в течение вегетационного сезона этого дефицита не будет.

Агрометеорологические показатели, используемые для мониторинга сельскохозяй-

ственных засух на территории России, учитывают сопряженные изменения физических показателей приземного слоя воздуха и корнеобитаемых горизонтов почвы, а также изменения показателей роста биомассы (Клещенко, 2000).

Начало сельскохозяйственной засухи по времени может значительно отличаться от начала метеорологической в зависимости от имеющихся влагозапасов. Возникновению засух способствует влияние дополнительных факторов, препятствующих накоплению запасов влаги в почве: зимой — недостаток снега, ранней весной — неблагоприятные условия впитывания талых вод (бурное снеготаяние, промерзшая или бесструктурная почва, наличие ледяных корок).

По времени наступления засухи на территории России подразделяются на весенние, летние и осенние. Иногда засухи продолжаются несколько месяцев подряд, охватывая два-три сезона. По интенсивности и охвату территории засухи делятся на очень сильные, сильные, средние и слабые. Наибольший ущерб зерновым культурам на территории России наносят очень сильные и сильные весенне-летние засухи в мае и июне.

Гидрологические засухи. Для гидрологической засухи характерны уменьшение поступления воды в реки и водоемы и понижение их уровня, уменьшение запасов грунтовых вод, что приводит к затруднениям в удовлетворении потребностей в воде, а также сокращение площади болот.

Степень суровости гидрологической засухи определяется, как правило, для водосборов или речных бассейнов. Гидрологическая засуха обычно наступает с запаздыванием по сравнению с метеорологической и сельскохозяйственной. Поскольку регионы связаны между собой гидрологическими системами, область распространения гидрологической засухи может иметь большую протяженность, чем область вызвавшей ее метеорологической засухи.

Выявление связи гидрологических засух с дефицитом осадков, обусловленным климатическими причинами, часто осложняется из-за одновременного воздействия на гидрологические характеристики бассейна факторов иной природы, таких как изменение в землепользовании (вырубка леса), деградация земель, а также строительство дамб. Изменение в землепользовании в верховьях реки может изменить такие гидрологические характеристики, как скорость инфильтрации и поверхностный сток, в результате чего ниже по течению изменчивость речного стока приведет к увеличению вероятности появления гидрологической засухи. Изменение в землепользовании является одним из антропогенных воздействий, вызывающих увеличение числа ситуаций с дефицитом воды даже при отсутствии изменений в частоте возникновения первичного явления — метеорологической засухи.

Засухи, имеющие социально-экономические последствия. К этому типу могут быть отнесены засухи, интенсивность и масштабы которых губительно влияют на состояние экономики страны (региона) и приводят к значительным социальным последствиям, иногда приобретающим характер гуманитарной катастрофы.

Углубленное изучение проблемы засух в России началось с середины XIX в. При этом засухи рассматривались исключительно с точки зрения их влияния на урожай. Ряд каталогов засух, составленных для территории России и сопредельных территорий, базировался на данных об урожайности зерновых культур, а метеорологическая информация привлекалась лишь в качестве сопутствующей (Мещерская и др., 2000).

В начале XXI в. в России основное внимание по-прежнему уделяется сельскохозяйственным последствиям засух. Отчасти это объясняется климатическими особенностями территории, отчасти — уровнем развития земледелия и экономики в целом.

По мере усиления тенденции глобального потепления, увеличения теплообеспеченнос-

ти территории и интенсификации сельского хозяйства все более значимыми могут становиться гидрологические последствия засух.

Формирование засух разной интенсивности и продолжительности обусловлено взаимодействием множества физических механизмов. Однако на начальной стадии решающими являются циркуляционные факторы (Дроздов, Григорьева, 1971). Непосредственно начало засух связано с установлением антициклонов, для которых характерна малооблачная солнечная погода без осадков. Высокий уровень инсоляции и сухость воздуха создают повышенную испаряемость, и запасы почвенной влаги без пополнения их дождями истощаются. Поступление воды в растения через корневую систему уменьшается, расход влаги на транспирацию начинает превосходить ее приток из почвы, водонасыщенность тканей уменьшается, нормальные условия фотосинтеза и углеродного питания нарушаются. Таким образом происходит переход от метеорологической засухи к сельскохозяйственной, в результате которой растения погибают или уменьшается урожай.

Вопрос об условиях и причинах возникновения засух привлекал внимание исследователей на протяжении всего XX в. Этот интерес сохраняется и в настоящее время. Б. П. Мультиановский (1915 г.) отмечал, что засуха есть динамический процесс, непрерывно поддерживаемый определенными атмосферными воздействиями. В его работах, а также в более поздних исследованиях (Курганская, 1953; Байдал, Утешев, 1959) показано, что в периоды, когда наблюдается засуха, преобладает определенный тип циркуляции, связанный со стационарным антициклоном. В последующие годы появилась концепция атмосферных блокирующих образований, которая объясняет длительность существования таких антициклонов. Была дана гидродинамическая интерпретация разных типов блокирования (Обухов и др., 1984), а также продемонстрирована корреляция явлений блокирования и засух в сельскохозяйственных районах.

В настоящее время блокирующие образования достаточно успешно воспроизводятся в моделях общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО). Современные исследования направлены на изучение физических механизмов, способствующих их формированию в разных регионах земного шара (Schubert et al., 2004, 2008, 2009). Статистическое изучение связи блокирующих ситуаций, вызывающих засухи и другие экстремальные явления, с основными модами крупномасштабной изменчивости (Эль-Ниньо — южное колебание, тихоокеанское колебание и др.) показывает (Hu, Huang, 2009; Mo et al., 2009 и др.), что вклад этих явлений в изменчивость засушливости в Северной, Центральной и Южной Америке очень существен. Он значительно превосходит вклад тренда, обусловленного глобальным потеплением.

В то же время отмечается (Findell, Delworth, 2010), что в других регионах земного шара воздействие крупных аномалий температуры поверхности океана проявляется гораздо меньше. Влияние североатлантического колебания на возникновение крупных аномалий в Европе в большей степени отмечается зимой (Бардин, 2007). Анализ циркуляционных особенностей условий, сопутствующих возникновению особо опасных атмосферных засух (Черенкова, Кононова, 2009), дал возможность выявить связь этих явлений с элементарными циркуляционными механизмами Северного полушария в типизации, предложенной в работе (Дзердзеевский и др., 1946).

По физическим законам глобальное потепление, вообще говоря, должно сопровождаться изменениями гидрологического цикла, проявляющимися в увеличении интенсивности осадков, числа экстремумов и др., хотя существуют и компенсационные механизмы, которые могут уменьшить эти эффекты (Climate Change 2007, 2007a). В ряде регионов удается обнаружить увеличение интенсивности осадков по данным наблюдений (Groisman et al., 2005, 2007).

Выводы, касающиеся засух, которые получены по данным наблюдений и результатам моделирования, особенно на региональном уровне, содержат большую долю неопределенности. Это, вероятно, обусловлено меньшей предсказуемостью рассматриваемого явления. Уменьшение степени этой неопределенности связано с дальнейшим прогрессом в моделировании атмосферы и океана, в частности, с усовершенствованием моделей приповерхностного слоя, включением углеродного цикла, реализацией ансамблевого подхода, а также с развитием системы наблюдений за элементами влагообеспеченности территории и другими влияющими метеорологическими величинами.

ВЛАГООБЕСПЕЧЕННОСТЬ ТЕРРИТОРИИ: ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ

Оценка климатических изменений условий засушливости основывается на данных специализированных наблюдений, которые проводились в России на всей территории в разных природных зонах в течение нескольких десятилетий. К таким наблюдениям относятся как наблюдения за влажностью почвы, являющейся ключевой характеристикой в определении условий засушливости, так и другие наблюдения, дающие возможность мониторинга процессов тепло- и влагообмена в приповерхностном слое, в частности, наблюдения за испарением с поверхности почвы и водной поверхности.

Влажность почвы

В настоящее время на территории России регулярное измерение влажности почвы осуществляется на станциях, где выполняются разные виды гидрометеорологических наблюдений: агрометеорологические, теплбалансовые и воднобалансовые. Эти сети значительно различаются по числу станций, хотя и частично перекрываются.

Сеть агрометеорологических станций в СССР начала формироваться в 1940—1950-х годах и к моменту своего максимального развития включала более 2000 станций. На них проводились специализированные наблюдения, составной частью которых были измерения влажности почвы на разной глубине. Эти станции характеризовали всю зерносеющую зону страны, а также зону рискованного земледелия (к северу от 60° с. ш.).

На большей части станций агрометеорологические наблюдения велись как на участках с естественным растительным покровом (чаще всего на лугах или целине), так и на сельскохозяйственных полях с озимыми и яровыми культурами. При этом выбор каждого участка определялся тремя обязательными условиями (Наставление..., 1973):

- участок должен представлять собой ровную поверхность площадью более 0,1 га;

- ландшафт и тип почвы на участке должны быть репрезентативными для окружающей территории и не отличаться сильно от основных типов ландшафта и почвы климатической зоны;

- средняя глубина грунтовых вод на участке и ее сезонные колебания должны быть типичными для большой территории.

Согласно действующему Наставлению по выполнению агрометеорологических наблюдений (Наставление..., 1973), влажность почвы на наблюдательном участке определяется раз в месяц в течение холодного периода и каждые десять дней в теплый период года. При этом раз в пять лет (и при переносе наблюдательного участка) определялись так называемые агрофизические почвенные константы, характеризующие свойства почвы на наблюдательном участке. Уникальный термостатно-весовой (гравиметрический) метод (Наставление..., 1973), при котором почвенные образцы взвешиваются, затем сушатся и снова взвешиваются, позволяет определять влажность почвы с большой точностью, хотя трудозатраты при использовании этого метода очень велики.

В результате измерений определяются как общая влажность почвы, так и продуктивная влажность (часть влаги в почве, которая может быть использована растениями и вовлечена в процесс испарения), которая рассчитывается как разность между общей влажностью и влажностью завядания.

В настоящее время во Всероссийском научно-исследовательском институте гидрометеорологической информации — Мировом центре данных (ВНИИГМИ-МЦД) Росгидромета аккумулируются данные наблюдений с российских агрометеорологических станций. Их общее число превышает 1500. При этом, однако, к началу XXI в. значительно сократился объем агрометеорологических наблюдений на участках с естественным растительным покровом. Число длиннорядных станций с такими видами наблюдений, которые могут быть использованы для мониторинга климатических изменений влажности почвы, составляет немногим более 100.

Следует также отметить, что данные о влажности почвы содержат погрешности, которые не всегда легко определить. Одним из распространенных источников ошибок при расчете запасов продуктивной влаги является использование агрофизических почвенных констант, не соответствующих почвам наблюдательных участков, что приводит к резким скачкам в рядах наблюдений и нарушению их однородности.

Сеть теплобалансовых станций, сформированная в 1960-х годах, предназначена для наблюдения за величинами, определяющими тепловой баланс подстилающей поверхности, такими как радиационный баланс, температура и влажность почвы, температура и влажность воздуха, скорость ветра и др. К середине 1980-х годов на территории СССР действовало 78 специализированных станций. В настоящее время на территории России функционирует 39 станций, расположенных в разных природно-климатических зонах (рис. 4.1а). Ведение архива теплобалансовых наблюдений

осуществляется в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (ГГО).

Сеть воднобалансовых станций начала формироваться в 1950-х годах. Во время максимального развития сеть включала 18 станций (Заводчиков, Журавин, 1981), на каждой из которых было организовано три-четыре исследовательских водосбора с разными природными условиями (рис. 4.1б). На экспериментальных водосборах проводились наблюдения за стоком, испарением с разных подстилающих поверхностей, осадками, уровнем грунтовых вод, температурой и влажностью почвы и основными метеорологическими величинами. В середине 1980-х годов сеть резко сократилась, уменьшился и объем наблюдений. В настоящее время на территории России функционирует менее 10 станций. Данные отдельных воднобалансовых станций поступают в Государственный гидрологический институт (ГГИ), а остальные — остаются в региональных управлениях Росгидромета и недоступны для использования в научных исследованиях.

В бывших республиках СССР складывается аналогичная ситуация с наблюдениями за влажностью почвы. На территории Украины наблюдения продолжают в основном на сельскохозяйственных полях с озимыми и яровыми культурами (Robock et al., 2000,

2005). В Казахстане и Армении наблюдения за влажностью почвы ведутся по сокращенной программе. При этом в Белоруссии удалось сохранить наблюдательную сеть практически на уровне 1980-х годов (Логинов, Волчек, 2006).

Наблюдательные сети в Китае и Монголии, которые формировались при участии советских специалистов в 1960-х годах, продолжают функционировать до настоящего времени, но число пунктов наблюдений на участках с естественным растительным покровом значительно сократилось. В настоящий момент для исследователей доступны данные 40 станций в Китае и 44 станций в Монголии. На территории Индии действует около 50 станций, где проводятся наблюдения за общей влажностью почвы на участках с травянистым покровом и на сельскохозяйственных полях (<http://www.imdpune.gov.in>). В США стационарная сеть станций, покрывающая всю территорию, отсутствует. Согласно (Robock et al., 2000), подобная сеть существует в штате Иллинойс, где в 19 пунктах измеряют влажность почвы нейтронным влагомером. Кроме того, на юго-западе штата Айова располагается экспериментальный полигон, где влажность почвы измеряется как гравиметрическим способом, так и с помощью нейтронного влагомера.

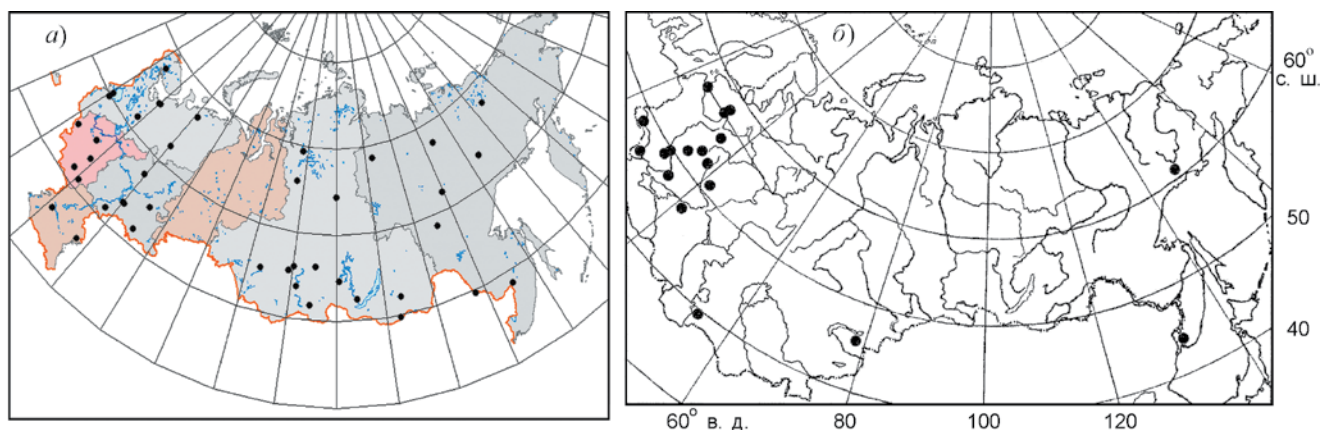


Рис. 4.1. Сеть теплобалансовых (по состоянию на 2008 г.) (а) и воднобалансовых (б) наблюдений (по состоянию на 1986 г.).

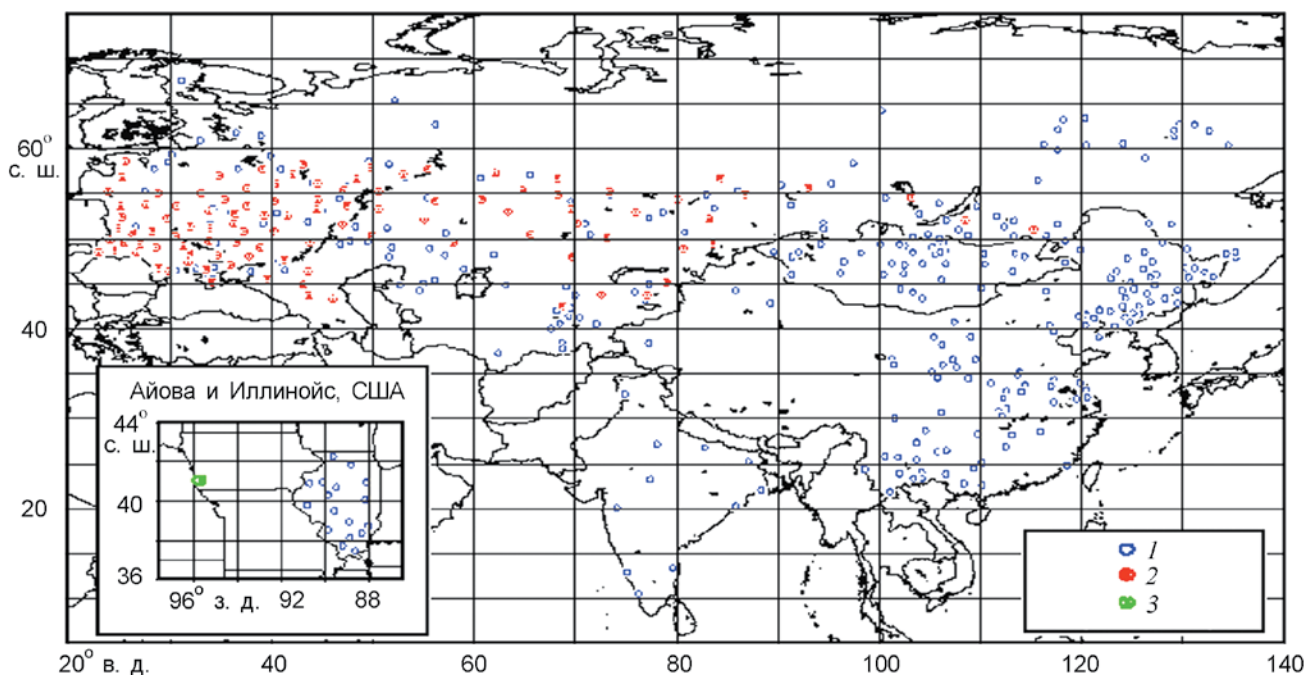


Рис. 4.2. Распределение станций с наблюдениями за влажностью почвы, включенные в Global Soil Moisture Data Bank (http://climate.envsci.rutgers.edu/soil_moisture/) по состоянию на 2010 г. 1) станция; 2) центр округа; 3) площадь водосбора (6 станций).

Большинство из перечисленных данных собрано в Глобальном банке почвенной влажности (Global Soil Moisture Bank, http://climate.envsci.rutgers.edu/soil_moisture/). Схема расположения соответствующих пунктов наблюдений дана на рис. 4.2. В работе (Robock et al., 2000) приведены подробные описания доступных в настоящий момент архивов с указанием используемых для измерения методов.

Для других территорий (в частности, для стран Западной Европы) в доступных публикациях представлена только информация о наблюдениях за влажностью почвы, проводимых в рамках научных экспериментов и научных программ. При этом для измерения влажности почвы используют разные сенсоры, которые позволяют получать данные с любым временным разрешением (от нескольких минут до нескольких суток) и на любой глубине. В Руководстве по гидрологической практике (Guide

to Hydrological Practices, 1994) приведено подробное описание всех методов, используемых для измерения влажности почвы.

В последние десятилетия XX в. большое распространение получило использование спутниковых наблюдений для оценки влажности верхних слоев почвы. Данные этих наблюдений позволяют проследить изменения влажности почвы с суточным разрешением. К настоящему времени накоплены данные более чем за 30 лет (для более подробной информации см. <http://www.ghcc.msfc.nasa.gov/landprocess>). Использование спутниковых данных для анализа режима влажности почвы требует совместного анализа спутниковой информации и данных наземных наблюдений за сопутствующими характеристиками природной среды: влажностью и температурой приземного слоя, характеристиками растительного покрова, осадками и другими переменными.

Испарение с поверхности почвы

Сеть специализированных станций по наблюдению за испарением с поверхности почвы начала формироваться в СССР в 1950-х годах. Максимальное число специализированных испарительных станций функционировало в начале 1980-х годов. При этом на большинстве из них наблюдения велись как за испарением с естественного растительного покрова (луг, целина), так и с сельскохозяйственных угодий.

Измерения испарения начинаются после схода снежного покрова и продолжаются практически до его установления. Для измерения суммарного испарения с почвы и испарения под растительным покровом используются так называемые весовые почвенные испарители, когда испарение рассчитывается по разности двух взвешиваний почвенных монолитов на специальных весах. На станциях, где исследуется внутрисуточный и суточный ход испарения, дополнительно работают гидравлические почвенные испарители и большие лизиметры (Руководство..., 1963).

К сожалению, с середины 1980-х годов сеть специализированных испарительных станций в России начала стремительно сокращаться. К началу 2008 г. были закрыты более 120 станций, и в настоящее время продолжают работать менее 40 пунктов, причем большинство из них функционирует на азиатской части России (рис. 4.3а). Основными причинами сокращения сети являются трудоемкость наблюдений, износ оборудования и нехватка наблюдателей.

В настоящее время для научного анализа доступны только данные наблюдений за испарением с поверхности почвы до середины 1980-х годов, поскольку прекратилась публикация справочников, а современные данные концентрируются в основном в региональных управлениях гидрометеорологической службы (УГМС).

Подобная ситуация складывается и в бывших республиках СССР: наблюдательные сети резко сокращаются. Исключением является

Белоруссия, где наблюдательная сеть достаточно стабильна (Логинов, Волчек, 2006).

За пределами территории СССР для непосредственного измерения суммарного испарения с почвы (покрытой растительным покровом) и испарения с оголенной почвы используются лизиметры. Как правило, они располагаются на исследовательских полигонах, которые могут включать в себя несколько наблюдательных площадок, причем наблюдения на некоторых из них продолжаются более 40 лет. Такие полигоны существуют в Канаде, Италии, Испании, Германии, Англии, США, Китае, Сербии (Denich, Bradford, 2010; López-Urrea et al., 2006, 2009; Chen Xi et al., 2008 и др.).

В последние десятилетия для опосредованного измерения испарения используют также измерительные вышки (так называемые flux towers, см. <http://www.fluxnet.ornl.gov/fluxnet/> и <http://public.ornl.gov/ameriflux/>). Измеряемые на этих вышках потоки скрытого и явного тепла, потоки тепла и влаги в почве, скорости ветра, влажности и температуры воздуха, а также характеристики растительного покрова позволяют по эмпирическим формулам определять испарение с поверхности почвы.

Испарение с открытой водной поверхности

Сеть водноиспарительных станций начала формироваться в СССР с середины 1950-х годов и достигла своего максимального развития в 1980-х годах, когда на территории страны функционировало более 600 станций. При этом на многих из этих станций велись параллельные наблюдения за испарением с водной поверхности и с поверхности почвы, что давало возможность проследить связи между этими видами испарения.

В зависимости от величины исследуемого бассейна станции подразделяются на плавучие, береговые и континентальные (Наставления..., 1985). Использование станций разных типов

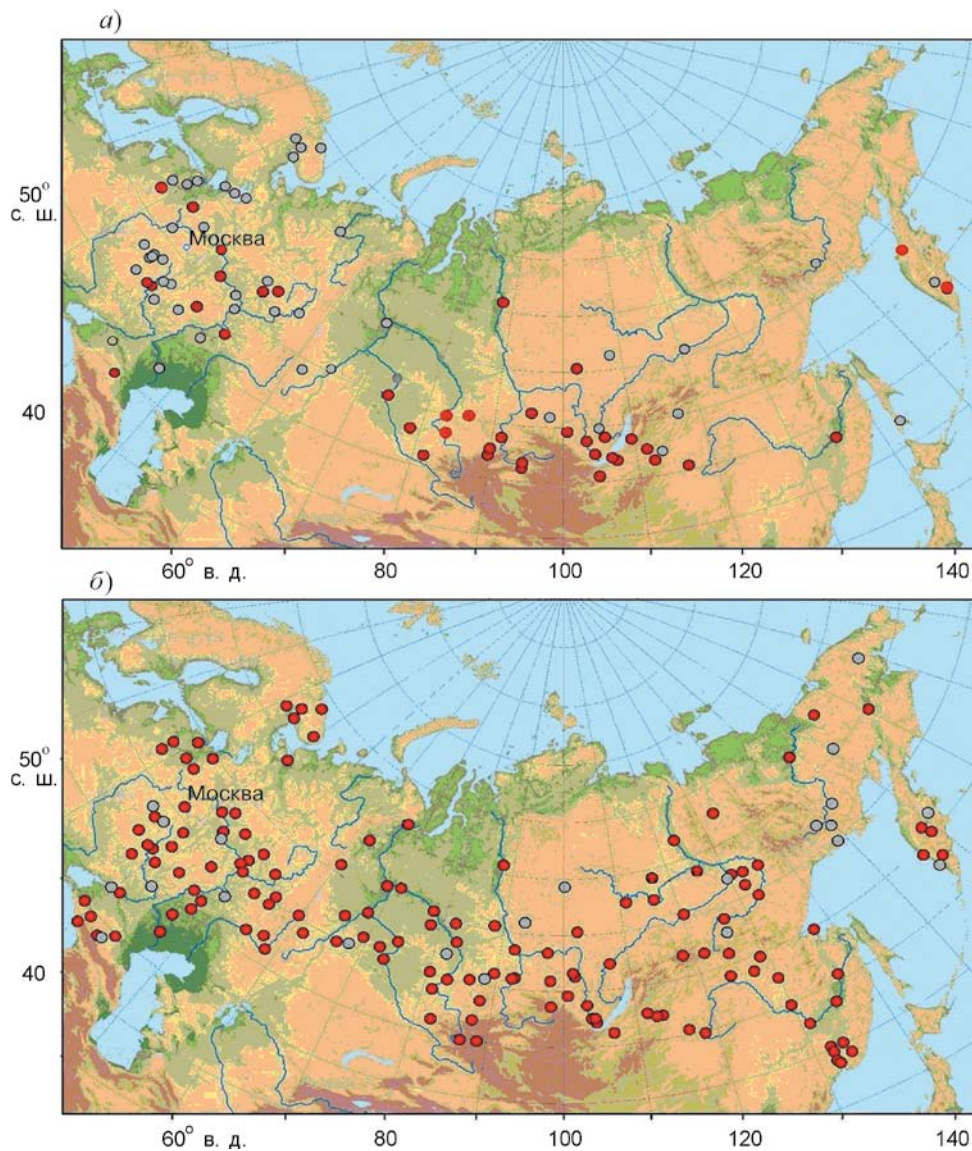


Рис. 4.3. Сеть почвенноиспарительных (а) и водноиспарительных станций (б). Красные кружки — действующие станции, серые кружки — закрытые с 2000 по 2008 г.

позволяет оценивать испарение с поверхности водоемов разного размера.

Наблюдения продолжаются с момента схода снежного покрова до первого появления ледяного покрова. Для массовых наблюдений используется разработанный в ГГИ испаромер ГГИ-3000. Кроме того, на некоторых станциях были установлены испарительные бассейны, которые предназначались для проведения научных исследований процесса испарения и его связи с метеорологическими величинами.

Именно испарительный бассейн площадью 20 м^2 в 1980-х годах был выбран Всемирной метеорологической организацией в качестве временного эталонного бассейна.

После 1990-х годов сеть водноиспарительных станций сократилась, но сокращение было не таким критическим, как для почвенноиспарительной сети. К настоящему времени на территории Российской Федерации продолжают работать более 200 водноиспарительных стан-

ций (рис. 4.3б). Для отдельных станций продолжительность рядов составляет около 60 лет.

В бывших союзных республиках, за исключением Белоруссии, также произошло сокращение водноиспарительной сети. В Белоруссии наблюдательная сеть сохранилась практически на уровне развития 1980-х годов (Логинов, Волчек, 2006).

Во многих странах существуют достаточно густые сети водноиспарительных станций. Так, например, в США действует почти 500 таких станций, в Австралии — около 100 станций, в Китае — более 500. Однако методы наблюдений и используемые приборы отличаются друг от друга. В большинстве стран для измерения испарения с водной поверхности используются испарители Class A pan или Class U pan.

В Государственном гидрологическом институте Росгидромета создан центр сбора и анализа данных наблюдений, в котором накапливаются данные со всей водноиспарительной сети России. Представляется важным создание международного банка данных, аккумулирующего результаты наблюдений со всего мира. Это даст возможность научному сообществу использовать для широкомасштабных исследований данные наблюдений за одним из важных элементов водного баланса.

В заключение этого раздела подчеркнем, что на территории Российской Федерации функционирует комплекс уникальных сетей специализированных станций, на которых проводятся наблюдения за разными элементами водного баланса суши: влажностью почвы, испарением с поверхности суши и открытой водной поверхности. В настоящее время эти данные малодоступны для научного анализа. Кроме того, состояние наблюдательных сетей и, в особенности, испарительных вызывает сильное опасение, что можно потерять их в будущем. Необходимо предпринять усилия для создания доступных баз данных, аналогичных существующему Глобальному банку почвенной влажности (Global Soil Moisture Bank, http://climate.envsci.rutgers.edu/soil_moisture).

МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ АНАЛИЗА ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ВЛАГООБЕСПЕЧЕННОСТИ

Вследствие мозаичности почвенного покрова и разнообразия его гидрофизических свойств использование данных о влажности почвы (декадных, месячных или сезонных) в научных исследованиях, особенно при каких-то обобщениях по большим территориям, — непростая задача. Видимо поэтому большинство исследований влажности почвы связано с ограниченными территориями или конкретными ситуациями (см., например, (Herbert, 1968; Clapp, Hornberger, 1978; Гусев, 2008; Коломыц, Сурова, 2010; Кравцов, 2008; Hall, Jones, 1983; Paz Errea et al., 2001; Назаркина, 2008)).

Основная проблема пространственного обобщения рядов наблюдений на отдельных станциях заключается в сложности учета влияния гидрофизических свойств конкретных почв.

В России широкое распространение в оперативной практике анализа и обобщения данных о влажности почвы на больших территориях получил метод, предложенный Л. С. Кельчевской (Кельчевская, 1983). Этот метод основан на новом принципе агрогидрологического районирования территории. В зависимости от характера обводнения, условий увлажнения (максимального капиллярного, периодического капиллярного, временного избыточного, увлажнения капиллярно-подперто-подвешенной влагой), а также степени весеннего промачивания (полного, умеренного, слабого, очень слабого) на европейской части России было выделено девять агрогидрологических районов со специфическим водным режимом почв.

Выделенные районы характеризовались не только режимом увлажнения активного (метрового) слоя, но в каждом из них были учтены также особенности влияния комплекса внеш-

них факторов, формирующих почвенные влагозапасы и агрофизические свойства почвы.

Предложенный подход позволил построить карты продуктивной влаги для разных декад и разных сельскохозяйственных культур. Однако метод оказался весьма трудоемким, вследствие чего его не удалось распространить на другие территории. При этом некоторые аспекты метода Кельчевской (принципы агрогидрологического районирования, осреднения данных отдельных пунктов наблюдений и некоторые другие) используются и в современной практике оперативного анализа влагозапасов почвы (<http://cxm.obninsk.org>).

В отличие от описанного выше метода, ориентированного на оценку абсолютных значений влажности в сравнительно небольших районах, в работе (Мещерская и др., 1972) был реализован статистический подход, направленный на изучение крупномасштабных особенностей полей влагосодержания почвы на европейской части СССР по данным наблюдений в 58 областях.

Для учета типа почв и их механического состава вся изучаемая территория была разделена на четыре физико-географические зоны, соответствующие разным почвам: серые лесные почвы, переходные области между серыми лесными почвами и черноземами, черноземы, переходные области между черноземами и каштановыми почвами. Для исключения влияния гидрофизических свойств почв в конкретных пунктах рассматривались не абсолютные значения влажности, а среднемесячные модульные коэффициенты влажности для каждой наблюдательной станции (продуктивная влажность, нормированная на соответствующую данной станции норму), значения которых осреднялись по областям за каждый месяц.

Такой подход позволил исследовать статистическую структуру полей влагосодержания почвы и корреляционные связи с разными метеорологическими переменными для всех выделенных зон. Предложенный метод анализа и обобщения данных наблюдений в принципе

мог бы быть использован и для изучения региональных климатических изменений влагосодержания почвы.

В Северной Америке и Западной Европе при обобщении данных наземных наблюдений по большим территориям довольно широко применяется методический подход, предложенный в работах (Винников, Есеркепова, 1989; Vinnikov, Yeserkepova, 1991). Чтобы избежать проблем, связанных с мозаичностью почвенного покрова, авторы предложили при осреднении по территории рассматривать относительные характеристики влажности почвы — значения продуктивной влажности почвы, нормированные на наименьшую полевую влагоемкость (НПВ). При этом под НПВ понимается наибольшее количество подвешенной влаги (т.е. влаги, которая может удержаться в почве без стекания вниз при отсутствии капиллярной связи с грунтовой водой), которое может быть удержано в однородном слое почвы силами, противодействующими ускорению свободного падения вне влияния капиллярной каймы.

Метод был разработан на основе данных наблюдений на территории Советского Союза и дал возможность проанализировать пространственную изменчивость влажности почв на его европейской территории и оценить изменения этого показателя во времени. Метод получил развитие в последующих исследованиях (Robock et al., 2005; Entin et al., 2000 и др.) и для других стран. Основная трудность в реализации данного подхода связана с тем, что не всегда существует возможность получить агрофизические константы для разных типов почв (влажность завядания, наименьшую полевую влагоемкость и полную полевую влагоемкость), которые используются для оценок.

Помимо этих методов, позволивших получить выводы для всей европейской части России, существует ряд других методик, используемых для анализа влажности почвы и прогноза влагозапасов на разных по площади территориях, которые в той или иной степе-

ни учитывают отдельные аспекты описанных методов. Так, например, в работе (Логинов, Волчек, 2006) использован важный аспект метода Л. С. Кельчевской — выделение однородных по свойствам почв районов (хотя анализ пространственных изменений влажности почвы по территории Белоруссии в целом основан на статистическом подходе). В работе (Speranskaya, 2009) проанализированы пространственные и временные изменения влажности почвы во внелесной зоне европейской части России, при этом отдельные регионы также выделяются на основе подхода, предложенного Л. С. Кельчевской.

Специальные исследования посвящены математическому анализу пространственно-временной структуры полей влажности почвы (Vinnikov et al., 1999a, 1999b; Entin et al., 2000; Entekhabi, Rodriguez-Iturbe, 1994; Liu Suxia et al., 2001). Они позволили, в частности, получить количественные оценки величины случайных ошибок измерений влажности почвы, включающих в себя вклад микро- и мезоклиматической изменчивости, обусловленной вариацией природных ландшафтов с разными видами растительности и типами почв. Были определены пространственно-временные масштабы, на которых прослеживается связь аномалий влажности почвы, а также оценены размеры площадей, характеризующихся отдельными наблюдательными пунктами. Полученные выводы оказались очень полезными при адаптации данных спутниковых наблюдений для анализа влажности поверхностного слоя почвы.

Данные наземных контактных наблюдений за влажностью почвы лежат в основе тестирования модельных оценок и используемых в моделях параметризаций (см., например, (Hall, Jones, 1983; Robock et al., 1995—1998; Qiuan Zhu et al., 2009; Reichle et al., 2004)). Все подобные работы построены в основном на корреляционном анализе связи модельных оценок и полученных путем наблюдений значений влажности почвы. Аналогичный подход применяется и при проверке данных ре-

анализа ERA40 (The ERA-40 Project..., 2000), реанализа 1 (Kistler et al., 2001) и реанализа 2 (Kanamitsu et al., 2002) с использованием данных наземных наблюдений за влажностью почвы (Srinivasan et al., 2000; Liu et al., 2004; Robock et al., 2005).

В целом имеется недостаток данных наблюдений для проверки модельных оценок влажности почвы на глобальном уровне (Robock et al., 2003; Prigent et al., 2005; Guo Zhichang, Dirmeyer, 2006). Сложность прямого использования данных наземных наблюдений для получения обобщенных оценок, пригодных для сравнения с модельными полями, обусловлена недостаточным числом наблюдательных пунктов и различием методов наблюдений в разных странах, а также отсутствием точных данных об агрофизических свойствах разных типов почв, в частности, об их механическом составе. В связи с этим увеличивается значение дистанционных (главным образом, спутниковых) наблюдений.

В последнее десятилетие появилось много работ, посвященных анализу достоверности данных спутниковых наблюдений, используемых для оценок режима влажности почвы на больших территориях (Blyth, 1995; Narayan et al., 2006; van den Hurk et al., 2007; Chandrasekar et al., 2008; Ramakrishnan et al., 2006; Prigent et al., 2005 и др.). В этих работах рассчитанная по спутниковым данным влажность почвы сравнивается с данными наземных контактных наблюдений. Такие сравнения делаются и для других величин природной среды (осадков, испарения, потоков тепла и влаги, температуры воздуха), что позволяет оценивать взаимосвязь в системе почва — растительность — атмосфера.

К сожалению, современные спутниковые наблюдения имеют некоторые особенности (см. также сайт http://www.ghcc.msfc.nasa.gov/landprocess/lp_home.html), которые препятствуют получению на основе их данных информативных оценок влажности почвы в слоях ниже 20 см. Тем не менее данные этих наблюдений

могут играть существенную вспомогательную роль при анализе изменения влажности почвы как на региональном уровне, так и в глобальном масштабе (Vinnikov et al., 1999a; Wagner, Scipal, 2000; Reichle et al., 2004; Dirmeyer et al., 2004; Prigent et al., 2005; Погорелов, Киселев, 2009). Этому направлению уделяется сейчас большое внимание во всем мире.

Вследствие малочисленности данных наблюдений за испарением только с поверхности почвы (без учета растительности) говорить о методах анализа этой переменной не представляется возможным. Исследованию таких данных наземных наблюдений посвящено небольшое число работ (Логоинов, Волчек, 2006; Golubev et al., 2001; Голубев и др., 2002; Yang et al., 2009).

В большинстве зарубежных публикаций рассматриваются оценки суммарного испарения с поверхности почвы и растительного покрова (эвапотранспирации). Как правило, такие оценки выполняются расчетными методами, основанными преимущественно на воднобалансовом подходе (Gao et al., 2007; Sorman, Abdulrazzak, 1994; Frank, Inouye, 1994; Poulouvassilis et al., 2001; Hobbins et al., 2004) или на подходах, сочетающих разные методы: статистические, энергобалансовые, динамические (Jensen, Haise, 1963; Brutsaert, 1982; Eagleman, 1971; Rambal et al., 1985; Chen Deliang, et al., 2005; Xinfu et al., 2004). При этом широко используются модели разного уровня — от региональных до глобальных. Для большинства из них испарение с поверхности почвы является промежуточным выходом.

В России при оценке испарения с поверхности почвы также используются расчетные методы, основанные на учете тепло- и влагообмена в приземном слое атмосферы (Константинов, 1963; Будыко, 1948; Будыко, Зубенок, 1961) или на учете связи испарения с разными гидрометеорологическими величинами (Андреянов, 1960; Будаговский, 1964; Будыко, 1948; Булавко, 1971; Зубенок, 1976; Константинов, Козлов, 1955; Харченко, 1959). До

настоящего времени при оценке среднемесячных значений эвапотранспирации также применяется традиционный метод его определения по разности между наблюдаемыми величинами осадков и стока (Водные ресурсы..., 1967; Коронкевич, 1990; Кузьмин, 1953).

Оценки испарения, о которых говорилось выше, позволяют исследовать изменения суммарного испарения и испарения с поверхности почвы (как правило, с травянистой растительностью) на достаточно больших территориях и на разных временных интервалах. Однако все эти расчетные методы позволяют уверенно оценивать тенденции изменения испарения, чего нельзя сказать о его величине. В связи с этим необходимо еще раз подчеркнуть важность сравнения результатов расчетов и дистанционных данных с данными прямых наземных контактных измерений.

При этом среди российских специалистов до сих пор нет единого мнения относительно использования данных таких наблюдений. Одни полагают, что возможности применения результатов наблюдений за испарением с почвы ограничены редкостью сети самих пунктов наблюдений, сложностью переноса измеренных величин испарения от точки к большим площадям (например, бассейнам рек), большими затруднениями по оценке их изменений во времени, вызванных иными, неклиматическими причинами. Поэтому нередко делаются пессимистические выводы о том, что использование материалов наблюдений по почвенным испарителям возможно лишь для небольших территорий с относительно однородной поверхностью (Бабкин, Вуглинский, 1982).

Вместе с тем существуют и противоположные взгляды. Некоторые исследователи, например, Крестовский с соавторами (1966), предлагают применять методы расчета месячных сумм испарения по водосбору с использованием данных именно почвенных испарителей. Существует также мнение, что непосредственное использование результатов наблюдений на сети испарительных станций нуждается в раз-

работке специальных нестандартных методов (Коронкевич, 1990).

Оценки испарения с открытой водной поверхности и его изменений с использованием данных натурных наблюдений в России начались практически через несколько лет после организации первых наблюдений (в конце 1940-х годов). Правда, первые работы были посвящены в основном методическим вопросам оценки испарения с разных по площади водоемов с использованием данных наблюдений.

Первые попытки оценки испарения с большой территории за продолжительный период времени (порядка 20 лет) были предприняты в 1970-х годах (Кузнецов, Голубев, 1971; Матюкин, 1975). При этом использовали двадцатиметровый испарительный бассейн и данные массовых измерений с помощью испаромера ГГИ-3000. Одна из первых работ, в которой сделана попытка привлечь для обобщения испарения методы математической статистики (Зайков, 1949), рассматривала расчет испарения по дефициту влажности воздуха. В последующие годы было опубликовано множество работ, в которых исследовались разные методические вопросы расчетов испарения с водоемов на основе данных регулярных наблюдений и метеорологических величин. Результаты большинства этих работ были обобщены в монографии А. Р. Константинова (Константинов, 1963).

Анализ работ зарубежных авторов, посвященных разным аспектам процесса испарения и его расчета, рассмотрен в монографии У. Брутсерта (Brutsaert, 1982).

Большой вклад в развитие методов расчета испарения, его анализа и обобщения получаемых оценок внесли работы В. С. Голубева (Голубев и др., 1989, 1994; Голубев, Змейкова, 1991; Голубев, Цыценко, 1995). В частности, им было показано, что испарение с открытой водной поверхности — достаточно точно измеряемая в природе величина. Его можно рассматривать как комплексный индекс, характеризующий годовой или сезонный итог тепло- и влагообмена между стандартной вод-

ной поверхностью и атмосферой, и его можно использовать в качестве характеристики потенциального испарения или испаряемости. В настоящее время во всем мире испарение с поверхности воды (испаряемость) чаще всего рассматривается именно в этом качестве.

Однако работ, посвященных анализу долговременных изменений испарения с поверхности воды, в печати появлялось немного. Внимание к этому компоненту водного баланса суши увеличилось в последние десятилетия, появилось много публикаций, рассматривающих как само испарение, так и его взаимосвязь с разными элементами природной среды.

Значительное число работ посвящено анализу изменения испарения в разных регионах земного шара (Колосов, Минин, 1992; Логинов, Волчек, 2006; Peterson et al., 1995; Golubev et al., 2001; Hobbins et al., 2004; Chattopadhyay, Hulme, 1997; Roderick, Farquhar, 2004, 2005; Liu et al., 2004; Shen et al., 2009; Tebakari et al., 2005; Lawrimore, Peterson, 2000; Roderick et al., 2009a). Все эти исследования основаны на анализе трендов испарения.

В результате исследования изменения испарения во времени был получен неожиданный результат: при повышении температуры воздуха наблюдается уменьшение испарения с открытой водной поверхности. Это явление даже получило свое название — парадокс испарения с водной поверхности. Поэтому анализу причин уменьшения испарения посвящено множество исследований (Roderick et al., 2009b; Qian et al., 2006; Rayner, 2007; Jhajharia et al., 2009; Brutsaert, Parlange, 1998; Roderick, Farquhar, 2002), в которых рассматривается связь испарения с разными природными процессами. Все эти работы основаны на методах регрессионного и, реже, корреляционного анализа. Во многих исследованиях используются также простые полуэмпирические и эмпирические модели, описывающие взаимосвязь испарения с разными метеорологическими величинами: скоростью ветра, прозрачностью атмосферы, солнечной радиацией, суммой осадков и т. п.

СПЕЦИАЛЬНЫЕ ИНДЕКСЫ ЗАСУШЛИВОСТИ

Влажность почвы является ключевой переменной при классификации засух. В соответствии с ней влажность почвы может рассматриваться прежде всего как индикатор сельскохозяйственной засухи, так как она в значительной мере контролирует транспирацию и рост растений. Вместе с тем влажность почвы является показателем и метеорологической, и гидрологической засух, поскольку она обеспечивает агрегированную оценку количества доступной влаги, обусловленную балансом количества осадков, испарения и разных видов стока.

Прямое использование данных о влажности почвы для оценки происходящих климатических изменений засушливости глобального или континентального масштабов невозможно из-за крайней ограниченности имеющегося объема информации. Вследствие этого для характеристики засух используются специальные индексы, основанные на данных стандартных метеорологических наблюдений, значения которых позволяют идентифицировать явление засухи и дают возможность судить о степени ее суровости.

Вследствие того, что исходным пунктом для всех видов засух является дефицит осадков, приводящий к нехватке воды для разных видов деятельности, значения данной метеорологической переменной входят в том или ином виде во все индексы засушливости. При этом ряд индексов опирается только на критерии, связанные с оценкой аномальности количества осадков в течение выбранного периода времени.

Наиболее простым показателем является так называемый процент от нормы, т. е. величина, равная отношению фактического количества осадков к среднему многолетнему значению (в процентах). Этот показатель может оцениваться для разных временных интервалов — от одного месяца до года.

Один из недостатков данного показателя обусловлен существенным отклонением распределения количества осадков от нормального во многих засушливых районах. В этих районах наиболее вероятные значения количества осадков (мода распределения) могут оказаться значительно меньше нормы (среднего), что затрудняет статистическую интерпретацию получаемых результатов.

Более совершенный метод оценки степени аномальности количества осадков связан с определением вероятности, соответствующей наблюдаемому значению. Дискретная форма этого подхода, предложенная в работе (Gibbs, Maher, 1967) и названная методом децилей, предполагает деление области значений количества осадков на равновероятные градации (интервалы) и последующее использование в качестве индекса засушливости номера градации: чем меньше номер, тем больше степень засушливости. Данный метод реализуется службой мониторинга засух в Австралии, и его результаты являются основанием для предоставления правительственной помощи пострадавшим от засухи фермерам.

К началу XXI в. наиболее распространенным индексом засушливости, основанным только на данных об осадках, стал стандартизованный индекс осадков (Standardized Precipitation Index, SPI) (McKee et al., 1993). Расчет индекса предполагает предварительный анализ функции распределения количества осадков на выбранном базовом интервале и ее аппроксимацию, обеспечивающую возможность определения вероятности превышения любого наблюдаемого значения количества осадков. Значением индекса SPI является аномалия стандартизованного нормального распределения, соответствующая по вероятности превышения наблюдаемому значению количества осадков. Значение показателя, равное -2 и менее, свидетельствует об экстремальной засушливости.

Индекс SPI может применяться для мониторинга условий засушливости на любых

временных интервалах (от месяца до года и более). Вариация масштабов осреднения дает возможность отслеживать с помощью этого индекса как сельскохозяйственные, так и гидрологические последствия засух, связанные с объектами, имеющими разную чувствительность к дефициту осадков.

Среди индексов засушливости, учитывающих более одного параметра среды, в первую очередь нужно отметить показатели, представляющие собой комбинации значений температуры воздуха и количества осадков на заданном интервале времени. Эти индексы могут быть эффективно откалиброваны для сравнительно однородных регионов, характеризующихся высокой отрицательной корреляцией между температурой воздуха и осадками в летний сезон. Подход, предложенный в работе (Мещерская, Блажевич, 1977) для мониторинга условий увлажнения на территории зернопроизводящих районов СССР, основан на совместном анализе аномалий заданной величины для месячных значений температуры воздуха и количества осадков и оценке площади их распространения. В качестве индекса засух рассматривается доля площади региона (%), где температура воздуха выше нормы на 1°C и более, а количество осадков меньше нормы на 20% и более. Индекс избыточного увлажнения определяется симметричным образом. Такой подход был впоследствии использован для анализа засух на территории Северной Евразии по результатам численного моделирования для XX и XXI вв. (Мохов и др., 2005).

Все перечисленные выше индексы имеют статистическую природу, т. е. являются мерой отклонения текущих значений влияющих метеорологических величин (одной или нескольких) от их распределения на выбранном базовом интервале.

Наряду со статистическими показателями засушливости широкое распространение получили индексы, которые можно назвать физико-эмпирическими. Построение этих индексов основано на известных физических за-

кономерностях, однако конкретный вид таких показателей и способы их калибровки связаны с обработкой эмпирических данных, имеющих определенную пространственно-временную привязку. Вследствие этого рассматриваемые индексы, вообще говоря, нельзя считать универсальными и пригодными для применения на любых временных интервалах.

В России еще в начале и середине XX в. предпринимались попытки конструирования простых индексов засушливости, прямо или косвенно отражающих значение испарения в возникновении почвенной засухи. Некоторые из этих индексов используются для характеристики условий засушливости и в настоящее время (например, радиационный индекс сухости (Будыко и др., 1952), индекс пожароопасности Нестерова (Нестеров, Максимов, 1958) и др.).

Наиболее распространенным и широко применяемым в метеорологических исследованиях индексом этого типа является гидро-термический коэффициент Селянинова (ГТК), предложенный в работе (Селянинов, 1928). Индекс представляет собой отношение суммы осадков (мм) за какой-либо период календарного года к сумме активных (т. е. превышающих пороговое значение 10°C) среднесуточных температур воздуха за тот же период года, умноженной на 0,1.

При введении ГТК автор исходил из того, что численное значение знаменателя удовлетворительно характеризует испаряемость в теплые месяцы. Одним из подтверждений обоснованности ГТК как показателя увлажненности территории является хорошее совпадение некоторых изолиний ГТК с границами ландшафтных зон (северная граница степной полосы на европейской части СССР хорошо совпадает с изолинией ГТК = 1 за июнь — август, а северная граница пустыни — с изолинией ГТК = 0,5). Г. Т. Селянинов предложил считать засушливым период, для которого ГТК < 1,0, а сухим — когда ГТК < 0,5.

К основным недостаткам индекса ГТК следует отнести неучет весенних запасов влаги в почве, а также использование для характеристики испаряемости показателя, зависящего лишь от температуры воздуха.

В мировой практике для слежения за изменением условий засушливости на длительных временных интервалах наиболее широко используется индекс Палмера PDSI (Palmer Drought Severity Index), введенный в работе (Palmer, 1965). Расчет этого показателя базируется на использовании доступных метеорологических данных (температуры воздуха и осадков), а также локальных констант, характеризующих влагоемкость почвы. На основе этих входных величин с помощью упрощенной схемы влагопереноса в почве определяются реальные и потенциальные значения эвапотранспирации, а также другие составляющие водного баланса, и рассчитывается стандартизованный индекс PDSI.

При последующей интерпретации значений этого индекса выделяют 11 градаций увлажненности: значения, находящиеся в диапазоне от $-0,49$ до $0,49$, соответствуют нормальным условиям, значения меньше -4 — экстремально засушливым, а значения больше 4 — экстремально влажным условиям; промежуточные градации характеризуют такие степени засушливости и избыточной увлажненности, как зарождающаяся, слабая, умеренная и сильная.

Процедура построения индекса является рекурсивной: значение индекса Палмера на определенном временном интервале зависит от его значения на предыдущем шаге. Это обеспечивает учет кумулятивного эффекта продолжительных периодов дефицита влаги. Важное место в расчетной схеме занимает способ определения потенциальной эвапотранспирации. В оригинальной работе Палмер предложил использовать метод Торнтвейта (Thornthwaite, 1948).

Расчет индекса PDSI производится в два этапа. Сначала определяется значение индекса увлажненности Z (Moisture Anomaly Index) для конкретного месяца или другого времен-

ного интервала, соответствующего выбранной дискретности, без учета условий увлажнения в предшествующий период. С этой целью, прежде всего, вычисляется аномалия влагообеспеченности d , определяемая как разность между реальным количеством осадков и количеством осадков, которое необходимо для поддержания нормальной влажности почвы в существующих условиях. Далее индекс Z рассчитывается путем умножения d на специальный множитель K , который вводится для обеспечения пространственно-временной сравнимости значений индекса Z .

Значение климатической характеристики K оценивается по данным многолетних наблюдений за составляющими водного баланса в рассматриваемом пункте с использованием эмпирической константы, значение которой было определено автором метода (Palmer, 1965) на основе анализа данных наблюдений в девяти пунктах на территории США.

Текущее значение индекса PDSI рассчитывается как взвешенная сумма значения индекса PDSI на предыдущем временном интервале и текущего значения индекса Z . При этом весовые коэффициенты полагаются константами. Численные значения констант, названных в оригинальной работе факторами длительности, были определены по данным наблюдений на двух североамериканских станциях и отражают чувствительность индекса Палмера к выпадению осадков.

Процедура построения индекса Палмера подвергалась серьезному критическому анализу во многих работах. К недостаткам этой процедуры, требующим осторожности в использовании индекса Палмера, относятся (Alley, 1984) упрощенная схема влагопереноса и расчета потенциальной эвапотранспирации, чувствительность к показателю влагоемкости почвы, неучет влияния снежного покрова и промерзания почвы, использование универсальных констант для разных климатических условий и др.

Впоследствии были предложены многочисленные модификации индекса Пальмера, которые дают возможность существенно усовершенствовать базовый подход. В частности, переход от метода Торнтвейта к эмпирическим способам оценки потенциальной эвапотранспирации, учитывающим влияние солнечной радиации и других параметров на испарение (Penman, 1948), способствует получению более корректных оценок индекса Пальмера. Принципиальным представляется также использование метода автоматической локальной калибровки индекса (Wells et al., 2004), предполагающее отказ от применения в расчетах постоянных значений упомянутых эмпирических коэффициентов и переход к переменным значениям этих величин, соответствующим климатическим особенностям конкретного пункта.

Большую группу модифицированных показателей Пальмера образуют индексы, имеющие гидрологическую направленность и рассчитываемые для речных бассейнов. Все эти

индексы, как и исходный показатель PDSI, учитывают кумулятивный эффект и построены на основе уравнения водного баланса. Однако для их расчета используются не только данные об осадках и температуре воздуха, но и дополнительные характеристики — в частности, данные о снежном покрове.

В действующей системе агрометеорологического мониторинга на территории России в качестве основного метеорологического индикатора засушливости используется гидротермический коэффициент Селянинова (ГТК). Этот индекс был положен и в основу анализа изменения частоты атмосферных засух на протяжении XX в. (Оценочный доклад..., 2008).

Представляет интерес сопоставление результатов оценки ГТК с соответствующими значениями индекса PDSI, являющегося наиболее широко используемым в зарубежной практике. Рисунок 4.4, где в картографической форме даны средние многолетние значения для июля ГТК Селянинова и индекса Пальмера для периодов 1951—1980 и 1972—2001 гг.,

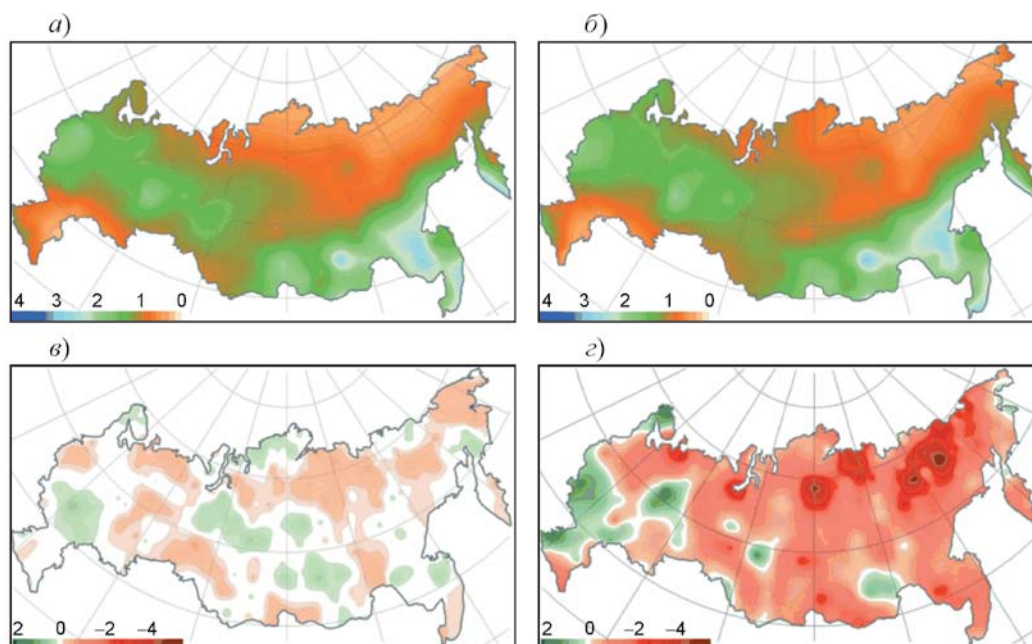


Рис. 4.4. Средние многолетние значения для июля за 1951—1980 (а, в) и 1972—2001 гг. (б, з) гидротермического коэффициента Селянинова (а, б) и индекса Пальмера (в, з).

наглядно показывает, что эти индексы имеют совершенно разную чувствительность к происходящим изменениям климата. Пространственное распределение значений ГТК для последней трети XX в. практически не отличается от того, которое характерно для периода, предшествующего периоду интенсивного потепления. Для индекса Палмера различия заметны и существенны. Вместе с тем с учетом известных недостатков индекса PDSI вопрос о его применимости для оценки тенденции изменения засушливости на территории России требует дополнительных исследований.

Анализ условий засушливости на основе спутниковой информации базируется на связях состояния растительности с ее спектральными отражательными способностями. По данным дистанционного зондирования в разных спектральных диапазонах рассчитываются многочисленные показатели, характеризующие состояние растительности, обычно называемые вегетационными индексами. Расчет большей части таких индексов основан на двух наиболее стабильных, т. е. мало зависящих от мешающих факторов, участках кривой спектральной отражательной способности растений: красной зоны спектра (0,62—0,75 мкм), на которую приходится максимум поглощения солнечной радиации хлорофиллом, и ближней инфракрасной зоны (0,75—1,3 мкм), где наблюдается максимальное отражение энергии клеточной структурой листа.

Для оценки условий засушливости по спутниковым данным в сезон вегетации наиболее часто используется вегетационный индекс NDVI (Normalized Difference Vegetation Index), введенный в работе (Rouse et al., 1973). Этот индекс определяется как разность измеренных значений интенсивности отраженного излучения в красном и ближнем инфракрасном спектральных диапазонах, нормированная на сумму этих величин. Для зеленой растительности индекс обычно принимает значения от 0,2 до 0,8, при этом чем больше зеленая фитомасса, тем больше значение индекса.

Любые вегетационные индексы в той или иной степени зависят от состояния атмосферы, характеристик сенсора и т. д., и их использование требует этапа интерпретации с привлечением данных наземных наблюдений. Большинство применений индекса NDVI базируется на существовании отрицательной корреляции между значениями NDVI и температурой подстилающей поверхности, которая была выявлена по локальным данным. Однако как показано в работе (Karnieli et al., 2010), это утверждение справедливо лишь в ситуациях, когда вода является лимитирующим фактором для роста растений. Если же таким фактором является энергия (как, например, в высоких широтах, особенно в начале вегетационного сезона), соответствующая корреляция является положительной. Отсюда следует, что нужно с осторожностью использовать эмпирические соотношения между температурой подстилающей поверхности и значениями NDVI для мониторинга засух и ограничивать их применение регионами и временными интервалами, для которых вода является главным фактором, влияющим на рост растений.

В настоящее время известно около ста разных показателей засух, процедуры расчета которых постоянно совершенствуются. Появляются новые модификации и индексы. Среди новых конструкций, предназначенных для выявления климатических изменений засушливости, следует отметить индекс SPEI, предложенный в работе (Vicente-Serrano et al., 2010). С вероятностной точки зрения данный индекс аналогичен стандартизованному индексу осадков (SPI). Однако он основан на двухмерном распределении и учитывает, наряду с количеством осадков, значение эвапотранспирации. Эта особенность индекса может оказаться полезной при анализе происходящих изменений засушливости в условиях глобального потепления.

На практике, по-видимому, целесообразно параллельно использовать разные индикаторы засушливости (Heim, 2002). Так, например, ор-

ганизована система мониторинга и анализа засух NADM (North American Drought Monitor), которая действует на Североамериканском континенте в рамках международного сотрудничества между США, Канадой и Мексикой. Задачей этой системы является слежение как за кратковременными изменениями засушливости (от нескольких дней до нескольких месяцев), существенными для сельского и лесного хозяйства, так и за долговременными изменениями (от нескольких месяцев до нескольких лет), имеющими гидрологические последствия и представляющими бóльший интерес в контексте климатических изменений. В этой системе используются разные модификации индекса Палмера, стандартизованный индекс количества осадков, перцентили количества осадков, вегетационные индексы, полученные по спутниковым данным, и модельные оценки влажности почвы. Для ежемесячного анализа происходящих изменений применяются как квантили этих индексов, осредненных за разные временные интервалы (от 1 до 60 месяцев), так и комбинации этих показателей.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ТЕПЛО- И ВЛАГООБМЕНА В ДЕЯТЕЛЬНОМ СЛОЕ ПОЧВЫ

Уменьшение степени неопределенности оценок ожидаемых изменений характеристик засух неразрывно связано с дальнейшим прогрессом в моделировании климата и, в частности, с развитием моделей приповерхностного слоя.

Схемы параметризации тепло- и влагообмена между атмосферой и деятельным слоем почвы являются важной и неотъемлемой частью современных климатических моделей. Существует несколько десятков схем, описывающих с разной степенью детализации эти процессы. Подробный обзор развития такого рода схем параметризации для климатических моделей представлен в работе (Pitman, 2003).

Первые исследования значения почвенной влаги (Будыко, 1948, 1956; Namias, 1958) привели к развитию так называемой bucket-схемы расчета испарения и поверхностного стока (Manabe, 1969). В ней рассматривался один слой в почве, влагосодержание которого менялось в зависимости от осадков и испарения. Максимальное содержание влаги было принято одинаковым для всех типов почв и составляло 0,15 м. Если влагосодержание почвы превышало пороговое значение, то весь остаток воды относился к стоку. Этот класс простых схем первого поколения описан в работе (Sellers et al., 1997).

Классификация моделей, предложенная в этой работе, основана, главным образом, на степени сложности представления процессов эвапотранспирации. В ней выделяется группа моделей первого поколения, которые используют простые формулировки аэродинамического переноса и единые заданные параметры подстилающей поверхности, включая влагоемкость почвы, альбедо и шероховатость. Значение растительности учитывается неявно. Единая влагоемкость почвы, чрезвычайно упрощенное представление испарения, а также использование одинакового аэродинамического сопротивления для тепла, влаги и момента движения — основные недостатки моделей первого поколения.

В целом схемы первого поколения не обеспечивали возможности моделирования обмена диоксида углерода или проведения экспериментов по исследованию воздействия изменений растительного покрова на испарение. Кроме того, чрезвычайно упрощенное описание стока не позволяло, как показано (Henderson-Sellers et al., 1996), удовлетворительно описывать гидрологический режим.

Важным шагом в развитии методов моделирования процессов взаимодействия атмосферы с поверхностью суши стала работа (Deardorff, 1978), в которой при расчетах температуры и влажности почвы использовалось два слоя, а растительность была представлена

явно в виде одного объемного слоя. Описание переноса тепла и влаги от растительного покрова в атмосферу основывалось на работах (Legg, Long, 1975; Thom, 1972), а в целом в модели была использована концепция испарения, изложенная в работе (Monteith, Szeicz, 1962). Согласно классификации, предложенной в работе (Sellers et al., 1997), модели такого типа отнесены ко второму поколению моделей.

При дальнейшем развитии методов параметризации процессов на подстилающей поверхности основное внимание уделялось оценке вклада растительности в поток скрытого тепла. Большинство схем, применяемых в настоящее время в моделях общей циркуляции атмосферы (МОЦА) (Sellers et al., 1986; Abramopoulos et al., 1988; Noilhan, Planton, 1989), учитывают влияние растений. При этом используется фотосинтетически активная часть солнечной радиации (ФАР) в качестве сигнала для открытия и закрытия устьиц листьев, что регулирует, в частности, поток влаги из почвы в атмосферу и скорость транспирации. Многие схемы включают так называемый резервуар перехвата осадков растительностью, накапливающий и испаряющий их (Rutter et al., 1972, 1975). При этом в модели некоторая часть растительного покрова оказывается влажной, и перехваченная растительностью вода испаряется лишь через некоторое время.

В моделях второго поколения появились более сложные схемы параметризации процессов влагопереноса в почве. Вертикальный перенос влаги описывается системой уравнений диффузии. Поверхностный сток в моделях параметризуется либо по простой схеме, когда поступающая влага впитывается почвой до состояния насыщения, а остаток считается стоком, либо более сложным путем — через расчет скорости инфильтрации воды в почву разными методами. При этом, как правило, принимается, что сток локально исключается из влагооборота на континентах (неявно предполагается, что избыток воды поступает в океан).

В настоящее время многие схемы параметризации процессов на подстилающей поверхности включают методы расчета направления потока воды с учетом конфигурации речной сети (Sausen et al., 1994; Hagemann, Duemenil, 1998), что позволяет лучше рассчитывать сток с ряда крупных водосборов Земли. При этом, однако, часть проблем, связанных с влагозапасом и стоком воды в регионах многолетнемерзлых и сезонномерзлых грунтов, остается нерешенной (Pitman et al., 1999).

Многие исследования, например, (Chen et al., 1997; Pitman et al., 1999), показывают, что существует четкая взаимосвязь между водным и энергетическим балансами подстилающей поверхности. Ошибки в моделировании стока неизбежно приводят к систематическим ошибкам в описании и разделении доступной энергии между потоками скрытого и явного тепла. Часть такого рода ошибок связана с параметризацией стока, а также с неточным описанием характеристик влагосодержания почвы в моделях.

Впервые достаточно реалистичный учет снега в климатической модели, по-видимому, был выполнен в работе Дж. Хансена с соавторами (Hansen et al., 1983). Такие схемы, как BATS (Dickinson et al., 1993) и SiB (Sellers et al., 1986), учитывали снег как часть верхнего слоя почвы при расчете термических характеристик и как отдельный слой — при расчетах гидрологических характеристик. Более поздние схемы, например, CLASS (Verseghy et al., 1993), включали снег как отдельный слой при расчете как термического, так и гидрологического режимов. В дальнейшем при развитии схем параметризации процессов на подстилающей поверхности значению снега уделялось все больше внимания (Loth, Graf, 1993; Lynch-Stieglitz, 1994; Thompson, Pollard, 1995; Володина и др., 2000). Широко проводились работы по тестированию и оценке схем параметризации снега как в автономном режиме (проект Snow Model Intercomparison Project (SNOWMIP), <http://www.cnrm.meteo.fr/>

snowmip/), так и при включении в климатические модели (Frei et al., 2003).

В целом модели второго поколения более полно представляют физические процессы на поверхности суши. При этом они продолжают развиваться как путем совершенствования механизмов взаимодействия между разными компонентами схемы и уточнения внешних параметров, так и вследствие повышения вычислительной эффективности схемы. Модели этого поколения широко используются при оценках чувствительности климата к изменениям характеристик поверхности суши. Сюда относятся и эксперименты, в которых оценивается влияние на климат уничтожения лесов, интенсификации сельскохозяйственной деятельности и другие.

Такие модели также широко применялись в исследованиях последнего времени, связанных с оценкой влияния увеличения концентрации CO_2 в атмосфере на климат (McAvaney et al., 2001). Увеличение концентрации CO_2 влияет на радиационное воздействие и, таким образом, на энергию, доступную для процессов на подстилающей поверхности. В свою очередь, это приводит к изменениям устьичного сопротивления и, соответственно, эвапотранспирации. Эта биосферная обратная связь может быть учтена в расчетах. Однако увеличение концентрации CO_2 также непосредственно влияет на биосферную продуктивность (Менжулин, 1984; Mooney et al., 1991; Stitt, 1991; Walther et al., 2002). Модели второго поколения не учитывают поглощение диоксида углерода биосферой и изменения в структуре растительности в результате увеличения поглощения CO_2 . Это ограничивает возможности таких моделей.

Третье поколение схем параметризации процессов на подстилающей поверхности включает взаимодействие между биосферой и содержанием CO_2 в атмосфере, т. е. углеродный цикл. Основное направление исследований в этой области — это расчет углеродного цикла включая изменения массы раститель-

ности и массы почвенного углерода. В настоящее время проведен ряд исследований климата, в которых использовались схемы третьего поколения. Учет в моделях общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО) схем параметризации биосферы суши, позволяющих моделировать изменения источников и стоков CO_2 на континентах, является одним из важных направлений развития климатических моделей.

Что касается валидации разных схем параметризации процессов на подстилающей поверхности, то здесь стоит упомянуть ряд международных проектов сравнения моделей:

- проект сравнения методов параметризации процессов на подстилающей поверхности (PILPS);
- проект сравнения моделей снега (SnowMIP);
- глобальный проект по влажности почвы (GSWP).

Существенны также возможности, предоставляемые проектами AMIP-I и AMIP-II и программой моделирования климата XX и XXI вв., организованной в рамках подготовки Четвертого оценочного доклада Межправительственной группы экспертов по изменению климата (Climate Change 2007, 2007a, 2007b).

В проекте PILPS (Henderson-Sellers et al., 1996) принимали участие примерно двадцать моделей. Проведенные исследования показали, что даже небольшие различия в схемах параметризации могут приводить к значительному разбросу в результатах расчетов. При одном и том же внешнем воздействии, например одинаковом режиме осадков, распределение воды между стоком и испарением в разных моделях происходит по-разному, а при одинаковых граничных условиях и одинаковых значениях параметров, характеризующих почву и растительный покров, в разных моделях устанавливается совершенно разное равновесное состояние. Было установлено, что схемы параметризации процессов на подстилающей поверхности можно настроить на правильное воспроизведение отдельных наблюдаемых ха-

рактических, но ни одна схема не может верно рассчитать распределение всех характеристик, описывающих термический и гидрологический режимы на подстилающей поверхности.

Анализ значения роли поверхности суши в моделировании климата (Henderson-Sellers et al., 2003), по результатам АМIP-II, выявил ясную хронологическую последовательность схем параметризации поверхности суши: первая группа — ранние модели (модели первого поколения), не включавшие растительность в явном виде; вторая группа — модели второго поколения; третья группа — усовершенствованные модели второго поколения. Были установлены статистически значимые различия в оценках среднегодового испарения в разных моделях, что связывается с различиями в параметризации растительного покрова: для всех рассмотренных в работе регионов, выделенных согласно классификации климатов Де Мартона (De Martonne, 1948), испарение, рассчитанное в моделях первой группы, всегда больше, а в моделях второй группы — всегда меньше, чем испарение, рассчитанное в третьей группе моделей.

В основной группе расчетов по климатическим моделям, результаты которых были использованы в Четвертом оценочном докладе МГЭИК, не учитывался углеродный цикл.

Тем не менее схемы параметризации процессов на поверхности суши в этих моделях были усовершенствованы по сравнению с предыдущим поколением моделей — моделями, результаты которых были использованы в Третьем оценочном докладе МГЭИК (2001 г.). Были усовершенствованы отдельные компоненты схем подстилающей поверхности, например, параметризация корневой зоны (Arora, Boer, 2003; Kleidon, 2004), параметризация взаимодействия в системе снег — растительность (Essery et al., 2003), параметризация переноса снега ветром (Essery, Romero, 2004).

Во многих МОЦАО нашли применение многоуровневые модели снежного покрова (Oleson et al., 2004). Усложнение и детали-

зация моделей снежного покрова привели к улучшению моделирования стока на водосборах. В целом усовершенствование схем параметризации процессов на поверхности суши в моделях Четвертого оценочного доклада МГЭИК было достигнуто с помощью детального сравнения компонентов схем с данными наблюдений.

Адекватное использование данных наблюдений для развития, настройки и валидации моделей является отдельной задачей. Натурные данные очень ограничены. Существует много больших регионов, где они просто недоступны или отсутствуют. А там, где они имеются, их интерпретация часто затруднительна, поскольку измерения узко локализованы, а различия в свойствах почв могут вызывать значительные различия в средних значениях и изменчивости влажности почвы даже на небольших расстояниях. Спутниковые данные измерений влажности почвы ограничиваются верхним слоем в несколько сантиметров, тогда как модельные данные могут включать оценки влажности почвы на гораздо больших глубинах.

В Четвертом оценочном докладе МГЭИК отмечается (Randall et al., 2007), что несмотря на колоссальные усилия по сбору данных о влажности почв и обеспечению их однородности в глобальном масштабе расхождения между крупномасштабными оценками влажности почвы остаются. Не ясно, как сравнивать значения влажности почвы, полученные в климатических моделях, со значениями, измеренными непосредственно в точке или дистанционно. Это затрудняет оценку качества воспроизведения влажности почвы в климатических моделях.

В работе (Koster et al., 2009) приведены результаты исследований, касающихся моделирования влажности почвы и возможности прямого сравнения результатов моделирования с данными наблюдений, а также возможности их использования в других моделях. Большинство схем параметризации процессов на поверхности суши, используемых в кли-

матических моделях, отслеживают состояние влажности на разных модельных горизонтах в почве (в зависимости от модели). Принимая во внимание общую нехватку для крупных регионов данных натурных измерений влажности почвы, пригодных для сравнения с модельными полями влажности почвы, часто именно модельные оценки данной характеристики предлагаются научному сообществу для дальнейшего использования в прогнозах погоды (инициализация полей), моделях углеродного цикла, разных оценках для сельского хозяйства и т. д.

Необходимо обратить внимание на возможные последствия использования модельных значений взамен измеренных для качества конечных оценок. Как показывают многочисленные исследования, абсолютные значения модельной влажности почвы являются в значительной степени модельно зависимыми величинами. По сути, это индексы состояния влажности почвы, диапазон изменения которых определяется спецификой параметризации процессов испарения и стока, а также параметрами почвы, такими как пористость, гидравлическая проводимость, влажность завядания растений и т. д. В полях влажности почвы, генерируемых разными моделями, наблюдаются значительные расхождения даже в том случае, когда при расчетах используется совершенно одинаковый метеорологический форсинг. В связи с этим прямой перенос модельных значений влажности почвы в другие модели представляется некорректным.

Как показал анализ результатов GSWP-2 (Guo, Dirmeyer, 2006), моделирование фактически наблюдаемых значений влажности почвы остается сложной задачей для всех моделей. Велики как сами среднеквадратические ошибки расчетных значений влажности почвы, так и их межмодельный разброс. Однако все модели с удовлетворительной точностью воспроизвели аномалии влажности почвы (с исключенным сезонным ходом). Это значит, что расчетные значения влажности почвы, по-

лученные в GSWP-2 на основе определенных алгоритмов, рекомендованных, например, в (Dirmeyer et al., 2004; Koster et al., 2009), могут быть использованы при анализе климатической изменчивости и инициализации глобальных климатических моделей.

ВОЗМОЖНОСТИ ОЦЕНКИ НАБЛЮДАЕМЫХ И ОЖИДАЕМЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ЗАСУШЛИВОСТИ

Методы ретроспективного анализа

Один из наиболее распространенных подходов к анализу изменения засушливости основан на применении специальных индексов (например, ГТК), которые, с одной стороны, коррелируют с величинами, отражающими условия возникновения сельскохозяйственной или гидрологической засухи (влажность почвы, сток), а с другой стороны, могут быть рассчитаны по имеющимся данным стандартных гидрометеорологических наблюдений.

Изучение климатических изменений засушливости в разных регионах России на протяжении XX в. выполнялось в основном с использованием гидротермического коэффициента Селянинова (Зоидзе, Хомякова, 2006; Страшная, Богомолова, 2005; Оценочный доклад..., 2008). При этом выводы о вероятности возникновения сельскохозяйственных засух разной интенсивности опирались на данные совместного частотного анализа значений индекса и известных характеристик засух.

Оценки условий засушливости в основных зернопроизводящих районах России и на прилегающих территориях в 1891—1996 гг., представленные в работах (Mescherskaya, Blazhevich, 1997; Мещерская и др., 2000), основаны на использовании индекса засух и индекса избыточного увлажнения. При построении этих оценок в явном виде учтена площадь распространения аномалий осадков и температуры в заданных грациях.

Для изучения временной изменчивости засух на разных континентах (Америка, Европа, Азия) в региональном масштабе широко применяется индекс Палмера (Kim et al., 2002; Mika et al., 2005; Zhai et al., 2010 и др.). Для небольших однородных районов показано (Mika et al., 2005), что этот индекс является хорошим индикатором влажности почвы, с помощью которого с приемлемой точностью могут быть получены регрессионные оценки влагосодержания в верхнем метровом слое почвы.

Наряду с индексом Палмера используется и стандартизованный индекс осадков, в особенности если речь идет о гидрологических последствиях. Оценка индексов в рассматриваемом регионе производится как по наблюдениям на станциях, так и по данным реанализа. Для изучения тенденции изменения применяются линейные и нелинейные методы анализа временных рядов (Bordi et al., 2009), являющихся главными компонентами полей индексов засушливости.

В работах (Dai et al., 1998, 2004) выполнена оценка индекса Палмера за более чем 100-летний период по глобальным данным о температуре воздуха и осадкам (Jones, Moberg, 2003; Kalnay et al., 1996). Показано (Dai et al., 2004), что глобально площадь очень сухих областей с 1970-х годов увеличилась более чем в два раза. Нужно, однако, с осторожностью относиться к полученным выводам и иметь в виду, что в данной работе реализован оригинальный подход Палмера, имеющий серьезные недостатки (о них уже упоминалось), в частности, в отношении учета влияния снежного покрова, которые ограничивают возможности применения этого (исходного) алгоритма для оценок в глобальном масштабе.

Альтернативный подход к реконструкции условий засушливости состоит в привлечении моделей приповерхностного слоя, детально описывающих процессы тепло- и влагопереноса у земной поверхности и опирающихся при этом на доступные данные наблюдений и реанализа.

Этот подход был использован в работе (Andreadis et al., 2005) при реконструкции сельскохозяйственной и гидрологической засух на территории США в 1920—2003 гг. с применением макромасштабной гидрологической модели VIC (Variable Infiltration Capacity). Идентификация сельскохозяйственных засух осуществлялась с помощью кластерного алгоритма по данным о влажности почвы с заданием в качестве критического уровня значений, соответствующих определенным квантилям. Заметим, что аналогичный способ оценки крупных аномалий полей осадков рассматривался и в работе (Хлебникова, Салль, 1989). Пространственно-временной анализ засух выполнялся на основе разработанного авторами метода SAD (severity — area — duration (суровость — площадь — продолжительность)), позволяющего установить связь между интенсивностью засух, их площадью и продолжительностью. Этот метод является адаптацией DAD-метода (depth — area — duration (глубина — площадь — продолжительность)), рекомендованного для анализа характеристик штормов (World Meteorological Organization, 1969).

Впоследствии описанный подход был применен для глобального анализа крупномасштабных засух во второй половине XX в. (Sheffield, Wood, 2007; Sheffield et al., 2009). Сравнение с результатами оценки индекса Палмера показало, что наиболее значительные события XX в. (сахельская засуха 1983/84 г., австралийская засуха 1982/83 г. и др.) воспроизводятся каждым из рассматриваемых методов. Однако результаты значительно различаются для более холодных регионов, особенно в последние годы, когда индекс Палмера демонстрирует увеличение засушливости. Отмечается существенное воздействие изменчивости аномалий температуры поверхности океана на частоту и интенсивность засух, что затрудняет выделение антропогенного вклада.

В работе (Wang et al., 2009) рассматриваются ретроспективные оценки влажности почвы для территории США, полученные с помощью

ансамбля из шести моделей приповерхностного слоя, различающихся по используемым гидрологическим схемам, параметрам почвы и растительности и др. Показано, что все модели воспроизводят наиболее крупные засухи прошлого столетия, хотя в конкретных цифрах и существуют значительные межмодельные различия. Отмечен меньший разброс оценок для восточных регионов территории США по сравнению с западными. Делается акцент на систематических различиях средних значений и невозможности использования абсолютных значений для построения ансамбля. Обращено внимание на целесообразность применения ансамблевого подхода и получения обобщенных оценок путем осреднения по ансамблю локальных значений персентилей моделируемых месячных величин влажности почвы.

Несмотря на крайнюю скудность данных наблюдений влажности почвы и невозможность их использования для анализа тенденций изменения в масштабе континентов и вообще на больших территориях, для нескольких регионов (Украина, Россия) был выполнен анализ рядов наблюдений на станциях и получены обобщенные оценки. Они свидетельствуют о наличии положительного тренда в рядах влажности почвы в верхнем метровом слое. Эти результаты не соответствуют выводам об увеличении засушливости, полученным с помощью индекса Палмера, и не могут быть объяснены только изменениями приземной температуры воздуха и количества осадков.

В работах (Li et al., 2007; Robock, Li, 2006) причина такого противоречия проанализирована путем привлечения результатов экспериментов, проведенных с моделью приповерхностного слоя (Oleson et al., 2004). В экспериментах задавалось значение потока приходящей солнечной радиации с учетом наблюдавшейся тенденции ее уменьшения в 1961—1990 гг. (Abakumova et al., 1996). Показано, что использование информации об особенностях изменения радиации дает возможность объяснить отсутствие тенденции к

высушиванию почвы в рассматриваемых регионах. Данный эффект наглядно показывает, что для понимания происходящих изменений и оценки ожидаемых изменений условий засушливости необходимо привлечение развитых моделей, адекватно описывающих множество физических факторов и их взаимодействия.

Методы оценки ожидаемых изменений

Основным инструментом оценки изменения условий возникновения засух в будущем являются модели общей циркуляции атмосферы и океана. Их современные версии (Climate Change 2007, 2007a; Оценочный доклад..., 2008) подверглись достаточно детальному тестированию с точки зрения возможностей воспроизведения радиационного и циркуляционного режимов, глобальных полей температуры воздуха и осадков, разных процессов взаимодействия атмосфера — земная поверхность и других основных физических процессов, формирующих климат Земли.

Модели, результаты которых использованы в Четвертом оценочном докладе МГЭИК, в целом удовлетворительно воспроизводят крупномасштабные особенности атмосферной циркуляции, в том числе и те колебания, которые вносят существенный вклад в возникновение длительных обширных засух в некоторых регионах Северного полушария: Эль-Ниньо — южное колебание и другие. Модели реалистично воспроизводят блокирующие ситуации (в большей степени положение, в меньшей степени частоту и длительность). Вместе с тем с точки зрения воспроизведения экстремальных режимов температуры воздуха и осадков, связанных с квазистационарными блокирующими антициклональными ситуациями, которые способствуют формированию засух на территории России (Бардин, 2007), требуются дополнительные исследования возможностей современных моделей.

Поля средних многолетних значений суммы осадков для территории России — как годовых, так и сезонных — удовлетворительно описываются ансамблем моделей, хотя есть и общие черты в распределении ошибок, характерные для всех моделей. Осадки на азиатской части России в летний сезон в среднем завышаются моделями, а на европейской части — преимущественно занижаются, при этом относительные отклонения от фактических норм, также имеющих большие погрешности, в среднем по ансамблю не превышают 20%.

Способность моделей удовлетворительно воспроизводить детальные региональные особенности сезонных изменений свидетельствовала бы о том, что модели корректно моделируют процессы эвапотранспирации, конденсации, переноса водяного пара и другие. В контексте проблемы засух важное значение имеет воспроизведение характеристик длительных бездождных периодов с высокими температурами. Следует отметить, что современные исследования, проведенные с усовершенствованными параметризациями процессов в деятельном слое почвы (Logenz et al., 2010), обнаруживают влияние этих процессов на увеличение продолжительности тепловых волн.

Согласно критерию, рекомендованному Гидрометцентром России, периоды с длительным отсутствием эффективных осадков (> 5 мм/сут) в пределах вегетационного сезона и высокой средней суточной температурой воздуха ($> 25^{\circ}\text{C}$) характеризуют условия возникновения атмосферной засухи. Количественным критерием, определяющим опасную атмосферную засуху (природное явление, относящееся к категории опасных), служит продолжительность таких периодов, составляющая 30 сут и более (Черенкова, 2007; Черенкова, Кононова, 2009).

Модели, результаты которых используются в Четвертом оценочном докладе МГЭИК, удовлетворительно описывают крупномасштабные климатические особенности характеристик засушливых периодов на территории

России — как общее число дней с отсутствием эффективных осадков, так и непрерывную продолжительность таких периодов, хотя не все модели выявляют очаг больших значений их непрерывной продолжительности в Якутии.

Аналогичная картина наблюдается и в отношении воспроизведения длительных засушливых периодов, характеризующихся сочетанием дефицита осадков и высокой температуры, с которыми связывается возникновение сильных засух. На рис. 4.5 для территории России в картографической форме представлены пространственные распределения абсолютных максимумов продолжительности непрерывных периодов с отсутствием эффективных осадков и высокой температурой воздуха, рассчитанные по данным наблюдений и по результатам моделирования для 10 глобальных моделей ведущих мировых климатических центров (CCC_T47, GFDLCM21, ECHAM и др.; обозначения см. (Climate Change 2007, 2007a)). Модельные распределения рассматриваемых величин, качество воспроизведения которых имеет существенное значение в контексте проблемы засух, демонстрируют разную степень сходства с данными наблюдений по ряду количественных показателей (Хлебникова, Салль, 2011). Значительные отклонения для некоторых моделей обусловлены как систематическими ошибками модельных полей температуры воздуха и осадков, так и возможностями моделей адекватно воспроизводить их многомерную корреляционную структуру. Наиболее существенными отклонения от данных наблюдений оказались для модели NCAR_PCM, которой свойственны завышенные значения количества осадков (см. также (McCrary, Randall, 2010)). Очень хорошее согласие с эмпирическими оценками продолжительности засушливых периодов получено для модели GFDLCM21.

Вопрос о построении ансамбля моделей для адекватного воспроизведения ожидаемых климатических изменений является сложным и широко обсуждаемым (см., например,

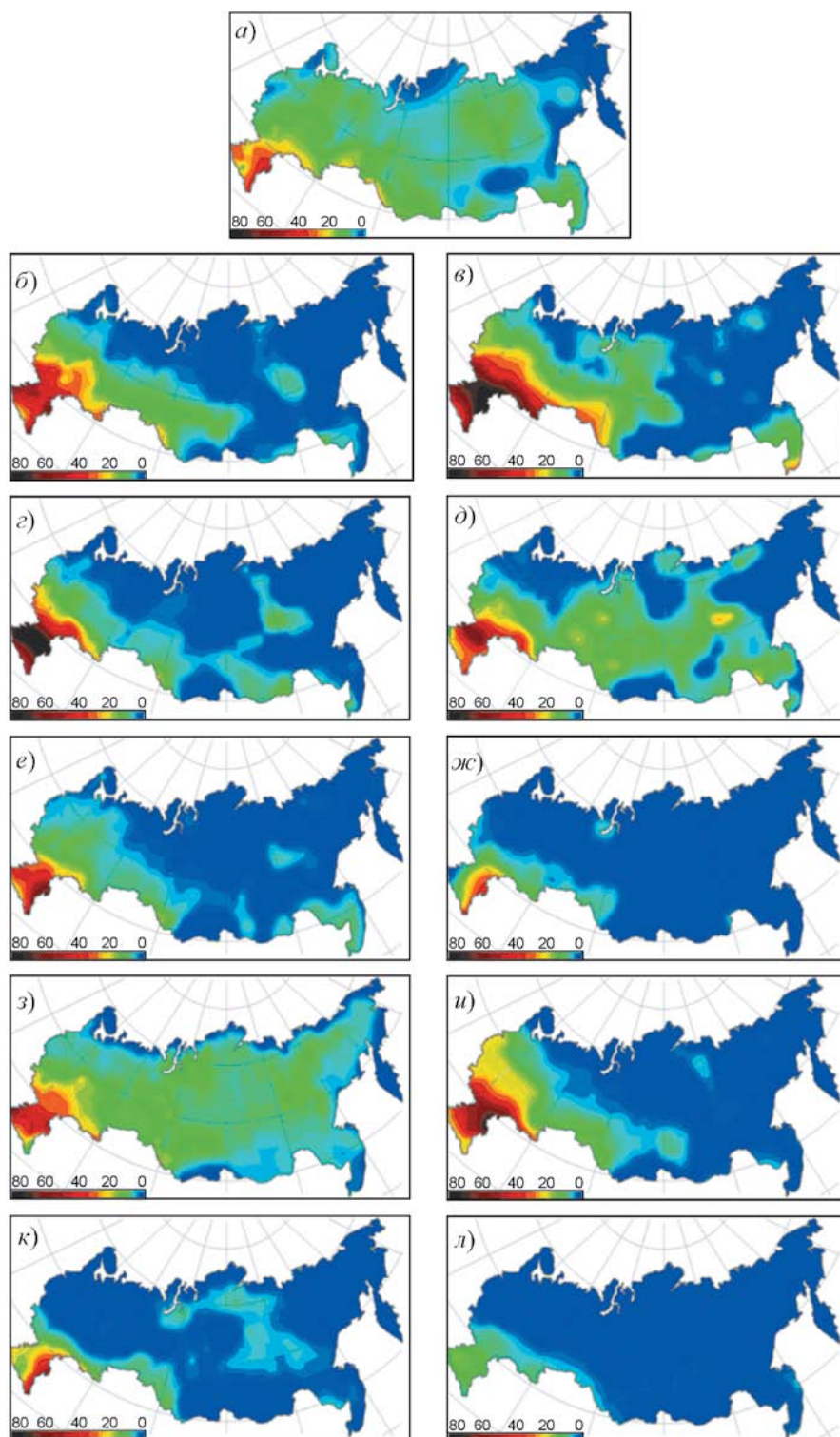


Рис. 4.5. Абсолютные максимумы за 1971—2000 гг. продолжительности (сут) непрерывных периодов с отсутствием эффективных осадков и высокой температурой воздуха по данным наблюдений (*a*) и результатам моделирования по моделям: CCC_T47 (*б*), CCSR_ME (*в*), CNRM (*г*), CSIRO (*д*), ECHAM (*е*), ECHO (*ж*), GFDLCM21 (*з*), IPSL (*и*), MRI (*к*), NCAR_PCM (*л*). Названия моделей из (Climate Change 2007, 2007a).

(Knutti, 2010)). К настоящему времени сформировалось представление о том, что в оценках будущих изменений нельзя опираться на одну климатическую реализацию конкретной модели, демонстрирующей лучшее согласование с данными наблюдений. Причина этого, в частности, в том, что в основе такого согласия могут лежать особенности настройки модели или наличие взаимно компенсирующих друг друга ошибок. Вместе с тем, если речь идет о специальной задаче построения ансамблевых региональных оценок характеристик засушливости, то представляется полезным предварительный контекстный анализ качества моделей с последующим исключением наиболее слабых моделей в отношении воспроизведения диапазона изменчивости, определяющей условия возникновения засух. Например, версия NCAR_PCM четвертого поколения (рис. 4.5) не воспроизводит условия возникновения засух на территории России даже в ее южных регионах, и включение этой модели в ансамбль для оценки ожидаемых изменений едва ли было бы целесообразным. Для корректного сравнения результатов и последующей статистической интерпретации ансамблевых оценок полезно привлечение численных стохастических моделей многомерных метеорологических рядов (Ogorodnikov et al., 2009).

В XXI в. ожидается постепенное усиление тенденции к увеличению годовых сумм осадков на территории России, но наиболее значительное придется на зиму. В летний сезон увеличение осадков ожидается только на севере и востоке России. В южных регионах (Оценочный доклад..., 2008) летом возможно небольшое уменьшение количества осадков. Однако степень неопределенности оценок, касающихся уменьшения осадков, довольно велика (число моделей, дающих изменения одного знака, не достигает двух третей их общего числа). Важно также иметь в виду, что усиление потепления будет сопровождаться увеличением доли конвективных осадков и уменьшением осадков из облаков слоистых форм, что имеет

существенное значение с точки зрения формирования почвенных засух.

Неопределенность оценок изменения количества осадков в южных регионах России, отмеченная в работе (Оценочный доклад..., 2008), согласуется с оценкой характера потенциальной предсказуемости продолжительных засух на Североамериканском континенте. В работе (Schubert et al., 2008) на основе 100-летних численных экспериментов с МОЦА показано, что влажные периоды имеют большую предсказуемость (меньший внутриансамблевый разброс), чем засухи. Эти особенности предсказуемости связаны с несимметричностью воздействия изменений влагосодержания почвы на осадки: в сухих условиях определенное изменение влажности почвы вызовет большее изменение в испарении (и, следовательно, в конвективных осадках), чем такое же изменение во влажных условиях.

В докладе (Climate Change 2007, 2007a) обращено внимание на усиление тенденции к засушливости в континентальных районах умеренных широт. Отмечается, что согласно полученным проекциям (Burke et al., 2006), по сценарию A2 к концу XXI в. площадь суши, которая может одновременно подвергаться воздействию экстремальной засухи, увеличится в 10—30 раз. Более поздние исследования (Burke, Brown, 2008), выполненные на основе ансамблевого подхода, дали возможность получить представление о степени неопределенности оценок изменения условий возникновения засух с использованием разных индексов засушливости. При этом рассматривались такие годовые индексы засушливости, как стандартизованный индекс осадков (SPI), разность аномалий осадков и потенциального испарения (PPEA), индекс Палмера (PDSI), а также аномалии влажности почвы (SMA), интегрированные по всему профилю.

Сравнение результатов анализа площади засух, идентифицируемой с помощью значений этих индексов, для двух ансамблей (большого мультипараметрического ансамбля одной

из моделей Центра Хэдли (Великобритания) и мультимодельного ансамбля, состоящего из 11 моделей, использованных в Четвертом оценочном докладе МГЭИК) показало, что в глобальном масштабе все индексы обнаруживают увеличение засушливости по мере обогащения атмосферы парниковыми газами и связанного с этим потепления. Наименьшую чувствительность проявляет индекс SPI. Наибольшее увеличение площади засух разной интенсивности дают индексы PPEA и PDSI. При этом относительное увеличение площади экстремальных засух (встречающихся раз в 100 лет) в несколько раз превышает увеличение площади засух с периодом повторения 5 лет.

Региональные оценки демонстрируют большую степень неопределенности как по знаку, так и по величине изменений засушливости. Одинаковые знаки изменений для всех членов ансамблей при использовании разных индексов обнаруживаются только для таких регионов, как Средиземноморье, Южная Африка, бассейн р. Амазонка, где уверенно диагностируется уменьшение годового количества осадков.

На региональном уровне целесообразно проведение дальнейших исследований по сравнению разных показателей и оценке модельных неопределенностей с учетом сферы их применения.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреянов В.Г., 1960.** Применение уравнений водного и теплового балансов к исследованию и расчету внутригодового режима стока, Труды ГГИ, вып. 7, с. 3—55.
- Бабкин В.И., Вуглинский В.С., 1982.** Водный баланс речных бассейнов, Л., Гидрометеоздат, 198 с.
- Байдал М.Х., Утешев А.С., 1959.** О сопряженности явлений засух юга европейской территории СССР и северной половины Казахской ССР, Труды КазНИГМИ, вып. 11.
- Бардин М.Ю., 2007.** Антициклоническая квазистационарная циркуляция и ее влияние на аномалии и экстремумы температуры воздуха в западных областях России, Метеорология и гидрология, № 2, с. 5—18.
- Будаговский А.И., 1964.** Испарение почвенной влаги, М., Наука, 243 с.
- Будыко М.И., 1948.** Испарение в естественных условиях, Л., Гидрометеоздат, 136 с.
- Будыко М.И., 1956.** Тепловой баланс земной поверхности, Л., Гидрометеоздат, 255 с.
- Будыко М.И. и др., 1952.** Изменение климата в связи с планом преобразования природы засушливых районов СССР, Л., Гидрометеоздат.
- Будыко М.И., Зубенко Л.И., 1961.** Определение испарения с поверхности суши, Известия АН СССР, сер. геогр., № 6, с. 3—17.
- Булавко А.Г., 1971.** Водный баланс речных водосборов, Л., Гидрометеоздат, 302 с.
- Винников К.Я., Есеркепова И.Б., 1989.** Эмпирические данные и результаты моделирования режима влажности почвы, Метеорология и гидрология, № 11, с. 64—72.
- Водные ресурсы и водный баланс территории Советского Союза, 1967.** Л., Гидрометеоздат, 199 с.
- Володина Е.Е., Бенгтссон Л., Лыкосов В.Н., 2000.** Параметризация процессов теплового переноса в снежном покрове для целей моделирования сезонных вариаций гидрологического цикла суши, Метеорология и гидрология, № 5, с. 5—14.
- Голубев В.С., Змейкова И.В., 1991.** Межгодовые изменения условий испарения в Приаралье, в сб.: Мониторинг природной среды в бассейне Аральского моря, СПб, Гидрометеоздат, с. 80—86.
- Голубев В.С., Цыценко К.В., 1995.** Структура и динамика потерь речного стока в низовьях Волги, Метеорология и гидрология, № 8, с. 85—93.
- Голубев В.С., Цыценко К.В., Соляник Н.Л., 1989.** Динамика потерь стока с поверхности водохранилищ Кура-Араксинского бассейна, Метеорология и гидрология, № 69, с. 103—109.
- Голубев В.С., Цыценко К.В., Левченко Г.П., 1994.** Межгодовая изменчивость суммарного испарения в низовьях Волги и Кубани, Метеорология и гидрология, № 9, с. 64—72.
- Голубев В.С., Лоримор Дж.Х., Гройсман П.Я., Сперанская Н.А., Журавин С.А., Менин М.Дж., Петерсон Т.К., Малон Р.В., 2002.** Изменения испарения на территории бывшего Советского Союза и континентальной части Соединенных Штатов. Новые оценки, в сб.:

- Изменения климата и их последствия, под ред. Г. В. Менжулина, СПб, Наука, с. 221—230.
- Грингоф И. Г., 2000.** Засухи и опустынивание — экологические проблемы современности, Труды ВНИИСХМ, вып. 33, с. 14—40.
- Гусев Е. М., Штекауерова В., Стеглова К., Майерчак Ю., Кочарян А. Г., Никитская К. Е., 2008.** Определение гидрофизических характеристик почв водосбора Ивановского водохранилища, Водные ресурсы, т. 35, № 3, с. 348—357.
- Дзердзеевский Б. Л., Курганская В. М., Витвицкая З. М., 1946.** Типизация циркуляционных механизмов в северном полушарии и характеристика синоптических сезонов. Труды научно-исследовательских учреждений Главного управления гидрометеорологической службы при Совете Министров СССР. Сер. 2. Синоптическая метеорология, вып. 21, Л., Гидрометеоздат, 80 с.
- Дроздов О. А., Григорьева А. С., 1971.** Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР, Л., Гидрометеоздат, 326 с.
- Заводчиков А. В., Журавин С. А., 1981.** Исследование воднобалансовых станций СССР: выводы и перспективы, Труды ГГИ, вып. 282, с. 88—101.
- Зайков Б. Д., 1949.** Испарение с водной поверхности прудов и малых водохранилищ на территории СССР, Труды ГГИ, вып. 21, № 75, 54 с.
- Зоидзе Е. К., Хомякова Г. В., 2006.** Моделирование формирования влагообеспеченности территории Европейской России в современных условиях и основы оценки агроклиматической безопасности, Метеорология и гидрология, № 2, с. 98—105.
- Золотокрылин А. Н., 2003.** Климатическое опустынивание, М., Наука, 245 с.
- Зубенок Л. И., 1976.** Испарение на континентах, Л., Гидрометеоздат, 263 с.
- Кельчевская Л. С., 1983.** Влажность почв Европейской части СССР, Л., Гидрометеоздат, 183 с.
- Клещенко А. Д., 2000.** Современные проблемы мониторинга засух, Труды ВНИИСХМ, вып. 33, с. 3—13.
- Коломыц Э. Г., Сурова Н. А., 2010.** Прогноз влияния глобального потепления на ресурсы почвенной влаги в маргинальных лесах Среднего Поволжья, Водные ресурсы, т. 37, № 1, с. 89—101.
- Колосов П. А., Минин А. А., 1992.** Тенденции изменений параметров климата и продуктивности растительности на территории СССР за последние 40 лет, в кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, Л., Гидрометеоздат, т. 14, с. 31—40.
- Константинов А. Р., 1963.** Испарение в природе, Л., Гидрометеоздат, 561 с.
- Константинов А. Р., Козлов М. П., 1955.** Сопоставление различных методов определения испарения с поля, засеянного овсом, и с луга, Труды ГГИ, вып. 51 (105), с. 3—5.
- Коронкевич Н. И., 1990.** Водный баланс Русской равнины и его антропогенные изменения, М., Наука, 204 с.
- Кравцов Ю. В., 2008.** Гидрологическое состояние почвогрунтов Ишимской степи, Сибирский вестник сельскохозяйственной науки, № 12, с. 12—18.
- Крестовский О. И., Федоров С. Ф., Виноградов В. В., 1966.** Определение декадных, месячных и сезонных величин испарения с поверхности водосборов и сельскохозяйственных полей, в кн.: Материалы семинара по расчетам водного баланса речных бассейнов и организации комплексных воднобалансовых и агрометеорологических наблюдений, Валдай, 2—6 августа 1966 г., с. 28—66.
- Кузнецов В. И., Голубев В. С., 1971.** Объективный анализ поля испарения и состояние сети водноиспарительных станций, Труды ГГИ, вып. 198, с. 3—33.
- Кузьмин П. П., 1953.** К методике исследования и расчета испарения с поверхности снежного покрова, Труды ГГИ, вып. 41 (95), с. 34—52.
- Курганская В. М., 1953.** Характеристика засушливых периодов с точки зрения общей циркуляции атмосферы, Известия АН СССР, сер. геогр., № 2, с. 19—28.
- Логинов В. Ф., Волчек А. А., 2006.** Водный баланс речных водосборов Белоруссии, Минск, Тонпик, 160 с.
- Логинов В. Ф., Неушкин А. И., Рочева Э. В., 1976.** Засухи, их возможные причины и предпосылки предсказания, Обнинск, 71 с.
- Мауткин Ю. А., 1975.** Пространственно-временная корреляционная функция поля испарения с водной поверхности, Труды ГГИ, вып. 223, с. 73—79.
- Менжулин Г. В., 1984.** Влияние современных изменений климата и содержания углекислого газа на продуктивность сельскохозяйственных растений, Метеорология и гидрология, № 4, с. 95—101.

- Мещерская А. В., Блажевич В. Г., 1977.** Каталоги площадей комплекса осадки — температура для основных сельскохозяйственных районов юга ЕТС, Северного Казахстана и Западной Сибири, *Метеорология и гидрология*, № 9, с. 76—84.
- Мещерская А. В., Болдырева Н. А., Шапаева Н. Д., 1972.** Средние областные запасы продуктивной влаги в почве и высота снежного покрова. Статистический анализ и примеры использования, Л., Гидрометеиздат, 243 с.
- Мещерская А. В., Блажевич В. Г., Голод М. П., Белянкина И. Г., 2000.** Мониторинг засушливости на территории основных зернопроизводящих районов СНГ за последнее столетие, *Труды ВНИИСХМ*, вып. 33, с. 41—63.
- Мохов И. И., Дюфрен Ж.-Л., Ле Трет Э. и др., 2005.** Изменения режимов засух и биопродуктивности наземных экосистем в регионах Северной Евразии по расчетам с глобальной климатической моделью с углеродным циклом, *Доклады Академии наук*, т. 405, № 6, с. 810—814.
- Мульгановский Б. П., 1915.** Влияние центров действия атмосферы на погоду Европейской России в теплое время года, *Геофизический сборник*, т. 2, вып. 3, с. 25—38.
- Назаркина А. В., 2008.** Водный режим аллювиальных почв реки Большой Уссурки, в кн.: *Пресноводные экосистемы бассейна реки Амур*, Владивосток, Дальнаука, с. 63—71.
- Наставления гидрометеорологическим станциям и постам, 1973.** Л., Гидрометеиздат, вып. 11, 288 с.
- Наставления гидрометеорологическим станциям и постам, 1985.** Наблюдения за испарением с водной поверхности, вып. 7, часть 2, Л., Гидрометеиздат, 104 с.
- Нестеров В. Г., Максимов С. А., 1958.** Засухи и борьба с ними, М.
- Обухов А. М., Курганский М. В., Татарская М. С., 1984.** Динамические условия возникновения засух и других крупномасштабных погодных аномалий, *Метеорология и гидрология*, № 10, с. 5—13.
- Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, 2008.** Том I. Изменения климата, М., Росгидромет, 227 с.
- Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, 2008.** Том II. Последствия изменений климата, М., Росгидромет, 288 с.
- Погорелов А. В., Киселев Е. Н., 2009.** Моделирование поля влажности почвы на территории Краснодарского края с использованием спутниковых снимков, *Вестник Северо-Кавказского государственного технического университета*, № 1 (18), с. 39—43.
- Руководство по производству наблюдений над испарением с почвы и снежного покрова, 1963.** Часть 1, Л., Гидрометеиздат, 155 с.
- Селянинов Г. Т., 1928.** О сельскохозяйственной оценке климата, *Труды по сельскохозяйственной метеорологии*, вып. 20, с. 165—177.
- Страшная А. И., Богомоллова Н. А., 2005.** О каталоге сильных почвенных засух под ранними яровыми зерновыми культурами в Черноземной зоне России, *Труды Гидрометцентра России*, вып. 340, с. 35—47.
- Харченко К. И., 1959.** Агроклиматические условия и испарение с сельскохозяйственных полей в степях Нижнего Дона, *Труды ГГИ*, вып. 71, с. 36—86.
- Хлебникова Е. И., Салль И. А., 1989.** О каталогизации крупных аномалий полей осадков, *Труды ГГО*, вып. 525.
- Хлебникова Е. И., Салль И. А., 2011.** Стохастические особенности термического режима засушливых периодов и возможности их воспроизведения для территории России (в печати).
- Черенкова Е. А., 2007.** Динамика опасной атмосферной засухи в Европейской России, *Метеорология и гидрология*, № 11, с. 30—41.
- Черенкова Е. А., Кононова Н. К., 2009.** Связь опасных атмосферных засух в Европейской России в XX веке с макроциркуляционными процессами, *Известия РАН, сер. геогр.*, № 1, с. 73—82.
- Abakumova G. M., Feigelson E. M., Russak V., and Stadnik V. V., 1996.** Evaluation of long-term changes in radiation, cloudiness and surface temperature on the territory of the former Soviet Union, *J. Climate*, vol. 9, pp. 1319—1327.
- Abramopoulos F., Rosenzweig C., and Choudhury B., 1988.** Improved ground hydrology calculations for global climate models (GCMs): Soil water movement and evapotranspiration, *J. Climate*, vol. 1, pp. 921—941.
- Alley W. M., 1984.** The Palmer Drought Severity Index: Limitations and assumptions, *J. Climate and Appl. Meteorol.*, vol. 23, pp. 1100—1109.
- American Meteorological Society, 1997.** Meteorological drought — Policy statement, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 78, pp. 847—849, <http://www.ametsoc.org/policy/drought2.html>.

- Andreadis K.M., Clark E.A., Wood A.W., Hamlet A.F., and Lettenmaier D.P., 2005.** Twentieth-century drought in the conterminous United States, *J. Hydrometeorol.*, vol. 6, pp. 985–1001.
- Arora V.K. and Boer G.J., 2003.** A representation of variable root distribution in dynamic vegetation models, *Earth Interactions*, vol. 7, pp. 1–19.
- Blyth K., 1995.** Seasonal changes in surface soil moisture and vegetation observed by ERS-1 SAR over temperate grassland and semi-arid savannah, *Proc. SPIE*, vol. 2314, pp. 449–460.
- Bordi I., Fraedrich K., and Sutera A., 2009.** Observed drought and wetness trends in Europe: An update, *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, vol. 6, pp. 3891–3915.
- Brutsaert W., 1982.** *Evaporation into the Atmosphere. Theory, History and Applications*, London, 328 p.
- Brutsaert W. and Parlange M.B., 1998.** Hydrologic cycle explains the evaporation paradox, *Nature*, vol. 396, 30, doi: 10.1038/23845.
- Burke E.J., Brown S.J., and Christidis N., 2006.** Modeling the recent evolution of global drought and projections for the twenty-first century with the Hadley Centre Climate Model, *J. Hydrometeorol.*, vol. 7, pp. 1113–1125.
- Burke E.J. and Brown S.J., 2008.** Evaluating uncertainties in the projection of future drought, *J. Hydrometeorol.*, vol. 9, pp. 292–299.
- Chandrasekar K., Sesha Sai M.V.R., Dwivedi R.S., and Roy P.S., 2008.** Surface soil moisture changes during 2007 summer monsoon season derived from AMSR-E Land3 product, *Current Science*, vol. 95, No. 12, pp. 1731–1738.
- Chattopadhyay N. and Hulme M., 1997.** Evaporation and potential evapotranspiration in India under conditions of recent and future climate change, *Agr. Forest Meteorol.*, vol. 87, pp. 55–73.
- Chen Deliang, Ge Gao, Chong-Yu Xu, Jun Guo, and Guoyu Ren, 2005.** Comparison of the Thornthwaite method and pan data with the standard Penman–Monteith estimates of reference evapotranspiration in China, *Climate Res.*, vol. 28, pp. 123–132.
- Chen T.H., Henderson-Sellers A., Milly P.C.D., Pitman A.J., et al., 1997.** Cabauw experimental results from the Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes, *J. Climate*, vol. 10, pp. 1194–1215.
- Chen Xi, Zhi-Cai Zhang, Xin-Nan Zhang, Yong-Qin Chen, Ming-Kai Qian, and Shun-Feng Peng, 2008.** Estimation of groundwater recharge from precipitation and evapotranspiration by lysimeter measurement and soil moisture model, *J. Hydrol. Eng.*, vol. 13, No. 5, pp. 333–340, doi: 10.1061/(ASCE)1084-0699(2008)13:5(333).
- Clapp R.B. and Hornberger G.M., 1978.** Empirical equations for some soil hydraulic properties, *Water Resour. Res.*, vol. 14, No. 4, pp. 601–604.
- Climate Change 2007: The Physical Science Basis, 2007a.** Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller (eds.), Cambridge, UK, Cambridge University Press, 996 p.
- Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability, 2007b.** Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, M. L. Parry, O. F. Canziani, J. P. Palutikof, P. J. van der Linden, and C. E. Hanson (eds.), Cambridge, UK, Cambridge University Press.
- Dai A., Trenberth K.E., and Karl T.R., 1998.** Global variations in droughts and wet spells: 1900–1995, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 25, pp. 3367–3370.
- Dai A., Trenberth K.E., and Qian T., 2004.** A global dataset of Palmer Drought Severity Index for 1870–2002: Relationship with soil moisture and effects of surface warming, *J. Hydrometeorol.*, vol. 5, pp. 1117–1130.
- Deardorff J.W., 1978.** Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation, *J. Geophys. Res.*, vol. 83, pp. 1889–1903.
- Denich C. and Bradford A., 2010.** Estimation of evapotranspiration from bioretention areas using weighing lysimeters, *J. Hydrol. Eng.*, vol. 15, No. 6, pp. 522–530, doi: 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000134.
- Dickinson R.E., Henderson-Sellers A., and Kennedy P.J., 1993.** Biosphere–Atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as Coupled to the NCAR Community Climate Model, Boulder, Colorado, NCAR Technical Note, NCAR/TN-387+STR, 72 p.
- Dirmeyer P.A., Guo Z., and Gao X., 2004.** Comparison, validation, and transferability of eight multiyear global soil wetness products, *J. Hydrometeorol.*, vol. 5, pp. 1011–1033.
- Eagleman J.R., 1971.** An experimentally derived model for actual evapotranspiration, *Agr. Meteorol.*, vol. 8, pp. 385–394.
- Entekhabi D. and Rodriguez-Iturbe I., 1994.** Analytical framework for the characterization of the space-time variability of soil moisture, *Adv. Water Resour.*, vol. 17, pp. 35–45.

- Entin J.K., Robock A.K.Y., Vinnikov S.E., Hollinger S. Liu, and Namkhai A., 2000.** Temporal and spatial scales of observed soil moisture variations in the extratropics, *J. Geophys. Res.*, vol. 105, pp. 11865–11877.
- Essery R.H. and Pomeroy J., 2004.** Vegetation and topographic control of wind-blown snow distributions in distributed and aggregated simulations, *J. Hydrometeorol.*, vol. 5, No. 5, pp. 735–744.
- Essery R.H., Pomeroy J., Parvianen J., and Storck P., 2003.** Sublimation of snow from boreal forests in a climate model, *J. Climate*, vol. 16, pp. 1855–1864.
- Findell K.L. and Delworth T.L., 2010.** Impact of common sea surface temperature anomalies on global drought and pluvial frequency, *J. Climate*, vol. 23, No. 3, pp. 485–503.
- Frank D.A. and Inouye R.S., 1994.** Temporal variation in actual evapotranspiration of terrestrial ecosystems: Patterns and ecological implications, *J. Biogeogr.*, vol. 21, No. 4, pp. 401–411.
- Frei A., Miller J., and Robinson D., 2003.** Improved simulations of snow extent in the Second Phase of the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP-2), *J. Geophys. Res.*, vol. 108, No. D12, 4369, doi: 10.1029/2002JD003030.
- Gao G., Chen D., Xu C., and Simelton E., 2007.** Trend of estimated actual evapotranspiration over China during 1960–2002, *J. Geophys. Res.*, vol. 112, D11120, doi: 10.1029/2006JD008010.
- Gibbs W. J. and Maher J. V., 1967.** Rainfall Deciles as Drought Indicators, Melbourne, Commonwealth of Australia, Bureau of Meteorology Bulletin No. 48.
- Golubev V.S., Lawrimore J., Groisman P.Ya., Speranskaya N.A., Zhuravin S.A., Menne M.J., Peterson T.C., and Malone R.W., 2001.** Evaporation changes over the contiguous United States and the former USSR: A reassessment, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 28, pp. 2665–2668.
- Groisman P.Ya., Knight R.W., Easterling D.R., Karl T.R., Hegerl G.C., and Razuvaev V.N., 2005.** Trends in intense precipitation in the climate record, *J. Climate*, vol. 18, pp. 1326–1349.
- Groisman P.Ya. et al., 2007.** Potential forest fire danger over northern Eurasia: Changes during the 20th century, *Global Planet. Change*, vol. 46, doi: 10.1016/j.gloplacha.2006.07.029.
- Guide to Hydrological Practices, 1994.** Geneva, WMO, No. 168, 725 p.
- Guo Z. and Dinmeyer P. A., 2006.** Evaluation of the Second Global Soil Wetness Project soil moisture simulations: 1. Intermodel comparison, *J. Geophys. Res.*, vol. 111, No. D22.
- Hagemann S. and Duemenil L., 1998.** A parameterization of the lateral water flow for the global scale, *Climate Dynamics*, vol. 14, pp. 17–31.
- Hall D.G.M. and Jones R.J.A., 1983.** Soil moisture changes under grassland as measured by neutron probe in midland England, *J. Agr. Sci.*, No. 101, pp. 481–493.
- Hansen J.E., Russell G., Rind D., Stone P.H., Lacis A.A., Lebedeff S., Ruedy R., and Travis L., 1983.** Efficient three dimensional global models for climate studies: Models I and II, *Mon. Wea. Rev.*, vol. 111, pp. 609–662.
- Heim Jr. R. R., 2002.** A review of twentieth-century drought indices used in the United States, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 83, pp. 1149–1165.
- Henderson-Sellers A., McGuffie K., and Pitman A., 1996.** The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS): 1992–1995, *Climate Dynamics*, vol. 12, No. 12, pp. 849–859.
- Henderson-Sellers A., Irannejad P., McGuffie K., and Pitman A. J., 2003.** Predicting land-surface climates—better skill or moving targets?, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 30, No. 14, pp. 1777–1780.
- Herbert G.F., 1968.** Soil moisture and temperature changes following sagebrush control, *J. Range Manag.*, vol. 21, No. 5, pp. 283–287.
- Hobbins M.T., Ramirez J.A., and Brown T.C., 2004.** Trends in pan evaporation and actual evapotranspiration across the conterminous U.S.: Paradoxical or complementary?, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 31, L13503, doi: 10/10029/2004GL019846.
- Hu Z.-Z. and Bohua Huang, 2009.** Interferential impact of ENSO and PDO on dry and wet conditions in the U.S. Great Plains, *J. Climate*, vol. 22, pp. 6047–6065.
- Jensen M.E. and Haise H.R., 1963.** Estimating evapotranspiration from solar radiation, *J. Irrig. and Drain. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.*, 1963, No. 89 (IR4), pp. 15–41.
- Jhajharia D., Shrivastava S.K., Sarkar D., and Sarkar S., 2009.** Temporal characteristics of pan evaporation trends under the humid conditions of northeast India, *Agr. Forest Meteorol.*, vol. 149, No. 5, pp. 763–770.
- Jones P.D. and Moberg A., 2003.** Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2001, *J. Climate*, vol. 16, pp. 206–223.

- Kalnay et al., 1996.** The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 77, pp. 437–470.
- Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J., Yang S.-K., Hnilo J.J., Florino M., and Potter G.L., 2002.** NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2), *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 83, No. 11, pp. 1631–1643.
- Karnieli A., Agam N., Pinker R. T., Anderson M., Imhoff M.L., Gutman G.G., Panov N., and Goldberg A., 2010.** Use of NDVI and land surface temperature for drought assessment: Merits and limitations, *J. Climate*, vol. 23, pp. 618–633.
- Kim T.-W., Valdes J.B., and Aparicio J., 2002.** Frequency and spatial characteristics of droughts in the Conchos River basin, Mexico, *Water International*, vol. 27, No. 3, pp. 420–430.
- Kistler R., Kalnay E., Collins W., Saha S., White G., et al., 2001.** The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-Rom and documentation, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 82, No. 2, pp. 247–267.
- Kleidon A., 2004.** Global datasets of rooting zone depth inferred from inverse methods, *J. Climate*, vol. 17, pp. 2714–2722.
- Knutti R., 2010.** The end of model democracy. An editorial comment. *Climatic Change*, doi: 10.1007/s10584-010-9800-2.
- Koster R.D., Zhichang Guo, Rongqian Yang, Dirmeyer P.A., Mitchell K., and Puma M.J., 2009.** On the nature of soil moisture in land surface models, *J. Climate*, vol. 22, pp. 4322–4335, doi: 10.1175/2009JCLI2832.1.
- Lawrimore J.H. and Peterson T.C., 2000.** Pan evaporation trends in dry and humid regions of the United States, *J. Hydrometeorol.*, No. 1(6), pp. 543–546.
- Legg B.J. and Long I.F., 1975.** Turbulent diffusion within a wheat canopy. II. Results and interpretation, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, vol. 101, pp. 611–628.
- Li H., Robock A., and Wild M., 2007.** Evaluation of Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment soil moisture simulations for the second half of the twentieth century, *J. Geophys. Res.*, vol. 112, D06106, doi: 10.1029/2006JD007455.
- Liu B.H. et al., 2004.** A spatial analysis of pan evaporation trends in China, 1955–2000, *J. Geophys. Res.*, vol. 109, D15102, doi: 10.1029/2004JD004511.
- Liu Suxia, Xingguo Mo, Haibin Li, Gongbing Peng, and Robock A., 2001.** Spatial variation of soil moisture in China: Geostatistical characterization, *J. Meteorol. Soc. Japan*, vol. 79, pp. 555–574.
- López-Urrea R., Martín de Santa Olalla F., Fabeiro C., and Moratalla A., 2006.** Testing evapotranspiration equations using lysimeter observations in a semiarid climate, *Agr. Water Manag.*, vol. 85, No. 1–2, pp. 15–26.
- López-Urrea R., Montoro A., López-Fuster P., and Martín de Santa Olalla F., 2009.** Some results of evapotranspiration measured by three weighing lysimeters in La Mancha, Spain, in: *Proceedings of World Environmental and Water Resources Congress 2009*, May 17–21, 2009, Kansas City, Missouri, S. Starrett (ed.), pp. 1–10, doi: 10.1061/41036(342)425.
- Lorenz R., Jaeger E. B., and Seneviratne S. I., 2010.** Persistence of heat waves and its link to soil moisture memory, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 37, L09703, doi: 10.1029/2010GL042764.
- Loth B. and Graf H.-F., 1993.** Snow cover model for global climate simulations, *J. Geophys. Res.*, vol. 98, pp. 10451–10464.
- Lynch-Stieglitz M., 1994.** The development and validation of a simple snow model for the GISS GCM, *J. Climate*, vol. 7, pp. 1842–1855.
- Manabe S., 1969.** Climate and the ocean circulation: 1. The atmospheric circulation and the hydrology of the Earth's surface, *Mon. Wea. Rev.*, vol. 97, pp. 739–805.
- de Martonne E., 1948.** *Traite de Geographie Physique*, 7th ed., Paris, Librairie Armand Colin.
- McAvaney B.J. et al., 2001.** Model Evaluation, in: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. A. Johnson (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 881 p.
- McCrary R.R. and Randall D.A., 2010.** Great plains drought in simulations of the twentieth century, *J. Climate*, vol. 23, pp. 2178–2196, doi: 10.1175/2009JCLI3061.1.
- McKee T.B., Doesken N.J., and Kleist J., 1993.** The relationship of drought frequency and duration to time scales, in: *Preprints, 8th Conference on Applied Climatology*, January 17–22, Anaheim, California, pp. 179–184.
- Meshcherskaya A.V. and Blazhevich V.G., 1997.** The drought and excessive moisture indices in a historical perspective in the principal grain-

- producing regions of the former Soviet Union, *J. Climate*, vol. 10, pp. 2670–2682.
- Mika J., Horvth Sz., Makra L., and Dunkel Z., 2005.** The Palmer Drought Severity Index (PDSI) as an indicator of soil moisture, *Physics and Chemistry of the Earth*, vol. 30, pp. 223–230.
- Mo K.C., Jae-Kyung E. Schemm, Soo-Hyun Yoo, 2009.** Influence of ENSO and the Atlantic multidecadal oscillation on drought over the United States, *J. Climate*, vol. 22, pp. 5962–5982.
- Monteith J.L. and Szeicz G., 1962.** Radiative temperature in the heat balance of natural surfaces, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, vol. 88, pp. 496–507.
- Mooney H.A., Drake B.G., Luxmoore R.J., Oechel W.C., and Pitelka L.F., 1991.** Predicting ecosystem responses to elevated CO₂ concentrations, *Bioscience*, vol. 41, pp. 96–104.
- Namias J., 1958.** Persistence of mid-tropospheric circulations between adjacent months and seasons, in: *The Atmosphere and Sea in Motion* (Rossby memorial volume), B. Bolin (ed.), Rockefeller Institute Press, pp. 240–248.
- Narayan U., Lakshmi V., and Jackson T.J., 2006.** High-resolution change estimation of soil moisture using L-band radiometer and radar observations made during the SMEX02 Experiments, *IEEE Trans, Geosci. Remote Sens.*, vol. 44, No. 6, pp. 1545–1554.
- Noilhan J. and Planton S., 1989.** A simple parameterization of land surface processes for meteorological models, *Mon. Wea. Rev.*, vol. 117, pp. 536–549; *North American Drought Monitor* <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/monitoring/drought/nadm>.
- Ogorodnikov V.A., Khlebnikova E.I., and Kosyak S.S., 2009.** Numerical stochastic simulation of joint non-Gaussian meteorological series, *Russ. J. Numerical Analysis and Mathematical Modelling*, vol. 24, No. 5, pp. 467–480.
- Oleson K.W., Dai Y., Bonan G., et al., 2004.** Technical Description of the Community Land Model (CLM). NCAR Technical Note NCAR/TN-461+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA, 173 p.
- Palmer W.C., 1965.** *Meteorological Droughts*. U.S. Department of Commerce Weather Bureau Research Paper 45, 58 p.
- Paz Errea M., Lasanta T., Ortigosa L., and Cerda A., 2001.** Soil moisture changes after land abandonment in the central Spanish Pyrenees, *Cuadernos de Investigación Geográfica*, No. 27, pp. 74–60.
- Penman H.L., 1948.** Natural evaporation from open water, bare soil, and grass, *Proc. Roy. Soc. London A*, vol. 193, pp. 120–146.
- Peterson T.C., Golubev V.S., and Groisman P.Ya., 1995.** Evaporation losing its strength, *Nature*, No. 377, pp. 687–688.
- Pitman A.J., 2003.** Review: The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models, *Int. J. Climatol.*, vol. 23, pp. 479–510.
- Pitman A.J., Slater A.G., Desborough C.E., and Zhao M., 1999.** Uncertainty in the simulation of runoff due to the parameterization of frozen soil moisture using the GSWP methodology, *J. Geophys. Res.*, vol. 104, pp. 16879–16888.
- Poulovassilis A., Anadranistakis M., Liakatas A., Alexandris S., and Kerkides P., 2001.** Semi-empirical approach for estimating actual evapotranspiration in Greece, *Agr. Water Manag.*, vol. 51, No. 2, pp. 143–152.
- Prigent C., Aires F., Rossow W.B., and Robock A., 2005.** Sensitivity of satellite microwave and infrared observations to soil moisture at a global scale: Relationship of satellite observations to in situ soil moisture measurements, *J. Geophys. Res.*, vol. 110, D07110, doi: 10.1029/2004JD005087.
- Qian Y. et al., 2006.** More frequent cloud-free sky and less surface solar radiation in China from 1955 to 2000, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 33, L01812, doi: 10.1029/2005GL024586.
- Qian Zhu, Hong Jiang, and Jinxun Liu, 2009.** Effects of climate change on soil moisture over China from 1960–2006, in: *International Conference on Environmental Science and Information Application Technology*, vol. 1, pp. 140–143.
- Ramakrishnan D., Mohanty K., Nayak S., and Chandran R., 2006.** Mapping the liquefaction induced soil moisture changes using remote sensing technique: An attempt to map the earthquake induced liquefaction around Bhuj, Gujarat, India, *Geotechnical and Geological Engineering*, vol. 24, No. 22, pp. 1581–1602.
- Rambal S., Lacaze B., Mazurek H., and Cepe G.D., 1985.** Comparison of hydrologically simulated and remotely sensed actual evapotranspiration from some Mediterranean vegetation formations, *Int. J. Remote Sens.*, vol. 6, No. 8, pp. 1475–1481.
- Randall D.A., Wood R.A., Bony S., Colman R., Fichet T., et al., 2007.** Climate models and their evaluation, in: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, S. Solo-

- mon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- Rayner D. P., 2007.** Wind run changes: The dominant factor affecting pan evaporation trends in Australia, *J. Climate*, vol. 20, No. 14, pp. 3379–3394.
- Reichle R. F., Koster R. D., Dopng J., and Berg A. A., 2004.** Global soil moisture from satellite observations, land surface models, and ground data: Implications for data assimilation, *J. Hydrometeorol.*, No. 5, pp. 430–442.
- Robock A. and Li H., 2006.** Solar dimming and CO₂ effects on soil moisture trends, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 33, L20708, doi: 10.1029/2006GL027585.
- Robock A., Vinnikov K. Ya., Schlosser C. A., Speranskaya N. A., and Yongkang Xue, 1995.** Use of midlatitude soil moisture and meteorological observations to validate soil moisture simulations with biosphere and bucket models, *J. Climate*, vol. 8, pp. 15–35.
- Robock A., Schlosser C. A., Vinnikov K. Ya., Suxia Liu, and Speranskaya N. A., 1996.** Validation of humidity, moisture fluxes, and soil moisture in GCMS.
- Robock A., Vinnikov K. Ya., and Schlosser C. A., 1997.** Evaluation of land-surface parameterization schemes using observations, *J. Climate*, vol. 10, pp. 377–379.
- Robock A., Schlosser C. A., Vinnikov K. Ya., Speranskaya N. A., and Entin J. K., 1998.** Evaluation of AMIP soil moisture simulations, *Global and Planetary Change*, No. 19, pp. 181–208.
- Robock A., Vinnikov K. Y., Srinivasan G., Entin J. K., Hollinger S. E., et al., 2000.** The Global Soil Moisture Data Bank, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, No. 81, pp. 1281–1299.
- Robock A., Lifeng Luo, Wood E. F., Fenghua Wen, Mitchell K. E., et al., 2003.** Evaluation of the North American Land Data Assimilation System over the Southern Great Plains during the warm season, *J. Geophys. Res.*, vol. 108, 8846, 21 p., doi: 10.1029/2002JD003245.
- Robock A., Mingquan Mu, Vinnikov K., Trofimova I. V., and Adamenko T. I., 2005.** Forty five years of observed soil moisture in the Ukraine: No summer desiccation (yet), *Geophys. Res. Lett.*, vol. 32, L03401, doi: 10.1029/2004GL021914.
- Roderick M. L. and Farquhar G. D., 2002.** The cause of decreased pan evaporation over the past 50 years, *Science*, vol. 298, No. 5597, pp. 1410–1411, doi: 10.1126/science.1075390.
- Roderick M. L. and Farquhar G. D., 2004.** Changes in Australian pan evaporation from 1970–2002, *Int. J. Climatol.*, No. 24, pp. 1077–1090.
- Roderick M. L. and Farquhar G. D., 2005.** Changes in New Zealand pan evaporation since the 1970s, *Int. J. Climatol.*, No. 25, pp. 2031–2039.
- Roderick M. L., Hobbins M. T., and Farquhar G. D., 2009a.** Pan evaporation trends and the terrestrial water balance, I. Principles and observations, *Hydrol. and Water Resour.*, No. 4, doi: 10.1111/j.1749-8198.2008.00214.x.
- Roderick M. L., Hobbins M. T., and Farquhar G. D., 2009b.** Pan evaporation trends and the terrestrial water balance. II. Energy balance and interpretation, *Hydrol. and Water Resour.*, vol. 4, doi: 10.1111/j.1749-8198.2008.00214.x.
- Rouse J. W., Haas R. H., Schell J. A., and Deering D. W., 1973.** Monitoring vegetation systems in the great plains with ERTS, in: *Third ERTS Symposium*, NASA SP-351, vol. 1, pp. 309–317.
- Rutter A. J., Kershaw K. A., Robins P. C., and Morton A. J., 1972.** A predictive model of rainfall interception in forests. I. Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine, *Agr. Meteorol.*, vol. 9, pp. 367–384.
- Rutter A. J., Morton A. J., and Robins P. C., 1975.** A predictive model of rainfall interception in forests. *J. Appl. Ecol.*, vol. 12, pp. 367–380.
- Sausen R., Schubert S., and Dümenil L., 1994.** A model of the river-runoff for use in coupled atmosphere–ocean models, *J. Hydrol.*, vol. 55, pp. 337–352.
- Schubert S. D. et al., 2004.** Causes of long-term drought in the U.S. Great Plains, *J. Climate*, vol. 17, pp. 485–503.
- Schubert S. D., Suarez M. J., Pegion P. J., Koster R. D., and Bacmeister J. T., 2008.** Potential predictability of long-term drought and pluvial conditions in the U.S. Great Plains, *J. Climate*, vol. 21, pp. 802–816.
- Schubert S. D. et al., 2009.** A U.S. CLIVAR Project to assess and compare the responses of global climate models to drought-related SST forcing patterns: Overview and results, *J. Climate*, vol. 22, pp. 5251–5272.
- Sellers P. J., Mintz Y., Sud Y. C., and Dalcher A., 1986.** A Simple Biosphere model (SiB) for use within general circulation models, *J. Atmos. Sci.*, vol. 43, pp. 505–531.
- Sellers P. J., Dickinson R. E., Randall D. A., Betts A. K., Hall F. G., et al., 1997.** Modelling the

- exchanges of energy, water and carbon between continents and the atmosphere, *Science*, vol. 275, pp. 502–509.
- Sheffield J. and Wood E.F., 2007.** Characteristics of global and regional drought, 1950–2000: Analysis of soil moisture data from off-line simulation of the terrestrial hydrologic cycle, *J. Geophys. Res.*, vol. 112, D17115, doi: 10.1029/2006JD008288.
- Sheffield J., Andreadis K.M., Wood E.F., and Lettenmaier D.P., 2009.** Global and continental drought in the second half of the twentieth century: Severity–area–duration analysis and temporal variability of large-scale events, *J. Climate*, vol. 22, pp. 1962–1981.
- Shen Yanjun, Changming Liu, Min Liu, Yan Zeng, and Changyan Tian, 2009.** Change in pan evaporation over the past 50 years in the arid region of China, *Hydrol. Processes*, vol. 24, No. 2, pp. 225–231.
- Sorman A.U. and Abdulrazzak M.J., 1994.** Estimation of actual evaporation using precipitation and soil moisture records in arid climates, *Hydrol. Processes*, vol. 9, No. 7, pp. 729–741.
- Speranskaya N.A., 2009.** Soil moisture changes in non-boreal European Russia: In situ data, in: *Regional Aspects of Climate-Terrestrial-Hydrologic Interactions in Non-boreal Eastern Europe*, P.Ya. Groisman and S.V. Ivanov (eds.). NATO Science for Peace and Security Series C: Environmental Security, part 4, pp. 165–174.
- Srinivasan G., Robock A., Entin J.K., Vinnikov K.Y., Luo L., Viterbo P., and Participating AMIP Modeling Groups, 2000.** Soil moisture simulations in revised AMIP models, *J. Geophys. Res.*, vol. 105, No. D21, pp. 26635–26644.
- Stitt M., 1991.** Rising CO₂ levels and their potential significance for carbon flow in photosynthetic cells. *Plant, Cell and Environment*, vol. 14, pp. 741–762, doi: 10.1111/j.1365-3040.1991.tb01440.
- Tebakari T., Yoshitani J., and Suvanpimol C., 2005.** Time-space trend analysis in pan evaporation over Kingdom of Thailand, *J. Hydrol. Eng.*, No. 10, pp. 205–215.
- The ERA-40 Project Plan, ERA-40 Project Report Series, 2000.** No. 1, A.J. Simmons and J.K. Gibson (eds.), Reading, UK, European Center for Medium-Range Weather Forecasts, 63 p.
- Thom A.S., 1972.** Momentum, mass and heat exchange of vegetation, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, vol. 98, pp. 124–134.
- Thompson S.L. and Pollard D., 1995.** A global climate model (GENESIS) with a land-surface transfer scheme (LSX). Part 1: Present climate simulation, *J. Climate*, vol. 8, pp. 732–761.
- Thornthwaite C.W., 1948.** An approach toward a rational classification of climate, *Geogr. Rev.*, vol. 38.
- Van den Hurk B.J.J.M., Ettema J., and Viterbo P., 2007.** Analysis of soil moisture changes in Europe during a single growing season in a new ECMWF Soil Moisture Assimilation System, *J. Hydrometeorol.*, vol. 9, pp. 116–131.
- Verseghy D.L., McFarlane N.A., and Lazare M., 1993.** A Canadian land surface scheme for GCMs: II. Vegetation model and coupled runs, *Int. J. Climatol.*, vol. 13, pp. 347–370.
- Vicente-Serrano S.M., Santiago Begueria, Juan I. López-Moreno, 2010.** A Multiscalar Drought Index sensitive to global warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index, *J. Climate*, vol. 23, pp. 1696–1718, doi: 10.1175/2009JCLI2909.1.
- Vinnikov K.Ya. and Yeserkepova I.B., 1991.** Soil moisture: Empirical data and model results, *J. Climate*, vol. 4, No. 1, pp. 66–79.
- Vinnikov K.Y., Robock A., Qiu S., Entin J.K., et al., 1999a.** Satellite remote sensing of soil moisture in Illinois, United States, *J. Geophys. Res.*, vol. 104, pp. 4145–4168.
- Vinnikov K.Y., Robock A., Qiu S., and Entin J.K., 1999b.** Optimal design of surface networks for observation of soil moisture, *J. Geophys. Res.*, vol. 104, pp. 19743–19749.
- Wagner W. and Scipal K., 2000.** Large scale soil moisture mapping in western Africa using the ERS scatterometer, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 38, pp. 1777–1782.
- Walther G.-R., Post E., Convey P., Menzel A., Parmesan C., et al., 2002.** Ecological responses to recent climate change, *Nature*, vol. 416, pp. 389–396.
- Wang A.H., Bohn T.J., Mahanama S.P., Koster R.D., and Lettenmaier D.P., 2009.** Multimodel ensemble reconstruction of drought over the continental United States, *J. Climate*, vol. 22, pp. 2694–2712.
- Wells N., Goddard S., and Hayes M.J., 2004.** A self-calibrating Palmer Drought Severity Index, *J. Climate*, vol. 17, pp. 2335–2351.
- World Meteorological Organization, 1969.** Manual for Depth-Area-Duration Analysis of Storm Precipitation, WMO No. 237, TP 129, Geneva, Switzerland.

Xinfa Qio, Zeng Yan, Miao Qilong, and Yu Qiang, 2004. Estimation of annual actual evapotranspiration from nonsaturated land surfaces with conventional meteorological data, *Science in China, Ser. D.: Earth Sciences*, vol. 47, No. 3, pp. 239–246.

Yang H., Yang D., Cong Z., and Lei Z., 2009. Analysis of the dominant climatic factors of evaporation change over the main basins in mainland China based on Budyko and Bouchet hypotheses, in:

Proceedings of a Symposium Held at Chengdu, China (November 2008), IAHS Publ., pp. 111–115.

Zhai Jianqing, Buda Su, Krysanova V., Tobias Vetter, Chao Gao, and Tong Jiang, 2010. Spatial variation and trends in PDSI and SPI indices and their relation to streamflow in 10 large regions of China, *J. Climate*, vol. 23, pp. 649–663, doi: 10.1175/2009JCLI2968.1.