

ИЗМЕНЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА И ИХ КЛИМАТИЧЕСКАЯ РОЛЬ

А. Н. Кренке, Л. М. Китаев, Д. В. Турков, Т. Г. Кадомцева, Е. М. Айзина

Институт географии РАН, 109017, Москва, Старомонетный пер., 29, Россия

На основе данных 25-летнего ряда наблюдений метеостанциями проведен анализ межгодовых и многолетних изменений параметров полей снежного покрова практически материкового уровня ввиду важности изучения их роли в глобальных климатических процессах. Установлены основные закономерности пространственного распределения максимумов и аномалий снежного покрова и их взаимосвязь с климатическими и орографическими особенностями.

Снежный покров, наземные и дистанционные данные, атмосферная циркуляция, межгодовая изменчивость

SNOW COVER CHANGES AND THEIR ROLE IN CLIMATE

A. N. Krenke, L. M. Kitaev, D. V. Turkov, T. G. Kadomtseva, E. M. Aizina

Institute of Geography RAS, 109017, Moscow, Staromonetnyi per., 29, Russia

The analysis of annual and long term measurements of continental scale snow cover parameters is implemented on the basis of 25 years series rate, since studying of these parameters role on global climate processes is of much importance. The main laws of spatial distribution of snow cover maxima and anomalies and their interaction with climate and orography peculiarities are established. Regions with different snow storage regimes depending on climate processes course and relief characteristics are determined.

Snow cover, ground and remote sensing data, atmospheric circulation processes, inter years variability

ВВЕДЕНИЕ

Снежный покров является самым чувствительным элементом климатической и гидрологической систем Земли и одновременно одним из важнейших факторов глобальных изменений. Он играет важную роль в механизмах положительных и отрицательных обратных связей, возникающих в процессе эволюции природной системы Земли. В последние годы Институт географии РАН возобновил традицию [Котляков, 1968; Рихтер, 1945; Чумаков, 1984; Jones, 1988; Kotlyakov et al., 1982] исследований планетарных и региональных особенностей снежного покрова. Главное внимание уделяется межгодовым и многолетним изменениям площади и водозапаса снежного покрова в зависимости от глобальных изменений окружающей среды. В настоящее время эта программа далека от завершения. Поэтому в настоящий обзор включены только отдельные результаты главных направлений исследований: создание банка данных о снежном покрове; межгодовые изменения пространственной структуры снежного покрова в связи со сменой форм атмосферной циркуляции; влияние снеж-

ного покрова на климат согласно балансовым расчетам и согласно экспериментам с моделью общей циркуляции атмосферы.

ДАННЫЕ О СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ

Начиная с 1966 г., Отдел синоптического анализа NESDIS в США еженедельно составляет глобальные карты площади снежного покрова на основе спутниковых снимков в видимом диапазоне. Эти карты распространяет Центр гляциологических данных при Колорадском университете в Боулдере. Гораздо сложнее проблема дистанционных измерений толщины снега или его водного эквивалента. В принципе они могут быть определены по поглощению снегом естественных (пассивных) микроволновых излучений подстилающего снег грунта. Региональные различия в этих излучениях исключаются благодаря измерениям в различных микроволновых диапазонах. Различия в интенсивности излучений (яркостной температуре) в полосах 19 Гц и 37 Гц коррелируются с толщиной снега. Яркостная температура в этих диапазонах регулярно измеря-

ется с американских спутников, запускаемых с 1977 г. над всем Северным полушарием. Однако алгоритм пересчета ее в толщину снега [Кондратьев, 1965; Рихтер, 1945; Barry, 1990; Chang et al., 1987; Jones, 1988] разработан только для условий сухого снега в отсутствии глубинного инея, отсутствии таяния, отсутствии сильно пересеченного рельефа и лесов, выступающих над снежным покровом. Жидкая вода и деревья сами излучают микроволны. В результате расчетные толщины снега оказываются заниженными вплоть до полного исчезновения снега на микроволновых изображениях. Глубинный иней, для образования которого нужно не менее 10 дней с температурой ниже 10 градусов, приводит к преувеличению толщины снега, так как поглощение микроволновых излучений усиливается благодаря повторным отражениям в толще снега.

Совместно с исследователями из Колорадского университета мы сравнили данные обработки дистанционных измерений и наземных данных на обширной территории Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин [Barry, 1990; Barry et al., 1996; Falot et al., 1994]. На этой территории среднее расстояние между станциями, использованными в банке наземных данных о снеге, равно примерно 100 км, сопоставимо с размерами пиксел на изображениях яркостной температуры (40×40 км).

К настоящему времени сравнение выполнено только для двух снимков — за 9 и 27 февраля 1989 г. с „репрезентативными“ снегомерными съемками 10 и 28 февраля 1989 г. Все съемки выполнялись вблизи метеорологических станций на залесенной и открытой местностях около каждой станции. Длина маршрутов — 1 км в лесу и 2 км в поле. Данные пары маршрутов (лесного и открытого) осреднялись со взвешиванием, пропорциональным долям лесов и открытой местности, в радиусе 50 км вокруг станции, оцененным на глаз по карте лесов м-ба 1:2 500 000 с точностью до 10%. Как для дистанционных, так и для наземных данных были построены карты водозапаса в изолиниях (рис.1, а и рис.1, б).

Очевидно занижение толщины снега и его водного эквивалента по дистанционным данным. Проанализируем подробнее карты за 27 и 28 февраля. Положение границы снежного покрова, проинтерполированной по наземным данным, практически совпадает с его границей на спутниковых снимках в видимом диапазоне. Западная граница следует приблизительно 35° в.д. На микроволновых изображениях снежный покров не виден западнее 40° в.д. и даже внутри треугольника Вологда—Магнитогорск—Рязань к востоку от 40° в.д. Линия Вологда—Магнитогорск близка к северной границе оттепели. Количество жидкой воды, образовавшейся в результате таяния, подсчитывалось по формуле М.А.Великанова, как 3,5 мм, помноженные на сумму по-

ложительных градусо-дней по среднесуточной температуре за предшествующие дни. Однако это количество не может превышать 12% от веса снега — его водоудерживающей способности. Избыточная вода уходит в грунт или в сток. По-видимому, в пределах треугольника существенную роль в занижении толщины снега на дистанционных снимках играет излучение леса. К югу от линии Рязань—Магнитогорск таяние было интенсивнее, чем внутри треугольника, однако на снимках этой лишенной леса территории снег виден. Впрочем, и в степях снега не видно западнее 40° в.д. Там количество жидкой воды больше 10—15 мм водного эквивалента (рис. 2).

Дистанционные и наземные данные мало отличаются друг от друга только в степях к востоку от Южного Урала и Мугоджар, где оттепелей в феврале 1989 г. не было. Сравнение дистанционных и наземных данных над холодной (без оттепелей) северо-европейской и западно-сибирской тайгой свидетельствует, что преуменьшение толщины снежного покрова дистанционными измерениями из-за излучения деревьев мало зависит от их породы (одинаково в сосновых, еловых и пихтовых лесах). Степень занижения снеготопливных запасов зависит главным образом от сплошности и степени сомкнутости (покрытия) лесов. Расхождение в толщине снега возрастает от 20—25 см (около 50 мм водного эквивалента) в редкой западносибирской тайге с болотами до 50—60 см (100—150 мм в.э.) в плотной европейской тайге. В результате на микроволновых изображениях 28 февраля, в отличие от снимков в видимом диапазоне, вообще не распознается снежный покров в Карелии.

Из вышеприведенного анализа следует, что, во-первых, до настоящего времени наземные данные являются предпочтительным источником информации о толщине снежного покрова и водозапасе в нем, а, во-вторых, что сравнение дистанционных и наземных данных на обширных территориях может быть использовано для разработки методов внесения поправок в дистанционные данные для учета микроволновых излучений жидкой воды в снегу и выступающих над ним деревьев.

До недавнего времени все наземные данные были рассредоточены между множеством распечатанных Метеорологических месячников (около 250 в год и около 6000 за 25 лет), постепенно исчезающих из обращения. Мы составили Банк данных о снежном покрове по более чем 1000 станциям на территории СНГ и стран Балтии, т. е. по бывшей территории СССР, за 25 лет с 1966 по 1990 гг. До 1966 г. иной была методика измерений вне метеорологических площадок, кроме того данные до 1966 г. уже обобщались с особым вниманием к статистическим харак-

ИЗМЕНЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

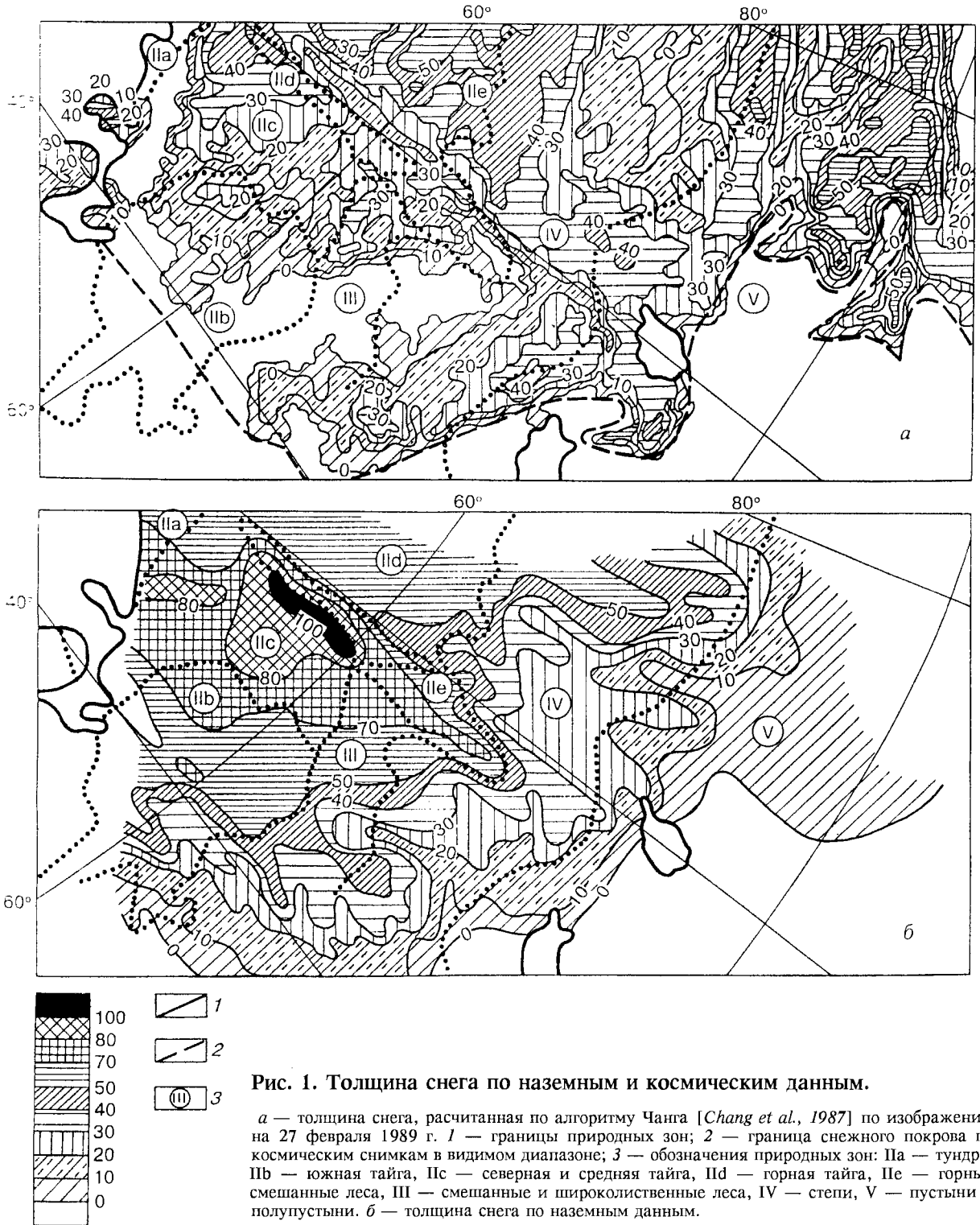


Рис. 1. Толщина снега по наземным и космическим данным.

a — толщина снега, рассчитанная по алгоритму Чанга [Chang et al., 1987] по изображению на 27 февраля 1989 г. 1 — границы природных зон; 2 — граница снежного покрова по космическим снимкам в видимом диапазоне; 3 — обозначения природных зон: IIa — тундра, IIb — южная тайга, IIc — северная и средняя тайга, IId — горная тайга, IIe — горные смешанные леса, III — смешанные и широколиственные леса, IV — степи, V — пустыни и полупустыни. *b* — толщина снега по наземным данным.

теристикам покрова, а не к особенностям отдельных лет [Копанев, 1982].

Банк данных включает более 30 характеристик снега для каждых 5 или 10 дней для метеорологических площадок и для „ландшафт-

ных“ (репрезентативных) маршрутов вблизи каждой станции — лесного и на открытой местности. В число характеристик, наряду с толщиной, плотностью и водозпасом снежного покрова, входят временные экстремумы и средние за

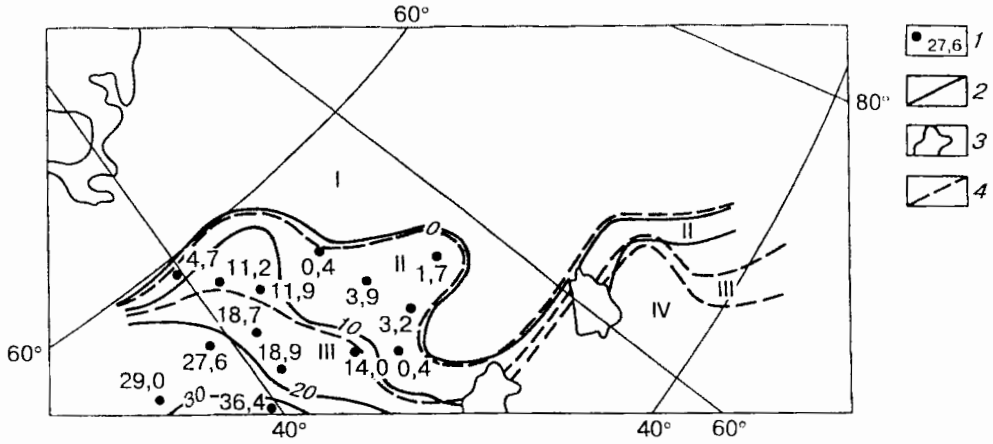


Рис. 2. Количество жидкой воды, поступившей в снежную толщу за период с 19 февраля по 26 февраля 1989 г., в мм водного эквивалента.

1 — количество талой воды в точках; 2 — изолинии количества талой воды; 3 — границы зон с разной степенью промачивания снежного покрова; 4 — обозначения зон с разной степенью промачивания; I — промачивание отсутствует, II — толща снега частично насыщена водой, III — толща снега полностью насыщена водой, IV — снег полностью стаял.

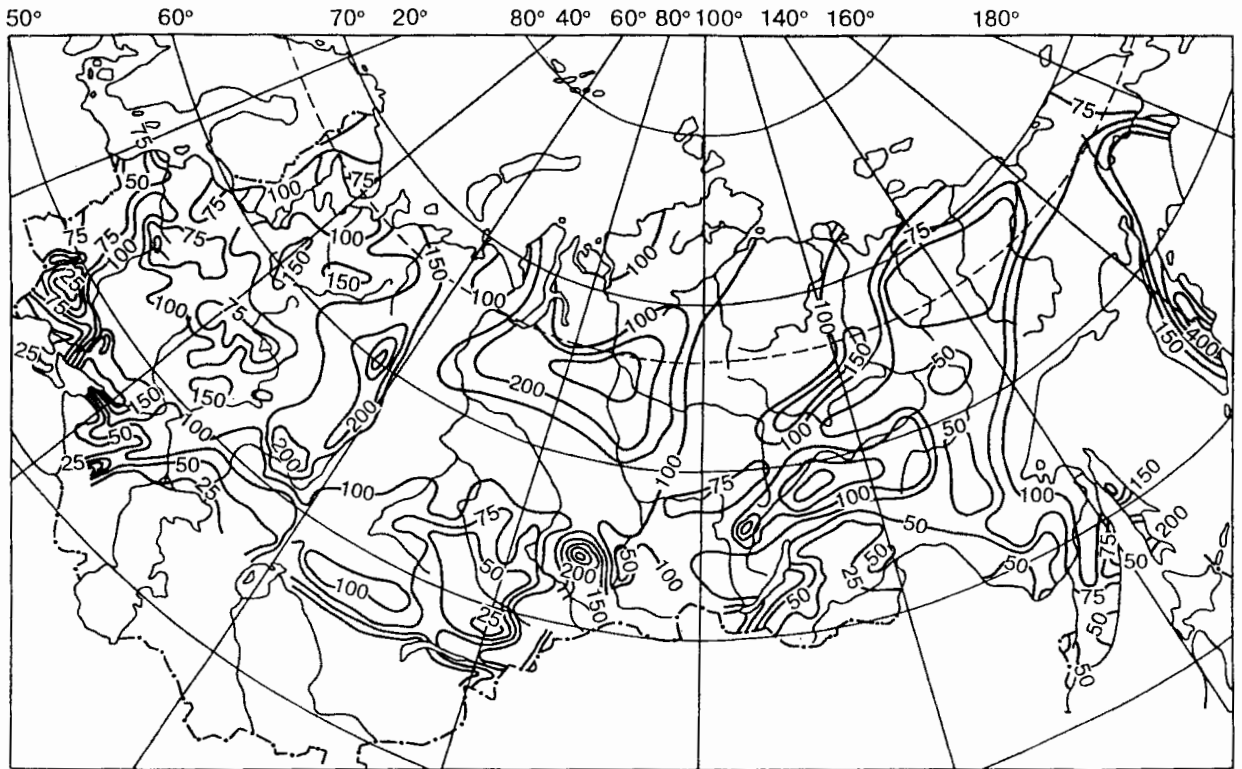


Рис. 3. Максимальный запас воды в снежном покрове в 1987 г. в мм водного эквивалента.

5—10 дней по метеорологической площадке, а также пространственные экстремумы и средние по маршрутам данные о наличии воды в снегу, ледяных корок, о микрорельефе поверхности

снега и о степени покрытости им территории. Банк снабжен оболочкой, включающей программы контроля качества данных в соответствии со специальным набором критериев осреднения,

выбора экстремумов, их дат, градаций по величине значений и т.д. Все данные привязаны к географическим координатам станций, что дает возможность выполнять автоматическое построение и сравнение карт на компьютере. При автоматическом выбросе данных на поле карты каждая станция снабжена значком, зависящим от градации, куда попадают измеренные на ней значения той или другой характеристики снега. Это помогает при ручном проведении изолиний, позволяющем лучше учесть особенности рельефа.

МЕЖГОДОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СТРУКТУРЫ ПОЛЯ ВОДОЗАПАСА СНЕЖНОГО ПОКРОВА

На основе описанной базы данных был построен электронный Атлас ежегодных карт сезонных максимумов водозапаса в снежном покрове. Ступени между изолиниями не оставались постоянными, меняясь с учетом числа случаев, приходившихся на каждую градацию. Принята следующая шкала изолиний: 0, 25, 50, 75, 100, 150, 200, 300, 400, 500, 750 мм водозапаса в водном эквиваленте. В качестве примера показана карта за 1987 г. (см. рис. 3). На ней, как и на других 23 картах максимумов водозапаса мы можем выделить основные типы закономерностей пространственного распределения снежного покрова. Построены также ежегодные карты аномалий снеготзапаса. Эти аномалии рассчитывались по регулярной сетке, как отношение водозапаса, проинтерполированного между изолиниями в данном году к его значениям на средней за 25 лет карте. Рассмотрим пять основных факторов формирования и особенностей полей водозапаса в снежном покрове континентального масштаба.

Постоянные орографически обусловленные особенности

Прежде всего относительно повышенное количество снега в горах и на возвышенностях, особенно на их наветренных сторонах. Высокие хребты исключены из этого анализа. Составление для них ежегодных карт невозможно только на основе наблюдаемых данных — необходимо моделирование орографических осадков. Каждый год, независимо от преобладающего типа атмосферной циркуляции, большое количество снега наблюдается с западной стороны Урала с постоянным максимумом в бассейне р. Чусовая, и в западных предгорьях Алтая. В Кузнецком Алатау отмечается неизвестный до сих пор максимум, сравнимый с камчатским, неизвестных до сих пор максимумы наблюдаются в западных частях всех Средне-Сибирских нагорий. Главный максимум расположен обычно между нижним течением рек Подкаменная и Нижняя Тунгуска. Этим объясняются местные особен-

ности почв и растительности. Ежегодно наблюдается пояс высокой снежности вдоль Мугоджар и малоснежье в восточной подветренной части Казахского мелкосопочника. Климатически обусловленные минимумы снежности в котловинах Восточной Якутии и Забайкалья еще более подчеркнуты орографическими причинами.

Постоянные климатически обусловленные особенности

В первую очередь среди таких особенностей выделяется ежегодный абсолютный максимум толщины снега на восточном побережье Камчатки. Каждый год даже на уровне моря водозапас снежного покрова там превышает 500 мм, а его толщина 3,5 м. Постоянными особенностями климата обусловлены также относительно большие запасы снега на севере Восточной Европы, большое количество снега на Сахалине и берегу Охотского моря. Ежегодно из-за относительно высокой температуры воздуха и частых оттепелей со сменой дождей со снегопадами малы запасы снега на западе Восточно-Европейской равнины к западу от рек Даугава и Днепр, на большей части Украины, в равнинной части Крыма и Северного Кавказа. Каждый год из-за ничтожных зимних осадков, несмотря на низкие температуры воздуха, малы снеготзапасы на Туранской низменности и в Забайкалье в средней части бассейна Амура.

Постоянные особенности, обусловленные орографическими волнами в общем западном атмосферном потоке

Таковыми особенностями мы считаем ежегодное повторяющийся пояс пониженной снежности в западной и пояс повышенной снежности в восточной частях Западно-Сибирской низменности, на который обратил внимание В.Г.Ходаков во время выполненной им одноразовой снеготмерной съемки поперек Западной Сибири [Ходаков, 1978]. Урал протянулся на 2000 км поперек основного воздушного потока и подобно Кордильерам вызывает образование в нем волн длиной в 1500 — 2000 км. Восходящие воздушные потоки преобладают над Уралом, нисходящие сразу за ним над западом Западно-Сибирской низменности, и вновь восходящие — в ее восточной части. Это способствует проникновению в Западную Сибирь приносящих снег циклонов, в том числе так называемых „ныряющих“ с севера.

Периодически повторяющиеся особенности, обусловленные межгодовой сменой преобладающих типов атмосферной циркуляции

Эти особенности хорошо видны на картах аномалий (рис. 4 и 5). Так в 1986 г. (табл. 1),

как и в другие годы с преобладанием зимой зональной циркуляции по классификации Б. Л. Дзердзеевского [Дзердзеевский и др., 1946], во всех регионах с осадками атлантического происхождения, т. е. по всей территории СНГ кроме Дальнего Востока, водозапас в снегу был выше нормы в поясе между 48 и 62 градусами. Превышение нормы достигает 1,8 и даже 2,0. К северу и югу от этого пояса снегозапасы были ниже нормы. В Крыму, на Северном Кавказе, на юге Забайкалья, а также и на Таймыре отношение снегозапасов к норме не превышало 0,5.

Наоборот, в годы с преобладанием меридиональной циркуляции знаки аномалий меняются от одного меридионального сектора к следующему. В 1988 г. аномалии были равны 1,5 — 2,0 во многих районах Восточной Европы: на Среднерусской возвышенности, в центральной части бассейна Волги и в других. На севере Западной Сибири и в Средней Сибири аномалии были меньше единицы. В Северной и Центральной Якутии снегозапасы были выше нормы, в Восточной Якутии и на севере Дальнего Востока, включая Камчатку, снова ниже. Противоположные закономерности, но также с чередованием знаков аномалий между меридиональными секторами, наблюдались в 1990 г. В этом году снегозапас был ниже нормы в Восточной Европе и в Восточной Сибири и выше нормы в Западной Сибири и на Дальнем Востоке. Соответствующие типы атмосферной циркуляции могут быть отнесены к С (зима 1986) и Е (зима 1990) формам по классификации Г.Я.Вангенгейма [Вангенгейм, 1935] и к различным наборам меридиональных элементарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ) по классификации Б. Л. Дзердзеевского [Дзердзеевский и др., 1946].

Характерные пространственные размеры периодически повторяющихся аномалий снежного покрова, обусловленных межгодовыми вариациями циркуляции атмосферы, составляют около 2000 км, а значит радиус корреляции снегозапасов составляет около 1000 км. Таким обра-

зом, аномалии снежного покрова охватывают площади большие, чем аномалии осадков, но меньшие, чем аномалии температуры воздуха.

Случайные максимумы, обусловленные длительным стационарированием зимних атмосферных фронтов на периферии долгоживущих блокирующих антициклонов

Такие фронты богаты осадками и могут отражаться на картах годовых максимумов снегозапасов. Как правило, такие максимумы образуют, как и сами фронты, пологие дуги длиной порядка 1000—2000 км и шириной около 100—200 км. Очень характерный пример — пояс необычно мощного снегонакопления в 1987 г. от Могилева на юго-восток к Запорожью и Бердянску, а затем на северо-восток от юга Украины через средний Дон — левобережье Волги — Жигули и вдоль Камы до Денежкиного Камня на Северном Урале (см. рис. 3). Этот пояс — результат необычно мощного снегопада во второй половине февраля. Обилие снега на юге и на востоке Украины вызвало там в этом году опустошительные наводнения при вторжении тепла с юга и задержку таяния снега на севере Русской равнины из-за потерь тепла на снеготаяние на юге.

В следующем 1988 г. снегозапасы были выше нормы в центре и на севере Русской равнины (рис.6). Снова предсказывали сильные паводки и некоторые люди даже покинули свои дома. Но катастрофического паводка не случилось из-за того, что теплые воздушные массы с юга охлаждались за счет снеготаяния на пути к северу и таяние там оказалось растянутым во времени. Другие примеры „случайных“ максимумов снегозапаса — дуги повышенной снежности от Смоленска через Тулу, Тамбов, Чебоксары к истокам Вятки в 1983 г. или от Риги через Смоленск и Курск до Полтавы в 1978 г. Эти максимумы снежности не связаны ни с какими орографическими или постоянными климатическими особенностями и не проявляются на средних многолетних картах.

ВЕКОВЫЕ ТРЕНДЫ

Особенности отдельных лет накладываются на вековой тренд изменения снегозапасов [Захаров и др., 1981; Рухтер, 1945]. Для оценки трендов за последние 100 лет были проанализированы ряды наблюдений на площадках по 56 избранным станциям [Fallot et al., 1994] (см. рис. 6). Из-за векового потепления в апреле количество снега уменьшается повсюду несмотря на рост осадков. Зимой же, с ноября по март, количество снега росло вместе с количеством осадков на Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнинах и уменьшалось в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке. Это уменьшение

Таблица 1. Число дней с зональной и меридиональной циркуляцией в зимние месяцы — с ноября по март

Годы, регион	Число дней с зональной циркуляцией	Число дней с меридиональной циркуляцией
1985/1986		
Восточная Европа	78	73
Сибирь	99	52
Дальний Восток	65	48
1987/1988		
Восточная Европа	69	83
Сибирь	71	81
Дальний Восток	60	92

ИЗМЕНЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

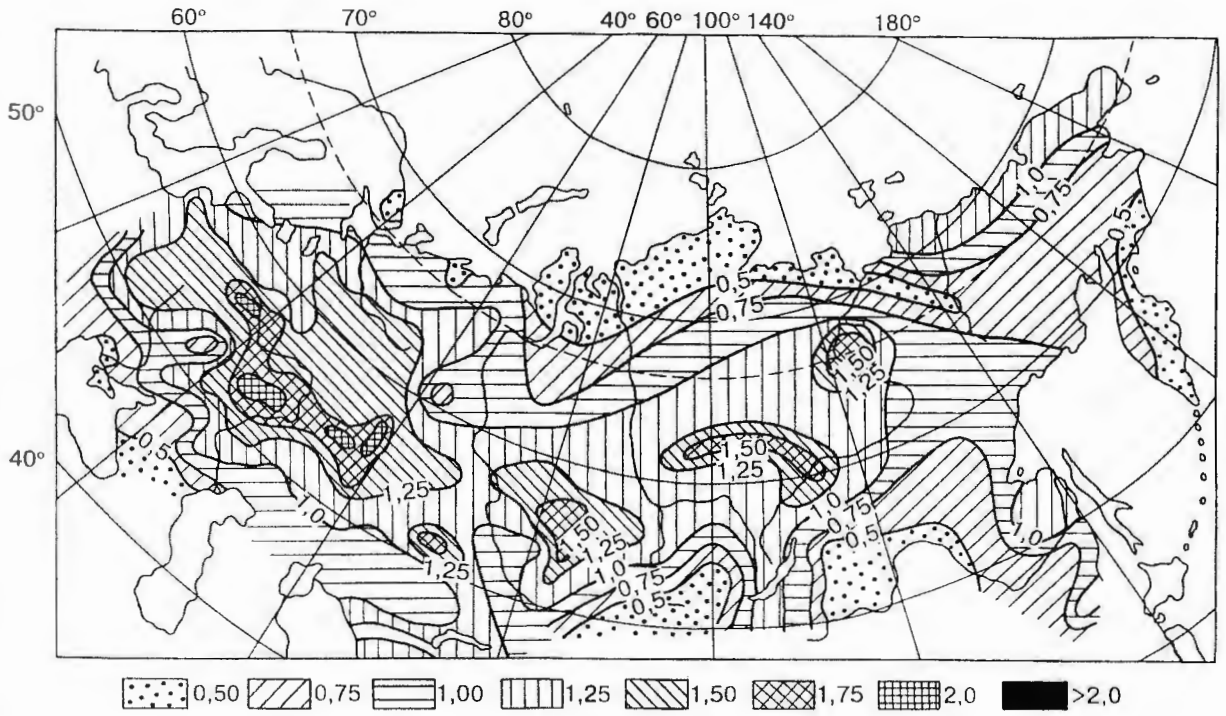


Рис. 4. Аномалии максимального водозапаса снега за 1985/86 г. в мм водного эквивалента.

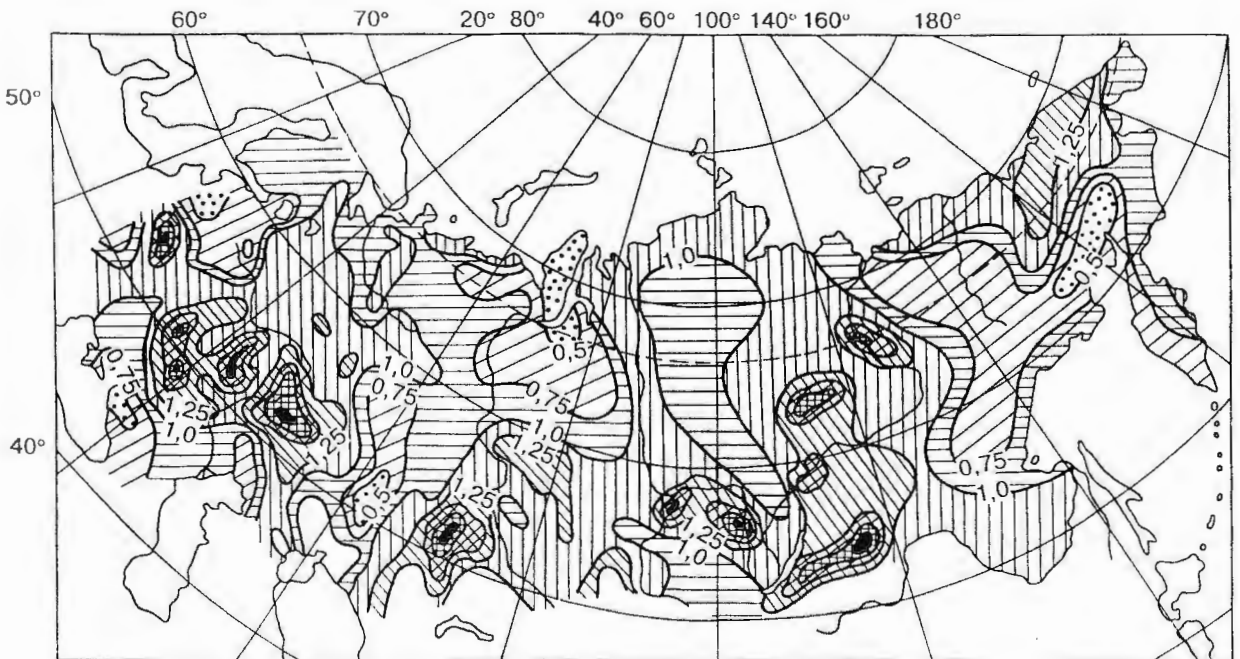


Рис. 5. Аномалии максимального водозапаса снега за 1987/88 г. в мм водного эквивалента.

Усл. обозн. см. на рис. 4.

Литература

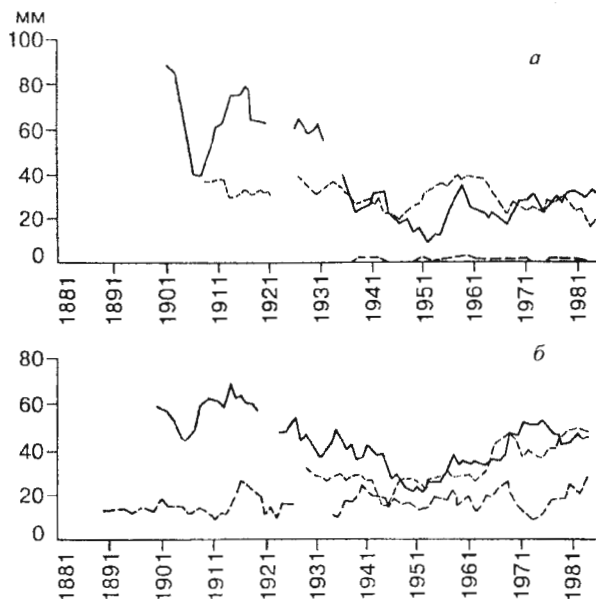


Рис. 6. Многолетние изменения толщины снежного покрова: а — в апреле, б — в январе.

снежного покрова на востоке Азии может привести к усилению муссонной активности [Кренке и др., 1995].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все вышеприведенные результаты свидетельствуют об исключительной важности изменений снежного покрова для глобальных изменений климата, а значит и всей природной среды. Улучшение понимания роли снежного покрова требует продолжения диагностических и модельных исследований и улучшения методов дистанционных измерений снежного покрова и их интерпретации.

Описанные в настоящей статье исследования выполнены при поддержке грантов РФФИ 93-05-9699а, 95-05-15375а и 96-05-64519а, а также гранта Госдепартамента США.

Вангенгейм Г.Я. Опыт применения синоптических методов к изучению характеристик климата. Л., Гидрометеоздат, 1935, 125 с.

Дзердзеевский Б.Л., Курганская В.М., Витвицкая З.М. Типизация циркуляционных механизмов в Северном полушарии и характеристика синоптических сезонов. Л., Гидрометеоздат, 1946, 234 с.

Захаров В.Ф., Кириллов А.А. Некоторые особенности современной эволюции арктического морского ледяного покрова // Метеорологические исследования. Вып. 26. М., 1981, с. 76—85.

Кондратьев К.Я. Актинометрия. Л., Гидрометеоздат, 1965, 691 с.

Копанев И.Д. Снежный покров и климат. Л., Гидрометеоздат, 1982, 212 с.

Котляков В.М. Снежный покров Земли и ледники. Л., Гидрометеоздат, 1968, 480 с.

Кренке А.Н., Пригарин В.Е., Турков Д.В. Влияние аномалий снежного покрова на глобальный климат // Изв. РАН, сер. географ., 1995, № 3, с. 25—36.

Рихтер Г.Д. Снежный покров, его формирование и свойства. М.-Л., Наука, Изд. АН СССР, 1945, 292 с.

Ходаков В.Г. Водно-ледовый баланс районов современного и древнего оледенения СССР. М., Наука, 1978, 194 с.

Чумаков Н.М. Главные ледниковые события прошлого и их геологическое значение // Изв. АН СССР, сер. геол., М., 1984, № 7, с.35—53.

Barry R.G. Observational evidence of changes in global snow and ice cover // Observed climate variations and change: contribution in support of section 7 of the 1990 IPCC scientific assessment (ed. D.E.Parker). Cambridge. Cambridge Univ. Press, 1990, p. 1.1—1.20.

Barry R.G., Krenke A.N., Armstrong R.L. et al. Snow cover depth and its variability over the Northern Eurasia according to on-ground and remote sensing data // Материалы гляциологических исследований, Хроника, обсуждения. М., 1996.

Chang A.T.C., Foster J.L. and Hall D.K. Nimbus-7 SMMR derived global snow cover parameters // Annales of Glaciology, 1987, vol.9, p. 39—44.

Fallot J.-M., Barry R.G., Armstrong R.L. et al. 20-th century variations in snow cover and climate in Eurasia // Int. Symposium on the role of the cryosphere in Global change. Columbus. Ohio, USA, 1994, 11 p.

Jones P.D. The influence of ENSO on global temperatures // Climate monitor, 1988, vol.17, No. 3. p. 80—89.

Kotliakov V.M., Krenke A.N. The data on the snow cover and glaciers for the global climatic models // Pappers presented at the JSC Study Conference on Land Surface Processes in GLAS models. Geneva,WMO, 1982, p. 165—178.

Поступила в редакцию
15 января 1997 г.