БИОЛОГИЯ. НАУКИ О ЗЕМЛЕ

УДК 551.323:004.9

С.В. Пьянков, Ю.Н. Шавнина, А.Н. Шихов

КОМПЛЕКСНЫЙ ПОДХОД В ИССЛЕДОВАНИИ ДИНАМИКИ ПРОЦЕССОВ СНЕГОТАЯНИЯ НА ВОДОСБОРАХ РЕК

Рассматриваются методы расчета поступления воды на водосборы рек в период весеннего половодья. С применением геоинформационных технологий оценивается пространственная неоднородность интенсивности процессов снеготаяния и динамика снежного покрова. Верификация результатов расчета выполнена на основе данных дистанционного зондирования Земли.

Ключевые слова: снежный покров, снеготаяние, геоинформационные системы, данные дистанционного зондирования Земли.

Расчет интенсивности снеготаяния и поступления воды на водосборы является важным этапом построения моделей краткосрочного прогноза уровней и расходов воды в период весеннего половодья. Интенсивность снеготаяния и водоотдачи снега определяется комплексом метеорологических факторов, а также характеристиками подстилающей поверхности (абсолютная высота, уклон и экспозиция склонов, залесенность и типы лесной растительности).

В существующих оперативных методиках расчета поступления воды на водосборы в период половодья [1-3] используются данные с сети метеостанций, осредненные по площади водосбора. При этом не всегда учитываются вертикальные градиенты температуры воздуха, запасов воды в снеге и сумм осадков, что приводит к большим ошибкам в расчетах для возвышенных и предгорных районов. Применение инструментария геоинформационных систем позволяет учесть характеристики подстилающей поверхности, влияющие на снегонакопление и снеготаяние, оценить пространственное распределение интенсивности снеготаяния, рассчитать объем поступающей на водосбор воды с заданным временным шагом. В данной работе приведено описание методов комплексного расчета поступления воды на водосборы, протестированных для периодов снеготаяния 2011 и 2012 гг. (водосбор Воткинского водохранилища в пределах территории Пермского края).

Теоретической основой расчета снеготаяния является уравнение теплового баланса снежного покрова [1; 4]. Для решения этого уравнения строгими методами требуются результаты актинометрических измерений. По причине отсутствия таких данных для крупных водосборов при расчете интенсивности снеготаяния часто используются различные упрощенные методики, опирающиеся на данные стандартной наблюдательной сети. Наиболее известны формулы Е.Г. Попова, в которых для расчета интенсивности снеготаяния в поле принимаются во внимание температура воздуха и ее суточный ход, точка росы и скорость ветра [3]. На практике часто используются постоянные значения коэффициентов стаивания, зависящие только от температуры воздуха. Такие коэффициенты были выведены В.Д. Комаровым и составляют 5...5,2 мм на 1° положительной среднесуточной температуры воздуха для открытой местности. Они применимы для территорий, расположенных севернее 55° с.ш. Для залесенных участков расчет снеготаяния ведут обычно по коэффициентам стаивания, которые составляют 1,8...2,4 мм на 1° положительной среднесуточной температуры воздуха [1].

В работе [4] отмечается, что использование коэффициентов стаивания приводит к значительным ошибкам при расчете, поскольку зависимость интенсивности снеготаяния от накопления положительной температуры воздуха нелинейна. Чаще эти ошибки характерны для степных районов, где значительная часть снега стаивает и испаряется при отрицательной среднесуточной температуре воздуха. Известно также, что на корректность расчета влияют особенности погодных условий конкретного весеннего сезона: при «адвективном» типе снеготаяния достоверность расчета выше, чем при «солярном». Но при всех недостатках коэффициентов стаивания они имеют и одно существенное преимущество — возможность использования прогнозных полей температуры воздуха и сумм осадков для приближенного расчета интенсивности снеготаяния и дат схода снежного покрова на 3-5 суток вперед.

Необходимо сразу подчеркнуть различие между понятиями «снеготаяние» и «водоотдача снега». Начало водоотдачи снега существенно запаздывает в сравнении с началом снеготаяния, величина этого запаздывания определяется водоудерживающей способностью (влагоемкостью) снега, которая равна отношению веса жидкой воды в снеге к общему весу. В работе [2] предложено принимать во-

2012 Вып 4

доудерживающую способность снега для леса -30%, для поля -20%; в других источниках рекомендуется значение 13%.

Слой поступления воды на водосборы в период таяния снега складывается из водоотдачи снега и выпадающих жидких осадков.

Материалы и методика исследования

Для расчета поступления талых вод и жидких осадков требуются следующие исходные данные:

- запас воды в снежном покрове на момент начала снеготаяния;
- среднесуточные температуры воздуха и суммы осадков (по данным сети метеостанций), за каждый день периода снеготаяния;
- цифровая модель рельефа водосбора;
- данные о залесенности территории.

Все исходные данные были переведены в растровый формат с размером ячейки 3000 м. Выбор размера ячейки определяется плотностью сети метеостанций на изучаемой территории. Для восстановления полей метеорологических величин на изучаемой территории используются данные с 33 метеостанций. Выбор количества и местоположения метеостанций осуществлялся исходя из необходимости корректного построения растровых моделей, учитывалась также репрезентативность их наблюдений.

Восстановление полей метеорологических величин по данным сети метеостанций может выполняться с использованием различных методов интерполирования, среди которых выделяются математические и математико-статистические методы. К математическим относятся методы обратно взвешенных расстояний, глобальная и локальная полиномиальная интерполяция, методы радиальных базисных функций (мультиквадрики, аналитические сплайны, D-сплайны). Математико-статистические методы (различные виды кригинга) создают поверхности на основе статистических свойств исходных данных. Используя методы кригинга, можно построить не только поверхность самой величины, но и поверхности достоверности и неопределенности [5].

Для интерполирования метеорологических величин по данным сети метеостанций был выбран метод Spline Tension. Методы радиальных базисных функций (к числу которых относится и Spline Tension) относятся к числу точных локальных интерполяторов. Они дают сглаженные поверхности и хорошо применимы для медленно изменяющихся данных. Получаемые растровые модели не содержат артефактов¹. Использование других методов интерполяции приводило к появлению артефактов, связанных с локальными минимумами и максимумами в исходных данных.

Расчет полей среднесуточной температуры воздуха не представляет сложности, за исключением отдельных случаев, когда наблюдаются редкие для апреля приподнятые инверсии. Вертикальные градиенты температуры воздуха получены по данным радиозондирования атмосферы на станциях Пермь, Екатеринбург, Уфа, Киров, Сыктывкар, Ивдель (радиозондирование производится два раза в сутки). В условиях антициклональной погоды а апреле среднесуточный вертикальный градиент температуры близок к $0.5^{\circ}/100$ м (в ночные часы наблюдается инверсия, в дневные часы – около 1° С/100м). При стационировании высотных циклонов вертикальный градиент температуры увеличивается до $0.8...0.9^{\circ}/100$ м, в теплых секторах циклонов – уменьшается до $0.1...0.2^{\circ}/100$ м.

Учет вертикального градиента позволяет получить наиболее адекватную картину распределения среднесуточной температуры воздуха на территории с пересеченным рельефом. Для приближенного учета радиационного прогрева приповерхностного слоя воздуха к значению вертикального градиента добавлена поправка, равная $-0.1^{\circ}/100$ м. Примеры расчетных поверхностей температуры воздуха приведены на рис. 1.

Восстановление информации о снегозапасах и осадках. В связи с отсутствием данных снегомерных съемок, было предложено восстановить запас воды в снежном покрове по наблюдениям за осадками.

Результаты снегосъемок, как правило, более достоверны, чем суммы осадков на метеостанциях в холодный период года. При метелях часть осадков выдувается из осадкомера, таким образом, сумма осадков оказывается существенно заниженной. В то же время при использовании данных с осадкомеров не учитывается испарение снега. Сопоставление архивных данных о суммах осадков и результа-

¹ Под артефактами понимаются особенности моделируемой поверхности, не свойственные данному явлению в природе.

тов снегомерных съемок на метеостанциях Пермь и Бисер позволяет предположить, что ошибки измерений зимних осадков на метеостанциях сопоставимы с величинами суммарного испарения снега за зимний сезон. Поэтому для расчета запасов воды в снежном покрове использовались данные о суммах зимних осадков без учета испарения. В работе [6] также предлагается применять сумму зимних осадков как характеристику запасов воды в снежном покрове в связи со значительной густотой осадкомерной сети.

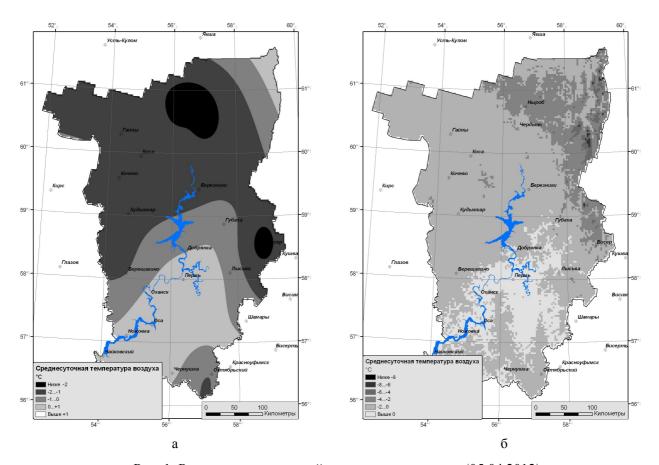


Рис. 1. Расчет среднесуточной температуры воздуха (05.04.2012): а – без учета вертикального градиента; б – с учетом вертикального градиента

В начале холодного периода снегонакопление на изучаемой территории наблюдается только в предгорных и горных районах Северного и Среднего Урала; на равнинной территории устойчивый снежный покров не формируется. В то же время в период с декабря по февраль влияние оттепелей на снегонакопление минимально. В связи с этим выделяются периоды устойчивого и неустойчивого снегонакопления.

Запас воды в снежном покрове, сформированный за период устойчивого снегонакоплеиня, вычислен интерполяционными методами по данным метеостанций (с учетом вертикального градиента сумм осадков). Относительный вертикальный градиент сумм осадков получен по архивным данным с метеостанций Чердынь, Красновишерск и Полюдов Камень, которые расположены на небольшом расстоянии друг от друга (т.е. в одинаковых циркуляционных условиях), но на различных высотах, и составляет 16%/100 м.

Для восстановления запасов воды в снежном покрове сначала методом Spline Tension проводится интерполяция сумм осадков, зафиксированных на метеостанциях, затем вводится зависимость сумм осадков от высоты. Также учитывается лесистость территории. Сопоставление архивных данных снегомерных съемок на полевых и лесных маршрутах позволило вывести коэффициент, равный 1,05 (в работе [2] предлагался коэффициент 1,10).

Величина снегозапасов, накопленных в период с преобладанием температур близких к 0° C, рассчитана с учетом функции разделения твердых и жидких осадков, в зависимости от приземной

температуры воздуха [2]. Поскольку интерполяция ежедневных сумм осадков имеет невысокую достоверность, оценка снегонакопления в этот период сопровождается значительными ошибками, которые в ряде случаев подтверждаются данными метеостанций о высоте снежного покрова. Результат разделения фаз осадков в ряде случаев также может быть весьма приближенным, так как в данной методике не учитывается температура воздушной массы на высотах от 500 до 1500 м.

Суммированием снегонакопления за периоды с оттепелями и с устойчивыми отрицательными температурами получены карты максимального снегозапаса, которые приведены на рис. 2.

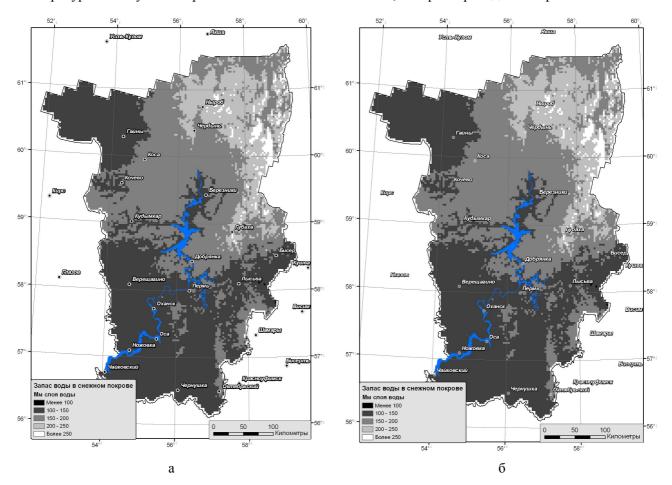


Рис. 2. Расчет максимальных запасов воды в снежном покрове: а -2011 г.; б -2012 г.

В обоих случаях основной максимум осадков приходится на передовые хребты Северного Урала, где сочетаются значительный рост накопления осадков с высотой и влияние «барьерного эффекта», обусловленного восходящими движениями воздушных масс перед Уралом. К похожим выводам пришел В.А. Шутов по результатам анализа архивных данных осадкомерной сети на водосборе р. Белая [6]. В 2011 г. распределение осадков было нетипичным для зимнего сезона, частые выходы южных циклонов в ноябре-декабре привели к формированию второго максимума осадков на югозападе территории Пермского края.

Зависимости накопления осадков от высоты очень сложны по причине влияния локальных орографических факторов. На это указывается, в частности, в работе [6]. Однако при низкой густоте наблюдательной сети выявление региональных зависимостей осадков от высоты проблематично, поэтому возможно использовать постоянные соотношения между суммами осадков, выпавших за одинаковое время на разных высотных уровнях бассейна. Такой подход применен в работе [7]. Оценка точности расчета запасов воды в снежном покрове возможна с привлечением данных снегосъемок.

Наибольшие затруднения представляет интерполяция ежедневных сумм осадков в период снеготаяния, она всегда сопровождается значительными ошибками за счет влияния локальных орографических и циркуляционных факторов. Конвективные осадки, выпадающие в завершающий период снеготаяния, вообще не учитываются при расчете, так как их интерполирование невозможно. Восста-

БИОЛОГИЯ. НАУКИ О ЗЕМЛЕ

новление полей суточных сумм осадков производится с учетом зависимости накопления осадков от высоты, но без учета влияния лесистости.

Расчет интенсивности снеготаяния и поступления воды на водосборы рек. Расчет водоотдачи снежного покрова за периоды снеготаяния 2011 и 2012 гг. выполнен с использованием методик [1; 2], в среде ArcGis на основе регулярной сетки с размером ячейки 3000 м.

Интенсивность снеготаяния рассчитывается по формуле

$$Ks = ([L] * 2 + [P] * 5) * [Tc],$$
 (1)

где Ks- стаивание снежного покрова, L- лесистость, P- доля безлесной площади, Tc- среднесуточная температура воздуха за соответствующий день, 2 мм и 5 мм- коэффициенты стаивания в поле и в лесу на 1 градус положительной среднесуточной температуры воздуха.

Далее рассчитывается так называемый модульный коэффициент — отношение накопленного слоя талой воды к максимальному снегозапасу до начала таяния. Модульный коэффициент является входным параметром для расчета площади снежного покрова в период снеготаяния.

Величина покрытости поля и леса снегом в период снеготаяния зависит от начальных снегозапасов и от суммы положительных температур, накопленных от начала снеготаяния. По результатам снегомерных съемок В.Д. Комаровым построены кривые обеспеченности модульных коэффициентов запасов воды в снеге, отражающие неравномерность залегания снежного покрова на территории [2]. На этих кривых основаны графические методики расчета водоотдачи снежного покрова. Кривые распределения снегозапасов характеризуются большой устойчивостью от года к году и аппроксимируются двухпараметрическим гамма-распределением [7; 8].

Для построения кривой распределения снегозапасов использованы таблицы значений модульных коэффициентов и площадей снежного покрова [2]. Затем они аппроксимированы на заданном отрезке полиномами 6-й степени. Полученные кривые приведены на рис. 3.

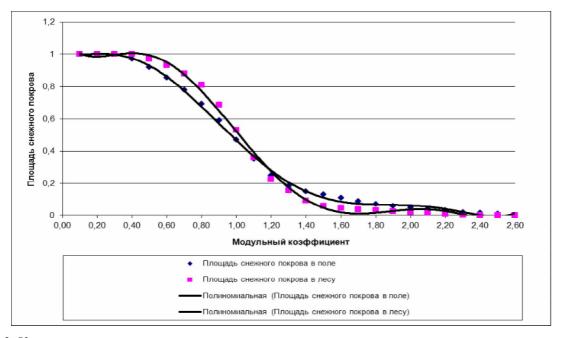


Рис. 3. Кривые распределения снегозапасов, использованные для расчета площади снежного покрова

По кривой распределения снегозапасов (выраженной в виде полиномиальной функции) и модульному коэффициенту были рассчитаны площади, покрытые снегом, за каждый день периода снеготаяния.

Водоотдача снежного покрова рассчитывалась по формуле

$$H_v = S * K_s * \gamma - R, \tag{2}$$

где H_v – водоотдача снежного покрова, S – площадь снежного покрова, Ks – коэффициент стаивания за данный день, вычисленный по среднесуточной температуре воздуха, γ – гамма-коэффициент, ко-

торый характеризует подачу на водосбор талых вод, ранее задержанных снегом, R – порог начала водоотдачи, вычисленный по параметру влагоемкости снега.

Поступление воды на водосбор в период снеготаяния складывается из водоотдачи снежного покрова и выпадающих на водосбор осадков. Осадки выпадают в твердом и жидком виде, часто формируется временный снежный покров. Исходное распределение снегозапаса по территории нарушается, так как водоотдача начинается в местах с минимальным начальным снегозапасом и затем охватывает все большую территорию.

В период снеготаяния неоднократно формируется временный снежный покров, его стаивание при переходе температуры через 0° происходит обычно в течение первых суток. Для расчета стаивания временного снежного покрова применять кривую распределения снегозапасов в большинстве случаев не имеет смысла. Основные ошибки при расчете формирования и таяния временного снежного покрова связаны с неверным определением фазы осадков, если фаза определена верно, то расчетная скорость стаивания для безлесных участков оказывается несколько завышенной, что подтверждают данные метеостанций.

Суточное поступление воды на водосбор рассчитывалось нами по формуле

$$W = H_v + P + N_1 - N_2, \tag{3}$$

где W – поступление воды на водосбор, H_v – водоотдача снежного покрова, P – осадки, N_1 – «временный» снежный покров за предыдущий день, N_2 – «временный» снежный покров за текущий день.

Соответственно остаточный запас воды в снежном покрове рассчитывается как

$$C_2 = C_1 - H_v + N_2 - N_1,$$
 (4)

где C_2 — остаточные снегозапасы за текущий день, C_1 — остаточные снегозапасы за предыдущий день, H_v — водоотдача снежного покрова за текущий день, N_1 — «временный» снежный покров за предыдущий день, N_2 — «временный» снежный покров за текущий день.

Стоит отметить, что в ряде случаев возникали несоответствия между расчетной площадью снежного покрова и расчетными запасами воды в снеге. Площадь снежного покрова рассчитывается на основе коэффициентов стаивания и кривой распределения снегозапасов (рис. 3), а при расчете запаса воды в снеге учитывается также параметр влагоемкости снега. Для устранения этих ошибок были применены различные фильтры. Примеры результатов расчетов площади снежного покрова, водоотдачи и остаточного снегозапаса приведены на рис. 4.

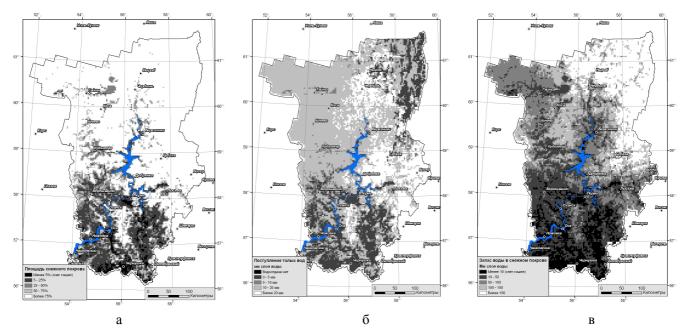


Рис. 4. Расчет характеристик снеготаяния (14.04.2012): а – площадь снежного покрова; б – поступление талых вод на водосборы; в – запас воды в снежном покрове

БИОЛОГИЯ. НАУКИ О ЗЕМЛЕ

Результаты и их обсуждение

На основе вышеописанной методики был смоделирован процесс снеготаяния на территории Пермского края весной 2011 и 2012 гг., получены карты площади снежного покрова, поступления воды на водосбор и остаточного запаса воды в снежном покрове за каждый день периода снеготаяния. За дату начала снеготаяния принималась дата перехода среднесуточной температуры воздуха через 0° на любой части рассматриваемой территории: в 2011 г. это 4 апреля, в 2012 г. – 30 марта. Динамика расчетного запаса воды в снежном покрове весной 2012 г. показана на рис. 5.

Проверка результатов расчета может производиться по наземным данным и по ДДЗЗ. Единственным способом проверить достоверность расчета запаса воды в снежном покрове остается его сопоставление с данными снегомерных съемок. Данные с метеостанций о высоте снежного покрова по снегомерной рейке в большинстве случаев ненадежны, поскольку высота снега у рейки определяется локальными условиями снегопереноса, а дата схода снега зависит от экспозиции склона, на котором расположена метеоплощадка. Тем не менее, можно отметить, что расчетная и фактическая дата схода снежного покрова в 2012 г. на МС Пермь совпадают.

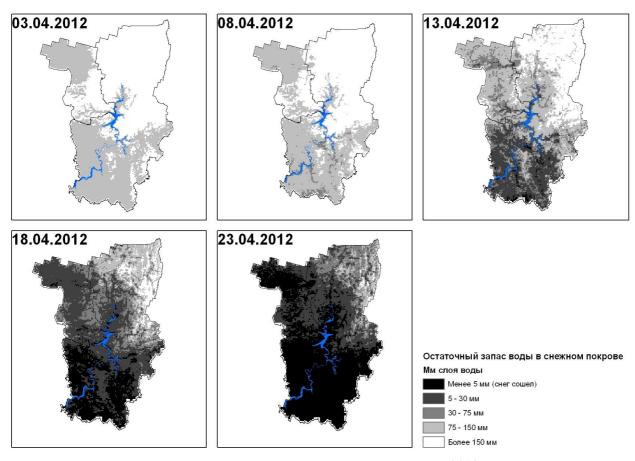


Рис. 5. Динамика процесса снеготаяния весной 2012 г.

Более интересные результаты может дать проверка по ДДЗЗ, поскольку с космических снимков можно получить информацию о заснеженности территории, которая рассчитывается и в данной методике. При этом можно использовать как космические снимки низкого разрешения MODIS (для проверки расчетной площади снежного покрова на всей изучаемой территории), так и снимки среднего разрешения, иллюстрирующие распределение снежного покрова на интересующих участках.

В работе для ежедневного мониторинга процессов снеготаяния использованы ДДЗЗ низкого разрешения со спутников TERRA и AQUA, принимаемые на станцию УниСкан (установлена в Пермском государственном национальном исследовательском университете).

Детектирование снежного покрова по данным MODIS основано на расчете нормализованного дифференциального снежного индекса NDSI, который представляет собой отношение разности и суммы яркостей в 4 и 6 каналах снимка (555 нм и 1640 нм соответственно). При этом учитывается

маска облачности, поскольку облака, как и снег, хорошо отражают излучение в видимой части спектра и поглощают в инфракрасной. Выделение облачности основано на разности яркостей излучения в 31 и 20 (11 мкм и 3,7 мкм соответственно) каналах снимка. Пространственное разрешение масок снежного покрова — 1000 м. Точность получаемых данных о заснеженности территории для открытой местности и в малооблачную погоду весьма высока и достигает 93% [8]. Однако при значительной облачности, или для залесенных территорий, эта информация ненадежна. Так, например, в весенний период 2011 г. за период с 1 апреля по 5 мая не было получено ни одного малооблачного или безоблачного снимка MODIS. К 5 мая снежный покров на рассматриваемой территории сохранился только в горах. Весной 2012 г. малооблачные снимки были получены 16 апреля, в период интенсивного снеготаяния, что позволило проверить полученные расчетные значения площади снежного покрова.

В целом распределение снежного покрова по территории, полученное расчетным путем, соответствовало фактически наблюдаемому на снимках. Существенные отклонения результатов расчета от фактически наблюдаемой площади снежного покрова отмечались на северо-западе изучаемой территории и к востоку от Перми.

Данные среднего и высокого разрешения съемочных систем LANDSAT-7 и SPOT-4 использованы для оценки распределения снежного покрова на отдельных участках территории (которые были отсняты в период интенсивного снеготаяния). По данным с этих спутников (ведущих съемку в среднем ИК диапазоне спектра) также возможен расчет индекса NDSI, но интерпретация его значений будет несколько иной, чем для снимков MODIS. Для снимков SPOT4 приняты следующие пороговые значения NDSI.

Менее 0,2 – Снежный покров отсутствует

От 0,2 до 0,5 – несплошной снежный покров

Более 0,5 – сплошной снежный покров.

Пример оценки распределения снежного покрова по снимку высокого разрешения, и ее сопоставление с результатами расчетов площади снежного покрова приведен на рис. 6.

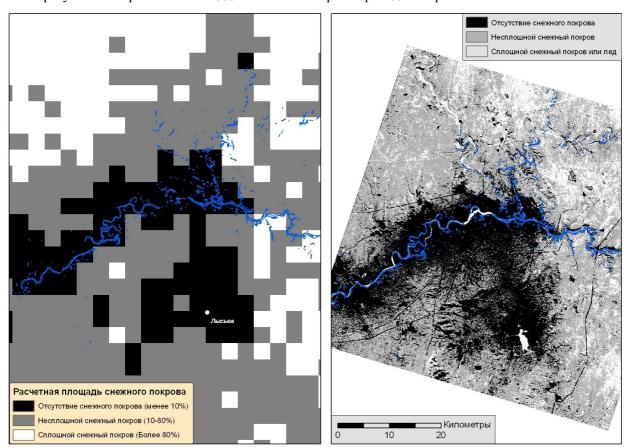


Рис. 6. Сопоставление расчетной заснеженности с наблюдаемой по снимку SPOT4 (16.04.2012), водосбор р. Чусовая

БИОЛОГИЯ. НАУКИ О ЗЕМЛЕ

В приведенном примере расчетное и фактическое распределение снежного покрова по территории совпадают. Снег сошел на безлесных участках, в лесных массивах западнее г. Лысьва наблюдается несплошной снежный покров, на возвышенностях по северу рассматриваемой территории – сплошной снежный покров. Тем самым иллюстрируется зависимость величины снегонакопления и интенсивности снеготаяния от высоты местности, положенная в основу нашего расчета.

Выводы

Комплексный подход в исследовании динамики процессов снеготаяния позволяет оценить пространственное распределение интенсивности снеготаяния и поступление воды на водосборы рек с суточным шагом. Проверка результатов расчета запасов воды в снежном покрове осложняется отсутствием данных снегомерных съемок. В то же время верификация расчетной площади снежного покрова по ДДЗЗ позволяет получить интересные результаты.

В ряде случаев отмечаются существенные расхождения фактической (полученной по ДДЗЗ) и расчетной заснеженности территории и дат схода снежного покрова. Расхождения могут быть вызваны несколькими факторами, разделить влияние которых не всегда возможно.

- 1. Ошибки расчета максимального запаса воды в снежном покрове, которые могут достигать 30% и более для северной части изучаемой территории, что продиктовано низкой плотностью сети метеостанций, разнообразием условий снегонакопления на изучаемой территории.
- 2. Нелинейный характер зависимости интенсивности снеготаяния от температуры воздуха, особенно при высоких температурах, характерных для апреля 2012 г., влияет на достоверность расчета коэффициентов стаивания.
- 3. При расчете интенсивности снеготаяния не учитывается влажность воздуха (температура точки росы). Известно, что при больших дефицитах точки росы испарение с поверхности снега препятствует снеготаянию, и водоотдача значительно уменьшается.
- 4. Несоответствие типовой кривой распределения снегозапасов условиям конкретного зимнего сезона и конкретной территории, что приводит к неверным оценкам площади снежного покрова.
- 5. Сложность оценки водоудерживающей способности снега, которая определяет значительное запаздывание между снеготаянием и водоотдачей.
- 6. Значительные ошибки, неизбежные при интерполяции суточных сумм осадков в период снеготаяния, и в ряде случаев при определении преобладающей фазы осадков (дождь/снег).
- 7. При расчете интенсивности снеготаяния не учитывались характеристики породного состава лесов на территории.

Все перечисленные недостатки определяют направления продолжения нашей работы в перспективе.

Основными преимуществами использованной методики расчета снеготаяния являются небольшой объем исходных данных, оперативность расчетов и возможность применения для среднесрочного прогноза даты схода снежного покрова на 3-5 суток вперед. Более сложные методы, основанные на уравнении теплового баланса, для расчетов по территории крупных водосборов применять проблематично в связи с отсутствием исходных данных или их недостаточной детальностью.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 11-05-00858-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Бефани Н.Ф., Калинин Г.П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам. Л.: Гидрометеоиздат, 1965. 441 с.
- 2. Лебедева Н.Д. Методика краткосрочного прогноза гидрографа притока воды к водохранилищу Камской ГЭС // Труды ЦИП. М. Гидрометеоиздат, 1963. Вып. 130. С. 87-125.
- 3. Попов Е.Г., Жидиков А.П., Левин А.Г., Нечаева Н. С. Модель формирования весеннего стока и ее реализация для прогноза гидрографа // Метеорология и гидрология. 1971. № 6. С. 83-92.
- 4. Кузьмин П. П. Процесс таяния снежного покрова. Л.: Гидрометеоиздат, 1961. 346 с.
- 5. Коновалова Н.В., Коробов В.Б., Васильев Л.Ю. Интерполирование климатических данных при помощи ГИС-технологий // Метеорология и гидрология. 2006. № 5. С. 46-53.
- 6. Шутов В.А., Калюжный И.Л. Анализ пространственного распределения зимних осадков и снегозапасов в бассейне р. Белой // Метеорология и гидрология. 1997. № 1. С. 105-114.

БИОЛОГИЯ. НАУКИ О ЗЕМЛЕ

2012. Вып. 4

- 7. Бураков Д.А., Авдеева Ю.В. Технология оперативных прогнозов ежедневных расходов (уровней) воды на основе спутниковой информации о заснеженности (на примере р. Нижней Тунгуски) // Метеорология и гидрология. 1996. № 10. С. 75-87.
- 8. Кучмент Л.С., Гельфан А.Н., Демидов В.Н., Романов П.Ю. Использование спутниковой информации для предвычисления гидрографа талого стока // Метеорология и гидрология. 2011. № 9. С. 86-97.

Поступила в редакцию 10.08.12

S.V. Pyankov, Y.N. Shavnina, A.N. Shikhov

Complex approach to research of processes of snow melting in the catchment river areas

The intention of the present work was to describe the methods of calculation of water inflow in the catchment river areas. The spatial heterogeneity for the intensity of snow melting and the dynamics of snow cover were estimated on the basis of GIS-technologies. The obtained data was verified on the basis of Earth remote sensing data.

Keywords: snow cover, snowmelt, geographic information systems, earth remote sensing data.

Пьянков Сергей Васильевич, кандидат технических наук, доцент E-mail: pyankovsv@gmail.com Шавнина Юлия Николаевна, кандидат географических наук, доцент Шихов Андрей Николаевич, соискатель

E-mail: gis@psu.ru

ФГБОУ ВПО «Пермский государственный национальный исследовательский университет» 614990, Россия, г. Пермь, ГСП, ул. Букирева, 15

Pyankov S.V.,
candidate of technical science, associate professor
E-mail: pyankovsv@gmail.com
Shavnina Yu.N.,
candidate of geography, associate professor
Shikhov A.N., postgraduate
E-mail: gis@psu.ru
Perm State National Research University

614990, Russia, Perm, Bukireva st., 15