

УДК 551.468.6

ББК 26.23

В.Н. Малинин, С.М. Гордеева, Я.А. Горбушина

К ОЦЕНКЕ ВЛИЯНИЯ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ НА ПЕРЕНОС АТМОСФЕРНОЙ ВЛАГИ В ЕВРОПУ*

Рассматривается влияние испарения с акватории Северной Атлантики и североатлантического колебания (САК) на перенос водяного пара на европейский континент. По срочным аэрологическим данным архива Reanalysis-2 рассчитан зональный перенос атмосферной влаги в слое от подстилающей поверхности до уровня 300 гПа на меридиональном разрезе 5° с.ш. от 40 до 70° с.ш. за 1980–2014 гг., через который происходит основной внос влаги на Европейский континент. Показано, что в холодное полугодие главное влияние САК на зональный перенос влаги происходит между 45–65° с.ш. Выявлено, что в холодный период перенос влаги на разрезе определяется двумя главными компонентами. Установлено, что усиление зонального переноса влаги обусловлено повышением испарения на юге и его уменьшением на севере СА. Выделено 5 реперных точек максимального влияния испарения, которые по двум главным компонентам обеспечивают восстановление фактического поля полного зонального потока влаги за холодное полугодие в 13 точках на разрезе 5° в.д. с коэффициентом детерминации 0,32–0,76.

Ключевые слова:

атмосферный перенос водяного пара, испарение, североатлантическое колебание, Северная Атлантика, увлажнение территории.

Малинин В.Н., Гордеева С.М., Горбушина Я.А. К оценке влияния Северной Атлантики на перенос атмосферной влаги в Европу // Общество. Среда. Развитие. – 2015, № 3. – С. 179–185.

© Малинин Валерий Николаевич – доктор географических наук, профессор, Российский гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург; e-mail: malinin@rshu.ru

© Гордеева Светлана Михайловна – кандидат географических наук, доцент, Российский гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург; e-mail: gordeeva@rshu.ru

© Горбушина Яна Александровна – бакалавр, студент, Российский гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург; e-mail: r.f.1@mail.ru

Как известно, испарившаяся с акватории Северной Атлантики (СА) влага является единственным источником выпадения осадков на Европейской территории России (ЕТР) в холодный период года и основным – в теплый период. В свою очередь осадки представляют собой важнейший фактор увлажнения поверхности суши (УПС), обуславливающий изменчивость влагозапасов в почвенно-грунтовой толще и в значительной степени определяющий формирование речного стока, причем, прежде всего, стока крупных рек. Кроме того, поскольку в пределах достаточно крупных регионов межгодовая изменчивость осадков значительно превышает аналогичную изменчивость суммарного испарения [1;

5], то осадки являются важнейшим предиктором для прогноза межгодовых колебаний стока крупных рек.

В последние десятилетия отмечается резкий рост экстремальных условий УПС. Так, в 2010 г. отмечалась катастрофическая летняя засуха на большей части европейской территории России, в 2012 г. – экстремальное наводнение в Крымске, а летом 2013 г. произошло небывалое в истории наводнение на р. Амур, последствия которого будут ощущаться еще многие годы. Поэтому выявление генезиса межгодовой изменчивости и особенно долгосрочный прогноз характеристик увлажнения в условиях современных изменений климата представляет собой не только фундамен-

* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 14-05-00837).

тальную научную проблему, но и имеет важное экономическое значение.

В работе [1] была предложена следующая концепция формирования межгодовых колебаний увлажнения поверхности суши ЕТР. Если в результате процессов крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в Северной Атлантике эффективное испарение (разность «испарение минус осадки») в холодный период года превышает норму, то при усилении зональной циркуляции и циклонической активности большее количество водяного пара переносится на континент, включая ЕТР. Соответственно, большее количество осадков выпадает в бассейне р. Волги и других крупных рек ЕТР, что приводит к увеличению их годового стока. И как следствие – повышается уровень Каспия. Если эффективное испарение будет ниже нормы, то при усилении меридиональной циркуляции картина меняется на противоположную.

В дальнейшем данная концепция неоднократно уточнялась. Действительно, межгодовая изменчивость горизонтального переноса атмосферной влаги как основного фактора колебаний увлажнения определяется совместным действием многих процессов взаимодействия океана и атмосферы: изменчивостью эффективного испарения, повторяемостью активного циклогенеза, изменчивостью главных океанских течений, колебаниями теплосодержания океана, а также миграцией атлантических центров действия атмосферы.

В работе [6] выполнено уточнение концепции формирования межгодовых колебаний горизонтального зонального переноса атмосферной влаги над Северной Атлантикой (рис. 1). С одной стороны, при усилении процессов циклонической активности (ЦА) в Северной Атлантике и, прежде всего, в области исландской депрессии происходит возрастание испарения (E) и понижение ТПО. При этом увеличивается влагосодержание атмосферы (W). С другой стороны, при возрастании циклонической активности одновременно повышается зональная составляющая эффективной скорости горизонтального переноса атмосферной влаги ($u_{эф}$), характеризующая скорость перемещения синоптических вихрей, т.е. циклонов.

Представленная на рис. 1 схема влияния процессов взаимодействия океана и атмосферы на зональный перенос атмосферной влаги носит преимущественно качественный характер. Поэтому в данной работе рассматриваются количественные связи влияния этих процессов на зональный пе-

ренос влаги. С этой целью выбран меридиональный разрез 5–6° в.д. от 40° до 70° с.ш., через который происходит основной внос влаги на Европейский континент.

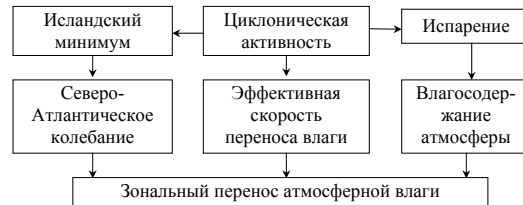


Рис. 1. Концептуальная схема формирования межгодовых колебаний зонального переноса атмосферной влаги над Северной Атлантикой.

Вертикально-интегрированный полный зональный поток водяного пара F_x определяется следующим образом:

$$F_x = \overline{F_x} + F'_x = g^{-1} \int_{P_k}^{P_0} \overline{q' u} dp + g^{-1} \int_{P_k}^{P_0} \overline{q' u'} dp,$$

где g – ускорение свободного падения, q – удельная влажность, u – зональная компонента скорости ветра, P_0 и P_k – атмосферное давление у земной поверхности и на такой высоте, где влажность становится пренебрежимо малой. Обычно данный интеграл находится численными методами по известным вертикальным профилям влажности и скорости ветра, т.е. по аэрологическим данным. В основном в численных расчетах ограничиваются содержанием влагой в пределах тропосферы [2].

Итак, полный зональный поток F_x представляет собой сумму адвективного ($\overline{F_x}$) и вихревого (F'_x) потоков водяного пара. При временном осреднении $\tau = 1$ мес. адвективная компонента характеризует поток атмосферной влаги за счет средней во времени (общей) циркуляции, а вихревая – перенос влаги за счет макротурбулентности, обусловленный главным образом циклонами и антициклонами. Впрочем, такое утверждение весьма условно, ибо подразумевает, что атмосферные вихри отделены между собой значительными временными промежутками. Когда вихри следуют почти непрерывно друг за другом, то они становятся частью адвективной циркуляции.

Если для оценки полного потока необходимы ежедневные (не менее двух раз в сутки) данные радиовеетрового зондирования, то адвективный перенос может быть рассчитан по среднемесячным данным о ветре и влажности. В связи с этим расчет полного потока, особенно за длительный периоды времени, представляет весьма сложную задачу и не всегда оказывается

возможным по техническим причинам или из-за отсутствия необходимых данных [2].

Существует два возможных варианта оценки потоков водяного пара. Прежде всего, это использование данных стационарных аэрологических станций, расположенных на побережье океана. В работе использовался набор данных из глобального архива IGRA (Integrated Global Radiosonde Archive) Национального центра климатических данных (NCDC) США [8]. В этом архиве сосредоточена срочная (4 раза в сутки) информация на более чем 1500 станций с различными периодами записи начиная с ноября 1979 г. до настоящего времени. Наблюдения включают атмосферное давление, температуру воздуха, значение точки росы, направление и скорость ветра, геопотенциальную высоту на основных изобарических поверхностях от 1000 мб до 100 мб. Указанный архив находится в свободном доступе в системе Интернет (<ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/igra>) и оперативно пополняется. Анализ этого архива показал, что находящийся на восточном побережье Северной Атлантики аэрологические станции расположены весьма хаотично и имеют довольно много пропусков данных, что существенно затрудняет их обработку.

Другой вариант – оценка интегрально-го переноса влаги на основе архивов реанализа. В данной работе предпочтение отдано архиву данных NCEP–DOE Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP-II) reanalysis (далее Reanalysis-2), описание которого дается в работе [10]. Этот проект является продолжением «50-летнего» проекта (1948 г. по настоящее время) NCEP-NCAR Reanalysis, охватывает спутниковый период с 1979 г. по настоящее время и использует обновленные модели прогноза, ассимиляции данных, улучшенные диагностические результаты, в том числе исправления ошибок обработки, выявленных в NCEP-NCAR Reanalysis. В Reanalysis-2 сделаны значительные уточнения в параметрах потоков для суши и океана у земной поверхности. Данные NCEP/NCAR Reanalysis-2 находятся в свободном доступе

по адресу http://apdrc.soest.hawaii.edu/dods/public_data/Reanalysis_Data/NCEP.

Для трех аэрологических станций: Ставангер (Норвегия, 58,87° с.ш., 5,67° в.д.), Леруик (Шетландские острова, 60,13° с.ш., 1,185° з.д.) и Валентия (юго-запад Англии, 51,93° с.ш., 10,25° з.д.) были рассчитаны среднемесячные полные зональные потоки влаги за период с 1980 по 2014 год. В качестве верхней границы интегрирования принималась изобарическая поверхность 300 гПа. Одновременно аналогичные потоки были вычислены по данным архива Reanalysis-2 для ближайших узлов сеточной области к этим станциям: 58° с.ш. и 6° в.д.; 60° с.ш., и 2,5° з.д., 52,5° с.ш. и 10° з.д. На рис. 2 приводится сопоставление среднемесячных среднемесячных полных зональных потоков водяного пара для указанных станций и ближайших к ним узлов сеточной области. Нетрудно видеть очень высокое сходство, причем систематические расхождения незначительны, поскольку линия связи направлена почти под углом 45 градусов. Случайные расхождения тоже невелики. Так коэффициент детерминации, характеризующий объясненную дисперсию каждой переменной, для всей совокупности из трех станций составляет 0,82, причем, если рассматривать отдельные станции, то он еще выше. Это означает, что с высокой степенью надежности мы можем использовать архив Reanalysis-2 для оценки потоков влаги над океаном.

Среднемесячные потоки влаги (полные, адвективные, макротурбулентные) были рассчитаны по срочным данным для мери-

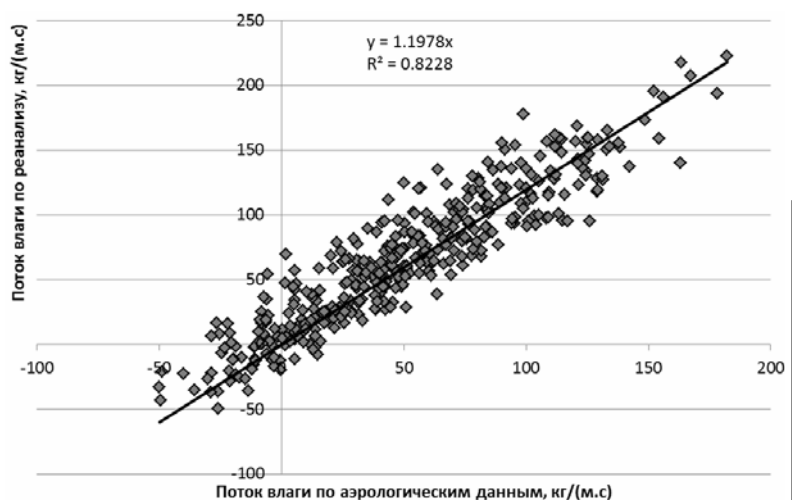


Рис. 2. Сопоставление среднемесячных полных зональных потоков водяного пара для станций Ставангер, Леруик и Валентия и ближайших к ним узлов сеточной области за период 1980–1990 гг.

дионального разреза по 5° в.д. от 40° с.ш. до 70° с.ш. за период 1980–2014 гг. Макротурбулентный поток определялся как разность полного и адвективного потоков водяного пара. Горизонтальный перенос влаги через данный меридиональный разрез, по сути, есть отражение результирующего влияния СА на процессы влагооборота атмосферы над Европой. После этого вычислялись средние значения потоков влаги за холодное (октябрь–март) и теплое (апрель–сентябрь) полугодия. Вклад вихревого потока влаги в полный перенос в среднем за год максимален в зоне 45–55° с.ш. (до 11%), причем для зимних условий его вклад увеличивается до 17%.

Матрицы полного потока для обоих полугодий размером 13×35 подверглись разложению классическим методом главных компонент. Была получена высокая скорость сходимости собственных чисел: для холодного периода две главные компоненты (ГК), а для теплового периода три ГК описывают соответственно 90% и 89% дисперсии. В таблице 1 приводятся оценки собственных векторов разложения (нагрузки на ГК). Из табл. 1 видно, что в холодный период в первом собственном векторе отмечается резко выраженная оппозиция между южным (южнее 42,5° с.ш.) и северным (севернее 57,5° с.ш.) районами: усиление переноса в одном из них ведет к ослаблению в другом и наоборот. Причиной этого является установленная в работе [6] противофазность колебаний зональных адвективных потоков влаги между северным и южным районом Северной Атлантики. Северный район находится под воздействием Исландского минимума давления, а южный – в зоне влияния Азорского максимума давления. Второй собственный вектор разложения, характеризующий центральный район, обусловлен зональным переносом водяного пара в обширном районе, вытянутом в зональном направлении от берегов Америки до Европы [6]. Пространственное распределение этих двух компонент позволяет очень просто выполнить районирование зонального потока на разрезе. Четко выделяются три широтные зоны с однородным переносом влаги: южная (40–42,5° с.ш.), центральная (45–55° с.ш.) и северная (57,5–70° с.ш.).

Более пестрым и мелкомасштабным является распределение собственных векторов разложения для теплового полугодия. Для 1 вектора отмечается противофазность в колебаниях потока влаги для большей части северного (севернее 62,5° с.ш.) и центрального (55–60° с.ш.) районов. Вто-

рой вектор отражает северную часть центрального района, а третий – южный район. Следовательно, в теплый период можно выделить 4 широтные зоны, границы которых проходят по 43°, 53° и 62° с.ш.

Таблица 1

Распределение собственных векторов разложения полного зонального потока водяного пара для холодного (октябрь–март) и теплового (апрель–сентябрь) полугодий за 1980–2014 гг. на меридиональном разрезе 5° в.д. (полуширными шрифтами выделены определяющие нагрузки)

Широта северная	Холодное полугодие		Теплое полугодие		
	1 ГК	2 ГК	1 ГК	2 ГК	3 ГК
40	0,9	-0,1	0,3	-0,4	0,8
42,5	0,8	-0,5	0,5	-0,3	0,8
45	0,6	-0,7	0,8	0,0	0,4
47,5	0,4	-0,9	0,9	0,2	0,1
50	0,1	-1,0	0,9	0,3	0,0
52,5	-0,3	-0,9	0,8	0,5	0,0
55	-0,6	-0,8	0,6	0,8	0,0
57,5	-0,8	-0,6	0,1	1,0	0,0
60	-0,9	-0,3	-0,4	0,8	0,2
62,5	-1,0	-0,1	-0,7	0,6	0,4
65	-1,0	0,0	-0,8	0,4	0,4
67,5	-0,9	0,1	-0,9	0,1	0,3
70	-0,7	0,3	-0,8	-0,1	0,2
Собственное число	7,3	4,4	6,5	3,3	1,7
Доля от общей дисперсии	0,56	0,34	0,50	0,26	0,13

Одним из важнейших факторов, в значительной степени определяющим перенос влаги в Европу, является североатлантическое колебание (САК), которое представляет собой разность давления между Азорским максимумом и Исландским минимумом. Чем выше индекс САК, тем более интенсивным является геострофический зональный перенос воздушных масс с акватории Северной Атлантики на Европейский континент и тем более ослабленной меридиональная циркуляция. В работе [4] показано наличие высокой корреляции индекса САК с зональной скоростью ветра на уровне 500 гПа на меридиональном разрезе 5° в.д. в широтной зоне 50–70° с.ш. ($r = 0,69–0,76$), которая косвенно характеризует адвективный перенос влаги. В настоящей работе есть возможность более детально оценить возможное влияние САК на перенос влаги в Европу.

На рис. 3 представлено распределение коэффициентов корреляции между индек-

сом САК (<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-station-based>) [9] и полным зональным потоком водяного пара для холодного (октябрь-март) и теплого (апрель-сентябрь) полугодий за 1980–2014 гг. на меридиональном разрезе 5° в.д. Нетрудно видеть, что в холодный период значимая на уровне $\alpha = 0,05$ корреляция отмечается между $45\text{--}65^\circ$ с.ш., причем максимальная корреляция ($r = 0,60$) имеет место в зоне $52,5\text{--}55^\circ$ с.ш., где зональный перенос водяного пара в Европу максимален. Отметим, что влияние САК на адвективный перенос несколько выше почти на всех широтах, а максимальная корреляция на широте 55° с.ш. составляет $r = 0,65$. Как и следовало ожидать, в теплый период года, когда САК выражен значительно слабее, его влияние на перенос влаги резко снижается. Значимая положительная корреляция отмечается лишь на широте 60° с.ш.

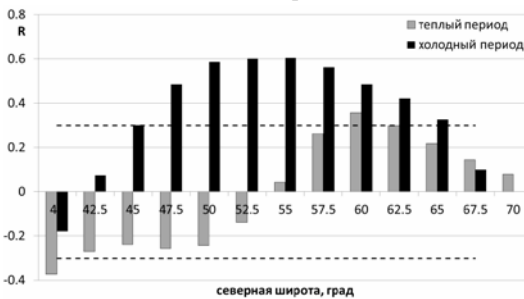


Рис. 3. Распределение коэффициентов корреляции между индексом САК и полным зональным потоком водяного пара для холодного (октябрь-март) и теплого (апрель-сентябрь) полугодий за 1980–2014 гг. на меридиональном разрезе 5° в.д. Штриховые линии – доверительные интервалы при уровне значимости $\alpha = 0,05$.

Естественно, что перенос влаги в Европу очень сильно зависит от интенсивности испарения в Северной Атлантике, которое характеризуется значительной пространственно-временной изменчивостью [7; 12–14]. Очевидно, особое значение имеет испарение с поверхности Норвежского моря, географическое положение которого, связанное с непосредственной близостью к Европейскому материку, позволяет считать его одним из наиболее важных факторов влияния на погодные процессы и формирование увлажнения ЕТР.

Оценка межгодовой изменчивости испарения над большими акваториями океана и за длительный период времени представляет сложную задачу, прежде всего, из-за отсутствия необходимой для этого информации. Поэтому большие на-

дежды в ее решении были связаны со стремительным прогрессом в дистанционном зондировании атмосферы и поверхности океана со спутников. Однако эти надежды пока что не оправдываются. Так, детальный анализ годовых значений испарения в зоне $30\text{--}70^\circ$ с.ш. СА по различным спутниковым архивам показал их весьма низкую точность на современном этапе [3]. Поэтому мы обратились в известному архиву CDAS (Climate Data Assimilation System), являющегося частью системы реанализа NOAA NCEP/NCAR Reanalysis [11], который доказал свою «профпригодность» для оценки межгодовой изменчивости испарения в СА [6]. В данном архиве приводятся среднемесячные данные о скрытом потоке тепла, из которого можно рассчитать значения испарения, заданные в узлах широтно-долготной сетки $1,875^\circ \times 1,875^\circ$ с 1949 г., оперативно пополняемые с очень небольшим запаздыванием во времени и доступные по адресу <http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP-NCAR/.CDAS-1>. В нашей работе использованы среднемесячные значения испарения в пределах широтной полосы $30\text{--}70^\circ$ с.ш. от побережья Америки до 5° в.д. с 1980 года по 2014 год.

На рис. 4 представлено пространственное распределение коэффициентов корреляции между испарением с акватории СА и первой ГК полного зонального переноса влаги на меридиональном разрезе 5° в.д. за холодное полугодие. Как видно из рис. 4, значимая на уровне $\alpha = 0,05$ корреляция отмечается на значительной части акватории СА, причем с разными знаками. Мощный очаг с отрицательной корреляцией простирается от Исландии к южной оконечности Гренландии и далее в Лабрадорское море. Другой очаг с отрицательной корреляцией находится над Норвежским морем. Над Североатлантическим течением и в Саргассовом море наблюдаются два очага положительной корреляции. Итак, усиление I ГК зонального переноса влаги обусловлено повышением испарения на юге и его уменьшением на севере СА. Но с учетом обратной корреляции I ГК с потоком над северным районом получаем, что повышение испарение на севере приводит к повышению переноса над северным районом меридионального разреза.

Пространственное распределение коэффициентов корреляции между испарением с акватории СА и второй главной компоненты разложения значений полного потока на разрезе 5° в.д. представлено на рис. 5.

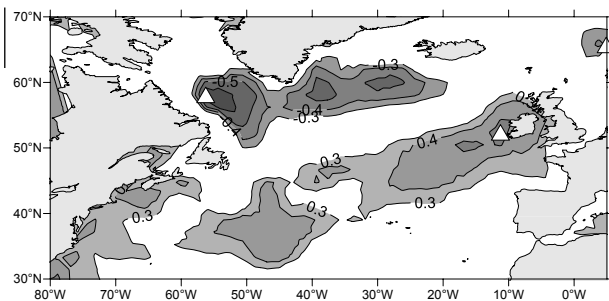


Рис. 4. Пространственное распределение значимых при $\alpha = 0,05$ коэффициентов корреляции между испарением с акватории Северной Атлантики и первой главной компонентой разложения значений полного потока на меридиональном разрезе 5° в.д. для холодного полугодия. Белыми треугольниками показаны индикаторные точки с максимальной корреляцией.

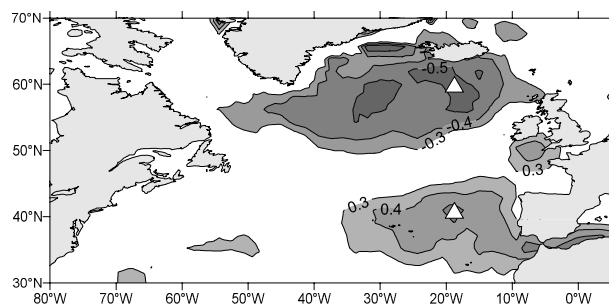


Рис. 5. Пространственное распределение значимых при $\alpha = 0,05$ коэффициентов корреляции между испарением с акватории Северной Атлантики и второй ГК разложения полного зонального потока влаги на разрезе 5° с.ш. для холодного полугодия. Белыми треугольниками показаны индикаторные точки с максимальной корреляцией.

Нетрудно видеть также наличие двух мощных очагов со значимой положительной и отрицательной корреляцией. Очаг с отрицательной корреляцией охватывает практически всю широтную зону $50\text{--}60^\circ$ с.ш. СА. Очаг с положительной корреляцией простирается между Азорскими островами и Гибралтарским проливом. Поэтому усиление 2 ГК зонального переноса влаги на разрезе 5° в.д. происходит при повышении испарения на юге и особенно уменьшении на севере акватории СА. Однако несмотря на идентичность выводов, очаги влияния испарения на 1 и 2 ГК не совпадают.

Полученные результаты позволяют выделить индикаторные (реперные) центры максимального влияния испарения на перенос атмосферной влаги. Для 1 ГК это точки $65,7^\circ$ с.ш. $5,6^\circ$ в.д. (Норвежское море), 58° с.ш. $56,2^\circ$ з.д. (Лабрадорское море) и $52,4^\circ$ с.ш. $11,2^\circ$ з.д. (западнее Ирландии). С помощью модели множественной регрессии установлено, что суммарный вклад испарения в этих точках в дисперсию 1 ГК составляет 69% (табл. 2). Для 2 ГК такими точками являются 41° с.ш. $18,7^\circ$ з.д. (район Азорских островов) и 60° с.ш.

Таблица 2

Статистические характеристики моделей множественной линейной регрессии первых двух компонент с реперными точками испарения в Северной Атлантике

	m	R ²	F*	σ_ϵ
1 ГК	3	0,69	21,8	0,59
2 ГК	2	0,40	10,0	0,80

$18,7^\circ$ з.д. (южнее Исландии), которые описывают 40% ее дисперсии. Несмотря на малый вклад второй модели в дисперсию 2 ГК, она является адекватной (значимой) по критерию Фишера.

По первым двум ГК на основе указанных выше 5 реперных точек испарения выполнено восстановление фактического поля переноса влаги за холодное полугодие на разрезе 5° в.д. в 13 точках. Точность восстановления представлена на рис. 6. Нетрудно видеть, что наиболее точно по 5 реперным точкам испарения можно рассчитать значения \bar{F}_x над Норвежским морем. Средний коэффициент детерминации по 13 точкам составляет $R^2 = 0,52$.

Заключение

Горизонтальный перенос атмосферной влаги с акватории Северной Атлантики на европейский континент есть важнейший фактор формирования увлажнения поверхности суши, в том числе на ЕТР, обуславливающий изменчивость влагозапасов в почвенно-грунтовой толще и в значительной степени определяющий формирование речного стока. Однако его межгодовая изменчивость практически неизвестна вследствие значительной сложности обработки данных радиозондирования стационарных аэрологических станций, расположенных на побережье СА. Выполненное сравнение результатов расчета среднемесячных полных зональных потоков водяного пара для трех станций (Ставангер, Лервик и Валентия) и ближайших к ним узлов сеточной области архива Reanalysis-2 показало, что с высокой степенью надежности для оценки потоков влаги над океаном может быть использован указанный архив. Это позволило рассчитать среднемесячные потоки влаги (полные, адвективные, макро-

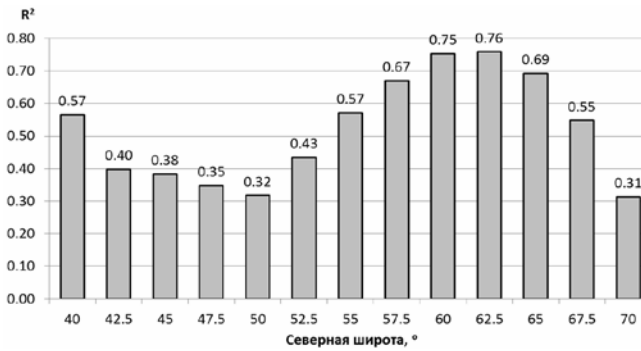


Рис. 6. Распределение коэффициента детерминации восстановления зонального полного потока влаги на разрезе 5° в.д. по моделям (1) и (2) для холодного полугодия.

турбулентные) по срочным данным для меридионального разреза вдоль 5° в.д. от 40° с.ш. до 70° с.ш. за период 1980–2014 гг., через который происходит основной внос влаги на Европейский континент.

С помощью метода главных компонент в холодное полугодие (октябрь–март) выделены три широтные зоны с однородным межгодовым переносом влаги: южная (40–43° с.ш.), центральная (43–57° с.ш.) и северная (57–70° с.ш.), а в теплое полугодие (апрель–сентябрь) выделены 4 широтных зоны, границы которых проходят по 43°, 53° и 62° с.ш. Показано, что в холодное полугодие главное влияние североатланти-

ческого колебания на зональный перенос влаги происходит между 45–65° с.ш., причем наибольшая корреляция ($r = 0,60$) имеет место в зоне 52,5–55° с.ш., где зональный перенос водяного пара в Европу максимален. Влияние испарения с акватории СА на перенос атмосферной влаги носит более сложный характер. Установлено, что в холодный период года усиление 1 и 2 ГК зонального переноса влаги на разрезе 5° в.д. обусловлено повышением испарения на юге и его уменьшением на севере СА. Но при этом очаги влияния испарения на 1 и 2 ГК не совпадают.

Выделено 5 индикаторных (реперных) центров максимального влияния испарения на перенос влаги в холодный период года. По первым двум ГК на основе этих 5 точек выполнено восстановление фактического поля переноса влаги в 13 точках на разрезе 5° в.д. Наиболее точно по 5 реперным точкам испарения можно рассчитать значения F_x над Норвежским морем. Итак, по данным об испарении в нескольких реперных точках СА возможно восстановление поля полного зонального потока водяного пара на меридиональном разрезе 5° в.д., формирующим основной внос влаги на Европейский континент.

Список литературы:

- [1] Малинин В.Н. Проблема прогноза уровня Каспийского моря. – СПб.: Изд. РГГМИ, 1994. – 160 с.
- [2] Малинин В.Н. Влагообмен в системе океан-атмосфера.– Л.: Гидрометеиздат, 1994. – 197 с.
- [3] Малинин В.Н., Гордеева С.М. Влагообмен между океаном и атмосферой по спутниковым данным // Исследования Земли из космоса. 2015, (в печати).
- [4] Малинин В.Н., Гордеева С.М. Североатлантическое колебание и увлажнение Европейской территории России // Общество. Среда. Развитие. – 2014, № 2. – С. 191–198.
- [5] Малинин В.Н., Гордеева С.М., Гурьянов Д.В. Малопараметрическая модель увлажнения Северо-Западного региона России для условий современных изменений климата // Ученые записки РГГМУ. – 2014, № 36. – С. 35–49.
- [6] Малинин В.Н., Радикевич В.М., Гордеева С.М., Куликова Л.А. Изменчивость вихревой активности атмосферы над Северной Атлантикой.– СПб.: Гидрометеиздат, 2003. – 171 с.
- [7] Chou S. H., E. Nelkin, J. Ardizzone, R. M. Atlas. A comparison of latent heat fluxes over global oceans for four flux products // J. Climate. – 2004, № 17. – P. 3973–3989.
- [8] Durre I., Vose R.S., Wuertz D.B. Overview of the Integrated Global Radiosonde Archive // Journal of Climate. – 2006, v. 19. – P. 53–68.
- [9] Hurrell J. The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact. – Geophysical Monograph 134. American Geophysical Union, 2003.
- [10] Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J., Yang S-K, Hnilo J.J., Fiorino M., Potter G.L.. NCEP–DOE AMIP-II reanalysis (R-2) // Bul. of the Atmos. Met. Soc. – 2002, Nov. – P. 1631–1643.
- [11] Kalnay E.M. Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K. C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D. The NMC/NCAR 40-Year Reanalysis Project // Bull. Amer. Meteor. Soc. – 1996, v. 77. – P. 437–471.
- [12] Schanze J.J., Schmitt R.W., Yu L.L. The global oceanic freshwater cycle: A State-of-the-art quantification // J. Mar. Res. – 2010, № 68. – P. 569–595.
- [13] Trenberth K.E., Fasullo J.T., Mackaro J. Atmospheric moisture transports from ocean to land and global energy flows in reanalyses // J. Clim. – 2011, № 24. – P. 4907–4924.
- [14] Yu L. Global variations in oceanic evaporation (1958–2005): The role of the changing wind speed // J. Clim. – 2007, № 20. – P. 5376–5390.