

УДК 528.8, 551.34

ДИНАМИКА ВОДНОЙ МАССЫ МЕРЗЛОТНОЙ ЗОНЫ СРЕДНЕЙ СИБИРИ ПО ДАННЫМ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ СПУТНИКАМИ GRACE

© 2015 г. С.Т. Им^{1,2,3}, В.И. Харук^{1,4}

¹ Институт леса им. В.Н. Сукачева Сибирского отделения РАН, г. Красноярск, Россия

² Институт экономики, управления и природопользования Сибирского федерального университета, г. Красноярск, Россия

³ Сибирский государственный аэрокосмический университет им. М.Ф. Решетнёва, г. Красноярск, Россия

⁴ Институт космических и информационных технологий Сибирского федерального университета, г. Красноярск, Россия

Гравиметрическая съемка GRACE применена для анализа аномалий водного эквивалента массы (АВЭМ) в криолитозоне Средней Сибири. Вариации АВЭМ связаны с осадками, температурой воздуха, потенциальной эвапотранспирацией и составом (дренированностью) почвогрунтов. В динамике АВЭМ выделяются два периода: 2003–2008 гг. – положительный тренд АВЭМ, и 2008–2012 гг., когда на большей части территории происходило снижение величины тренда с одновременным возрастанием (на 30–70 %) дисперсии АВЭМ на фоне роста (до 40 %) вариабельности осадков. Скорость нарастания водной массы положительно коррелирует с содержанием песка и гравия в почвогрунтах ($r = 0.72$) и отрицательно с содержанием глины ($r = -0.69 \dots -0.77$). Для п-ова Таймыр установлен дефицит остаточной водной массы (~250 мм за период 2003–2012 гг.), что указывает на возрастание глубины оттаивания почвогрунтов. В зоне Среднесибирского плато индикатором возрастания таяния вечной мерзлоты (и увеличения мощности активного слоя) служит значимый тренд увеличения водной массы (период 2003–2008 гг.). Установлен тренд роста стока великих сибирских рек – Енисея и Лены в течение 2003–2012 гг.

Ключевые слова: криолитозона Сибири, гравиметрическая съемка, GRACE, таяние мерзлоты.

PACS 93.85.Hj, 92.40.-t

Введение

Зона многолетнемерзлых грунтов, в которой расположено более 60 % территории России, особенно чувствительна к изменениям температуры [Callaghan, Jonasson, 1995]. В этой части России в последние четыре десятилетия наблюдался рост температуры мерзлых грунтов на 0.3–2 °С [Romanovsky et al., 2010]. Прогнозируемый к концу XXI столетия рост температуры воздуха в Арктике на 7–11 °С приведет к увеличению

глубины сезонного оттаивания и, следовательно, к увеличению мощности деятельного слоя, изменениям водного баланса и уменьшению площади криолитозоны [Walsh et al., 2005; IPCC, 2013; Sillmann et al., 2013]. Данные моделирования указывают на вероятное сокращение к концу XXI в. площади вечной мерзлоты на 37–81 % (модели RCP2.6 и RCP8.5) [IPCC, 2013]. Увеличение глобальной температуры на 0.5–1 °С приведет к деградации ареала прерывистой и островной мерзлоты в Сибири, а потепление на ~1.5 °С вызовет существенное оттаивание зоны сплошной мерзлоты выше 60° с.ш. [Vaks et al., 2013]. Таяние мерзлоты сопровождается интенсификацией солифлюкции и термокарстовых процессов, что повлияет на инфраструктуру промышленных объектов Сибири, включая нефтегазовые комплексы [Анисимов, Ренева, 2011]. Существенно также, что мерзлотная зона является гигантским «депо» углерода (1400–1800 Пг), эмиссия которого в виде парниковых газов с ростом температуры воздуха возрастет, ускоряя изменение климата [Koven et al., 2011; Shuur et al., 2013; Vaks et al., 2013].

Географический масштаб криолитозоны требует применения методов дистанционного зондирования, включая изучение динамики мерзлотного слоя и водного баланса в связи с изменениями климата. В этом направлении достигнут ряд успехов на основе применения спутниковой гравиметрии (GRACE, Gravity Recovery and Climate Experiment). Анализ материалов съемки GRACE позволил зафиксировать значительное сокращение водной массы в ледниках арктической и антарктической зон [Chen et al., 2006; Gardner et al., 2011; Barletta et al., 2013]. В мерзлотной зоне Сибири по данным GRACE выявлены два региона с положительными трендами водной массы [Steffen et al., 2012]. Р.Р. Маскетт и В.Е. Романовский [Muskett, Romanovskii, 2011a] показали, что для возвышенных территорий в зоне вечной мерзлоты наблюдаются положительные тренды водной массы и CO₂, в то время как в низинах тренды массы и содержания CO₂ – отрицательные. В зоне островной мерзлоты бассейна р. Лена установлено нарастание массы подземных вод [Velicogna et al., 2012]. Аналогичное явление обнаружено для подземных вод арктического побережья Аляски, в то время как в бассейне р. Юкон отмечено падение водной массы [Muskett, Romanovskii, 2011b].

Цель данной работы – анализ аномалий водной массы в криолитозоне Средней Сибири по материалам гравиметрической съемки GRACE. Решались следующие задачи:

- 1) Какова динамика водной массы?
- 2) Есть ли связь между динамикой водной массы и климатическими переменными?

Использованные данные и методы исследования

Объект исследования

Исследовалась северная часть Средней Сибири (трапеция площадью ~ 5.3·10⁶ км²), более 90 % которой расположено в мерзлотной зоне (рис. 1). Климат региона – резко континентальный, со средними зимними и летними температурами –40±20 °С и +17±15 °С соответственно. Годовые осадки варьируют от 200–400 мм на востоке до 400–600 мм на западе, достигая 700–1000 мм на плато Путорана [Раковская, Давыдов, 2001]. Большая часть территории расположена в пределах Среднесибирского плоскогорья и плато Путорана; перепад высот – от 150 до 1700 м над ур. моря. На севере лесопокрываемой территории доминирует лиственница (*Larix sibirica*, *L. dahurica*); леса юга и юго-запада представлены смешанными древостоями, сформированными лиственницей, сосной (*Pinus silvestris*), кедром (*Pinus sibirica*), пихтой (*Abies sibirica*) с примесью ели (*Picea obovata*) и мелколиственных пород.

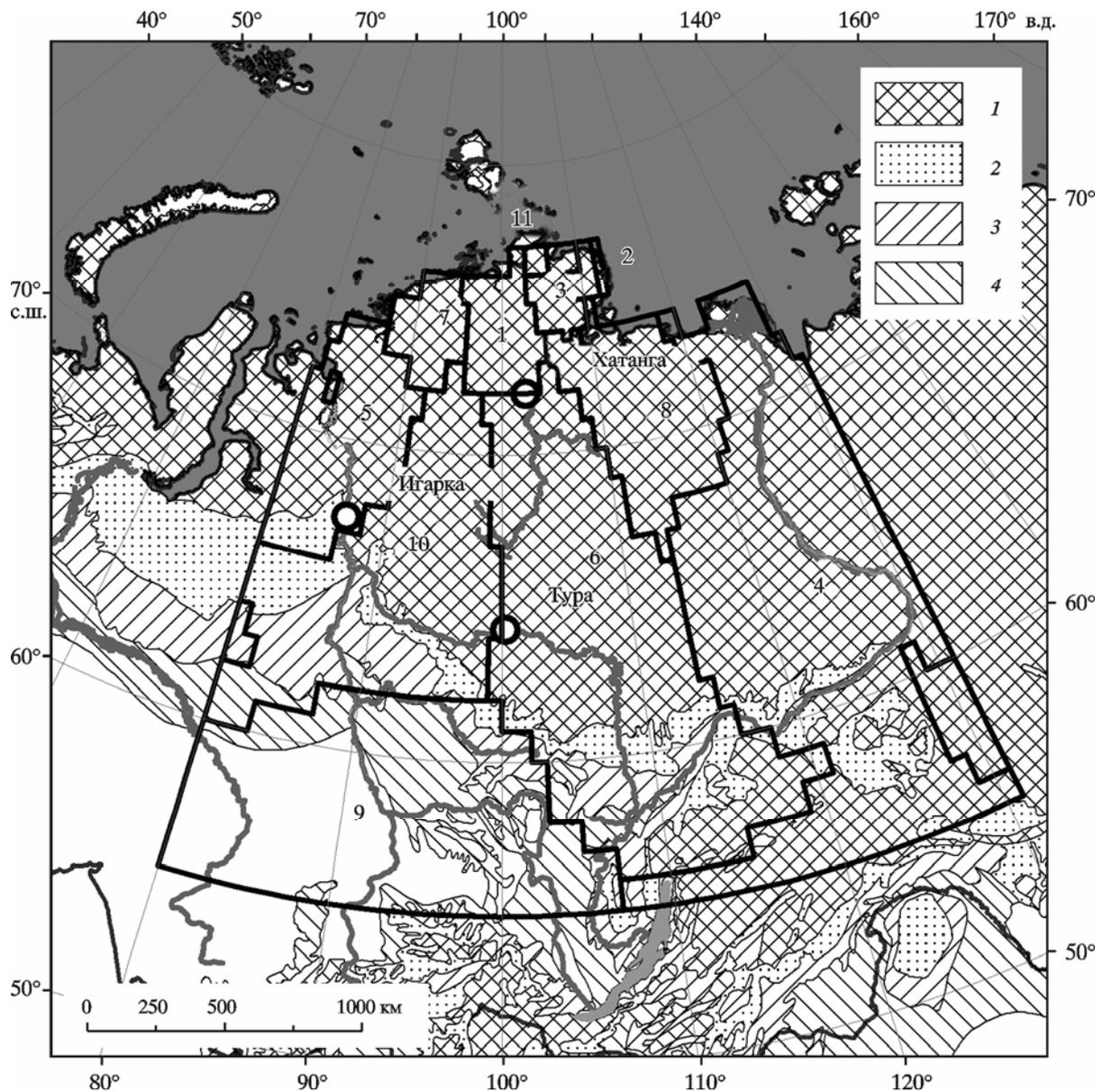


Рис. 1. Карта района исследований с выделенными (1–11) зонами условно однородных аномалий водной массы

1–4 – мерзлотные зоны (по [Brown et al., 2001]): 1 – сплошная; 2 – прерывистая; 3 – массивно-островная; 4 – островная и редко-островная

Анализ динамики водной массы

Изменения водной массы анализировались по гравиметрическим данным спутника GRACE за период с 2003 по 2013 г. с пространственным разрешением 1° ($\sim 112 \times 44 \text{ км}^2$ на широте 66°), обработанным фильтром Гаусса с окном 200 км (получены с сайта <http://grace.jpl.nasa.gov>). Материалы съемки представляют месячные аномалии водного эквивалента массы (АВЭМ) относительно базового периода с января 2004 г. по декабрь 2009 г.; единицы измерения – сантиметры. Данные сопровождаются оценками ошибок измерений, в которых учтен эффект поднятия земной коры в послеледниковый период. Использованы коэффициенты масштабирования для восстановления сигнала, ослабленного в результате фильтрации [Landerer, Swenson, 2012]. Обработка велась в программных пакетах Erdas Imagine (<http://geospatial.intergraph.com>) и ESRI ArcGIS

(<http://www.esri.com>). Методом ISODATA [ERDAS Field Guide, 2005] выделены зоны условно однородных (далее – однородных) аномалий водной массы. Однородной считалась зона, в пределах которой пиксели имели схожие временные серии АВЭМ. Входными параметрами при кластеризации методом ISODATA являлись максимальное количество создаваемых классов, количество итераций и порог сходимости (20, 99 и 0.99 соответственно).

Оценка величины стока, обусловленного таянием многолетнемерзлотного слоя, выполнялась по следующей методике. Рассчитывалась разность между максимальными (в период с марта по июнь, т.е. в максимуме накопления твердых осадков) величинами АВЭМ текущего года и минимальными (за август–октябрь) величинами АВЭМ предыдущего года. Эта величина ($\Delta+$) соответствует суммарной накопленной за холодный период водной массе (M_{sn}). Далее вычислялась разность ($\Delta-$) между максимумом (с марта по июнь) и минимумом (август–октябрь) АВЭМ текущего года. Величина ($\Delta-$) равна M_{sn} плюс изменение водной массы за гидрологический год в пределах данной зоны (остаточная водная масса, W_{ac}). W_{ac} равна разности [$(\Delta+) - (\Delta-)$], т.е. годовому изменению водной массы в почвогрунтах (W_s), заболоченных территориях и бессточных озерах (W_l):

$$W_{ac} = [(\Delta+) - (\Delta-)] = W_s + W_l.$$

Динамика воды в почвогрунтах определяется преимущественно динамикой таяния мерзлотного слоя. Вариации стока рек в пределах исследуемых зон в первом приближении нивелируются, поскольку речная система в пределах всех зон незамкнута (т.е. нет значительных бессточных водных резервуаров, связанных с речной сетью).

Климатические переменные

Помесячные климатические данные (CRU TS 3.21) получены с сайта <http://badc.nerc.ac.uk> [Harris et al., 2013]. Исходное пространственное разрешение 0.5° преобразовано к разрешению в 1° для согласования с данными GRACE. Для каждой зоны рассчитаны временные серии средних температур и суммарных осадков (рис. 2) и потенциальной эвапотранспирации (PET). Статистический анализ проводился в пакетах Statsoft Statistica (<https://www.statsoft.ru>) и Microsoft Excel (<http://office.microsoft.com/en-us/excel>).

Картографические материалы

В исследовании использована карта криолитозоны, отображающая границы сплошной, прерывистой, массивно-островной и редко-островной зон (см. рис. 1) [Brown et al., 2001].

Для анализа связи АВЭМ с параметрами почвогрунтов применена карта Harmonized World Soil Dataset [FAO..., 2012], представляющая собой ГИС-слои и базу данных с пространственным разрешением 30 с. Дренаж отображен семью уровнями: очень слабый, слабый, недостаточный, умеренно хороший, хороший, относительно избыточный, избыточный. На основе указанной карты для каждой из однородных зон (см. рис. 1) рассчитывался средний уровень дренажа, а также процентное содержание гравия, песка, глины и ила для верхнего (0–30 см) и нижнего (30–100 см) слоев грунта. Анализ связей параметров однородных зон с параметрами грунтов выполнен на основе регрессионных моделей и методов решающих деревьев [Электронный..., 2012]. Классы наземного покрова определялись по карте растительности Евразии (пространственное

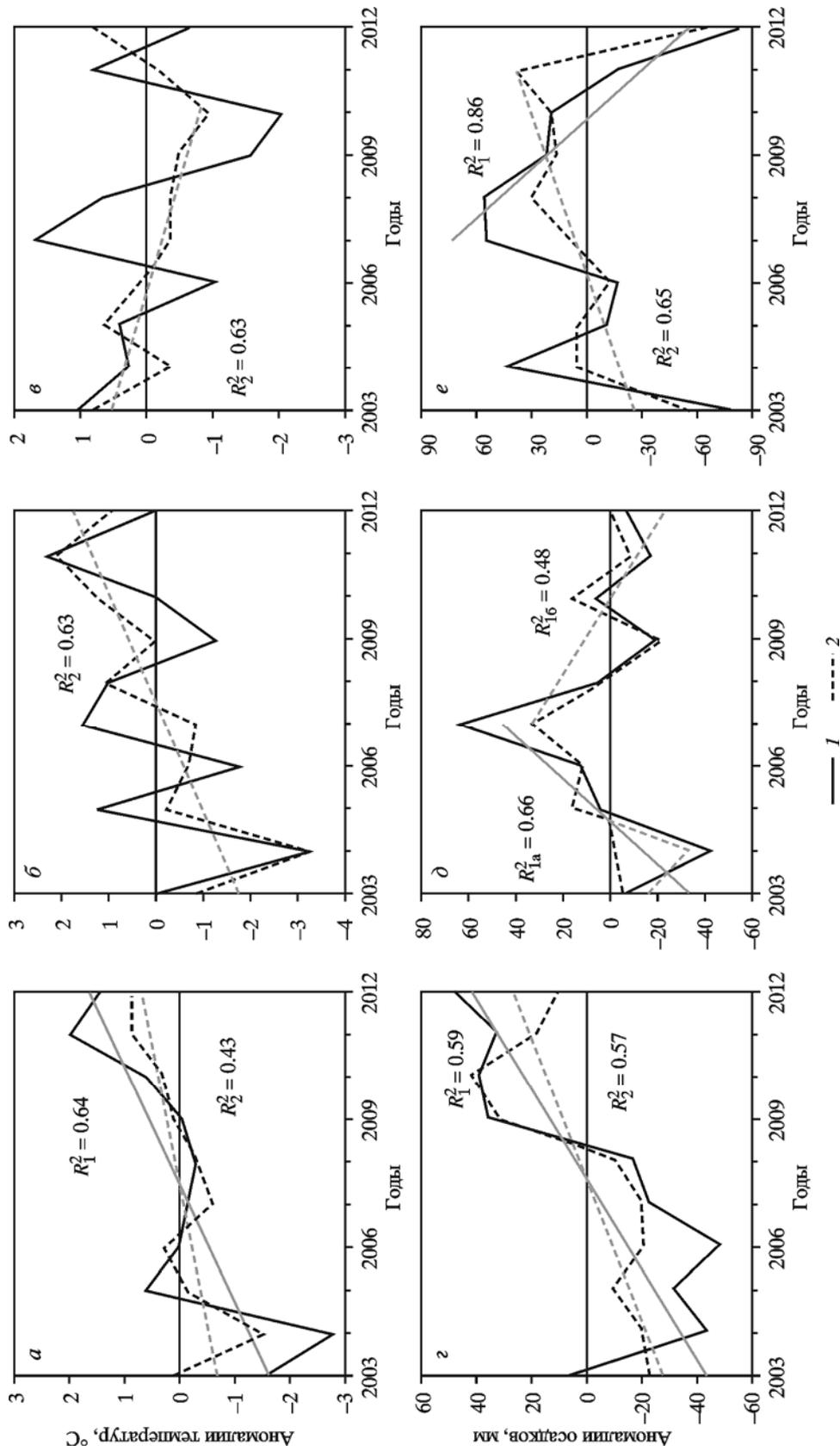


Рис. 2. Типичные динамики температур (*a–c*) и осадков (*e–f*) для территории исследований *a, e* – тундра (зона 3); *b, d* – бассейн р. Лена (зона 4); *e, e* – зона островной мерзлоты (зона 9). Данные: 1 – годовые; 2 – летние. Тренды – значимы ($\alpha < 0.05$); R^2 (см. здесь и на рис. 3–5) – коэффициент детерминации

разрешение 1 км; <http://terranorte.ru>) [Bartalev et al., 2004]. Для оценки связи АВЭМ с рельефом местности (крутизной склона) применена цифровая модель рельефа Aster GDEM с разрешением 30 м (<http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp>).

Результаты

Динамика аномалий водной массы

В пределах исследуемой территории выделено 11 условно однородных зон динамики АВЭМ (см. рис. 1). Зоны представлены двумя группами, расположенными преимущественно в тундре (зоны 1, 2, 3, 5, 7, 11) либо вне ее (зоны 4, 6, 8, 9, 10). Зона 9 расположена преимущественно вне криолитозоны. Типичные временные серии АВЭМ приведены на рис. 3. В динамике АВЭМ большинства зон наблюдается два периода: положительный тренд с 2003 по 2008–2009 гг. с последующей стабилизацией или падением (см. рис. 3; таблицу). В последний период в зонах, расположенных в тундре (исключая зону 5, динамика которой определяется преимущественно стоком р. Енисей), наблюдался рост дисперсии АВЭМ (на 30–70 %; $\alpha < 0.05$). В это же время в указанных зонах отмечен негативный тренд минимальной величины АВЭМ (кроме зоны 7, включающей р. Пясины, большая часть бассейна которой находится за пределами этой зоны).

Тренды аномалий водного эквивалента массы (АВЭМ)

№ зоны	2003–2008 гг.			2009–2013 гг.			2003–2013 гг.		
	Скорость нарастания АВЭМ, мм/год	R^2	α	Скорость нарастания АВЭМ, мм/год	R^2	α	Скорость нарастания АВЭМ, мм/год	R^2	α
1	+9*	0.07	0.02	+1	0.00	0.49	–1	0.00	0.88
2	+20*	0.06	0.04	–35	0.05	0.14	+1	0.00	0.88
3	+16*	0.12	0.00	–18	0.04	0.16	+1	0.00	0.63
4	+10*	0.39	0.00	+1	0.00	0.71	+4*	0.20	0.00
5	+10	0.05	0.07	+6	0.01	0.51	+6*	0.04	0.03
6	+11*	0.11	0.00	–4	0.01	0.45	+4*	0.04	0.02
7	+8	0.03	0.18	+14	0.04	0.19	+6	0.03	0.05
8	+5	0.04	0.09	–12	0.07	0.07	+0	0.00	0.78
9	+4*	0.18	0.00	–7	0.04	0.18	+11*	0.28	0.00
10	+10*	0.06	0.04	+6	0.02	0.36	+5*	0.05	0.01
11	+21*	0.06	0.04	–3	0.00	0.61	–24	0.03	0.27

* Значимые тренды при уровне значимости $\alpha < 0.05$.

Примечание. R^2 – коэффициент детерминации для уравнений линейной регрессии АВЭМ за соответствующие периоды времени.

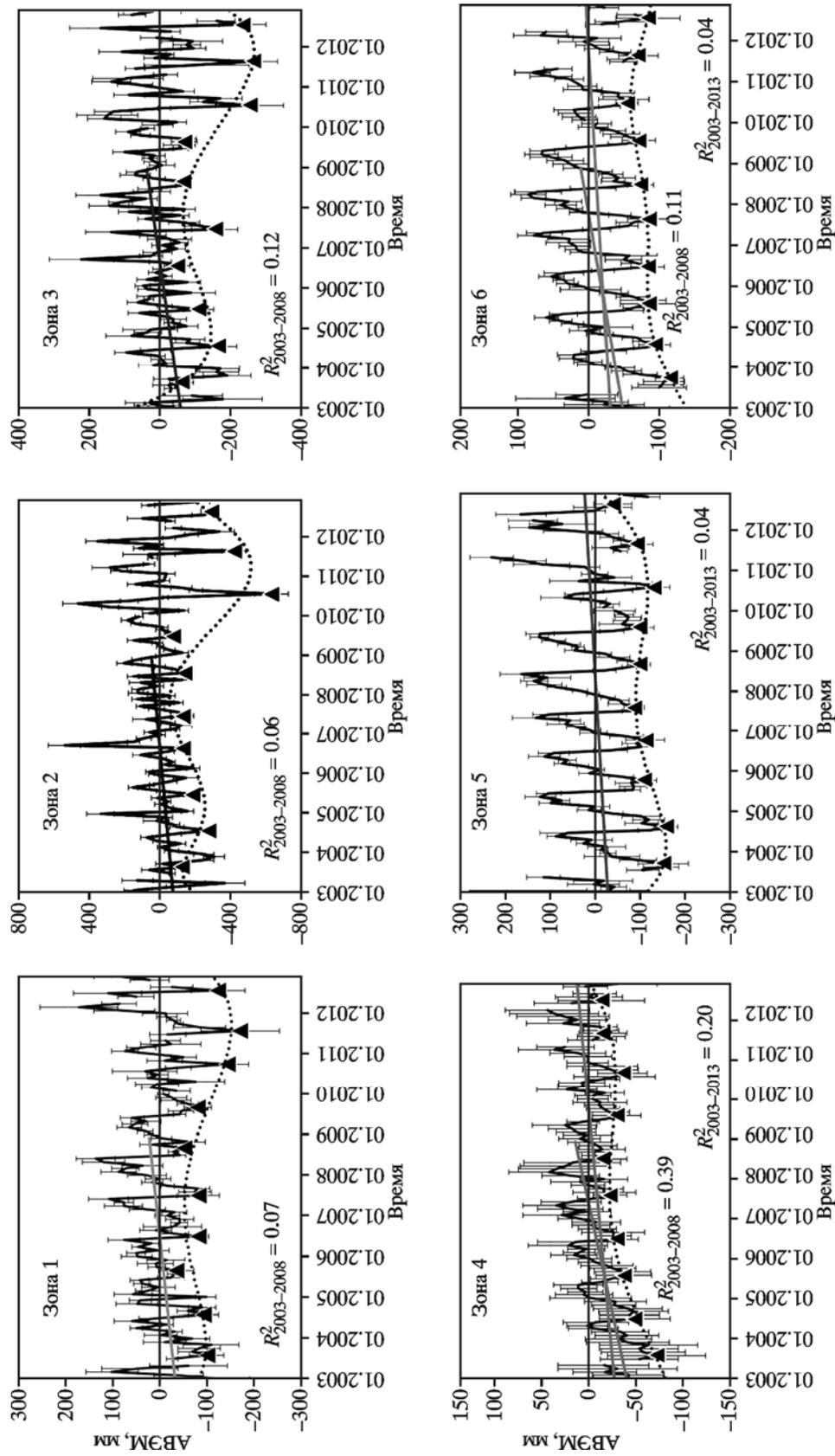


Рис. 3 (начало)

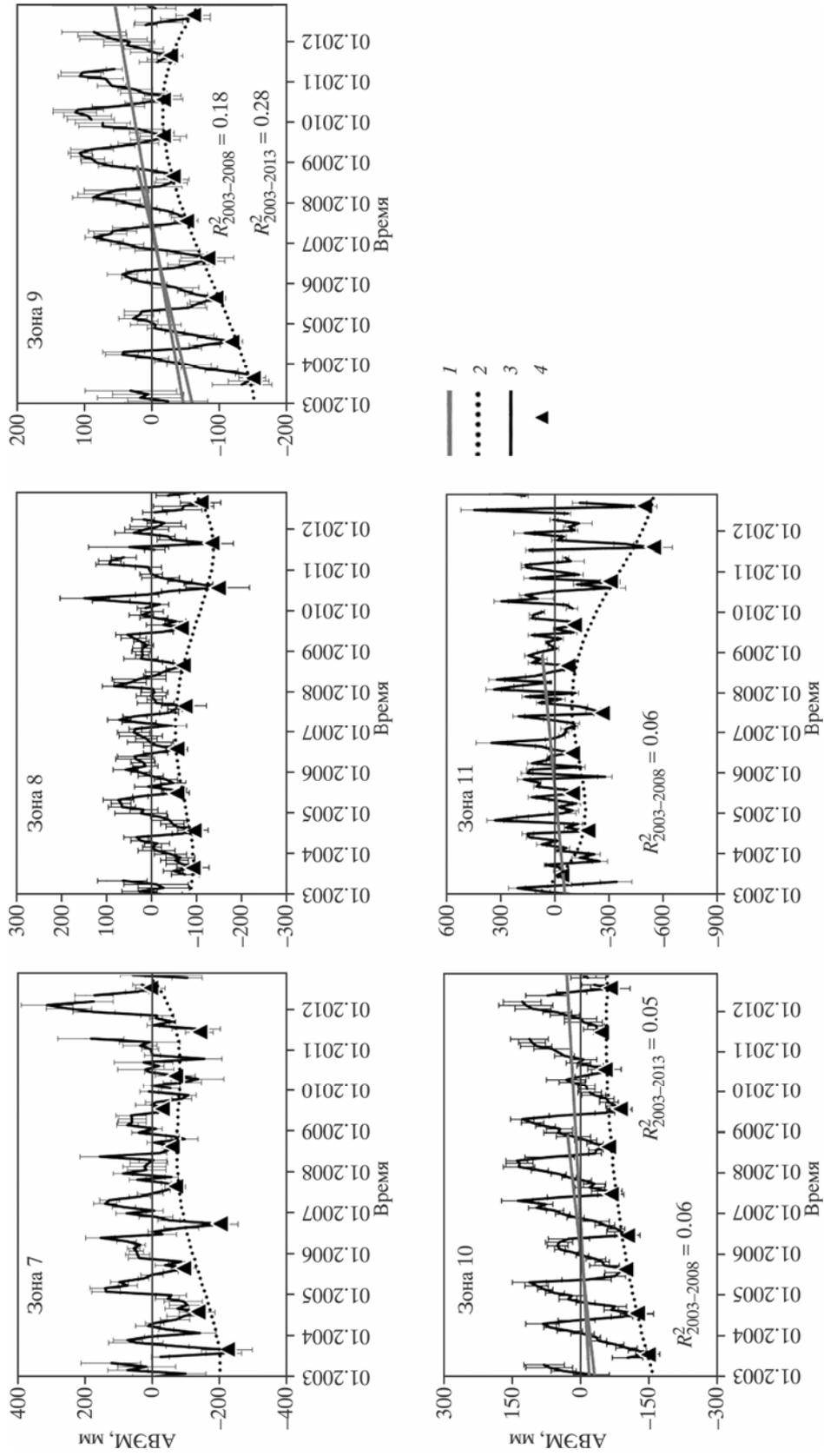


Рис. 3. Типичные временные серии АВЭМ для выделенных в пределах исследуемой территории зон (см. рис. 1)
 1 — тренды АВЭМ ($\alpha < 0.05$); 2 — аппроксимация минимальных значений АВЭМ; 3 — изменение АВЭМ в пределах зоны; 4 — минимумы

АВЭМ и параметры почвогрунтов

Сравнительный ГИС-анализ зон АВЭМ и карты почв показал, что нарастание массы воды в период 2003–2008 гг. положительно коррелирует с содержанием гравия в верхнем (0–30 см; $r = 0.73$, $\alpha < 0.02$) и нижнем (30–100 см; $r = 0.72$, $\alpha < 0.02$) слоях грунта (рис. 4, а). С содержанием глины наблюдается отрицательная корреляция (для верхнего слоя $r = -0.69$, $\alpha < 0.02$; для нижнего слоя $r = -0.77$, $\alpha < 0.02$; рис. 4, б).

Скорость нарастания водной массы возрастает с увеличением крутизны склона ($\alpha < 0.005$; рис. 5).

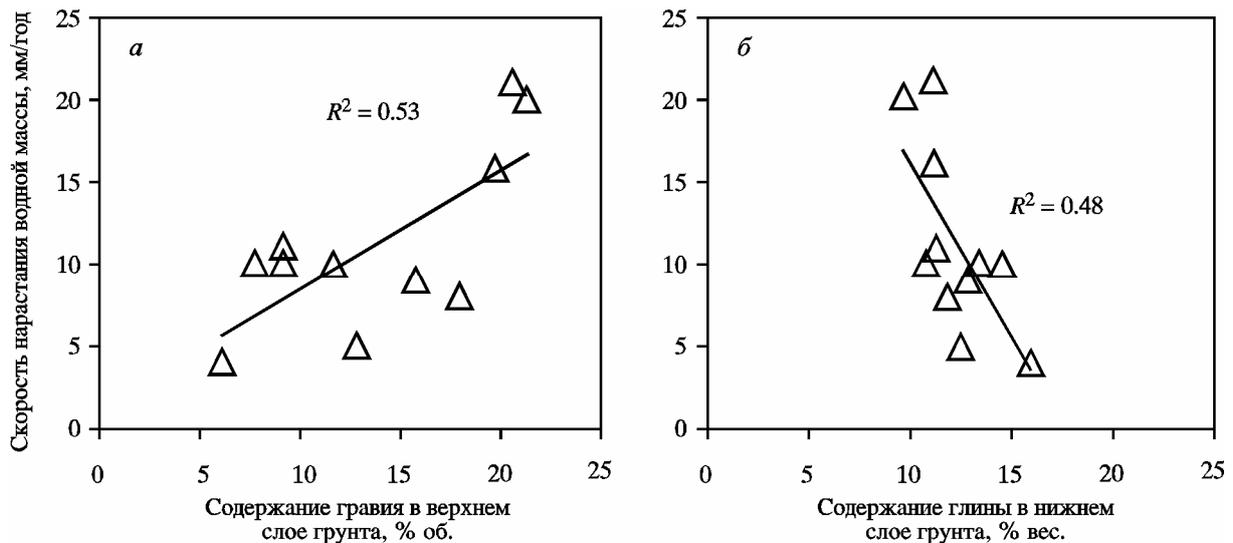


Рис. 4. Зависимость скорости нарастания водной массы от содержания гравия в верхнем слое (а) и глины в нижнем слое (б) грунта исследуемой территории за 2003–2008 гг.

Тренды значимы – $\alpha < 0.02$

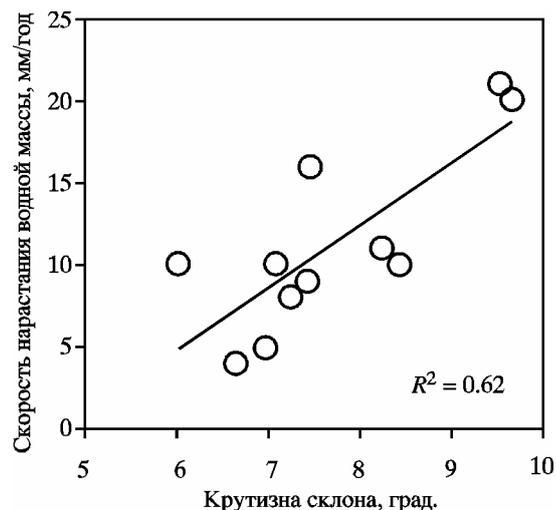


Рис. 5. Зависимость скорости нарастания водной массы на исследуемой территории от крутизны склона за 2003–2008 гг.

Динамика АВЭМ и климатические переменные

Типичная сезонная динамика АВЭМ, температуры и осадков представлена на рис. 6. Минимум АВЭМ наблюдается в августе–октябре, максимум – в марте–мае (т.е. в период максимума накопления снежной массы).

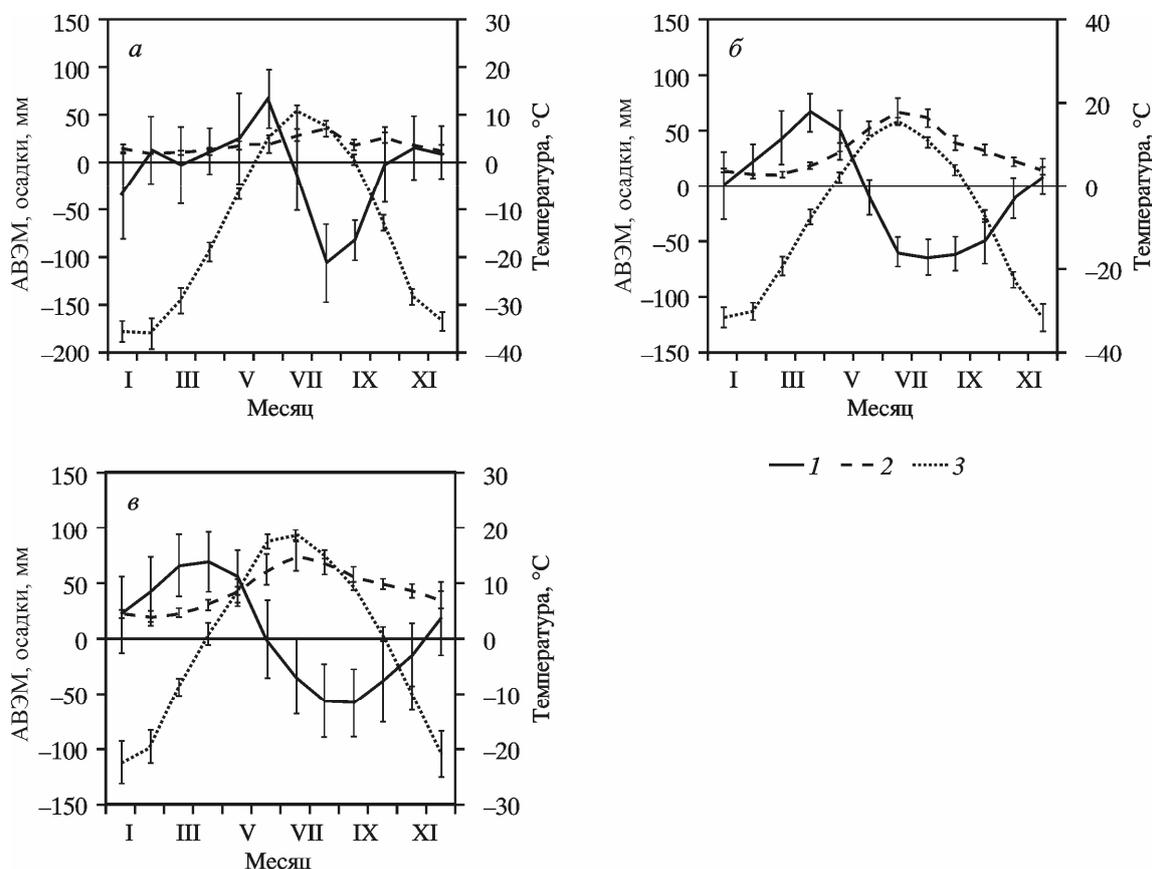


Рис. 6. Типичная сезонная динамика осадков, температур и АВЭМ для криолитозоны Средней Сибири

а – тундра (типично для зон 1, 2, 3, 7 и 11); *б* – зоны, включающие леса и лесотундру (типично для зон 4, 5, 6, 8 и 10); *в* – зона 9 с островной мерзлотой. 1 – АВЭМ; 2 – суммарные осадки; 3 – средние температуры. Рисками показаны стандартные отклонения

Динамика остаточной водной массы (W_{ac}) представлена на рис. 7. Отрицательные значения указывают на уменьшение массы вод почвогрунтов. Баланс остаточной массы для крайних северных зон (1–3, 11) за период наблюдений отрицателен (–205 мм). Средняя суммарная остаточная масса для центральных и южных зон (4–6, 9, 10) составляет +74 мм.

Для зоны 10 (расположенной преимущественно в пределах Среднесибирского плато) наблюдается положительная корреляция W_{ac} с годовыми и летними осадками (коэффициент ранговой корреляции Спирмена $\rho = 0.83$ и 0.78 соответственно) и отрицательная – с летней РЕТ ($\rho = -0.68$) и годовой РЕТ ($\rho = -0.63$). Отрицательная корреляция с РЕТ наблюдается также для зоны 6 ($\rho = -0.62$).

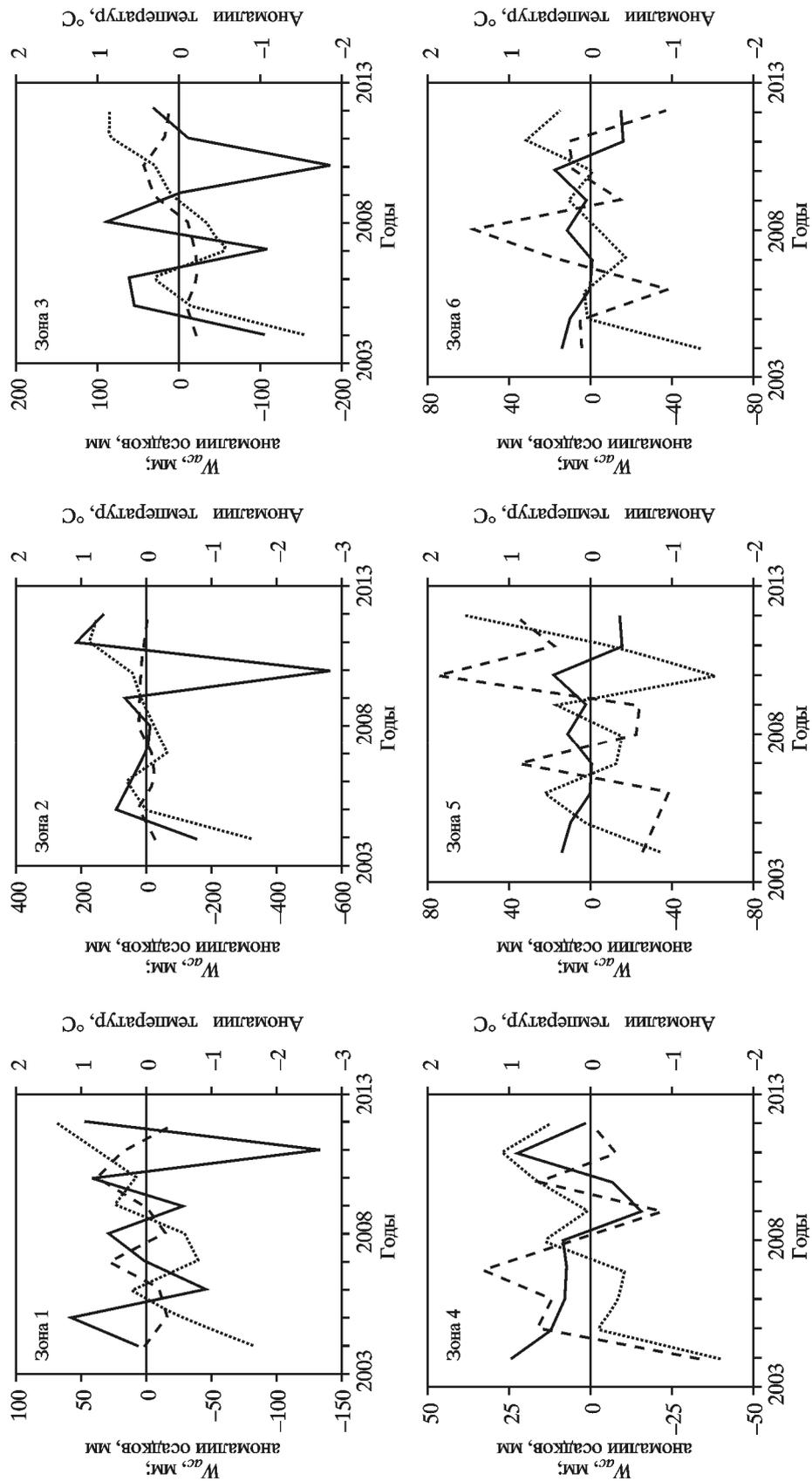


Рис. 7 (начало)

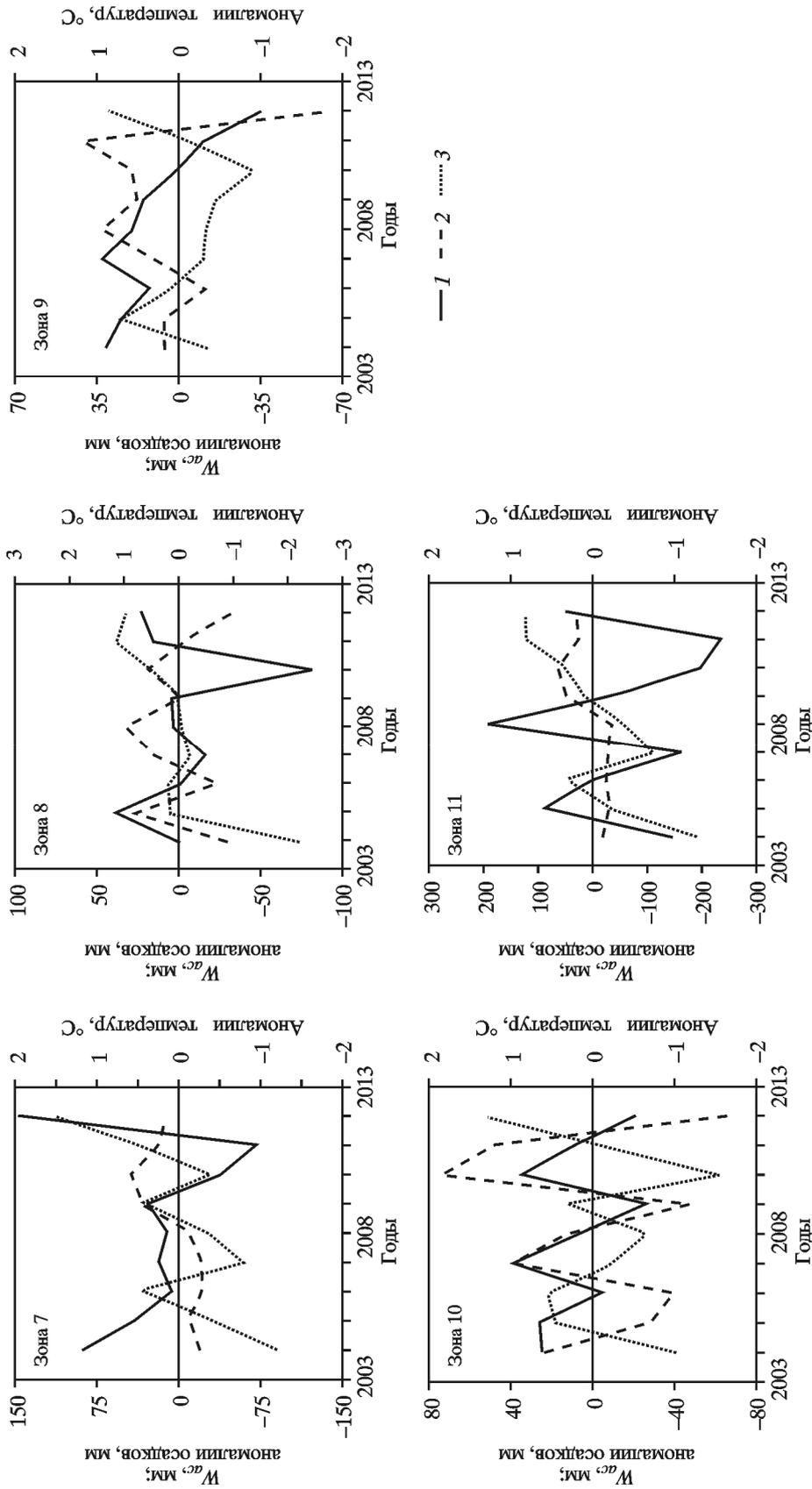


Рис. 7. Динамика остаточной водной массы, летних осадков и температур за 2003–2013 гг. в пределах выделенных на исследуемой территории зон (см. рис. 1)

1 – остаточная водная масса W_{ac} ; 2 – аномалии летних осадков; 3 – аномалии летних температур

Обсуждение

Временная динамика водной массы

В период 2003–2008 гг. во всех изучаемых зонах наблюдался положительный тренд АВЭМ; наибольшие величины наблюдались в бассейне р. Лена (зона 4) и среднем течении Енисея и Оби (зона 9): +4 и +11 мм/год соответственно. В последующие годы (2008–2012 гг.) в большинстве зон происходило снижение величины тренда с одновременным существенным (на 30–70 %) возрастанием дисперсии АВЭМ, происходившем на фоне значительного (до 40 %) роста вариабельности осадков. Положительные тренды водной массы в период 2003–2008 гг. для верховьев рек Оби и Лены отмечали также Р.Р. Маскетт и В.Е. Романовский [Muskett, Romanovsky, 2011a] и Г. Стеффен с соавторами [Steffen et al., 2012]. Динамика АВЭМ указывает на увеличение в последнее десятилетие стока великих сибирских рек – Енисея и Лены (см. рис. 3), что подтверждается прямыми измерениями [Shiklomanov, 2010]. Рост стока рек отмечен также на севере Американского континента [Shiklomanov, 2010]. Возрастание стока в криолитозоне Средней Сибири обусловлено преимущественно увеличением осадков (что происходило во всех зонах в период с 2003 по 2008 г.), нежели высвободившейся при оттаивании мерзлоты водной массой. Этот вывод содержится также и в других исследованиях (например, [Vey et al., 2013]). В целом возрастание выноса пресной воды (и тепла) воздействует на тепломассобмен и циркуляцию водных масс в арктических морях, усиливая, в частности, таяние льдов (см., например, [Nghiem et al., 2014]).

Динамика водной массы и состав почвогрунтов

Параметры почвогрунтов существенно определяют динамику водной массы: между содержанием в почвогрунтах песка и гравия и скоростью аккумуляции водной массы наблюдается положительная корреляция, тогда как с содержанием глины – отрицательная (см. рис. 4). Эффект, очевидно, обусловлен уровнем дренажа: гравий и песок позволяют почвогрунтам накапливать выпадающую с осадками влагу, тогда как высокое содержание глины блокирует проникновение воды в глубь почвогрунтов. На связь вариабельности водной массы с поглощающей способностью почв указывали также Дж. Реагер и Дж. Фамиглиетти [Reager, Famiglietti, 2013]. С высокой достоверностью ($\alpha < 0.005$) установлена связь скорости накопления водной массы с крутизной склона (см. рис. 5). Эффект, вероятно, обусловлен сравнительным составом почвогрунтов на склонах и выположенных поверхностях. В первом случае это грунты с более высоким содержанием песка и гравия, тогда как для равнинных тундровых и лесотундровых пространств типичны слабодренированные глинистые почвогрунты.

Климатические тренды и динамика водной массы

Динамика климатических переменных, воздействующих на состояние мерзлотного слоя, различается по зонам. Если в зонах, расположенных на Крайнем Севере (п-ов Таймыр), тренд температур и осадков положителен за весь период наблюдений, то в остальных зонах он положителен только для температуры, тогда как тренд осадков становится отрицательным с 2008 г. (см. рис. 2). Рост среднегодовых температур на п-ове Таймыр составил 0.24–0.42 °C/год, что превышает таковой для севера Евразии (0.17–0.28 °C/год) [Muskett, 2013]. На Крайнем Севере наблюдался также положительный тренд роста летних и зимних осадков. Известно, что вследствие высокой теплоемкости воды жидкие осадки способствуют оттаиванию мерзлоты. Во всех зонах, за ис-

ключением зон 9 и 10, наблюдался также значимый рост величины потенциальной эвапотранспирации; при этом на п-ове Таймыр величина РЕТ превосходила величину осадков в 1.6–4.4 раза.

Возрастание температуры и осадков должно было повлечь увеличение глубины оттаивания мерзлотного слоя, косвенным показателем которого являются величины минимальной и остаточной (W_{ac}) водной массы; величина последней определяется динамикой влаги в почвогрунтах в бессточных водных резервуарах. Действительно, на п-ове Таймыр наблюдался тренд уменьшения минимальной и остаточной водной массы: за весь период наблюдений дефицит W_{ac} составил ~250 мм. Уменьшение водной массы указывает на возрастание глубины оттаивания почвогрунтов на Крайнем Севере.

Воздействие таяния мерзлоты на W_{ac} , очевидно, максимально в засушливые годы, что и наблюдалось в экстремально сухой 2010 г. Отметим, что этот год был одним из наиболее жарких за последнее столетие и сопровождался катастрофическими лесными пожарами.

Величина дефицита остаточной водной массы может быть использована для оценки глубины оттаивания мерзлотного слоя; для этого необходимо иметь данные о влажности почвогрунтов и величине фактической эвапотранспирации.

В зонах к югу от п-ова Таймыр баланс водной массы близок к нулю (~+70 мм). Однако индикатором возрастания таяния вечной мерзлоты здесь служит значимый тренд увеличения водной массы (период 2003–2008 гг.; см. рис. 3). В этих зонах, включающих Среднесибирское плато и большую часть бассейна р. Лена, значителен процент дренированных почвогрунтов, способных поглощать выпадающие осадки; при оттаивании почвогрунтов их поглощающая способность возрастает. Кроме того, при оттаивании единицы ледовой массы объем высвобождающейся воды составляет ~0.95, что также увеличивает поглощающую способность грунта. Наконец, при замораживании лед не полностью заполняет полости в почвогрунтах, что при оттаивании также увеличивает способность почвогрунтов служить резервуаром воды. Эти данные указывают на возрастание глубины оттаивания (и увеличения активного слоя) на Среднесибирском плато и в бассейне р. Лена в период 2003–2008 гг. Отметим, что Ф. Ландерер с соавторами [Landerer et al., 2010] также указывали на увеличение активного слоя при возрастании водной массы. Что касается периода с 2009 по 2012 г., то определенных выводов сделать невозможно вследствие значительно (на 30–70 %) возросшей величины дисперсии водной массы.

Заключение

На основе данных гравиметрии, полученных со спутника GRACE, установлено, что в криолитозоне Средней Сибири наблюдаются достоверные тренды изменения водной массы в период с 2003 по 2012 г. В 2003–2008 гг. наблюдался положительный тренд АВЭМ с последующей стабилизацией, что связано с количеством выпадающих осадков, температурой воздуха, а также величиной потенциальной эвапотранспирации.

Скорость изменения водной массы зависит от состава почвогрунтов и рельефа местности. Способность почвогрунтов аккумулировать воду возрастает с увеличением содержания гравия и уменьшается при увеличении содержания глины. Показано возрастание глубины оттаивания почвогрунтов на п-ове Таймыр (с 2004 по 2012 г.), на Среднесибирском плато и в восточной части бассейна р. Лена (период 2003–2008 гг.). Установлен положительный тренд стока рек Енисей и Лена в период наблюдений (2003–2012 гг.).

Благодарности

Работа поддержана грантом Правительства РФ № 14.В.25.31.0031.

Литература

- Анисимов О.А., Ренева С.А.* Углеродный баланс в криолитозоне России и глобальный климат: современное состояние и прогноз, основанный на моделировании // Полярная криосфера и воды суши: Вклад России в Международный полярный год 2007/2008 / Ред. В.М. Котляков. М.: Paulsen, 2011. 320 с.
- Раковская Е.М., Давыдов М.И.* Физическая география России. М.: Владос, 2001. 304 с.
- Электронный учебник по статистике. М.: StatSoft, 2012. URL: <http://www.statsoft.ru/home/textbook/default.htm>
- Barletta V.R., Sørensen L.S., Forsberg R.* Scatter of mass changes estimates at basin scale for Greenland and Antarctica // *Cryosphere*. 2013. V. 7. P. 1411–1432.
- Bartalev S., Belward A., Ershov D., Isaev A.* Land cover map of the Northern Eurasia based on the SPOT-Vegetation data: Global Land Cover 2000 project. TerraNorte Information System; RAS Space Research Institute. 2004. URL: <http://terranorte.iki.rssi.ru>
- Brown J., Ferrians O.J., Heginbottom J.A., Melnikov E.S.* Circum-arctic map of permafrost and ground ice conditions. Boulder, Colorado, USA: Digital media, 2002. URL: <http://nsidc.org/data/ggd318.html>
- Callaghan T.V., Jonasson S.* Arctic ecosystems and environmental change // *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A*. 1995. V. 352. P. 259–276.
- Chen J.L., Wilson C.R., Tapley B.D.* Satellite gravity measurements confirm accelerated melting of Greenland ice sheet // *Science*. 2006. V. 313 (5795). P. 1958–1960. doi: 10.1126/science.1129007.
- ERDAS Field guide. Norcross: Leica Geosystems Geospatial Imaging, LLC, 2005. 656 p.
- FAO/IIASA/ISRIC/ISSCAS/JRC. Harmonized World Soil Database (version 1.2). FAO, Rome, Italy and IIASA, Laxenburg, Austria, 2012. URL: <http://webarchive.iiasa.ac.at/Research/LUC/External-World-soil-database/HTML>
- Gardner A.S., Moholdt G., Wouters B., Wolken G.J., Burgess D.O., Sharp M.J., Cogley J.G., Braun C., Labine C.* Sharply increased mass loss from glaciers and ice caps in the Canadian Arctic Archipelago // *Nature*. 2011. V. 473. P. 357–360. doi: 10.1038/nature10089.
- Harris I., Jones P.D., Osborn T.J., Lister D.H.* Updated high-resolution grids of monthly climatic observations – the CRU TS3.10 Dataset // *Intern. J. Climatol.* 2013. V. 34 (3). P. 623–642. doi: 10.1002/joc.3711.
- IPCC, 2013: Climate change 2013: The Physical science basis. Contribution of Working group I to the Fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change / Eds T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley. New York: Cambridge Univ. Press, 2013. 1535 p.
- Koven C.D., Ringeval B., Friedlingstein P., Ciais P., Cadule P., Khvorostyanov D., Krinner G., Tarnocai C.* Permafrost carbon-climate feedbacks accelerate global warming // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. 2011. V. 108. N 36. P. 14769–14774. doi: 10.1073/pnas.1103910108.
- Landerer F.W., Swenson S.C.* Accuracy of scaled GRACE terrestrial water storage estimates // *Water Resour. Res.* 2012. V. 48 (4). doi: 10.1029/2011WR011453.

- Landerer F.W., Dickey J.O., Güntner A. Terrestrial water budget of the Eurasian pan-Arctic from GRACE satellite measurements during 2003–2009 // *J. Geophys. Res.: Atmospheres* (1984–2012). 2010. V. 115 (D23). doi: 10.1029/2010JD014584.
- Muskett R.R. Modis-derived arctic land-surface temperature trends // *Atmospheric and Climate sci.* 2013. V. 3. P. 55–60.
- Muskett R.R., Romanovsky V.E. Energy and mass changes of the Eurasian permafrost regions by multi-satellite and in-situ measurements // *Natural Sci.* 2011a. V. 3, N 10. P. 827–836.
- Muskett R.R., Romanovsky V.E. Alaskan permafrost groundwater storage changes derived from GRACE and ground measurements // *Remote Sens.* 2011b. V. 3 (2). P. 378–397. doi: 10.3390/rs3020378.
- Nghiem S.V., Hall D.K., Rigor I.G., Li P., Neumann G. Effects of Mackenzie River discharge and bathymetry on sea ice in the Beaufort Sea // *Geophys. Res. Lett.* 2014. V. 41 (3). P. 873–879.
- Reager J.T., Famiglietti J.S. Characteristic mega-basin water storage behavior using GRACE // *Water Resour. Res.* 2013. V. 49 (6). P. 3314–3329. doi: 10.1002/wrcr.20264.
- Romanovsky V.E., Drozdov D.S., Oberman N.G., Malkova G.V., Kholodov A.L., Marchenko S.S., Moskalenko N.G., Sergeev D.O., Ukraintseva N.G., Abramov A.A., Gilichinsky D.A., Vasiliev A.A. Thermal state of permafrost in Russia // *Permafr. Periglac. Process.* 2010. V. 21. P. 136–155. doi: 10.1002/ppp.683.
- Schuur E.A.G., Abbott B.W., Bowden W.B., Brovkin V., Camill P., Canadell J.G., Chanton J.P., Chapin III F.S., Christensen T.R., Ciais P., Crosby B.T., Czimczik C.I., Grosse G., Harden J., Hayes D.J., Hugelius G., Jastrow J.D., Jones J.B., Kleinen T., Koven C.D., Krinner G., Kuhry P., Lawrence D.M., McGuire A.D., Natali S.M., O'Donnell J.A., Ping C.L., Riley W.J., Rinke A., Romanovsky V.E., Sannel A.B.K., Schädel C., Schaefer K., Sky J., Subin Z.M., Tarnocai C., Turetsky M.R., Waldrop M.P., Walter Anthony K.M., Wickland K.P., Wilson C.J., Zimov S.A. Expert assessment of vulnerability of permafrost carbon to climate change // *Climatic Change.* 2013. V. 119. P. 359–374. doi: 10.1007/s10584-013-0730-7.
- Shiklomanov A.I. River discharge // *Arctic Report Card 2010: Update 2010* / Eds J. Richter-Menge, J.E. Overland. 2010. URL: <http://www.arctic.noaa.gov/reportcard>
- Sillmann J., Kharin V.V., Zwiers F.W., Zhang X., Bronaugh D. Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble. Pt. 2. Future climate projections // *J. Geophys. Res.: Atmospheres.* 2013. V. 118 (6). P. 2473–2493. doi: 10.1002/jgrd.50188.
- Steffen H., Müller J., Peterseim N. Mass variations in the Siberian permafrost region from GRACE // *Geodesy for planet Earth.* 2012. V. 136. P. 597–603.
- Vaks A., Gutareva O.S., Breitenbach S.F.M., Avirmed E., Mason A.J., Thomas A.L., Osinzev A.V., Kononov A.M., Henderson G.M. Speleothems reveal 500,000-year history of Siberian permafrost // *Science.* 2013. V. 340 (6129). P. 183–186. doi: 10.1126/science.1228729.
- Velicogna I., Tong J., Zhang T., Kimball J.S. Increasing subsurface water storage in discontinuous permafrost areas of the Lena River basin, Eurasia, detected from GRACE // *Geophys. Res. Lett.* 2012. V. 39 (9), L09403. doi: 10.1029/2012GL051623.
- Vey S., Steffen H., Müller J., Boike J. Inter-annual water mass variations from GRACE in Central Siberia // *J. Geodesy.* 2013. V. 87(3). P. 287–299. doi: 10.1007/s00190-012-0597-9.
- Walsh J.E., Anisimov O., Hagen J.O.M., Jakobsson T., Oerlemans J., Prowse T.D., Romanovsky V., Savelieva N., Serreze M., Shiklomanov I., Solomon S. Cryosphere and hydrology // *Arctic Climate Impacts Assessment* / Eds C. Symon, L. Arris, B. Heal. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2005. P. 183–242.

Сведения об авторах

ИМ Сергей Тхекдеевич – кандидат технических наук, старший научный сотрудник, Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН. 660036, г. Красноярск, Академгородок, д. 50, стр. 28. Тел.: +7 (391) 249-44-53; доцент, Институт экономики, управления и природопользования Сибирского федерального университета. 660041, г. Красноярск, ул. Киренского, д. 26Б, корп. 17(Ж). Тел.: +7 (391) 291-25-75; доцент, Сибирский государственный аэрокосмический университет им. М.Ф. Решетнёва. 660014, г. Красноярск, просп. им. газеты «Красноярский рабочий», д. 31, корп. А. Тел.: +7 (391) 262-95-95. E-mail: stim@ksc.krasn.ru

ХАРУК Вячеслав Иванович – доктор биологических наук, профессор, заместитель директора, заведующий лабораторией, Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН. 660036, г. Красноярск, Академгородок, д. 50, стр. 28. Тел.: +7 (391) 243-88-25; заведующий кафедрой ГИС, Институт космических и информационных технологий Сибирского федерального университета. 660041, г. Красноярск, просп. Свободный, д. 79, корп. 3. Тел.: +7 (391) 246-99-42. E-mail: kharuk@ksc.krasn.ru

WATER MASS DYNAMICS IN PERMAFROST OF CENTRAL SIBERIA BASED ON GRACE GRAVITY DATA

S.T. Im^{1,2,3}, V.I. Kharuk^{1,4}

¹ Sukachev Institute of Forest of Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Krasnoyarsk, Russia

² Institute of Economy, Management and Nature Use of Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia

³ Reshetnev Siberian State Aerospace University, Krasnoyarsk, Russia

⁴ Institute of Cosmic and Informational Technologies of Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia

Abstract. GRACE gravity data were used to analyze equivalent water thickness anomalies (EWTA) in permafrost zone of Central Siberia. EWTA variations relate with precipitation, ambient temperature, potential evapotranspiration and soil composition (drainage). Two periods of EWTA dynamics are obvious: 2003–2008 (positive trends of EWTA) and 2008–2012, when decrease of EWTA was typical for the most of the analyzed territory along with increasing of EWTA dispersion (on 30–70 %) and precipitation variation (on up to 40 %). Rate of water mass accumulation positively correlates with content of sand and gravel in soil ($r = 0.72$) and negatively correlates with content of clay ($r = -0.69 \dots -0.77$). A deficit of residual water mass (~250 mm during the 2003–2012) was revealed, which indicates increase of soil thaw depth. Significant positive trend of water mass (during the 2003–2012) indicates intensification of permafrost thawing in the Central Siberian plateau zone. Positive trend of water runoff for the largest Siberian rivers – Yenisei and Lena – was identified.

Keywords: cryolithozone of Siberia, gravity data, GRACE, permafrost thawing.