БЕЛОРУССКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

ЖУРНАЛ
БЕЛОРУССКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА

ГЕОГРАФИЯ ГЕОЛОГИЯ

JOURNAL
OF THE BELARUSIAN STATE UNIVERSITY

GEOGRAPHY and GEOLOGY

Издается с января 1969 г.
(до 2017 г. – под названием «Вестник БГУ. Серия 2, Химия. Биология. География»)

Выходит один раз в полугодие

1 **2020**

МИНСК
БГУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор — **АНТИПОВА Е. А.** – доктор географических наук, профессор; заведующий кафедрой экономической и социальной географии факультета географии и геоинформатики Белорусского государственного университета, Минск, Беларусь.
E-mail: antipova@bsu.by

Заместитель главного редактора — **КЛЕБАНОВИЧ Н. В.** – доктор сельскохозяйственных наук, профессор; заведующий кафедрой почвоведения и геоинформационных систем факультета географии и геоинформатики Белорусского государственного университета, Минск, Беларусь.
E-mail: n_klebanovich@inbox.ru

Ответственный секретарь — **ГАГИНА Н. В.** – кандидат географических наук, доцент; заведующий кафедрой географической экологии факультета географии и геоинформатики Белорусского государственного университета, Минск, Беларусь.
E-mail: hahina@bsu.by

Балтрунас В. Центр изучения природы, Вильнюс, Литва.
Витченко А. Н. Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь.
Донерт К. Европейский центр качества, Европейская ассоциация географов, Зальцбург, Германия.
Еловичева Я. К. Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь.
Зуй В. И. Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь.
Калицкий Т. Институт географии Университета Яна Кохановского в Кельце, Кельце, Польша.
Катровский А. П. Смоленский государственный университет, Смоленск, Россия.
Курлович Д. М. Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь.
Маркс Л. Варшавский университет, Варшава, Польша.
Мезенцев К. В. Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, Киев, Украина.
Нюсупова Г. Н. Казахский национальный университет имени аль-Фараби, Алматы, Казахстан.
Пирожник И. И. Поморский университет, Слупск, Польша.
Родионова И. А. Российский университет дружбы народов, Москва, Россия.
Руденко Л. Г. Институт географии Национальной академии наук Украины, Киев, Украина.
Санько А. Ф. Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь.
Сарменто Ж. К. В. Университет Миньо, Брага, Португалия.

EDITORIAL BOARD

Editor-in-chief — **ANTIPOVA E. A.**, doctor of science (geography), full professor; head of the department of economic and social geography of the faculty of geography and geoinformatics of the Belarusian State University, Minsk, Belarus.
E-mail: antipova@bsu.by

Deputy editor-in-chief — **KLEBANOVICH N. V.**, doctor of science (agricultural sciences), full professor; head of the department of soil science and land information systems of the faculty of geography and geoinformatics of the Belarusian State University, Minsk, Belarus.
E-mail: n_klebanovich@inbox.ru

Executive secretary — **HAHINA N. V.**, PhD (geography), docent; head of the department of geographical ecology of the faculty of geography and geoinformatics of the Belarusian State University, Minsk, Belarus.
E-mail: hahina@bsu.by

Baltrūnas V. Nature Research Centre, Vilnius, Lithuania.
Vitchenko A. N. Belarusian State University, Minsk, Belarus.
Donert K. European Centre of Excellence, EUROGEO, Salzburg, Germany.
Yelovicheva Ya. K. Belarusian State University, Minsk, Belarus.
Zui V. I. Belarusian State University, Minsk, Belarus.
Kalicki T. Institute of Geography of the Jan Kochanowski University in Kielce, Kielce, Poland.
Katrovskii A. P. Smolensk State University, Smolensk, Russia.
Kurlovich D. M. Belarusian State University, Minsk, Belarus.
Marks L. University of Warsaw, Warsaw, Poland.
Mezentsev K. V. Taras Shevchenko National University of Kyiv, Kyiv, Ukraine.
Nyusupova G. N. al-Farabi Kazakh National University, Almaty, Kazakhstan.
Pirozhnik I. I. Akademia Pomorska, Slupsk, Poland.
Rodionova I. A. Peoples' Friendship University of Russia, Moscow, Russia.
Rudenko L. G. Institute of Geography of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine.
Sanko A. F. Belarusian State University, Minsk, Belarus.
Sarmento Zh. K. B. University of Minho, Braga, Portugal.

География

Geography

УДК 551.581.1,551.582,551.584

СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА БЕЛОРУССКОГО ПОЛЕСЬЯ: ПРИЧИНЫ, СЛЕДСТВИЯ, ПРОГНОЗЫ

***И. С. ДАНИЛОВИЧ*[1), 2)], *В. И. МЕЛЬНИК*[2)], *Б. ГЕЙЕР*[3)]**

[1)]*Белорусский государственный университет, пр. Независимости, 4, 220030, г. Минск, Беларусь*
[2)]*Институт природопользования Национальной академии наук Беларуси, ул. Ф. Скорины, 10, 220114, г. Минск, Беларусь*
[3)]*Институт прибрежных исследований Научного центра им. Гельмгольца, ул. Макса Планка, 1, 21502, г. Гестахт, Германия*

Проведено исследование особенностей изменения климата Белорусского Полесья в современный период, выявлены закономерности формирования агроклиматических условий на мелиорированных территориях, представлен прогноз дальнейшей динамики климатических и агроклиматических показателей. Установлено, что климатические изменения в регионе синхронизированы с глобальным потеплением и в большей мере выражены на минеральных почвах, чем на осушенных торфяниках. На мелиорированных торфяных почвах сохраняются более экстремальные условия для возделывания сельскохозяйственных культур. Отмечено, что по количеству осадков за период потепления восточная часть Полесья превосходит западную. Проведение мелиоративных работ на больших площадях, уменьшение древесной растительности и шероховатости подстилающей поверхности вызвали увеличение скорости ветра и снижение количества осадков. Наметившиеся тенденции изменения климата сохранятся в текущем столетии. Продолжится рост температуры воздуха, особенно в зимний сезон, при этом

Образец цитирования:
Данилович ИС, Мельник ВИ, Гейер Б. Современные изменения климата Белорусского Полесья: причины, следствия, прогнозы. *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология.* 2020;1:3–13.
https://doi.org/10.33581/2521-6740-2020-1-3-13

For citation:
Danilovich IS, Melnik VI, Geyer B. The current climate changes in Belarusian Polesje region: factors, consequences, projections. *Journal of the Belarusian State University. Geography and Geology.* 2020;1:3–13. Russian.
https://doi.org/10.33581/2521-6740-2020-1-3-13

Авторы:
Ирина Сергеевна Данилович – кандидат географических наук, доцент; доцент кафедры общего землеведения и гидрометеорологии факультета географии и геоинформатики[1)], ведущий научный сотрудник Центра климатических исследований[2)].
Виктор Иванович Мельник – кандидат географических наук; старший научный сотрудник Центра климатических исследований.
Беате Гейер – доктор философии по метеорологии; ведущий научный сотрудник.

Authors:
Irina S. Danilovich, PhD (geography), docent; associate professor at the department of the earth science and hydrometeorology, faculty of geography and geoinformatics[a], and leading researcher at the Center for Climate Research[b].
irina-danilovich@yandex.ru
Viktar I. Melnik, PhD (geography); senior researcher at the Center for Climate Research.
v.melnik2016@mail.ru
Beate Geyer, PhD (meteorology); leading researcher.
beate.geyer@hzg.de

CC BY NC

отклонения минимальной температуры будут превышать отклонения средней и максимальной температуры. Ожидается и увеличение количества осадков (зимой преимущественно за счет осадков умеренной интенсивности), но продолжительность засушливых периодов в летние месяцы возрастет.

Ключевые слова: Белорусское Полесье; мелиорация; микроклимат; изменение климата; климатические ресурсы; климатические проекции.

THE CURRENT CLIMATE CHANGES IN BELARUSIAN POLESJE REGION: FACTORS, CONSEQUENCES, PROJECTIONS

I. S. DANILOVICH [a, b], ***V. I. MELNIK*** [b], ***B. GEYER*** [c]

[a]*Belarusian State University, 4 Niezaliežnasci Avenue, Minsk 220030, Belarus*
[b]*Institute of Nature Management, National Academy of Sciences of Belarus, 10 F. Skaryny Street, Minsk 220114, Belarus*
[c]*Institute of Coastal Research, Helmholtz-Zentrum Geesthacht, 1 Max-Planck-Straße, Geesthacht 21502, Germany*
Corresponding author: I. S. Danilovich (irina-danilovich@yandex.ru)

The study presents the pattern of climatic changes in the region of the Belarusian Polesje in current period and shows peculiarities of agricultural conditions on drained peat bogs during last decades. Also the climatic projections in the study region are presented with emphasize on agricultural indices. The climate changes in the region are synchronized with a global climate warming, and expressed more significant on the natural than drained areas. But at the same time a severe and extreme conditions for vegetation growth are more evident on the drained peat bogs. The precipitation sums exceeding have been noticed in the eastern part of the Belarusian Polesje in comparison with western part. The amelioration, deforestation and decrease of underlying surface roughness have led to wind speed growth and decrease of precipitation. The observed climate change tendencies will be kept in the current century. The growth of air temperature will continue, the largest deviations of the air temperature will be noticed in winter season. The deviations of minimal temperature will exceed deviations of maximal and mean temperature. The precipitation wills growth, but deviations will be heterogeneous during the current century. The largest growth of precipitation will be observed in winter season due to the rainfall of moderate intensity increase. But in the same time the duration of the drought periods will increase in summer.

Keywords: Belarusian Polesje; amelioration; microclimate; climate change; climate resources; climate projections.

Введение

Несмотря на небольшую площадь Беларуси и относительно однородный рельеф, в формировании многих аспектов окружающей среды имеются значительные региональные отличия. В первую очередь региональность прослеживается в физико-географических условиях и в распределении климатических характеристик. Существующие региональные климатические отличия важно учитывать при планировании работы климатозависимых отраслей экономики, и прежде всего сельского хозяйства.

Оценка и последующий учет климатических условий разных частей страны осложняются антропогенным преобразованием территории и нарушением полей распределения средних многолетних климатических параметров. В качестве примера местности с региональными климатическими отличиями, подвергшейся существенному антропогенному преобразованию, и объекта настоящего исследования выступает Белорусское Полесье. Значительное изменение подстилающей поверхности и теплофизических свойств почв в результате мелиоративных работ, особенно в 1960–80-х гг., повлияло на микроклимат данного региона. Изучение обусловленных этим особенностей в последние десятилетия становится более затруднительным в связи с заметным изменением климата. Современные климатические изменения в Беларуси и их последствия («теплые» зимы, раннее наступление весенних процессов, увеличение продолжительности и теплообеспеченности вегетационного периода, а также повторяемости засух, волн тепла, высоких температур воздуха и др.) синхронизированы с глобальными тенденциями, формируют новые климатические условия регионов и оказывают существенное влияние на климатозависимые сектора экономики. Из-за одновременного природного и антропогенного воздействия крайне сложно вычленить самостоятельную роль каждого из факторов. Поэтому исследование значения под-

стилающей поверхности в формировании региональных особенностей климата Беларуси и прогноз его дальнейшей динамики являются актуальными и востребованными.

Цель работы заключалась в оценке изменений основных климатических и агроклиматических параметров Белорусского Полесья за различные периоды, выявлении закономерностей их пространственного и временного распределения, определении сценариев дальнейших климатических изменений в регионе по последовательным десятилетиям на базе расчетов численных моделей.

Материалы и методы исследования

Оценка современных и будущих изменений климатических и агроклиматических показателей Белорусского Полесья базировалась на материалах государственного климатического кадастра[1], включающего результаты инструментальных измерений государственной сети гидрометеорологических наблюдений Республики Беларусь, а также на расчетных данных ансамбля региональных климатических моделей.

Для анализа современных климатических изменений на территории Белорусского Полесья использованы суточные, среднемесячные, годовые и экстремальные значения температуры и влажности воздуха, количества осадков, на основе которых рассчитывались агроклиматические показатели: даты перехода температуры воздуха через 0; 5; 10; 15 °С весной и осенью, суммы температур воздуха выше 0; 5; 10; 15 °С и продолжительность периодов с пороговыми значениями указанных температур, число сухих дней (с относительной влажностью воздуха 30 % и менее хотя бы в один из сроков наблюдений), количество жарких дней (с максимальной температурой воздуха +25 °С и выше).

Перечисленные показатели в большинстве случаев определялись за период потепления (1989–2015) и сравнивались с климатической нормой (1961–1990).

Для оценки будущих изменений климата в Полесье были выполнены расчеты по ансамблю глобальных и региональных климатических моделей, предоставляемых консорциумом EURO-CORDEX (Coordinated Downscaling Experiment – European Domain, World Climate Research Programme, World Meteorological Organization) [1]. Расчет каждого метеорологического параметра включал 15–16 климатических проекций. В качестве обобщающей характеристики использовано медианное значение. Результаты расчетов представлены суточными значениями температуры воздуха и количества осадков за 2021–2099 гг., на основе которых вычислялись климатические и агроклиматические показатели и индексы за сезонные и годовые интервалы по последовательным десятилетиям в узлах регулярной сетки, совпадающих с положением метеорологических станций в рассматриваемом регионе. В работе приведены прогнозируемые изменения климатических характеристик в зависимости от сценария антропогенного воздействия RCP4.5 (representative concentration pathways), что соответствует концентрации парниковых газов 538 частей на миллион (ppm) [2].

Расчеты по оценке современных и будущих изменений климата выполнены по 13 метеорологическим станциям, расположенным в пределах Полесской провинции. Размещение станций показано на рис. 1.



Рис. 1. Схема расположения метеорологических станций в пределах Полесской провинции

Fig. 1. The scheme of the meteorological stations located in the Polesje province

[1]Государственный климатический кадастр [Электронный ресурс] : материалы наблюдений гос. сети гидрометеоролог. наблюдений Респ. Беларусь : регистрац. свидетельство № 0870100021 / Респ. центр по гидрометеорологии, контролю радиоактив. загрязнения и мониторингу окружающей среды. Минск, 2018.

Альтернативная гипотеза H_1 о наличии значимых изменений в регионе Белорусского Полесья (против нулевой гипотезы H_0 об их отсутствии) в течение обозначенных выше периодов, совпадающих с активным антропогенным воздействием или его незначительным влиянием, проверялась посредством оценки статистической значимости отклонений от нормы климатических параметров согласно критерию Стьюдента; оценка наличия и значимости трендов климатических параметров (при $p < 0,5$) проводилась на основе теста Манна – Кендалла, для количественной оценки происходящих изменений использовался метод Сена.

Результаты и их обсуждение

Современные изменения в Полесском регионе. Белорусское Полесье в силу своего географического положения характеризуется самой высокой в Беларуси теплообеспеченностью и продолжительностью вегетационного периода. В данном регионе, как и на всей территории страны, с конца 1980-х гг. отмечаются заметные изменения климата [3; 4], связанные в первую очередь с ростом температуры воздуха. Это приводит к изменению агроклиматических показателей. Среди них прежде всего следует отметить трансформацию границ агроклиматических областей: Северная агроклиматическая область распалась, Центральная и Южная агроклиматические области сместились на север, а на юге Полесья образовалась более теплая Новая агроклиматическая область [5; 6].

Повышение температуры воздуха на территории Белорусского Полесья наблюдается во все месяцы года и наиболее выражено в зимний (декабрь – февраль), весенний (март – апрель) и летний (июнь – август) сезоны. В целом, как показали исследования, годовая температура воздуха в регионе за 1989–2015 гг. увеличилась на 1,2 ºС по сравнению с климатической нормой (1961–1990) [3].

В течение 1989–2015 гг. на территории Белорусского Полесья зарегистрированы аномально ранние устойчивые переходы температуры воздуха через 0 °С весной (в среднем на 8–13 дней раньше многолетних сроков). Переходы температуры через 5 и 10 °С весной также происходили раньше многолетних дат (на 7–10 и 2–7 дней соответственно). Увеличились суммы температур воздуха выше 0; 5; 10; 15 °С и продолжительность периодов с пороговыми значениями указанных температур [4].

На большей части Белорусского Полесья возросло число жарких (рис. 2) и сухих дней. Количество жарких дней значительно прибавилось в 1989–2015 гг. Число сухих дней за период активной вегетации (май – август) в среднем по региону увеличилось на 2,5 дня. Наибольший рост произошел в Бресте (6 дней) и Октябре (5 дней). В то же время практически не изменилось число сухих дней в мае – июне, что является положительным фактором для развития растений: обычно значительное количество сухих дней в этот период в сочетании с высокими температурами приводит к атмосферной и почвенной засухе, которая отрицательно сказывается на формировании урожая основных зерновых культур. Рост числа сухих дней в июле – августе, если он не вызван сильными засухами, улучшает условия созревания и уборки зерновых культур. При этом наблюдается тенденция увеличения количества сухих дней в сочетании с максимальной температурой воздуха +25 °С и выше, особенно в июле – августе, что является неблагоприятным фактором для условий произрастания ряда сельскохозяйственных культур, и в первую очередь капусты, картофеля, льна, трав второго укоса [4].

Следует отметить, что увеличение числа жарких дней с температурой воздуха +25 °С и выше (май – сентябрь) в течение периода потепления также характерно для всей территории Беларуси и, следовательно, вызвано общими тенденциями изменения климата, что хорошо видно на рис. 2.

Изменение режима выпадения атмосферных осадков в Полесье характеризуется следующими тенденциями. Анализ показывает некоторое увеличение их годовых сумм по всей территории Белорусского Полесья за период потепления по сравнению с климатической нормой (1961–1990). Изменение количества осадков могло быть вызвано изменением циркуляционных процессов в атмосфере, а также влиянием осушительной мелиорации в 1960–80-х гг. Для проверки гипотезы о возможном влиянии мелиорации в Полесье на региональные изменения режима выпадения осадков были проанализированы суммы осадков за год и за теплый период на станциях Полесского региона до начала активных мелиоративных работ (1948–1964), в период интенсивной мелиорации (1965–1988) и после ее завершения (1989–2015) (период потепления, или современный период). При выборе этих интервалов были учтены положения, представленные в работах [4; 5; 7; 8]. Следует отметить, что указанные периоды, несмотря на некоторую их условность, в целом правильно отражают масштабы проведенных мелиоративных работ на территории Белорусского Полесья, основной объем которых пришелся на 1960–80-е гг. [9].

Кроме того, эти интервалы характеризуются однородными рядами метеорологических наблюдений практически на всех станциях Белорусского Полесья начиная с 1948 г., что позволяет провести полный и объективный анализ пространственно-временного распределения осадков в данном регионе более чем за 60-летний период. Результаты исследований представлены в таблице.

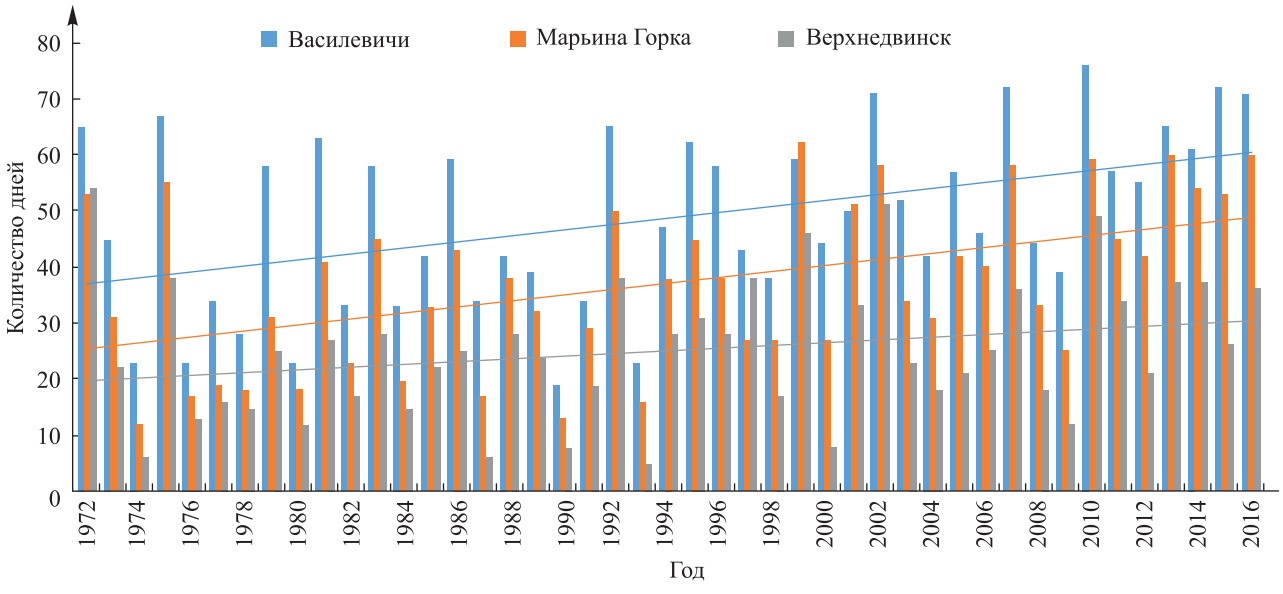


Рис. 2. Число жарких дней (с максимальной температурой воздуха +25 ºС и выше) на территории Беларуси (по данным государственного климатического кадастра)

Fig. 2. The number of hot days (max temperature +25 ºC and higher) over territory of Belarus (to the data of the state climatic cadastre)

Количество осадков по станциям Белорусского Полесья за различные периоды наблюдений, мм

The precipitation sums according to the meteorological stations located in the Belarusian Polesje by different periods of observation, mm

Станция/территория	Календарный год (январь – декабрь)			Теплый период (апрель – октябрь)		
	1948–1964	1965–1988	1989–2015	1948–1964	1965–1988	1989–2015
Брест	598	623	589	409	432	411
Пинск	553	594	612	370	420	419
Ганцевичи	631	654	658	417	439	455
Полесская	613	625	577	405	423	413
Ивацевичи	592	645	629	412	441	426
Гомель	571	594	637	397	409	444
Василевичи	585	636	666	402	435	457
Житковичи	645	674	733	441	452	497
Октябрь	636*	619	654	444*	436	452
Мозырь	590	608	672	404	428	456
Брагин	501	533	563	343	373	388
Лельчицы	613	625	661	423	433	467
Брестская область	597	628	613	403	431	425
Гомельская область	592	613	655	408	424	452
Полесский регион	594	619	638	406	427	440

*Данные указаны за период 1958–1964 гг.

Анализ пространственного распределения осадков показал, что до начала активных мелиоративных работ и в период интенсивной мелиорации среднемноголетние суммы осадков изменялись незначительно. В целом осредненные по Полесскому региону годовые суммы осадков за указанные периоды составили 594 и 619 мм соответственно, т. е. рост равен 25 мм (4 %). За период потепления годовая сумма осадков в Полесье увеличилась еще на 19 мм (3 %). При этом согласно тесту Манна – Кендалла по большинству станций (Брест, Пинск, Ганцевичи, Ивацевичи, Гомель, Василевичи, Житковичи,

Лельчицы, Гомель, Мозырь, Брагин) выявлен статистически значимый (при $a = 0,05$) положительный тренд осадков хотя бы в одном из месяцев года.

Однако отмечается заметная пространственная неоднородность выпадения осадков, которая выражается в превышении их количества в восточной части Белорусского Полесья (Гомельская область) над количеством в западной части (Брестская область) в период потепления, в отличие от климатической нормы. Вероятнее всего, это объясняется изменением циркуляции атмосферы и ростом числа южных циклонов, перемещающихся через Гомельскую область, а также в некоторой степени увеличением лесистости в Гомельской области по сравнению с Брестской за последние десятилетия. Косвенным подтверждением влияния шероховатости подстилающей поверхности на количество осадков могут служить исследования ряда ученых, изложенные в работе [10]. Изучение особенностей перемещения южных циклонов над территорией Республики Беларусь в 1995–2015 гг. показало увеличение их числа, особенно с 2004 по 2013 г. [11]. При этом количество западных и ныряющих циклонов существенно не изменилось. Исследования в этом направлении необходимо продолжить для выяснения возможных изменений траекторий южных циклонов за последние десятилетия.

Анализ изменения количества осадков за вышеуказанные периоды (см. таблицу) на станции Полесская, расположенной на территории Лунинецкого болотного массива, и на близлежащих станциях позволяет сделать вывод, что проведение мелиоративных работ на больших площадях (Лунинецкий болотный массив, станция Полесская), повлекшее уменьшение лесистости и шероховатости подстилающей поверхности, приводит к увеличению скорости ветра и снижению количества осадков, особенно в холодный период. Доказательная база такого утверждения приведена в работе [10].

Климатические особенности осушенных территорий. Особый интерес представляют современные изменения климатических и агроклиматических показателей на осушенных и освоенных торфяниках Полесья по сравнению с таковыми на минеральных почвах.

Последствия изменения микроклимата на территории осушенных торфяно-болотных почв достаточно хорошо изучены [7; 9; 12; 13]. Осушение торфяно-болотных почв, как известно, в первую очередь вызывает изменения их теплофизических свойств (теплопроводности, теплоемкости, влагопроводности и т. д.). Понижение теплопроводности и повышение в 2,0–2,5 раза объемной теплоемкости торфяных почв по сравнению с минеральной приводит к их значительному прогреву в дневное время и охлаждению в ночные часы, в результате чего увеличивается количество заморозков и замедляется прогрев пахотного слоя весной, повышается альбедо и уменьшается радиационный баланс. Суммарное испарение выше на болотах, интенсивно освоенных под посевы сельскохозяйственных культур, особенно в первой половине теплого периода. Однако после уборки урожая в конце лета воздух на освоенном болоте становится более теплым и сухим. При этом температура воздуха на осушенных торфяниках в целом остается ниже, чем на неосушенных торфяниках и минеральных почвах.

В работе [4] приведены результаты оценки изменения агроклиматических показателей осушенных и освоенных торфяно-болотных почв до начала мелиорации, в период активной мелиорации и после ее завершения. Для анализа были взяты данные станции Полесская, расположенной на осушенных торфяных почвах Лунинецкого болотного массива, и близлежащих станций (Пинск, Лельчицы, Житковичи, Ганцевичи), расположенных на минеральных почвах. Полученные результаты подтвердили сформулированные ранее выводы, что мелиорация торфяных почв Полесья оказала и продолжает оказывать существенное влияние на микроклимат осушенных территорий. Следует отметить, что температурный режим на станции Ганцевичи до начала мелиорации и в период активной мелиорации был ниже температурного режима на станции Полесская. Тогда как в период потепления температура воздуха на станции Ганцевичи превысила температуру на станции Полесская. Это говорит о том, что изменение климата Белорусского Полесья в большей степени синхронизировано с глобальным потеплением и более выражено на минеральных почвах, чем на осушенных торфяниках. На торфяных почвах температура приземного воздуха в целом, несмотря на повышение, остается более низкой, чем на минеральных, в силу теплофизических свойств мелиорированных (торфяных) почв [4].

В ходе анализа данных станции Полесская и близлежащих станций за период потепления (1989–2015) получены следующие результаты:

- на станции Полесская существенно ниже (на 0,3–1,0 °С) температура самого теплого месяца (июля), а также суммы температур воздуха выше 5 и 10 °С;
- в среднем на 4–6 дней короче продолжительность периодов со среднесуточной температурой воздуха 5 °С и выше и 10 °С и выше.

На станции Полесская отмечается самая поздняя в стране средняя многолетняя дата последнего заморозка весной (10 мая), самая ранняя средняя многолетняя дата начала заморозков осенью (22 сентября) и самая короткая продолжительность беззаморозкового периода (134 дня). За 1989–2015 гг. продолжительность беззаморозкового периода на станции Полесская увеличилась на 12 дней по срав-

нению с 1961–1990 гг. и приблизилась к продолжительности беззаморозкового периода до мелиорации [4]. Это можно объяснить влиянием глобального потепления и ростом минимальных температур, минерализацией поверхности торфяной почвы с течением времени и, соответственно, повышением ее теплопроводности, а также увеличением скорости ветра на станции Полесская.

Расчеты, выполненные для станций государственной сети гидрометеорологических наблюдений Республики Беларусь [5], показали, что повторяемость дней с сочетанием минимальной температуры воздуха –20 °С и ниже и высоты снега 10 см и менее на станции Полесская за период потепления (1989–2015) составляет 70 % случаев от всего периода наблюдения и является самой высокой на территории Беларуси, что говорит о более суровых условиях перезимовки сельскохозяйственных культур на осушенных торфяниках.

Несмотря на общие тенденции изменения климатических показателей в результате потепления климата, на мелиорированных торфяных почвах сохраняются более экстремальные условия для возделывания сельскохозяйственных культур. Изменения отдельных климатических показателей на осушенных торфяных почвах (продолжительность и интенсивность заморозков, повторяемость дней с сочетанием минимальной температуры воздуха –20 °С и ниже и высоты снега 10 см и менее) по своей величине превосходят изменения, вызванные общими тенденциями. Полученные результаты необходимо учитывать при возделывании сельскохозяйственных культур на мелиорированных торфяных почвах.

Ожидаемые изменения климата в Белорусском Полесье. В настоящее время продолжаются разработки новых климатических сценариев и совершенствуются уже существующие методы оценок влияния климата на сельское хозяйство. В последние годы в Беларуси заметно активизировались исследования изменения климата на основе данных климатического моделирования. Расчеты с использованием ансамбля, состоящего из 31 климатической модели проекта Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) для умеренного сценария глобального изменения климата RCP4.5, показали, в том числе и для территории Беларуси, существенное изменение основных климатических характеристик к середине XXI в. по отношению к базовому периоду [14; 15]. В частности, расчеты по Беларуси [16] демонстрируют увеличение продолжительности теплого периода с суммой температур воздуха 0 °С и выше: к 2041–2060 гг. она возрастет в среднем на 35 дней и будет колебаться в диапазоне от 280 до 310 дней, а на крайнем юго-западе в районе Бреста составит 365 дней (что приведет к исчезновению устойчивой климатической зимы). Также для территории Беларуси определены новые границы агроклиматических зон (областей) с использованием данных проекта CMIP5 для сценария RCP4.5 [16].

Детальные расчеты будущих изменений температуры воздуха и количества осадков в Беларуси выполнены на основании расчетов ансамбля климатических моделей (40 комбинаций глобальных и региональных моделей), входящих в консорциум EURO-CORDEX и опирающихся на сценарии антропогенных воздействий RCP2.6, RCP4.5 и RCP8.5 [17; 18]. Согласно проведенным вычислениям наибольшие изменения температуры воздуха и режима выпадения осадков на территории Беларуси прогнозируются для холодного времени года и связаны с наиболее неблагоприятным сценарием RCP8.5.

В ходе данного исследования климатических изменений в Белорусском Полесье расчеты по климатическим моделям консорциума EURO-CORDEX детализированы по станциям, расположенным в рассматриваемом регионе, с акцентом на агроклиматические показатели. В результате были установлены следующие тенденции будущих климатических изменений.

В текущем столетии в зимний сезон (рис. 3) ожидается повышение средней (на 1,2–3,6 °С), максимальной (на 1,1–3,2 °С) и минимальной (на 1,6–3,9 °С) температуры воздуха. В 2031–2070 гг. отклонения среднесезонной температуры воздуха увеличатся на 2,3–2,8 °С и будут сохраняться на одном уровне на протяжении 4 десятилетий. В 2071–2080 гг. рост отклонений продолжится до 2,9–3,3 °С, а в 2081–2090 гг. отклонения достигнут своей наибольшей величины и составят 3,3–3,6 °С, к концу столетия прогнозируется их незначительное снижение до 2,6–2,9 °С.

При этом отклонения минимальной температуры воздуха по величине превысят отклонения максимальной температуры в среднем на 0,5 °С (т. е. ожидается более высокая изменчивость минимальной температуры). Пространственное распределение отклонений температуры воздуха будет выражаться в их увеличении с запада на восток. В 2021–2030 гг. максимальные отклонения прогнозируются в восточной части и на крайнем юге Полесья. В 2061–2080 гг. наибольшие отклонения будут сосредоточены в центральной части региона, а наименьшие – в крайних западных и восточных районах (т. е. вероятен заток тепла с юга в виде узкой полосы).

Особенностью зимнего периода станет сокращение числа дней с отрицательной температурой воздуха с неоднородным пространственным распределением: на севере Полесья уменьшение будет более выражено, чем на юге.

Весной ожидается ступенчатое изменение температуры воздуха: устойчивые отклонения на 1,7–2,2 °С (без значимого увеличения) прогнозируются в 2041–2070 гг., в 2071–2099 гг. они составят 2,1–2,6 °С. Рост

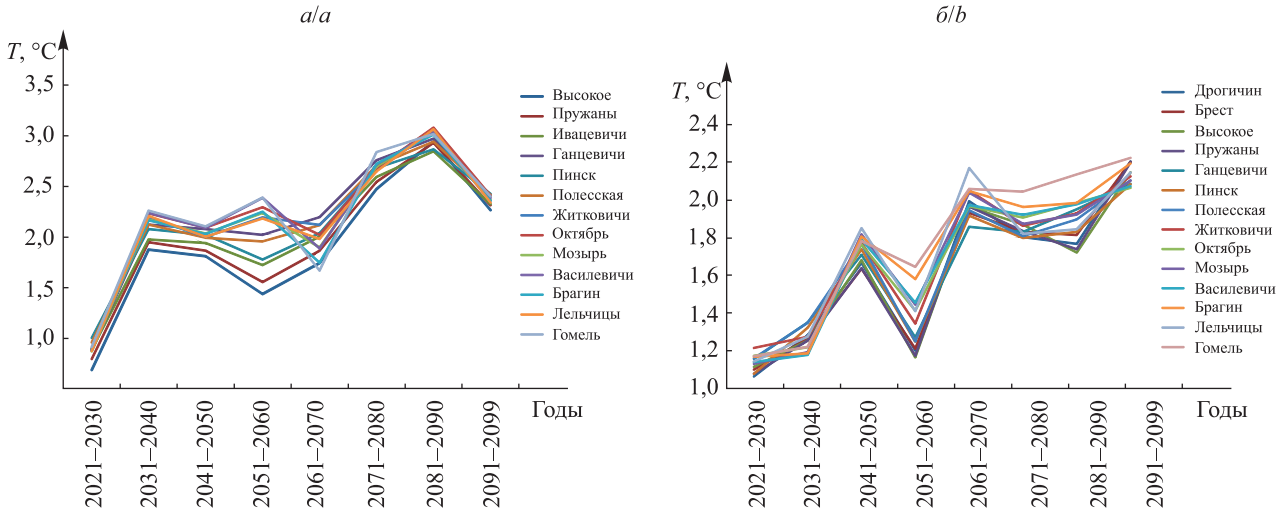


Рис. 3. Динамика отклонений от средних многолетних значений средней температуры воздуха за зимний (*а*) и летний (*б*) сезоны по десятилетиям текущего столетия

Fig. 3. The dynamic of air temperature mean deviations in winter (*a*) and summer (*b*) seasons by consecutive decades of the current century

отклонений предполагается с юго-юго-запада на северо-северо-восток. До 2050 г. ожидается увеличение минимальной температуры в пределах 0,8–2,7 °С в направлении с юга на север, а затем она будет сохраняться на одном уровне. Области наибольших изменений максимальной и минимальной температуры будут нестационарны, смещаясь преимущественно между центром и югом региона.

Летом прогнозируется постепенный рост температуры на 1,1–2,2 °С, но наибольшие отклонения предполагаются в центральной части и на западе (рис. 3). Среди рассчитанных климатических индексов наиболее значимое изменение ожидается для количества жарких дней: в ближайшие десятилетия увеличение составит 7–14 дней и сохранится на этом же уровне до конца столетия, с областью максимальных значений на юго-востоке региона.

Режим увлажнения также будет меняться на протяжении текущего столетия. В зимний сезон ожидается ступенчатое увеличение количества осадков на 20–30 мм (рис. 4).

В целом за период можно отметить три пика с выраженным увеличением сезонных сумм осадков: 2051–2060 гг. – на 25–30 мм в восточной части региона, 2071–2080 гг. – на 20–25 мм на половине метеостанций, 2091–2099 гг. – на 25–32 мм на большинстве станций.

Особенностью режима выпадения осадков в зимний сезон в текущем столетии станет динамика числа влажных дней (с осадками более 1 мм). В течение всего рассматриваемого периода количество

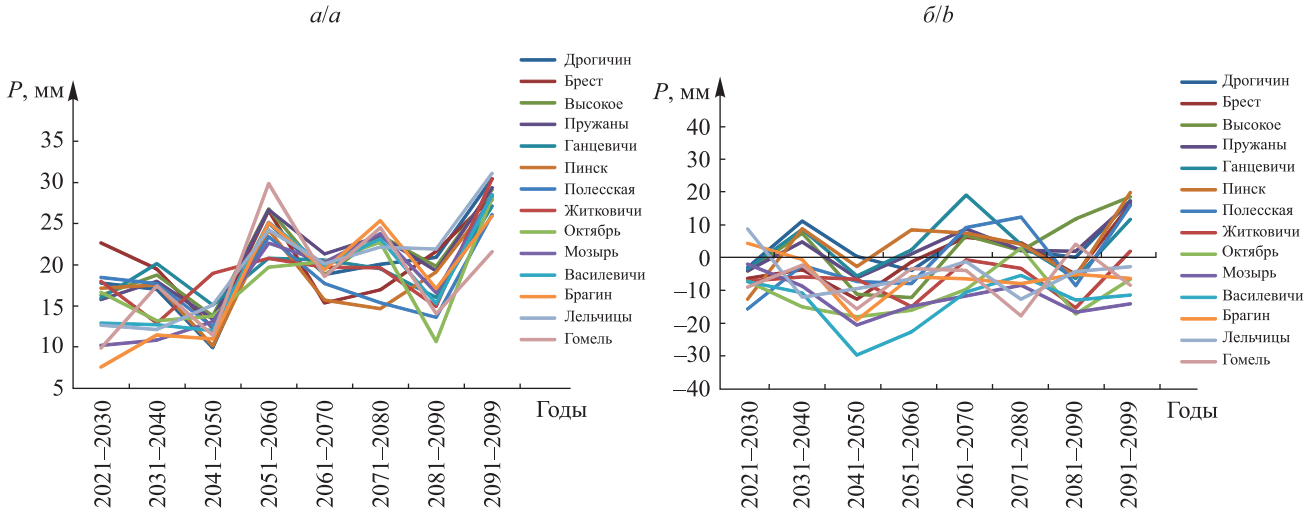


Рис. 4. Динамика отклонений от средних многолетних значений сезонных зимних (*а*) и летних (*б*) сумм осадков по десятилетиям текущего столетия, мм

Fig. 4. The dynamic of rainfall deviations in winter (*a*) and summer (*b*) seasons by consecutive decades of the current century, mm

влажных дней будет превышать норму, но наиболее значительное увеличение ожидается в 2021–2030 и 2051–2060 гг. – на 3 дня, что в среднем составляет 30 % от многолетних значений. К концу столетия прогнозируется разброс отклонений по станциям. Осадки высокой интенсивности (10; 50 и 100 мм) предположительно сохранятся на уровне средних многолетних.

Весной количество осадков продолжит увеличиваться, и в середине XXI в. отклонения сезонных сумм достигнут 40 мм. Летом в первой половине столетия ожидается выпадение осадков в пределах нормы или на 10–15 мм ниже, с 2060-х гг. прогнозируется рост осадков на 15–20 мм, преимущественно в западных районах. Осенью в первой половине рассматриваемого периода количество осадков будет превышать норму на 15–30 мм, с 2060-х гг. и до конца столетия выпадение осадков вернется к многолетнему режиму (норме).

В течение всего рассматриваемого периода ожидается пространственная неоднородность выпадения осадков, области повышенных и пониженных осадков будут смещаться от десятилетия к десятилетию во все сезоны.

В теплое время года следует отметить изменение продолжительности засушливых периодов (рис. 5).

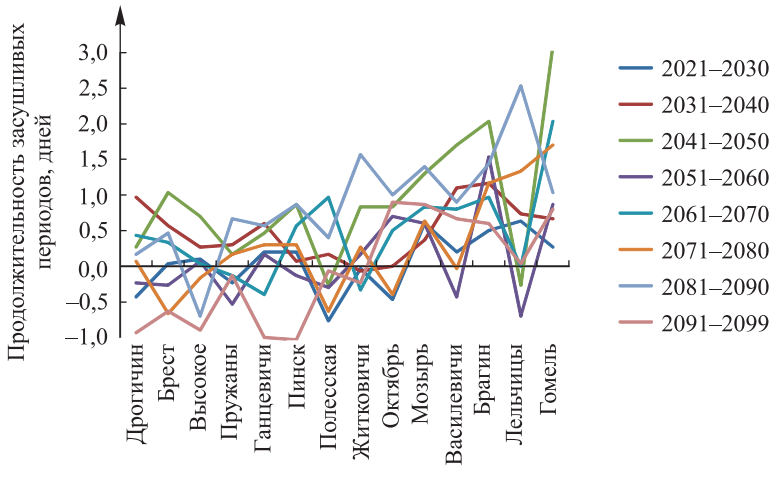


Рис. 5. Динамика отклонений продолжительности периодов без осадков ($P_{сут}$ < 0,1 мм) от средних многолетних значений в летний сезон за последовательные десятилетия

Fig. 5. The dynamic of deviations of dry periods duration (P_d < 0.1 mm) in summer season by consecutive decades of the current century

Ожидается, что в первой половине текущего столетия продолжительность периодов без осадков увеличится на 1,5 дня, а во второй половине рост составит 3 дня. Наибольшие изменения будут характерны для восточной части рассматриваемого региона. При этом повторяемость таких периодов предположительно не изменится.

Заключение

Проведенное исследование современных и будущих климатических изменений в Белорусском Полесье позволило установить следующие закономерности и тенденции.

Изменение климата, происходящее на всей территории Беларуси в последние десятилетия, отмечается и в Полесском регионе. Оно выражается в увеличении температуры воздуха во все месяцы года с наибольшими отклонениями в зимне-весенний и летний периоды, что повлекло существенное изменение агроклиматических показателей: возросло число жарких и сухих дней, сместились на более ранние даты перехода температуры воздуха через 0; 5 и 10 °С весной, увеличились суммы активных температур и продолжительность периодов с пороговыми значениями указанных температур.

Количество осадков за период потепления в рассматриваемом регионе изменилось несущественно, увеличение составило 3 % по сравнению с периодом интенсивной мелиорации, но пространственное распределение выражено более значительно: в восточной части Полесья за 1989–2015 гг. выпало гораздо больше осадков, чем в западной, что можно объяснить изменением направлений атмосферных циркуляционных процессов и увеличением лесистости в регионе.

В режиме увлажнения установлена тенденция уменьшения количества осадков, особенно в холодный период года, на больших мелиорированных территориях (Лунинецкий болотный массив). Это связано с уменьшением лесистости и увеличением открытых ровных площадей и, как следствие, уменьшением шероховатости подстилающей поверхности, а также увеличением скорости ветра.

Несмотря на общие тенденции изменения климатических показателей в результате потепления климата, на мелиорированных торфяных почвах сохраняются более экстремальные условия для возделывания сельскохозяйственных культур.

Дальнейшие закономерности изменения климата в рассматриваемом регионе будут выражаться в повышении температуры воздуха, особенно в зимний период, сокращении числа дней с отрицательной температурой, увеличении количества жарких дней в летний сезон. В режиме увлажнения ожидается рост количества осадков во все сезоны, но более существенно – в холодное время года, при этом увеличится продолжительность засушливых периодов в летние месяцы.

Библиографические ссылки

1. Giorgi F, Jones C, Asrar GR. Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. *WMO Bulletin.* 2009;58(3):175–183.

2. Planton S, editor. Appendix III. Glossary. In: Stocker TF, Qin D, Plattner G-K, Tignor M, Allen SK, Boschung J, et al., editors. *Climate change, 2013: physical scientific basis. Contribution of the Working group I to the Fifth estimated report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge: Cambridge University Press; 2013. p. 1447–1466.

3. Мельник ВИ, Комаровская ЕВ, Партасенок ИС, Кравцова СМ. Изменение климата и водных ресурсов на территории Полесья. В: *Проблемы рационального использования природных ресурсов и устойчивое развитие Полесья: сборник докладов Международной научной конференции; 14–17 сентября 2016 г.; Минск, Беларусь. Том 1.* Минск: Беларуская навука; 2016. с. 399–403.

4. Мельник ВИ, Комаровская ЕВ, Кравцова СМ. Современные изменения климата на мелиорированных торфяных почвах Белорусского Полесья. В: *Прыроднае асяроддзе Палесся: асаблівасці і перспектывы развіцця. Зборнік навуковых прац VIII Міжнароднай навуковай канферэнцыі «Прыроднае асяроддзе Палесся і навукова-практычныя аспекты рацыянальнага рэсурсакарыстання»; 12–14 верасня 2018 г.; Брэст, Беларусь. Выпуск 11.* Брэст: Альтернатива; 2018. с. 74–77.

5. *Оценка агроклиматических ресурсов и новое агроклиматическое районирование территории Беларуси с учетом изменения климата: отчет о НИР (заключительный), № ГР 20171431*. Минск: Белгидромет; 2017. 132 с.

6. Мельник ВИ, Данилович ИС, Кулешова ИЮ, Комаровская ЕВ, Мельчакова НВ. Оценка агроклиматических ресурсов территории Беларуси за период 1989–2015 гг. *Природные ресурсы.* 2018;2:88–101.

7. Ковриго ПА. *Микроклимат болотных экосистем и его оптимизация.* Нестерук ВН, редактор. Минск: Белгосуниверситет; 1995. 153 с.

8. Логинов ВФ, Сачок ГИ, Мельник ВИ, Микуцкий ВС, Коляда ВВ. *Изменения климата Беларуси и их последствия.* Логинов ВФ, редактор. Минск: Тонпик; 2003. 330 с.

9. Авраменко НМ. Климатические изменения на Полесской опытной станции мелиоративного земледелия и луговодства за период инструментальных наблюдений. В: *Проблемы рационального использования природных ресурсов и устойчивое развитие Полесья: сборник докладов Международной научной конференции; 14–17 сентября 2016 г.; Минск, Беларусь. Том 1*. Минск: Беларуская навука; 2016. с. 318–322.

10. *Оценка пространственно-временных особенностей роли мелиорации земель в современных изменениях климата и продуктивности экосистем Беларуси с использованием статистических методов и математического моделирования: отчет о НИР (промежуточный), № ГР 20160128.* Минск: [б. и.]; 2018. 163 с.

11. Сумак ЕН, Семенова ИГ. Особенности перемещения циклонов над Беларусью в современный климатический период. *Природные ресурсы.* 2017;2:101–109.

12. Шебеко ВФ. *Изменение микроклимата под влиянием мелиорации болот.* Минск: Наука и техника; 1977. 288 с.

13. Лихацевич АП, Мееровский АС, Вахонин НК. *Мелиорация земель в Беларуси.* Минск: Белорусский научно-исследовательский институт мелиорации и луговодства; 2001. 308 с.

14. Павлова ВН. Агроклиматические ресурсы и продуктивность сельского хозяйства России при реализации новых климатических сценариев в XXI веке. В: Катцов ВМ, Мелешко ВП, редакторы. *Труды Главной геофизической обсерватории имени А. И. Воейкова. Выпуск 569.* Санкт-Петербург: [б. и.]; 2013. с. 20–37.

15. Снежко СИ, Ободовский АГ, Лопух ПС. Долгосрочный прогноз стока горных и равнинных рек для оценки их гидроэнергетического потенциала (на примере Украинских Карпат и Беларуси). *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология*. 2017;1:50–61.

16. Мельник ВИ, Соколовская ЯА, Комаровская ЕВ. Возможные изменения климатических и агроклиматических характеристик в XXI веке на территории Беларуси и их влияние на сельское хозяйство. *Природные ресурсы.* 2017;2:118–125.

17. Данилович ИС, Гайер Б. Моделирование изменений температуры воздуха и осадков по декадам текущего столетия для территории Беларуси. *Природные ресурсы.* 2018;1:102–114.

18. Партасенок ИС, Гайер Б, Мельник ВИ. Исследования возможных сценариев изменений климата Беларуси на базе ансамблевого подхода. В: Хан ВМ, редактор. *Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. Выпуск 358.* Москва: [б. и.]; 2015. с. 99–111.

References

1. Giorgi F, Jones C, Asrar GR. Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. *WMO Bulletin*. 2009;58(3):175–183.

2. Planton S, editor. Appendix III. Glossary. In: Stocker TF, Qin D, Plattner G-K, Tignor M, Allen SK, Boschung J, et al., editors. *Climate change, 2013: physical scientific basis. Contribution of the Working group I to the Fifth estimated report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge: Cambridge University Press; 2013. p. 1447–1466.

3. Melnik VI, Komarovskaya EV, Partasjenok IS, Kravtsova SM. Climate and water resources changes on the territory of Polesia. In: *Problemy ratsional'nogo ispol'zovaniya prirodnykh resursov i ustoichivoe razvitie Poles'ya: sbornik dokladov Mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii; 14–17 sentyabrya 2016 g.; Minsk, Belarus'. Tom 1* [Problems of rational use of natural resources and sustainable development of Polesje: collection of reports of the International scientific conference; 2016 September 14–17; Minsk, Belarus. Tom 1]. Minsk: Belaruskaja navuka; 2016. p. 399–403. Russian.

4. Melnik VI, Komarovskaya EV, Kravtsova SM. [Modern climate changes on the drained peat soils of the Belarusian Polesje]. In: *Pryrodnae asjaroddze Palessja: asablivasci i perspektyvy razviccja. Zbornik navukovyh prac VIII Mizhnarodnaj navukovaj kanferjencyi «Pryrodnae asjaroddze Palessja i navukova-praktychnyja aspekty racyjanal'naga rjesursakarystannja»; 12–14 verasnja 2018 g.; Brjest, Belarus'. Vypusk 11* [Natural environment of the Polesje region: pattern and perspectives of the development. Collection of scientific papers of the VIII International conference «Natural environment of the Polesje region and science-applied aspects of the effective natural resources management»; 2018 September 12–14; Brest, Belarus. Issue 11]. Brest: Al'ternativa; 2018. p. 74–77. Russian.

5. *Assessment of agroclimatic resources and new agroclimatic zoning of the territory of Belarus based on climate change: research report (final), No. SR 20171431.* Minsk: Belgidromet; 2017. 132 p. Russian.

6. Melnik VI, Danilovich IS, Kuleshova IYu, Komarovskaya EV, Mel'chakova NV. [Assessment of agroclimatic resources of the territory of Belarus during 1989–2015]. *Prirodnye resursy.* 2018;2:88–101. Russian.

7. Kovrigo PA. *Mikroklimat bolotnykh ekosistem i ego optimizatsiya* [Micro-climate of marsh ecosystems and its optimization]. Nesteruk VN, editor. Minsk: Belgosuniversitet; 1995. 153 p. Russian.

8. Loginov VF, Sachok GI, Melnik VI, Mikutskii VS, Kolyada VV. *Izmeneniya klimata Belarusi i ikh posledstviya* [Climate changes of Belarus and their consequences]. Loginov VF, editor. Minsk: Tonpik; 2003. 330 p. Russian.

9. Avramenko NM. Climatic changes on Polesia experimental station of land reclamation agriculture and cultivation of meadows during the period of instrumental observations. In: *Problemy ratsional'nogo ispol'zovaniya prirodnykh resursov i ustoichivoe razvitie Poles'ya: sbornik dokladov Mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii; 14–17 sentyabrya 2016 g.; Minsk, Belarus'. Tom 1* [Problems of rational use of natural resources and sustainable development of Polesje: collection of reports of the International scientific conference; 2016 September 14–17; Minsk, Belarus. Tom 1]. Minsk: Belaruskaja navuka; 2016. p. 318–322. Russian.

10. *Assessment of spatial and temporal peculiarities of amelioration in modern climate changes and efficiency of ecosystems in Belarus with use of statistical methods and mathematical modeling: research report (intermediate), No. SR 20160128.* Minsk: [s. n.]; 2018. 163 p. Russian.

11. Sumak EN, Semyonova IG. [Features of cyclones movement over Belarus during the modern climatic period]. *Prirodnye resursy.* 2017;2:101–109. Russian.

12. Shebeko VF. *Izmenenie mikroklimata pod vliyaniem melioratsii bolot* [Change of a microclimate under the influence of amelioration]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1977. 288 p. Russian.

13. Likhatsevich AP, Meerovskii AS, Vakhonin NK. *Melioratsiya zemel' v Belarusi* [Amelioration in Belarus]. Minsk: Belorusskii nauchno-issledovatel'skii institut melioratsii i lugovodstva; 2001. 308 p. Russian.

14. Pavlova VN. [Agroclimatic resources and agricultural productivity in Russia according to the new climate scenarios in the 21st century]. In: Kattsov VM, Meleshko VP, editors. *Trudy Glavnoi geofizicheskoi observatorii imeni A. I. Voeikova. Vypusk 569* [Proceedings of the Voeikov Main Geophysical Observatory. Issue 569]. Saint Petersburg: [s. n.]; 2013. p. 20–37. Russian.

15. Snizhko SI, Obodovskij AG, Lopuch PS. Long-term forecast of mountain and lowland rivers runoff for assessment their hydropower potential (on the example of Ukrainian Carpaty and Belarus). *Journal of the Belarusian State University. Geography. Geology*. 2017;1:50–61. Russian.

16. Melnik VI, Sokolovskaya YaA, Komarovskaya EV. [Possible changes of climatic and agroclimatic characteristics in the 21st century over territory of Belarus and their influence on agriculture]. *Prirodnye resursy.* 2017;2:118–125. Russian.

17. Danilovich IS, Geyer B. [Modeling changes of air temperature and rainfall by decades of the current century for the territory of Belarus]. *Prirodnye resursy.* 2018;1:102–114. Russian.

18. Partasjenok IS, Geyer B, Melnik VI. [Studies of possible scenarios of climate changes in Belarus based on the ensemble approach]. In: Khan VM, editor. *Trudy Gidrometeorologicheskogo nauchno-issledovatel'skogo tsentra Rossiiskoi Federatsii. Vypusk 358* [Proceedings of the Hydrometeorological research center of the Russian Federation. Issue 358]. Moscow: [s. n.]; 2015. p. 99–111. Russian.

Статья поступила в редколлегию 20.12.2019.
Received by editorial board 20.12.2019.

УДК 911.3:312

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЕМЕЙНОЙ СТРУКТУРЫ НАСЕЛЕНИЯ БЕЛАРУСИ В ПЕРИОД СОЦИАЛЬНО-ЭКОНОМИЧЕСКИХ ТРАНСФОРМАЦИЙ

Ю. А. ГУБАРЕВА[1)]

[1)]*Белорусский государственный университет, пр. Независимости, 4, 220030, г. Минск, Беларусь*

Рассматриваются современные трансформации семейной структуры населения Беларуси и их географическая неоднородность. Определены пространственно-временные тренды брачности и разводимости, а также семейной структуры населения республики в 1989–2017 гг. За исследуемый период установлены снижение брачности и рост разводимости, динамика которых связана с чередованием демографических волн; общее увеличение брачности и разводимости с северо-запада на юго-восток Беларуси. Выявлены сокращение числа семей, упрощение структуры и уменьшение размеров семьи, общее ухудшение семейной структуры на региональном уровне с юга на север страны. Проведена экономико-географическая типология административных районов Беларуси по характеру семейной структуры населения с учетом демографической ситуации, принимающая во внимание интересы национальной пронаталистской демографической политики. На основании совокупности показателей брачности и разводимости, структуры и плотности семей, среднего размера семьи, а также показателей естественного движения и возрастной структуры населения посредством кластерного анализа выделены 3 экономико-географических типа (демографически центральный с прогрессивной семейной структурой, демографически полупериферийный с семейной структурой переходного типа, демографически периферийный с регрессивной семейной структурой) и 9 подтипов районов Беларуси по характеру семейной структуры населения. Демографически центральные районы с прогрессивной семейной структурой обладают относительно благоприятными показателями демографической ситуации и семейно-брачных отношений. Демографически полупериферийные районы с семейной структурой переходного типа наиболее распространены на территории Беларуси и отличаются неустойчивостью демографической ситуации и семейной структуры. Демографически периферийные районы с регрессивной семейной структурой характеризуются неблагоприятной семейной структурой и демографической ситуацией в целом. Экономико-географическое исследование семейной структуры населения, объясняющее ее современные тенденции, предполагает детальное изучение социально-экономического, демографического и пространственного аспектов.

Ключевые слова: демографический переход; семейная структура; брачность; разводимость; типы семей; экономико-географическая типология районов.

SPATIAL FEATURES OF POPULATION FAMILY STRUCTURE OF BELARUS DURING THE PERIOD OF SOCIO-ECONOMIC TRANSFORMATIONS

Y. A. GUBAREVA[a]

[a]*Belarusian State University, 4 Niezaliežnasci Avenue, Minsk 220030, Belarus*

The article is devoted to the modern tendencies of population family structure transformation in Belarus and their spatial heterogeneity. Spare-time trends of marriages, divorces and population family structure of Belarus during

Образец цитирования:
Губарева ЮА. Пространственные особенности семейной структуры населения Беларуси в период социально-экономических трансформаций. *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология.* 2020;1:14–26. https://doi.org/10.33581/2521-6740-2020-1-14-26

For citation:
Gubareva YA. Spatial features of population family structure of Belarus during the period of socio-economic transformations. *Journal of the Belarusian State University. Geography and Geology.* 2020;1:14–26. Russian. https://doi.org/10.33581/2521-6740-2020-1-14-26

Автор:
Юлия Анатольевна Губарева – аспирантка кафедры экономической и социальной географии факультета географии и геоинформатики. Научный руководитель – доктор географических наук, профессор Е. А. Антипова.

Author:
Yulya A. Gubareva, postgraduate student at the department of economy and social geography, faculty of geography and geoinformatics.
ygubareva@gmail.com

1989–2017 were determined. For researching period for population of Belarus marriage decline and divorce rate growth and general increasing of marriage and divorce from northern west to southern east are discovered. Marriage and divorce dynamics is influenced with demographic waves fluctuation. Reduction of number of families, simplification of structure of families, decreasing of family size and general regional degradation of family structure from south to north of Belarus were found out. Economic-geographical typology of administrative districts of Belarus on family structure character was worked through. Dividing approach of economic-geographical typology has double-component character and consider interests of national demographic policy which has pronatalistic aims. On the base of complex of marriage, divorce, family density, family size and family types structure with considering of features of demographic situation characterized with parameters of population natural movement and age structure 3 main economic-geographical types and 9 subtypes of Belarusian districts were distinguished by character of family structure of population. These types are demographic central with progressive family structure, demographic semi-peripheral with family structure of transit type, demographic peripheral with regressive family structure. Demographic central districts with progressive family structure are characterized with relatively preferable parameters of demographic situation and family-matrimonial situation. Demographic semi-peripheral districts with family structure of transit type are the most widespread in Belarus and are characterized with non-stable demographic situation and family structure. Belarusian districts with regressive type of family structure include demographic peripheral territories and are characterized with adverse family structure and demographic situation in general. Economic-geographical researching of population family structure directed on studying and explaining of its modern tendencies must be based on the detailed examination of socio-economic, demographic and spare aspects.

Keywords: demographic transition; family structure; marriages; divorces; family types; economic-geographical typology of the regions.

Введение

В конце XX – начале XXI в. для большинства регионов мира актуальна проблема трансформации семейной структуры населения, тесно взаимосвязанная с кризисом института семьи. Трансформация семейной структуры определяется особенностями социально-экономического и социально-демографического развития региона и наиболее полно описывается теорией второго демографического перехода, в результате которого увеличивается разнообразие форм семейно-брачных отношений и происходит сознательный отказ от рождения детей ввиду изменения уровня жизни населения (Д. Ван де Каа (1987), Р. Лестаг (2004), Р. Клике (1991), Т. Соботка (2001) и др.) [1].

В период социально-экономических трансформаций конца XX – начала XXI в. на фоне общеевропейских демографических тенденций семейная структура населения Беларуси претерпела ряд изменений, связанных с учащением разводов, уменьшением размера семьи и появлением ее новых форм. Это стало свидетельством неустойчивости института семьи и обозначило одну из угроз национальной демографической безопасности республики. Тем не менее подобные изменения семейной структуры населения Беларуси не являются уникальными и свойственны большинству стран Европы. Особенностями европейской модели семейной структуры выступают тренды снижения брачности и роста разводимости, небольшой размер семьи, высокая доля неполных семей и распространение новых форм брака. В государствах Восточной Европы, характеризующихся трансформационными сдвигами семейной структуры в постсоциалистический период, семейная структура населения является неустойчивой и отличается значительной долей неполных семей (более 9 %), однако в силу исторического и религиозного факторов на индивидуальном уровне здесь еще сохранились репродуктивные установки семей на многодетность. Аналогичные черты имеет и современная семейная структура населения Беларуси. Вместе с тем в Беларуси, как и в других странах Восточной Европы, для ликвидации негативных тенденций брачности, разводимости и семейной структуры, а также обеспечения демографической безопасности необходимо наряду с применением социально-экономических стимулов повышать ценность института семьи [2].

Для успешной реализации демографической политики, направленной на укрепление семейно-брачных отношений, важно учитывать пространственную неоднородность территории Беларуси по характеру демографической и семейной структур, что позволит предложить ряд мер регулирования динамики семейно-брачных процессов на различных региональных уровнях.

Целью данного исследования является экономико-географический анализ пространственно-временных закономерностей и различий семейной структуры населения Беларуси за период 1989–2017 гг. Для реализации этой цели были поставлены следующие задачи: проанализировать компонентно-территориальные особенности (брачность, разводимость, количество и типы семей, средний размер семьи) семейной структуры населения республики, разработать экономико-географическую типологию административных районов Беларуси по характеру семейной структуры населения. Информационной базой

исследования выступили статистические данные текущего учета Республики Беларусь в 1989–2017 гг. (1989–2015 гг. для микроуровня), а также данные государственных переписей населения Беларуси 1989, 1999 и 2009 гг. Выбор периода исследования (1989–2017) обусловлен началом существенных демографических трансформаций в стране, связанных с общеевропейскими тенденциями, имплицированными на социально-экономические изменения в Беларуси переходного периода.

Материалы и методы, теоретические основы исследования

В данном исследовании семейная структура, как объект социально-экономической географии, понимается в качестве совокупности характеристик и параметров семейно-брачных отношений населения, определяющих размер и состав семьи, а также интенсивность брачных процессов через призму региональных различий и временных закономерностей изменения семейной структуры. Географическое изучение семейной структуры населения имеет эволюционный поэтапный характер, представлено большим количеством зарубежных, постсоветских и отечественных научных школ и характеризуется комплексностью объекта исследования и использованием междисциплинарных подходов [3].

Теоретической и методологической базой данного исследования выступили научные идеи экономико-географического изучения демографического пространства и его трансформаций представителей зарубежных научных школ (Ф. Ноутстайн, Р. Истерлин, Д. Ван де Каа, Т. Соботка, Р. Лестаг и др.) [1; 4–7], основные направления которых связаны с исследованием демографической трансформации населения, носящей эволюционный характер, в рамках теории демографического перехода; постсоветских демографической и географической школ (А. Г. Вишневский, М. А. Клупт, Э. М. Бурлов и др.) [8–10], согласно подходам которых изменения семейной структуры являются результатом глобальных трансформаций института семьи, описываются теорией «демографической революции» и рассматриваются через призму региональных особенностей; белорусской экономико-географической школы (Б. А. Манак, Л. П. Шахотько, Е. А. Антипова, Л. Е. Тихонова, Л. В. Фокеева и др.) [11–16], в рамках которой осуществляется изучение семейной структуры как элемента демографической структуры общества в территориальном разрезе страны. Вместе с тем подобное исследование семейной структуры населения Беларуси посредством экономико-географического изучения пространственно-временных закономерностей показателей семейно-брачных отношений и семейной структуры выполнено впервые. В его основу легли теории демографических переходов, модель *центр – периферия*, принципы территориальности, комплексности и региональной целостности. Были применены статический, динамический и трендовый подходы, использованы методы сравнительно-географического и математико-статистического анализа, географической систематизации, картографический метод [16].

Исследование состояло из трех этапов. На первом этапе были установлены пространственно-временные тенденции брачности и разводимости населения Беларуси, на втором – изучены тренды трансформации семейной структуры населения на мезо- и микроуровнях страны (регионы и административные районы соответственно), на заключительном этапе разработана экономико-географическая типология административных районов Беларуси по характеру семейной структуры населения.

Для изучения семейной структуры населения используются два блока показателей:

1. Показатели семейно-брачных процессов: брачность (число браков, общий коэффициент брачности, средний возраст вступления в брак), разводимость (число разводов, общий коэффициент разводимости, индекс разводимости, средний возраст при разводе).

2. Показатели собственно семейной структуры населения: количество семей, средний размер семьи, количество и доля основных типов семей. Для оценки степени «сгруппированности» людей в семье в населении какой-либо страны или территории используются коэффициент семейности (число семей, не включая одиноких, приходящееся на 1 тыс. человек постоянного населения), плотность семей (количество семей, проживающих на 1 км^2). С позиций демографии семьи группируются по размеру, т. е. числу членов, типам (нуклеарные, расширенные, составные, неполные), количеству детей (бездетные, одно-, двух-, многодетные) [17].

Результаты и их обсуждение

Республиканские и региональные тренды брачности и разводимости населения. Динамика *брачности* в Республике Беларусь за 1989–2017 гг. совпадает с общеевропейской и характеризуется снижением уровня брачности с 9,7 ‰ в 1989 г. до 7,0 ‰ в 2017 г. (табл. 1). В исследуемом периоде выделяются три подпериода динамики брачности: 1989–2000 гг. – снижение, 2000–2015 гг. – рост, с 2015 г. – снижение, что обусловлено демографическими волнами и связано со вступлением в бракоспособный возраст в середине 2010-х гг. малочисленного поколения 1990-х гг. Брачность населения в сельской местности ниже, чем в городской (5,2 и 7,5 ‰ соответственно) [18; 19].

Таблица 1

Основные показатели пространственно-временной динамики семейной структуры населения Беларуси в 1989–2017 гг.

Table 1

The main parameters of spatial-timing dynamics of population family structure of Belarus in 1989–2017

Регион	Общий коэффициент брачности, ‰		Общий коэффициент разводимости, ‰		Индекс разводимости		Средний размер семьи, чел.		Количество семей, тыс.		Коэффициент семейности, ‰		Плотность семей, семей на 1 км^2	
	1989	2017	1989	2017	1989	2017	1989	2009	1989	2009	1989	2009	1989	2009
Брестская область	9,6	6,6	2,4	3,0	0,25	0,45	3,2	3,1	426	396	294	282	12,99	12,07
Витебская область	9,5	6,4	3,6	3,4	0,38	0,53	3,1	2,9	412	347	292	281	10,30	8,68
Гомельская область	10,1	6,9	3,8	3,2	0,38	0,46	3,2	3,0	459	411	275	285	11,38	10,17
Гродненская область	9,7	6,6	2,5	3,1	0,26	0,47	3,2	3,0	326	304	280	283	12,97	12,11
Могилёвская область	9,6	7,1	3,6	3,6	0,38	0,51	3,2	3,0	359	312	281	283	12,20	10,74
Минская область	9,5	6,7	1,5	3,4	0,16	0,51	3,2	3,0	439	402	279	281	10,94	10,08
г. Минск	10,1	7,9	2,7	3,8	0,27	0,48	3,3	3,1	377	538	235	298	1224,46	1747,16
Республика Беларусь	9,7	7,0	3,4	3,4	0,38	0,49	3,2	3,0	2796	2711	275	286	13,47	13,06

Примечание. Составлено автором по [19; 20].

На мезоуровне повсеместно сохраняется общереспубликанский тренд снижения уровня брачности при более высокой брачности в восточных (Гомельская область – 6,9 ‰, Могилёвская область – 7,1 ‰) и столичном (г. Минск – 7,9 ‰) регионах по сравнению с другими регионами страны (6,4–6,7 ‰).

На микроуровне зона низкой брачности выделяется в юго-западной части республики, а более высокой – в северных и восточных районах (рис. 1). Повышение уровня брачности отмечается от северных и центральных по своему экономико-географическому положению демографически периферийных районов аграрной направленности (8,2 ‰) к юго-восточным, пострадавшим от аварии на Чернобыльской атомной электростанции (ЧАЭС) (8,8 ‰) и демографически центральным урбанизированным районам (9,3 ‰).

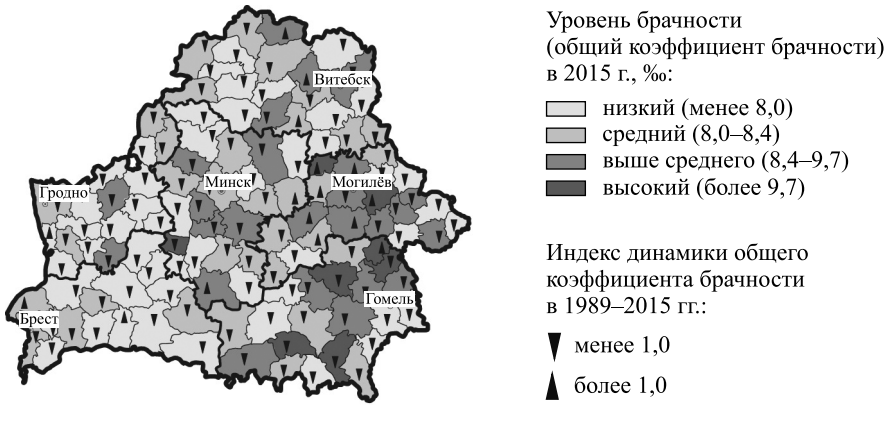


Рис. 1. Территориальные различия административных районов Беларуси по уровню брачности населения в 2015 г. (разработано автором по [19])

Fig. 1. Territorial population marriage differences of administrative districts of Belarus in 2015 (developed by the author on [19])

Также брачность населения Беларуси характеризуется увеличением среднего возраста вступления в брак. Для белорусских женщин средний возраст вступления в первый брак увеличился с 22,8 года в 1989 г. до 25,8 года в 2017 г., для мужчин – с 25,0 до 27,9 года; во второй брак – с 36,2 до 38,0 и с 38,2 до 41,2 года соответственно [21].

Для Беларуси характерно распространение повторных браков. В 2017 г. около 30 % разведенных мужчин и женщин вступили в повторный брак. В начале 1990-х гг. данный показатель составлял менее 20 % [22].

В период 1989–2017 гг. отмечался рост разводимости с 3,4 ‰ в 1989 г. до 4,0 ‰ в 2015 г. с последующим снижением общего коэффициента разводимости к 2017 г. до уровня 1989 г. – 3,4 ‰. Разводимость населения в городах выше, чем в сельской местности (3,8 и 1,9 ‰ соответственно) [19].

На мезоуровне во всех регионах страны сохраняется общереспубликанский тренд динамики уровня разводимости. Пространственная дифференциация уровня разводимости населения Беларуси заключается в низкой разводимости в западных регионах (Брестская область – 3,0 ‰, Гродненская – 3,1 ‰) и более высокой – в северо-восточных (Витебская область – 3,4 ‰, Могилёвская – 3,6 ‰) и столичном (г. Минск – 3,8 ‰) регионах.

На микроуровне общий коэффициент разводимости повышается с северо-запада (2,5 ‰) на юго-восток (4,2–4,5 ‰), от демографически полупериферийных районов аграрной направленности (2,5–3,0 ‰) к демографически центральным урбанизированным районам (3,9–4,5 ‰) (рис. 2).

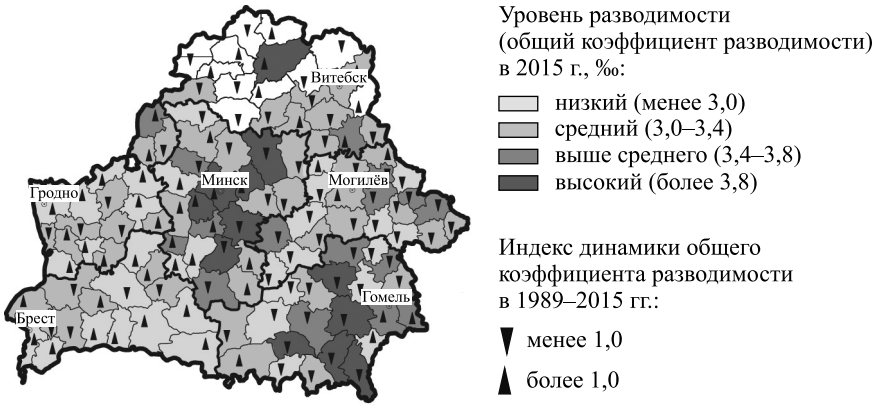


Рис. 2. Территориальные различия административных районов Беларуси по уровню разводимости населения в 2015 г. (разработано автором по [19])

Fig. 2. Territorial population divorce differences of administrative districts of Belarus in 2015 (developed by the author on [19])

Также разводимость населения Беларуси характеризуется преобладанием разводов в возрастной группе от 30 до 34 лет как у мужчин, так и у женщин (на данную возрастную группу приходится 23 % всех разводов) при общей тенденции увеличения возраста при разводе; снижением устойчивости браков (1/3 разводов регистрируется супружескими парами в первые 5 лет брака); ростом индекса разводимости (с 0,38 в 1989 г. до 0,49 в 2017 г.) при увеличении неустойчивости брачных союзов с юга (индекс разводимости 0,45–0,46) на север (индекс разводимости 0,53).

Трансформация и регионализация семейной структуры населения Беларуси. За период исследования семейная структура населения Беларуси характеризовалась упрощением структуры семьи (см. табл. 1, рис. 3) и сокращением количества семей на 3 % – с 2,8 млн в 1989 г. до 2,7 млн в 2009 г. При общем преобладании городских семей (2 млн) отмечается увеличение числа сельских семей в урбанизированных районах. На региональном уровне выделяется г. Минск, где, в отличие от других регионов, наблюдается рост количества семей.

Данные пространственно-временные изменения подтверждает динамика коэффициента семейности и плотности семей. За 1989–2009 гг. коэффициент семейности населения увеличился на 4 % и в 2009 г. составил 286 ‰. При этом на мезоуровне выделяются три группы регионов по характеру динамики данного показателя: 1) Брестская и Витебская области с отрицательной динамикой показателя; 2) Гомельская, Гродненская, Минская и Могилёвская области со стагнацией и незначительным ростом; 3) г. Минск с активным ростом коэффициента семейности и его максимальным значением (298 ‰) на фоне относительно гомогенного пространства республики (281–285 ‰). Это связано с наиболее высокой среди других регионов долей трудоспособного населения в столице. На микроуровне увеличение коэффициента семейности происходит в двух направлениях: от северных и южных районов к районам центральной и восточной частей страны.

Более точно пространственные различия Беларуси по количеству семей отражает показатель плотности семей. Среднереспубликанская плотность семей за исследуемый период снизилась на 3 %, что связано с общим сокращением количества семей в стране, и в 2009 г. составила 13,06 семей на 1 км^2. На мезоуровне выделяется г. Минск с максимальной плотностью семей (1747,16 семей на 1 км^2). В остальных регионах плотность семей ниже среднереспубликанской. Наиболее низкое значение показателя характерно для Витебской области (8,68 семей на 1 км^2). На микроуровне увеличение плотности семей происходит с севера-востока на юго-запад. Такие пространственные диспропорции объясняются в первую очередь особенностями расселения населения страны [16].

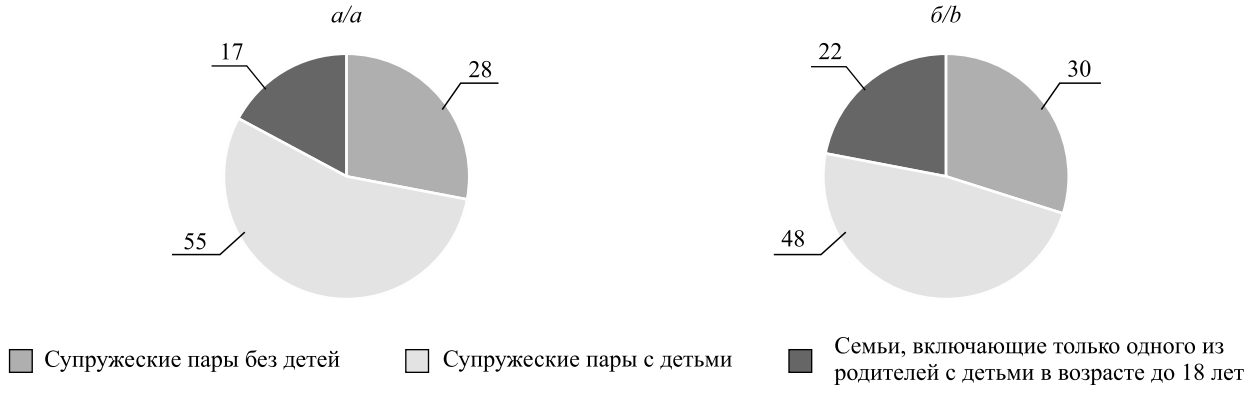


Рис. 3. Семейная структура населения Беларуси в 1999 (*а*) и 2009 (*б*) годах, %
(разработано автором по [20])

Fig. 3. Population family structure of Belarus in 1999 (*a*) and 2009 (*b*), %
(developed by the author on [20])

Преобладающим типом семей на всех иерархических уровнях является нуклеарный (62,2 %). На микроуровне доля нуклеарных семей увеличивается от столичного ядра (57,6 %) к северным демографически периферийным (62,4 %) и южным демографически центральным и полупериферийным (66,3 %) аграрным районам. За 1999–2009 гг. на 23 % сократилась доля семей с детьми, в том числе доля двухдетных (с 36 % в 1999 г. до 26 % в 2009 г.) и многодетных (с 6 % в 1999 г. до 5 % в 2009 г.) семей. На мезоуровне наибольшая доля многодетных семей (до 7,4 %) отмечается в г. Минске и Брестской области. На микроуровне доля многодетных семей увеличивается с севера на юг, от северных демографически периферийных аграрных районов к демографически центральным урбанизированным и южным демографически центральным аграрным районам.

Семейная структура населения Беларуси характеризуется уменьшением среднего размера семьи (с 3,2 человека в 1989 г. до 3,0 человека в 2009 г.) при сглаживании различий в городской и сельской местностях (с 3,3 до 3,0 и с 3,1 до 3,0 человека соответственно) [22]. На мезоуровне этот показатель возрастает от севера (Витебская область – 2,9 человека) к центру (г. Минск – 3,1 человека) и югу (Брестская область – 3,1 человека) страны. На микроуровне пространственные различия заключаются в увеличении среднего размера семьи от северных демографически периферийных аграрных районов к демографически центральным урбанизированным и южным демографически центральным аграрным районам.

Также семейная структура населения Беларуси характеризуется увеличением количества детей, рожденных вне брака (с 8,5 % в 1990 г. до 13,2 % в 2017 г.), особенно в сельской местности (18 % в 2017 г.).

Исходя из выявленных географических различий, проведена типология административных районов Беларуси. В ее основу положены брачность и разводимость населения, структура и плотность семей, средний размер семьи, совокупность показателей которых сопоставлена с государственной схемой комплексной территориальной организации (ГСКТО) Республики Беларусь 2010 г., а также с геодемографической типологией страны.

Принцип выделения экономико-географических типов административных районов Беларуси имеет двухкомпонентный характер (демографическая ситуация и семейная структура населения) и учитывает интересы национальной пронаталистской демографической политики. Под демографическим центром понимаются территории с относительно благоприятной демографической ситуацией с позиций процессов естественного движения и возрастной структуры населения; под демографической периферией – территории с неблагоприятной демографической ситуацией; под демографической полупериферией – территории с неустойчивой демографической ситуацией. Прогрессивная семейная структура характеризуется большим количеством семей, высокой долей многодетных семей, активными процессами брачности и разводимости, появлением и распространением новых форм семьи (неполные

семьи, сожительства, гостевые браки и др.). Семейная структура переходного типа в целом имеет схожие с прогрессивной семейной структурой черты, но обладает негативными тенденциями повышения доли бездетных семей, роста неустойчивости брачных союзов. Регрессивная семейная структура отличается высокой долей семей «пустого гнезда», затуханием установок молодого населения на многодетность, снижением интенсивности процессов брачности и разводимости.

В результате нами были выделены 3 типа и 9 подтипов административных районов Беларуси по характеру семейной структуры населения (рис. 4, табл. 2).

Тип 1. Демографически центральный с прогрессивной семейной структурой. К нему относятся районы влияния столицы и областных центров и южные районы Полесья, в которых проживают около 5,4 млн человек, или 56,9 % населения страны. Высокая рождаемость (13,9 ‰) и уровень смертности выше среднего (16,5 ‰) обеспечивают пассивную естественную убыль населения с минимальными по республике значениями (–2,6 ‰). Возрастная структура данного типа районов характеризуется высокой долей населения дотрудоспособного возраста (19,2 %), низкой долей населения трудоспособного возраста (53,2 %) и выше средней долей населения послетрудоспособного возраста (27,6 %).

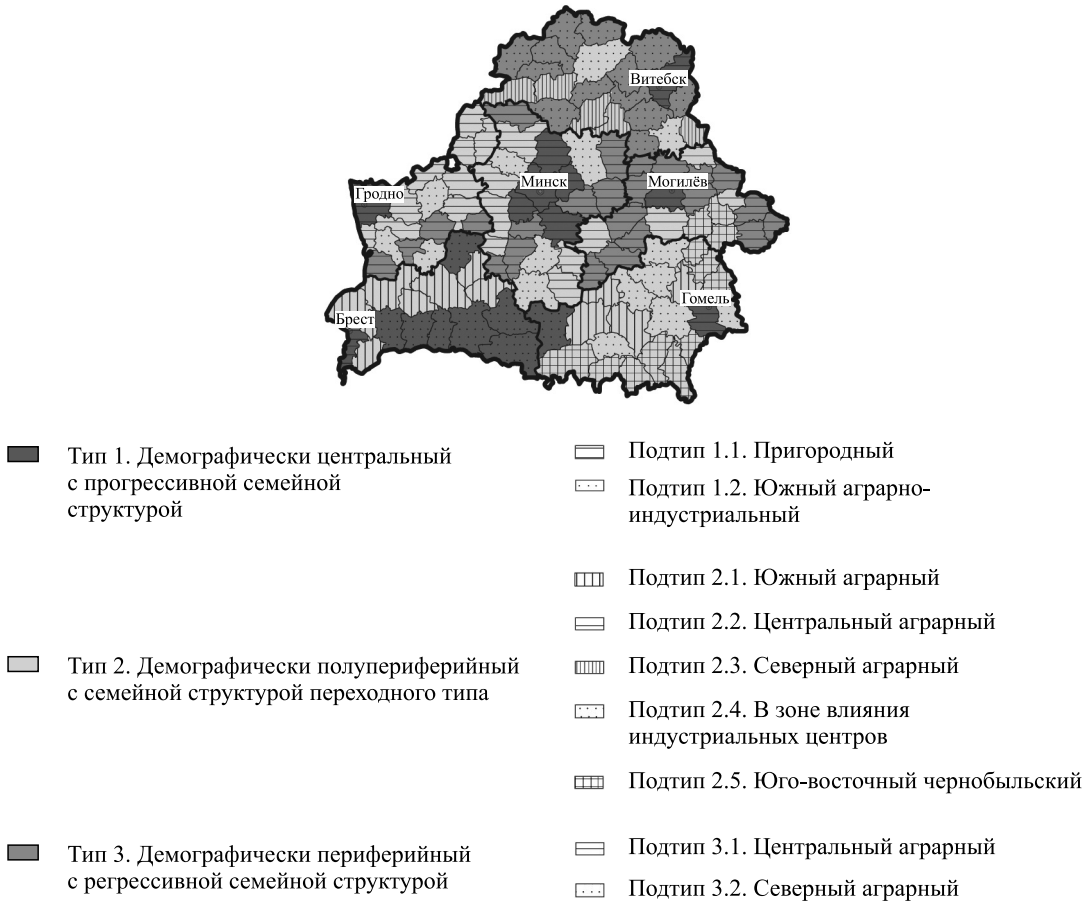


Рис. 4. Экономико-географическая типология районов Беларуси по характеру семейной структуры населения в 2015 г. (разработано автором по [19; 20])

Fig. 4. Economic-geographical typology of Belarusian districts on character of population family structure in 2015 (developed by the author on [19; 20])

Здесь на 19,8 % территории страны проживают 55,5 % всех семей [23], среди которых распространены большие по числу членов расширенные, составные и многодетные семьи. Причем семейные союзы относительно устойчивы при высокой активности процессов брачности и разводимости. Тип включает 2 подтипа районов.

Подтип 1.1. Пригородный. На территории данного подтипа проживают 1305,2 тыс. семей, что составляет около 86,8 % от их общего количества в демографически центральных районах с прогрессивной семейной структурой. В указанный подтип входят 5 районов – «спутников» столицы и 5 районов, находящихся в зоне влияния областных центров (всего 10 районов, включая сами областные

Таблица 2

Характеристики типов и подтипов районов Беларуси по характеру семейной структуры населения

Table 2

Features of the Belarusian districts types and subtypes on character of population family structure

Экономико-географический тип/подтип районов	Количество районов	Количество семей		Средний размер семьи, чел.	Плотность семей, семей на 1 км^2	Супружеские пары без детей, %	Супружеские пары с 3 и более детьми, %	Нуклеарные семьи, %	Расширенные семьи, %	Составные семьи, %	Неполные семьи, %	Прочие семьи, %	Коэффициент Джини (конформности)	Коэффициент семейной институциональности	Индекс динамики общего коэффициента разводимости в 1989–2015 гг.	Индекс динамики общего коэффициента брачности в 1989–2015 гг.	Индекс разводимости	Площадь	
		тыс.	%															тыс. км^2	%
Республика Беларусь	118	2710,8	100,0	3,1	13,1	23,5	2,1	62,2	9,7	3,2	20,9	3,8	1,0	1,00	2,2	5,7	0,41	207,6	100,0
Тип 1. Демографически центральный с прогрессивной семейной структурой	18	1503,8	55,5	3,1	36,5	26,9	3,9	65,1	10,2	3,8	17,7	3,3	5,7	0,60	4,0	9,5	0,38	41,2	19,8
Подтип 1.1. Пригородный (включая города областного и республиканского значения)	10	1305,2	86,8	3,2	61,3	23,6	3,0	60,8	11,5	4,4	19,5	3,8	3,9	0,65	5,5	12,2	0,40	21,3	51,7
Подтип 1.2. Южный аграрно-индустриальный	8	198,6	13,2	3,1	10,0	30,9	5,0	70,5	8,5	3,1	15,3	2,6	7,9	0,54	2,6	6,8	0,35	19,9	48,3
Тип 2. Демографически полупериферийный с семейной структурой переходного типа	63	908,5	33,5	3,1	8,3	29,8	3,1	67,8	8,6	2,4	18,0	3,2	5,5	0,63	1,4	3,9	0,38	109,0	52,5
Подтип 2.1. Южный аграрный	12	147,4	16,2	3,1	6,5	30,6	3,7	69,4	8,3	2,7	16,9	2,8	6,9	0,51	1,4	3,0	0,38	22,6	20,8
Подтип 2.2. Центральный аграрный	19	214,1	23,6	3,0	7,2	30,9	2,8	68,1	9,2	2,8	16,8	3,2	5,7	0,57	1,6	3,3	0,38	29,9	27,4
Подтип 2.3. Северный аграрный	5	59,4	6,5	3,1	7,1	32,3	2,2	68,5	9,1	2,2	17,2	3,0	5,9	0,48	1,3	3,2	0,32	8,4	7,7
Подтип 2.4. В зоне влияния индустриальных центров	15	420,7	46,3	3,1	14,2	27,3	2,1	64,9	9,1	2,7	20,0	3,3	3,4	1,15	1,5	4,4	0,42	29,6	27,1
Подтип 2.5. Юго-восточный чернобыльский	12	66,9	7,4	3,1	3,6	29,5	4,7	68,8	7,4	1,4	19,0	3,4	6,5	0,26	1,4	5,4	0,35	18,5	17,0
Тип 3. Демографически периферийный с регрессивной семейной структурой	37	298,5	11,0	3,0	5,2	33,6	2,6	68,9	8,8	2,0	17,0	3,2	6,4	0,37	1,3	3,8	0,36	57,4	27,7
Подтип 3.1. Центральный аграрный	24	188,1	63,0	2,9	5,6	32,7	2,7	68,6	8,9	2,2	17,1	3,2	6,2	0,40	1,5	4,4	0,37	33,5	58,4
Подтип 3.2. Северный аграрный	13	110,4	37,0	3,1	4,6	34,4	2,3	69,3	8,9	1,8	17,0	3,1	6,6	0,30	1,2	3,2	0,35	23,9	41,6

Примечание. Составлено автором по [19; 20].

центры и столицу). Они характеризуются плотностью семей выше среднереспубликанского уровня (61,3 и 13,1 семей на 1 км^2 соответственно) за счет высокой концентрации семей в областных центрах и столице [23]. Также эти районы отличаются интенсивным ростом брачности и разводимости (индекс динамики за период 1989–2015 гг. составил 12,2 и 5,5 раза соответственно), средней устойчивостью брачных союзов (индекс разводимости 0,40), высокой долей многодетных (3,0 %), а также расширенных (11,5 %), составных (4,4 %) и прочих (3,8 %) семей.

Данные территории находятся в радиусе сильного влияния крупных городов, которые притягивают большое количество молодого репродуктивно активного населения, оседающего если не в самом городе, то в его пригороде (отсюда и название подтипа) [23]. Собственно, значительная доля молодого населения объясняет более высокую интенсивность брачных процессов, а социально-экономический уровень жизни, в том числе господдержка многодетных семей, способствует активному деторождению.

Подтип 1.2. Южный аграрно-индустриальный. Он включает 8 районов Брестской и Гомельской областей, которые занимают 48,3 % территории демографически центрального типа районов с прогрессивной семейной структурой. В данный подтип входят полесские аграрные и промышленные районы, обладающие значительным демографическим потенциалом и исторически сложившейся благоприятной семейной структурой ввиду крупноселенного типа расселения [23]. В настоящее время для них также характерны более высокий уровень жизни (вследствие промышленного развития территории) и распространение альтернативных вероисповеданий, что способствует увеличению доли нуклеарных семей с установками на многодетность. Такие районы отличаются низкой плотностью семей (10,0 семей на 1 км^2), средними темпами роста разводимости и выше среднего – брачности (индекс динамики за период 1989–2015 гг. составил 2,6 и 6,8 раза соответственно), высокой устойчивостью браков (индекс разводимости 0,35), высокой долей нуклеарных (71 %) и многодетных (5 %) семей и нераспространенностью новых форм семьи.

В целом демографически центральный тип районов с прогрессивной семейной структурой характеризуется наиболее благоприятной семейной структурой населения.

Тип 2. Демографически полупериферийный с семейной структурой переходного типа. Он является наиболее распространенным, так как охватывает 52,5 % территории страны. В районах данного типа проживают 3,1 млн человек, или 32,9 % населения республики, и 1/3 всех семей. Средний уровень рождаемости (12,8 ‰) и уровень смертности выше среднего (16,9 ‰) обеспечивают пассивную естественную убыль населения, но более высокую по величине (–4,1 ‰), чем в демографически центральном типе районов с прогрессивной семейной структурой. Возрастная структура здесь характеризуется средней долей населения дотрудоспособного возраста (18,3 %), ниже средней долей населения трудоспособного возраста (53,6 %) и высокой долей населения послетрудоспособного возраста (28,1 %). Данный тип районов распространен преимущественно в центральной и юго-восточной частях страны и включает 5 подтипов.

Подтип 2.1. Южный аграрный. В него входят 12 районов республики, главным образом Брестской области, которые занимают 20,8 % территории демографически полупериферийного типа районов с семейной структурой переходного типа. К этому подтипу относятся полесские аграрные, рекреационные и природоохранные районы с достаточным демографическим потенциалом, где, как и в южном аграрно-индустриальном подтипе демографически центральных районов с прогрессивной семейной структурой, развитие семейной структуры населения происходит под воздействием исторического и религиозного факторов, но в то же время определенная индустриальная отсталость способствует оттоку молодого репродуктивно активного населения в более благоприятные районы. Данный подтип характеризуется низкой плотностью семей (6,5 семей на 1 км^2), низкими темпами роста разводимости и брачности (индекс динамики за период 1989–2015 гг. составил 1,4 и 3,0 раза соответственно), средней степенью устойчивости брачных союзов (индекс разводимости 0,38), высокой долей нуклеарных (69,4 %), многодетных (3,7 %) и бездетных (30,6 %) семей, нераспространенностью новых форм семьи.

Подтип 2.2. Центральный аграрный. Он является вторым по количеству семей (23,6 %) в демографически полупериферийном типе районов с семейной структурой переходного типа и включает 19 районов средней полосы республики, преимущественно Брестской области, которые занимают 27,4 % территории демографически полупериферийного типа районов с семейной структурой переходного типа. В данный подтип входят полупериферийные и периферийные районы Беларуси, где за счет реализации мер региональной политики удалось сохранить и повысить уровень жизни, что благоприятно сказалось на семейной структуре населения. В основном к этому подтипу относятся районы, находящиеся в зоне влияния малых городов. В таких районах исторически сохранилась семейная структура местечкового типа с преобладанием нуклеарных двухдетных семей (68,1 %), а религиозный фактор сдержал распространение новых типов семьи. Кроме того, они характеризуются плотностью семей ниже средней (7,2 семей на 1 км^2), низкими темпами роста брачности и ниже среднего – разводимости

(индекс динамики за период 1989–2015 гг. составил 3,3 и 1,6 раза соответственно), средней устойчивостью брачных союзов (индекс разводимости 0,38), средней долей многодетных (2,8 %) и высокой долей бездетных (30,9 %) семей, нераспространенностью новых типов семьи.

Подтип 2.3. Северный аграрный. Он включает 5 районов Витебской области сельскохозяйственной и рекреационной направленности, которые занимают 7,7 % территории демографически полупериферийного типа районов с семейной структурой переходного типа. В районах данного подтипа проживают 59,4 тыс. семей, или 6,5 % от их общего количества в демографически полупериферийных районах с семейной структурой переходного типа. Как и в центральный аграрный подтип, в этот подтип входят полупериферийные и периферийные районы Беларуси, в которых за счет реализации мер региональной политики удалось сохранить и повысить уровень жизни, что благоприятно сказалось на семейной структуре населения. Основным отличием таких районов является исторически сложившийся малоселенный тип расселения, который поспособствовал более интенсивному сокращению размеров семьи. Также для них характерны низкая плотность семей (7,1 семей на 1 км^2), низкие темпы роста брачности и разводимости (индекс динамики за период 1989–2015 гг. составил 3,2 и 1,3 раза соответственно), относительно высокая устойчивость брачных союзов (индекс разводимости 0,32), низкая доля многодетных (2,2 %) и одна из самых высоких долей бездетных (32,3 %) семей, низкий удельный вес новых типов семьи.

Подтип 2.4. В зоне влияния индустриальных центров. Он включает 15 районов республики, которые занимают 27,1 % территории демографически полупериферийного типа районов с семейной структурой переходного типа, где проживают 46,3 % всех семей. В данный подтип входят экономически развитые районы, в которых расположены промышленные предприятия республиканского значения. Следовательно, возрастная структура населения этих районов характеризуется высокой долей трудоспособного населения, в том числе и в возрасте до 35 лет, что является существенным фактором интенсивности семейно-брачных процессов: здесь отмечаются средние темпы роста брачности и ниже среднего – разводимости (индекс динамики за период 1989–2015 гг. составил 4,4 и 1,5 раза соответственно). Такие районы отличаются высокой плотностью семей (14,2 семей на 1 км^2), низкой степенью устойчивости брачных союзов (индекс разводимости 0,42), средней долей нуклеарных (64,9 %) и многодетных (2,1 %) семей, высокой долей расширенных (9,1 %) и новых (23,3 %, из них 20,0 % неполных и 3,3 % прочих) типов семей.

Подтип 2.5. Юго-восточный чернобыльский. Он включает 12 районов Гомельской и Могилёвской областей, которые занимают 17,0 % территории демографически полупериферийного типа районов с семейной структурой переходного типа. Здесь проживают 66,9 тыс. семей, или 7,4 % от их общего количества в демографически полупериферийных районах с семейной структурой переходного типа. В данный подтип входят пострадавшие от аварии на ЧАЭС районы, которые за счет государственной поддержки сумели преодолеть негативные последствия от чернобыльской катастрофы и повысить уровень социально-экономической аттрактивности. Эти районы характеризуются повышенной долей населения, исповедующего протестантизм, среди основополагающих идей которого есть святость семейно-брачных отношений и направленность на многодетность. Такие районы отличаются низкой плотностью семей (3,6 семей на 1 км^2), низкими темпами роста разводимости и средними темпами роста брачности (индекс динамики за период 1989–2015 гг. составил 1,4 и 5,4 раза соответственно), высокой степенью устойчивости брачных союзов (индекс разводимости 0,35), высокой долей нуклеарных (68,8 %) и многодетных (4,7 %) и крайне низкой долей расширенных (7,4 %) и составных (1,4 %) семей. Слабыми сторонами данного подтипа являются высокая доля бездетных семей и низкий демографический потенциал, неспособный самостоятельно обеспечить положительную динамику семейно-брачных процессов.

Районы с семейной структурой переходного типа выступают потенциальными территориями дальнейшего демографического роста, что впоследствии может привести к образованию перспективного региона – базы для достижения демографической безопасности и устойчивого развития страны.

Тип 3. Демографически периферийный с регрессивной семейной структурой. Он занимает более 27,7 % территории страны, где проживают менее 1 млн человек, или 10,2 % населения республики. Естественное движение населения характеризуется низкой рождаемостью (11,7 ‰), высокой смертностью (20,1 ‰) и активной естественной убылью населения (–8,4 ‰). Возрастная структура данного типа районов отличается низкой долей населения дотрудоспособного (16,5 %) и трудоспособного (51,9 %) возрастов, а также чрезвычайно высоким уровнем демографической старости 1-й степени (31,6 %).

В районах этого типа проживают 298,5 тыс. семей, среди которых распространены бездетные и однодетные семьи при высокой устойчивости брачных союзов ввиду более старой возрастной структуры населения. К данному типу относятся периферийные районы аграрной направленности центральной и северной частей страны [23]. Он включает 2 подтипа районов.

Подтип 3.1. Центральный аграрный. В него входят 24 района средней полосы республики, преимущественно Могилёвской области, которые занимают 58,4 % территории демографически периферийного типа районов с регрессивной семейной структурой. К данному подтипу относятся периферийные

районы Беларуси со слабым демографическим потенциалом, а также активной депопуляцией ввиду интенсивного старения населения, что привело к распространению семей небольших размеров. Главным образом это пожилые семейные пары, дети которых выросли и покинули родительский дом. Такие районы характеризуются низкой плотностью семей (5,6 семей на 1 км^2), средними темпами роста брачности и ниже среднего – разводимости (индекс динамики за период 1989–2015 гг. составил 4,4 и 1,5 раза соответственно), относительной устойчивостью брачных союзов (индекс разводимости 0,37), высокой долей нуклеарных (68,6 %) и бездетных (32,7 %) и низкой долей многодетных (2,7 %) семей, нераспространенностью новых форм семьи.

Подтип 3.2. Северный аграрный. Он включает 13 районов поозерской части страны, которые занимают 41,6 % территории демографически периферийного типа районов с регрессивной семейной структурой, где проживают 37,0 % всех семей. К этому подтипу относятся северные сельскохозяйственные, рекреационные и природоохранные районы, которые являются проблемными в социально-экономическом и демографическом развитии. Сложная демографическая структура и слабый демографический потенциал здесь усложняются неразвитостью промышленной базы, которая, как правило, представлена одним предприятием пищевой промышленности. Более того, исторически сложившийся малоселенный тип расселения имплицируется на вышеуказанные факторы. В результате семейная структура данных районов отличается низкой плотностью семей (4,6 семей на 1 км^2), относительной устойчивостью брачных союзов (индекс разводимости 0,35) при низких темпах роста разводимости и брачности (индекс динамики за период 1989–2015 гг. составил 1,2 и 3,2 раза соответственно), одной из самых низких в республике долей многодетных семей (2,3 %), нераспространенностью новых форм семьи, высокой долей нуклеарных (69,3 %) и самой высокой долей бездетных (34,4 %) семей.

Проблемы дальнейшего развития семейной структуры населения демографически периферийного типа районов с регрессивной семейной структурой связаны с необходимостью преодоления застоя в экономическом развитии и омоложения возрастной структуры.

Заключение

Проведенный анализ показателей брачности, разводимости и семейной структуры населения позволил выявить пространственно-временные тренды брачности и разводимости, оценить трансформацию семейной структуры и установить ее региональные различия на микроуровне. Изменения семейной структуры населения Беларуси носят эволюционный характер, связанный с демографическими трансформациями европейского общества в рамках второго демографического перехода. Вместе с тем они подвержены локальному воздействию чередования демографических волн, особенностей расселения населения и социально-экономического развития страны. На республиканском уровне в 1989–2017 гг. наблюдается устойчивое снижение брачности и поступательный рост разводимости, сокращение количества семей и уменьшение их среднего размера при общем упрощении семейной структуры. При этом демографическое пространство Беларуси гетерогенно по характеру семейной структуры населения в целом и отдельных ее составляющих. Так, на фоне других регионов республики выделяется г. Минск, который отличается высокой интенсивностью брачных процессов, активным ростом числа семей и высокой их концентрацией, значительной долей неполных и многодетных семей. Это объясняется общими демографическими диспропорциями, обусловленными большой численностью населения, высокой долей трудоспособного населения в целом и молодежи в частности, а также более благоприятными социально-экономическими условиями в столице. Общее же ухудшение семейной структуры населения Беларуси, связанное с уменьшением числа и концентрации семей, среднего размера семьи, сокращением доли двух- и многодетных семей, затуханием брачных процессов, происходит с юга на север и обусловлено общим ухудшением демографической ситуации: нарастанием естественной убыли, старения населения и, как следствие, сокращением его численности в данном направлении. Полученные результаты подтверждены экономико-географической типологией административных районов Беларуси, в ходе которой на основе кластерного анализа показателей, характеризующих пространственно-временные особенности формирования семейной структуры населения, были выделены 3 типа районов (демографически центральный с прогрессивной семейной структурой, демографически полупериферийный с семейной структурой переходного типа, демографически периферийный с регрессивной семейной структурой), в совокупности включающих 9 подтипов, различающихся по количеству и преобладающему типу семей, особенностям семейно-брачных отношений и общей демографической ситуации. Неоднородность геодемографического пространства Беларуси необходимо учитывать при реализации мер национальной демографической политики и разработке соответствующей региональной демографической политики, направленной на укрепление института семьи и обеспечение демографической безопасности.

Библиографические ссылки

1. Surkyn J, Lesthaeghe R. Value orientations and the second demographic transition (SDT) in Northern, Western and Southern Europe: an update. *Demographic Research* [Internet]. 2004 [cited 2020 March 1];special collection 3:45–86. Available from: https://www.demographic-research.org/special/3/3/. DOI: 10.4054/DemRes.2004.S3.3.

2. Губарева ЮА. Регионализация семейной структуры населения мира в контексте глобальной демографической модернизации. *Весці БДПУ. Серыя 3. Фізіка. Матэматыка. Інфарматыка. Біялогія. Геаграфія.* 2014;3:47–52.

3. Губарева ЮА. Экономико-географические подходы изучения семейной структуры в условиях глобализации и демографического перехода. *Веснік Брэсцкага ўніверсітэта. Серыя 5. Хімія. Біялогія. Навукі аб зямлі.* 2014;2:84–93.

4. Notestein FW. Population. The long view. In: Shultz TW, editor. *Food for the world.* Chicago: University of Chicago Press; 1945. p. 36–57.

5. Easterlin RA. *Birth and fortune. The impact of numbers on personal welfare.* Chicago: University of Chicago Press; 1987. 228 p.

6. Van de Kaa DJ. Europe's second demographic transition. *Population Bulletin.* 1987;42(1):1–59.

7. Sobotka T. *Ten years of rapid fertility changes in the European post-communist countries. Evidence and interpretation.* Groningen: Population Research Centre; 2002. 82 p. (Working paper series 02-1).

8. Вишневский АГ, редактор. *Демографическая модернизация России, 1900–2000.* Москва: Новое издательство; 2006. 608 с. (Новая история).

9. Клупт М. *Демография регионов Земли: события новейшей демографической истории*. Москва: Питер; 2008. 346 с.

10. Булаев ВМ, Бурлов ЭМ. *Территориальная и социальная дифференциация семей в регионе.* Улан-Удэ: БНЦ СО РАН; 1999. 90 с.

11. Манак БА. *Насельніцтва Беларусі: рэгіянальныя асаблівасці развіцця і рассялення*. Мінск: Універсітэцкае; 1992. 176 р.

12. Шахотько ЛП, Шахотько ДВ. *Домохозяйство, семья и семейная политика в Беларуси*. Минск: Беларуская навука; 2018. 400 с.

13. Антипова ЕА. Семейная структура населения Республики Беларусь: новейшие тенденции. В: *Беларусь – три года после Каирской конференции. Материалы международной конференции.* Минск: [б. и.]; 1997. с. 8.

14. Тихонова ЛЕ. *Регулирование демографических процессов в Беларуси.* Минск: БГУ; 2002. 264 с.

15. Abolina L, Abuladze L, Aksyonova S, Akrap A, Antipova E, Bobic M, et al. *Fertility and family policies in Central and Eastern Europe*. Staddon R, editor. Oxford: University of Oxford; 2015. 74 p. (Barnett papers in social research; working paper 15-01).

16. Антипова ЕА. *Геодемографические проблемы и территориальная структура сельского расселения Беларуси*. Минск: БГУ; 2008. 327 с.

17. Медков ВМ. *Демография*. Москва: Инфра-М; 2005. 576 с.

18. Антипова ЕА. Демографическое развитие Республики Беларусь в XXI веке: тенденции, региональные различия, проблемы. *Народонаселение*. 2016;1-1:5–15.

19. *Демографический ежегодник Республики Беларусь. Статистический сборник.* Минск: Национальный статистический комитет Республики Беларусь; 2018. 431 с.

20. Перепись населения 2009. Число и состав домашних хозяйств Республики Беларусь. *Жилищные условия домашних хозяйств. Том 5, часть 1.* Минск: Национальный статистический комитет Республики Беларусь; 2011. 318 с.

21. Филиппова ОВ. Современная география первичной брачности населения Республики Беларусь. *Вестник БГУ. Серия 2. Химия. Биология. География.* 2007;1:84–90.

22. Antipova E, Gubareva Y. Family institute of the Republic of Belarus in the crisis conditions. In: Partycki S, redactor. *Strategíe działań w warunkach kryzysu*. Lublin: Wydawnictwo KUL; 2013. s. 40–46.

23. Антипова ЕА, Шавель АН, Запруцкий ИИ. Экономико-географические и социально-экономические различия регионов Республики Беларусь как основа совершенствования административно-территориального деления. *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология*. 2019;1:3–21.

References

1. Surkyn J, Lesthaeghe R. Value orientations and the second demographic transition (SDT) in Northern, Western and Southern Europe: an update. *Demographic Research* [Internet]. 2004 [cited 2020 March 1];special collection 3:45–86. Available from: https://www.demographic-research.org/special/3/3/. DOI: 10.4054/DemRes.2004.S3.3.

2. Gubareva YA. [Regionalization of world population family structure in the contest of global demographic modernization]. *Vesci BDPU. Seryja 3. Fizika. Matjematyka. Infarmatyka. Bijalogija. Geagrafija.* 2014;3:47–52. Russian.

3. Gubareva YA. Economic geographical approaches of the family structure studying in the conditions of the globalization and demographic transition. *Vesnik of Brest University. Series 5. Chemistry. Biology. Sciences about Earth.* 2014;2:84–93. Russian.

4. Notestein FW. Population. The long view. In: Shultz TW, editor. *Food for the world.* Chicago: University of Chicago Press; 1945. p. 36–57.

5. Easterlin RA. *Birth and fortune. The impact of numbers on personal welfare.* Chicago: University of Chicago Press; 1987. 228 p.

6. Van de Kaa DJ. Europe's second demographic transition. *Population Bulletin*. 1987;42(1):1–59.

7. Sobotka T. *Ten years of rapid fertility changes in the European post-communist countries. Evidence and interpretation*. Groningen: Population Research Centre; 2002. 82 p. (Working paper series 02-1).

8. Vishnevskii AG, editor. *Demograficheskaya modernizatsiya Rossii, 1900–2000* [Demographic modernization of Russia, 1900–2000]. Moscow: Novoe izdatel'stvo; 2006. 608 p. (New history). Russian.

9. Klupt M. *Demografiya regionov Zemli: sobytiya noveishei demograficheskoi istorii* [Demography of the Earth's regions: the events of recent demographic history]. Moscow: Piter; 2008. 346 p. Russian.

10. Bulaev VM, Burlov EM. *Territorial'naya i sotsial'naya differentsiatsiya semei v regione* [Territorial and social differentiation of families in the region]. Ulan-Ude: Buryat Scientific Center, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences; 1999. 90 p. Russian.

11. Manak BA. *Nasel'nictva Belarusi: rjegijanal'nyja asablivasci razviccja i rassjalennja* [Population of Belarus: regional features of development and settlement]. Minsk: Universitjeckae; 1992. 176 p. Russian.

12. Shakhot'ko LP, Shakhot'ko DV. *Domokhozyaistvo, sem'ya i semeinaya politika v Belarusi* [Household, family and family policy in Belarus]. Minsk: Belaruskaja navuka; 2018. 400 p. Russian.

13. Antipova EA. [Population family structure of the Republic of Belarus: the newest tendencies]. In: *Belarus' – tri goda posle Kairskoi konferentsii. Materialy mezhdunarodnoi konferentsii* [Belarus – three years after Cairo conference. Proceedings of International conference]. Minsk: [s. n.]; 1997. p. 8. Russian.

14. Tikhonova LE. *Regulirovanie demograficheskikh protsessov v Belarusi* [Regulation of demographic processes in Belarus]. Minsk: Belarusian State University; 2002. 264 p. Russian.

15. Abolina L, Abuladze L, Aksyonova S, Akrap A, Antipova E, Bobic M, et al. *Fertility and family policies in Central and Eastern Europe*. Staddon R, editor. Oxford: University of Oxford; 2015. 74 p. (Barnett papers in social research; working paper 15-01).

16. Antipova EA. *Geodemograficheskie problemy i territorial'naya struktura sel'skogo rasseleniya Belarusi* [Geodemographic problems and territorial structure of rural settlement of Belarus]. Minsk: Belarusian State University; 2008. 327 p. Russian.

17. Medkov VM. *Demografiya* [Demography]. Moscow: Infra-M; 2005. 576 p. Russian.

18. Antipova EA. Demographic development of Republic of Belarus in XXI century: trends, regional differences, problems. *Population*. 2016;1-1:5–15. Russian.

19. *Demographic yearbook of the Republic of Belarus. Statistical book.* Minsk: National Statistical Committee of the Republic of Belarus; 2018. 431 p. Russian.

20. *Population census 2009. Number and composition of households in the Republic of Belarus. Housing arrangements of households. Volume 5, part 1.* Minsk: National Statistical Committee of the Republic of Belarus; 2011. 318 p. Russian.

21. Filippova OV. [Modern geography of primary population marriage of the Republic of Belarus]. *Vestnik BGU. Seriya 2. Khimiya. Biologiya. Geografiya.* 2007;1:84–90. Russian.

22. Antipova E, Gubareva Y. Family institute of the Republic of Belarus in the crisis conditions. In: Partycki S, redactor. *Strategíe działań w warunkach kryzysu.* Lublin: Wydawnictwo KUL; 2013. s. 40–46.

23. Antipova EA, Shavel AN, Zaprudskij II. Economic and geographical and socio-economic differences of regions of the Republic of Belarus as a basis for improvement of administrative-territorial division. *Journal of the Belarusian State University. Geography and Geology.* 2019;1:3–21. Russian.

Статья поступила в редколлегию 20.12.2019.
Received by editorial board 20.12.2019.

УДК 911.2:556.5

РАСЧЕТ ЗИМНЕГО СРЕДНЕДЕКАДНОГО МИНИМАЛЬНОГО СТОКА РЕК БАССЕЙНА ОЗЕРА СЕВАН И АНАЛИЗ ЕГО ВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ

В. Г. МАРГАРЯН[1)]

[1)]*Ереванский государственный университет, ул. Алека Манукяна, 1, 0025, г. Ереван, Армения*

Рассчитаны зимние среднедекадные минимальные расходы для постов, имеющих длинный ряд наблюдений (40 лет и более) на реках, впадающих в оз. Севан. В ряду многолетних наблюдений оценена динамика зимнего среднедекадного минимального стока рек и закономерности его пространственного распределения. Выполнена обработка инструментальных данных 12 гидрологических постов Службы по гидрометеорологии и активным воздействиям на атмосферные явления Министерства по чрезвычайным ситуациям Республики Армения. Использованы следующие методы: математико-статистический, экстраполяционный, интерполяционный, корреляционный, а также анализа и аналога. Установлено, что у большинства рек бассейна оз. Севан наблюдается тенденция роста зимних среднедекадных минимальных расходов.

Ключевые слова: коэффициент изменчивости; коэффициент асимметрии; обеспеченность; динамика; минимальные расходы; бассейн оз. Севан.

CALCULATION OF WINTER AVERAGE TEN-DAY MINIMUM FLOWS OF RIVERS OF THE LAKE SEVAN BASIN AND ANALYSIS OF ITS TIME VARIABILITY

V. G. MARGARYAN[a]

[a]*Yerevan State University, 1 Alex Manoogian Street, Yerevan 0025, Armenia*

Studying decadal minimum costs, especially in the context of expected climate change, is relevant and urgent. Both on the rivers of the study area and the whole republic, minimum water discharge is observed during periods of summer-autumn and winter low water. In both cases, the power of the rivers is mostly underground. However, summer-autumn rains can often disrupt the river's feeding patterns and cause flooding. The paper calculated the winter average ten-day minimum costs for posts that have a long series of observations on rivers flowing into Lake Sevan. In a number of long-term observations, the dynamics of changes in the winter average ten-day minimum costs of rivers flowing into the basin and the patterns of their spatial distribution have been estimated. As a source material daily data from actual observations at 12 hydrological posts in the study area of the Service of the Hydrometeorology and Active Influence on Atmospheric Phenomena, Ministry of Emergency Situations of the Republic of Armenia, are used. All observed hydrological posts have a number of observations 40 years or more. The methods used in the work are: mathematical-statistical, extrapolation, interpolation, analysis, analogue and correlation. It turned out that most rivers in the Lake Sevan Basin have a tendency to increase in winter average ten-day minimum costs.

Keywords: coefficient of variability; coefficient of irregularity; security; dynamics; minimal costs; Lake Sevan Basin.

Образец цитирования:
Маргарян ВГ. Расчет зимнего среднедекадного минимального стока рек бассейна озера Севан и анализ его временной изменчивости. *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология.* 2020;1:27–35.
https://doi.org/10.33581/2521-6740-2020-1-27-35

For citation:
Margaryan VG. Calculation of winter average ten-day minimum flows of rivers of the Lake Sevan Basin and analysis of its time variability. *Journal of the Belarusian State University. Geography and Geology.* 2020;1:27–35. Russian.
https://doi.org/10.33581/2521-6740-2020-1-27-35

Автор:
Вардуи Гургеновна Маргарян – кандидат географических наук, доцент; доцент кафедры физической географии и гидрометеорологии факультета географии и геологии.

Author:
Varduhi Gurgeni Margaryan, PhD (geography), docent; associate professor at the department of physical geography and hydrometeorology, faculty of geography and geology.
vmargaryan@ysu.am
https://orcid.org/0000-0003-3498-0564

CC BY NC

Введение

Знание зимних минимальных расходов очень важно для управления гидрологическими экосистемами, эффективного использования и хранения водных ресурсов, определения экологического стока, оценки рисков, проектирования и постройки гидротехнических сооружений и т. д. Как на реках изучаемой территории, так и на остальных реках республики минимальные расходы воды наблюдаются в период летне-осеннего и зимнего маловодья. В обоих случаях питание рек преимущественно подземное. Однако летне-осенние дожди часто могут нарушить режим питания рек и вызвать паводки.

Следовательно, изучение декадных минимальных расходов, особенно в условиях ожидаемых изменений климата, является актуальной и срочной задачей. В то же время оценка декадных минимальных расходов – гарантия стабильного развития и залог перспективного роста экономики. Как известно, происходящие на нашей планете глобальные гидроклиматические изменения влияют на все составляющие окружающей среды и оказывают неблагоприятное воздействие на процесс стабильного развития общества. Понятие «стабильное развитие» включает три принципиальных аспекта: экономический рост, социальную справедливость и охрану окружающей среды. Они взаимосвязаны и предусматривают разработку стратегии равномерного развития природы и экономики, новую идеологию, в основу которых должно быть положено экологически урегулированное использование природных ресурсов. Стабильное развитие – основополагающий принцип, целью которого является сохранение естественного состояния экосистем. Это динамическая система с присущими ей колебаниями.

Поэтому цель данной работы – проанализировать и оценить закономерности динамики зимних средних декадных минимальных расходов рек бассейна оз. Севан в ряду многолетних наблюдений, рассчитать норму зимних средних декадных минимальных расходов, коэффициенты изменчивости (Cv) и асимметрии (Cs), декадные минимальные расходы различной обеспеченности.

В Республике Армении вопросами формирования, пространственного и временного распределения, прогнозирования минимального стока рек занимались Л. Р. Варданян, Л. В. Азизян, М. В. Шагинян, Б. П. Мнацаканян, З. З. Мурадян, Т. Г. Варданян, В. Г. Маргарян и др. [1–6]. Однако специализированных научных работ по изучению зимнего декадного минимального стока рек в Армении практически нет.

Методика исследования

Теоретической основой для решения поставленных задач послужили соответствующие научно-исследовательские работы [7–9]. Исходными данными выступили опубликованные в издании «Гидрологический ежегодник» фактические расходы воды зимнего маловодного периода по 12 гидрологическим постам Армгидромета, имеющим длинный ряд наблюдений.

В работе использованы следующие методы: математико-статистический, экстраполяционный, интерполяционный, корреляционный, а также анализа и аналога.

Результаты и их обсуждение

Как правило, после весенне-летних половодий до марта в бассейне оз. Севан, как и на других территориях республики, наблюдается период маловодья, который обычно длится до 8–9 мес. В это время реки резко мелеют, и расходы в них становятся минимальными. По условиям формирования и величине стока период маловодья делится на летне-осенний и зимний. В обоих случаях питание рек происходит преимущественно подземными водами. Однако летне-осенние дожди часто могут нарушить режим питания рек.

На изучаемой территории в зимний период реки переходят в основном на питание подземными водами, и расходы воды в них резко понижаются до 5–24 % величины годового стока. К этому следует добавить, что часть высокогорных рек зимой промерзают до дна. Сток зимней межени для рек с подземным питанием может составить от 20 до 24 % годового стока, для рек с поверхностным питанием – от 5 до 10 %.

Минимальный сток рек бассейна оз. Севан формируется в непростых природных условиях (сложные горный рельеф и геологическая структура, разнообразие климатических условий и ряд других природных факторов). Их влияние нашло свое отражение в неравномерном пространственном распределении декадного минимального стока зимнего маловодного периода рек бассейна. Так, на изучаемой территории зимние средние декадные минимальные расходы колеблются в пределах от 0,045 до 2,630 м^3/с (табл. 1), а коэффициент изменчивости (вариации) зимних средних декадных минимальных расходов – от 0,14 до 0,63. Как правило, невысокие значения изменчивости наблюдаются на тех реках, которые имеют большую естественную зарегулированность стока (сравнительно обильное подземное питание).

Таблица 1

Зимние средние декадные минимальные расходы рек бассейна оз. Севан и коэффициенты их изменчивости и асимметрии

Table 1

Winter average ten-day minimum costs of the rivers of the Lake Sevan Basin and the coefficient of their variability and irregularity

Река – пост	Период наблюдений	Зимний декадный минимальный расход, $м^3/с$			Коэффициент изменчивости (Cv)	Коэффициент асимметрии (Cs)
		Норма	Наибольший	Наименьший		
Дзыкнагет – Цовагюх	1936–1939, 1941–1944, 1947–2017	0,140	0,29	0,064	0,32	0,75
Драхтик – Драхтик	1958–1963, 1972–1992, 1999–2017	0,045	0,10	0,006	0,63	0,74
Памбак – Памбак	1947–1950, 1952–1953, 1955–1968, 1970–1989, 1998–2017	0,069	0,12	0,026	0,33	0,36
Масрик – Цовак	1953–2017	2,330	3,69	0,920	0,22	–0,23
Карчахпюр – Карчахпюр	1952–1963, 1965–1994, 1998–2017	0,840	1,32	0,290	0,24	–0,47
Варденис – Варденик	1935–1938, 1940–1943, 1945–1946, 1949–1994, 1998–2017	0,490	0,90	0,069	0,39	0,39
Мартуни – Геховит	1963–2017	0,640	1,01	0,200	0,19	1,03
Аргичи – Геташен	1935–2017	1,960	3,19	0,810	0,25	0,37
Цахкашен – Вагашен	1971–1999, 2004–2017	0,470	0,78	0,180	0,28	–0,24
Личк – Личк	1960–1962, 1976–1994, 1998–2017	1,510	2,84	0,760	0,38	1,06
Бахтак – Цаккар	1951–2017	0,120	0,31	0,024	0,62	0,80
Гаварагет – Норатус	1936–1944, 1947–1948, 1950, 1952–1992, 1998–2017	2,630	3,81	1,920	0,14	0,21

В работе для каждого водомерного поста рассчитана норма зимних средних декадных минимальных расходов, а также выделены их наибольшие и наименьшие значения (см. табл. 1). Исследования показали, что наибольший зимний средний декадный минимальный расход наблюдался на посту Норатус р. Гаварагет (3,81 $м^3/с$ в 1948 г.), а наименьший – на посту Драхтик р. Драхтик (0,006 $м^3/с$ в 1961 г.).

Как правило, с высотой растет модуль минимального стока [1; 3–5]. Однако в бассейне оз. Севан некоторые отклонения от этой закономерности наблюдаются на посту Цаккар р. Бахтак (0,83 $л/(с \cdot км^2)$) и посту Личк р. Личк (45,7 $л/(с \cdot км^2)$) (рис. 1). По нашему мнению, это обусловлено физико-географическими особенностями речных бассейнов, а также местной спецификой питания.

Следует отметить, что для рек Беларуси выявлена прямая зависимость между модулем минимального стока, средней высотой водосбора и эрозионным врезом русла реки [10]. Полученные результаты позволяют сделать вывод, что характер расчлененности рельефа речных бассейнов имеет существенное значение в формировании летне-осеннего и зимнего минимальных стоков, и эти показатели необходимо учитывать при расчете минимального стока.

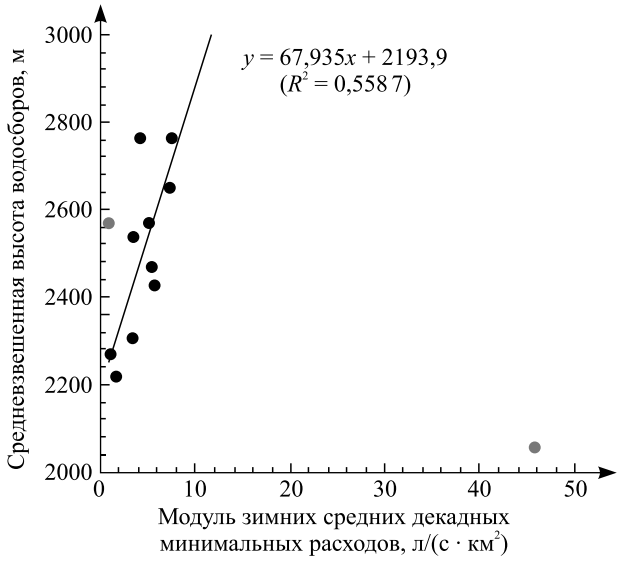


Рис. 1. Зависимость между модулями зимних средних декадных минимальных расходов и средневзвешенной высотой водосборов на водомерных постах бассейна оз. Севан

Fig. 1. The relationship between the modules of winter average ten-day minimum costs and the weighted average catchment height at the water measuring posts of the Lake Sevan Basin

В работе изучена динамика зимних средних декадных минимальных расходов рек бассейна оз. Севан по отдельным постам. Для всех действующих постов построены графики изменений минимальных расходов. Проведенный анализ показывает, что у большинства рек, впадающих в оз. Севан, наблюдается тенденция роста зимних средних декадных минимальных расходов (рис. 2). Так, на 7 из 12 изученных постов (58 %) выявлен четко выраженный тренд увеличения зимнего среднедекадного минимального стока. Только на 5 реках – Масрик, Мартуни, Бахтак, Личк и Гаварагет (т. е. в 42 % случаев) – наблюдается тенденция уменьшения. Изучив отмеченные реки, можно сделать вывод, что в упомянутых речных бассейнах происходит сокращение запасов подземных вод, что требует детального анализа и одновременно является задачей иных исследований. Отметим, что это заключение всего лишь предположение, и данный вопрос нуждается в дополнительном и всестороннем изучении.

Аналогичные результаты были получены и в других регионах планеты [11–14]. Так, для многих рек Беларуси характерен стабильный рост летне-осенних (73 % исследуемых рек) и зимних (80 %) минимальных расходов воды, причем на большинстве рек градиент изменения стока в зимний период выше, чем в летне-осенний [10]. Практически на всей европейской территории России отмечается увеличение нормы минимального стока, при этом наибольший рост наблюдается в южных частях бассейна, в степной и лесостепной зонах [15]. В работе [16] сделан вывод, что для большинства рек бассейна р. Волги

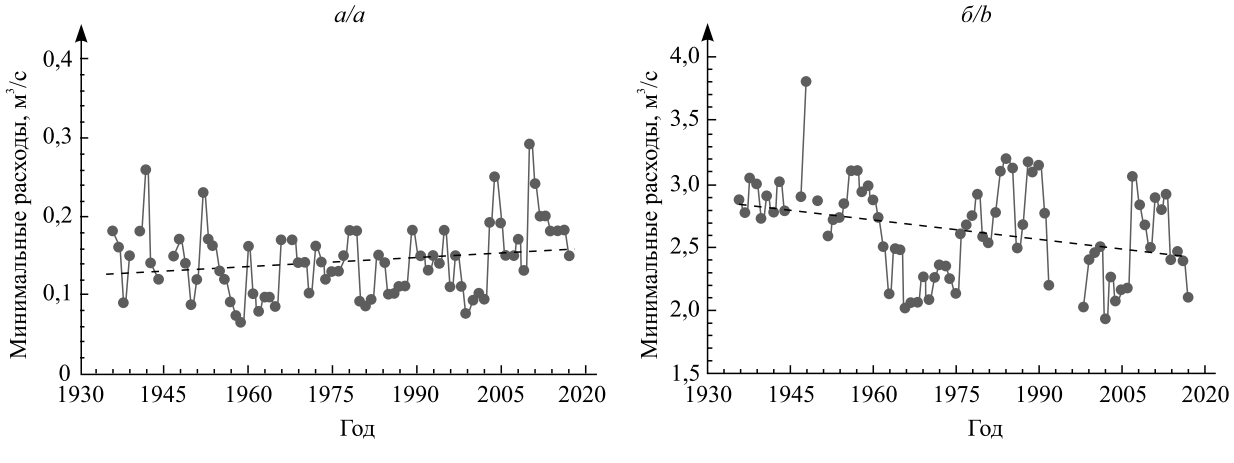


Рис. 2. Динамика зимних средних декадных минимальных расходов на посту Цовагюх р. Дзыкнагет (*а*) и посту Норатус р. Гаварагет (*б*)

Fig. 2. Dynamics of winter average ten-day minimum costs on the post Tsovagiugh of the Dzknaget River (*a*) and post Noratus of the Gavaraget River (*b*)

можно выделить две фазы: длительный период пониженной водности (зимних минимальных расходов) сменяется периодом повышенной водности, продолжающимся по настоящее время. Также показано, что регулирование стока воды Верхне-Иртышским каскадом водохранилищ привело к существенному увеличению зимнего минимального расхода (на 78 %) [11].

Те речные экосистемы, где наблюдается тенденция уменьшения зимних декадных минимальных расходов, становятся более уязвимыми, поскольку в этом случае степень риска увеличения объемов водопотребления резко возрастает, так как в речном русле не соблюдаются минимальные объемы экологического стока. В настоящее время особенно неблагоприятное экологическое состояние отмечается в речных бассейнах с интенсивно развитой гидроэнергетикой. Такая ситуация существует в некоторых частях речных бассейнов изучаемой территории. С другой стороны, в результате неэффективного водозабора из рек сток малых рек очень часто почти полностью расходуется, вследствие чего ряд их зимой полностью замерзают.

Рассчитаны суммарные зимние средние декадные минимальные расходы рек, впадающих в оз. Севан, по фактическим данным 12 гидрологических постов (отсутствующие данные восстановлены). Рассмотрены их временной ход и тренды (рис. 3). Анализ линий тренда показывает, что в бассейне оз. Севан в настоящее время наблюдается положительная тенденция, в результате чего за последние почти 60 лет суммарный минимальный декадный сток, поступающий в оз. Севан, вырос на 1,08 м^3/с, или 10 %. Это играет исключительно важную роль для охраны водных ресурсов и повышения уровня оз. Севан, имеющего стратегическое значение для республики. И при рациональном использовании воды этот рост будет оказывать положительное воздействие на решение проблемы оз. Севан.

Рассмотрены также временной ход и тренды средних зимних температур приземного слоя воздуха и атмосферных осадков для исследуемой территории за имеющиеся периоды наблюдений (рис. 4). Анализ линий тренда показывает, что на всех действующих в настоящее время метеостанциях бассейна наблюдается тенденция роста температур воздуха и атмосферных осадков.

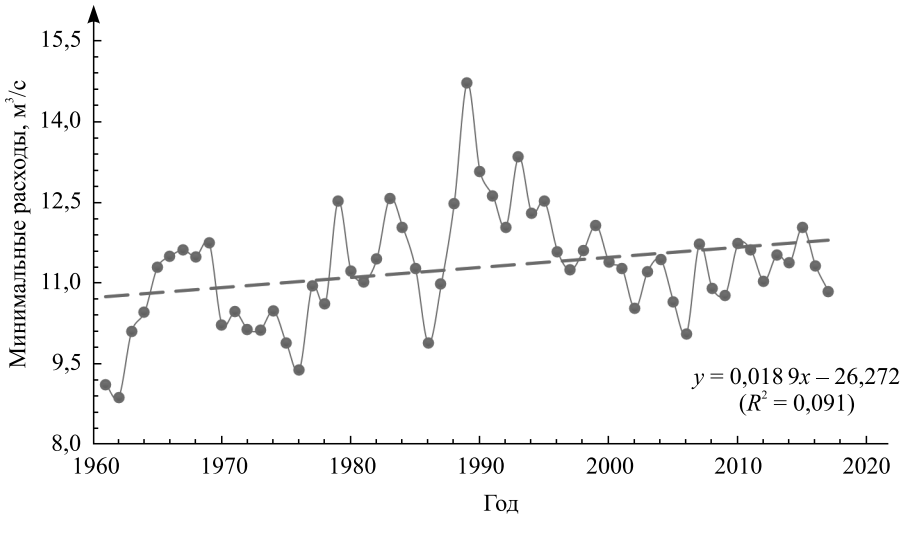


Рис. 3. Тренд межгодового хода суммарных зимних средних декадных минимальных расходов на реках, впадающих в оз. Севан

Fig. 3. Trend of inter-annual total winter average ten-day minimum costs on rivers flowing into Lake Sevan

Отметим, что в работе [17] проанализировано влияние температуры воздуха и толщины льда на зимний сток рек бассейна р. Алдан. Установлено, что уменьшение толщины речного льда вследствие более теплых зим ведет к увеличению пропускной способности речных русел, в результате чего возрастает зимний сток рек. Была получена региональная зависимость интенсивности истощения зимнего стока от суммы температур воздуха первой половины зимы и интенсивности нарастания толщины льда.

Рассчитана степень риска зимних декадных минимальных расходов рек изучаемой территории с обеспеченностью 90; 95; 99; 99,9 % с повторяемостью раз в 10; 20; 100 и 1000 лет соответственно (табл. 2). Анализируя степень риска минимальных расходов, замечаем, что она резко возрастает. В особенности это наблюдается на посту Цаккар р. Бахтак и посту Драхтик р. Драхтик, где раз в 100 лет (а на р. Драхтик – раз в 20 лет) может происходить пересыхание русел с отсутствием воды.

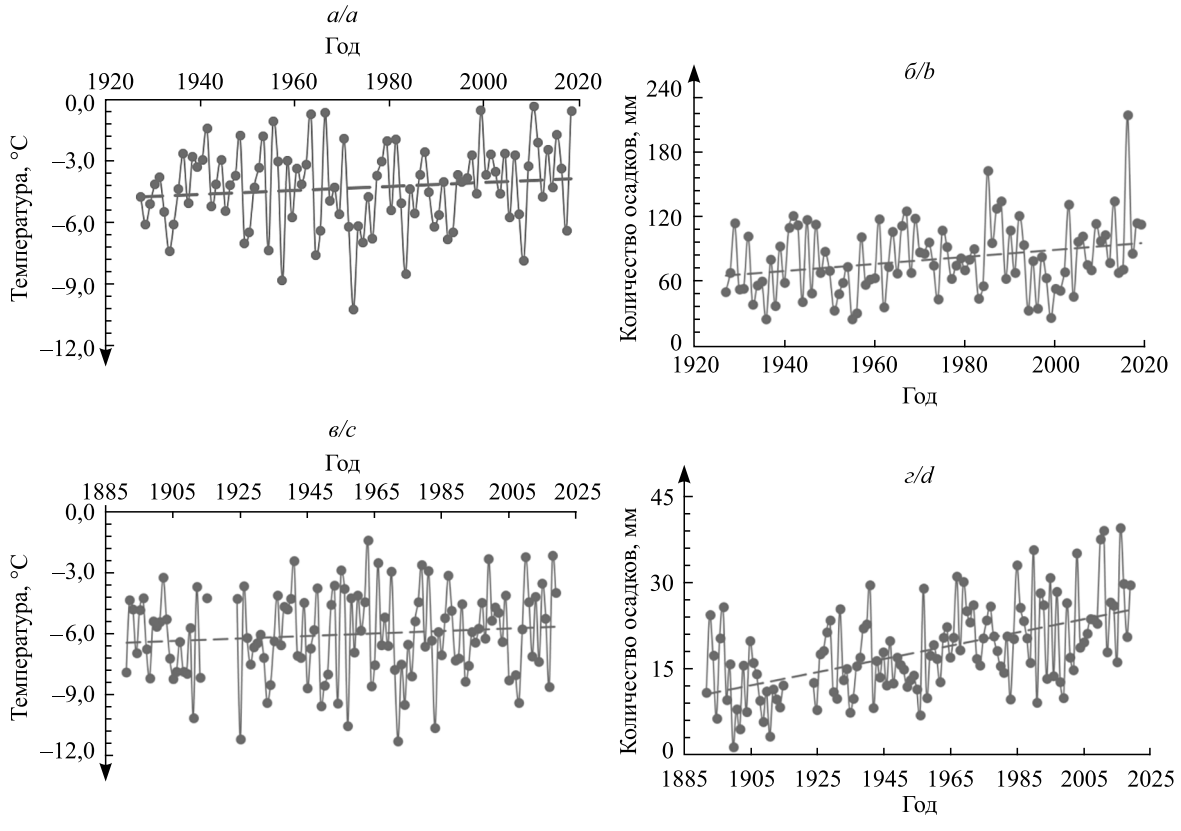


Рис. 4. Тренд межгодового хода средних температур приземного слоя воздуха и атмосферных осадков за зимний период в бассейне оз. Севан: *а*, *б* – на метеостанции Мартуни; *в*, *г* – на метеостанции Гавар

Fig. 4. Trend of inter-annual average temperature of surface layer of atmosphere and atmospheric precipitation for winter period in Lake Sevan Basin: *a*, *b* – meteorological station Martuni; *c*, *d* – meteorological station Gavar

Таблица 2

Обеспеченные зимние средние декадные минимальные расходы рек бассейна оз. Севан, м^3/с

Table 2

Secured winter average ten-day minimum costs of the rivers of the Lake Sevan Basin, m^3/s

Река – пост	Обеспеченность зимних средних декадных минимальных расходов			
	90 %	95 %	99 %	99,9 %
Дзыкнагет – Цовагюх	0,090	0,080	0,062	0,047
Драхтик – Драхтик	0,011	0,007	0,002	0,000
Памбак – Памбак	0,041	0,034	0,023	0,014
Масрик – Цовак	1,670	1,460	1,060	0,591
Карчахпюр – Карчахпюр	0,579	0,489	0,311	0,087
Варденис – Варденик	0,248	0,196	0,017	0,058
Мартуни – Геховит	0,501	0,474	0,431	0,390
Аргичи – Геташен	1,360	1,220	0,977	0,749
Цахкашен – Вагашен	0,298	0,245	0,140	0,016
Личк – Личк	0,865	0,750	0,570	0,419
Бахтак – Цаккар	0,034	0,022	0,008	0,002
Гаварагет – Норатус	2,160	2,040	1,830	1,610

Отметим, что согласно характеристике ООН природный риск – это ожидаемые ущербы, которые обусловлены проявлением опасных природных явлений за определенный период времени на данной территории. Оценка риска в основном проводится по степени вероятности опасности и ожидаемой мере ущерба. В работе оценка риска минимальных расходов выполнялась количественным методом. Количественная оценка риска базируется на математической статистике и теории вероятностей [18].

Заключение

Таким образом, полученные результаты имеют очень важное прикладное значение для геоэкологических задач, в частности для управления водными экосистемами, их эффективного использования и охраны, определения экологического стока, оценки рисков, прогнозирования водных катастроф, защиты речных экосистем от деградации и др.

По результатам исследований сделаны следующие выводы:

1. Минимальные расходы воды рек изучаемой территории наблюдаются в период летне-осеннего и зимнего маловодья. Зимнее маловодье длится с конца ноября – декабря до февраля – марта.

2. Зимние средние декадные минимальные расходы рек, впадающих в оз. Севан, колеблются в пределах 0,045–2,630 $м^3/с$.

3. Коэффициент изменчивости зимнего среднего декадного минимального стока составляет от 0,14 до 0,63; коэффициент асимметрии варьирует от –0,47 до +1,06.

4. С высотой растут как коэффициенты изменчивости зимних средних декадных минимальных расходов, так и коэффициенты асимметрии. Малые значения коэффициента изменчивости характерны для тех рек, которые имеют устойчивое подземное питание, и наоборот.

5. С высотой местности растет модуль минимального стока. Некоторые отклонения от этой закономерности наблюдаются на посту Цаккар р. Бахтак и посту Личк р. Личк, что обусловлено местными физико-географическими особенностями и питанием речных бассейнов.

6. У большинства рек, впадающих в оз. Севан (7 из 12 изученных постов, т. е. 58 % случаев), отмечается тенденция увеличения зимних среднедекадных минимальных расходов. Исключение составляют реки Масрик, Мартуни, Бахтак, Личк и Гаварагет. Наблюдается также стабильный рост суммарных зимних среднедекадных минимальных расходов рек бассейна оз. Севан.

7. Тенденция понижения зимних среднедекадных минимальных расходов рек, впадающих в оз. Севан, обусловлена уменьшением запасов подземных вод, что требует детального изучения и одновременно является задачей иных исследований. В этих речных экосистемах степень риска увеличения объемов водопотребления резко возрастает, поскольку в речных руслах минимальные объемы экологического стока могут не сохраниться.

8. На всех действующих в настоящее время метеостанциях бассейна наблюдается тенденция роста температур воздуха и атмосферных осадков, что повлияет на особенности изменения зимних среднедекадных минимальных расходов.

9. Отмечается рост степени риска зимних минимальных расходов. В особенности это наблюдается на посту Цаккар р. Бахтак и посту Драхтик р. Драхтик, где раз в 100 лет может происходить пересыхание русел с отсутствием воды.

10. Предлагаются дополнительные детальные и всесторонние исследования.

Библиографические ссылки

1. Варданян ТГ. Зимний минимальный сток р. Аргичи и его расчет. *Ученые записки Ереванского государственного университета*. 1991;2:150–156 (на арм.).

2. Маргарян ВГ. Динамика летне-осеннего меженного стока впадающих в Арпиличское водохранилище малых рек в контексте глобального изменения климата. В: Китаев АБ, Ларченко ОВ, Двинских СА, редакторы. *Современные проблемы водохранилищ и их водосборов. Труды VI Международной научно-практической конференции; 29 мая – 1 июня 2017 г.; Пермь, Россия. Том 1. Гидро- и геодинамические процессы. Управление водными ресурсами.* Пермь: Perm University Press; 2017. с. 111–115.

3. Маргарян ВГ, Давтян ТМ, Амроян АМ, Хуршудян СА, Саргсян КГ, Матевосян ВА. [Анализ и оценка изменения зимних наименьших среднедекадных расходов воды притоков озера Севан]. В: *Ашхархагрутян ев еркрабанутян арди химнахндирнеры. Еревани петакан хамалсарани химнадрман 100-амякин нвирвац мидзазгаин гитажохови нютер; 27–29 септември 2018; Ереван, Аястан* [Современные задачи географии и геологии. Материалы Международной конференции, посвященной 100-летию Ереванского государственного университета; 27–29 сентября 2018 г.; Ереван, Армения]. Ереван: Издательство Ереванского государственного университета; 2018. с. 242–246 (на арм.).

4. Мурадян ЗЗ. *Расчет и оценка риска экстремальных расходов рек бассейна Аракс РА* [автореферат диссертации]. Ереван: Ереванский государственный университет; 2014. 32 с. (на арм.).

5. Муранов АП, редактор. *Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 9, выпуск 2. Бассейн р. Аракса.* Москва: Гидрометеоиздат; 1973. 471 с.

6. Шагинян МВ, Мнацаканян БП. О возможности прогнозирования меженного стока по уровням грунтовых вод. В: Саркисян ВО, редактор. *Сборник работ Ереванской гидрометеорологической обсерватории. Выпуск 4.* Москва: Гидрометеоиздат; 1982. с. 36–39.

7. Владимиров АМ. *Гидрологические расчеты.* Ленинград: Гидрометеоиздат; 1990. 365 с.

8. Маргарян ВГ, Варданян ТГ. [Особенности формирования речного стока и внутригодового распределения бассейна озера Севан]. В: *Ашхархагрутян гитакарцогакан неружы ев горцнакан кирарумы. Валесяни цнндян 80 ев гитаманкаваржакан горцунётян 55-амякин нвирвац гитажоговы нютэр* [Научно-практический потенциал географии и его практическое применение. Материалы научной конференции, посвященной 80-летию со дня рождения и 55-летию научно-педагогической деятельности Лемвела Акоповича Валесяна]. Ереван: Издательство Ереванского государственного университета; 2011. с. 211–223 (на арм.).

9. Рождественский АВ, Чеботарев АИ. *Статистические методы в гидрологии.* Ленинград: Гидрометеоиздат; 1974. 424 с.

10. Волчек АА, Грядунова ОИ. *Минимальный сток рек Беларуси (Основные закономерности формирования и методы расчета)*. Брест: БрГУ имени А. С. Пушкина; 2010. 169 с.

11. Бейсембаева МА, Дубровская ЛИ, Земцов ВА. Минимальный сток Иртыша в равнинной части бассейна на территории Республики Казахстан в условиях антропогенной нагрузки. *Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов.* 2016;327(4):35–43.

12. Frolova NL, Belyakova PA, Grigor'ev VYu, Sazonov AA, Zotov LV. Many-year variations of river runoff in the Selenga basin. *Water Resources and the Regime of Water Bodies.* 2017;44(3):359–371. DOI: 10.1134/S0097807817030101.

13. Rets EP, Dzhamalov RG, Kireeva MB, Frolova NL, Durmanov IN, Telegina AA, et al. Recent trends of river runoff in the North Caucasus. *Geography, environment, sustainability.* 2018;11(3):61–70. DOI: 10.24057/2071-9388-2018-11-3-61-70.

14. Telegina EA. Spatial and temporal variations of winter discharge under climate change: case study of rivers in European Russia. In: Chen Y, Neale C, Cluckie I, Su Z, Zhou J, Huang Q, et al., editors. *Remote sensing and GIS for hydrology and water resources. Proceedings RSHS'14 and ICGRHWE'14; 2014 August 24–27; Guangzhou, China*. Wallingford: International Association of Hydrological Sciences; 2015. p. 245–250. (IAHS Publication; No. 368). DOI: 10.5194/piahs-368-245-2015.

15. Филиппова ИА. *Минимальный сток рек европейской части России и его оценка в условиях изменения климата* [диссертация]. Москва: Институт водных проблем РАН; 2014. 210 с.

16. Болгов МВ, Коробкина ЕА, Трубецкова МД, Филимонова МК, Филиппова ИА. Современные изменения минимального стока на реках бассейна р. Волга. *Метеорология и гидрология*. 2014;3:75–85.

17. Гуревич ЕВ. Влияние температуры воздуха на зимний сток рек (на примере бассейна р. Алдан). *Метеорология и гидрология.* 2009;9:92–99.

18. Крылов АВ, редактор. *Экология озера Севан в период повышения его уровня. Результаты исследований Российско-Армянской биологической экспедиции по гидроэкологическому обследованию озера Севан (Армения) (2005–2009 гг.).* Махачкала: Наука ДНЦ; 2010. 348 с.

References

1. Vardanyan TG. [The minimal flow of the river Argidji in winter and the methods of its calculation]. *Uchennye zapiski Erevanskogo gosudarstvennogo universiteta*. 1991;2:150–156. Armenian.

2. Margaryan VG. Dynamics change of summer-autumn low water period of small rivers falling into Arpi Lake in the context of global climate change. In: Kitaev AB, Larchenko OV, Dvinskikh SA, editors. *Sovremennye problemy vodokhranilishch i ikh vodosborov. Trudy VI Mezhdunarodnoi nauchno-prakticheskoi konferentsii; 29 maya – 1 iyunya 2017 g.; Perm', Rossiya. Tom 1. Gidro- i geodinamicheskie protsessy. Upravlenie vodnymi resursami* [Current issues of reservoirs and their catchment areas. Proceedings of the 6th International scientific practical conference; 2017 May 29 – June 1; Perm, Russia. Volume 1. Hydro- and geodynamics processes. Water resources management]. Perm: Perm University Press; 2017. p. 111–115. Russian.

3. Margaryan VG, Davtyan TM, Amroyan AM, Khurshudyan SA, Sargsyan KG, Matevosyan VA. [Analysis and assessment of changes in the winter minimum mean decadal water flow in the tributaries of Lake Sevan]. In: *Ashkharkhagrutyan ev erkrabanutyan ardi khimnakhndirnery. Erevani petakan khamalsarani khimnadrman 100-amyakin nvirvats midzazgain gitazhokhovi nyuter; 27–29 septemberi 2018; Erevan, Ayastan* [Contemporary issues of geography and geology. Proceedings of the International conference dedicated to the 100th anniversary of the Yerevan State University; 2018 September 27–29; Yerevan, Armenia]. Yerevan: Publishing House of the Yerevan State University; 2018. p. 242–246. Armenian.

4. Muradyan ZZ. *Raschet i otsenka riska ekstremal'nykh raskhodov rek basseina Araks RA* [Calculations and risk assessment of the extreme outcomes of the rivers of the Araks basin of the RA] [dissertation abstract]. Yerevan: Yerevan State University; 2014. 32 p. Armenian.

5. Muranov AP, editor. *Resursy poverkhnostnykh vod SSSR. Tom 9, vypusk 2. Bassein r. Araksa* [Surface water resources of the USSR. Volume 9, issue 2. The Araks River Basin]. Moscow: Gidrometeoizdat; 1973. 471 p. Russian.

6. Shaginyan MV, Mnatsakanyan BP. [About the possibility of forecasting low-flow runoff through the groundwater levels]. In: Sarkisyan VO, editor. *Sbornik rabot Erevanskoi gidrometeorologicheskoi observatorii. Vypusk 4* [Collected works of the Yerevan Hydrometeorological Observatory. Volume 4]. Moscow: Gidrometeoizdat; 1982. p. 36–39. Russian.

7. Vladimirov AM. *Gidrologicheskie raschety* [Hydrological calculations]. Leningrad: Gidrometeoizdat; 1990. 365 p. Russian.

8. Margaryan VG, Vardanyan TG. [River drainage forming and intra-annual distribution features of Sevan Lake Basin]. In: *Ashkharkhagrutyan gitakartsogakan neruzhy ev gortsnakan kirarumy. Valesyani tsnndyan 80 ev gitamankavarzhakan gortsunetyan 55-amyakin nvirvats gitazhogovy nyuter* [Scientific and practical potential of geography and its practical application. Proceedings of the scientific conference dedicated to the 80th anniversary of the birth and 55th anniversary of the scientific and pedagogical activity of Lemvel Akopovich Valesyan]. Yerevan: Publishing House of the Yerevan State University; 2011. p. 211–223. Armenian.

9. Rozhdestvenskii AV, Chebotarev AI. *Statisticheskie metody v gidrologii* [Statistical methods in hydrology]. Leningrad: Gidrometeoizdat; 1974. 424 p. Russian.

10. Volchek AA, Gryadunova OI. *Minimal'nyi stok rek Belarusi (Osnovnye zakonomernosti formirovaniya i metody rascheta)* [Minimum runoff of the rivers of Belarus (Main regularities of formation and calculation methods)]. Brest: Brest State A. S. Pushkin University; 2010. 169 p. Russian.

11. Beysembaeva MA, Dubrovskaya LI, Zemtsov VA. Minimum flow of the upper Irtysh River in the basin flat part in the Republic of Kazakhstan under anthropogenic impact. *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering.* 2016;327(4):35–43. Russian.

12. Frolova NL, Belyakova PA, Grigor'ev VYu, Sazonov AA, Zotov LV. Many-year variations of river runoff in the Selenga Basin. *Water Resources and the Regime of Water Bodies.* 2017;44(3):359–371. DOI: 10.1134/S0097807817030101.

13. Rets EP, Dzhamalov RG, Kireeva MB, Frolova NL, Durmanov IN, Telegina AA, et al. Recent trends of river runoff in the North Caucasus. *Geography, environment, sustainability.* 2018;11(3):61–70. DOI: 10.24057/2071-9388-2018-11-3-61-70.

14. Telegina EA. Spatial and temporal variations of winter discharge under climate change: case study of rivers in European Russia. In: Chen Y, Neale C, Cluckie I, Su Z, Zhou J, Huang Q, et al., editors. *Remote sensing and GIS for hydrology and water resources. Proceedings RSHS'14 and ICGRHWE'14; 2014 August 24–27; Guangzhou, China.* Wallingford: International Association of Hydrological Sciences; 2015. p. 245–250. (IAHS Publication; No. 368). DOI: 10.5194/piahs-368-245-2015.

15. Filippova IA. *Minimal'nyi stok rek evropeiskoi chasti Rossii i ego otsenka v usloviyakh izmeneniya klimata* [The minimum flow of rivers in the European part of Russia and its assessment in the context of climate change] [dissertation]. Moscow: Institute of Water Problems of the Russian Academy of Sciences; 2014. 210 p. Russian.

16. Bolgov MV, Korobkina EA, Trubetskova MD, Filimonova MK, Filippova IA. Modern changes of minimal runoff on the Volga basin's rivers. *Meteorologiya i gidrologiya.* 2014;3:75–85. Russian.

17. Gurevich EV. Air temperature influence on the winter river runoff (case study of the Aldan River Basin). *Meteorologiya i gidrologiya*. 2009;9:92–99. Russian.

18. Krylov AV, editor. *Ecology of Lake Sevan during the period of water level rise. The results of Russian-Armenian biological expedition for hydroecological survey of Lake Sevan (Armenia) (2005–2009).* Makhachkala: Nauka DNTs; 2010. 348 p. Russian.

Статья поступила в редколлегию 20.12.2019.
Received by editorial board 20.12.2019.

УДК 582.47:634.0.56(476)

ПРОДУКЦИОННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ СОСНЫ НА ПОЛУГИДРОМОРФНОМ ЭДАФОТОПЕ БЕЛОРУССКОГО ПОЛЕСЬЯ В ИЗМЕНЯЮЩИХСЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Е. В. МАТЮШЕВСКАЯ[1)], ***В. Н. КИСЕЛЕВ***[2)], ***А. Е. ЯРОТОВ***[1)], ***В. А. ХВИНЕВИЧ***[1)]

[1)]*Белорусский государственный университет,*
пр. Независимости, 4, 220030, г. Минск, Беларусь
[2)]*Белорусский государственный педагогический университет им. Максима Танка,*
ул. Советская, 18, 220030, г. Минск, Беларусь

Приведены результаты исследования динамики радиального прироста сосны в региональных климатических условиях Белорусского Полесья на полугидроморфном эдафотопе. Показано, что потенциал стволовой продуктивности деревьев в сосняке черничном индивидуален. Максимальный индивидуальный радиальный прирост календарно не совпадает и не зависит от погодно-климатических условий, за исключением лет с метеорологическими аномалиями. Ресурсные возможности сосны для нарастания стволовой массы уменьшились во второй половине XX – начале XXI в. после понижения уровня грунтовых вод в результате осушительной мелиорации и при потеплении климата с относительной аридизацией.

Ключевые слова: Белорусское Полесье; сосна лесная; климатические условия; мелиорация; радиальный прирост; продукционный потенциал.

Образец цитирования:
Матюшевская ЕВ, Киселев ВН, Яротов АЕ, Хвиневич ВА. Продукционный потенциал сосны на полугидроморфном эдафотопе Белорусского Полесья в изменяющихся климатических условиях. *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология.* 2020;1:36–44.
https://doi.org/10.33581/2521-6740-2020-1-36-44

For citation:
Matsiusheuskaya KV, Kisialiou VN, Yarotau AE, Khvinevich VA. Pine production potential on semihydromorphic edafotope of Belarusian Polesje under changing climatic conditions. *Journal of the Belarusian State University. Geography and Geology.* 2020;1:36–44. Russian.
https://doi.org/10.33581/2521-6740-2020-1-36-44

Авторы:
Екатерина Викторовна Матюшевская – кандидат географических наук, доцент; заведующий кафедрой физической географии мира и образовательных технологий факультета географии и геоинформатики.
Виктор Никифорович Киселев – доктор географических наук, профессор; руководитель временного научного коллектива «Дендроэкология».
Алексей Евгеньевич Яротов – кандидат географических наук, доцент; доцент кафедры физической географии мира и образовательных технологий факультета географии и геоинформатики.
Виктория Андреевна Хвиневич – аспирантка кафедры физической географии мира и образовательных технологий факультета географии и геоинформатики. Научный руководитель – Е. В. Матюшевская.

Authors:
Katsiaryna V. Matsiusheuskaya, PhD (geography), docent; head of the department of physical geography of the world and educational technologies, faculty of geography and geoinformatics.
katerina.vm@gmail.com
Viktar N. Kisialiou, doctor of science (geography), full professor; head of the temporary scientific team «Dendroecology».
kiselev-vn@yandex.ru
Aliaxey E. Yarotau, PhD (geography), docent; associate professor at the department of physical geography of the world and educational technologies, faculty of geography and geoinformatics.
dehrono@mail.ru
Victoria A. Khvinevich, postgraduate student at the department of physical geography of the world and educational technologies, faculty of geography and geoinformatics.
vikkhvinevich@gmail.com

PINE PRODUCTION POTENTIAL ON SEMIHYDROMORPHIC EDAFOTOPE OF BELARUSIAN POLESJE UNDER CHANGING CLIMATIC CONDITIONS

***K. V. MATSIUSHEUSKAYA*[a], *V. N. KISIALIOU*[b], *A. E. YAROTAU*[a], *V. A. KHVINEVICH*[a]**

[a]*Belarusian State University, 4 Niezaliežnasci Avenue, Minsk 220030, Belarus*
[b]*Belarusian State Pedagogical University named after Maxim Tank, 18 Saveckaja Street, Minsk 220030, Belarus*

Corresponding author: K. V. Matsiusheuskaya (katerina.vm@gmail.com)

There are presented the results of the study of the pine tree-ring growth dynamics in the regional semidimorphic and climatic conditions of Belarusian Polesje. It has been shown that the production potential in the increase in stem mass of trees in a bilberry pine is individual. The maximum individual tree-ring growth does not coincide with the calendar and does not depend on weather and climate conditions, with the exception of years with meteorological anomalies. Resource capabilities of pine for the growth of stem mass decreased in the second half of the 20th century and the beginning of the 21st century after lowering the groundwater as a result of drainage reclamation and during climate warming with relative aridization.

Keywords: Belarusian Polesje; pine; climatic conditions; land reclamation; tree-ring growth; production potential.

Введение

Сосняки черничные наряду с сосняками мшистыми выступают основным биогеоценозом в хорологической структуре лесного фонда Белорусского Полесья. Они являются неотъемлемым компонентом полесского ландшафта и, помимо того что имеют огромное природоохранное значение, играют большую роль в народном хозяйстве республики. Потенциал стволовой продуктивности сосняков, как и других растительных формаций, оказавшихся в искусственно созданных условиях понижения уровня грунтовых вод в результате крупномасштабных осушительно-мелиоративных работ, требует оценки на фоне изменения климата.

Если учесть исключительную роль леса в регуляции водного режима территории и формировании ландшафта такого своеобразного региона, как Полесье, то становится очевидным, насколько важно проследить реакцию лесных формаций, особенно сосновой, на достаточно длительное воздействие искусственного понижения уровня грунтовых вод. В зоне этого понижения в первую очередь оказались сосняки черничные, занимающие песчаные эдафотопы с приповерхностным (не глубже 0,5 м до осушения сопредельных болот и заболоченных земель) залеганием грунтовых вод.

Сосняки черничные служат индикаторами экологических последствий (изменение первичной продуктивности лесов на полугидроморфных почвах) влияния ведущего для Полесья антропогенного фактора – осушительной мелиорации – в изменяющихся климатических условиях. По этой причине представлялось необходимым оценить их ресурсный потенциал для нарастания стволовой массы на современном этапе постмелиоративного состояния природной среды региона.

Материалы и методика исследования

Для выявления потенциала стволовой продуктивности сосняка черничного привлечены 75 образцов древесины, отобранных возрастным буравом на высоте 1,3 м у 65-, 75-, 95-, 115- и 145-летних деревьев на песчаных междуречьях канализированных рек Ипы, Виши, Тремли и Нератовки (Октябрьский и Светлогорский лесхозы) без привязки к одному лесоустроительному выделу. При этом взаимное влияние деревьев полностью исключалось.

Насаждение сосны с древостоем в возрасте 145 лет расположено в лесном массиве, равноудаленном на 3 км от аг. Великий Бор (к юго-востоку) и с. Загалье (к северо-востоку), на первой надпойменной террасе канализированной реки Ипы (Светлогорский лесхоз, Чирковичское лесничество, квартал № 90). Находясь в 0,8 км от торфяника на левобережье р. Ипы, оно оказалось в зоне снижения грунтовых вод на глубину до 1,6 м в результате мелиоративных работ, завершенных в 1952 г., и реконструкции осушительной сети в начале 1960-х гг.

Древостой в возрасте 95 и 115 лет, у которого отбирались образцы древесины, растет в лесном массиве между населенными пунктами Углы и Шкава, в 1 км и далее к западу от торфяника с осушитель-

ной сетью на мелиоративном объекте «Нератовка», южнее шоссе Паричи – Октябрьский (Октябрьский лесхоз, Шкавское лесничество, квартал № 10, урочище Каменский лес). Грунтовые воды залегают на глубине 2,1 м. Очевидное влияние на их снижение оказала осушительная мелиорация. Несмотря на то что канализированная река Нератовка с ее малой осушительной сетью в верхнем и среднем течении полностью пересыхала в первой половине 1960-х гг., коренная реконструкция осушительной системы с двусторонним регулированием стока завершена в 1969 г.

Отбор образцов древесины у деревьев в возрасте 65 и 75 лет выполнен в лесном массиве в 0,5 км севернее верхового болота в урочище Шапецкий мох (Октябрьский лесхоз, Любанское лесничество, квартал № 9). Болото занимает овальное понижение (поперечником до 1 км с запада на восток и 1,5 км с севера на юг) южнее с. Вяжны на песчаном междуречье канализированных рек Ипы и Тремли. На севере за водоотводящим каналом Речка к нему примыкает заброшенная площадка по добыче торфа с сохранившейся развитой осушительной сетью. В настоящее время торфоплощадка зарастает густым березовым мелколесьем с отдельными деревьями сосны. Образцы древесины отбирались на удалении более 1 км от канала Речка – правого притока канализированной реки Рудянки. Неглубокое (0,5–0,7 м) по сравнению с другими привлеченными к исследованию тест-участками залегание грунтовых вод с малоамплитудными колебаниями глубины, по всей видимости, обусловлено регуляцией их уровенного режима верховым болотом, вода в котором находится на уровне поверхности.

Березовое мелколесье на самом болоте не имеет признаков угнетения и отмирания (сухостоя), которое наступает при подъеме грунтовых вод, что указывает на неизменность гидрологического режима. Состояние осушительной сети при уровне воды в ней 1,2 м и глубже, включая канал Речка, обеспечивает сельскохозяйственное использование освоенных земель на мелиоративных объектах «Ипа» и «Тремля».

При определении ресурсного потенциала сосны учитывался только максимальный индивидуальный радиальный прирост каждого дерева во всех возрастных сериях. После дендрометрических измерений деревья были объединены в одновозрастные серии (группы) с точностью до 5 лет (по количеству годичных колец плюс 10 лет на рост дерева до высоты отбора образцов, возраст указан на 2018 г.) (табл. 1).

Таблица 1

Основные сведения о тестированных возрастных группах деревьев в сосняке черничном

Table 1

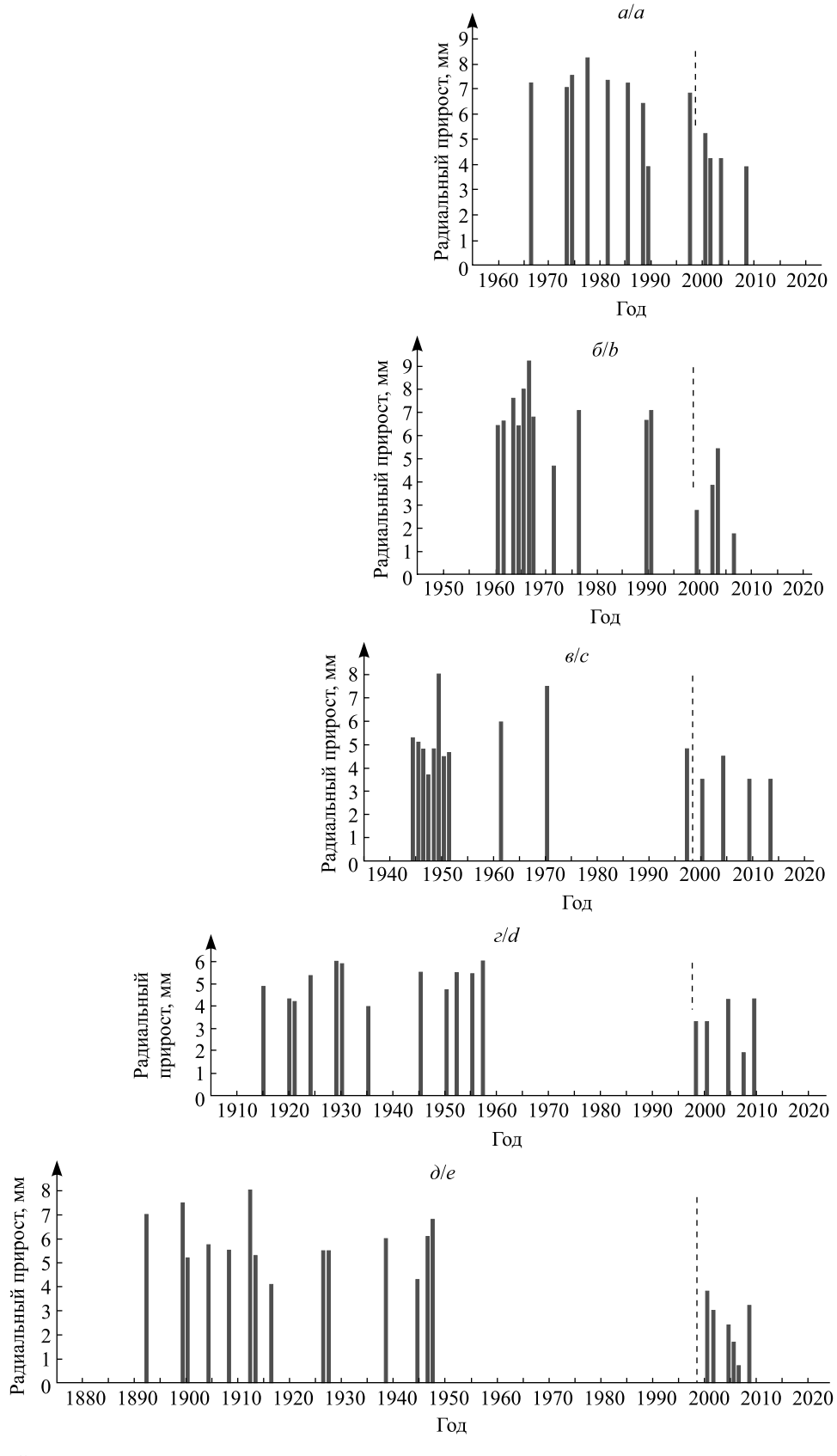
Basic information about the tested age groups of trees in blueberry pinery

Возраст, лет	Количество деревьев	Высота, м	Диаметр, см	Уровень грунтовых вод, м
65	12	18–20	34–40	0,6
75	16	18–22	34–40	0,6
95	10	20–28	36–42	2,1
115	20	20–30	40–52	2,1
145	17	22–26	56–72	1,6

Временной анализ изменчивости максимального индивидуального радиального прироста, отражающего биопродукционный потенциал сосны при разных климатических условиях (см. рисунок), нами выполнен до и после 1998 г., с которого началось ярко выраженное потепление, сопровождающееся ростом увлажненности [1].

Результаты и их обсуждение

Изменчивость радиального прироста на высоте отбора образцов (1,3 м) вызывается только климатическими факторами [2]. Основные положения дендроклиматического анализа представлены в работах [3; 4]. Позднее была предложена методика таких исследований [5] и разработаны методические основы организации системы дендроклиматического мониторинга на региональном уровне [6; 7]. Несмотря на то что факт влияния погодно-климатических условий на радиальный прирост известен с середины XIX в., а в XX в. появились сотни посвященных этому работ, сложность анализа их взаимосвязи такова, что до сих пор данная проблема не может считаться решенной [8]. Пробелы в знаниях определяют необходимость проведения подобных целенаправленных исследований в лесах умеренного региона [9], в особенности для выявления тревожных событий в них [10].



Многолетний ход изменчивости максимального индивидуального радиального прироста возрастных серий деревьев в сосняке черничном на территории Белорусского Полесья с осушительной сетью:
а – 65 лет; *б* – 75 лет; *в* – 95 лет; *г* – 115 лет; *д* – 145 лет. Вертикальной штриховой линией показан 1998 г.

The long-term course of variability of the maximum tree-ring growth of age series of trees in the blueberry pinery on the territory of the Belarusian Polesje with a drainage network:
a – 65 years; *b* – 75 years; *c* – 95 years; *d* – 115 years; *e* – 145 years. The vertical dashed line shows 1998

В Белорусском Полесье основное внимание уделялось изучению продуктивности лесных фитоценозов на почвах атмосферного увлажнения [11; 12]. В полугидроморфных эдафотопах произрастания она оказалась недостаточно исследованной, особенно в связи с влиянием осушительной мелиорации на условия их водного питания.

Хорологически сосняки черничные распространены в проточно-болотно-подзолистом и олиготрофно-подзолистом ландшафтно-мелиоративных комплексах [13]. Характерной особенностью первого из них является присутствие пойм малых рек и проточных ложбин, а второго – наличие блюдцеобразных микро- и мезопонижений, занятых верховыми и переходными болотами. Оба названных природных комплекса претерпели значительные изменения под влиянием крупномасштабной осушительной мелиорации и пополнили перечень природно-антропогенных ландшафтов Беларуси [14].

Подзолистая глеевая почва под 145-летним сосняком развита на рыхлых кварцевых песках. Она включает следующие морфологические горизонты: A_0 (0–8 см) – подстилка и дернина; A_1 (8–22 см) – песок серый с белесой присыпкой; A_2 (22–39 см) – песок белесый, рыхлый; B_{1g} (39–51 см) – песок серовато-оранжевый с буроватыми пятнами, среднеуплотненный непрочный, влажный; B_{2g} (51–110 см) – песок светло-охристый с сизоватыми и буроватыми пятнами, рыхлый, влажный; C_g (110–210 см) – песок мелкозернистый, сизоватый с размытыми охристыми пятнами, сырой, внизу оплывает.

Почва под насаждениями в возрасте 95 и 115 лет подзолистая глеевая с иллювиально-железисто-гумусовым горизонтом со свойственным строением: A_0 (0–6 см) – подстилка и дернина; A_1 (6–29 см) – песок черный с белесой присыпкой, влажный; A_2 (29–54 см) – песок белесый, рыхлый, влажный; B_{1fh} (54–69 см) – песок ржаво-бурый, сплошной или фрагментарный, плотный, глыбистый, влажный; B_{2g} (69–100 см) – песок кварцевый, мелкозернистый, светло-охристый, рыхлый, влажный; C_g (100–210 см) – песок кварцевый, мелкозернистый, сизоватый с охристыми пятнами, сырой, внизу оплывает.

Почва под сосняком черничным в возрасте 65 и 75 лет также подзолистая глеевая с иллювиально-железисто-гумусовым горизонтом с тем же строением: A_0 (0–4 см) – подстилка и дернина; A_1 (4–12 см) – песок черный с белесой присыпкой; A_2 (12–24 см) – песок белесый, рыхлый; B_{1fh} (24–42 см) – песок ржаво-бурый, плотный, глыбистый; $B_{2g}C_g$ (42–100 см) – песок кварцевый, мелкозернистый, сизоватый с охристыми пятнами, сырой, оплывает. Грунтовые воды залегают на глубине 0,5–0,7 м (в среднем 0,6 м по замерам в 2010 и 2018 гг.), т. е. несколько ниже, чем в сосняках черничных на территории без осушительной сети (0,3–0,5 м).

Индивидуальное нарастание стволовой массы происходило в течение всей жизни дерева (вне зависимости от возраста) до 1998 г. и имело свои отличительные особенности, определяемые гидрогеологическими условиями обводненности эдафотопа и возрастом древостоя. У поколений 95-, 115- и 145-летнего возраста максимальный размер годичного кольца формировался до завершения осушительной мелиорации в 1952 г. После этого года продукционный потенциал сосны был подавлен, на что указывает отсутствие колец, размер которых был бы равен их наибольшей величине в предшествующий период. Только по два таких эпизода выявлено у 95-летних деревьев (в 1955 и 1957 гг., вскоре после рекордного (905 мм) выпадения осадков в 1953 г., что могло повлиять на уровенный режим грунтовых вод и увлажнение эдафотопа и у 115-летних (в 1961 и влажном 1970 г. с 826 мм осадков).

У деревьев всех возрастных серий максимальный индивидуальный радиальный прирост, характеризующий продукционный потенциал для нарастания стволовой массы, значительно различался: его высшие значения были в пределах от 6,2 до 9,3 мм, низшие – от 3,8 до 4,7 мм, средние – от 5,3 до 6,9 мм (табл. 2).

В 65- и 75-летних сериях, у которых грунтовое водное питание можно рассматривать как оптимальное, реализация продукционного потенциала сосны для нарастания стволовой массы проявилась в предельных значениях максимального индивидуального радиального прироста 8,2 и 9,3 мм соответственно, хотя его наименьшая величина (4,0 и 4,7 мм) мало отличалась от таковой у возрастных групп 95, 115 и 145 лет, оказавшихся в зоне существенного понижения уровня грунтовых вод. Как результат, средние значения этого показателя стволовой продуктивности (6,8 и 6,9 мм) заметно (на 1,5 мм) превосходили значения у старших поколений.

Годы максимального индивидуального радиального прироста деревьев в пределах одной возрастной серии и между ними в сосняке черничном до 1952 г. календарно не совпадали. Подобное отмечено у 95-летнего поколения в 1945 и 1951 гг. и у 115-летних деревьев в 1929 и 1930 гг. Сосна реализовывала свой биопродукционный потенциал для нарастания стволовой массы при естественном режиме грунтовых вод до осушительной мелиорации в условиях неоднородности метеорологических показателей в разные годы (табл. 3). Сосновые древостои имеют большую инертность в накоплении запасов древесины, и существенных изменений в них из-за потепления климата не предвидится [15].

Диапазон изменчивости годовой температуры составлял от 5,1 до 7,5 °С, на протяжении безлиственного периода (октябрь – апрель) температура колебалась в пределах от –3,2 до +2,3 °С, в месяцы ак-

тивного роста (май и июнь) она варьировалась от 12,7 до 17,6 °С, а за вегетационный период в целом (май – сентябрь) – от 13,5 до 17,3 °С. Осадки также не отличались постоянством: за год выпадало от 355 до 821 мм, с октября по апрель – от 169 до 407 мм, за май и июнь – от 76 до 204 мм, с мая по сентябрь – от 192 до 539 мм.

Таблица 2

Диапазон изменчивости и средние значения максимального индивидуального радиального прироста деревьев в возрастных сериях сосняка черничного до и после 1998 г. (за исключением 1952–1997 гг. для возраста 95, 115 и 145 лет)

Table 2

Range of variability and average values of maximum individual tree-ring growth in the age series of blueberry pinery before and after 1998 (except 1952–1997 for age 95, 115 and 145 years)

Возраст, лет	Диапазон изменчивости, мм		Среднее значение, мм	
	До 1998 г.	После 1998 г.	До 1998 г.	После 1998 г.
65	4,0–8,2	2,3–4,2	6,8	4,3
75	4,7–9,3	1,8–5,7	6,9	3,4
95	3,8–8,0	2,4–4,5	5,4	3,7
115	4,2–6,2	2,0–4,3	5,3	3,4
145	4,2–8,0	0,6–3,8	5,9	2,5

Таблица 3

Метеорологические условия лет с максимальным индивидуальным радиальным приростом сосны в Белорусском Полесье на территории с осушительной сетью (по наблюдениям на метеостанции Василевичи)

Table 3

Meteorological conditions of years with the maximum individual tree-ring growth of pine in the Belarusian Polesje on the territory with a drainage network (according to observations at the weather station Vasilevichi)

Значение параметра	Температура, ºС				Осадки, мм			
	Октябрь – апрель	Май – июнь	Май – сентябрь	В целом за год	Октябрь – апрель	Май – июнь	Май – сентябрь	В целом за год
До 1998 г.								
Среднее	–0,2	15,1	15,5	6,4	287	133	346	633
Минимальное	–3,2	12,7	13,5	5,1	169	76	192	355
Максимальное	2,3	17,6	17,3	7,5	407	204	539	821
После 1998 г.								
Среднее	1,4	15,5	16,6	7,7	345	116	332	677
Минимальное	–1,1	12,1	15,3	6,3	262	51	271	533
Максимальное	2,8	18,6	18,7	8,9	489	254	457	790

Для периода максимальной реализации сосной своего продукционного потенциала были характерны следующие климатические условия. Среднегодовая температура достигала 6,4 °С, средняя температура безлиственного периода равнялась –0,2 °С, средняя температура мая и июня составляла 15,1 °С, а всего вегетационного периода – 15,5 °С. В среднем за год выпадало 633 мм осадков, из них 287 мм за безлиственный период и 346 мм за вегетационный, в том числе 133 мм за май и июнь.

Позднее сосна не смогла реализовать свой продукционный потенциал не только по причине понижения уровня грунтовых вод в результате осушительной мелиорации, но и в связи с наступлением неустойчиво влажной эпохи с потеплением климата до 1998 г. [1], хотя среднегодовое количество осадков

в 1961–1998 гг. не уменьшилось (630 мм): оно не сократилось ни за вегетационный период в целом (345 мм), в том числе включая месяцы активного роста (136 мм), ни за безлиственный (285 мм). Климат несколько потеплел: среднегодовая температура возросла на 0,3 °С, в основном за счет безлиственного периода (на 0,5 °С).

Годичные эпизоды предельного значения максимального индивидуального радиального прироста сосны в сосняке черничном, указывающие на потенциал ее стволовой продуктивности до осушительной мелиорации, календарно не совпадали. У 145-летнего дерева (8,0 мм) это 1912 г., у 115-летнего (6,2 мм) – 1929 и 1957 гг., у 95-летнего (8,0 мм) – 1949 г., у 75-летнего (9,3 мм) – 1966 г., а у 65-летнего (8,2 мм) – 1977 г. Сосна в черничном типе на полугидроморфной почве в климатических условиях Белорусского Полесья смогла продемонстрировать свой продукционный потенциал для нарастания стволовой массы до осушительной мелиорации независимо от погодных условий (табл. 4).

Взаимное влияние деревьев в соответствии с примененной методикой исключалось: они не одновременно реагировали на один и тот же фактор сообразно своим биологическим особенностям и положению в фитоценозе.

Таблица 4

Метеорологические условия лет с предельно высоким значением максимального радиального прироста сосняка черничного до 1998 г. (по наблюдениям на метеостанции Василевичи)

Table 4

Meteorological conditions of years with the highest value of the maximum tree-ring growth of blueberry pinery before 1998 (according to observations at the weather station Vasilevichi)

Год	Радиальный прирост, мм	Температура, °С				Осадки, мм			
		Октябрь – апрель	Май – июнь	Май – сентябрь	В среднем за год	Октябрь – апрель	Май – июнь	Май – сентябрь	В среднем за год
1912	8,0	–0,7	14,6	14,7	5,7	407	140	414	821
1929	6,2	–3,2	15,2	16,0	4,8	301	137	317	618
1949	8,0	0,7	14,8	15,0	6,6	299	80	247	546
1957	6,2	0,3	15,4	15,7	6,7	226	111	396	622
1966	9,3	0,7	16,4	16,3	7,2	347	147	241	588
1977	8,2	0,3	15,6	15,0	6,4	258	164	449	707

После 1998 г., при заметном потеплении климата по сравнению с предыдущими годами, диапазон изменчивости максимального индивидуального радиального прироста в зависимости от возраста древостоя составлял от 0,6 до 5,7 мм – почти в 2 раза меньше этого показателя до 1952 г. Среднее значение максимального индивидуального радиального прироста (от 2,5 до 4,7 мм) оказалось в 1,5 раза меньшим. Календарное совпадение данного показателя стволовой продуктивности отмечалось в 1999–2009 гг. В эти годы среднегодовая температура воздуха была выше на 1,3 °С, средняя температура безлиственного периода – на 1,6 °С, а вегетационного – на 1,1 °С по сравнению с температурой в предшествующие годы. Наибольшее количество календарных совпадений максимального прироста у 65- и 75-летних деревьев наблюдалось в 2003 г. (6 и 11 эпизодов соответственно), у 95-, 115- и 145-летних – в 2004 г. (4, 8 и 3 эпизода соответственно). На фоне общего потепления климата 2003 г. оказался относительно холодным (среднегодовая температура 6,3 °С, средняя температура безлиственного периода –1,1 °С), с недобором осадков (617 мм за год, из них 285 мм за безлиственные месяцы). Гидрометеорологические условия 2003 г. могли стать синхронизирующим фактором возникшего максимального нарастания стволовой массы в сосняке черничном при неглубоком залегании грунтовых вод – 0,6 м (возрастные группы 65 и 75 лет). Для древостоя сосняка черничного с понизившимся до 1,6–2,1 м уровнем грунтовых вод после осушительной мелиорации (возрастные группы 95, 115 и 145 лет) наибольшее выпадение осадков в 2004 г. (790 мм за год, 371 мм за безлиственный период и 419 мм за вегетационный) в сочетании с положительной температурой безлиственных месяцев (1,2 °С) и несколько пониженной температурой месяцев активного роста (на 1,7 °С) и вегетационного периода в целом (на 1,1 °С) по сравнению с климатическим фоном потепления, очевидно, способствовало синхронизации максимального для этого периода нарастания стволовой массы.

Заключение

Продукционный потенциал деревьев в сосняке черничном на полугидроморфном эдафотопе строго индивидуален. Его реализация в нарастании стволовой массы (радиальный прирост) не является погодично синхронной, календарно не совпадает и не зависит от погодно-климатических условий, за исключением лет с метеорологическими аномалиями. После завершения осушительной мелиорации реализация продукционного потенциала сосны во второй половине XX – начале XXI в. определялась суммацией возникших гидрогеологических и климатических условий. Его угнетение вызвано снижением грунтовых вод до глубины 1,6–2,1 м и уменьшением атмосферных осадков. Для максимального нарастания стволовой массы оптимальным является майский уровень грунтовых вод 0,6 м.

Библиографические ссылки

1. Киселев ВН, Матюшевская ЕВ. Климатические условия периода мелиоративного освоения Белорусского Полесья. *Мелиорация*. 2015;1:150–159.

2. Демаков ЮП. *Диагностика устойчивости лесных экосистем (методологические и методические аспекты)*. Йошкар-Ола: Периодика Марий Эл; 2000. 415 с.

3. Douglass AE. *Climatic cycles and tree growth. Volume 3. A study of cycles.* Washington: Carnegie Institution of Washington; 1936. 171 p.

4. Fritts HC. *Tree rings and climate*. London: Academic Press; 1976. 567 p.

5. Битвинскас ТТ. *Дендроклиматические исследования.* Ленинград: Гидрометеоиздат; 1974. 172 с.

6. Шиятов СГ, Ваганов ЕА. Методические основы организации системы дендроклиматического мониторинга в лесах азиатской части России. *Сибирский экологический журнал.* 1998;5(1):31–38.

7. Ваганов ЕА, Плешиков ФИ. Система мониторинга лесов как основа их рационального использования и устойчивого развития. *Сибирский экологический журнал.* 1998;5(1):3–8.

8. Вишнякова ТВ. *Индикация тепловлагообеспеченности по радиальному приросту деревьев применительно к исследованиям изменения климата отдельных регионов России* [автореферат диссертации]. Санкт-Петербург: Российский государственный гидрометеорологический университет; 2005. 14 с.

9. Hüttl RF, Schneider BU, Farrell EP. Forests of the temperate region: gaps in knowledge and research needs. *Forest Ecology and Management.* 2000;132(1):83–96. DOI: 10.1016/S0378-1127(00)00381-9.

10. Rubino DL, McCarthyz BC. Comparative analysis of dendroecological methods used to assess disturbance events. *Dendrochronologia*. 2004;21(3):97–115. DOI: 10.1078/1125.7865.00047.

11. Петров ЕГ. *Водный режим и продуктивность лесных фитоценозов на почвах атмосферного увлажнения.* Минск: Наука и техника; 1983. 213 с.

12. Русаленко АИ. *Годичный прирост деревьев и влагообеспеченность*. Минск: Наука и техника; 1986. 236 с.

13. Киселев ВН. *Белорусское Полесье: экологические проблемы мелиоративного освоения*. Минск: Наука и техника; 1987. 150 с.

14. Скачкова АС, Курлович ДМ. Природно-антропогенные ландшафты Белорусской возвышенной провинции: классификация, пространственная структура, районирование. *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология*. 2017;1:3–13.

15. Багинский ВФ. Динамика и продуктивность модальных сосновых древостоев в Белорусском Полесье. *Эко-потенциал.* 2015;3:14–23.

References

1. Kiselev VN, Matiushevskaja EV. Climatic conditions during the period of reclamation of Belarusian Polesye. *Melioratsiya*. 2015;1:150–159. Russian.

2. Demakov YuP. *Diagnostika ustoichivosti lesnykh ekosistem (metodologicheskie i metodicheskie aspekty)* [Diagnostics of the sustainability of forest ecosystems (methodological and methodological aspects)]. Yoshkar-Ola: Periodika Marii El; 2000. 415 p. Russian.

3. Douglass AE. *Climatic cycles and tree growth. Volume 3. A study of cycles.* Washington: Carnegie Institution of Washington; 1936. 171 p.

4. Fritts HC. *Tree rings and climate.* London: Academic Press; 1976. 567 p.

5. Bitvinskas TT. *Dendroklimaticheskie issledovaniya* [Dendroclimatic studies]. Leningrad: Gidrometeoizdat; 1974. 172 p. Russian.

6. Shiyatov SG, Vaganov EA. [Methodological basis for the organization of the dendroclimatic monitoring system in the forests of the Asian part of Russia]. *Sibirskii ekologicheskii zhurnal.* 1998;5(1):31–38. Russian.

7. Vaganov EA, Pleshikov FI. [Forest monitoring system as the basis for their rational use and sustainable development]. *Sibirskii ekologicheskii zhurnal.* 1998;5(1):3–8. Russian.

8. Vishnyakova TV. *Indikatsiya teplovlagoobespechennosti po radial'nomu prirostu derev'ev primenitel'no k issledovaniyam izmeneniya klimata otdel'nykh regionov Rossii* [Indication of heat and moisture supply by the radial growth of trees, as applied to studies of climate change in individual regions of Russia] [dissertation abstract]. Saint Petersburg: Russian State Hydrometeorological University; 2005. 14 p. Russian.

9. Hüttl RF, Schneider BU, Farrell EP. Forests of the temperate region: gaps in knowledge and research needs. *Forest Ecology and Management.* 2000;132(1):83–96. DOI: 10.1016/S0378-1127(00)00381-9.

10. Rubino DL, McCarthyz BC. Comparative analysis of dendroecological methods used to assess disturbance events. *Dendrochronologia.* 2004;21(3):97–115. DOI: 10.1078/1125.7865.00047.

11. Petrov EG. *Vodnyi rezhim i produktivnost' lesnykh fitotsenozov na pochvakh atmosfernogo uvlazhneniya* [Water regime and productivity of forest phytocenoses on soils of atmospheric moisture]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1983. 213 p. Russian.

12. Rusalenko AI. *Godichnyi prirost derev'ev i vlagoobespechennost'* [Annual growth of trees and moisture supply]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1986. 236 p. Russian.

13. Kiselev VN. *Belorusskoe Poles'e: ekologicheskie problemy meliorativnogo osvoeniya* [Belarusian Polesje: environmental problems of land reclamation]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1987. 150 p. Russian.

14. Skachkova AS, Kurlovich DM. Natural-anthropogenic landscapes of Belarusian elevated province: classification, spatial structure, zoning. *Journal of the Belarusian State University. Geography. Geology.* 2017;1:3–13. Russian.

15. Baginskii VF. [Dynamics and productivity of modal pine stands in Belorussian Polesje]. *Eko-potentsial*. 2015;3:14–23. Russian.

Статья поступила в редколлегию 17.01.2020.
Received by editorial board 17.01.2020.

УДК 551.89(476)

КОРРЕЛЯЦИЯ ДИНАМИКИ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ПЕРИФЕРИИ ПООЗЕРСКОГО (ВАЛДАЙСКОГО) ОЛЕДЕНЕНИЯ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ

В. П. ЗЕРНИЦКАЯ[1)]***, Б. П. ВЛАСОВ***[2)]***, А. В. МАТВЕЕВ***[1)]***, А. А. НОВИК***[2)]***,***
Д. А. СУБЕТТО[3)]***, Ю. А. КУБЛИЦКИЙ***[3)]***, А. В. ОРЛОВ***[3)]

[1)]*Институт природопользования Национальной академии наук Беларуси, ул. Ф. Скорины, 10, 220114, г. Минск, Беларусь*
[2)]*Белорусский государственный университет, пр. Независимости, 4, 220030, г. Минск, Беларусь*
[3)]*Российский государственный педагогический университет им. А. И. Герцена, набережная реки Мойки, 48, 191186, г. Санкт-Петербург, Россия*

Ландшафтно-климатические реконструкции в юго-восточном секторе последнего Скандинавского (Поозерского (Валдайского)) оледенения проводились в пределах трансекты по направлению от оз. Нарочь (Беларусь) к оз. Ильмень (Россия) на основе палинологических, изотопных и радиоуглеродных данных. Первый этап дегляциации территории, расположенной между максимальной оршанской (осташковской) стадией и вепсовско-крестецкими краевыми образованиями, длился от 20,0 до 15,5 тыс. календарных лет назад (к. л. н.). Начало озерного седиментогенеза в этом регионе датируется завершающими этапами пленигляциала (16,5–15,5 тыс. к. л. н.). Растительный покров

Образец цитирования:
Зерницкая ВП, Власов БП, Матвеев АВ, Новик АА, Субетто ДА, Кублицкий ЮА, Орлов АВ. Корреляция динамики окружающей среды юго-восточной периферии Поозерского (Валдайского) оледенения в позднеледниковье и голоцене. *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология.* 2020;1:45–59.
https://doi.org/10.33581/2521-6740-2020-1-45-59

For citation:
Zernitskaya VP, Vlasov BP, Matveev AV, Novik AA, Subetto DA, Kublitskiy YuA, Orlov AV. The correlation of the environmental dynamics of the southeastern periphery of the Poozerye (Valdai) glaciation in the Late Glacial and Holocene. *Journal of the Belarusian State University. Geography and Geology.* 2020;1:45–59. Russian.
https://doi.org/10.33581/2521-6740-2020-1-45-59

Авторы:
Валентина Петровна Зерницкая – кандидат географических наук; ведущий научный сотрудник лаборатории геодинамики и палеографии Центра литосферы и минерагении.
Борис Павлович Власов – доктор географических наук, профессор; заведующий научно-исследовательской лабораторией озероведения факультета географии и геоинформатики.
Алексей Васильевич Матвеев – академик Национальной академии наук Беларуси, доктор геолого-минералогических наук, профессор; главный научный сотрудник лаборатории геодинамики и палеографии Центра литосферы и минерагении.
Алексей Александрович Новик – кандидат географических наук, доцент; доцент кафедры общего землеведения и гидрометеорологии факультета географии и геоинформатики.
Дмитрий Александрович Субетто – доктор географических наук, профессор; декан факультета географии, заведующий кафедрой физической географии и природопользования.
Юрий Анатольевич Кублицкий – кандидат географических наук; доцент кафедры физической географии и природопользования факультета географии.
Александр Владимирович Орлов – магистрант кафедры физической географии и природопользования факультета географии. Научный руководитель – Д. А. Субетто.

Authors:
Valentina P. Zernitskaya, PhD (geography); leading researcher at the laboratory of geodynamics and paleogeography, Center of Litosphere and Minerageny.
valzern@gmail.com
Boris P. Vlasov, doctor of science (geography), full professor; head of the laboratory of lake research, faculty of geography and geoinformatics.
vlasov@bsu.by
Aleksey V. Matveev, academician of the National Academy of Sciences of Belarus, doctor of science (geology and mineralogy), full professor; chief researcher at the laboratory of geodynamics and paleogeography, Center of Litosphere and Minerageny.
matveyev@ecology.basnet.by
Aleksey A. Novik, PhD (geography), docent; associate professor at the department of earth science and hydrometeorology, faculty of geography and geoinformatics.
novika@bsu.by
Dmitriy A. Subetto, doctor of science (geography), full professor; dean of the faculty of geography and head of the department of physical geography and environmental management.
subetto@rambler.ru
Yuriy A. Kublitskiy, PhD (geography); associate professor at the department of physical geography and environmental management, faculty of geography.
uriy_87@rambler.ru
Alexandr V. Orlov, master's degree student at the department of physical geography and environmental management, faculty of geography.
95orlov@rambler.ru

CC BY NC

около 14,7 тыс. к. л. н. был представлен травяно-кустарниковой тундрой. В начале беллинг-аллередского интерстадиала происходила активная экспансия древесных пород (береза, сосна) на север, вслед за отступающим ледником. В конце аллереда (13,3 тыс. к. л. н.) на севере Беларуси доминировали открытые сосновые леса с березой, а в соседних регионах России – березовые и сосново-березовые. Начало экспансии ели как на территорию Беларуси, так и в северо-западную часть России датируется 13,2 тыс. к. л. н., что сопоставимо с осцилляцией Герцензее (GI-1b). Позднедриасовое похолодание характеризуется распространением разнотравно-лесотундровых ландшафтов, в составе которых, кроме сосны и березы, значительную роль играла ель. Рубеж позднеледниковье – голоцен (около 11,5 тыс. к. л. н.) отмечен падением содержания пыльцы ели, кустарниковых представителей тундры и трав. В голоцене по изотопным и палинологическим данным были выделены эпизоды похолодания. Изменения в растительности происходили в следующей последовательности: березовые и сосново-березовые леса (11,5–10,0 тыс. к. л. н.), смешанные березово-сосновые сообщества с участием широколиственных пород (10,0–8,0 тыс. к. л. н.), хвойно-широколиственные (8,0–5,8 тыс. к. л. н.), широколиственно-темнохвойные (5,8–2,7 тыс. к. л. н.), темнохвойные и дубово-темнохвойные с березой леса (2,7 тыс. к. л. н. – современный этап).

Ключевые слова: ледниковый покров; дегляциация; палеоландшафты; позднеледниковье; голоцен.

Благодарность. Исследования выполнены при финансовой поддержке проектов БРФФИ – РФФИ № Х18МС-007, № Х18Р-037 и РФФИ Бел_а № 18-55-00008.

THE CORRELATION OF THE ENVIRONMENTAL DYNAMICS OF THE SOUTHEASTERN PERIPHERY OF THE POOZERYE (VALDAI) GLACIATION IN THE LATE GLACIAL AND HOLOCENE

***V. P. ZERNITSKAYA*[a], *B. P. VLASOV*[b], *A. V. MATVEEV*[a], *A. A. NOVIK*[b], *D. A. SUBETTO*[c], *Yu. A. KUBLITSKIY*[c], *A. V. ORLOV*[c]**

[a]*Institute of Nature Management, National Academy of Sciences of Belarus, 10 F. Skaryny Street, Minsk 220114, Belarus*
[b]*Belarusian State University, 4 Niezaliežnasci Avenue, Minsk 220030, Belarus*
[c]*Herzen State Pedagogical University of Russia, 48 Moyka Embankment, Saint Petersburg 191186, Russia*
Corresponding author: A. A. Novik (novika@bsu.by)

The landscape-climatic reconstruction in the southeastern sector of the last Scandinavian (Poozerye (Valdai)) glaciation was carried out within transect in the direction from Lake Naroch (Belarus) to the Lake Ilmen (Russia) based on palynological, isotopic and radiocarbon data. The first stage of deglaciation of the territory located between the maximum Orsha (Ostashkov) stage and the Vepsian-Krestetskiy marginal formations lasted from 20.0 to 15.5 cal. ka BP. The onset of lake sedimentogenesis in this region dates from the final stages of the Pleniglacial (16.5–15.5 cal. ka BP). The vegetation cover about 14.7 cal. ka BP represented by grass-shrub tundra. At the beginning of the Belling-Allered interstadial, there was an active expansion of tree species (birch, pine) to the north, following the retreating glacier. At the end of the Allered (13.3 cal. ka BP), open pine forests with birch dominated in the north of Belarus, and birch and pine-birch in the neighboring regions of Russia. The beginning of the expansion of spruce, both in Belarus and in the northwestern regions of Russia, dates from 13.2 cal. ka BP, which is comparable with the oscillation of Herzensee (GI-1b). Late Dryas cooling characterized by the spread of herb-forest-tundra landscapes, in which, apart from pine and birch, spruce played a significant role. The boundary Late Glacial – Holocene (about 11.5 cal. ka BP) is marked by a decrease in the content of spruce pollen, shrubs of tundra and grass. According to isotopic and palynological data during the Holocene, revealed episodes of cooling. Changes in vegetation occurred in the following sequence: birch and pine-birch forests (11.5–10.0 cal. ka BP), mixed birch-pine with the participation of broadleaved species (10.0–8.0 cal. ka BP), coniferous-broadleaved (8.0–5.8 cal. ka BP), broadleaved – dark coniferous (5.8–2.7 cal. ka BP), dark coniferous and oak – dark coniferous with birch forests (2.7 cal. ka BP – modern stage).

Keywords: ice sheet; deglaciation; paleolandscapes; Late Glacial; Holocene.

Acknowledgements. The research was supported by projects of the Belarusian Republican Foundation for Fundamental Research and the Russian Foundation for Basic Research No. X18MC-007, No. X18P-037 and the Russian Foundation for Basic Research Bel_a No. 18-55-00008.

Введение

Согласно П. Ю. Кларку [1], разрастание ледяных щитов последнего (Вюрмского, Поозерского, Валдайского) оледенения, которое затронуло север Европы и северо-западную часть России, началось около 33 тыс. лет назад и достигло максимальных позиций в интервале от 26,5 до 20,0–18,0 тыс. лет назад [1; 2].

В течение максимума Поозерского оледенения (оршанская/осташковская стадия) северо-западные регионы Восточно-Европейской равнины были покрыты ледником. Особый интерес представляют этапы освобождения территории от ледникового покрова, с которыми связано начало формирования послеледниковых отложений и окружающей среды. Первая корреляция этапов деградации ледника на базе новых данных, полученных в течение последних десятилетий, была проведена В. Кальмом [3]. Однако этапы дегляциации территории в юго-восточной периферии последнего оледенения рассмотрены недостаточно полно, без учета новейших данных по Беларуси.

Ввиду сказанного основная цель представленной работы заключалась в проведении корреляций изменения природных обстановок в позднеледниковье и голоцене в юго-восточной периферии Поозерского (Валдайского) оледенения.

Территория и методы исследования

Реконструкция динамики окружающей среды выполнялась в пределах трансекты между оршанской (осташковской) и лужской (северолитовской) стадиями. Следует отметить, что на северо-западе России в зоне максимальной стадии Валдайского оледенения информация об экологических изменениях в доаллередское время практически отсутствует [4; 5]. В связи с этим для выполнения корреляций были выбраны наиболее изученные разрезы отложений Никольско-Лютинского болота (юго-западная часть побережья оз. Ильмень) и озер Валдайское и Усвяты (Двинско-Ловатское междуречье) [6–9]. На территории Беларуси использовались данные, полученные при изучении позднеледниковых и голоценовых отложений в разрезах озер Нарочь, Оконо, Долгое, болот Церковное и Лозовики (рис. 1). Выбор указанных объектов обусловлен их положением в пределах различных стадий отступания ледника.

Основными методами при проведении корреляций были литолого-фациальный, спорово-пыльцевой, радиоуглеродный и изотопный. Учитывая, что в последние десятилетия при стратиграфическом расчленении отложений и ландшафтно-климатических реконструкциях оперируют калиброванным возрастом, в работе приводятся даты как в радиоуглеродных, так и в календарных годах. Для перевода радиоуглеродного возраста в календарные даты применялись программное обеспечение *OxCal v. 4.2* [10] и калибровочная кривая IntCal13 [11]. Стратиграфия отложений выполнена с использованием периодизации Я. Мангеруда [12] и подразделений, установленных для позднеледниковья и голоцена по изотопно-кислородным данным вод ледовых кернов Гренландии (NGRIP, GRIP-2) [13].

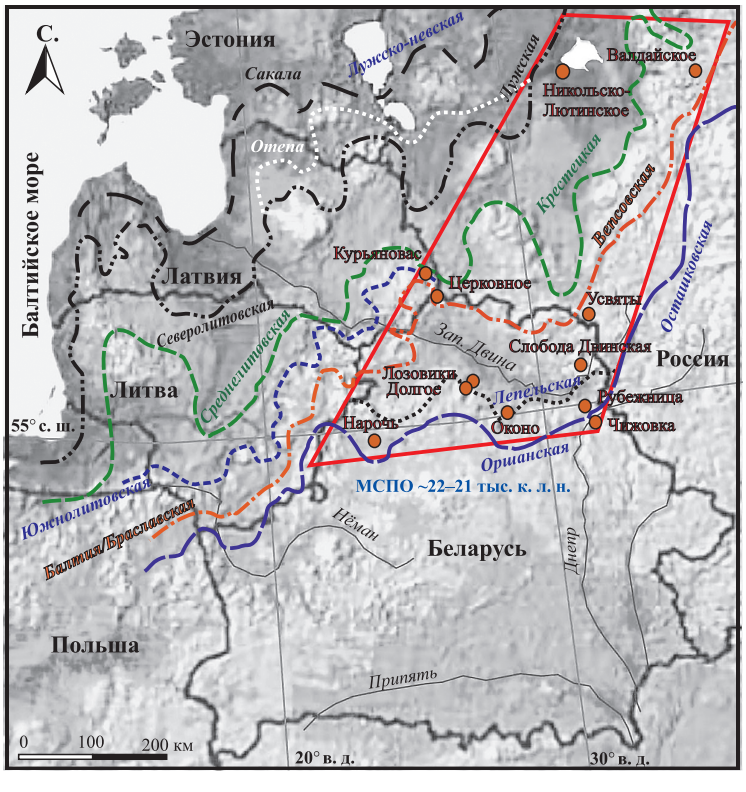


Рис. 1. Стадии деградации последнего Скандинавского оледенения и локализация используемых разрезов.
Источник: [3], с дополнениями

Fig. 1. Stages of degradation of the last Scandinavian glaciation and localization of used cuts.
Source: [3], supplemented

Результаты и их обсуждение

В 1980-х гг. для максимальной стадии Поозерского оледенения (МСПО) в восточном секторе Беларуси была получена серия радиоуглеродных дат [14–17], согласно которым территория Суражской озерно-ледниковой равнины, лежащей в 80–90 км севернее максимального положения края ледника, была свободна от ледникового покрова до примерно 22 тыс. календарных лет назад (к. л. н.) (разрез «Каспляне», 18 850 ± 80 радиоуглеродных лет назад (^{14}С л. н.) / 22,7 тыс. к. л. н.). В разрезе «Рубежница», расположенном вблизи МСПО, средний возраст отложений из подморенных лессовых аккумуляций составляет 17,9 ± 0,4 тыс. ^{14}С л. н. / 21,4 ± 0,7 тыс. к. л. н. и может датировать положение МСПО на северо-востоке страны около 21 тыс. к. л. н. Следует сказать, что в работе [18] В. Р. Винтернехт с соавторами отметили, что северо-восточные регионы Беларуси (у г. Суража) были свободны ото льда до 19,2 ± 0,2 тыс. к. л. н., основываясь при этом на самой молодой дате из подморенных отложений в разрезе «Дричалуки» (15 960 ± 180 ^{14}С л. н.). Однако в названном разрезе наблюдается инверсия радиоуглеродных дат, связанная с переотложением датируемого материала, и, по мнению Я.-М. Пуннинга [16], эти данные недостоверны. В разрезе «Чижовка» [17], расположенном с дистальной стороны края ледника, возраст детрита, перекрытого аллювиальными отложениями, датирован 16 950 ± 150 ^{14}С л. н. / 20 193 ± 270 к. л. н., что указывает на начало освобождения вышележащих регионов от ледникового покрова около 20 тыс. к. л. н. (17 тыс. ^{14}С л. н.). На ранних этапах быстрой дегляциации территории (оршанская/осташковская стадия) был образован Верхнелучосский приледниковый бассейн, который существовал в течение непродолжительной стагнации ледникового покрова во время лепельской фазы [19; 20] (см. рис. 1). При смещении края ледника от Витебской возвышенности к Городокской сформировался Суражский приледниковый бассейн, сток из которого какое-то время был заблокирован глыбами мертвого льда в районе Витебских порогов. В то время обширные приледниковые водоемы существовали и в пределах Усвятской группы озер (примерно 16 тыс.^{14}С л. н.) [21]. Прорыв ледниковых вод в районе г. Витебска и спуск Суражского водоема в пределы Полоцкой низменности датируются около 19 тыс. к. л. н. согласно возрасту органогенных отложений (15 780 ± 160 ^{14}С л. н. / 19 024 ± 250 к. л. н.), залегающих на морене и водно-ледниковых песках 10-метровой террасы р. Западной Двины (разрез «Слобода Двинская») [20].

Освобождение юго-западных регионов Беларуси от ледника, исходя из бериллиевых дат (^{10}Be), полученных при датировании валунов из свирских краевых образований, произошло 17,7 ± 2,0 тыс. лет назад [18]. Вероятно, более раннее освобождение восточных регионов от ледника (верховья рек Западной Двины и Ловати) было обусловлено секторной структурой ледникового покрова, уменьшением мощности и активности ледника в восточном направлении, а также особенностями рельефа [19; 22].

Во время браславской (вепсовской) стадии (около 16 тыс. к. л. н.) значительная часть территории Беларуси была свободна от ледникового покрова, а в пределах Полоцкой низменности существовал обширный приледниковый бассейн [22]. Поэтапный спуск этого водоема начался при смещении края ледника от браславских (вепсовских) морен к грядам калдабруна (Латвия) и крестецкой (Россия) около 15,5 тыс. к. л. н. Сперва сток вод осуществлялся по массивам мертвого льда на участке Друя – Краслава – Крауя, где проходил водораздел между Дисненской и Земгальской лопастями [23]. В дальнейшем при отходе ледника к северолитовскому поясу конечных морен (линкува – Латвия, отепа – Эстония, лужская – Россия) на участке Краслава – Крауя был образован магистральный сток, в результате чего уровень Полоцкого водоема понизился до отметки 140 м (около 14,5 тыс. к. л. н.). На этом этапе в пределах Освейской озерно-ледниковой равнины (разрезы «Церковное-1», «Церковное-2», «Освея») сформировался водоем с урезом воды на современном уровне (140 м) [24]. В то же время остаточные ледниковые озера существовали в Двинско-Ловатском междуречье, уровень воды в которых постепенно снижался [8; 9; 21].

Проявление термокарстовых процессов и начало озерного седиментогенеза в зоне МСПО на территории Беларуси датируются завершающим этапом позднепоозерского времени, или пленигляциала (GS-2a). Так, в оз. Нарочь (рис. 2) аккумуляция базальных слоев опесчаненной глины началась около 16 тыс. к. л. н. (13 100 ± 70 ^{14}С л. н.) [25; 26], а подсапропелевого торфа в разрезе «Лозовики» – примерно 16,4 тыс. к. л. н. (13 740 ± 850 ^{14}С л. н.) [27; 28]. Пыльцевые спектры и низкая концентрация пыльцы в отложениях этого возраста (см. рис. 2, *б*; рис. 3) свидетельствуют о скудном тундровом покрове, представленном кустарниковыми видами березы, ольхи и ивы, осокой, дриадой, мхами и плаунками (*Betula nana*, *Alnus fruticosa*, *Salix*, *Dryas ostopetala*, *Selaginella*) в сочетании с травянистыми ассоциациями (Asteraceae, Cyperaceae, Chenopodiaceae, Polygonaceae, Poaceae, Ranunculaceae, Rubiaceae, Solanaceae, *Artemisia*, *Helianthemum*, *Rumex*/*Oxyria type*, *Thalictrum*). Согласно палинологическим исследованиям отложений оз. Курьяновас подобные ландшафты существовали и в приграничных регионах Латвии [29].

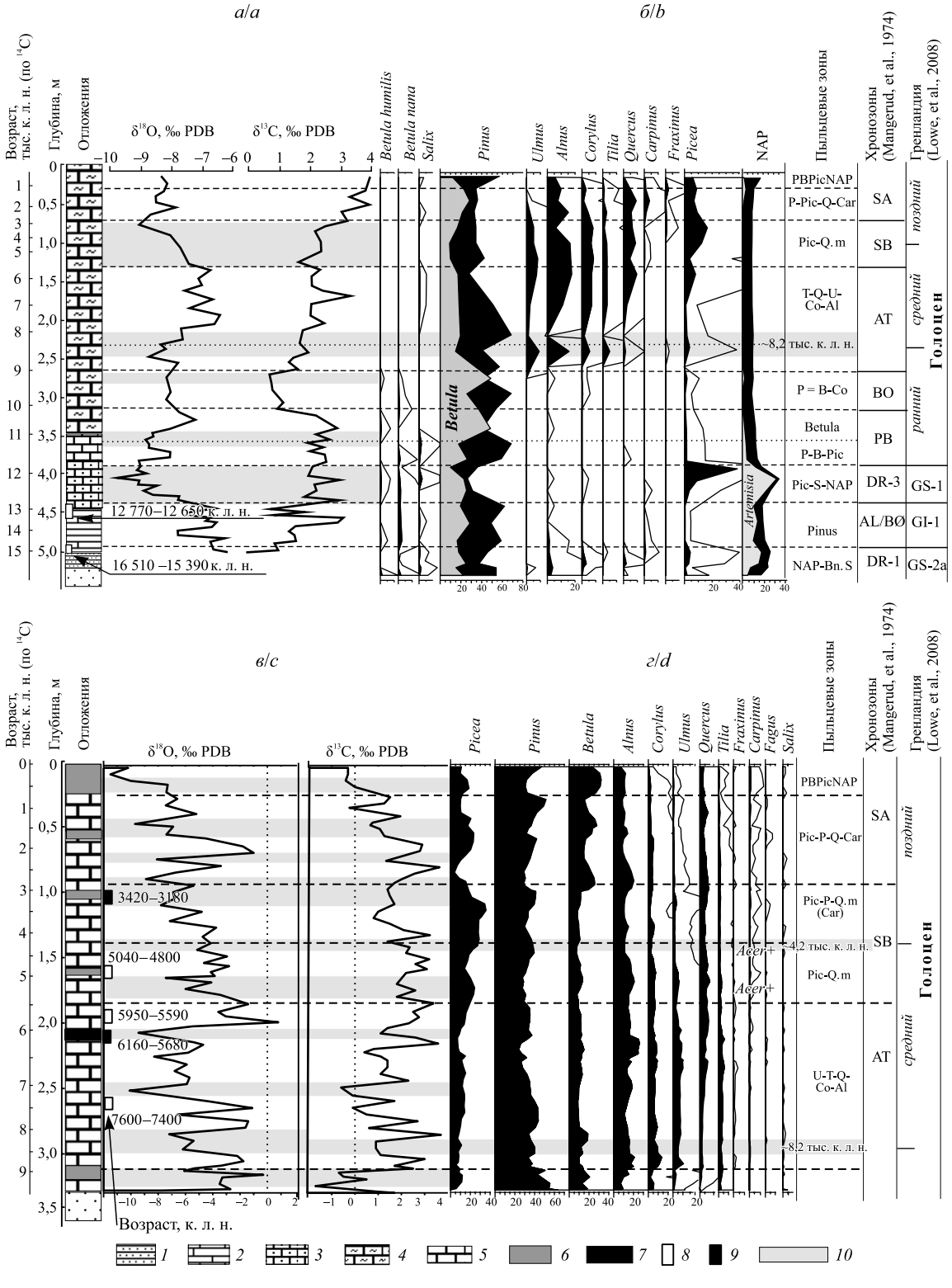


Рис. 2. Корреляция изотопных (*а*, *в*) и пыльцевых (*б*, *г*) данных в отложениях оз. Нарочь (анализ Я.-М. Пуннинга (*а*), Н. А. Махнача (*б*, *в*) и В. П. Зерницкой (*г*)): *1* – глина опесчаненная; *2* – глина карбонатная; *3* – сапропель карбонатный опесчаненный; *4* – сапропель карбонатный с прослойками ила; *5* – озерная известь; *6* – карбонатный сапропель с серыми прослойками; *7* – карбонатный сапропель с органическими слоями; *8* – датировки по карбонатам; *9* – датировки по органике; *10* – эпизоды похолодания.
Источники: [24; 25; 37]

Fig. 2. Correlation of isotope (*a*, *c*) and pollen (*b*, *d*) data in sediments of Lake Naroch (analysis by J.-M. Punning (*a*), N. A. Makhnach (*b*, *c*) and V. P. Zernitskaya (*d*)): *1* – sandy clay; *2* – calcareous clay; *3* – calcareous sandy gyttja; *4* – calcareous gyttja with layers of silt; *5* – lake lime; *6* – calcareous gyttja with gray layers; *7* – calcareous gyttja with organic layers; *8* – calcareous dates; *9* – organic dates; *10* – cooling episodes.
Sources: [24; 25; 37]

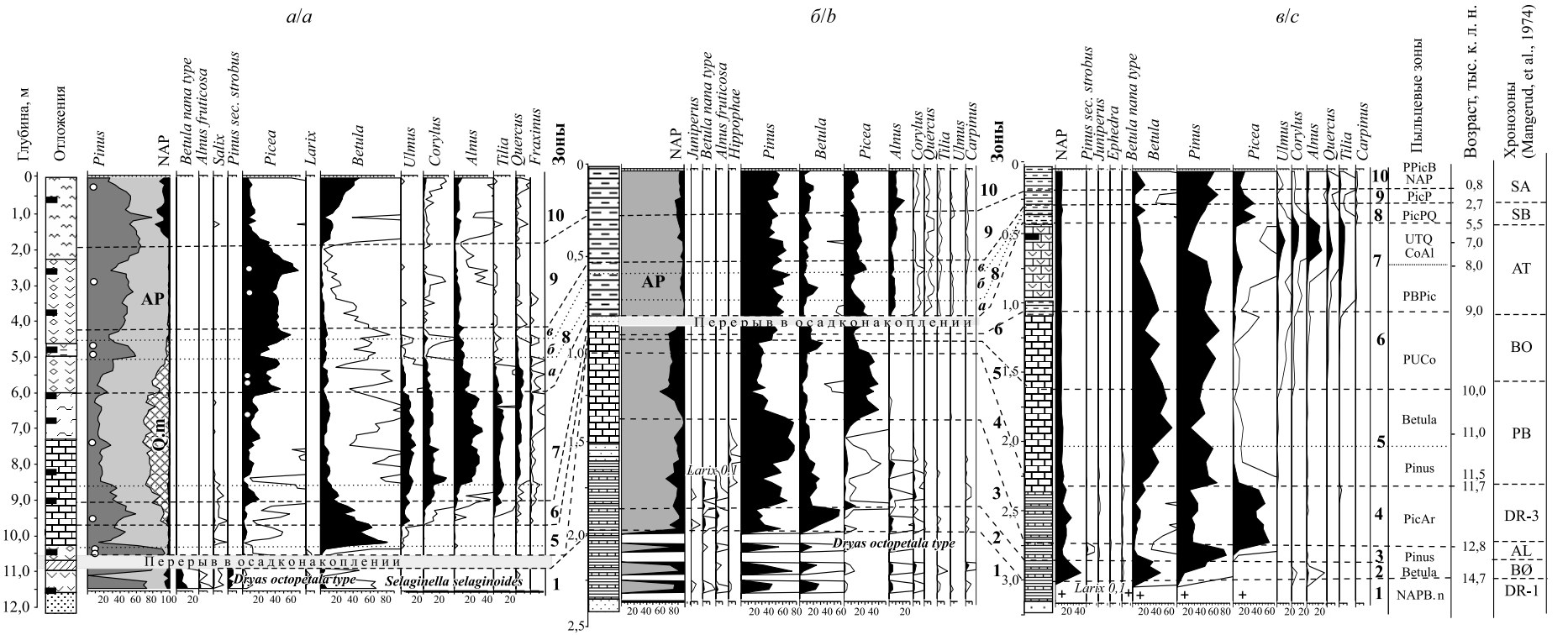


Рис. 3. Корреляция пыльцевых данных, полученных при исследовании отложений болота Лозовики (*а*) и оз. Долгое (*б* – скважины 5–7; *в* – скважины 2 и 3)

Fig. 3. Correlation of pollen data obtained in the study of sediments of the bog Lozoviki (*a*) and Lake Dolgoe (*b* – wells 5–7; *c* – wells 2 and 3)

Позднеледниковье. В позднеледниковье (14,7–11,7 тыс. к. л. н.) выделен гренландский интерстадиал (GI, 14 700–12 850 к. л. н.), который соответствует беллинг-аллередскому потеплению, и стадиальное похолодание GS-1 (12 850–11 700 к. л. н.), сопоставимое с поздним дриасом (DR-3/YD) [10].

Во время беллингского интерстадиала (около 14,5–14,1 тыс. к. л. н.) вся территория Белорусского Поозерья была свободна от ледникового покрова, а в пределах Полоцкой низменности существовали остаточные озера, сохранившиеся после спуска Полоцкого приледникового бассейна. Около 14 250 к. л. н. положение края ледника соответствовало лужской стадии [30], что коррелирует со стадиальным похолоданием в среднем дриасе (DR-2), которое по хронологии с NGRIP (GI-1d) заключено в интервале 14,2–13,9 тыс. к. л. н. [10]. В разрезе оз. Нарочь эпизод кратковременного среднедриасового похолодания регистрируется на изотопных кривых в виде узкого отрицательного пика значений $\delta^{18}O$ на уровне около 14,2 тыс. к. л. н. (см. рис. 2, *а*). На территории Беларуси с беллингским потеплением связано начало активной экспансии древесных пород (береза и сосна) на север страны.

Около 14 тыс. к. л. н. в зоне Белорусского Поозерья получили распространение травяно-лесотундровые ландшафты (доля трав 20–40 %), в которых среди древесных пород доминировала береза (оз. Долгое).

Южнее моренных образований лужской стадии, на месте Приильменской и Псковской озерно-ледниковых равнин, существовали приледниковые бассейны, уровень воды в которых постепенно снижался при отходе ледника к границе невской стадии. В озерах Валдайское и Ильмень началось накопление озерных отложений, которое можно датировать приблизительно 14 тыс. к. л. н., на что указывают схожий состав пыльцевых спектров из этих отложений и датировка базального слоя гиттии (12 030 ± 250 ^{14}C л. н. / 14 123 ± 410 к. л. н.), залегающей на глинах (6,3–6,4 м) в разрезе Никольско-Лютинского болота [6; 7] (рис. 4).

В течение аллереда край ледника отступил к невской стадии (северное побережье Ладожского озера, 13,3 тыс. к. л. н.) [30]. На изотопной ($\delta^{18}O$) кривой оз. Нарочь (см. рис. 2, *а*) эпизод аллередского интерстадиального потепления заключен в интервале примерно 13,8–12,9 тыс. к. л. н., а около 13,2 тыс. к. л. н. фиксируется кратковременный холодный импульс, который сопоставим с осцилляцией Герцензее (GI-1b) [10].

В аллереде (13,8–12,8 тыс. к. л. н.) практически вся территория Беларуси была покрыта светлыми сосновыми лесами с участием березы. Как показывают палинологические данные, роль перигляциальной флоры и травянистых ассоциаций заметно уменьшилась (травы – 10–20 %), а около 13 тыс. к. л. н. в лесном покрове появляется ель. Согласно палинологическим и радиоуглеродным (54 даты) данным [6], полученным при изучении отложений Никольско-Лютинского болота в 1999 г. (см. рис. 4), подобные ландшафты были распространены и в окрестностях оз. Ильмень, однако доля кустарниковых видов березы и ивы была выше [6]. Следует отметить, что в пределах Русской равнины и Валдайской возвышенности ель играла заметную роль в составе аллередских лесов (так называемый нижний максимум ели на пыльцевых диаграммах) [31; 32]. Вероятно, эти регионы были основными территориями, с которых вслед за отступающим ледником шло расселение ели на северо-запад Восточно-Европейской равнины, включая Беларусь.

Стадиальное похолодание в позднем дриасе (12,8–11,7 тыс. к. л. н.) четко регистрируется низкими значениями $\delta^{18}O$ в разрезах озер Нарочь (см. рис. 2, *а*) и Оконо (рис. 5). Динамика $\delta^{13}C$ повторяет ход кривых $\delta^{18}O$, что свидетельствует о более влажных условиях по сравнению с условиями аллереда. При этом в середине рассматриваемого интервала выделяется более теплая и менее влажная фаза [33]. В озерных отложениях увеличивается содержание минеральной составляющей, что также может свидетельствовать о похолодании и усилении эрозионных процессов на водосборах. Во время позднедриасового стадиала на территории Белорусского Поозерья доминировали разнотравно-лесотундровые ландшафты. В составе лесотундрового редколесья, кроме сосны и березы, значительную роль играла ель («нижний максимум ели») в сочетании с кустарниковыми представителями тундровой флоры (*Betula nana*, *Alnus fruticosa*, различные виды *Salix* и др.). Шишка ели из разреза «Волосово», датированная 12 736–12 265 к. л. н. (10 650 ± 160 ^{14}C л. н.), подтверждает присутствие ели в этих ландшафтах [34]. Разреженность лесного покрова иллюстрируют пыльцевые данные травянистой растительности (20–40 %), которая представлена в основном полынями, маревыми, осоковыми, зонтичными, сложноцветными и гвоздичными.

Максимумы пыльцы *Picea* (до 40–70 %) в отложениях верхнего дриаса (разрезы «Глубелька», «Долгое», «Дривяты», «Нарочь», «Межужол», «Оконо», «Освея», «Секировщина», «Церковное-1», «Церковное-2» и др.), а также рост значений *Salix* указывают на достаточно влажные условия, в то время как максимум пыльцы *Artemisia* (до 20–30 %) обычно связывают с распространением степных ландшафтов (рис. 6). Учитывая сказанное, можно предположить, что повышенное содержание пыльцы полыни

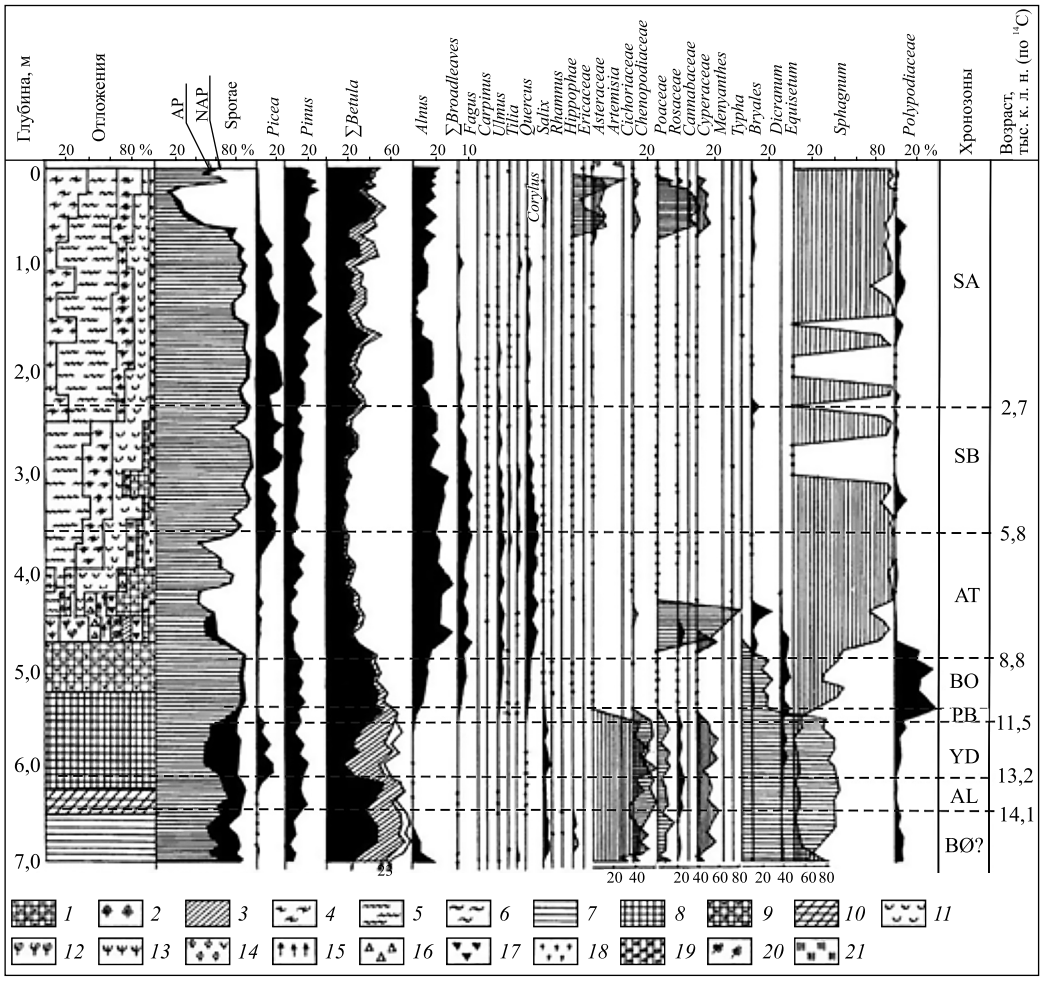


Рис. 4. Палиностратиграфия отложений Никольско-Лютинского болота (анализ Л. А. Савельевой):
1–6 – торф (*1 – Pinus*; *2 – Menyanthes*; *3 – Carex*; *4 – Sphagnum fuscum*; *5 – S. magellanicum*; *6 – S. angustifolium*);
7 – глина; *8* – гиттия; *9* – торфосапропель; *10* – глинистая гиттия;
11–16 – торф (*11 – Eriophorum vaginatum*; *12 – Sphagnum platyphyllum*; *13 – S. contortum*;
14 – S. teres; *15 – Equisetum limosum*; *16 – Phragmites communis*); *17* – травянистые остатки; *18* – кустарнички;
19–21 – торф (*19 – Betula pubescens*; *20 – Menyanthes trifoliata*; *21 – Scheuchzeria*).
Источник: [6]

Fig. 4. Palynostratigraphy of the deposits of the Nikolsko-Lyutinsky bog (analysis by L. A. Savelieva):
1–6 – peat (*1 – Pinus*; *2 – Menyanthes*; *3 – Carex*; *4 – Sphagnum fuscum*; *5 – S. magellanicum*; *6 – S. angustifolium*); *7* – clay;
8 – gyttja; *9* – peat with gyttja; *10* – clayly gyttija; *11–16* – peat (*11 – Eriophorum vaginatum*; *12 – Sphagnum platyphyllum*;
13 – S. contortum; *14 – S. teres*; *15 – Equisetum limosum*; *16 – Phragmites communis*); *17* – grassy remains; *18* – shrubs;
19–21 – peat (*19 – Betula pubescens*; *20 – Menyanthes trifoliata*; *21 – Scheuchzeria*).
Source: [6]

в верхнедриасовых отложениях, вероятнее всего, обусловлено нарушениями почвенного покрова при активизации эрозионных процессов, а не аридностью климата.

Подобный тип растительности с участием ели (до 20 %) существовал в приграничных регионах Латвии [29] и в окрестностях оз. Ильмень (см. рис. 4). Если предположить, что датировки и пыльцевые данные в разрезе Никольско-Лютинского болота имеют положительную корреляцию по глубине, то максимумы пыльцы ели (до 20 %) и трав (40 %) заключены в диапазоне 13,2–11,5 тыс. к. л. н. (10 360 ± 140 ^{14}C л. н. – 5,7–5,8 м; 10 680 ± 120 ^{14}C л. н. – 5,8–5,9 м; 11 300 ± 140 ^{14}C л. н. – 5,9–6,0 м). На диаграмме из отложений Ладожского озера максимум ели охватывает временной интервал от 13,0 до 12,6 тыс. к. л. н. [35].

Голоцен. Возраст нижней границы голоцена в скважине NGRIP датируется 11,7 тыс. к. л. н. На изотопных кривых озер Нарочь, Оконо, Теклиц переход к голоцену отмечен резкими положительными пиками δ^{18}O и δ^{13}C. В озерах наблюдается стабилизация или падение уровня воды (11,7–11,5 тыс. к. л. н.), что объясняется усилением эрозионного вреза в связи с устранением мерзлотного барьера на водосборах [36].

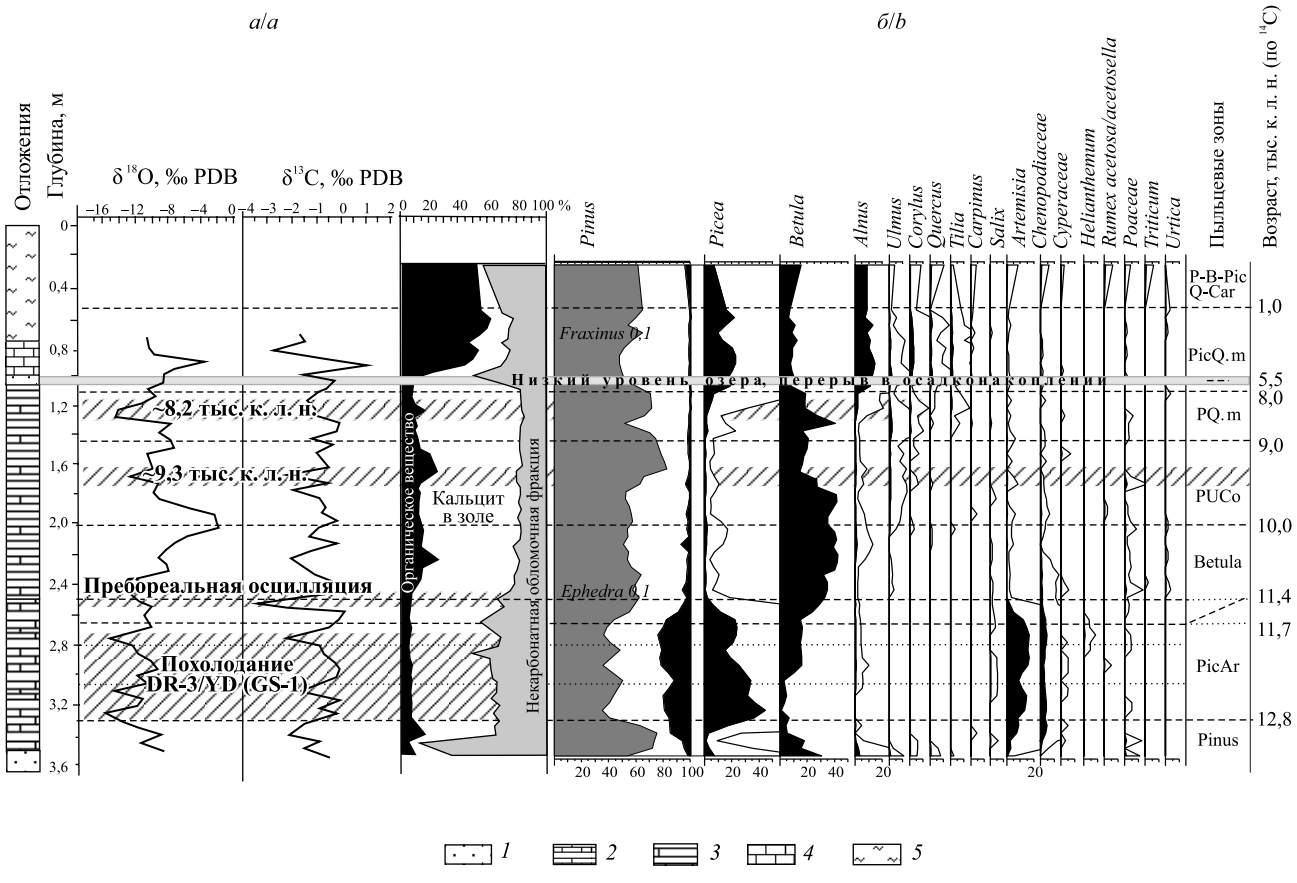


Рис. 5. Корреляция изотопных (*а*) и пыльцевых (*б*) данных в отложениях оз. Оконо (данные Н. А. Махнача (*а*), анализ Г. И. Симаковой, стратиграфия В. П. Зерницкой (*б*)): *1* – песок; *2* – озерный мел и мергель; *3* – озерный мел; *4* – сапропель карбонатный; *5* – сапропель органический

Fig. 5. Correlation of isotope (*a*) and pollen (*b*) data in sediments of Lake Okono (data of N. A. Makhnach (*a*), analysis by G. I. Simakova, stratigraphy by V. P. Zernitskaya (*b*)): *1* – sand; *2* – lake lime and marl; *3* – lake lime; *4* – calcareous gyttja; *5* – detritus gyttja

В *раннем голоцене* (от 11,5 до 9,0–8,8 тыс. к. л. н.) на изотопных кривых фиксируются квазисинхронные минимальные значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ около 11,4–11,2 тыс. к. л. н., что коррелирует с пребореальной осцилляцией климата в интервале 11,4–11,0 тыс. к. л. н. [37]. Подобное похолодание, но со значительным увеличением влажности отмечено и на уровне около 9,3 тыс. к. л. н. (см. рис. 2 и 5). С пребореальной осцилляцией (11,4–11,0 тыс. к. л. н.) связано распространение березовых и сосново-березовых лесов, которые доминировали на севере Беларуси во временном интервале от 11,4 до 10,2–10,0 тыс. к. л. н. В окрестностях оз. Ильмень березовые и сосново-березовые леса занимали лидирующие позиции в течение 11,5–8,8 тыс. к. л. н. Миграция вяза и орешника на территорию Белорусского Поозерья отмечена в диапазоне 10,2–9,8 тыс. к. л. н. (разрезы «Нарочь», «Межужол», «Долгое», «Лозовики»). Постоянным участником в составе лесного покрова становится ольха. Однако основная экспансия этой породы началась около 9,4 тыс. к. л. н. Расселение дуба, ясеня и липы прослеживается в следующей временной последовательности: *Tilia* – от 10,0 до 9,8 тыс. к. л. н., *Quercus* – от 9,8 до 9,5 тыс. к. л. н., *Fraxinus* – после 9,0 тыс. к. л. н. В целом на юго-восточной периферии последнего оледенения смешанные сосново-березовые и березово-сосновые леса с участием широколиственных пород и орешника были распространены на протяжении от 10,0 до 9,0–8,8 тыс. к. л. н.

В *оптимуме голоцена* (от 9,0–8,8 до 5,8–5,5 тыс. к. л. н.) на изотопных кривых отмечено несколько похолоданий (см. рис. 2 и 6). При этом наиболее значительное из них, в виде отрицательных пиков минимальных или почти минимальных для индивидуальных разрезов значений $\delta^{18}O$ (разрезы «Лозовики», «Нарочь-2», «Оконо», «Теклиц»), фиксируется в диапазоне от 8,5 до 8,0 тыс. к. л. н. Это похолодание на пыльцевых диаграммах регистрируется падением содержания пыльцы *Ulmus*, *Corylus* и ростом значений *Picea.* Отмеченные особенности палиноспектров можно рассматривать как индикатор холодного события (и, следовательно, хронологического репера 8,2 тыс. к. л. н.), которое установлено

Рис. 6. Сокращенная спорово-пыльцевая диаграмма из отложений болота Церковное:
1–3 – торф (*1 – Eriophorum – Sphagnum*; *2 – Sphagnum*; *3 – Carex*); *4* – ил оторфованный; *5* – гиттия;
6 – суглинок оливкового цвета с черными прослойками; *7* – суглинок слабокарбонатный; *8* – песок разнозернистый; *9* – ^{14}C

Fig. 6. Abbreviated spore-pollen diagram from sediments of the Cerkovnoe:
1–3 – peat (*1 – Eriophorum – Sphagnum*; *2 – Sphagnum*; *3 – Carex*); *4* – peat silt; *5* – gittja;
6 – olive loam with black layers; *7* – low calcareous loam; *8* – grained sand; *9* – ^{14}C

в изотопно-кислородных кривых ледяных кернов Гренландии. Во время термического максимума (от 7,9 до 5,8–5,5 тыс. к. л. н.) происходили активное заболачивание позднеледниковых водоемов и падение уровней озер [36], что четко прослеживается в скважинах, лежащих в сублиторальных частях котловин (см. рис. 3 и 5). В этих разрезах установлены литологические изменения: накопление грубодетритового и торфянистого сапропеля либо появление опесчаненных слоев (разрезы «Дитва», «Оболь», «Воробьи», «Теклиц», «Оконо», «Долгое» и др.) в толще озерных отложений. При палинологической диагностике этих отложений отмечены перерывы в осадконакоплении, которые обозначены отсутствием фазы развития широколиственных лесов с доминированием вяза (см. рис. 3 и 5). Благоприятные климатические условия способствовали быстрому распространению смешанных хвойно-широколиственных, широколиственных и ольховых лесов на севере Беларуси и прилегающих территориях России. Широколиственные леса были представлены дубово-липово-вязовыми (в начале атлантики) и вязово-липово-дубовыми (в конце периода) с участием ясеня и подлеском из лещины. В составе хвойно-широколиственных лесов заметную роль играла ель (содержание пыльцы до 10 %). Следует отметить, что на северо-западе России доля широколиственных пород в лесном покрове была ниже, чем на территории Белорусского Поозерья.

Постоптимум голоцена (5,8–5,5 тыс. к. л. н. – настоящее время). Глобальный тренд к похолоданию климата, отмеченный в изотопно-кислородных кривых ледниковых кернов Гренландии, был установлен в разрезах Белорусского Поозерья около 5,8–5,5 тыс. к. л. н. на основе изотопных данных и природных индикаторов событий. В течение этого времени происходит смена растительных сообществ в виде экспансии ели, граба и падения доли вяза в структуре лесного покрова. Сходные изменения в составе лесов, а именно повышение роли еловых сообществ, отмечены и на северо-западе России [6; 30; 35; 38]. Содержание пыльцы *Picea* в этих отложениях возрастает до 50 % (разрезы «Долгое», «Лозовики», «Нарочь», «Оконо», «Теклиц» и др.) с максимумами в интервалах 5,8–5,2 и 4,2–2,7 тыс. к. л. н., а также около 1,5 тыс. к. л. н., что указывает на более прохладные и гумидные условия. Эти климатические характеристики подтверждаются изотопными данными в разрезах оз. Нарочь (см. рис. 2), в котором наиболее низкие показатели $\delta^{18}O$ заключены в диапазонах 5,5–5,2; 4,2–2,7 и 1,5–1,2 тыс. к. л. н., а $\delta^{13}C$ – между 5,5–5,2; 4,8–4,2; 3,5–2,7; 1,5–1,2 тыс. к. л. н. [39]. Тренды пониженных значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ можно объяснить ускоренным водообменом из-за похолодания и сопутствующего ослабления испарения, а также увеличением количества осадков (отрицательный сдвиг $\delta^{13}C$). Проведенный анализ палинологических данных показал, что около 3 тыс. к. л. н. в юго-восточном секторе последнего оледенения были сформированы основные черты современных растительных зон: таежных темнохвойных и подтаежных дубово-темнохвойных лесов.

В возрастном интервале 2,7–1,0 тыс. к. л. н. темнохвойные и дубово-темнохвойные леса еще удерживали свои позиции в пределах моренных ландшафтов, однако участие липы, ясеня и орешника значительно сократилось, а вяз практически исчез из состава лесов на севере Беларуси. На протяжении этого времени выделяется относительно сухая фаза в диапазоне 2,5–2,0 тыс. к. л. н., которая фиксируется изотопными данными и обозначена уменьшением значений пыльцы ели (разрезы «Долгое», «Лозовики», «Нарочь-2», «Никольско-Лютинское», «Освея», «Церковное» и др.). В течение последнего тысячелетия трансформация ландшафтов была обусловлена как климатическими изменениями, так и деятельностью человека, связанной с крупномасштабным сведением лесов и распашкой земель, что способствовало появлению производных сообществ из березы, ольхи, осины и сосны, расширению незалесенных площадей, покрытых ксерофитным разнотравьем. В спектрах многих разрезов отмечаются подъем кривой травянистых растений, резкое увеличение полыни и угольных частиц, появляются споры *Pteridium.* По мере того как расширяются площади пахотных земель под зерновые культуры, в пыльцевых спектрах увеличивается содержание антропохоров обрабатываемых земель *Centaurea cyanus* L., *Polygonum convolvulus* L., Brassicaceae, *Fagopyrum*, *Spergula*, *Galium*, *Viola*, *Papaver*, *Scleranthus.* В зоне распространения темнохвойных и дубово-темнохвойных лесов в течение последних 500 лет резко падает роль еловых ценозов, что можно объяснить освоением водораздельных территорий. В пыльцевых спектрах этот процесс отмечен уменьшением содержания пыльцы *Picea* от 20–50 до 5–10 % (разрезы «Лозовики», «Освея», «Оконо», «Церковное» и др.).

Заключение

Первый этап дегляциации территории, расположенной между границей максимальной оршанской (осташковской) стадии и вепсовско-крестецкими краевыми образованиями, длился от примерно 20,0 до 15,5 тыс. к. л. н. Начало озерного седиментогенеза в данном регионе датируется завершающими этапами пленигляциала (около 16,5–15,5 тыс. к. л. н.). Растительный покров в конце этого периода (более 14,7 тыс. к. л. н.) был представлен травяно-кустарниковой тундрой.

Активная экспансия древесных пород (береза, сосна) вслед за отступающим ледником началась во время беллингского потепления (GI-1e/BØ). Около 14 тыс. к. л. н. на территории, лежащей между оршанской (осташковской) и лужской стадиями, доминировали травяно-лесотундровые ландшафты, в которых среди древесных пород преобладала береза и ее кустарниковые формы. Во время аллередского интерстадиала (примерно 13,8–13,0 тыс. к. л. н.), когда положение края ледника соответствовало невской стадии (13,3 тыс. к. л. н.), вся территория Белорусского Поозерья была покрыта светлыми сосновыми лесами с участием березы. Севернее господствовали редкостойные березовые и сосново-березовые сообщества. Начало экспансии ели как на территорию Беларуси, так и в северо-западные регионы России датируется около 13,2 тыс. к. л. н., что сопоставимо с осцилляцией Герцензее (GI-1b).

Позднедриасовое стадиальное похолодание, четко регистрируемое на изотопных кривых, характеризуется распространением разнотравно-лесотундровых ландшафтов, в составе которых, кроме сосны и березы, значительную роль играла ель («нижний максимум ели»).

Рубеж позднеледниковье – голоцен (11,7–11,5 тыс. к. л. н.) отмечен падением содержания пыльцы ели, кустарниковых представителей тундры и трав. В озерах наблюдается стабилизация либо падение уровня воды. Похолодание климата в пребореале (11,4–11,0 тыс. к. л. н.) отмечено отрицательными пиками $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$. С этим событием связано начало распространения березовых и сосново-березовых лесов. Около 10 тыс. к. л. н. в этих лесах увеличивается роль сосны и начинается активное расселение термофильных древесных пород.

Холодное событие около 8,2 тыс. к. л. н. на изотопных кривых регистрируется в виде отрицательных пиков $\delta^{18}O$ и квазисинхронных сдвигов $\delta^{13}C$ в сторону более низких значений. На пыльцевых диаграммах это событие отмечено падением значений пыльцы *Ulmus*, *Corylus* и ростом показателей *Picea*. Во время оптимума голоцена широкое распространение получили ольшаники и смешанные хвойно-широколиственные леса (вяз, дуб, липа, ясень) в подлеске с орешником.

В течение постоптимальной фазы голоцена наиболее низкие показатели $\delta^{18}O$ заключены в диапазонах 5,5–5,2; 4,2–2,7 и 1,5–1,2 тыс. к. л. н. Эти похолодания сопровождались усилением гумидности климата ($\delta^{13}C$) между 5,5–5,2; 4,8–4,2; 3,5–2,7; 1,5–1,2 тыс. к. л. н. (что совпадало с подъемом уровня воды в озерах), а на пыльцевых диаграммах отмечены максимумами пыльцы ели. На уровне около 3 тыс. к. л. н. в юго-восточном секторе последнего оледенения были сформированы основные черты современных растительных зон: таежных темнохвойных и подтаежных дубово-темнохвойных лесов. Дальнейшие преобразования лесного покрова носили структурный характер и были обусловлены изменением климата и деятельностью человека. В течение последнего тысячелетия трансформация естественных ландшафтов в результате антропогенного влияния способствовала появлению незалесенных площадей, покрытых ксерофитным разнотравьем и вторичными сообществами из сосны, березы, ольхи и осины, на месте коренных лесов.

Библиографические ссылки

1. Clark PU, Dyke AS, Shakun JD, Carlson AE, Clark J, Wohlfarth B, et al. The Last Glacial Maximum. *Science*. 2009;325(5941): 710–714. DOI: 10.1126/science.1172873.

2. Зарина ЕП. Геохронология и палеогеография позднего плейстоцена на северо-западе Русской равнины. В: *Периодизация и геохронология плейстоцена. Материалы к симпозиуму; 16–20 ноября 1970 г.; Ленинград, СССР.* Ленинград: [б. и.]; 1970. с. 27–33.

3. Kalm V. Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea. *Quaternary Science Reviews.* 2012;44:51–59. DOI: 10.1016/j.quascirev.2010.01.019.

4. Субетто ДА, Назарова ЛБ, Пестрякова ЛА, Сырых ЛС, Андроников АВ, Бискаборн Б и др. Палеолимнологические исследования в российской части северной Евразии: обзор. *Сибирский экологический журнал.* 2017;24(4):369–380. DOI: 10.15372/SEJ20170401.

5. Кублицкий ЮА, Сырых ЛС, Греков ИМ, Субетто ДА, Леонтьев ПА, Соколова НВ и др. Систематизация палеогеографической информации на примере создания базы данных исследований южной периферии Валдайского оледенения. *Общество. Среда. Развитие.* 2018;4:125–132.

6. Arslanov KhA, Saveljeva LA, Gey NA, Klimanov VA, Chernov SB, Chernova GM, et al. Chronology of vegetation and paleoclimatic stages of northwestern Russia during the Late Glacial and Holocene. *Radiocarbon*. 1999;41(1):25–45. DOI: 10.1017/S0033822200019317.

7. Davydova NN, Subetto DA, Khomutova VI, Sapelko TV. Late Pleistocene – Holocene paleolimnology of three northwestern Russian lakes. *Journal of Paleolimnology.* 2001;26(1):37–51. DOI: 10.1023/A:1011131015322.

8. Kul'kova MA, Mazurkevich AN, Dolukhanov PM. Chronology and palaeoclimate of prehistoric sites in Western Dvina – Lovat' area of northwestern Russia. *Geochronometria*. 2001;20:87–94.

9. Микляев АМ, Долуханов ПМ, Гуман МА. Усвяты IV, Наумово – озерные поселения эпох неолита и бронзы в верховьях Западной Двины. В: *Археология и палеогеография мезолита и неолита Русской равнины.* Москва: Наука; 1984. с. 67–81.

10. Ramsey CB, Dee M, Lee S, Nakagawa T, Staff RA. Developments in the calibration and modeling of radiocarbon dates. *Radiocarbon*. 2010;52(3):953–961. DOI: 10.1017/S0033822200046063.

11. Reimer PJ, Bard E, Bayliss A, Beck JW, Blackwell PG, Ramsey CB, et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50 000 years cal BP. *Radiocarbon*. 2013;55(4):1869–1887. DOI: 10.2458/azu_js_rc.55.16947.

12. Mangerud J, Andersen ST, Berglund BE, Donner JJ. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas*. 1974;3(3):109–126. DOI: 10.1111/j.1502-3885.1974.tb00669.x.

13. Lowe JJ, Rasmussen SO, Björck S, Hoek WZ, Steffensen JP, Walker MJC, et al. Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group. *Quaternary Science Reviews*. 2008;27(1–2):6–17. DOI: 10.1016/j.quascirev.2007.09.016.

14. Величкевич ФЮ. Новые данные о флоре Слободы на р. Каспле. *Доклады АН БССР.* 1972;16(3):260–262.

15. Зименков ОИ. Время кульминации поозерского оледенения на территории Беларуси. В: *Новое в изучении кайнозойских отложений Белоруссии и смежных областей*. Минск: Наука и техника; 1989. с. 30–45.

16. Пуннинг Я-М, Раямяэ Р, Хютт Г. О возрасте озерно-аллювиальных отложений в разрезах «Дричалуки» и «Бригитполье» (Сев. Белоруссия). *Известия Академии наук Эстонской ССР. Геология.* 1982;31(1):15–20.

17. Вознячук ЛН, Санько АФ, Арсланов ХА, Лядов ВВ, Тертычная ТВ. К геохронологии и палеогеографии среднего и позднего Валдая восточной части Белорусского Поозерья. В: *Изотопные и геохимические методы в биологии, геологии и археологии. Тезисы докладов регионального совещания; 13–15 октября 1981 г.; Лохусалу, Эстония.* Тарту: АН ЭССР; 1981. с. 24–27.

18. Rinterknecht VR, Pavlovskaya IE, Clark PU, Raisbeck GM, Yiou F, Brook EJ. Timing of the last deglaciation in Belarus. *Boreas*. 2007;36(3):307–313.

19. Karabanov AK, Matveyev AV. The Pleistocene glaciations in Belarus. In: Ehlers J, Gibbard PL, Hughes PD, editors. *Quaternary glaciations – extent and chronology. A closer look.* Amsterdam: Elsevier; 2011. p. 29–36. (Developments in Quaternary science; 15).

20. Kalicki T, San'ko AF, Zernickaya VP, Litvinjuk GI. Ewolucja doliny Dźwiny na nizinie Suraskiej w późnym glacjale i holocenie. W: Kalicki T, redaktor. *Badania ewolucji dolin rzecznych na Bialorusi – I*. Wrocław: PAN; 1997. s. 53–81. (Dokumentacja geograficzna; 6).

21. Квасов ДД. *Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы.* Ленинград: Наука; 1975. 278 с.

22. Павловская ИЭ. *Полоцкий ледниково-озерный бассейн: строение, рельеф, история развития.* Минск: Навука і тэхніка; 1994. 127 с.

23. Zelčs V, Soms J, Greiškalns E. Kame terrace in the Upper Daugava depression at Rakuti, near Krāslava. In: Zelčs V, Nartišs M, editors. *Late Quaternary terrestrial processes, sediments and history: from glacial to postglacial environments. Excursion guide and abstracts of the INQUA Peribaltic Working Group Meeting and field excursion in Eastern and Central Latvia, August 17–22, 2014.* Riga: University of Latvia; 2014. p. 61–66.

24. Зерницкая ВП, Матвеев АВ, Ракович ВА, Колосов ИЛ. Позднеледниковая и голоценовая история развития Освейского водно-болотного комплекса на севере Беларуси. *Літасфера*. 2019;1:26–41.

25. Пуннинг Я-МК, Жуховицкая АЛ, Хурсевич ГК, Рачевский АН, Мартма ТА, Путник ХЭ. Палеогеографические условия образования карбонатных отложений озера Нарочь. В: *Литология, геохимия и стратиграфия континентальных кайнозойских отложений Белоруссии*. Минск: Наука и техника; 1988. с. 101–110.

26. Махнач НА, Якушко ОФ, Калечиц ВФ. Палинологическая оценка озерных отложений севера Белоруссии в позднеи послеледниковое время. В: Голубцов ВК, редактор. *Палинологические исследования в Белоруссии и других районах СССР. К 3-й Международной палинологической конференции; 1971 г.; Новосибирск, СССР.* Минск: Наука и техника; 1971. с. 113–121.

27. Власов БП, Зерницкая ВП, Колковский ВМ, Павлова ИД. История формирования ложбины стока ледниковых вод Гиньково – Свядово – Долгое. В: *Лимнологическое и геоморфологическое обеспечение рационального природопользования. Выпуск 3*. Минск: БГУ; 2002. с. 166–175.

28. Novik A, Punning J-M, Zernitskaya V. The development of Belarusian lakes during the Late Glacial and Holocene. *Estonian Journal of Earth Sciences.* 2010;59(1):63–79. DOI: 10.3176/earth.2010.1.05.

29. Heikkilä M, Fontana SL, Seppä H. Rapid Lateglacial tree population dynamics and ecosystem changes in the eastern Baltic region. *Journal of Quaternary Science.* 2009;24(7):802–815. DOI: 10.1002/jqs.1254.

30. Субетто ДА. *Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции*. Санкт-Петербург: Издательство РГПУ имени А. И. Герцена; 2009. 339 с.

31. Величко АА, Фаустова МА, Писарева ВВ, Карпухина НВ. История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в Валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена. *Лед и снег.* 2017;57(3):391–416. DOI: 10.15356/2076-6734-2017-3-391-416.

32. Wohlfarth B, Tarasov P, Bennike O, Lacourse T, Subetto D, Torssander P, et al. Late Glacial and Holocene palaeoenvironmental changes in the Rostov-Yaroslavl' area, West Central Russia. *Journal of Paleolimnology*. 2006;35(3):543–569. DOI: 10.1007/s10933-005-3240-4.

33. Makhnach N, Zernitskaya V, Kolosov I, Simakova G. Stable oxygen and carbon isotopes in Late Glacial – Holocene freshwater carbonates from Belarus and their palaeoclimatic implications. *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*, *Palaeoecology*. 2004;209(1–4): 73–101. DOI: 10.1016/j.palaeo.2004.02.019.

34. Санько АФ. *Неоплейстоцен северо-восточной Белоруссии и смежных районов РСФСР*. Минск: Наука и техника; 1987. 178 с.

35. Savelieva LA, Andreev AA, Gromig R, Subetto DA, Fedorov GB, Wennrich V, et al. Vegetation and climate changes in northwestern Russia during the Lateglacial and Holocene inferred from the Lake Ladoga pollen record. *Boreas*. 2019;48(2):349–360. DOI: 10.1111/bor.12376.

36. Новик АА. Пространственно-временная корреляция изменения озерных уровней региона Балтийских Поозерий в позднеледниковье и голоцене. *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология.* 2017;1:26–35.

37. Rasmussen SO, Vinther BM, Clausen HB, Andersen KK. Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews.* 2007;26(15–16):1907–1914. DOI: 10.1016/j.quascirev.2007.06.015.

38. Писарчук НМ, Новенко ЕЮ, Козлов ДН, Шилов ПМ. Реконструкция растительности и климата Центрально-Лесного заповедника в среднем и позднем голоцене. *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология.* 2018;1:64–75.

39. Зерницкая ВП, Махнач НА, Колосов ИЛ. Стабильные изотопы углерода и кислорода и пыльцевые спектры в средне-верхнеголоценовых карбонатных осадках озера Нарочь. *Веснік Брэсцкага ўніверсітэта. Серыя 5. Хімія. Біялогія. Навукі аб зямлі*. 2010;1:88–98.

References

1. Clark PU, Dyke AS, Shakun JD, Carlson AE, Clark J, Wohlfarth B, et al. *The Last Glacial Maximum. Science.* 2009;325(5941): 710–714. DOI: 10.1126/science.1172873.

2. Zarina EP. [Geochronology and paleogeography of the late Pleistocene in the northwest of the Russian Plain]. In: *Periodizatsiya i geokhronologiya pleistotsena. Materialy k simpoziumu; 16–20 noyabrya 1970 g.; Leningrad, SSSR* [Periodization and geochronology of the Pleistocene. Materials for the symposium; 1970 November 16–20; Leningrad, USSR]. Leningrad: [s. n.]; 1970. p. 27–33. Russian.

3. Kalm V. Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea. *Quaternary Science Reviews.* 2012;44:51–59. DOI: 10.1016/j.quascirev.2010.01.019.

4. Subetto DA, Nazarova LB, Pestryakova LA, Syrykh LS, Andronikov AV, Biskaborn B, et al. [Paleolimnological studies in the Russian part of northern Eurasia: a review]. *Sibirskii ekologicheskii zhurnal.* 2017;24(4):369–380. Russian. DOI: 10.15372/SEJ20170401.

5. Kublitsky YuA, Syrykh LS, Grekov IM, Subetto DA, Leontiev PA, Sokolova NV, et al. [Systematization of paleogeographic information on the example of creating a database of studies of the southern periphery of the Valdai glaciation]. *Obshchestvo. Sreda. Razvitie.* 2018;4:125–132. Russian.

6. Arslanov KhA, Saveljeva LA, Gey NA, Klimanov VA, Chernov SB, Chernova GM, et al. Chronology of vegetation and paleoclimatic stages of northwestern Russia during the Late Glacial and Holocene. *Radiocarbon*. 1999;41(1):25–45. DOI: 10.1017/S0033822200019317.

7. Davydova NN, Subetto DA, Khomutova VI, Sapelko TV. Late Pleistocene – Holocene paleolimnology of three northwestern Russian lakes. *Journal of Paleolimnology.* 2001;26(1):37–51. DOI: 10.1023/A:1011131015322.

8. Kul'kova MA, Mazurkevich AN, Dolukhanov PM. Chronology and palaeoclimate of prehistoric sites in Western Dvina – Lovat' area of northwestern Russia. *Geochronometria*. 2001;20:87–94.

9. Miklyaev AM, Dolukhanov PM, Guman MA. [Usvjaty IV, Naumovo – lake settlements of the Neolithic and Bronze Ages in the upper of the Western Dvina]. In: *Arkheologiya i paleogeografiya mezolita i neolita Russkoi ravniny* [Archeology and paleogeography of the Mesolithic and Neolithic of the Russian plain]. Moscow: Nauka; 1984. p. 67–81. Russian.

10. Ramsey CB, Dee M, Lee S, Nakagawa T, Staff RA. Developments in the calibration and modeling of radiocarbon dates. *Radiocarbon*. 2010;52(3):953–961. DOI: 10.1017/S0033822200046063.

11. Reimer PJ, Bard E, Bayliss A, Beck JW, Blackwell PG, Ramsey CB, et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50 000 years cal. BP. *Radiocarbon*. 2013;55(4):1869–1887. DOI: 10.2458/azu_js_rc.55.16947.

12. Mangerud J, Andersen ST, Berglund BE, Donner JJ. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas*. 1974;3(3):109–126. DOI: 10.1111/j.1502-3885.1974.tb00669.x.

13. Lowe JJ, Rasmussen SO, Björck S, Hoek WZ, Steffensen JP, Walker MJC, et al. Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group. *Quaternary Science Reviews.* 2008;27(1–2):6–17. DOI: 10.1016/j.quascirev.2007.09.016.

14. Velichkevich FYu. [New data on the Sloboda flora on the Kasplya River]. *Doklady AN BSSR*. 1972;16(3):260–262. Russian.

15. Zimenkov OI. [The climax of the Poozerye glaciation in Belarus]. In: *Novoe v izuchenii kainozoiskikh otlozhenii Belorussii i smezhnykh oblastei* [New in the study of Cenozoic sediments of Belarus and related areas]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1989. p. 30–45. Russian.

16. Punning J-M, Rajamae R, Hütt G. On the age of limnic-alluvial sediments in Drichaluki and Brigitpole sections (North Byelorussia). *Proceedings of Academy of Sciences of the Estonian SSR. Geology.* 1982;31(1):15–20. Russian.

17. Voznyachuk LN, Sanko AF, Arslanov HA, Lyadov VV, Tertychnaya TV. [To geochronology and paleogeography of the middle and late Valdai of the eastern part of the Belarusian Lake District]. In: *Izotopnye i geokhimicheskie metody v biologii, geologii i arkheologii. Tezisy dokladov regional'nogo soveshchaniya; 13–15 oktyabrya 1981 g.; Lokhusalu, Estoniya* [Isotopic and geochemical methods in biology, geology and archeology. Abstracts of the regional meeting; 1981 October 13–15; Lohusalu, Estonia]. Tartu: Academy of Sciences of the Estonian SSR; 1981. p. 24–27. Russian.

18. Rinterknecht VR, Pavlovskaya IE, Clark PU, Raisbeck GM, Yiou F, Brook EJ. Timing of the last deglaciation in Belarus. *Boreas*. 2007;36(3):307–313.

19. Karabanov AK, Matveyev AV. The Pleistocene glaciations in Belarus. In: Ehlers J, Gibbard PL, Hughes PD, editors. *Quaternary glaciations – extent and chronology. A closer look*. Amsterdam: Elsevier; 2011. p. 29–36. (Developments in Quaternary science; 15).

20. Kalicki T, San'ko AF, Zernickaya VP, Litvinjuk GI. Ewolucja doliny Dźwiny na nizinie Suraskiej w późnym glacjale i holocenie. W: Kalicki T, redaktor. *Badania ewolucji dolin rzecznych na Bialorusi – I.* Wrocław: PAN; 1997. s. 53–81. (Dokumentacja geograficzna; 6).

21. Kvasov DD. *Pozdnechetvertichnaya istoriya krupnykh ozer i vnutrennikh morei Vostochnoi Evropy* [Late Quaternary history of major lakes and inland seas of Eastern Europe]. Leningrad: Nauka; 1975. 278 p. Russian.

22. Pavlovskaya IE. *Polotskii lednikovo-ozernyi bassein: stroenie, rel'ef, istoriya razvitiya* [Polotsk Glacial-Lake Basin: structure, relief, development history]. Minsk: Navuka i tjehnika; 1994. 127 p. Russian.

23. Zelčs V, Soms J, Greiškalns E. Kame terrace in the Upper Daugava depression at Rakuti, near Krāslava. In: Zelčs V, Nartišs M, editors. *Late Quaternary terrestrial processes, sediments and history: from glacial to postglacial environments. Excursion guide and abstracts of the INQUA Peribaltic Working Group Meeting and field excursion in Eastern and Central Latvia, August 17–22, 2014*. Riga: University of Latvia; 2014. p. 61–66.

24. Zernitskaya VP, Matveyev AV, Rakovich VA, Kolosov IL. Lateglacial and Holocene history of the development of the Osveya wetland complex in the north of Belarus. *Litasfera*. 2019;1:26–41. Russian.

25. Punning J-MK, Zhukhovitskaya AL, Khursevich GK, Rachevskii AN, Martma TA, Putnik KhE. [Paleogeographic conditions for the formation of carbonate deposits of Lake Naroch]. In: *Litologiya, geokhimiya i stratigrafiya kontinental'nykh kainozoiskikh otlozhenii Belorussii* [Lithology, geochemistry and stratigraphy of the continental Cenozoic sediments of Belarus]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1988. p. 101–110. Russian.

26. Makhnach NA, Yakushko OF, Kalechits VF. [Palinological assessment of lake sediments of the north of Belarus in the late and postglacial times]. In: Golubtsov VK, editor. *Palinologicheskie issledovaniya v Belorussii i drugikh raionakh SSSR. K 3-i Mezhduna-*

rodnoi palinologicheskoi konferentsii; 1971 g.; Novosibirsk, SSSR [Palynological studies in Belarus and other regions of the USSR. To the 3rd International palynological conference; 1971; Novosibirsk, USSR]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1971. p. 113–121. Russian.

27. Vlasov BP, Zernitskaya VP, Kolkovskii VM, Pavlova ID. [History of formation of the glacier water flow hollow Ginkovo – Svyadovo – Dolgoe]. In: *Limnologicheskoe i geomorfologicheskoe obespechenie ratsional'nogo prirodopol'zovaniya. Vypusk 3* [Limnological and geomorphological support of rational nature management. Issue 3]. Minsk: Belarusian State University; 2002. p. 166–175. Russian.

28. Novik A, Punning J-M, Zernitskaya V. The development of Belarusian lakes during the Late Glacial and Holocene. *Estonian Journal of Earth Sciences*. 2010;59(1):63–79. DOI: 10.3176/earth.2010.1.05.

29. Heikkilä M, Fontana SL, Seppä H. Rapid Lateglacial tree population dynamics and ecosystem changes in the eastern Baltic region. *Journal of Quaternary Science*. 2009;24(7):802–815. DOI: 10.1002/jqs.1254.

30. Subetto DA. *Donnye otlozheniya ozer: paleolimnologicheskie rekonstruktsii* [Bottom sediments of lakes: paleolimnological reconstructions]. Saint Petersburg: Publishing House of the Herzen State Pedagogical University of Russia; 2009. 339 p. Russian.

31. Velichko AA, Faustova MA, Pisareva VV, Karpukhina NV. History of the Scandinavian ice sheet and surrounding landscapes during Valday ice age and the Holocene. *Ice and Snow.* 2017;57(3):391–416. DOI: 10.15356/2076-6734-2017-3-391-416. Russian.

32. Wohlfarth B, Tarasov P, Bennike O, Lacourse T, Subetto D, Torssander P, et al. Late Glacial and Holocene palaeoenvironmental changes in the Rostov-Yaroslavl' area, West Central Russia. *Journal of Paleolimnology.* 2006;35(3):543–569. DOI: 10.1007/s10933-005-3240-4.

33. Makhnach N, Zernitskaya V, Kolosov I, Simakova G. Stable oxygen and carbon isotopes in Late Glacial – Holocene freshwater carbonates from Belarus and their palaeoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 2004;209 (1–4):73–101. DOI: 10.1016/j.palaeo.2004.02.019.

34. San'ko AF. *Neopleistotsen severo-vostochnoi Belorussii i smezhnykh raionov RSFSR* [Neopleistocene of northeastern Belarus and adjacent regions of the RSFSR]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1987. 178 p. Russian.

35. Savelieva LA, Andreev AA, Gromig R, Subetto DA, Fedorov GB, Wennrich V, et al. Vegetation and climate changes in northwestern Russia during the Lateglacial and Holocene inferred from the Lake Ladoga pollen record. *Boreas*. 2019;48(2):349–360. DOI: 10.1111/bor.12376.

36. Novik AA. Space-time correlation development of the lake levels change during the late glacial and holocene of the Baltic Lake Districts. *Journal of the Belarusian State University. Geography. Geology*. 2017;1:26–35. Russian.

37. Rasmussen SO, Vinther BM, Clausen HB, Andersen KK. Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews.* 2007;26(15–16):1907–1914. DOI: 10.1016/j.quascirev.2007.06.015.

38. Pisarchuk NM, Novenko EY, Kozlov DN, Shilov PM. Reconstruction of vegetation and climate of the Center Forest state reserve in the Middle and Late Holocene. *Journal of the Belarusian State University. Geography. Geology.* 2018;1:64–75. Russian.

39. Zernitskaja VP, Makhnach NA, Kolosov IL. Stable carbon and oxygen isotopes and pollen spectra in Mid-Upper Holocene carbonate sediments from the Lake Naroch. *Vesnik of Brest University. Series 5. Chemistry. Biology. Sciences about Earth.* 2010;1:88–98. Russian.

Статья поступила в редколлегию 28.02.2020.
Received by editorial board 28.02.2020.

Геология

Geology

УДК 551.435.42(476)

ВЛИЯНИЕ СОЛЯНЫХ СТРУКТУР НА ЗАЛОЖЕНИЕ ЛЕДНИКОВЫХ ЛОЖБИН В ПРЕДЕЛАХ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА (БЕЛАРУСЬ)

М. Е. КОМАРОВСКИЙ[1)]

[1)]*Белорусский государственный университет, пр. Независимости, 4, 220030, г. Минск, Беларусь*

Выявлена отчетливая зависимость между ледниковыми ложбинами и площадями расположения локальных структур верхнефаменской соленосной толщи на территории Припятского прогиба. Ложбины размещаются над теми соляными структурами, которые отличались новейшей активизацией в позднеолигоцен-четвертичный период. Большинство ложбин находятся над криптодиапирами, диапироидами и валами, остальные – в пределах синклиналей и мульд. На площади локальных поднятий ложбины чаще врезаются в их своды и склоны, обращенные навстречу движению ледника, у отрицательных форм они тяготеют к осевым частям и крыльям, сопряженным с поднятиями. Характерная особенность ложбин, взаимосвязанных с соляными структурами, – нередкая приуроченность к активным разломам. Эти разломы прослеживаются внутри отраженных складок в надсолевых верхнедевонско-кайнозойских осадочных отложениях с заметным смещением вплоть до поверхности дочетвертичных отложений, где наследуются ложбинами. Развитие соляных структур и разломов создавало в Наревскую ледниковую эпоху и днепровскую стадию Припятского оледенения в ледниковом ложе ослабленные зоны, которые способствовали процессам выдавливания, экзарации и эрозии субгляциальных потоков талых ледниковых вод.

Ключевые слова: ледниковые ложбины; соляные структуры; активные разломы; плейстоцен; Припятский прогиб.

Образец цитирования:
Комаровский МЕ. Влияние соляных структур на заложение ледниковых ложбин в пределах Припятского прогиба (Беларусь). *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология.* 2020;1:60–74.
https://doi.org/10.33581/2521-6740-2020-1-60-74

For citation:
Komarovskiy ME. Influence of salt structures on the location of glacial valleys within the Pripyat Trough (Belarus). *Journal of the Belarusian State University. Geography and Geology.* 2020;1:60–74. Russian.
https://doi.org/10.33581/2521-6740-2020-1-60-74

Автор:
Михаил Евгеньевич Комаровский – кандидат геолого-минералогических наук, доцент; доцент кафедры региональной геологии факультета географии и геоинформатики.

Author:
Michail E. Komarovskiy, PhD (geology and mineralogy), docent; associate professor at the department of regional geology, faculty of geography and geoinformatics.
mkomarovskiy@mail.ru

INFLUENCE OF SALT STRUCTURES ON THE LOCATION OF GLACIAL VALLEYS WITHIN THE PRIPYAT TROUGH (BELARUS)

M. E. KOMAROVSKIY [a]

[a]*Belarusian State University, 4 Niezaliežnasci Avenue, Minsk 220030, Belarus*

It was found that glacial valleys in the Pripyat Trough are connected with the location of the halokinetic structures of the Upper-Famennian salt strata. Valleys were noticed over salt structures, which developed during the Quaternary. The most part of valleys is over salt diapires, pillows and swells, rarer they occur within synclinales and troughs. Within local anticlinales valleys focus mainly in its tops and limbs, which have incline down glacier. Within salt synclinales valleys lie over its axis and limbs, which are connected with adjacent anticlinales. The most typical regularities of the glacial valleys localization within the salt structures is their close connection with active fault systems. These faults propagate upwards from the tops and flanks of diapires across the Upper-Famennian and supra-salt overburden into the Quaternary, where underlie the valleys. The developing of salt structures and faults during the Narev and Dnieper glaciations created weakness zones in glacial bed that facilitated erosion by the glaciers and subglacial melt water.

Keywords: glacial valleys; salt structures; active faults; Pleistocene; Pripyat Trough.

Введение

Ледниковые ложбины представляют собой линейно вытянутые или слабоизвилистые понижения в основании ледниковых покровов. Несмотря на тот факт, что ложбины являются образованиями активно движущихся ледников и субгляциальных потоков талых ледниковых вод, причины и обстоятельства, предопределившие возникновение этих форм, остаются спорными: влияние рельефа, литологии, обводненности и деформационных свойств пород ледникового субстрата, структуры региона и др. Исследование ложбин важно для реконструкции направления движения древних ледниковых покровов, определения условий подледного дренажа талых вод, лучшего понимания распределения эрозионных процессов. В последнее время изучение факторов возникновения ложбин стало актуальным ввиду проблемы захоронения ядерных отходов, открытия залежей газа и нефти в пределах солянокупольных структур, наследуемых ложбинами, а также обнаружения других полезных ископаемых.

Связь между расположением ледниковых ложбин и соляными структурами была установлена на территории основных соленосных бассейнов Западной Европы (Центрально-Европейский бассейн, Среднепольский вал, Щецинский грабен, Померанский сброс) и Северной Америки (Мичиганский и Западно-Канадский бассейны). Приуроченность ложбин к соляным структурам положена в основу представления о том, что соляные структуры взаимодействовали с ледниковыми покровами и способствовали возникновению ледниковых ложбин [1–3]. На территории Беларуси в Припятском солеродном бассейне также были замечены рост соляных поднятий в плейстоцене и движения соли в настоящее время. Многие специалисты сходятся во мнении, что рост соляных поднятий в позднекайнозойскую эпоху оказывает воздействие на формирование локальных структур и гляциодислокаций, положение линий водоразделов крупных рек, конечных морен, массивов торфяников и дюн Припятского прогиба [4–7]. Несмотря на то что сейчас рельефообразующая деятельность соляной тектоники признается большинством исследователей, до сих пор в Беларуси не определена связь между расположением ледниковых ложбин и активными соляными структурами.

Цель данной статьи – исследовать влияние соляных структур Припятского прогиба на распределение, морфологию и характер геологического строения ледниковых ложбин. При этом ставились следующие задачи: рассмотреть методические приемы сопоставления ложбин и активных соляных структур, установить основные формы пространственного соотношения ложбин с соляными структурами различного типа и показать на конкретных примерах воздействие структур на плановый рисунок, морфологию и строение ложбин.

Исследуемый район

В Беларуси взаимосвязь в распределении ледниковых ложбин с соляными структурами прослеживается на территории Припятского прогиба. Этот тектонический бассейн расположен между Белорусской антеклизой и Жлобинской седловиной на севере и Украинским щитом на юге и простирается с востоко-юго-востока в западо-северо-западном субширотном направлении на 280 км при ширине до 150 км [8]. Как известно, Припятский бассейн начал прогибаться в позднефранское время позднего девона [9]. Самые глубокие части бассейна сегодня выполнены осадочным чехлом мощностью более чем 5–6 км,

представленным в основном герцинским структурным комплексом [10]. В разрезах верхнедевонских отложений выделяются две мощные соленосные толщи (франская и верхнефаменская), в которых проявилась соляная тектоника. Наибольшее влияние на заложение ледниковых ложбин в Припятском прогибе оказали процессы галокинеза в верхнефаменской соленосной толще.

Верхнефаменская соленосная толща развита в Припятском прогибе восточнее Микашевичско-Житковичского выступа и залегает на глубине от 353,7 м на северо-западе прогиба до 2722 м на востоке. Мощность толщи увеличивается от 150–200 м на северо-западе до 3237 м в северо-восточной части прогиба, составляя в среднем 1500–1800 м [11]. Верхнефаменская соленосная толща содержит пласты галита, которые представлены в основном в нижней части (галитовая подтолща), и галита, переслаивающегося с глинами и мергелями, местами – пласты калийных солей, расположенные в верхней части (глинисто-галитовая подтолща). Над глинисто-галитовой подтолщей залегают надсолевые верхнедевонские породы или более молодые неполно представленные и нередко размытые (в сводах соляных поднятий) каменноугольные, пермские, триасовые, юрские, меловые и кайнозойские дочетвертичные отложения.

Поверхность верхнефаменской соленосной толщи Припятского прогиба характеризуется широким развитием локальных соляных структур – антиклиналей, брахиантиклиналей, куполов, синклиналей и мульд. Как правило, они объединяются в протяженные валы и синклинальные зоны преимущественно субширотного простирания [10] (рис. 1).

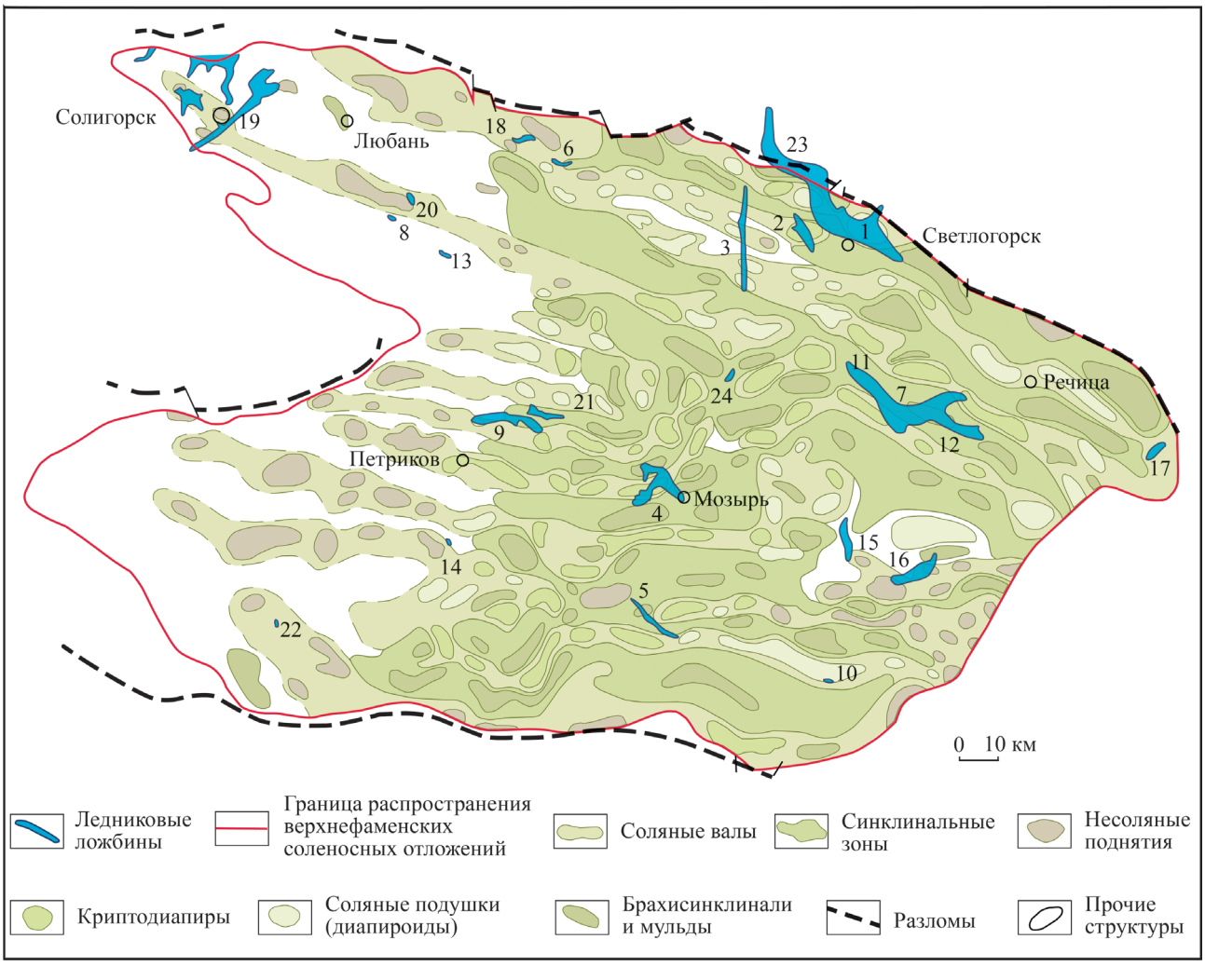


Рис. 1. Карта соотношения ледниковых ложбин с локальными структурами поверхности верхнефаменской соленосной толщи (составлена по [10; 11]). Обозначенные цифрами 1–24 ложбины см. в таблице

Fig. 1. Map showing the correlation between glacial valleys and local structures on the Upper-Famennian salt-rock surface (compiled by [10; 11]). Marked with numbers 1–24 glacial valleys see on table

В. С. Конищев [11] отмечал, что большинство соляных поднятий приурочены к линиям разломов и расположены преимущественно в их поднятых крыльях, реже – на моноклиналях и в прогибах подсолевого комплекса. По данным этого исследователя, примерно 59 % поднятий по генезису представляют собой отраженные приразломные структуры, осложненные галокинезом в различной степени, и соляные наложенные, т. е. частично или полностью соляные. Размещены они в центральной и юго-восточной частях прогиба. Около 41 % поднятий, развитых в западной и прибортовой частях, – отраженные приразломные, не осложненные галокинезом (несоляные поднятия). Отрицательные структуры между соляными валами, как правило, отраженные приразломные, часто в той или иной степени компенсационные [10].

Методика исследования

Для оценки влияния соляных структур проводилось сопоставление ледниковых ложбин в поверхности дочетвертичных пород с соляными структурами, развивающимися на новейшем этапе. Определение пространственного распространения, особенностей морфологии и геологического строения ледниковых ложбин в поверхности дочетвертичных отложений и четвертичной толще основывалось на анализе имеющихся разрезов буровых скважин. По буровым материалам были построены авторские карты поверхности дочетвертичных пород и ледниковых ложбин, мощности четвертичных отложений, а также комплект карт, включающий карты мощности, поверхности и ледниковых ложбин всех ледниковых горизонтов Припятского прогиба в масштабе 1 : 200 000.

Для выделения растущих соляных структур использовалась схема структурного районирования поверхности фаменских соленосных отложений [10]. Кроме того, анализировались опубликованные данные по неотектонике, геологическому строению четвертичной толщи и рельефу Припятского прогиба [4–7]. Деформации в кайнозойских отложениях над активными поднятиями и опусканиями, к которым приурочены ложбины, были представлены на геологических разрезах верхнедевонско-четвертичной толщи, пересекающих структуры в продольном и поперечном направлениях. Эти построения позволили продемонстрировать выражение развивающихся соляных структур в мезозойских и кайнозойских коренных отложениях, показать изменения в строении плейстоценового комплекса ложбин.

В основу диагностики соляных структур, которые в четвертичное время испытывали движения соли, были положены следующие признаки:

- отраженные складки палеоген-неогеновых пород, проникающие в толщу четвертичных отложений;
- разрывы самых верхних палеогеновых слоев в сводах соляных поднятий и прорывы на дочетвертичную поверхность нижележащих верхнемеловых пород;
- локальные поднятия дочетвертичной поверхности и заметное уменьшение мощности плейстоценового покрова, увеличение доли морен припятского возраста над соляными куполами;
- зоны повышенной мощности, наибольшего фациального разнообразия и полноты стратиграфического разреза четвертичного покрова над отрицательными структурами;
- более широкое развитие здесь водно-ледниковых, озерно-ледниковых, аллювиальных и озерно-болотных отложений и зон их повышенной мощности и др. (рис. 2).

Результаты исследований

Изучение ледниковых ложбин Припятского прогиба показывает, что 21 % ложбин расположен у локальных несоляных поднятий в западной и юго-восточной частях прогиба. Большинство ложбин (79 %) находятся в его восточной части, где приурочены к поднятиям и отрицательным структурам, образованным с участием соляной тектоники (см. рис. 2). Среди локальных соляных поднятий верхнефаменской соленосной толщи и надсолевого этажа прогиба выделяются диапироиды (соляные подушки) и криптодиапиры, причем большинство составляют первые. В ядрах диапироидов отмечается раздув мощности соли галитовой подтолщи до 600–800 м, иногда – до 1400–1600 м при мощности в смежных синклиналях обычно несколько десятков метров, реже – от 200 до 400 м [10]. Характерным для диапироидов является то, что соляные массивы в их ядрах относительно слабо выражены и не выходят за пределы покрывающих их отложений – глинисто-галитовой подтолщи или надсолевых девонских пород. У криптодиапиров ядра соленосных отложений прорывают низы надсолевых отложений. Высота некоторых криптодиапиров достигает почти 2,5 км по отношению к соседним отрицательным локальным структурам. Обычно криптодиапиры перекрыты триасовыми и более молодыми отложениями, некоторые из них – среднеюрскими, реже – палеогеновыми аккумуляциями. Только у нескольких криптодиапиров (Копаткевичский и др.) палеогеновые породы прорваны на своде и на поверхность дочетвертичных отложений выступают более древние меловые породы. Основные типы соотношения ложбин с соляными структурами показаны в таблице.

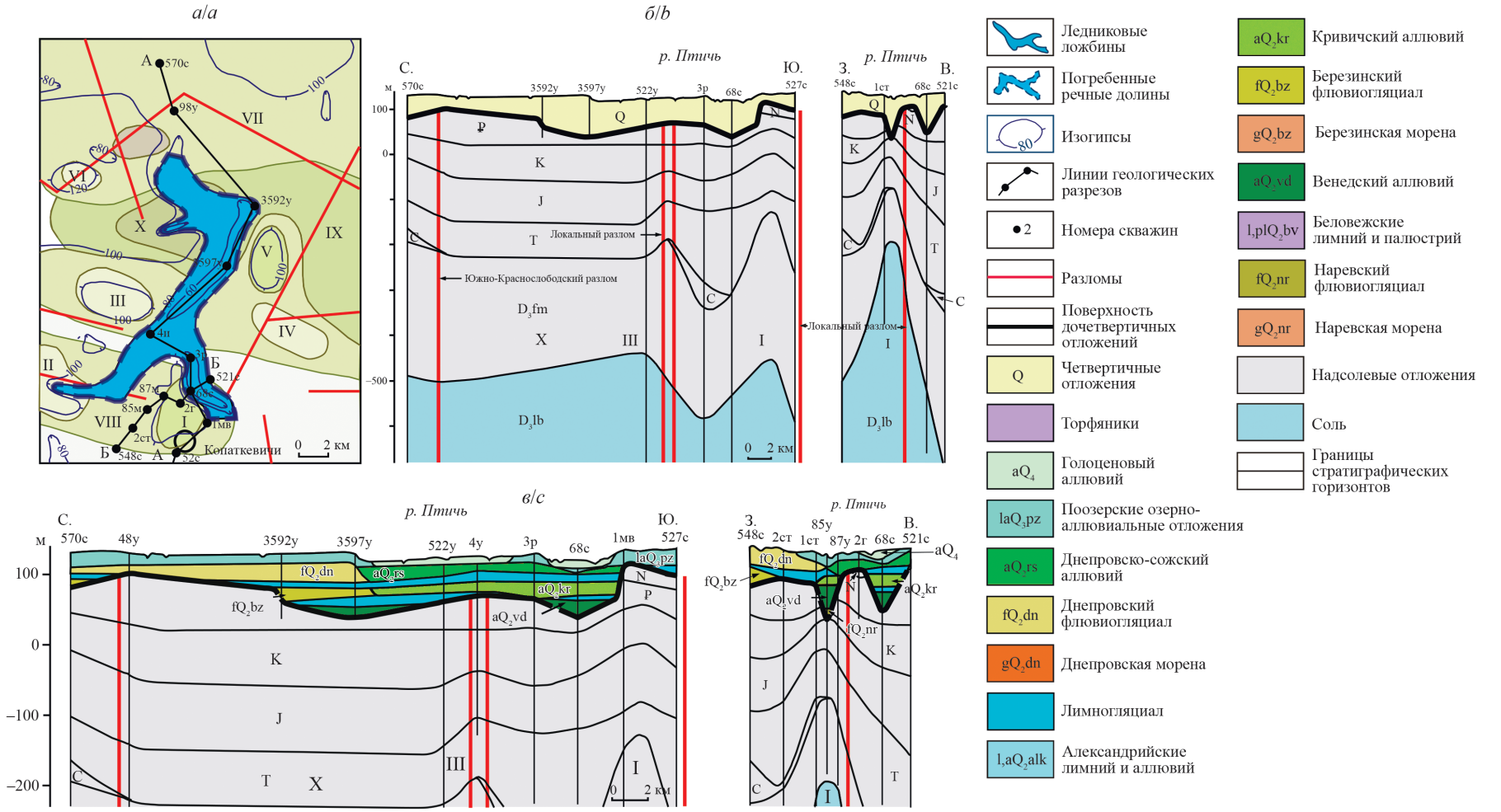


Рис. 2. Влияние растущих соляных структур на морфологию и геологическое строение погребенной долины р. Птичи: *а*, *б* – соляные антиклинальные структуры формируют морфоструктурные поднятия в поверхности дочетвертичных отложений, долина огибает их своды и приобретает извилистую либо разветвленную форму в плане; *в* – синклинальные структуры контролируют размещение зон повышенной мощности четвертичной толщи, древнейшего аллювия и лимногляциальных отложений. Дочетвертичные отложения: D_3lb – лебедянский горизонт верхнего девона; D_3fm – фаменский ярус; C – каменноугольные; P – пермские; T – триасовые; J – юрские; K – меловые; Ꝑ – палеогеновые; N – неогеновые. Соляные структуры поверхности верхнефаменской соленосной толщи и надсолевых отложений: I – Копаткевичский криптодиапир; II – Залесский диапироид; III – Заречинский диапироид; IV – Дубняковский диапироид; V – Комаровичский криптодиапир; VI – Кошевичский диапироид; VII – Червонослободский вал; VIII – Копаткевичский вал; IX – Предчервонослободская синклинальная зона; X – Северо-Заречинская мульда

Fig. 2. Influence of the growing salt structures on morphology and geological structure of the buried valley of the Ptich River: *a*, *b* – salt anticlinales form the morphostructural heights on bed-rock surface, valley curves round the obstacles and takes the meandering or branching form in plan; *c* – the synclinal folds control the location of zones of growing in thickness of the Pleistocene cover and the distribution of the oldest alluvium and glaciolacustrine deposits. Bedrock deposits: D_3lb – Lebedyansky horizon of the Upper Devon; D_3fm – Famennian stage; C – Carboniferous formation; P – Permian; T – Triassic; J – Jurassic; K – Cretaceous; Ꝑ – Paleogene; N – Neogene System. Salt structures on surface of the Upper-Famennian salt and within supra-salt sediments: I – Kopatkevichsky diapir; II – Zalesk pillow; III – Zarechinsky pillow; IV – Dubnyakovsky pillow; V – Komarovichsky diapir; VI – Koshevichsky pillow; VII – Chervonoslobodsky arch; VIII – Kopatkevichsky arch; IX – Predchervonoslobodskaya synclinal zone; X – North Zarechinskaya trough

Соотношение между ледниковыми ложбинами и соляными структурами верхнефаменских соленосных отложений Припятского прогиба

Correlation between glacial valleys and halokinetic structures of the Upper-Famennian salt strata in the Pripyat Trough

Характер соотношения	Ледниковые ложбины	Локальные структуры		Количество	
		Название	Тип	единиц	%
Пересекают своды или располагаются на сводах соляных поднятий	Светлогорская (1)	Березинская	Диапироид	8	33
	Мольчанская (2)	Мольчанская	Криптодиапир		
	Дубровская (3)	Кормянская Зальинская Мармовичская	Диапироиды		
	Погостская (19)	Червонослободская	Вал		
	Боровская (22)	Выступовичская	Вал		
	Мозырская (4)	Прудокская	Криптодиапир		
	Михальская (17)	Первомайская	Вал		
	Андреевская (18)	Оресско-Глусская	Вал		
Огибают своды соляных поднятий	Светлогорская (23)	Искровская Судовицкая	Диапироид Криптодиапир	2	8
	Ельская (5)	Кустовницкая Ельская	Криптодиапиры		
Располагаются на склонах соляных поднятий	Глусская (6)	Холопеничская	Диапироид	6	25
	Калиновская (20)	Нижинская	Поднятие		
	Центральный участок Ведричской (7)	Золотухинская	Криптодиапир		
	Петриковская (9)	Северо-Шестовичская Конковичская	Диапироид Криптодиапир		
	Хойникская (16)	Хойникская Северо-Хойникская	Поднятия		
	Кожушковская (10)	Восточно-Ельская	Диапироид		
Находятся в осевых частях отрицательных структур	Млынокская (21)	Северо-Конковичская	Синклинальная зона	4	17
	Западный участок Ведричской (11)	Предречицкая	Обращенная синклиналь		
	Восточный участок Ведричской (12)	Южно-Тишковская	Обращенная мульда		
	Оресская (13)	Предчервонослободская	Синклинальная зона		
Размещаются на дистальном и проксимальном крыльях отрицательных структур	Манчицкая (14)	Преднаровлянская	Синклинальная зона	3	13
	Нежинская (8)	Предчервонослободская	Синклинальная зона		
	Домановичская (24)	Южно-Казанская	Компенсационная синклиналь		
Прочие	Витьинская (15)	Предмалодушинско-Преднаровлянская	Перемычка между синклинальными зонами	1	4
Всего				24	100

Примечание. Названия и типы локальных структур приведены по [10]. Цифры в скобках соответствуют обозначениям на рис. 1.

Большая часть ложбин (примерно 66 %) выявлены над соляными поднятиями. Как правило, ложбины врезаются в их своды и склоны. Ложбины над сводами поднятий составляют самую многочисленную группу на территории Припятского прогиба. При этом над сводами диапироидов и криптодиапиров ложбины встречаются реже и примерно в равном количестве, тогда как у валов их выявлено больше. Здесь установлены ложбины, которые ориентированы согласно простиранию соляных поднятий, а также ложбины, вытянутые диагонально или вкрест.

Ложбины, пересекающие с азимутальным несогласием своды соляных структур, составляют 75 % от общего числа надсводовых ложбин. В основном они ориентированы субмеридионально или диагонально по отношению к простиранию соляных структур, реже имеют субширотное направление согласно простиранию поднятий. Одни ложбины (например, Андреевская, Михальская) короткие, представлены только над сводами и выклиниваются над крыльями соляных поднятий. Другие (Погостская, Светлогорская, Мольчанская, Дубровская) – более крупные, пересекают несколько соляных поднятий, принадлежащих соседним соляным валам.

В вертикальных геологических разрезах под ложбинами в надсолевой верхнедевонско-неогеновой толще прослеживаются антиклинали полого-куполообразной формы. Большинство куполов выражены в поверхности дочетвертичных отложений поднятиями высотой 10–24 м, нередко с выходами неогеновых пород на вершине. Пересечение ложбинами сводов соляных поднятий происходит преимущественно вдоль активных разломов. Такое расположение имеют 62 % надсводовых ложбин – Светлогорская, Дубровская, Мозырская, Андреевская, Погостская и др. Этот факт может свидетельствовать о том, что активные разломы проникают из соляных куполов в основание четвертичных отложений ложбин.

В других случаях расположение ложбин контролируется развивающейся соляной антиклиналью, а активными разломами – нет. Например, над Мольчанским криптодиапиром в результате деформаций, вызванных движением соли в плейстоцене, сформировались антиклиналь и, возможно, ослабленная зона коренного субстрата. Они предопределили местоположение, простирание и в значительной степени морфологию Мольчанской ложбины (рис. 3).

Мольчанская и другие ложбины, пересекающие своды поднятий, имеют глубокие впадины, расположенные над соляными структурами. В зонах пересечения развивающихся поднятий резко (более чем в 2 раза) увеличивается мощность четвертичных отложений и ледниковых горизонтов, появляются наревский и березинский ледниковые горизонты у подошвы и александрийские межледниковые слои в среднем интервале заполнения ложбин, возрастает доля флювиогляциальных и лимногляциальных отложений и сокращается участие морен.

Ледниковые ложбины у склонов соляных структур также широко представлены в Припятском прогибе (25 %). Среди таких ложбин 50 % находятся на склонах диапироидов, 17 % – криптодиапиров и 33 % – соляных поднятий. Они встречаются в основном над крыльями, обращенными навстречу движению ледника, и изредка – у южных крыльев. Все ложбины вытянуты вдоль крыльев, относительно короткие, неглубокие и показывают идентичные направления с простиранием структур и линиями разломов. В качестве примера можно привести Глусскую ложбину, которая локализуется над северным крылом Холопеничского диапироида (рис. 4, *а*).

Эта соляная структура расположена в средней части Речицко-Шатилковской ступени на моноклинали по подстилающим отложениям, осложненной малоамплитудными разломами [10]. Диапироид ориентирован в направлении, близком к субширотному, согласно с простиранием контролирующих его разломов. По поверхности верхнефаменской соли его длина достигает 3,5 км, ширина – 2,0 км. В вертикальном сечении у диапироида наклон крыльев составляет 30 м на 1 км. Эта соляная структура входит на глубину до 170 м в перекрывающие верхнедевонские отложения, над которыми залегают пермские и мезокайнозойские породы. Покрывающие породы образуют отраженную складку (рис. 4, *б*). Слоистость и кровля разновозрастных слоев, строящих складку, изогнуты согласно с поверхностью соляного массива. При этом в своде диапироида верхнедевонские породы прорывают отложения перми и триаса и перекрываются юрскими отложениями.

В структуре Холопеничского диапироида имеются признаки заметного роста и влияния галокинеза на расположение и морфологию Глусской ложбины. Над сводом диапироида выражена пологая куполовидная складка в поверхности дочетвертичных отложений и всех ледниковых горизонтов размером 1,5 × 2,0 км. Амплитуда антиклинали составляет приблизительно 19 м по кровле наревского ледникового горизонта, 10 м – березинского и до 7 м – припятского ледникового горизонта (рис. 4, *в*). В современном рельефе эта структура выражена водораздельным моренно-флювиогляциальным возвышением с относительной высотой до 5–7 м. Глусская ложбина врезается в присводовую часть северного крыла диапироида, следует субпараллельно его оси. Крыло диапироида в этом месте расчленяет активный субширотный разлом, выраженный по подсолевым отложениям. Глусская ложбина расположена непосредственно вдоль разлома. Такое совпадение может служить косвенным доказательством удлинения глубинного разлома и достижения им подошвы четвертичных отложений и влияния на размещение ложбины при активизации

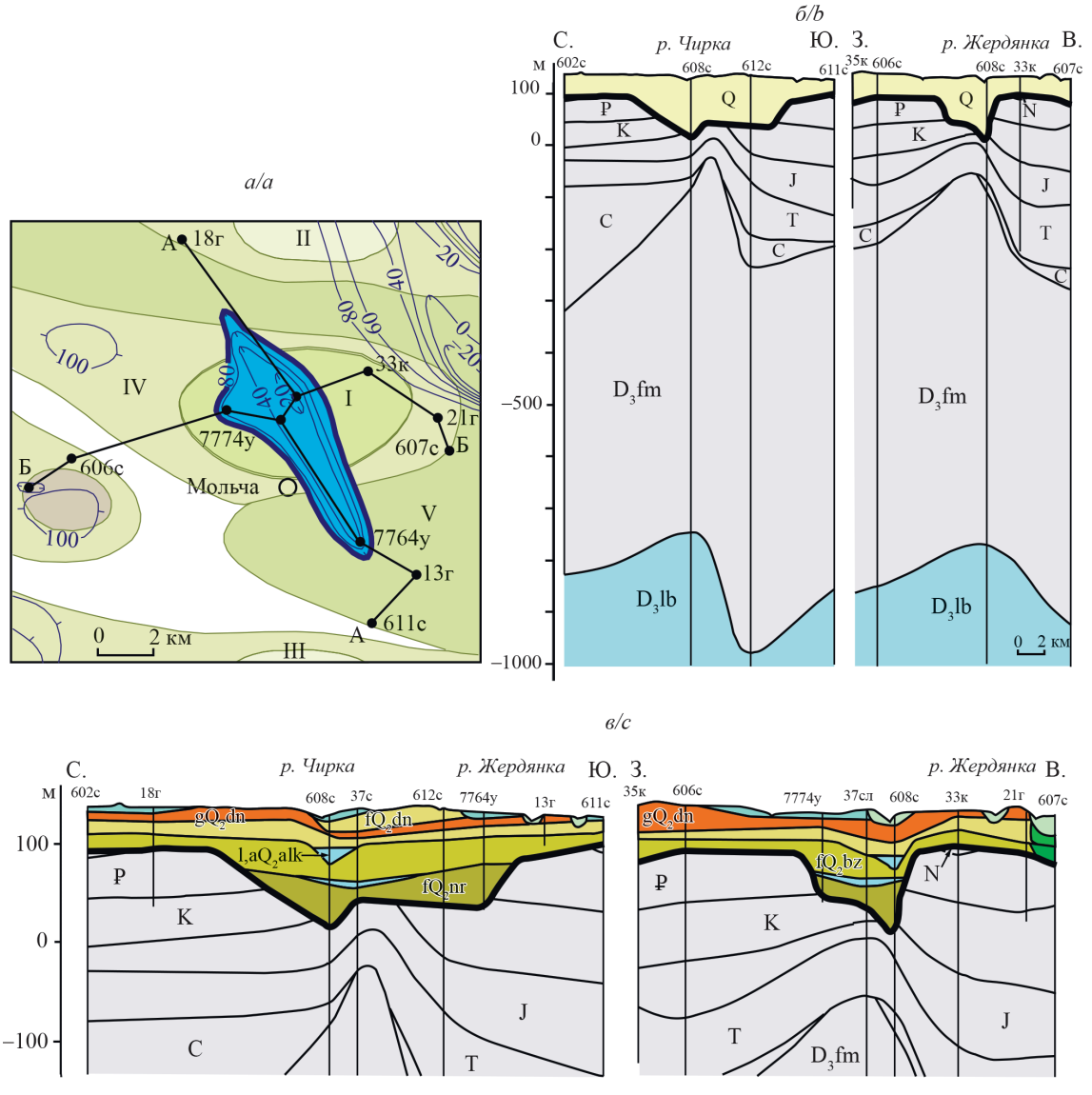


Рис. 3. Расположение Мольчанской ледниковой ложбины над воздымающимся соляным криптодиапиром: *а* – поперечное пересечение ложбиной свода Мольчанского криптодиапира; *б* – увеличение мощности четвертичных отложений над структурой; *в* – фациальное разнообразие в плейстоценовом покрове ложбины, связанное с расположением соляного криптодиапира; I – Мольчанский криптодиапир; II – Искровский диапироид; III – Шатилковский диапироид; IV – Чернинский вал; V – Предберезинская синклинальная зона. Остальные обозначения см. на рис. 2

Fig. 3. Location of the Molchanskaya glacial valley over the growing salt diapir: *a* – the valley follows across a crest of the Molchansky diapir; *b* – increasing of the Pleistocene cover thickness over the salt structure; *c* – facies variability in the Pleistocene cover of the valley is connected with the location of salt diapir; I – Molchansky diapir; II – Iskra pillow; III – Shatilkovsky pillow; IV – Czernin arch; V – Predberezinskaya synclinal zone. Other symbols see on fig. 2

галокинеза в ледниковые эпохи. Рост Холопеничского диапироида в четвертичное время воздействовал на длину, глубину, природу и другие особенности строения Глусской ложбины. Ее длина определяется протяженностью диапироида. Самый глубокий участок ложбины отмечается с северной стороны свода структуры. В пользу проявления галокинетических процессов говорят также подледная водно-эрозионная природа ложбины, изменение характера строения четвертичного покрова (над растущим сводом диапироида сокращается мощность четвертичных отложений), стратиграфический разрез и разнообразие фаций. Диапироид явственно огибается погребенной и современной долинами р. Птичи, контролирует положение погребенных и голоценовых аллювиальных свит (см. рис. 4, *в*). Приведенные выше особенности строения четвертичного покрова отмечаются также на центральном отрезке Ведричской, Петриковской и других ложбинах, расположенных вдоль крыльев соляных поднятий. Схожее соотношение показали М. А. Хсейнет и С. Хэпшир [12] на примере ложбины Коссай в юго-западной части котловины Балтийского моря (рис. 5). Как видно из рис. 5, ложбина расположена над развивающейся соляной антиклиналью и вертикальными разломами, один из которых достигает подошвы четвертичных отложений.

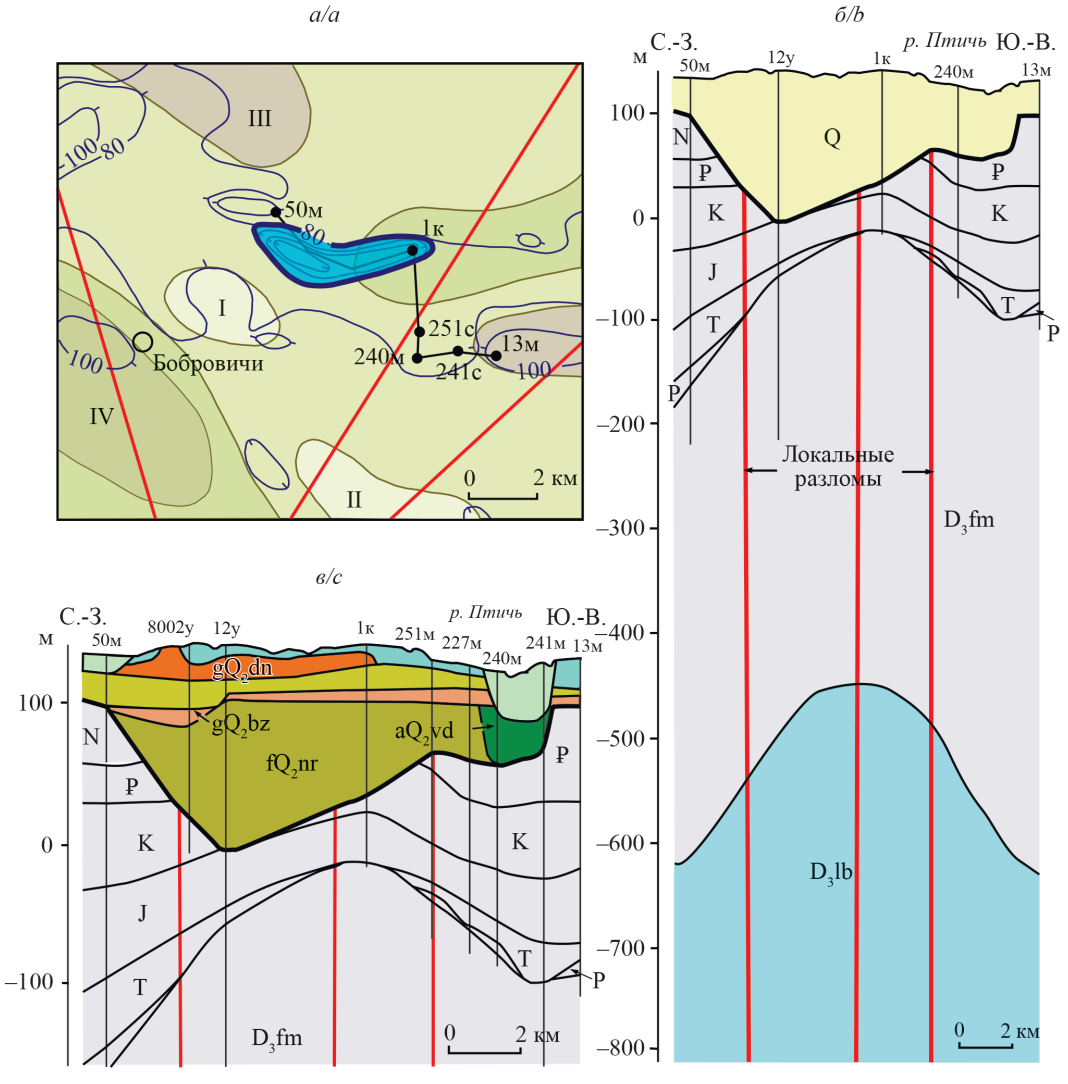


Рис. 4. Влияние галокинетических процессов в пределах Холопеничского диапироида на расположение и морфологию Глусской ложбины: *а* – ложбина врезается в присводовую часть северного крыла диапироида и следует параллельно его оси; *б* – крылья и вершина диапироида нарушены разломами, и ложбина прорезает кайнозойские и мезозойские породы; *в* – свод растущего диапироида в современном рельефе увенчан моренным возвышением, огибается погребенной и современной долинами р. Птичи; I – Холопеничский диапироид; II – Борисовский диапироид; III – Глусское поднятие; IV – Западно-Борисовская мульда. Остальные обозначения см. на рис. 2

Fig. 4. Influence of halokinetic processes within the Kholopenichsky pillow on the location and morphology of the Glusk valley: *a* – the valley cuts into the crest zone of the northern flank of salt pillow and follows parallel to its axis; *b* – faults influence limbs and roof of the diapir, the valley cuts into the Cretaceous and Cenozoic deposits; *c* – there is a morainic height in recent relief on a top of the growing pillow, the buried and recent valleys of the Ptich River curve round the pillow; I – Kholopenichsky pillow; II – Borisov pillow; III – Glusk dome; IV – West Borisov trough. Other symbols see on fig. 2

Продольные разрывы в надсолевых антиклиналях вполне могут быть представлены разрывами растяжения. Те из них, которые пересекают постверхнефаменскую толщу и достигают поверхности дочетвертичных пород, наследуются субпараллельно вытянутыми ложбинами на своде и крыльях антиклиналей.

Около 8 % ледниковых ложбин огибают места расположения сводов соляных структур. В большинстве случаев это соляные поднятия значительной интенсивности роста – криптодиапиры и диапироиды, у которых вершины приподнимают поверхность дочетвертичных отложений и приводят к образованию поднятий с относительными высотами до 25 м. Такая картина наблюдается чаще у протяженных ложбин, ориентированных по направлению движения ледника и пересекающих несколько соляных валов субширотного простирания (например, Светлогорской, Ельской).

Воздействие отрицательных локальных структур в верхнесоленосных и надсолевых отложениях прогиба сказывается на распределении 30 % ледниковых ложбин. Все они совпадают в плане с обращенными синклиналями, мульдами и синклинальными зонами (см. таблицу). В пределах рассматриваемых отрицательных локальных структур ледниковые ложбины распределяются следующим обра-

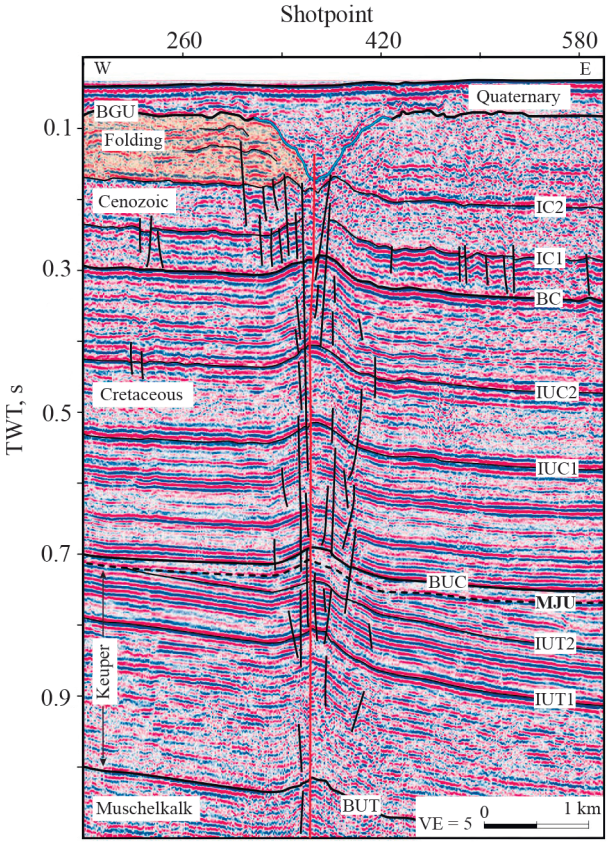


Рис. 5. Поперечный сейсмический профиль ложбины Коссай дна Кильского залива Балтийского моря.
Источник: [12]

Fig. 5. Seismic cross-section of the Kossay valley from the bottom of Bay of Kiel of the Baltic Sea.
Source: [12]

зом: 17 % располагаются над осевыми частями, а 13 % – на крыльях, сопряженных с поднятиями. На рис. 6 и 7 приведены примеры взаимосвязи между размещением ледниковых ложбин и отрицательными структурами.

Представленные на структурных картах и геологических разрезах примеры показывают, что ложбины приурочены к соляным структурам, развивающимся в плейстоцене. Расположение ложбин контролируется депрессиями в поверхности дочетвертичных отложений, совпадающими в плане с осевыми частями синклиналей и мульд либо с их крыльями, переходящими вверх по восстанию в склоны поднятий. Чаще они прислонены к склонам растущих соляных поднятий. Об этом свидетельствуют: 1) отраженные куполовидные складки с амплитудой до 19 м, проникающие в толщу четвертичных отложений; 2) разрывы самых верхних (палеогеновых) слоев в сводах соляных поднятий и прорыв на поверхность ложа четвертичных пород нижележащих верхнемеловых отложений; 3) формирование над соляными куполами возвышений в кровле коренного субстрата. С распределением отрицательных локальных соляных структур и поднятий связаны также изменения главных особенностей четвертичного покрова [13].

Участки синклиналей и мульд, имея наиболее низкое гипсометрическое положение, ограничивают латеральное распространение водно-ледниковых, озерно-ледниковых, аллювиальных и озерно-болотных отложений или отмечают зоны их повышенной мощности. Надсолевые поднятия, располагающиеся гипсометрически выше, обычно перекрываются более грубыми плейстоценовыми отложениями, состоящими преимущественно из морен. В результате процессов галокинеза над вершинами соляных структур плейстоценовый покров, как правило, представлен припятским и поозерским ледниковыми горизонтами, тогда как в пределах прилегающих синклиналей и мульд сохранились более древние плейстоценовые образования.

Активизированное ледником перемещение верхнедевонских соляных масс обусловливало опускание ледникового основания в осевых и краевых частях компенсационных мульд и синклиналей и подъем соляных куполов. Увеличение наклона поверхности надсолевых пород навстречу леднику на крыльях отрицательных структур, прислоненных к склонам соляных поднятий, благоприятствовало врезанию ледниковых ложбин. В большинстве случаев места заложения ложбин определялись разломами, обусловливающими оживление миграции соли.

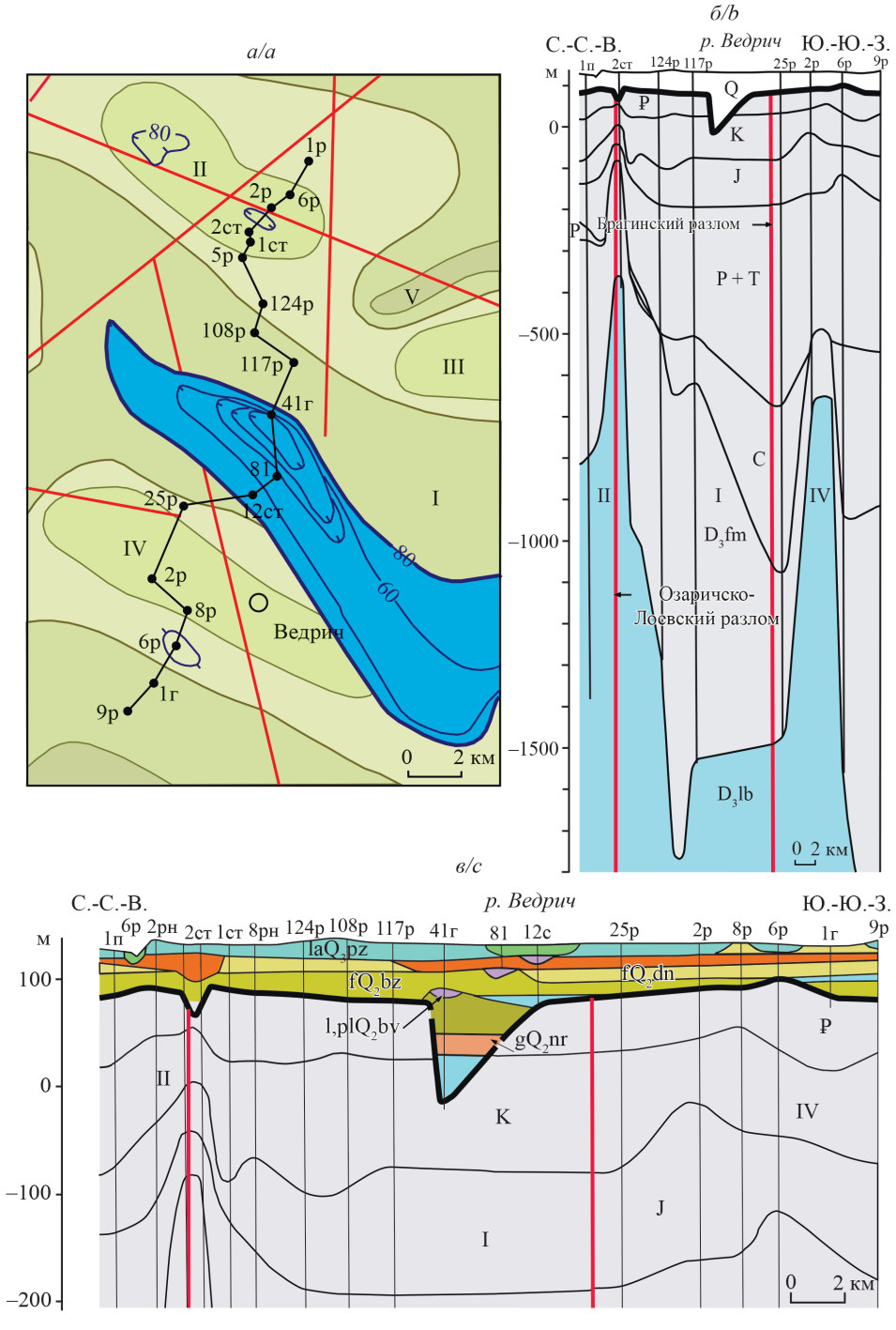


Рис. 6. Связь между расположением Ведричской ложбины и осевой частью Предречицкой синклинальной зоны, опускающейся в плейстоцене: *а* – расположение ложбины контролируется понижением в поверхности дочетвертичных пород над синклиналью; *б*, *в* – синклиналь определяет развитие зон повышенной мощности, наибольшего фациального разнообразия и полноты стратиграфического разреза четвертичного покрова; I – Предречицкая синклинальная зона; II – Осташковичский криптодиапир; III – Тишковский криптодиапир; IV – Золотухинский криптодиапир; V – Северо-Тишковская синклиналь.
Остальные обозначения см. на рис. 2

Fig. 6. Correlation between location of the Vedrichskaya valley and an axis part of the Predrechitskaya synclinal zone, which rose down during Pleistocene: *a* – topographic low on the bedrock surface above synclinal influences on localization of the valley; *b*, *c* – spatial variability of facies, thickness and stratigraphic log of the Quaternary cover over the salt synclinal; I – Predrechitskaya synclinal zone; II – Ostashkovichsky diapir; III – Tishkovsky diapir; IV – Zolotukhinsky diapir; V – Severo-Tishkovskaya synclinal.
Other symbols see on fig. 2

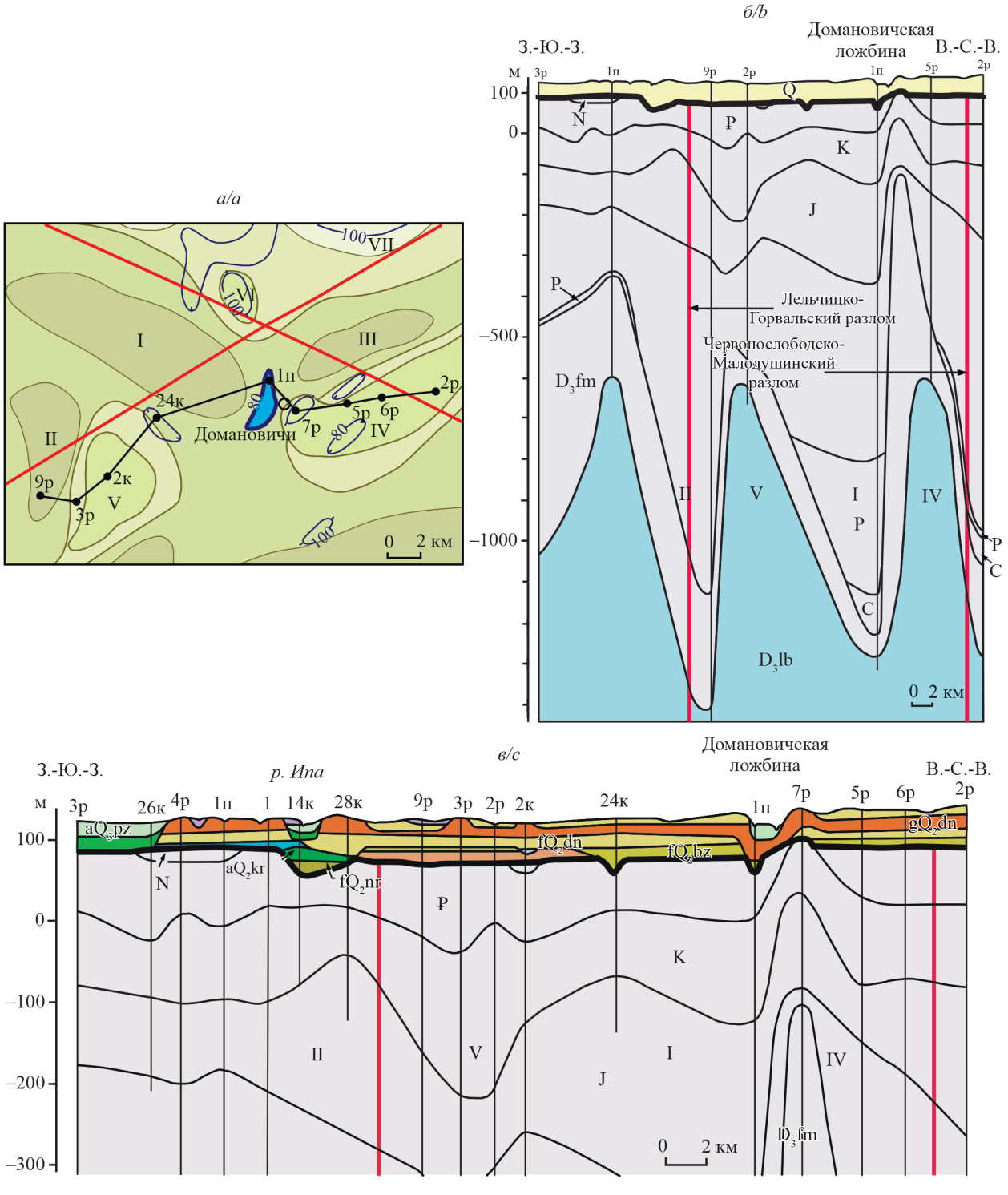


Рис. 7. Связь между Южно-Казанской мульдой, направлением и геологическим строением Домановичской ложбины: *а* – расположение Домановичской ложбины и основных соляных структур; *б* – увеличение мощности четвертичных отложений ложбины над растущим соляным криптодиапиром; *в* – геологический разрез, показывающий дифференциацию четвертичной толщи (над вершиной соляного криптодиапира плейстоценовый покров состоит из днепровской морены, а в пределах Южно-Казанской мульды – также из более древних и молодых флювиогляциальных отложений); I – Южно-Казанская мульда; II – Западно-Савичская мульда; III – Западно-Притокская мульда; IV – Южно-Домановичский криптодиапир; V – Савичский криптодиапир; VI – Казанский криптодиапир; VII – Кореневский диапироид. Остальные обозначения см. на рис. 2

Fig. 7. Connection between the South Kazan trough and the course and geological structure of the Domanovichskaya valley: *a* – location of the Domanovichskaya valley and the main salt structures; *b* – the increase in the thickness of the Quaternary deposits of the valley over a growing salt diapir; *c* – geological section presenting differentiation of the Pleistocene cover (over the top of salt diapir the Pleistocene cover is consist of the Dnieper moraine, whereas withing the trough – also from fluvioglacial deposits of relatively older and younger age); I – South Kazan trough; II – West Savichsky trough; III – West Pritoksky trough; IV – Yuzhno-Domanovichsky diapir; V – Savichsky diapir; VI – Kazan diapir; VII – Korenevsky pillow. Other symbols see on fig. 2

Обсуждение результатов

По оценкам разных специалистов, в настоящее время в Припятском прогибе доля развивающихся форм составляет от 75 % [4] до 80–85 % [6] от общего числа соляных структур. Скорость роста соляных поднятий в среднем и позднем плейстоцене была не менее 20 м за 1 млн лет и по сравнению с эоценом возросла в несколько раз [5].

Исследованиями Я. А. Пиотровского [14; 15] было установлено, что некоторые ложбины в Северо-Западной Германии находятся прямо над периферическими участками синклиналей, расположенными между соляными диапирами. Ученый предположил, что основание ледника в синклиналях между диапирами прогибалось вниз в результате уплотнения надсолевых неконсолидированных пород, что нарушало динамику течения льда, создавало разницу градиентов давления. Названные процессы приводили к проявлению гляциотектоники, заложению ложбин в пределах краевых участков соляных синклиналей и возникновению гляциодислокаций над диапирами. Не исключая того, что под воздействием ледников увеличивались скорости миграции соли и рост соляных диапиров, Я. А. Пиотровский указал, что эти явления были не настолько интенсивны, чтобы влиять на динамику движения льда и контролировать ледниковые процессы.

Изучая проявления перемещения соли Лаврентийским ледниковым покровом, У. А. Уайт [16] подчеркнул интересную закономерность: почти все главные палеозойские соляные бассейны Северной Америки залегают вдоль края области, которая испытала сильную эрозию Лаврентийским ледниковым покровом и опоясывает 2/3 периметра Канадского щита. Ученый отметил широкое развитие гляциотектонических деформаций соли в этой области, представленных утолщениями, антиклиналями с соляными ядрами у границы ледника и ложбинами выдавливания позади ледникового края (заливы и впадины озер Эри, Онтарио, Гурон, Мичиган и др.). У. А. Уайт пришел к выводу, что отжатие соли из материнских пород происходило радиально из ложбин давлением ледника прежде, чем вмещающие породы были удалены ледниковой эрозией. На причинно-следственную связь между миграцией пермской соли, ростом соляных антиклиналей и преобразованием районов над их вершинами ледниковым выпахиванием и эрозией в Щецинском грабене в Польше указал М. Курзава [13].

Ф. Сирокко и другие немецкие ученые [2; 17] попытались объяснить частое совпадение ложбин и напорных конечных морен с крыльями соляных диапиров, обнаруженных в ФРГ на структурах Центрально-Европейского бассейна. В предложенном ими сценарии ледники активизировали не только перемещение соли в диапирах на глубине, но и разрывы на краях и над вершинами диапиров во вмещающих породах. Последние были дифференцированно приподняты по разрывам, иногда с образованием грабена на вершине. Участки дифференцированных перемещений субстрата по разрывам у края и над вершиной растущего диапира создавали благоприятные места для формирования ледниковых ложбин.

Геологические свидетельства взаимодействия ледников и соляных структур, проливающие свет на формирование ледниковых ложбин, привели также М. А. Хсейнет и С. Хэпшир [12]. В качестве примера была выбрана ложбина Коссай в юго-западной части Балтийского моря. Исследователи утверждали, что ледниковый покров активизирует глубинный подсолевой разлом, который обусловливает течение соли и рост соляной антиклинали. Этот процесс сопровождается смятием в антиклинальную складку вышележащей толщи, продолжением к поверхности глубинного разлома вдоль оси антиклинали и появлением разрывов на ее крыльях, что способствует врезанию ледниковой ложбины. Эта модель подходит для объяснения формирования ложбин, расположенных вдоль гребневых зон соляных структур над разломами (см. рис. 5).

В последнее время предпринимались попытки смоделировать взаимодействие между ледниковой нагрузкой и соляными структурами в целях установления их причастности к проявлению краевых ледниковых и подледниковых процессов. Оказалось, что в Центрально-Европейском бассейне над соляными диапирами в ходе наступания ледникового покрова возникают локальные топографические препятствия и дренажные градиенты, а над крыльями диапиров и прилегающих синклиналей возрастают давление поровых вод и наклон падения потенциальных детачментов [3]. Эти явления способствуют ледниковой деформации, аккумуляции и субгляциальной эрозии над диапирами и крыльями синклиналей. Модели с полным ледниковым перекрытием показывают погружение диапира, формирование депрессий в основании ледника и трещин в перекрывающей толще над диапиром и растворение соли напорными талыми водами. Подледное проседание соляных структур облегчает субгляциальную эрозию и врезание водно-эрозионных ложбин.

Большинством геологов признается, что деформации земной коры, связанные с гляциоизостатическими движениями, фокусируются вдоль существующих соляных структур и активизируют их рост, вызывая образование ослабленных зон в коренном субстрате, которые могут значительно влиять на процессы ледниковой экзарации, выдавливания, эрозии и аккумуляции, а также заложение ложбин.

Выводы

Ледниковые ложбины были сформированы во время подвижек наревского, березинского и днепровского ледников в Припятском прогибе. По буровым материалам на территории прогиба установлены 24 ложбины в поверхности коренных пород и четвертичной толще. В большинстве своем они представляют собой линейно вытянутые или слабоизвилистые, хотя и короткие, но относительно глубокие понижения.

Выявлена довольно отчетливая зависимость между геологическим строением Припятского прогиба и развитием ложбин. Установлено расположение над локальными структурами верхнефаменской соленосной толщи ледниковых ложбин: они размещаются над теми локальными структурами, которые проявляли активизацию в четвертичное время. В пределах Припятского прогиба большинство ложбин расположены над локальными соляными поднятиями (криптодиапирами, диапироидами, валами), меньшая часть – в границах отрицательных структур (синклиналей и мульд). На площади поднятий ложбины чаще всего выявляются на сводах и склонах, обращенных навстречу движению ледника. У отрицательных форм они тяготеют к осевым частям и крыльям, сопряженным с поднятиями. Характерная особенность ложбин, которые имеют взаимосвязь с соляными структурами, – нередкая приуроченность к активным разломам. Эти разломы зачастую прослеживаются внутри отраженных складок в надсолевых верхнедевонско-кайнозойских осадочных отложениях с заметным смещением вплоть до поверхности дочетвертичных отложений, где наследуются ложбинами.

Развитие солевых структур и разломов в Наревское оледенение и днепровскую стадию Припятской ледниковой эпохи создавало под ледниками ослабленные зоны, которые способствовали гляциотектоническим деформациям, ледниковой экзарации и эрозии субгляциальных потоков талых ледниковых вод.

Библиографические ссылки

1. Liszkowski J. The effects of Pleistocene ice sheet loading-deloading cycles on the bedrock structure of Poland. *Folia Quaternaria.* 1993;64:7–24.

2. Sirocko F, Reicherter K, Lehné R, Hübscher Ch, Winsemann J, Stackebrandt W. Glaciation, salt and the present landscape. In: Littke R, Bayer U, Gajewski D, Nelskamp S, editors. *Dynamics of complex intracontinental basins. The Central European Basin System.* Berlin: Springer; 2008. p. 233−245.

3. Lang J, Hampel A, Brandes C, Winsemann J. Response of salt structures to ice-sheet loading: implications for ice-marginal and subglacial processes. *Quaternary Science Reviews.* 2014;101:217–233. DOI: 10.1016/j.quascirev.2014.07.022.

4. Горелик ЗА. О влиянии соляных структур Припятской впадины на распределение гидрографической сети и некоторые данные об их развитии в мезокайнозое. *Доклады АН БССР.* 1961;5(1):17–20.

5. Карабанов АК, Гарецкий РГ, Айзберг РЕ. *Неотектоника и неогеодинамика запада Восточно-Европейской платформы*. Минск: Беларуская навука; 2009. 182 с.

6. Матвеев АВ, Абраменко НН, Левков ЭА, Костко АА. *Неотектоника территории Припятского прогиба.* Крутоус ЭА, редактор. Минск: Наука и техника; 1980. 106 с.

7. Матвеев АВ. *История формирования рельефа Белоруссии.* Минск: Навука і тэхніка; 1990. 143 с.

8. Махнач АС, Гарецкий РГ, Матвеев АВ, Аношко ЯИ, Илькевич ГИ, Конищев ВС и др., редакторы. *Геология Беларуси.* Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси; 2001. 815 с.

9. Гарецкий РГ, редактор. *Палеотектоника Белоруссии.* Минск: Наука и техника; 1983. 182 с.

10. Махнач АС, Гарецкий РГ, Матвеев АВ, Аношко ЯИ, редакторы. *Основы геологии Беларуси*. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси; 2004. 392 с.

11. Конищев ВС. *Соляная тектоника Припятского прогиба*. Минск: Наука и техника; 1975. 150 с.

12. Hseinat MAl, Hübscher C. Ice-load induced tectonics controlled tunnel valley evolution – instances from the southwestern Baltic Sea. *Quaternary Science Reviews.* 2014;97:121−135. DOI: 10.1016/j.quascirev.2014.05.011.

13. Kurzawa M. The sedimentary record and rates of Quaternary vertical tectonic movements in NW Poland. *Quaternary International.* 2003;101–102:137–148. DOI: 10.1016/S1040-6182(02)00096-4.

14. Piotrowski JA. Salt diapirs, pore-water traps and permafrost as key controls for glaciotectonism in the Kiel area, northwestern Germany. In: Aber JS, editor. *Glaciotectonics and mapping glacial deposits. Proceedings of the INQUA Commission on Formation and Properties of Glacial Deposits.* Regina: Canadian Plains Research Center, University of Regina; 1993. p. 86–98. (Canadian plains proceedings; 25).

15. Piotrowski JA. Tunnel-valley formation in northwest Germany – geology, mechanisms of formation and subglacial bed conditions for the Bornhöved tunnel valley. *Sedimentary Geology.* 1994;89(1–2):107–141. DOI: 10.1016/0037-0738(94)90086-8.

16. White WA. Displacement of salt by the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Research.* 1992;38(3):305−315. DOI: 10.1016/0033-5894(92)90040-P.

17. Sirocko F, Szeder T, Seelos C, Lehne R, Rein B, Schneider WM, et al. Young tectonic and halokinetic movements in the North-German-Basin: its effect on formation of modern rivers and surface morphology. *Netherlands Journal of Geosciences.* 2002;81(3−4): 431–441. DOI: 10.1017/S0016774600022708.

References

1. Liszkowski J. The effects of Pleistocene ice sheet loading-deloading cycles on the bedrock structure of Poland. *Folia Quaternaria.* 1993;64:7–24.

2. Sirocko F, Reicherter K, Lehné R, Hübscher Ch, Winsemann J, Stackebrandt W. Glaciation, salt and the present landscape. In: Littke R, Bayer U, Gajewski D, Nelskamp S, editors. *Dynamics of complex intracontinental basins. The Central European Basin System.* Berlin: Springer; 2008. p. 233−245.

3. Lang J, Hampel A, Brandes C, Winsemann J. Response of salt structures to ice-sheet loading: implications for ice-marginal and subglacial processes. *Quaternary Science Reviews.* 2014;101:217–233. DOI: 10.1016/j.quascirev.2014.07.022.

4. Gorelik ZA. [On the influence of salt structures of the Pripyat Depression on the distribution of the hydrographic network and some data on their development in the Mesocainozoic]. *Doklady AN BSSR.* 1961;5(1):17–20. Russian.

5. Karabanov AK, Garetskii RG, Aizberg RE. *Neotektonika i neogeodinamika zapada Vostochno-Evropeiskoi platformy* [Neotectonics i neogeodynamics of west of the East European Platform]. Minsk: Belaruskaja navuka; 2009. 182 p. Russian.

6. Matveev AV, Abramenko NN, Levkov EA, Kostko AA. *Neotektonika territorii Pripyatskogo progiba* [Neotectonics of the territory of the Pripyat Trough]. Krutous EA, editor. Minsk: Nauka i tekhnika; 1980. 106 p. Russian.

7. Matveev AV. *Istoriya formirovaniya rel'efa Belorussii* [Hystory of Belarusian relief formation]. Minsk: Navuka i tjehnika; 1990. 143 p. Russian.

8. Makhnach AS, Garetskii RG, Matveev AV, Anoshko YaI, Il'kevich GI, Konishchev VS, et al., editors. *Geologiya Belarusi* [Geology of Belarus]. Minsk: Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Belarus; 2001. 815 p. Russian.

9. Garetskii RG, editor. *Paleotektonika Belorussii* [Paleotectonics of Belarus]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1983. 182 p. Russian.

10. Makhnach AS, Garetskii RG, Matveev AV, Anoshko YaI, editors. *Osnovy geologii Belarusi* [Basic Geology of Belarus]. Minsk: Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Belarus; 2004. 392 p. Russian.

11. Konishchev VS. *Solyanaya tektonika Pripyatskogo progiba* [Salt tectonics of the Pripyat Trough]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1975. 150 p. Russian.

12. Hseinat MAl, Hübscher C. Ice-load induced tectonics controlled tunnel valley evolution – instances from the southwestern Baltic Sea. *Quaternary Science Reviews.* 2014;97:121−135. DOI: 10.1016/j.quascirev.2014.05.011.

13. Kurzawa M. The sedimentary record and rates of Quaternary vertical tectonic movements in NW Poland. *Quaternary International.* 2003;101–102:137–148. DOI: 10.1016/S1040-6182(02)00096-4.

14. Piotrowski JA. Salt diapirs, pore-water traps and permafrost as key controls for glaciotectonism in the Kiel area, northwestern Germany. In: Aber JS, editor. *Glaciotectonics and mapping glacial deposits. Proceedings of the INQUA Commission on Formation and Properties of Glacial Deposits*. Regina: Canadian Plains Research Center, University of Regina; 1993. p. 86−98. (Canadian plains proceedings; 25).

15. Piotrowski JA. Tunnel-valley formation in northwest Germany – geology, mechanisms of formation and subglacial bed conditions for the Bornhöved tunnel valley. *Sedimentary Geology*. 1994;89(1–2):107–141. DOI: 10.1016/0037-0738(94)90086-8.

16. White WA. Displacement of salt by the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Research*. 1992;38(3):305−315. DOI: 10.1016/0033-5894(92)90040-P.

17. Sirocko F, Szeder T, Seelos C, Lehne R, Rein B, Schneider WM, et al. Young tectonic and halokinetic movements in the North-German-Basin: its effect on formation of modern rivers and surface morphology. *Netherlands Journal of Geosciences*. 2002;81(3−4): 431–441. DOI: 10.1017/S0016774600022708.

Статья поступила в редколлегию 20.12.2019.
Received by editorial board 20.12.2019.

УДК 552.08

КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ КОМПОНЕНТОВ ГРАНИТОИДОВ МЕТОДАМИ ЦИФРОВОЙ ПЕТРОГРАФИИ И МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ

Е. А. ВАСИЛЁНОК[1)]

[1)]*Белорусский государственный университет, пр. Независимости, 4, 220030, г. Минск, Беларусь*

Методы машинного обучения стали применяться в петрографии сравнительно недавно. Однако благодаря быстрому развитию программирования появляются более мощные алгоритмы и инструменты, использование которых для решения петрографических задач до настоящего времени не рассматривалось. Именно поэтому целью данной работы было применение современных методов машинного обучения для идентификации минеральных компонентов по макроизображениям образцов горных пород, а также методов обработки цифровых изображений. В статье представлены методика определения количественных характеристик и методика классификации минералов на макроизображениях горных пород. В качестве инструментария была использована программа для анализа и обработки изображений *ImageJ* с открытым программным интерфейсом, дополненная плагином *Trainable Weka Segmentation*. Макроизображения получены путем сканирования полированных образцов. Для эксперимента отобраны семь макрофотографий различных представителей семейства гранитов. Проведено обучение с учителем, где для классификации использован метод дерева решений. Для выборки объектов были созданы классы по каждому из породообразующих минералов: кварц (Q), калиевый полевой шпат (Fps), плагиоклаз (Pl) и биотит (Bi). Подготовлены области интереса и сохранены в одну базу данных, по которой и произведено обучение классификатора. По полученным классификационным изображениям созданы маски каждого минерала. Затем по этим маскам выполнен количественный анализ: определено процентное содержание и количество зерен минералов. Результаты представлены в табличной и графической формах.

Ключевые слова: цифровая петрография; гранит; идентификация горных пород; классификация минералов; машинное обучение.

CLASSIFICATION OF MINERAL COMPONENTS OF GRANITOID ROCKS BY USING METHODS OF DIGITAL PETROGRAPHY AND MACHINE LEARNING

A. A. VASILIONAK[a]

[a]*Belarusian State University, 4 Niezaliežnasci Avenue, Minsk 220030, Belarus*

Machine learning methods have begun to be used in petrography relatively recently. However, thanks to the rapid programming development, more powerful algorithms and tools appear, the use of which to solve petrographic tasks hasn't yet been considered. That's why the purpose of this work was to use modern machine learning methods to identify mineral components from macro images of rock samples, as well as to use digital image processing methods. This article presents the method of determination of quantitative characteristics and the method of classification of minerals on macro images

Образец цитирования:
Василёнок ЕА. Классификация минеральных компонентов гранитоидов методами цифровой петрографии и машинного обучения. *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология.* 2020;1:75–85.
https://doi.org/10.33581/2521-6740-2020-1-75-85

For citation:
Vasilionak AA. Classification of mineral components of granitoid rocks by using methods of digital petrography and machine learning. *Journal of the Belarusian State University. Geography and Geology.* 2020;1:75–85. Russian.
https://doi.org/10.33581/2521-6740-2020-1-75-85

Автор:
Елена Анатольевна Василёнок – аспирантка кафедры региональной геологии факультета географии и геоинформатики. Научный руководитель – кандидат геолого-минералогических наук, доцент В. П. Самодуров.

Author:
Alena A. Vasilionak, postgraduate student at the department of regional geology, faculty of geography and geoinformatics.
manul1994@mail.ru

CC BY NC

of rocks. An open source program for analyzing and processing images *ImageJ*, and its plugin *Trainable Weka Segmentation* were used as a toolkit. Macro images are obtained by scanning polished granite samples. Seven macro images of various representatives of the granites were selected for the experiment. Training with a teacher was conducted, where the decision tree method was used for classification. Based on this data set, classes were created for each of the rock-forming minerals: quartz (Q), potassium feldspar (Fps), plagioclase (Pl) and biotite (Bi). Regions of interest were prepared and stored in one database on the basis of which the classifier was trained. Based on the obtained classification data, masks of each mineral were created. A quantitative analysis was performed based on these masks: the percentage content and amount of grains of each mineral were determined. Results are presented in tabular and graphical forms.

Keywords: digital petrography; granite; rock identification; classification of minerals; machine learning.

Введение

Использование технологий одних научных областей в других является общепринятой практикой уже на протяжении нескольких десятков лет. Такое междисциплинарное взаимодействие, отклоняющееся от методологической строгости описания наук в целом, оказывает положительное влияние на их развитие, позволяя создавать новые методы и практики, формировать теории, получать более качественные результаты. Например, алгоритмы машинного обучения активно используются в биотехнологиях [1], хемоинформатике, фармацевтике, геномных исследованиях, растениеводстве [2], строительстве, инженерии [3], материаловедении, экономике, финансовой сфере, здравоохранении, юстиции, техническом обслуживании, маркетинге, физике, образовательных и информационных технологиях [4], политике, нефтегазовой промышленности, и это далеко не полный список. В географической отрасли искусственный интеллект (ИИ) нашел применение в картографии, геологии и геоинформационных системах [5–10].

Как известно, петрографический метод используется для анализа пород путем определения минерального состава и структурно-текстурных особенностей. С его помощью осуществляется систематизация исследуемых образцов по классам пород. Этот метод может быть использован в связке с методами ИИ.

Таким образом, целью настоящей работы является применение методов ИИ для идентификации минеральных компонентов образцов горных пород по их макроизображениям (данным цифровой петрографии).

Методика исследования

Классическое определение машинного обучения, по Митчеллу, звучит следующим образом: компьютерная программа обучается на основании опыта E в отношении некоторого класса задач T, если ее производительность, измеряемая как P, повышается при накоплении опыта E [11].

При разных методах обучения параметры T, P и E подразумевают под собой разные вещи. Под опытом E понимаются данные, и в зависимости от этого алгоритмы машинного обучения могут быть поделены на обучение с учителем и без учителя. В задачах обучения без учителя имеется выборка, состоящая из объектов, описываемых набором признаков. В задачах обучения с учителем, помимо этого, для каждого объекта некоторой выборки, называемой обучающей, известен целевой признак (по сути, это то, что хотелось бы прогнозировать для других объектов, не принадлежащих к обучающей выборке).

В случае обучения с учителем данные заранее категоризированы (или являются численными), а классом задач T может быть:

- классификация – присвоение объекту какой-либо категории на основании его признаков;
- регрессия – прогнозирование количественного признака объекта исходя из других его признаков.

При обучении без учителя данные никак не размечены и задачей T может являться:

- кластеризация – выделение групп объектов (кластеров) из множества на основании их признаков (главное отличие от классификации состоит в том, что перечень групп точно не задан и определяется уже в процессе работы алгоритма);
- определение аномалий – поиск объектов с ярко выраженными отличиями от основного множества.

Обучение с подкреплением представляет собой алгоритм, который натренирован принимать заведомо определенные решения в среде без формирования базы данных. В сложнейших ситуациях, где крайне трудно выделить понятные (стабильные) признаки, используют нейронные сети либо ансамбли.

В качестве примера рассмотрим задачу определения минерального состава горной породы с использованием макроизображений. Здесь для алгоритма опыт E – это имеющаяся обучающая выборка: совокупность объектов (зерен минералов), каждый из которых характеризуется набором признаков (таких как параметры HSV (*hue*, *saturation*, *value*), геометрические показатели и т. д.), а также целевым

признаком. Если целевым признаком выступают цвет и его оттенки, то это задача (бинарной) классификации [12–14]. В случае если известно, что зерна данного минерала имеют широкий диапазон цветов либо обладают плеохроизмом, это будет задачей регрессии [15; 16].

Наконец, третья абстракция в определении машинного обучения – метрика оценки производительности алгоритма *P*. Такие метрики различаются для разных задач и алгоритмов [17; 18]. Самая простая метрика оценки качества алгоритма, решающего задачу классификации, – доля правильных ответов (*accuracy*), т. е. доля верных прогнозов алгоритма на тестовой выборке. А для оценки качества на каждом из классов в отдельности используются такие метрики, как точность (*precision*) и полнота (*recall*):

$$precision = \frac{TP}{TP + FP},$$

$$recall = \frac{TP}{TP + FN},$$

где *TP* – истинно положительное решение; *FP* – ложноположительное решение; *FN* – ложноотрицательное решение.

Сегментация же – это процесс разбиения цифрового изображения на сегменты, которые состоят из находящихся в непосредственной близости пикселей и выделены на основании определенных критериев однородности. Таким образом, выявляются группы элементов изображения, имеющих общий признак (свойство). При этом сегменты могут быть дополнительно сгруппированы в объекты, а те, в свою очередь, – в классы [19; 20].

Рассмотрим обучение с учителем, где для классификации используется метод дерева решений. Этот алгоритм машинного обучения представляет собой набор логических правил, объединенных в структуру данных. Преимущество деревьев решений в том, что они легко интерпретируемы, понятны человеку. Многие другие, хотя и более точные модели не обладают таким свойством и в какой-то мере выступают «черным ящиком», в который мы лишь добавляем исходные данные, и получаем ответ. В связи с этим деревья решений получили популярность, а их представитель C4.5 считается одним из лучших алгоритмов интеллектуального анализа данных [21].

Также были подготовлены объекты исследования – макроизображения образцов гранитов. Граниты являются магматическими плутоническими горными породами кислого состава нормального ряда щелочности. В классическом представлении их модальный минеральный состав выглядит следующим образом: кварц (25–35 %), плагиоклаз (25–35 %), калиевый полевой шпат (20–40 %) и слюды (3–10 %).

Отдельно отметим плагиогранит, в составе которого преобладают кварц (25–35 %), плагиоклаз (30–60 %), калиевый полевой шпат (1–15 %) и слюды (3–10 %) [22], и аляскит – умеренно щелочную горную породу семейства лейкогранитов, отличающуюся крупными размерами кристаллов кварца (примерно 35 %), калиевого (55–65 %) и известково-натриевого (менее 10 %) полевого шпата, а также небольшим содержанием слюд (менее 1 %).

Макроизображения получены путем сканирования предварительно отполированных образцов. Для эксперимента были отобраны 7 макрофотографий различных представителей семейства гранитов (рис. 1).

Вся дальнейшая работа построена на использовании программы для анализа и обработки изображений *ImageJ* с открытым программным интерфейсом, дополненной плагином *Trainable Weka Segmentation* (TWS), распространяемым по лицензии General Public License (GPL).

TWS сочетает в себе алгоритмы машинного обучения с набором функций для сегментации изображения и основан на среде анализа данных Weka (Waikato Environment for Knowledge Analysis). Этот плагин использует предложенный Л. Брейманом [23] и А. Катлер алгоритм машинного обучения, заключающийся в применении ансамбля решающих деревьев, которые поодиночке дают невысокое качество классификации, но вместе за счет их большого количества обеспечивают довольно неплохой результат. Значимым для петрографических задач фактором является то, что такой алгоритм одинаково хорошо обрабатывает как непрерывные, так и дискретные признаки объектов.

Классификация минералов на макроизображениях горных пород осуществляется по следующей методике:

1) создать каждому минералу, который может быть в данном типе породы, отдельный класс;
2) выделить области интереса (ROI) для каждого класса;
3) добавить всю информацию о ROI в базу данных (*data set*);
4) натренировать классификатор на подготовленных данных;
5) применить классификатор к макроизображению породы;
6) сохранить результаты классификации.

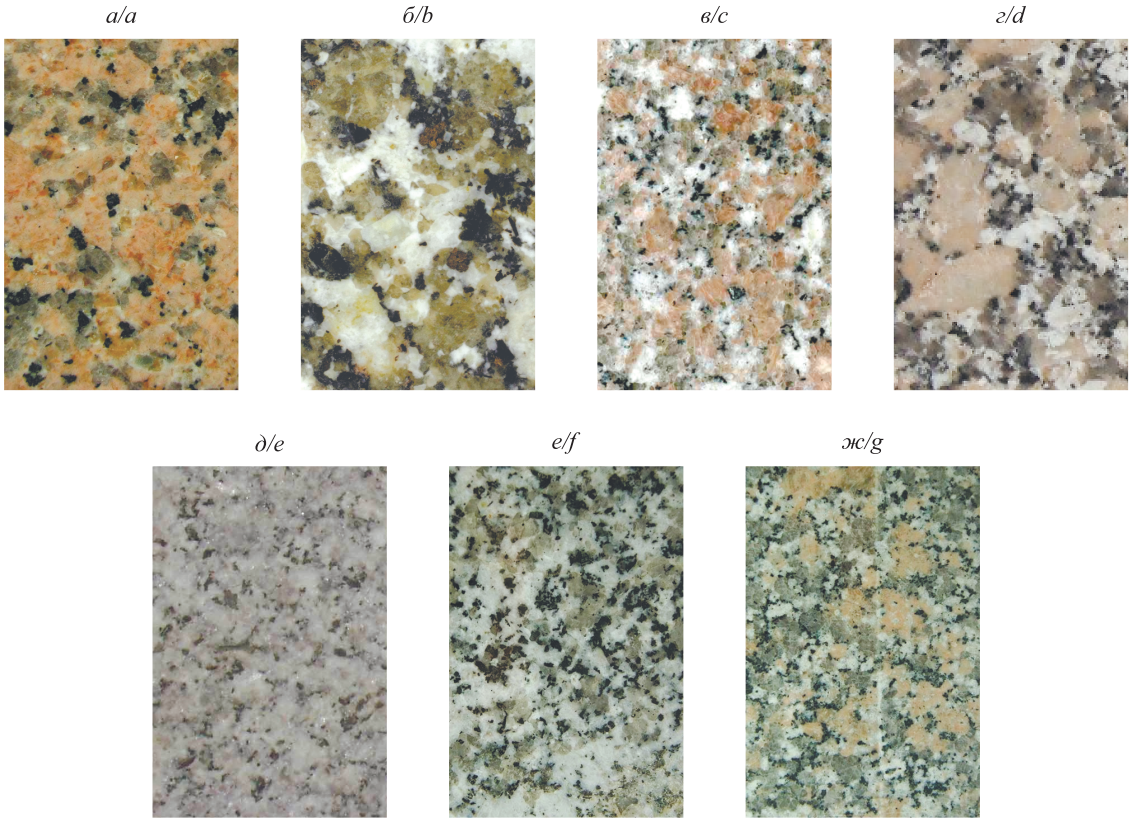


Рис. 1. Макрофотографии различных представителей семейства гранитов:
а – образец 1; *б* – образец 2; *в* – образец 3; *г* – образец 4;
д – образец 5; *е* – образец 6; *ж* – образец 7

Fig. 1. Macro images of various members of the granites:
a – sample 1; *b* – sample 2; *c* – sample 3; *d* – sample 4;
e – sample 5; *f* – sample 6; *g* – sample 7

Определение количественных характеристик уже известных минералов выполняется по следующему плану:

- произвести предварительную обработку классификационного изображения;
- применить порог (*thresholding*) [24; 25];
- создать маску и при необходимости применить к ней фильтры;
- выполнить разделение перекрывающихся объектов методом Watershed;
- проанализировать полученные данные.

Предварительная обработка макроизображений с помощью фильтров необходима, чтобы сделать последующую сегментацию более эффективной. Выбор фильтра(-ов) в значительной степени зависит от полученных изображений, но наиболее полезными являются нижеприведенные фильтры:

1. Деконволюция (*deconvolution*) – обеспечивает восстановление контрастности макроизображения, позволяя тем самым исправить систематическую ошибку потери контраста при его записи. Данный алгоритм используется для устранения эффектов размытия на исходном растре, вызванных сверткой (пятна, размытие, потеря контраста мелких объектов) из-за функции рассеяния точек изображения. Если этого не сделать, то результаты анализа интенсивности объектов на макроизображении могут быть некорректными.

Рассмотрим на примере макроизображения гранита, полученного путем сканирования образца. Одна из сторон записана с размытием, на ней трудно различить границы зерен биотита (Bi). Если разложить изображение на HSB-стек (*hue*, *saturation*, *brightness*) и произвести 10 итераций деконволюции, будет сформировано изображение для анализа без потерь качества (рис. 2).

2. Вычесть фон (*subtract background*) – удаляет гладкие непрерывные фоны и подходит для работы иммерсионным методом. К 8-битовому изображению может быть применен алгоритм, созданный С. Штернбергом. Локальное значение фона определяется для каждого пикселя путем усреднения по шару с радиусом *R*. Далее это значение вычитается из исходного изображения, что позволяет исключить изменения интенсивности фона. Радиус вращающегося шарика – это радиус кривизны параболоида. Как правило, он должен быть не менее радиуса самого большого объекта на изображении, не являющегося частью фона (рис. 3).

3. Размытие по Гауссу (*Gaussian blur*) – используется для устранения шумов на изображении [26] (рис. 4).

4. Выделение краев (*find edges*) – позволяет выделить резкие изменения интенсивности в активном изображении с помощью оператора Собеля.

5. Регулировка порога (*thresholding*) – обеспечивает простейшую сегментацию [25; 26] макроизображения горной породы на маски минералов (рис. 5).

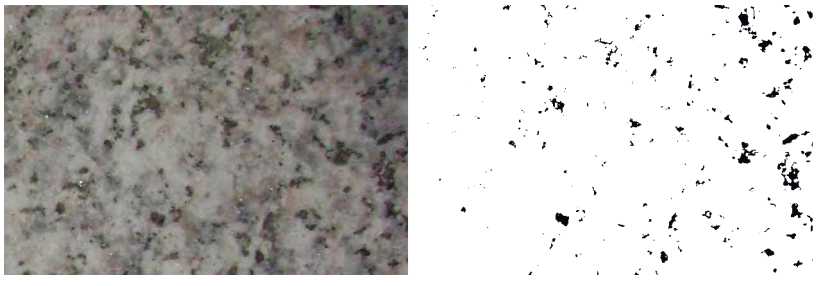


Рис. 2. Пример восстановления контрастности
Fig. 2. The deconvolution example

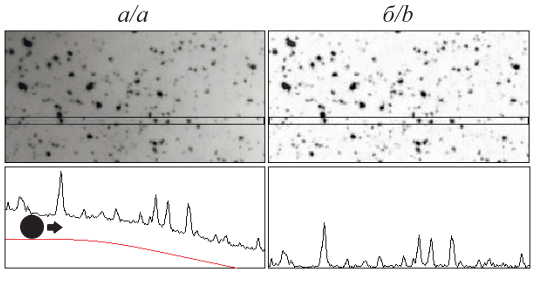


Рис. 3. Пример вычета фона:
а – исходное изображение;
б – результирующее изображение
Fig. 3. The subtract background example:
a – original image; *b* – result image

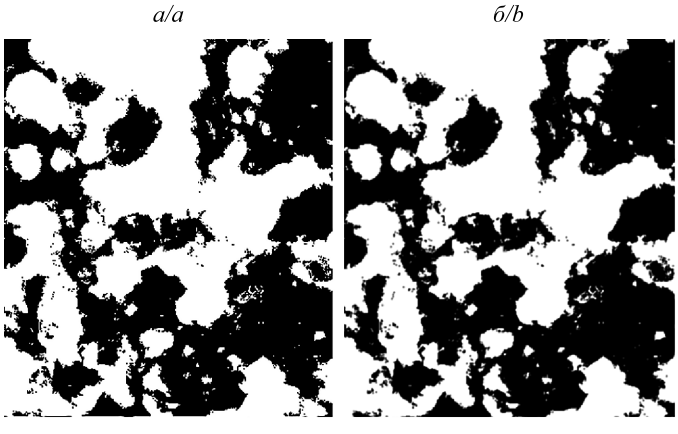


Рис. 4. Гауссово размытие по маске:
а – исходное изображение; *б* – результат
Fig. 4. The Gaussian blur example: *a* – original image; *b* – result

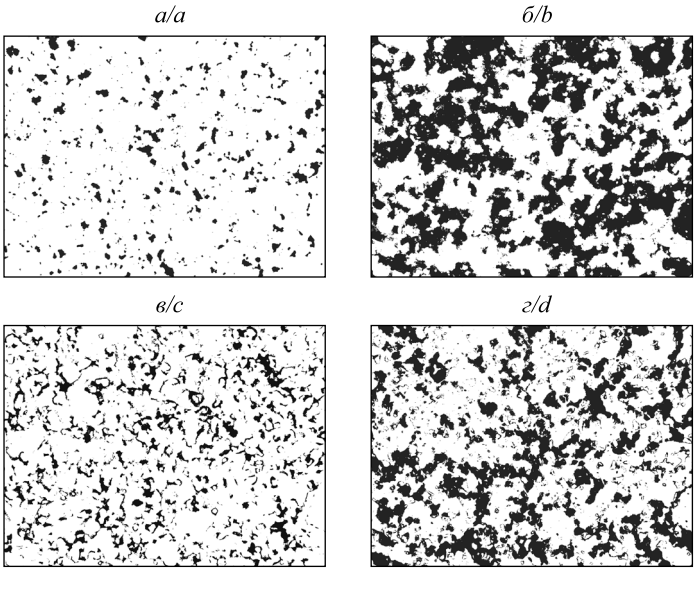


Рис. 5. Создание масок минералов гранита по классификационным изображениям:
а – биотит; *б* – калиевый полевой шпат; *в* – плагиоклаз; *г* – кварц
Fig. 5. Creating masks of granite minerals from classification images:
a – biotite; *b* – potassium feldspar; *c* – plagioclase; *d* – quartz

Результаты и их обсуждение

Для семейства гранитов с помощью плагина TWS созданы классы данных, каждому из которых соответствует породообразующий минерал: кварц (Q), калиевый полевой шпат (Fps), плагиоклаз (Pl) и биотит (Bi).

Для добавления объектов для каждого класса был использован инструмент ROI Manager. Посредством утилиты Multi Measure собрана статистика по объектам. Таким образом, была сформирована база данных для обучения классификатора (дерева решений). Стоит отметить, что для элементарных действий возможно написание макросов, позволяющих ускорить процесс обучения (зацикливание, измерения, управление данными и т. д.).

На тестовой выборке нескольких макроизображений производилось обучение классификатора. С помощью таких метрик, как точность (*precision*) и полнота (*recall*), оценивалось качество классификации, и при необходимости база данных дополнялась новыми ROI для класса с максимальной ошибкой. В результате по каждому макроизображению гранитов были получены классификационные изображения (рис. 6).

В эксперименте участвовал ансамбль решающих деревьев (*fast random forest*), состоящий из 200 деревьев решений. Процент ошибок варьировался от 3,531 до 6,308 %. Чаще всего алгоритм ошибался при резком переходе к гранитам с минимальным содержанием калиевого полевого шпата (Fps) (образцы 2, 5, 6). Однако эта погрешность исчезла после накопления критического количества данных.

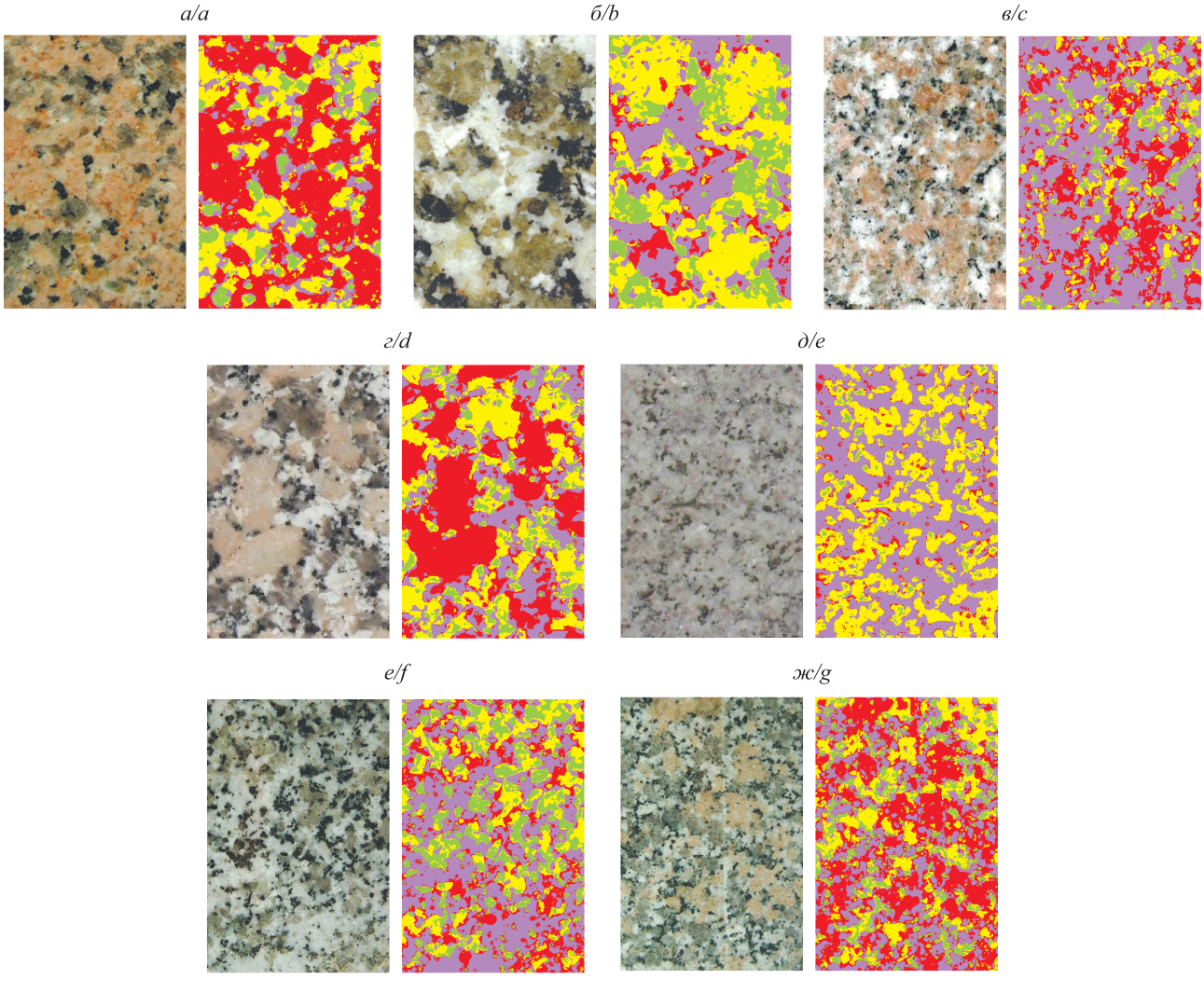


Рис. 6. Исходные (слева) и результирующие (справа) изображения образцов гранитов:
а – образец 1; *б* – образец 2; *в* – образец 3; *г* – образец 4; *д* – образец 5; *е* – образец 6; *ж* – образец 7.
Идентифицированные классы по цвету: желтый – Q, красный – Fps, синий – Pl, зеленый – Bi

Fig. 6. Original (on the left) and result (on the right) images of granite samples:
a – sample 1; *b* – sample 2; *c* – sample 3; *d* – sample 4; *e* – sample 5; *f* – sample 6; *g* – sample 7.
Identified classes by color: yellow – Q, red – Fps, blue – Pl, green – Bi

На число ошибок также повлияла зашумленность некоторых макроизображений ввиду некорректного сканирования образцов (затемнение углов или сторон, низкое разрешение сканирования и т. д.).

После того как классификатор был натренирован на тестовой базе данных и показал качественные результаты на заданной выборке, дальнейшее обучение можно автоматизировать, написав макрос либо скрипт на загрузку новых макроизображений и применение классификации уже к ним с последующей передачей новых ROI в исходную базу данных.

Существуют разные методы определения количественного минералогического состава пород [27; 28], однако указанный подход имеет существенные преимущества. Кристаллические породы, содержащие калиевые полевые шпаты и плагиоклазы, плохо поддаются классификации из-за явлений изоморфной смесимости полевых шпатов и вариаций их структурной упорядоченности, в то время как параметры цветности этих минералов выступают надежным критерием для их классификации.

Для определения количественных характеристик минералов используются результирующие изображения классификации. При необходимости производится предварительная обработка, после чего применяется порог (*thresholding*) для создания масок и выполняется разделение перекрывающихся объектов (зерен) методом Watershed.

По минеральным маскам проводится количественный анализ: определяется процентное содержание и количество зерен. Данные, полученные по образцам изучаемых гранитов, представлены в таблице и на гистограммах рис. 7.

Результаты количественного анализа образцов семейства гранитов

Results of quantitative analysis of granite samples

Исследуемые образцы	Количество зерен				Содержание, %			
	Fps	Pl	Q	Bi	Fps	Pl	Q	Bi
Образец 1	677	1277	1386	723	45,554	14,424	31,680	7,155
Образец 2	302	438	447	247	9,068	43,629	32,141	15,152
Образец 3	1349	1704	1195	2608	34,647	42,513	15,995	7,289
Образец 4	144	1024	508	2356	37,164	26,931	25,044	9,301
Образец 5	1975	1540	3429	2910	3,078	47,071	45,607	2,392
Образец 6	676	522	579	513	17,388	42,840	18,860	19,818
Образец 7	963	827	270	835	33,676	25,163	26,213	13,934

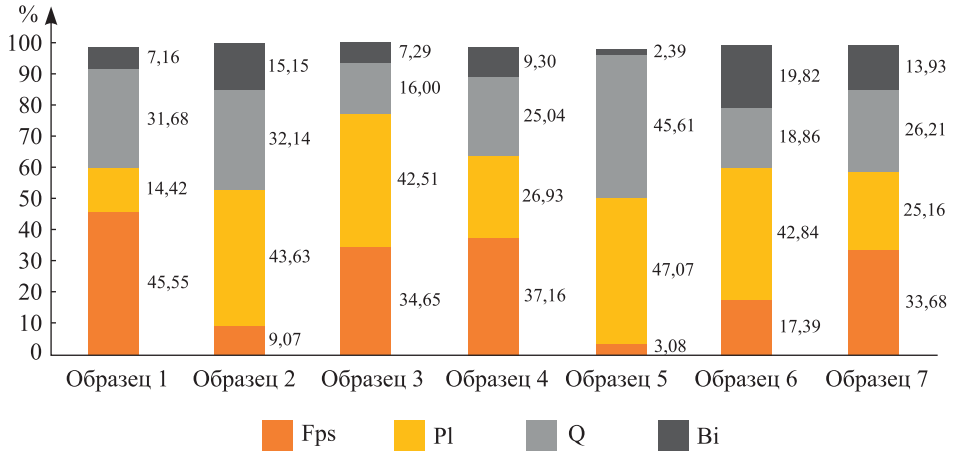


Рис. 7. Гистограмма минерального состава образцов гранитов

Fig. 7. Histogram of mineral composition of the granite samples

Интересен тот факт, что, используя количественные данные, представленные в таблице, можно сделать некоторые выводы и о структуре породы. Наиболее наглядный способ – построить гистограмму соотношения количества зерен минералов (рис. 8) и проанализировать ее вместе с гистограммой

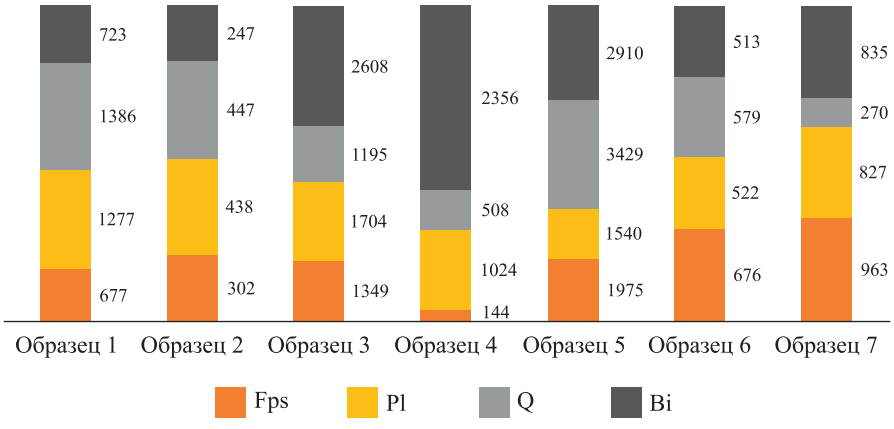


Рис. 8. Гистограмма соотношения количества зерен минералов

Fig. 8. Histogram of the ratio of the mineral grains number

минерального состава (см. рис. 7). Так, например, для образца 4 характерны крупные зерна калиевого полевого шпата (144 зерна составляют 37,164 % гранита), мелкие зерна биотита (2356 зерен занимают всего лишь 9,301 % породы) и содержащиеся в равных долях средние (относительно калиевого полевого шпата) зерна кварца и плагиоклаза. На основании этих данных можно определить крупнозернистую структуру рапакиви.

Подобный подход к классификации минералогического состава может быть применен не только к гранитоидам, но и к другим группам плутонических горных пород – монцонитам, сиенитам, тоналитам и т. д. Этим определяется важное практическое значение обсуждаемого методического подхода.

Заключение

С помощью методов машинного обучения стало возможным классифицировать минералы горных пород на макро- и микроизображениях. Для семейства гранитов посредством плагина TWS были созданы классы по каждому из породообразующих минералов: кварц (Q), калиевый полевой шпат (Fps), плагиоклаз (Pl) и биотит (Bi).

Для этих классов подготовлены области интереса и сохранены в одну базу данных, по которой, собственно, и произведено обучение классификатора. По полученным классификационным изображениям созданы маски каждого минерала для последующего количественного анализа.

Одним из преимуществ классификации является тот факт, что ее качество планомерно растет по мере добавления новых данных: нетипичных примеров гранитов, образцов из различных месторождений. Как результат, ошибка идентификации минерала сводится к минимуму. Также было установлено, что чем больше классификатор тренируется, тем больше места ему необходимо для деревьев решений и для самой базы данных.

Стоит отметить, что этот метод, в отличие от других, подходит для определения калиевых полевых шпатов. Минерал отчетливо отличается по цветовым параметрам, что позволяет отделить его от таких салических минералов, как плагиоклазы и кварц.

Рассматриваемый метод характеризуется высокой эффективностью и повышенной точностью классификации зерен минералов на макроизображениях горных пород, определения качественных и количественных показателей, а также высокой скоростью данного процесса. Отдельные результаты этого методического подхода были представлены на Международной научной конференции «Современные проблемы геохимии, геологии и поисков месторождений полезных ископаемых», посвященной 110-летию со дня рождения академика К. И. Лукашёва [29].

Библиографические ссылки

1. Kaestner A, Lehmann E, Stampanoni M. Imaging and image processing in porous media research. *Advances in Water Resources*. 2008;31(9):1174–1187. DOI: 10.1016/j.advwatres.2008.01.022.

2. Castro W, Oblitas J, De-la-Torre M, Cotrina C, Bazán K, Avila-George H. Using machine learning techniques and different color spaces for the classification of Cape gooseberry (*Physalis peruviana* L.) fruits according to ripeness level. *PeerJ Preprints.* 2019;7:e26691v2. DOI: 10.7287/peerj.preprints.26691v2.

3. Chermant J-L, Chermant L, Coster M, Dequiedt A-S, Redon C. Some fields of applications of automatic image analysis in civil engineering. *Cement and Concrete Composites.* 2001;23(2–3):157–169. DOI: 10.1016/S0958-9465(00)00059-7.

4. Egmont-Petersen M, de Ridder D, Handels H. Image processing with neural networks – a review. *Pattern Recognition.* 2002; 35(10):2279–2301. DOI: 10.1016/S0031-3203(01)00178-9.

5. Baykan NA, Yilmaz N, Kansun G. Case study in effects of color spaces for mineral identification. *Scientific Research and Essays*. 2010;5(11):1243–1253.

6. Fueten F, Mason J. An artificial neural net assisted approach to editing edges in petrographic images collected with the rotating polarizer stage. *Computers & Geosciences.* 2007;33(9):1176–1188. DOI: 10.1016/j.cageo.2006.12.007.

7. Gonçalves LB, Leta FR. An intelligent computer vision system to rock classification in oil and gas industry. *ABCM Symposium Series in Mechatronics.* 2009;4(Section I):21–30.

8. Baykan NA, Yilmaz N. Mineral identification using color spaces and artificial neural networks. *Computers & Geosciences.* 2010;36(1):91–97. DOI: 10.1016/j.cageo.2009.04.009.

9. Perez CA, Estévez PA, Vera PA, Castillo LE, Aravena CM, Schulz DA, Medina LE. Ore grade estimation by feature selection and voting using boundary detection in digital image analysis. *International Journal of Mineral Processing.* 2011;101(1–4):28–36. DOI: 10.1016/j.minpro.2011.07.008.

10. Василёнок ЕА, Самодуров ВП. Количественный анализ цифровых изображений горных пород. В: Лукашёв ОВ, Санько АФ, Зуй ВИ, Творонович-Севрук ДЛ, редакторы. *Современные проблемы геохимии, геологии и поисков месторождений полезных ископаемых: материалы Международной научной конференции, посвященной 110-летию со дня рождения академика Константина Игнатьевича Лукашёва (1907–1987); 23–25 мая 2017 г.; Минск, Беларусь. Часть 2. Геохимия и минералогия. Экологическая геохимия и экологическая геология.* Минск: Право и экономика; 2017. с. 4–6.

11. Mitchell TM. *Machine learning.* [S. l.]: McGraw-Hill Science/Engineering/Math; 1997. 414 p.

12. Albar A, Osman MH, Abdullah MS, Ismail BN. Classification of intrusive igneous rocks using digital image processing: a binary approach. *Journal of Engineering Science.* 2013;9:11–19.

13. Dunlop H. *Automatic rock detection and classification in natural scenes, CMU-RI-TR-06-40*. Pittsburgh: Carnegie Mellon University, Robotics Institute; 2006. 66 p.

14. Mengko TR, Susilowati Y, Mengko R, Leksono BE. Digital image processing technique in rock forming minerals identification. In: *Proceedings of the 2000 IEEE Asia-Pacific conference on circuits and systems: electronic communication systems; 2000 December 4–6; Tianjin, China.* [S. l.]: IEEE; 2000. p. 441–444. DOI: 10.1109/APCCAS.2000.913531.

15. Launeau P, Cruden AR, Bouchez J-L. Mineral recognition in digital images of rocks: a new approach using multichannel classification. *The Canadian Mineralogist.* 1994;32:919–933.

16. Susilowati Y, Rahyuwibowo H, Mengko TR. Characteristic of interference color in rock forming mineral images. In: *Proceedings of the 2002 IEEE Asia-Pacific conference on circuits and systems; 2002 October 28–31; Denpasar, Bali, Indonesia. Volume 2.* [S. l.]: IEEE; 2003. p. 265–268. DOI: 10.1109/APCCAS.2002.1115223.

17. Davis J, Goadrich M. The relationship between precision-recall and ROC curves. In: *Proceedings of the 23rd International conference on machine learning; 2006 June 25–29; Pittsburgh, Pennsylvania, USA.* New York: ACM; 2006. p. 233–240. DOI: 10.1145/1143844.1143874.

18. Ferri C, Flach P, Hernández-Orallo J. Learning decision trees using the area under the ROC curve. In: Sammut C, Hoffmann A, editors. *Proceedings of the Nineteenth International conference on machine learning; 2002 July 8–12; Sydney, Australia.* [S. l.]: Morgan Kaufmann Publishers; 2002. p. 139–146.

19. Beggan C, Hamilton CW. New image processing software for analyzing object size-frequency distributions, geometry, orientation, and spatial distribution. *Computers & Geosciences.* 2010;36(4):539–549. DOI: 10.1016/j.cageo.2009.09.003.

20. Karakuş D, Onur AH, Deliormanli AH, Konak G. Size and shape analysis of mineral particles using image processing technique. *Journal of Ore Dressing.* 2010;12(23):1–8.

21. Wu X, Kumar V, Quinlan JR, Ghosh J, Yang Q, Motoda H, et al. Top 10 algorithms in data mining. *Knowledge and Information Systems.* 2008;14(1):1–37. DOI: 10.1007/s10115-007-0114-2.

22. Жданов ВВ, Костин АЕ, Кухаренко ЕА, Ланда ЭА, Лукьянова ЛИ, Масайтис ВЛ и др., составители. *Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования: утвержден Министерством природных ресурсов Российской Федерации 15 ноября 2006 г.* Богатиков ОА, Петров ОВ, Шарпенок ЛН, редакторы. 2-е издание. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ; 2008. 204 с.

23. Breiman L. Random forests. *Machine Learning.* 2001;45(1):5–32. DOI: 10.1023/A:1010933404324.

24. Landini G, Randell DA, Fouad S, Galton A. Automatic thresholding from the gradients of region boundaries. *Journal of Microscopy.* 2017;265(2):185–195. DOI: 10.1111/jmi.12474.

25. Василёнок ЕА, Самодуров ВП. Определение индекса мафичности магматических пород по данным цифровой петрографии. В: Махнач АА, Астапенко ВН, Демидова СВ, Зуй ВИ, Кручек СА, Кутырло ВЭ и др., редакторы. *Проблемы геологии Беларуси и смежных территорий: материалы Международной научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения академика НАН Беларуси Александра Семеновича Махнача; 21–22 ноября 2018 г.; Минск, Беларусь.* Минск: СтройМедиаПроект; 2018. с. 285–288.

26. Pratt WK. *Digital image processing*. 3rd edition. New York: John Wiley & Sons; 2007. 738 p.

27. Baveye PC, Laba M, Otten W, Bouckaert L, Sterpaio PD, Goswami RR, et al. Observer-dependent variability of the thresholding step in the quantitative analysis of soil images and X-ray microtomography data. *Geoderma*. 2010;157(1–2):51–63. DOI: 10.1016/j.geoderma.2010.03.015.

28. Frančišković-Bilinski S, Bilinski H, Vdović N, Balagurunathan Y, Dougherty ER. Application of image-based granulometry to siliceous and calcareous estuarine and marine sediments. *Estuarine, Coastal and Shelf Science.* 2003;58(2):227–239. DOI: 10.1016/S0272-7714(03)00074-X.

29. Лукашёв ОВ. Международная научная конференция «Современные проблемы геохимии, геологии и поисков месторождений полезных ископаемых», посвященная 110-летию со дня рождения академика К. И. Лукашёва. *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология*. 2018;1:83–84.

References

1. Kaestner A, Lehmann E, Stampanoni M. Imaging and image processing in porous media research. *Advances in Water Resources.* 2008;31(9):1174–1187. DOI: 10.1016/j.advwatres.2008.01.022.

2. Castro W, Oblitas J, De-la-Torre M, Cotrina C, Bazán K, Avila-George H. Using machine learning techniques and different color spaces for the classification of Cape gooseberry (*Physalis peruviana* L.) fruits according to ripeness level. *PeerJ Preprints.* 2019;7:e26691v2. DOI: 10.7287/peerj.preprints.26691v2.

3. Chermant J-L, Chermant L, Coster M, Dequiedt A-S, Redon C. Some fields of applications of automatic image analysis in civil engineering. *Cement and Concrete Composites.* 2001;23(2–3):157–169. DOI: 10.1016/S0958-9465(00)00059-7.

4. Egmont-Petersen M, de Ridder D, Handels H. Image processing with neural networks – a review. *Pattern Recognition*. 2002; 35(10):2279–2301. DOI: 10.1016/S0031-3203(01)00178-9.

5. Baykan NA, Yilmaz N, Kansun G. Case study in effects of color spaces for mineral identification. *Scientific Research and Essays.* 2010;5(11):1243–1253.

6. Fueten F, Mason J. An artificial neural net assisted approach to editing edges in petrographic images collected with the rotating polarizer stage. *Computers & Geosciences.* 2007;33(9):1176–1188. DOI: 10.1016/j.cageo.2006.12.007.

7. Gonçalves LB, Leta FR. An intelligent computer vision system to rock classification in oil and gas industry. *ABCM Symposium Series in Mechatronics.* 2009;4(Section I):21–30.

8. Baykan NA, Yilmaz N. Mineral identification using color spaces and artificial neural networks. *Computers & Geosciences.* 2010;36(1):91–97. DOI: 10.1016/j.cageo.2009.04.009.

9. Perez CA, Estévez PA, Vera PA, Castillo LE, Aravena CM, Schulz DA, Medina LE. Ore grade estimation by feature selection and voting using boundary detection in digital image analysis. *International Journal of Mineral Processing.* 2011;101(1–4):28–36. DOI: 10.1016/j.minpro.2011.07.008.

10. Vasilionak AA, Samodurov VP. [Mafic index of the igneous rocks definition by the digital petrography data]. In: Lukashev OV, San'ko AF, Zui VI, Tvoronovich-Sevruk DL, editors. *Sovremennye problemy geokhimii, geologii i poiskov mestorozhdenii poleznykh iskopaemykh: materialy Mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii, posvyashchennoi 110-letiyu so dnya rozhdeniya akademika Konstantina Ignat'evicha Lukasheva (1907–1987); 23–25 maya 2017 g.; Minsk, Belarus'. Chast' 2. Geokhimiya i mineralogiya. Ekologicheskaya geokhimiya i ekologicheskaya geologiya* [Modern problems of geochemistry, geology and the mineral deposits searching: proceedings of the International scientific conference, dedicated to the 110th anniversary of academician Konstantin Ignatievich Lukashev (1907–1987); 2017 May 23–25; Minsk, Belarus. Part 2. Geochemistry and mineralogy. Environmental geochemistry and environmental geology]. Minsk: Pravo i ekonomika; 2017. p. 4–6. Russian.

11. Mitchell TM. *Machine learning.* [S. l.]: McGraw-Hill Science/Engineering/Math; 1997. 414 p.

12. Albar A, Osman MH, Abdullah MS, Ismail BN. Classification of intrusive igneous rocks using digital image processing: a binary approach. *Journal of Engineering Science.* 2013;9:11–19.

13. Dunlop H. *Automatic rock detection and classification in natural scenes, CMU-RI-TR-06-40*. Pittsburgh: Carnegie Mellon University, Robotics Institute; 2006. 66 p.

14. Mengko TR, Susilowati Y, Mengko R, Leksono BE. Digital image processing technique in rock forming minerals identification. In: *Proceedings of the 2000 IEEE Asia-Pacific conference on circuits and systems: electronic communication systems; 2000 December 4–6; Tianjin, China.* [S. l.]: IEEE; 2000. p. 441–444. DOI: 10.1109/APCCAS.2000.913531.

15. Launeau P, Cruden AR, Bouchez J-L. Mineral recognition in digital images of rocks: a new approach using multichannel classification. *The Canadian Mineralogist.* 1994;32:919–933.

16. Susilowati Y, Rahyuwibowo H, Mengko TR. Characteristic of interference color in rock forming mineral images. In: *Proceedings of the 2002 IEEE Asia-Pacific conference on circuits and systems; 2002 October 28–31; Denpasar, Bali, Indonesia*. *Volume 2.* [S. l.]: IEEE; 2003. p. 265–268. DOI: 10.1109/APCCAS.2002.1115223.

17. Davis J, Goadrich M. The relationship between precision-recall and ROC curves. In: *Proceedings of the 23rd International conference on machine learning; 2006 June 25–29; Pittsburgh, Pennsylvania, USA.* New York: ACM; 2006. p. 233–240. DOI: 10.1145/1143844.1143874.

18. Ferri C, Flach P, Hernández-Orallo J. Learning decision trees using the area under the ROC curve. In: Sammut C, Hoffmann A, editors. *Proceedings of the Nineteenth International conference on machine learning; 2002 July 8–12; Sydney, Australia.* [S. l.]: Morgan Kaufmann Publishers; 2002. p. 139–146.

19. Beggan C, Hamilton CW. New image processing software for analyzing object size-frequency distributions, geometry, orientation, and spatial distribution. *Computers & Geosciences.* 2010;36(4):539–549. DOI: 10.1016/j.cageo.2009.09.003.

20. Karakuş D, Onur AH, Deliormanli AH, Konak G. Size and shape analysis of mineral particles using image processing technique. *Journal of Ore Dressing.* 2010;12(23):1–8.

21. Wu X, Kumar V, Quinlan JR, Ghosh J, Yang Q, Motoda H, et al. Top 10 algorithms in data mining. *Knowledge and Information Systems.* 2008;14(1):1–37. DOI: 10.1007/s10115-007-0114-2.

22. Zhdanov VV, Kostin AE, Kukharenko EA, Landa EA, Lukyanova LI, Masaitis VL, et al., compilers. *Petrographic code of Russia. Magmatic, metamorphic, metasomatic, impact rock-assemblages: approved by the Ministry of natural resources of the Russian Federation on 2006 November 15*. Bogatikov OA, Petrov OV, Sharpenok LN, editors. 2nd edition. Saint Petersburg: VSEGEI Press; 2008. 204 p. Russian.

23. Breiman L. Random forests. *Machine Learning*. 2001;45(1):5–32. DOI: 10.1023/A:1010933404324.

24. Landini G, Randell DA, Fouad S, Galton A. Automatic thresholding from the gradients of region boundaries. *Journal of Microscopy*. 2017;265(2):185–195. DOI: 10.1111/jmi.12474.

25. Vasilionak AA, Samodurov VP. Mafic index of the igneous rocks definition by the digital petrography data. In: Makhnach AA, Astapenko VN, Demidova SV, Zui VI, Kruchek SA, Kutyrlo VE, et al., editors. *Problemy geologii Belarusi i smezhnykh territorii: materialy Mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii, posvyashchennoi 100-letiyu so dnya rozhdeniya akademika NAN Belarusi Aleksandra Semenovicha Makhnacha; 21–22 noyabrya 2018 g.; Minsk, Belarus'* [Problems of the geology of Belarus and adjacent territories: proceedings of the International scientific conference, dedicated to the 100th anniversary of the academician of the National Academy

of Sciences of Belarus Alexander Semenovich Makhnach; 2018 November 21–22; Minsk, Belarus]. Minsk: StroiMediaProekt; 2018. p. 285–288. Russian.

26. Pratt WK. *Digital image processing*. 3rd edition. New York: John Wiley & Sons; 2007. 738 p.

27. Baveye PC, Laba M, Otten W, Bouckaert L, Sterpaio PD, Goswami RR, et al. Observer-dependent variability of the thresholding step in the quantitative analysis of soil images and X-ray microtomography data. *Geoderma*. 2010;157(1–2):51–63. DOI: 10.1016/j.geoderma.2010.03.015.

28. Frančišković-Bilinski S, Bilinski H, Vdović N, Balagurunathan Y, Dougherty ER. Application of image-based granulometry to siliceous and calcareous estuarine and marine sediments. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2003;58(2):227–239. DOI: 10.1016/S0272-7714(03)00074-X.

29. Lukashev OV. International scientific conference «Contemporary problems of geochemistry, geology and prospecting for mineral resources» devoted to the 110th anniversary from academic K. I. Lukashev birth. *Journal of the Belarusian State University. Geography. Geology*. 2018;1:83–84. Russian.

Статья поступила в редколлегию 20.12.2019.
Received by editorial board 20.12.2019.

УДК 553.087

ЦИФРОВАЯ УЛЬТРАФИОЛЕТОВАЯ ПЕТРОГРАФИЯ: МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ И ПРИЛОЖЕНИЯ

В. П. САМОДУРОВ[1)]***, Е. А. ВАСИЛЁНОК***[1)]***, Ю. Н. ЕЛЕНСКИЙ***[2)]***, А. М. ЕРОХОВЕЦ***[2)]

[1)]*Белорусский государственный университет, пр. Независимости, 4, 220030, г. Минск, Беларусь*
[2)]*Белгорхимпром, пр. Машерова, 17, 220029, г. Минск, Беларусь*

Обобщены методические подходы и результаты флуоресцентной макро- и микропетрографии горных пород. Известно, что флуоресценцию минералов вызывают не их макроэлементы, а примеси (активаторы). В результате использовать флуоресценцию для идентификации минералов из разных месторождений не представляется возможным, так как активаторы в этом случае неодинаковы. Однако в пределах одного месторождения флуоресценция является надежным типоморфным признаком, поскольку минералы с данными флуоресцентными характеристиками имеют единый источник формирования. Обсуждаемый методический подход основан на комбинации эпифлуоресцентной микроскопии и мультифокальной петрографии пород. Ультрафиолетовое исследование в режиме «на отражение» имеет ряд преимуществ, особенно при изучении дисперсных осадочных пород: улучшение разрешения микрофотографий, отсутствие перекрытия микрочастиц внутри шлифа при исследовании его «на просвет». В отличие от классической петрографии, в которой используется свет от источника освещения, в ультрафиолетовой петрографии флуоресцирующие минералы сами излучают свет, что также повышает разрешающую способность данного метода. Ультрафиолетовые исследования, выполненные на образцах пород надсолевой верхнедевонской толщи Старобинского месторождения калийных солей, выявляют полигенные процессы формирования этих пород. В составе терригенного материала алевритовой размерности выделяются минералы с малым и большим выходом флуоресценции, поступавшие в бассейн седиментации из разных источников. Основная масса мергелей, состоящая из дисперсного кальцита и глинистых минералов, в ультрафиолете демонстрирует структуры, невидимые для других методов исследования осадочных пород, – колломорфное агрегатное строение, зоны низкотемпературного метасоматического замещения агрегатов мергеля, связанных с системой трещиноватости пород. Флуоресцентные свойства гидротермальных и хемогенных минералов позволяют эффективно обнаруживать эти минералы в составе нормально-осадочных пород. Примером могут служить бораты в солях эвапоритовых формаций. Однако для установления минеральной разновидности таких образований требуется комплексный подход с использованием рентгенофлуоресцентного и дифрактометрического анализа.

Ключевые слова: флуоресценция минералов; мультифокальная петрография; эпифлуоресцентная микроскопия; комплекс методов исследования; низкотемпературные гидротермальные процессы.

Образец цитирования:
Самодуров ВП, Василёнок ЕА, Еленский ЮН, Ероховец АМ. Цифровая ультрафиолетовая петрография: методические подходы и приложения. *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология.* 2020;1:86–94.
https://doi.org/10.33581/2521-6740-2020-1-86-94

For citation:
Samodurov VP, Vasilionak AA, Yalenski YuN, Erohovets AM. Digital ultraviolet petrography: approaches and applications. *Journal of the Belarusian State University. Geography and Geology.* 2020;1:86–94. Russian.
https://doi.org/10.33581/2521-6740-2020-1-86-94

Авторы:
Владимир Петрович Самодуров – кандидат геолого-минералогических наук, доцент; доцент кафедры региональной геологии факультета географии и геоинформатики.
Елена Анатольевна Василёнок – аспирантка кафедры региональной геологии факультета географии и геоинформатики. Научный руководитель – В. П. Самодуров.
Юрий Николаевич Еленский – ведущий инженер научно-исследовательского геолого-экологического отдела.
Анастасия Михайловна Ероховец – инженер 1-й категории научно-исследовательского геолого-экологического отдела.

Authors:
Vladimir P. Samodurov, PhD (geology and mineralogy), docent; associate professor at the department of regional geology, faculty of geography and geoinformatics.
vladimir_samodurov@tut.by
Alena A. Vasilionak, postgraduate student at the department of regional geology, faculty of geography and geoinformatics.
manul1994@mail.ru
Yuriy N. Yalenski, leading engineer at the geology-ecological scientific-research department.
jelenskiy@bmci.by
Anastasia M. Erohovets, engineer of the 1st category at the geology-ecological scientific-research department.
erohovetsa@gmail.com

DIGITAL ULTRAVIOLET PETROGRAPHY: APPROACHES AND APPLICATIONS

V. P. SAMODUROV[a], *A. A. VASILIONAK*[a], *Yu. N. YALENSKI*[b], *A. M. EROHOVETS*[b]

[a]*Belarusian State University, 4 Niezaliežnasci Avenue, Minsk 220030, Belarus*
[b]*Belgorkhimprom, 17 Mašerай Avenue, Minsk 220029, Belarus*
Corresponding author: V. P. Samodurov (vladimir_samodurov@tut.by)

Integrated data on the approaches and applications of the rock fluorescent macro- and micropetrography is presented. Fluorescence in minerals is caused not by the major chemical elements but a wide range of chemical impurities (activators). As a result, fluorescence cannot be used for the mineral identification in the different deposits because of the different activators prevailing in the different localities. Nevertheless, fluorescence is the reliable typomorphic feature because the minerals with specific fluorescence forms in the same geochemical condition. This methodical approach is based on the combination of the epifluorescent microscopy and multifocal petrography of the rocks. Ultraviolet (UV) investigations by the reflectance microscopy method reveal some advantages, mostly in the sedimentary rocks studying – improving an optical resolution of the images, avoiding the microparticles overlapping inside the thin sections. On the contrary to the classical petrography which uses light source, fluorescent minerals are the source of light themselves, and this feature improves the optical resolution of this method as well. Ultraviolet investigations of the samples of Starobin Upper-Devonian bed reveal polygenic processes of their forming. Silt-sized minerals with the different fluorescence features, small and high quantum yields, have been brought from the different sources. Prevailing marls, consisting of the clay minerals and dispersed calcite reveal invisible for the other methods structures – colloform aggregates, metasomatic replacement of the marls in the fracture zones of the rocks. Fluorescent features let to define hydrothermal and chemogenic minerals in the sedimentary rocks. For example, fluorescent borates in the salt formations of the evaporates. Nevertheless, complex methodical approach, such as XRD and XRF, needs for the accurate mineral definition.

Keywords: mineral fluorescence; multifocal petrography; epifluorescent microscopy; complex of the investigation methods; low-temperature hydrothermal processes.

Введение

Петрография в настоящее время рассматривается как описательная наука, являющаяся составной частью петрологии, в которой изучается генезис горных пород и условия формирования месторождений полезных ископаемых. Традиционно петрографические исследования руд, пород и минералов проводятся методом изучения шлифов горных пород с помощью поляризационных петрографических микроскопов. На текущем этапе классическая описательная петрография преобразуется в цифровую петрографию в связи с развитием цифровых технологий. Современные цифровые микроскопы снабжены программными средствами, управляющими механизированными устройствами прибора, осуществляющими сбор и хранение данных и выполняющими анализ цифровых изображений изучаемых объектов.

Сегодня световая микроскопия наиболее широко применяется в медицине и биологии, поэтому такие микроскопы оснащены ультрафиолетовыми (УФ) источниками света для изучения флуоресценции исследуемых микрообъектов, однако в петрографии ультрафиолет по ряду причин не используется. Настоящая статья посвящена методам УФ макро- и микропетрографии, а также приложениям этих методов в научных исследованиях и практике геолого-разведочных работ.

Объект и методика исследований

Изучение геологических объектов посредством УФ-петрографии основано на флуоресценции минералов. Известно, что среди существующих в природе более 4000 минералов только около 15 % являются флуоресцентными [1]. Большинство породообразующих минералов в литосфере излучают свет в рентгеновских лучах и под воздействием ускоренных потоков электронов (катодолюминесценция), а в ультрафиолете не флуоресцируют.

УФ-макропетрография предполагает освещение пород (керна скважин или штуфов) ультрафиолетом и съемку цифровым фотоаппаратом. Освещение выполнялось двумя лампами черного света F6T5/BLB с максимумом излучения 368 нм и шириной пика 20 нм. Такие лампы являются длинноволновыми источниками УФ-света (LWUV), однако их фильтр пропускает незначительную часть видимого излучения с длиной волны более 400 нм, в том числе слабый пик спектра ртути с длиной волны 404 нм. В результате можно видеть фиолетовое свечение источника, которое также фиксируется фотоаппаратом.

Флуоресценция пород и минералов широко используется в музейном деле и минералогическом коллекционировании, так как необычное УФ-свечение вызывает интерес, выявляя невидимые в дневном свете оптические свойства минералов [2]. Этот подход выступает методом макропетрографии, кроме того, он применяется в геологоразведке для поиска рудных флуоресцентных минералов – шеелита, минералов урана, циркона, а также в технологиях обогащения флуоресцирующих компонентов пород, таких как флуориты, алмазы и др. Флуоресцентные минералы характерны для гидротермальных пород, жил, метасоматитов, зон окисления рудных месторождений, являясь, таким образом, поисковым признаком, как, например, апатит с фиолетово-синей флуоресценцией алмазоносных кимберлитовых трубок.

Обычно флуоресценцию минералов вызывают не их макроэлементы, а примеси (активаторы). Наиболее известные активаторы – марганец, железо, хром, титан, медь, свинец, европий, церий, уран, вольфрам, молибден, сера, азот и различные органические вещества. Только несколько «чистых» минералов флуоресцируют самостоятельно, такие как шеелит, повелит, минералы урана и некоторые другие. В результате использовать флуоресценцию для идентификации минералов из разных месторождений не представляется возможным, так как активаторы в этом случае неодинаковы. Однако в пределах одного месторождения флуоресценция является надежным типоморфным признаком. Так, в осадочных породах терригенные минералы с идентичными флуоресцентными свойствами поступали из единого источника сноса.

Микропетрографические УФ-исследования в настоящее время не получили широкого распространения, и стандартные петрографические микроскопы УФ источником света не комплектуются. Результаты данной работы получены с помощью цифрового микроскопа Nikon Eclipse 80i (Япония) с УФ ртутным источником света C-HGFI. Основным объектом исследования являлся керн осадочных пород Старобинского месторождения калийных солей (Беларусь) и месторождения Бамнет Наронг формации Маха Саракхам (Таиланд).

Макропетрографические УФ-исследования горных пород

В результате выполненных макропетрографических УФ-исследований определено, что флуоресцирующими компонентами нормально-осадочных пород являются минералы хемогенно-осадочных пород и гидротермальных жильных образований. На рис. 1 представлены цифровые УФ-фотографии низкотемпературных гидротермальных образований, выполняющих тектонические трещины в осадочных породах. Можно видеть, что вмещающие осадочные породы не флуоресцируют, но имеют насыщенный фиолетовый цвет (H = 270 ± 3º, S = 75 ± 2 %, B = 45 ± 15 % в HSB цветовом пространстве). Это объясняется отражением света УФ-лампы от поверхности исследуемых пород. Цифровые фотоаппараты частично воспринимают фиолетовое излучение в спектральной области длин волн 400 нм и фиксируют отраженный ультрафиолет.

На рис. 1 представлены разные низкотемпературные гидротермальные образования: на рис. 1, *а*, показана цифровая УФ-фотография тектонической трещины, выполненной гипсом $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, на рис. 1, *б*, – целестином $SrSO_4$. Гипс в образце Дар. 1к-042 в длинноволновом ультрафиолете имеет желтый оттенок (H = 49º, S = 28 %, B = 100 %), а целестин в образце Дар. 1к-003 – зеленый (H = 127º, S = 17 %, B = 82 %). Обзор спектров люминесценции этих минералов показывает большое разнообразие цветов [3]. К сожалению, сведения о количественных параметрах цветности УФ-флуоресценции большинства минералов к настоящему времени отсутствуют, однако существует ряд работ, посвященных спектрам люминесценции минералов [4; 5]. В данной статье спектры люминесценции не изучались, а для анализа флуоресценции использовались количественные параметры цветности.

УФ-макропетрография позволяет выявить не только жильные гидротермальные процессы, но и некоторые хемогенно-осадочные. Хемогенно-осадочные образования (эвапориты) возникают в результате кристаллизации минералов из растворов соленой морской или озерной воды при ее испарении. Хемогенными минералами являются карбонаты, сульфаты, хлориды, нитраты, бораты, которые входят в состав осадочной породы вместе с терригенными компонентами или слагают породу полностью.

На рис. 2, *а*, представлена УФ-фотография керна образца Дар. 1к-017, где можно видеть три генерации флуоресцентных минералов.

Приложения УФ-макропетрографии разнообразны. На рис. 2, *б*, представлена УФ-фотография керна образца 2е-352 с пластичным гипсом в составе сульфатно-карбонатно-глинистых пород скважины 2е месторождения калийных солей Бамнет Наронг формации Маха Саракхам. Большой выход флуоресценции свидетельствует о значительном влиянии гидротермальных процессов формирования этих пород, при этом повышенная пластичность гипса является негативным фактором устойчивости вмещающих горных пород данного калийного месторождения.

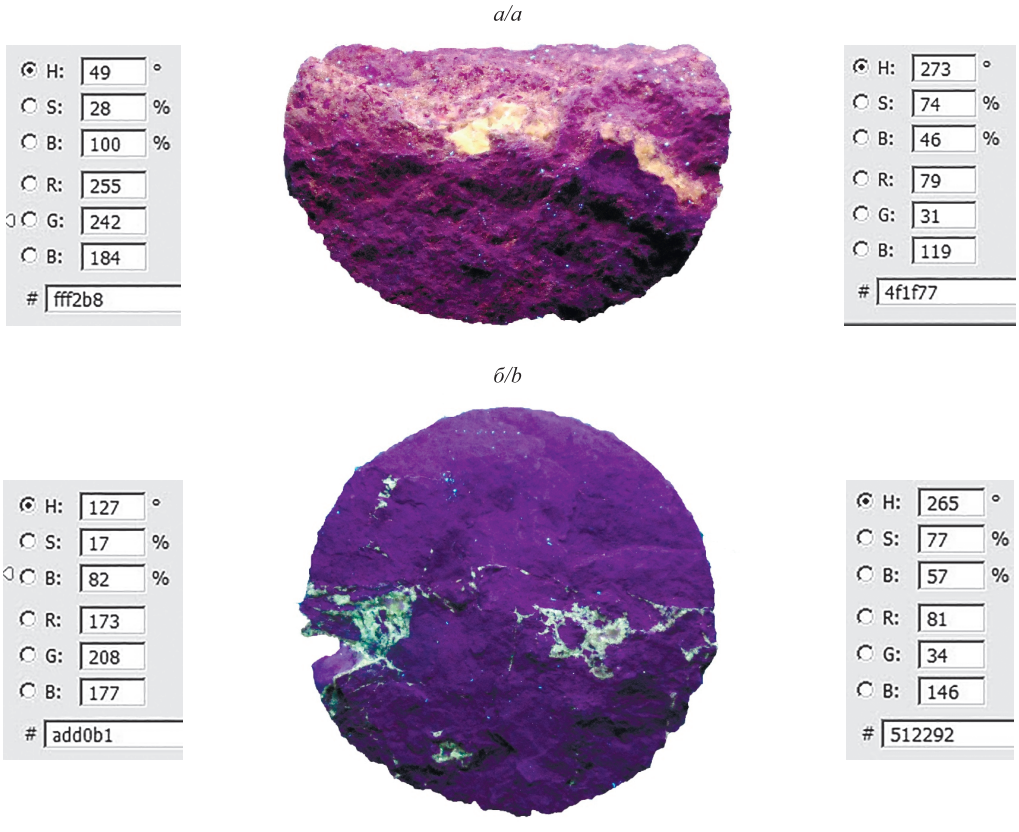


Рис. 1. Цифровые УФ-фотографии образца Дар. 1к-042 (глубина 693,98 м; песчаник 8-й пачки) (*а*) и образца Дар. 1к-003 (глубина 206,70 м; целестин в тектонической трещине мергеля) (*б*). Диаметр керна 105 мм. Слева – параметры цветности низкотемпературных гидротермальных минералов, выполняющих тектонические трещины, справа – параметры основной массы породы

Fig. 1. Digital UV photos of sample Dar. 1k-042 (depth 693.98 m; this is a sandstone of the 8th geologic unit) (*a*) and sample Dar. 1k-003 (depth 206.70 m; there is celestine in the crumbling marl) (*b*). Core diameter is 105 mm. The color parameters of the low-temperature hydrothermal minerals that filling tectonic cracks are on the left side and the rock' parameters are on the right side of the figure

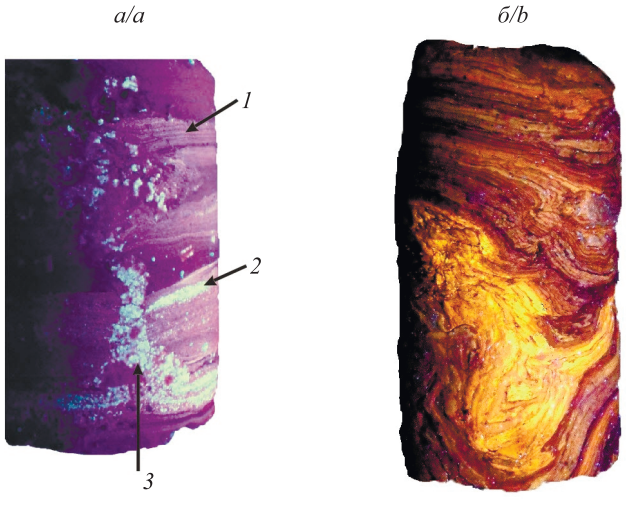


Рис. 2. УФ-фотография керна образца Дар. 1к-017 (*а*):
1 – флуоресценция хемогенно-осадочного кальцита в составе мергеля; *2* – низкотемпературный гидротермальный гипс в водопроницаемых слоях; *3* – низкотемпературный гидротермальный гипс по тектоническим трещинам. УФ-фотография керна образца 2е-352 (пластичный слой гипса в составе сульфатно-карбонатно-глинистой породы) (*б*). Диаметр керна 100 мм

Fig. 2. Digital UV photo of the core sample Dar. 1k-017 (*a*):
1 – fluorescence of chemogenic calcite as a part of the marl; *2* – a low-temperature hydrothermal gypsum in the permeable layers; *3* – a low-temperature hydrothermal gypsum that filling tectonic cracks. Digital UV photo of the core sample 2e-352 (this is the plastic gypsum layer in the sulfate-carbonate-clayey rock) (*b*). Core diameter is 100 mm

Развитие методов УФ-микропетрографии

Современные петрографические микроскопы не ориентированы на УФ-исследования горных пород и не снабжены источником УФ-света. Петрографические исследования традиционно выполняются в видимой части электромагнитного спектра (380–750 нм) с использованием шлифов в режиме «на просвет», при этом изучаются кристаллооптические свойства минералов: явления поглощения света, показатели преломления, цвета интерференции и др. Эти параметры позволяют идентифицировать большинство породообразующих минералов, выполнить определение пород и изучить их структурно-текстурные характеристики.

УФ-исследования шлифов не эффективны, так как при стандартной толщине шлифа 0,03 мм минералы прозрачны и слабо поглощают УФ-излучение, из-за чего эффект возбуждения люминофора мал, а выход флуоресценции незначителен. Эффективность этого метода возрастает при работе в режиме «на отражение», когда падающее на поверхность породы УФ-излучение полностью поглощается массивным образцом. Таким образом, УФ-микропетрография предполагает микроскопическое исследование поверхности пород и минералов.

Этому методическому подходу препятствует хорошо известная проблема – недостаток глубины резкости микроскопа. Собственная глубина резкости объектива микроскопа способна обеспечить резкость изображения только в ограниченном диапазоне высоты, а оставшиеся части изображения размываются. Современные цифровые микроскопы снабжены моторизованным столиком, управляемым программным обеспечением, которое позволяет получить серию микрофотографий в диапазоне глубин, охватывающих изучаемый рельеф образца. В дальнейшем набор микрофотографий совмещается в единое резкое изображение с помощью современных программных средств. Этот методический подход называют Z-стекингом (*Z-stacking*), или мультифокальной микроскопией. На рис. 3, *а*, представлена микрофотография Z-стека песчаной фракции золотоносной россыпи в режиме «на просвет», на рис. 3, *б*, – в режиме «на отражение».

а/a *б/b*

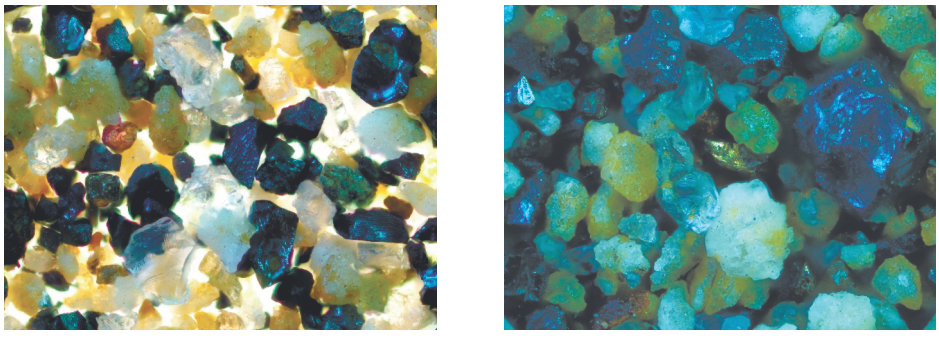


Рис. 3. Микрофотографии Z-стеков песчаной фракции россыпных месторождений в режиме «на просвет» (*а*) и в режиме «на отражение» (*б*).
Можно видеть зерно золота в составе песчаной фракции россыпного месторождения. Размер поля зрения 1,25 мм

Fig. 3. The transmitted light (*a*) and the reflected light (*b*) Z-stack of the alluvial sand.
The gold grain in the sand fraction of placer deposits is visible. The size of the field of view is 1.25 mm

Микроскопические исследования поверхности горных пород методом Z-стекинга пока не получили широкого распространения, несмотря на его эффективность. При этом вид минералов на поверхностях горных пород существенно отличается от их вида в шлифах. В дневном отраженном свете они выглядят так же, как минеральные зерна крупнозернистых пород, наблюдаемые невооруженным глазом. Микропетрография поверхностей пород в режиме «на отражение» имеет свои недостатки и преимущества. Действительно, классические методы исследования шлифов в проходящем свете дают возможность изучить большое количество кристаллооптических параметров минералов, недоступных для исследований в отраженном свете. С другой стороны, изготовление шлифов горных пород – трудоемкий процесс, выполняемый в специализированных мастерских, а исследование поверхностей пород не требует такой подготовки.

Рассматриваемый здесь методический подход представляет собой комбинацию УФ-микроскопии с мультифокальным Z-стекингом поверхностей горных пород в режиме «на отражение». Современные цифровые УФ-микроскопы снабжены системой флуоресцентных светофильтров (рис. 4, *а*). Фильтр возбуждения пропускает лишь ультрафиолет, который возбуждает флуоресценцию минералов-люминофоров, а фильтр эмиссии – спектральный диапазон видимого света, предотвращая дальнейшее прохождение воз-

буждающего ультрафиолета. В оптической системе цифрового микроскопа используются только флуоресцентные объективы, а вся остальная оптика (окуляры, объектив фотоаппарата) исключена. Такой методический подход широко применяется в медицине и биологии и называется эпифлуоресцентной микроскопией. На рис. 4, *б*, представлена микрофотография Z-стека эпифлуоресцентной микроскопии поверхности мелкозернистого песчаника. Здесь зерно циркона $ZrSiO_4$ выделяется большим квантовым выходом желто-оранжевой флуоресценции (H = 44º, S = 87 %, B = 97 %).

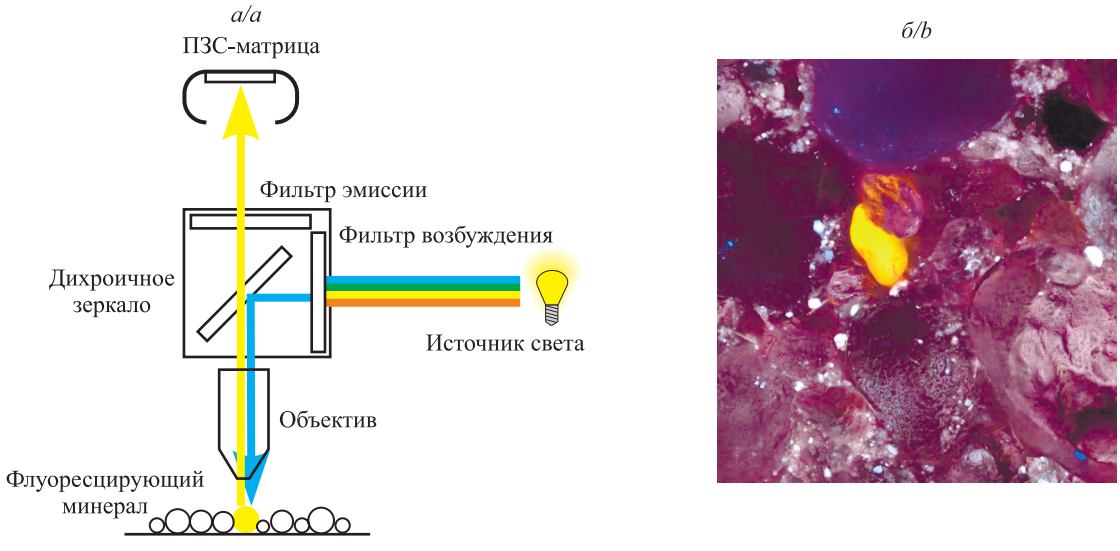


Рис. 4. Оптическая схема эпифлуоресцентного цифрового микроскопа (*а*) и УФ-микрофотография зерна циркона в составе песчаника (*б*). Размер поля зрения 0,62 мм

Fig. 4. Optical configuration of an epifluorescence digital microscope (*a*) and UV microphoto of a zircon grain in sandstone (*b*). The size of the field of view is 0.62 mm

Использование УФ источника света имеет ряд преимуществ. Разрешение оптического микроскопа *R* в режиме «на просвет», как известно, определяется формулой

$$R = \frac{1{,}25\lambda}{2A},$$

где λ – длина волны света, нм; *A* – числовая апертура объектива микроскопа.

Из-за того что длина волны ультрафиолета меньше длины волны белого света, разрешение микроскопа возрастает. В среднем разрешение оптических микроскопов при использовании белого света составляет около 2,5 мкм, а в эпифлуоресцентной микроскопии – 1,9 мкм.

Другим преимуществом флуоресценции является то обстоятельство, что в микроскопе наблюдают не отраженный или поглощенный свет от источника освещения, а свечение, вызываемое излучением хромофоров в составе минералов, т. е. минералы флуоресцируют и сами выступают источниками света. Это устраняет аберрации конденсора, и разрешение изображений существенно повышается. Увеличение разрешающей способности микроскопа особенно важно при исследовании дисперсных осадочных пород. Действительно, в шлифах осадочных пород при исследовании их «на просвет» прозрачные дисперсные минералы перекрывают друг друга, что также ухудшает условия наблюдения. Исследование поверхности пород «на отражение» исключает перекрытие изображений зерен внутри породы.

Результаты петрографических УФ-исследований

На рис. 5 представлены УФ-фотографии макро- и микропетрографии образца Дар. 1к-024 Дарасинского участка надсолевой верхнедевонской толщи Старобинского месторождения калийных солей [6]. Этот образец является мергелем брекчированным, кавернозным. В составе породы выделяются известковые обломки и вторичная кальцитовая минерализация, приуроченная к системе тектонических трещин. Каверны возникли на месте выщелачивания кристаллов солей.

УФ-исследования выявляют полигенные процессы формирования породы. Терригенный материал алевритовой размерности характеризуется разными источниками его поступления в бассейн седиментации. Большинство частиц имеют малый выход флуоресценции, что свойственно кварцу и алюмосиликатам – преобладающим минералам терригенной составляющей осадочных пород. Однако здесь выделяются

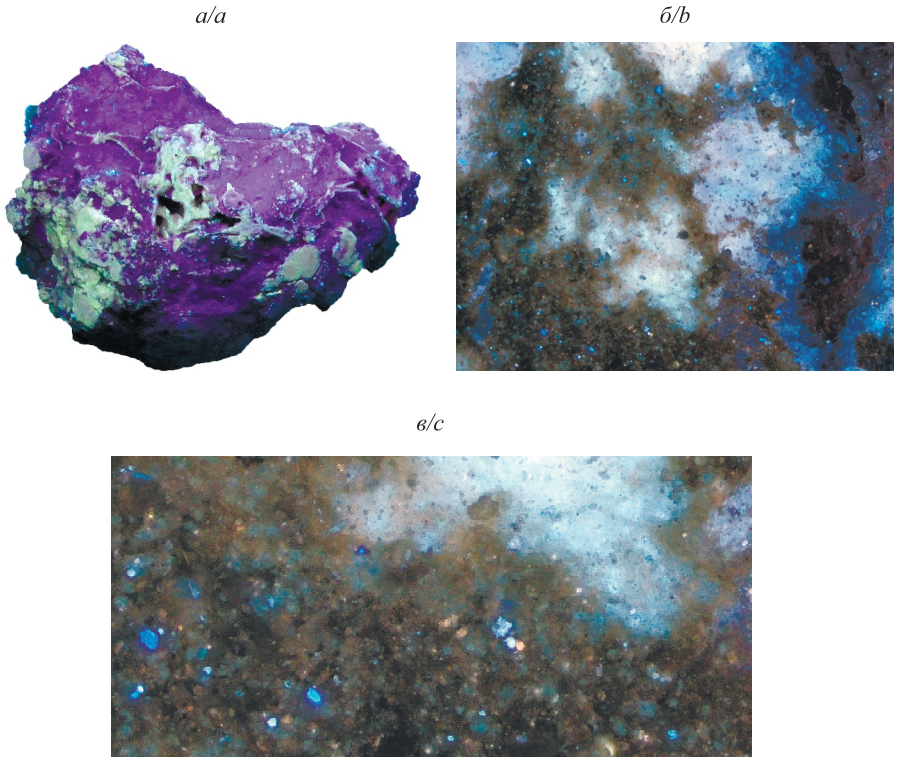


Рис. 5. Образец Дар. 1к-024: *а* – цифровая УФ-фотография (размер образца 8 см);
б – Z-стек УФ-микрофотографии (размер поля зрения 3,12 мм);
в – Z-стек УФ-микрофотографии (размер поля зрения 1,29 мм)

Fig. 5. There is a sample Dar. 1k-024: *a* – digital UV photo (sample' size is 8 cm);
b – Z-stack of UV microphoto (the size of the field of view is 3.12 mm);
c – Z-stack of UV microphoto (the size of the field of view is 1.29 mm)

синие (H = 202–212º, S = 63–96 %, B = 26–86 %) и оранжевые (H = 25–28º, S = 41–43 %, B = 87–96 %) минералы с большим выходом флуоресценции. Типоморфное значение флуоресценции показывает, что эти минералы поступили в бассейн седиментации из разных гидротермальных источников.

Основная масса мергеля, состоящая из дисперсного кальцита и глинистых минералов, в основном иллита, в ультрафиолете выявляет структуру, невидимую для других методов исследования осадочных пород, – колломорфное агрегатное строение. Минеральные зерна кальцита в составе мергеля имеют размер 250–350 нм и выделяются оранжевым цветом с малым выходом флуоресценции (H = 37–42º, S = 22–29 %, B = 29–35 %). По-видимому, часть флуоресценции гасится содержащимися в мергеле глинистыми минералами. Размер их микрочастиц не превышает 0,001 мм и соответствует пределу разрешения оптического микроскопа, поэтому микрокристаллы глинистых минералов не видны при микропетрографических исследованиях.

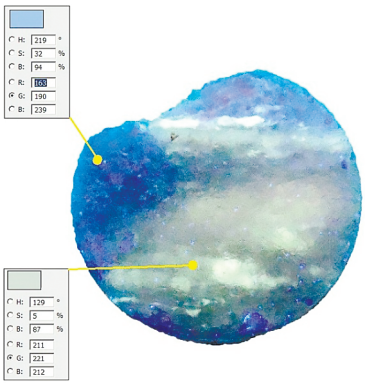
Кроме карбонатных пород, в составе брекчии выделяются зоны низкотемпературного метасоматического замещения агрегатов мергеля, прилегающих к системе трещиноватости породы. Можно видеть, что метасоматоз проявляется в некоторых агрегатах мергеля в большей степени, чем в других. При этом даже в глубоко преобразованных участках сохраняются зерна химически устойчивых терригенных минералов.

Использование УФ-петрографии в комплексе физико-химических методов исследования руд, пород и минералов

Флуоресцентные свойства гидротермальных и хемогенных осадочных минералов позволяют эффективно обнаруживать эти минералы в составе нормально-осадочных образований. Например, бораты, как правило, характеризуются высоким квантовым выходом флуоресценции. На рис. 6 представлена цифровая УФ-фотография образца керна каменной соли с хилгардитом ($Ca_2B_5O_9Cl \cdot H_2O$) из пород мелового возраста эвапоритовой формации Маха Саракхам.

Хилгардит является кальциевым пентаборатом, он распространен в солянокупольных структурах многих эвапоритовых формаций. Хилгардит – дисперсный минерал, нерастворимый в воде. На рис. 6, *б*, приведена дифрактограмма нерастворимого остатка изучаемого образца.

а/a



б/b

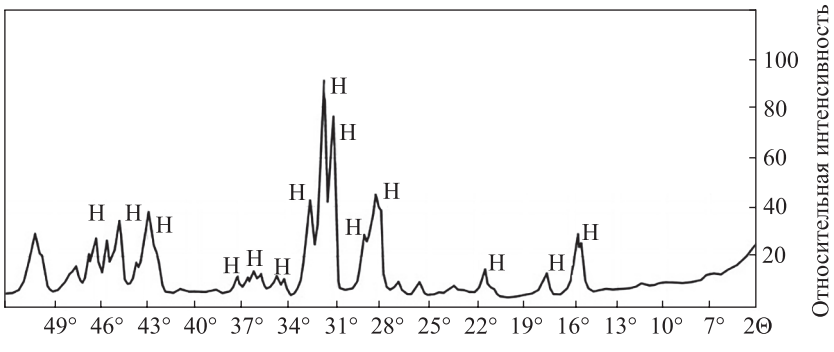


Рис. 6. Цифровая УФ-фотография образца 2е-85
(диаметр керна 85 мм) (*а*) и дифрактограмма хилгардита (*б*)

Fig. 6. Digital UV photo of sample 2e-85
(core diameter is 85 mm) (*a*) and hilgardite XRD pattern (*b*)

УФ-петрографии недостаточно для идентификации флуоресцентных минералов, для этого используют рентгенодифрактометрический анализ, методы определения химического состава минералов и другие современные физико-химические методы. Однако УФ-петрография позволила выявить распределение хилгардита в породе не только на поверхности скола керна, но и внутри образца, поскольку галит является прозрачным как в видимой части спектра, так и в ультрафиолете. Характер распределения хилгардита в породе подтверждает одно из предположений его генезиса – ранний низкотемпературный гидротермальный процесс под действием растворов, обогащенных кальцием [7]. Активность низкотемпературных гидротермальных растворов формации Маха Саракхам подтверждается также данными УФ-макропетрографии (см. рис. 2, *б*), где заметны эффекты повышенного квантового выхода флуоресценции пород.

Заключение

УФ-микропетрография является инновационным методическим подходом исследования пород и минералов. Она не используется пока в полной мере ввиду ряда причин: малого выхода флуоресценции минералов в шлифах горных пород, отсутствия УФ источников освещения и фильтров эпифлуоресцентной микроскопии, а также из-за необходимости вести исследования в режиме «на отражение» методами Z-стекинга. Добавочным негативным фактором выступает то обстоятельство, что большинство породообразующих минералов не флуоресцируют в ультрафиолете.

Последняя проблема может быть решена при использовании сразу двух источников освещения. Опыт показывает, что оптимальное качество микрофотографий Z-стеков поверхностей горных пород достигается при умеренном освещении дневным светом и одновременной УФ-подсветке с применением эпифлуоресцентных фильтров. Яркость освещения образца ультрафиолетом можно регулировать как блоком питания осветителя, так и нейтральными УФ-фильтрами микроскопа. Такой методический подход позволяет наблюдать нефлуоресцентные и флуоресцентные минералы в одном поле зрения, при этом чувствительность метода очень высока, так как он способен обнаруживать даже единичные микрозерна флуоресцентных минералов.

Библиографические ссылки

1. Горобец БС, Рогожин АА. *Спектры люминесценции минералов*. Москва: ВИМС; 2001. 312 с. (Минеральное сырье; выпуск 11).

2. Warren TS, Gleason S, Bostwick RC, Verbeek ER. *Ultraviolet light and fluorescent minerals.* Rio: T. S. Warren; 1995. 209 p. (Understanding, collecting and displaying fluorescent minerals).

3. Henkel G. The Henkel glossary of fluorescent minerals. *Journal of the Fluorescent Mineral Society*. 1988;15(1988–1989):1–91.

4. Таращан АН. *Люминесценция минералов.* Киев: Наукова думка; 1978. 296 с.

5. Марфунин АС. *Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах.* Москва: Недра; 1975. 327 с.

6. Петрова НС, Денисова НЮ, Кирикович АВ. Микропетроструктурная характеристика калийных руд Припятского калиеносного бассейна. *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология.* 2019;1:82–94.

7. El Tabakh M, Utha-Aroon C, Schreiber BC. Sedimentology of the Cretaceous Maha Sarakham evaporites in the Khorat Plateau of northeastern Thailand. *Sedimentary Geology.* 1999;123(1–2):31–62. DOI: 10.1016/S0037-0738(98)00083-9.

References

1. Gorobets BS, Rogozhin AA. *Spektry lyuminestsentsii mineralo*v [Luminescence spectra of minerals]. Moscow: VIMS; 2001. 312 p. (Mineral raw materials; issue 11). Russian.

2. Warren TS, Gleason S, Bostwick RC, Verbeek ER. *Ultraviolet light and fluorescent minerals*. Rio: T. S. Warren; 1995. 209 p. (Understanding, collecting and displaying fluorescent minerals).

3. Henkel G. The Henkel glossary of fluorescent minerals. *Journal of the Fluorescent Mineral Society.* 1988;15(1988–1989):1–91.

4. Tarashchan AN. *Lyuminestsentsiya mineralov* [Luminescence of minerals]. Kyiv: Naukova dumka; 1978. 296 p. Russian.

5. Marfunin AS. *Spektroskopiya, lyuminestsentsiya i radiatsionnye tsentry v mineralakh* [Spectroscopy, luminescence and radiation centers in minerals]. Moscow: Nedra; 1975. 327 p. Russian.

6. Petrova NS, Denisova NYu, Kirykovich AV. Microfabric characteristics of potash ore of the Pripyat potash-bearing basin. *Journal of the Belarusian State University. Geography and Geology.* 2019;1:82–94. Russian.

7. El Tabakh M, Utha-Aroon C, Schreiber BC. Sedimentology of the Cretaceous Maha Sarakham evaporites in the Khorat Plateau of northeastern Thailand. *Sedimentary Geology.* 1999;123(1–2):31–62. DOI: 10.1016/S0037-0738(98)00083-9.

Статья поступила в редколлегию 30.12.2019.
Received by editorial board 30.12.2019.

УДК 550.361

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК УЗБЕКИСТАНА: ГЕОЛОГИЯ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

***Д. Н. АНДРЕЕВ*[1)], *Х. Х. РАХМАТУЛЛАЕВ*[1)], *В. И. ЗУЙ*[2)]**

[1)]*Институт геологии и инженерной геологии Государственного комитета по геологии и минеральным ресурсам, ул. Олимлар, 64, 100041, г. Ташкент, Узбекистан*
[2)]*Белорусский государственный университет, пр. Независимости, 4, 220030, г. Минск, Беларусь*

Показана значительная неоднородность теплового поля как в Узбекистане, так и на территории всей Средней Азии. Изучены редкие скважины в пустынях Кызылкум и Каракумы. Определено, что тепловой поток в Узбекистане изменяется в широком диапазоне – от 20–30 до приблизительно 100 мВт/м^2. Высокие значения наблюдаются в межгорных впадинах и блоках земной коры с плотной сетью глубоких разломов. Тепловой поток значительно увеличивается в южной и восточной частях Узбекистана, как и на соседних территориях, прилегающих к горным сооружениям Тянь-Шаня и Памира, характеризующихся высокой сейсмичностью и активной тектонотермальной активизацией. Составлены карты плотности теплового потока Узбекистана и Ферганской впадины, на которых отражена региональная изменчивость геотермического поля. Отмечено значительное возрастание степени дифференциации по тепловому потоку по мере перехода от сравнительно равнинной территории Туранской плиты к горным сооружениям, что типично в целом для всего орогенного Альпийско-Гималайского пояса.

Ключевые слова: геотермические исследования; геотермическое поле; тепловой поток; карта теплового потока; Узбекистан.

HEAT FLOW OF UZBEKISTAN: GEOLOGY AND INTERPRETATION

***D. N. ANDREYEV*[a], *Kh. Kh. RAKHMATULLAYEV*[a], *V. I. ZUI*[b]**

[a]*Institute of Hydrogeology and Engineering Geology, State Committee of the Republic of Uzbekistan for Geology and Mineral Resources, 64 Olimlar Street, Tashkent 100041, Uzbekistan*
[b]*Belarusian State University, 4 Niezaliežnasci Avenue, Minsk 220030, Belarus*
Corresponding author: V. I. Zui (zui@bsu.by)

The first determinations of the heat flow density in Uzbekistan, as well as in Central Asia as a whole, were carried out in the middle 1960s. In subsequent years, many researchers, primarily in connection with the search and exploration of oil and natural gas deposits, studied the geothermal field of the region. The data accumulated to date show a significant heterogeneity of the thermal field in both Uzbekistan and the adjacent territory of Central Asia. Rare wells were studied in the desert areas of Kyzyl Kum and Kara Kum. The heat flow in Uzbekistan varies over a wide range from 20–30 to approximately 100 mW/m^2. Its high values are characteristic of intermountain depressions and blocks of the earth's crust

Образец цитирования:
Андреев ДН, Рахматуллаев ХХ, Зуй ВИ. Тепловой поток Узбекистана: геология и интерпретация. *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология.* 2020;1:95–105 (на англ.).
https://doi.org/10.33581/2521-6740-2020-1-95-105

For citation:
Andreyev DN, Rakhmatullayev KhKh, Zui VI. Heat flow of Uzbekistan: geology and interpretation. *Journal of the Belarusian State University. Geography and Geology.* 2020;1:95–105.
https://doi.org/10.33581/2521-6740-2020-1-95-105

Авторы:
Дмитрий Николаевич Андреев – ученый секретарь.
Хикматилла Хирожиллаевич Рахматуллаев – инженер-геолог.
Владимир Игнатьевич Зуй – доктор геолого-минералогических наук, доцент; профессор кафедры региональной геологии факультета географии и геоинформатики.

Authors:
Dmitriy N. Andreyev, scientific secretary.
gidroingeo_uz@mail.ru
Khikmatilla Kh. Rakhmatullayev, engineer-geologist.
gidroingeo_uz@mail.ru
Vladimir I. Zui, doctor of science (geology and mineralogy), docent; professor at the department of regional geology, faculty of geography and geoinformatics.
zui@bsu.by

CC BY NC

with a dense network of deep faults. The heat flow increases significantly in the southern and eastern parts of Uzbekistan, as well as in the neighbouring territories adjacent to the mountain structures of the Tien Shan and Pamir, characterized by high seismicity, tectonic and thermal activation. An updated map of the heat flow density of Uzbekistan was compiled and, separately for the Fergana Depression. They reflect a significant regional variability of the geothermal field. With the transition from the relatively flat territory of the Turanian Plate to mountain structures, the degree of differentiation by the heat flow increases significantly. This is typical of the entire orogenic Alpine-Himalayan Belt.

Keywords: geothermal investigations; geothermal field; heat flow; heat flow map; Uzbekistan.

Introduction

The main part of Uzbekistan is relatively plain area with orogenic structures of Tien Shan in southern and eastern parts of the country (fig. 1). Many researchers studied geothermal field including the territory of Uzbekistan since 1960–70s. Works on the geological study of this region using drilling were carried out both with the aim of mapping the geological structure of the region, as well as searching for minerals. Largely, they were stimulated by exploration activities for oil and gas related to drilling deep wells and consolidating the network of production wells within areas prospective for identifying new oil and natural gas fields and their subsequent exploitation. As a result, hundreds of thermograms were recorded in deep wells throughout the entire Central Asian region, including the territory of Uzbekistan. As is known, the availability of thermograms is the main requirement for conducting research on the heat flow density, an important parameter, that characterizes in an integral form the degree of heating of the upper part of the earth's crust and its geodynamics. The tectono-thermal activity of the crust is reflected both in seismicity and manifestations of hot springs. Around 80 thermal and subthermal springs were observed within the territory of Pamir and adjoining areas belonging to the Alpine-Himalaya folded belt [1].

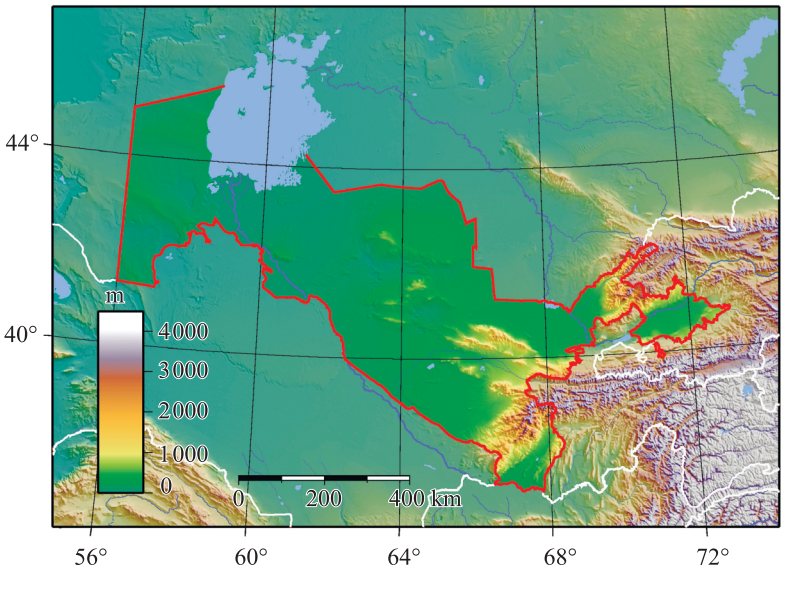


Fig. 1. Relief of Uzbekistan.
Source: [2], modified

Geology

The territory of Uzbekistan with a variety of crustal blocks can be subdivided in geological terms into two large tectonic regions: the orogenic region of the Tien Shan and the Turanian Plate. Both extend to neighbouring regions far beyond the borders of the country.

The Tien Shan region includes large and small tectonic units. The largest of them are folded structures (Chatkal, Kuraminsky, Turkestan, Zarafshan ranges). Folded complexes of geosynclinals of the South Tien Shan include the Zarafshan, Turkestan, Nuratau, Kuldzhuktau ranges, as well as the mountains: South Tamdytau, Auminzatau, Sultanuizdag. During Hercynian mountain formation, volcanic processes took place along with tectonic movements.

The following geological structures are distinguished in Uzbekistan: the Amu Darya and North Kyzyl Kum syneclises, the Central Kyzyl Kum Uplift Zone, the Nuratino-Zarafshan Uplift and a group of the same name intermountain depressions, the Ustyurt group and the Chatkalo-Kuramin system of structures, the near-Tashkent

Piedmont Trough and the Ferghana Depression. They are broken by a system of active deep faults. Their dense network exists in the South Tien Shan. These structural forms are characteristic of the Palaeozoic geosynclinal structures included in the Ural-Mongolian Mobile Belt [3]. Deep faults delimit the blocks of the earth's crust.

The Turanian Plate in Uzbekistan includes the Ustyurt Plateau, the Bukhara-Khiva and Surkhandarya depressions and the Central Kyzyl Kum Uplift. The basement of the plate is composed of Lower Palaeozoic crystalline schists, and the sedimentary cover is the thickness of terrigenous, carbonate and salt-bearing sediments of the Carboniferous-Quaternary age. In the Central Kyzyl Kum Uplift, the basement is represented by Hercynides of the Southern Tien Shan, overlain by a thin sedimentary cover – terrigenous-carbonate deposits of Cretaceous and Paleogene time [4; 5].

The tectonic activity of mountainous Uzbekistan is gradually shifting from the Caledonian Northern Tien Shan to the Pamir with its Alpine folding. In the south and east of the mountainous part of Uzbekistan are adjacent territories of the Turkestan, Alai, Zarafshan, Kuramin and Gissar mountain ranges. In the west, these ridges are declining and in the south central part of Uzbekistan, they are gradually turning into plains of the Turanian Plate. Intermountain troughs include Ferghana and Tajik-Afghan ones.

The near-Tashkent Trough has Oligocene-Anthropogenic age. The lower-Hercynian and Upper-Alpine structural floors are distinguished. The structure of the rocks of the lower one is not clear enough due to their exposure mainly on the outskirts of the depression.

The Ferghana Depression is entirely located in eastern Uzbekistan. It is about 300 km long and 170 km wide and represents the largest intermountain trench of the Tien Shan with elevations from 350 m in the west to 1 km in the east. It is bounded in the north by the Kuraminsky and Chatkalsky, and in the south by the Turkestan and Alai ranges. Its interior is an accumulative plain. The Syr Darya River runs its water in the northern part of the basin.

The Tajik-Afghan Depression is morphologically associated with the southwestern spurs of the Gissar Range, and in the east – with the spurs of the Darvaz Range, which belongs to the Pamir system outside the region under consideration.

Plains to the west of the southwestern spurs of the Gissar Range represent an extensive semi-desert or desert monotonous plain, bounded in the south of the river Amu Darya and in the west – the Bukhara Oasis. A significant territory in Uzbekistan is occupied by the Kyzyl Kum Desert.

Active tectonic movements almost everywhere continue on the territory of Uzbekistan. Strong earthquakes occur here. Historical data also indicate devastating earthquakes of past centuries [5].

There are five oil-bearing provinces within the territory of Uzbekistan, they are Ustyurt in northern part, Bukhara-Khiva in central part, Southwestern Gissar, Surkhan Darya in south, and Ferghana one in the east.

Geothermal investigations within the region

The first data on the thermal regime within Central Asia were published in the second half of the 1960s [6]. At that time, more than 60 values of heat flow were determined in the whole Central Asian region, including the territory of Uzbekistan, as well as the neighbouring regions of Kazakhstan, a part of Kyrgyzstan west of Issyk Kul Lake and north-west of Tajikistan. The available data were shown on the first heat flow map [6]. In subsequent years, they were supplemented with new data [1; 7–20 and other researchers]. Most of the data in the Central Asian region was obtained before the collapse of the Soviet Union with the separation of Uzbekistan, Kyrgyzstan, Tajikistan and Turkmenistan, as well as Kazakhstan. Heat flow data for Central Asia, including the territory of Uzbekistan, were included in the catalogue of heat flow of the USSR compiled in the first half of the 1970s [21] with subsequent additions. The first schematic heat flow map of Central Asia showed only heat flow points, without isolines of its distribution, performed in the wells of the Ferghana and the Bukhara depressions (fig. 2).

More than 30 values, available at that time, were shown in the Ferghana Depression of Uzbekistan and about 10 points on the Samarkand – Termez profile, as well as adjacent territories of Central Asia [22], were put on the heat flow map. They showed a significant contrast of the heat flow data obtained for these crustal blocks with a complex geology.

The relevance of the problem of studying the thermal state of the earth's interior in those years was evidenced by the fact, that a scientific conference "Geothermal Research in Central Asia and Kazakhstan" was held on 3–4 October, 1985. It was organized by the Institute of Seismology, Ashgabat of the Turkmen SSR under the auspices at that time of the Council for Geothermal Research at the USSR Academy of Sciences[1].

By that time, geothermal measurements in the territory of Central Asia and Kazakhstan were carried out in more than 600 deep wells and the first corrected heat flow map of the region was drawn up at a scale of 1 : 2 500 000. It was recognized, that the geothermal field has transient features within the study area, which was associated with neotectonic activation processes within this territory; the first thermal models of the lithosphere were constructed along several profiles of deep seismic sounding.

[1]Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане / под ред. А. В. Щербакова, В. И. Дворова. М.: Наука, 1985. 271 с.

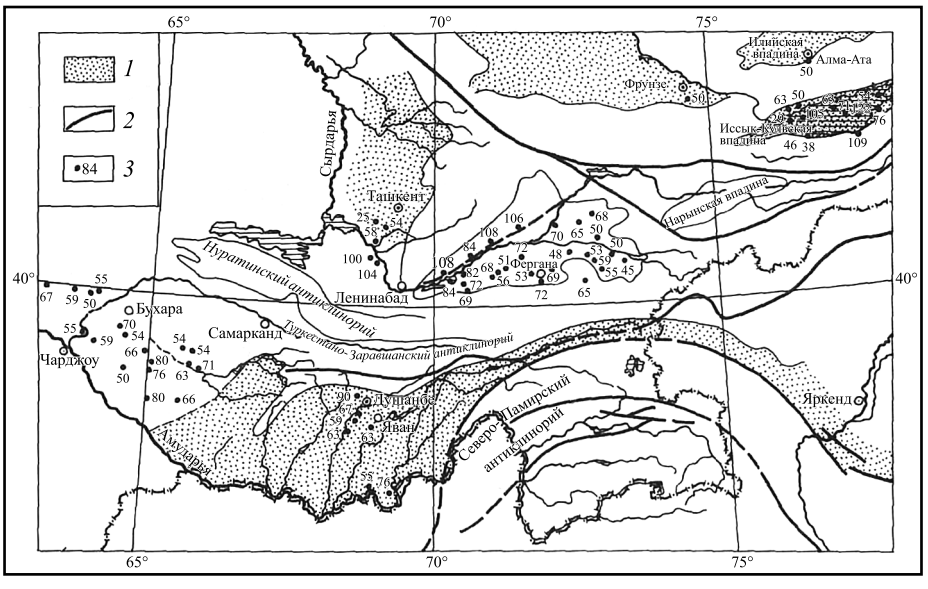


Fig. 2. The first schematic map of the heat flow of Central Asia:
1 – depressive structures; *2* – faults; *3* – heat flow values, mW/m^2.
Source: [23]

The geothermal exploration within the territory of Uzbekistan, as well as throughout Central Asia, is uneven. The largest number of heat flow determinations was performed within depressions. The heat flow density varies here over a wide range from low values of 20–40 mW/m^2 in the Ferghana and Issyk Kul intermontane depressions to high values exceeding 100 mW/m^2 in the vicinity of the North Ferghana Fault and the Kuramin Ridge, where its crustal component is estimated to be 63 mW/m^2 [23]. Similar values were reported also in the direction of the Barskaun Transorogenic Zone of the Northern Tien Shan [24], as well as in the Issyk-Kul Depression outside of Uzbekistan.

Up to 7 km of sediments were accumulated in the Ferghana Depression, during the Neogene-Quaternary time at an average sedimentation rate of about $3 \cdot 10^{-2}$ cm per year, due to the rapid neotectonic subsidence. This thickness decreases in the direction of the peripheral parts of the basin to 3.0–3.5 km. Moreover, the correction to the observed values of the heat flow for the sedimentation rate reaches an increase from about 10 % in the periphery to 20 % in the centre of the basin [23]. Eastern and southern regions of Uzbekistan are located within mountain structures. It was considered that the effects of erosion and accumulation of sediments influence the observed heat flow density.

The heat flow of 73–80 mW/m^2 was reported in the Ferghana Depression with the Hercynian age of tectogenesis (and the latest activation), while the crustal component of heat flow was estimated at 63–66 mW/m^2. Its value within the Bukhara-Khiva Zone of the Epigercinian age within the Turanian Plate decreases to 63 mW/m^2, and its crustal component was estimated at 55 mW/m^2. Here only 7–8 mW/m^2 remained for the mantle component, which seems unrealistically low.

The mean heat flow value of 71 mW/m^2 was reported for the near-Tashkent Trough, with its crustal component of about 54 mW/m^2 [22]. Its highest value 100 mW/m^2 corresponds to the Kuraminsky Ridge.

A number of heat flow investigations were made within the Issyk-Kul Basin in the neighbouring Kyrgyzstan, where also a high heat flow up to 105–134 mW/m^2 was reported [13; 22]. At this background, a number of low values of 30–50 mW/m^2 were observed also.

Refreshed map of the heat flow distribution in Uzbekistan

Available data on the territory of Uzbekistan were collected to refresh the heat flow map. The information on the geothermal field of the country would be incomplete without considering adjacent regions, since geothermal anomalies extend beyond its territory. In this regard, we also used the geothermal exploration data from territories of neighbouring countries bordering Uzbekistan, in particular, Turkmenistan, Kyrgyzstan and Tajikistan.

A high variability of the heat flow density and geothermal gradient within the region as a whole was explained by fault tectonics and a high seismicity of the southern part of Central Asia, primarily within the mountainous territories of the region in question [13; 23].

Published data from monographs, articles or abstracts were used to compile the refreshed heat flow map of Uzbekistan and adjacent territories. They were in some cases supplemented by data used from heat flow catalogues compiled in the Soviet Union as well as data available in international geophysical data centres. During many years, the International Heat Flow Commission of the International Union of Geophysics and

Geodesy has compiled heat flow catalogues. A number of data on heat flow is also available on the site [25] with locations of the wells studied for the territory of Uzbekistan.

Thermograms of deep wells, drilled during oil and gas exploration, as well as wells drilled for other minerals, were used to determine available heat flow values. The vast space occupied by the Kyzyl Kum Desert remains poorly studied in heat flow until now. The heat flow data for adjacent territories of Turkmenistan, Tajikistan, Kyrgyzstan and Kazakhstan in frames of the map were also taken from the above sources. The latest world heat flow data, including the territory of the Central Asian republics, is available also at *http://www.heatflow.org/data*.

The histogram of heat flow density distribution within the borders of Uzbekistan is shown in fig. 3. Heat flow values in the range of 45–80 mW/m^2 prevail within the country, of which the maximum amount of the data refers to the interval of 60–70 mW/m^2.

The heat flow density map for the considered region is shown in fig. 4. Geothermal anomalies and their configuration, shown only on the basis of the heat flow density database of Uzbekistan, as it was mentioned,

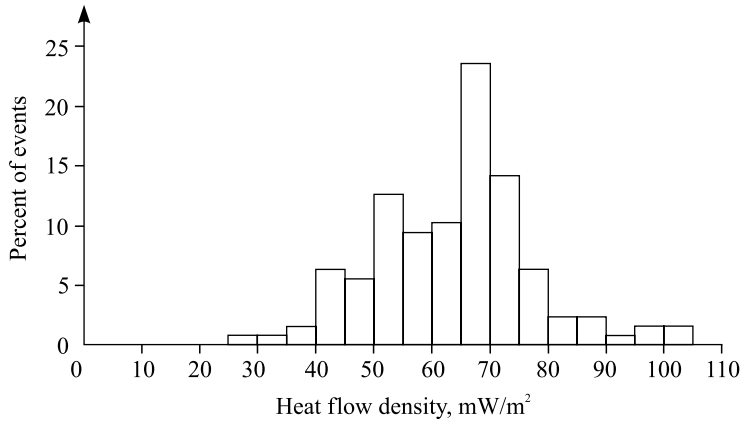


Fig. 3. Histogram of heat flow density distribution within borders of Uzbekistan

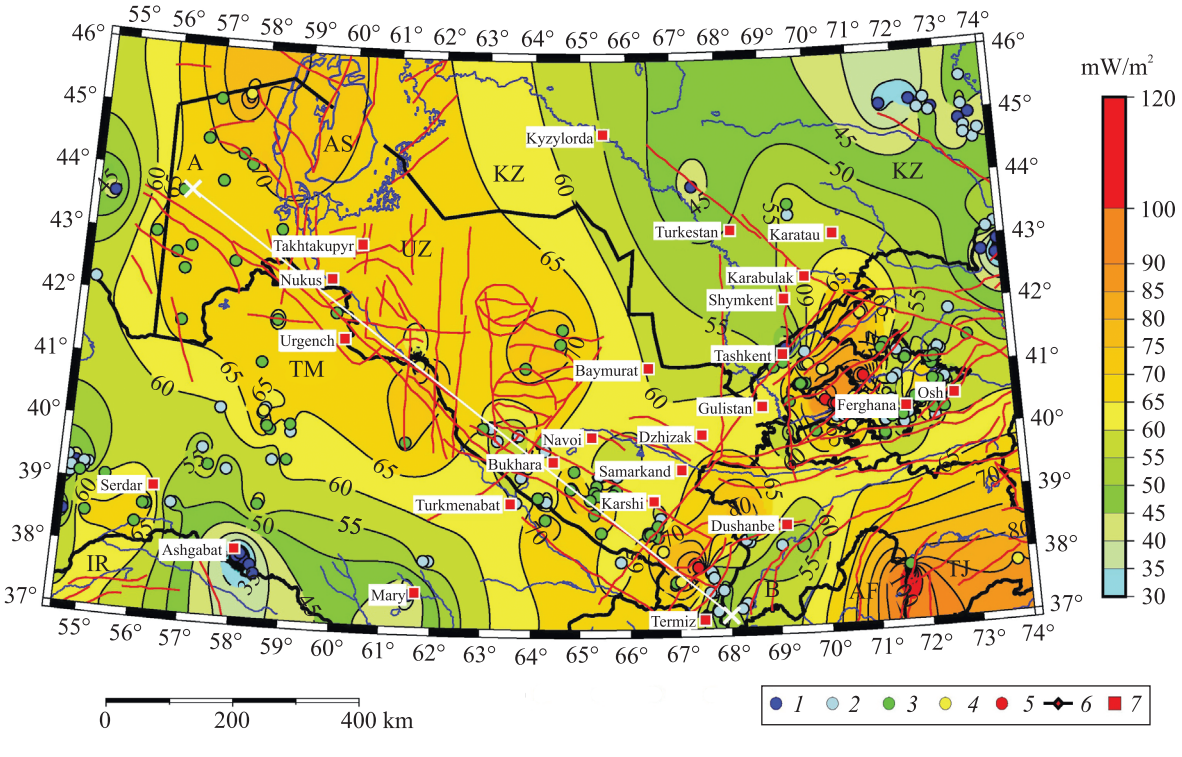


Fig. 4. Heat flow density map for Uzbekistan and adjacent areas. Range of heat flow values, mW/m^2: *1* – 20–40, *2* – 41–60, *3* – 61–80, *4* – 81–100, *5* – 100–120; *6* – active faults; *7* – main cities. Abbreviations for countries of the region: AF – Afghanistan; IR – Iran; KG – Kyrgyzstan; KZ – Kazakhstan; TJ – Tajikistan; TM – Turkmenistan; UZ – Uzbekistan; AS – Aral Sea. A–B – heat flow profile

would be incomplete without taking into account of their continuation into adjacent territories of neighbouring countries. Therefore, when constructing the heat flow map, heat flow values were also taken into account from adjacent territories of Central Asia countries. The map of the heat flow was compiled using the software package Generic Mapping Tools (GMT) release 5.4.2 [26]. The network of deep faults were used from [27; 28].

The range of changes in individual heat flow density values for the wells is shown in the map in different colours of circles: 20–40 (dark blue), 41–60 (blue), 61–80 (green), 81–100 (yellow), 100 mW/m^2 or more (in red). Values above 100 mW/m^2 exist in the southern part of the country near the city of Termiz and in the Ferghana Depression.

Discussion

The territory of Uzbekistan is situated in the area of transition from the Turanian Plate in the north to Tien Shan mountain structures in the south. This transition region is characterized by manifestations of seismicity due to the complex geodynamic interaction of lithospheric blocks. The structure of seismicity clearly correlates with the deep penetrating faults, crustal tectonics and geological structure of the region as a whole [5]. The most clearly identified foci of earthquakes of different rank (different magnitudes) are the Pamir-Hindu Kush and South Tien Shan zones [27].

The heat flow density in Uzbekistan varies from 25–30 to values slightly exceeding 100 mW/m^2 in individual wells of the Ferghana Depression and the mountainous part of the country. Its distribution along the A–B profile (fig. 5) shows relatively uniform values of about 60–70 mW/m^2 in the flat part of the Turanian Plate, and when approaching the orogenic part in the south, the heat flow has a significant variation with maximum values up to 80–90 mW/m^2. This is associated with increased fragmentation of the earth's crust and an abundance of active faults there [28]. This zone is also characterized by increased seismicity. Higher seismicity is also noted in the central western part of the country near the settlement Gazli, there is a dense network of active faults, and the heat flow increases to 70–80 mW/m^2. In the southern part of this profile within Tajikistan, it drops again to 40–60 mW/m^2.

A large number of deep wells were studied by heat flow in the oil-bearing Ferghana Depression. Its distribution is given in a more detailed scale in the separate map (fig. 6).

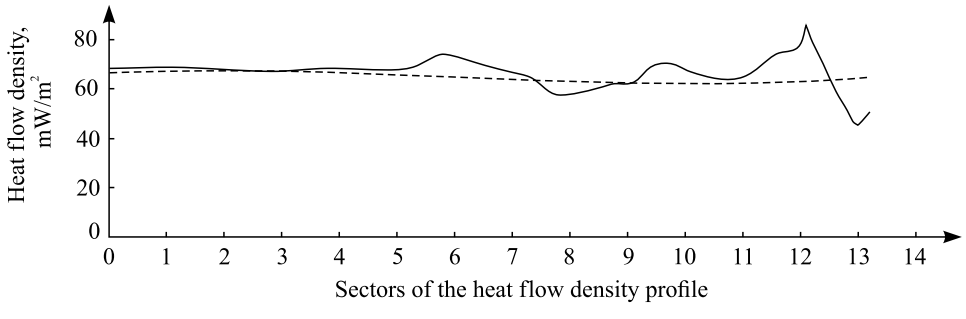


Fig. 5. Heat flow pattern along the A–B profile (solid line) and the trend of its variation (broken line)

The distribution of heat flow within the Ferghana Depression and neighbouring regions has a contrasting pattern. The histogram of its distribution gives fig. 7.

Very high value of 207 mW/m^2 within the map was observed in a single well near the border of Tajikistan. It is marked in the legend to the fig. 6 under number 6. When drawing contours on the map, this single value was excluded from consideration. The heat flow variability is shown in two profiles drawn through the Ferghana Depression: submeridional one (fig. 8) and sub-latitudinal one (fig. 9).

The largest heat flow variation and its pronounced contrast are characteristic for the C–D profile, where it ranges from 40 until 100 mW/m^2, while along the E–F submeridional profile its significant variability is also observed with fluctuations from 45 to 70 mW/m^2. The E–F profile was drawn through a series of oil-bearing structures of the Ferghana Depression.

Dashed lines in both figures, show the smoothed trend of the heat flow along the profiles. In the latter case, it reflects the heat flow, significantly decreasing from the western to eastern parts of the basin. In general, within Uzbekistan and adjacent territories of neighbouring countries it is significantly differentiated by area. It rises to values of about 100 mW/m^2 in the vicinity of the North Ferghana Fault and the Barnskaun Trans-Orogenic Zone. According to available data [23], there is a relatively high mantle component of the flow up to 34 mW/m^2, which is typical for activated blocks of the earth's crust; it is also observed here near the North Ferghana deep fault.

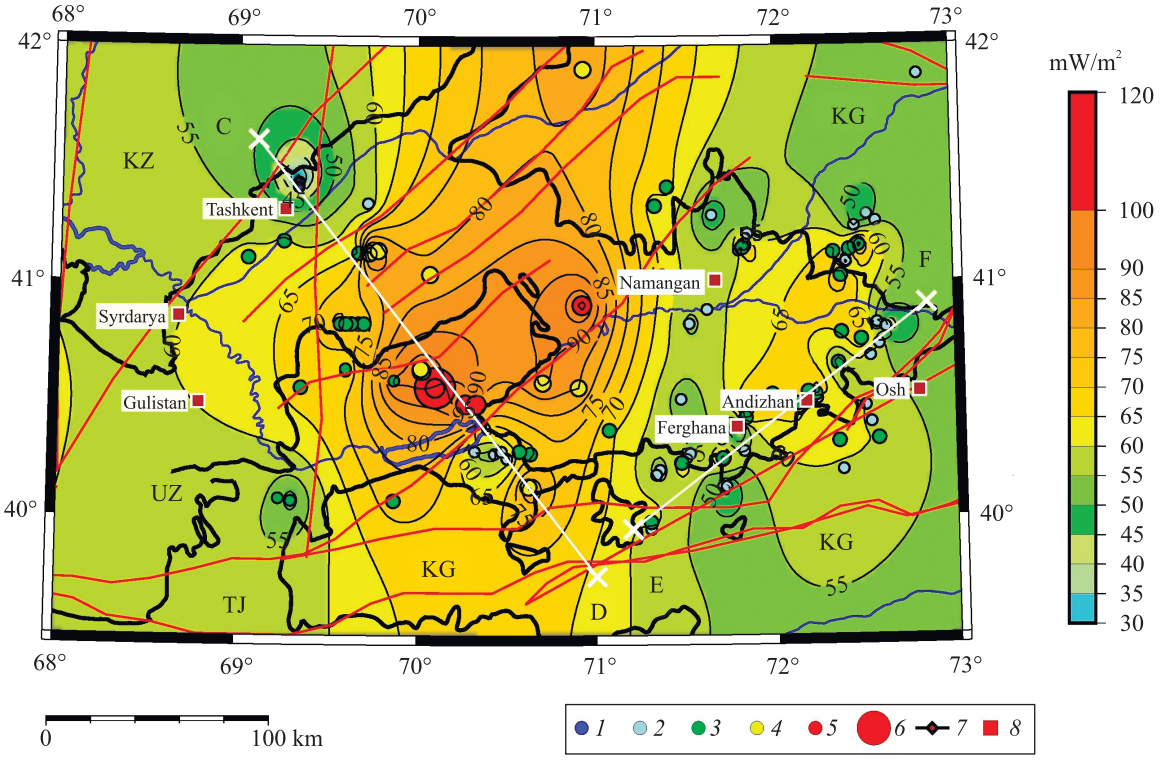


Fig. 6. Heat flow density map for the Ferghana Depression and adjacent areas.
Range of heat flow values, mW/m²: *1* – 20–40, *2* – 41–60, *3* – 61–80, *4* – 81–100, *5* – 100–120;
6 – highest heat flow in the region (217 mW/m²); *7* – active faults; *8* – main cities. Abbreviations for countries of the region:
KG – Kyrgyzstan; KZ – Kazakhstan; TJ – Tajikistan; UZ – Uzbekistan. C–D and E–F are heat flow profiles

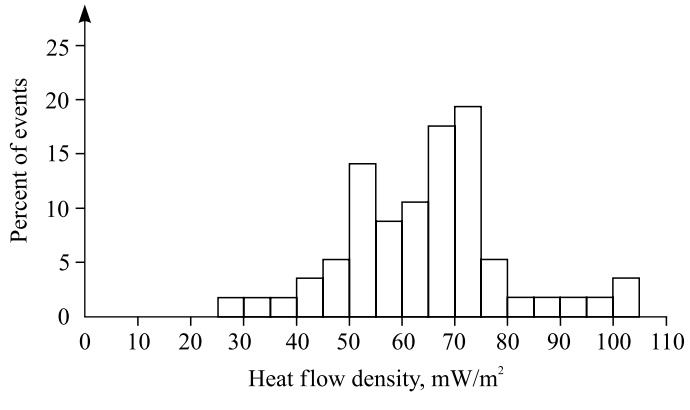


Fig. 7. Histogram of the distribution of heat flow density in the Ferghana Depression

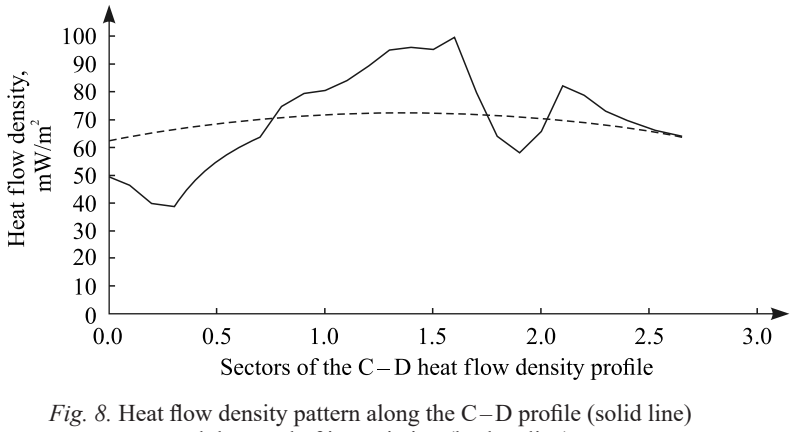


Fig. 8. Heat flow density pattern along the C–D profile (solid line)
and the trend of its variation (broken line)

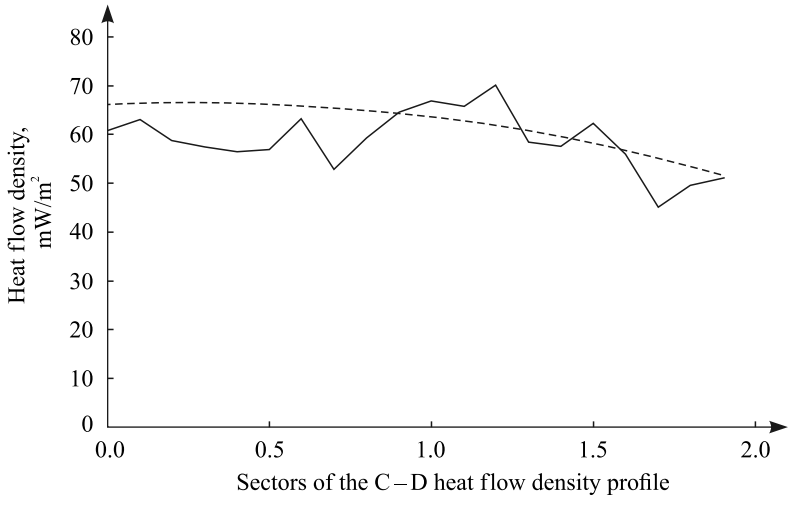


Fig. 9. Heat flow density pattern along the E–F profile (solid line) and the trend of its variation (broken line)

On the whole, heat flow values are more homogeneous in flat Uzbekistan within the Turanian Plate, while approaching the mountainous part of the country, the degree of its differentiation becomes higher and its average value increase too. This in general, is typical of the central part of the folded Alpine-Himalayan Belt.

Two largest oil and gas provinces within Uzbekistan are located in the Ferghana and the Bukhara depressions. Most of developed oil fields are within the Ferghana Depression, and gas deposits prevail in the latter one.

In the E–F profile of heat flow, its generally increased values (55 to 70 mW/m^2) are shown, which is typical for a number of oil-bearing regions in other areas. For example, the location of exploited oil deposits in the Pripyat Trough, Belarus belongs to the zone of increased heat flow above 55 mW/m^2. Their main number here corresponds to the territory contoured by isolines of 60–75 mW/m^2, and in the strip between isolines of 55–60 mW/m^2 only less than 10 small deposits have been identified. Two gas condensate fields: Krasnoselskoye and Zapadno-Aleksandrovskoye (marked with a blue fill) belong to the zone with a higher heat flow of 65–75 mW/m^2 (fig. 10).

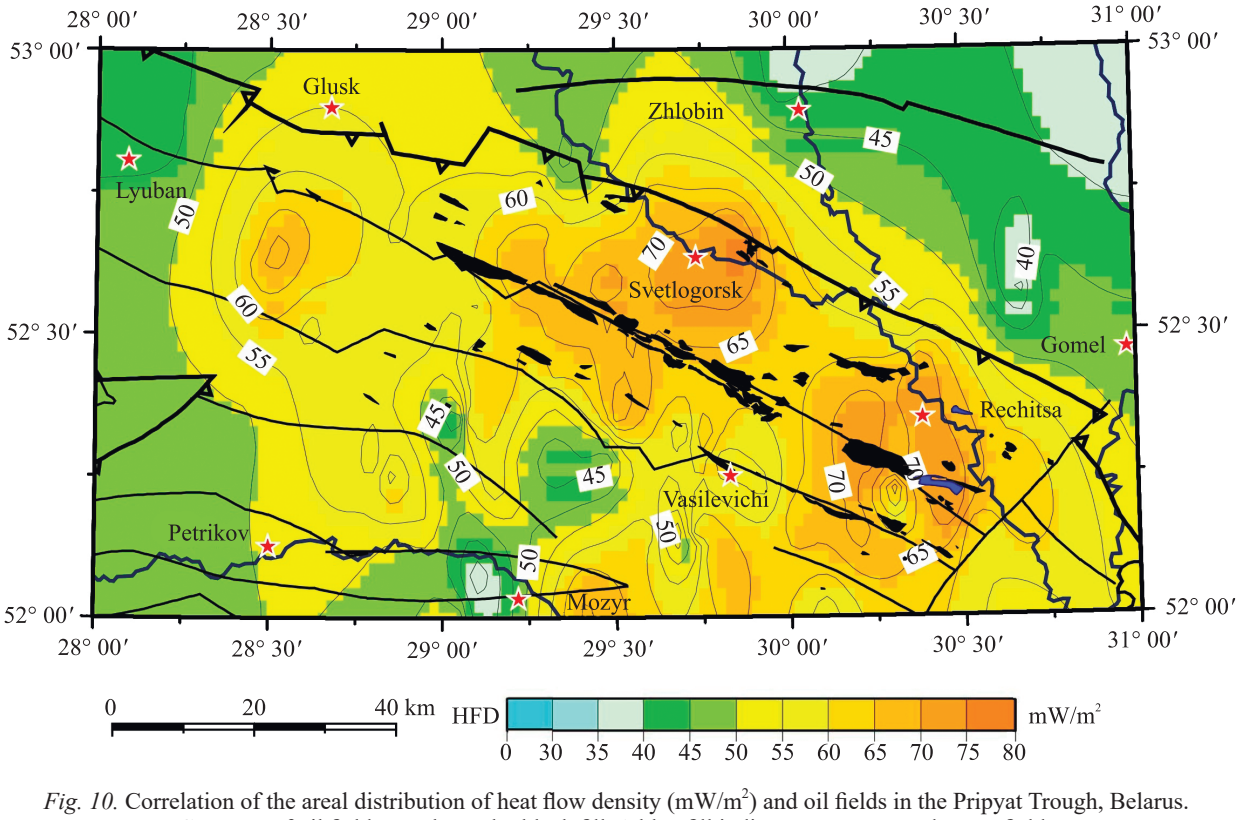


Fig. 10. Correlation of the areal distribution of heat flow density (mW/m^2) and oil fields in the Pripyat Trough, Belarus. Contours of oil fields are shown by black fill. A blue fill indicates two gas condensate fields (Krasnoselskoe and Zapadno-Aleksandrovskoe) in the eastern part of the trough.
Source: [29]

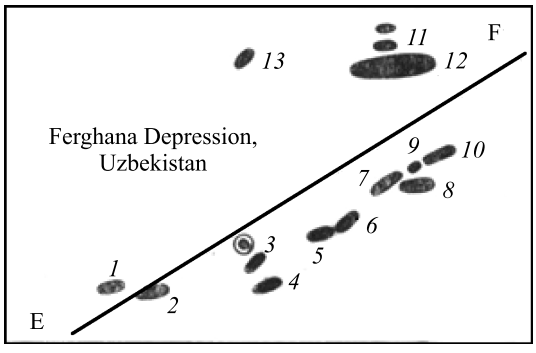


Fig. 11. Position of the heat flow profile E–F crossing the oil-bearing region of the Ferghana Depression.
Main oil fields: *1* – Northern Sokh; *2* – North Rishtan; *3* – Khankyz; *4* – Auval; *5* – West Palvantash;
6 – Palvantash; *7* – Andijan; *8* – Khojiabad; *9* – Boston; *10* – South Alamyshik; *11* – Miley-Su; *12* – Izbaskent; *13* – Kushan.
Source: [30]

A position of the heat flow profile crossing the oil-bearing region of the Ferghana Depression is shown in fig. 11. As it was described above, this area is also characterized by an increased heat flow of 55 to 70 mW/m^2 (see. fig. 6).

Conclusion

The heat flow knowledge of the territory of Uzbekistan is very uneven, dozens of wells have been studied in areas with the presence of hydrocarbons and the data are practically absent or characterized by rare determinations within the Kyzyl Kum Desert.

Heat flow in Uzbekistan has significant differentiation throughout the region. Its highest variability is observed within intermountain depressions of the mountain-folding structures of Tien Shan and range from 20–30 to approximately 100 mW/m^2. It is even higher outside the country in adjacent areas of Tajikistan and Kyrgyzstan. A network of active faults, that penetrate deep into the earth's crust, exists throughout the region. Near such faults, as a rule, an increase in the heat flow density is observed. The maximum heat flow value in the considered region of 207 mW/m^2 was observed in one of the wells in adjacent Tajikistan.

Seismic activity is noticeable in the region under consideration. The densest network of earthquake epicentres was found in the Tien Shan mountain-folding structures, where, as indicated above, an increased heat flow is observed both in Southern Uzbekistan and in territories of neighbour countries: Tajikistan, Kyrgyzstan, and Kazakhstan.

The compiled heat flow density maps for the entire territory of Uzbekistan and separately for the territory of the Ferghana Depression reflect a significant contrast of the region's geothermal field. In general, when proceeding from the relatively flat territories of the Turanian Plate to mountain structures, the degree of the heat flow differentiation increases and its average value increases too. This is generally typical of the central part of the folded Alpine-Himalayan Belt.

Библиографические ссылки

1. Зуев ЮН, Поликарпов АА. Результаты геотермических исследований на Памире. В: Хамрабаев ИХ, Зуннунов ФХ, редакторы. *Земная кора и Верхняя мантия Гималаев, Памира, Тянь-Шаня.* Москва: Наука; 1984. с. 107–114.

2. Большая подробная физическая карта Узбекистана. Узбекистан – большая детальная физическая карта [Интернет]. 2014 [процитировано 10 марта 2020 г.]. Доступно по: http://www.mapsfinder.ru/large_detailed_physical_map_of_uzbekistan.

3. Резвый ДП, редактор. *Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Том 1. Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня*. Львов: Издательство Львовского университета; 1973. 164 с.

4. Уломов ВИ. *Глубинное строение земной коры юго-востока Средней Азии по данным сейсмологии.* Ташкент: Фан; 1966. 122 с.

5. Уломов ВИ. *Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений.* Ташкент: Фан; 1974. 215 с.

6. Любимова ЕА, Фирсов ФВ. Определение теплового потока в некоторых районах Средней Азии. В: Хитаров НИ, редактор. *Проблемы глубинного теплового потока.* Москва: Наука; 1966. с. 88–105.

7. Любимова ЕА, Фирсов ФВ, Зуев ЮН. Данные о геотермическом градиенте и тепловом потоке в Приташкентском районе и Ферганской впадине. В: Влодавец БИ, Любимова ЕА, редакторы. *Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли*. Москва: Наука; 1973. с. 78–99.

8. Зуев ЮН, Искандеров Э, Муминов ИА. О теплофизических свойствах горных пород некоторых районов Западного и Южного Тянь-Шаня и геотермических условиях Ферганской впадины. В: Бутовская ЕМ, Хамрабаев ИХ, редакторы. *Глубинное строение земной коры территории Узбекистана*. Ташкент: Фан; 1971. с. 82–110.

9. Зуев ЮН, Таль-Вирский ББ, Магдиев РА. Глубинный тепловой поток и некоторые его источники. В: Хамрабаев ИХ, редактор. *Земная кора и верхняя мантия Средней Азии.* Москва: Наука; 1977. с. 134–152.

10. Зуев ЮН, Поликарпов АА. Геотермический режим и тепловая энергетика коры и верхней мантии. В: Зуннунов ФХ, Фузайлов ИА, редакторы. *Литосфера Памира и Тянь-Шаня.* Ташкент: Фан; 1982. с. 183–198.

11. Зуев ЮН, Поликарпов АА. Новые данные о тепловом потоке в пределах юго-восточного склона Кураминского хребта. *Доклады Академии наук Узбекской ССР.* 1982;10:43–44.

12. Зуев ЮН, Поликарпов АА. Температурный режим и теплофизические свойства приповерхностного слоя Земли в Центральных Кызылкумах. *Проблемы освоения пустынь.* 1995;1:33–42.

13. Шварцман ЮГ. Глубинный тепловой поток центральной части Северного Тянь-Шаня. В: Калмурзаев КЕ, редактор. *Сейсмотектоника и сейсмичность Тянь-Шаня.* Фрунзе: Илим; 1980. с. 76–92.

14. Хуторской МД. *Тепловой поток в областях структурно-геологических неоднородностей.* Москва: Наука; 1982. 78 с. (Труды Геологического института АН СССР; выпуск 353).

15. Аширов Т. *Геотермическое поле Туркмении.* Москва: Наука; 1984. 160 с.

16. Аширов Т, Мамиесенов Н, Сапиев ВА. О тепловом поле Юга Туркмении. *Известия Академии наук Туркменской ССР. Серия физико-технических, химических и геологических наук*. 1977;4:66–70.

17. Поликарпов АА. Тепловое поле и газовый режим района Мурунтау. *Узбекский геологический журнал.* 1996;5:24–27.

18. Поликарпов АА. Вариационные наблюдения температуры в сверхглубокой скважине СГ-10 (золоторудное месторождение Мурунтау, Западный Узбекистан). В: *Проблемы региональной геофизики. Материалы геофизической конференции; 5–7 декабря 2001 г.; Новосибирск, Россия*. Новосибирск: Типография Сибири; 2001. с. 91–92.

19. Поликарпов АА. Метод полевых геотермических наблюдений скрытых проницаемых зон в земной коре (на примере Центральных Кызылкумов, Западный Узбекистан). В: *Тепловое поле Земли и методы его изучения. Материалы международной конференции; май 2002 г.; Москва, Россия.* Москва: РУДН; 2002. [8 с.].

20. Сидорова ИП. Теплофизические комплексы пород в разрезе Мурунтауской глубокой скважины СГ-10. *Геология и минеральные ресурсы.* 2000;1:33–37.

21. Любимова ЕА, Поляк БГ, Смирнов ЯБ, Кутас РИ, Фирсов ФВ, Сергиенко СИ и др. *Тепловой поток на территории СССР. Каталог данных. 1964–1972.* Москва: Геофизический комитет СССР; 1973. 64 с.

22. Любимова ЕА. Новые горизонты в геотермике. В: Щербаков АВ, Дворов ВИ, редакторы. *Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане.* Москва: Наука; 1985. с. 37–46.

23. Аршавская НИ. Тепловые потоки и глубинные температуры в некоторых структурах Средней Азии. В: Щербаков АВ, Дворов ВИ, редакторы. *Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане.* Москва: Наука; 1985. с. 166–179.

24. Зуев ЮН, Таль-Вирский ББ, Поликарпов АА, Якупов ОТ. К вопросу о связи радиогенной теплогенерации пород складчатого основания с тепловым потоком в пределах Западного Тянь-Шаня. *Доклады Академии наук Узбекской ССР.* 1985;1:42–43.

25. Heat Flow, Uzbekistan (2016) [Internet]. Global Heatflow database from the International Heat Flow Commission 2011 [cited 2019 December 30]. Available from: https://earthworks.stanford.edu/catalog/stanford-pz259qs9185.

26. Wessel PW, Smith HF, Scharroo R, Luis J, Wobbe F. Generic mapping tools: improved version released. *EOS, Transactions, American Geographic Union.* 2013;94(45):409–410. DOI: 10.1002/2013EO450001.

27. Уломов ВИ. Активные разломы на территории Узбекистана. Карта [Интернет]. 1974 [процитировано 2 сентября 2019 г.]. Доступно по: http://seismos-u.ifz.ru/personal/centrasia.htm.

28. Уломов ВИ. Геология и активные разломы на территории Узбекистана. Карта [Интернет]. 1974 [процитировано 2 сентября 2019 г.]. Доступно по: http://seismos-u.ifz.ru/personal/centrasia.htm.

29. Грибик ЯГ, Зуй ВИ. Особенности теплового поля Припятского прогиба. В: Высоцкий ЭА, Губин ВН, Комаровский МЕ, Лукашев ОВ, Творонович-Севрук ДЛ, редакторы. *Современные проблемы геологии. Университетские геологические чтения, посвященные 60-летию открытия Старобинского месторождения калийных солей; 3–4 апреля 2009 г.; Минск, Беларусь.* Минск: БГУ; 2009. с. 41–43.

30. Требин ГФ, Чарыгин НВ, Обухова ТМ. Узбекская ССР. В: Требин ГФ, Чарыгин НВ, Обухова ТМ. *Нефти месторождений Советского Союза.* Москва: Недра; 1974. с. 340–352.

References

1. Zuev YuN, Polikarpov AA. [Results of geothermal research in the Pamir]. In: Khamrabaev IKh, Zunnunov FKh, editors. *Zemnaya kora i Verkhnyaya mantiya Gimalaev, Pamira, Tyan'-Shanya* [The Eath's crust and the upper manthle of the Himalayas, Pamirs, Tien Shan]. Moscow: Nauka; 1984. p. 107–114. Russian.

2. Large detailed physical map of Uzbekistan. Uzbekistan – large detailed physical map [Internet]. 2014 [cited 2020 March 10]. Available from: http://www.mapsfinder.ru/large_detailed_physical_map_of_uzbekistan. Russian.

3. Rezvyi DP, editor. *Problemy tektoniki i magmatizma glubinnykh razlomov. Tom 1. Glubinnye razlomy Yuzhnogo Tyan'-Shanya* [Problems of tectonics and magmatism of deep faults. Volume 1. Deep faults of Southern Tien Shan]. Lvov: Publishing House of the Lviv University; 1973. 164 p. Russian.

4. Ulomov VI. *Glubinnoe stroenie zemnoi kory yugo-vostoka Srednei Azii po dannym seismologii* [Deep structure of the Earth's crust of the South-East of the Middle Asia based on the data of seismology]. Tashkent: Fan; 1966. 122 p. Russian.

5. Ulomov VI. *Dinamika zemnoi kory Srednei Azii i prognoz zemletryasenii* [Dynamics of the Eart's crust of the Middle Asia and prognosis of earthquakes]. Tashkent: Fan; 1974. 215 p. Russian.

6. Lyubimova EA, Firsov FV. [Heat flow determination in some regions of the Middle Asia]. In: Khitarov NI, editor. *Problemy glubinnogo teplovogo potoka* [Problems of deep heat flow]. Moscow: Nauka; 1966. p. 88–105. Russian.

7. Lyubimova EA, Firsov FV, Zuev YuN. [Data on geothermal gradient and heat flow in the near-Tashkent district and the Ferghana Depression]. In: Vlodavets BI, Lyubimova EA, editors. *Teplovye potoki iz kory i verkhnei mantii Zemli* [Heat flows from the crust and upper mantle of the Earth]. Moscow: Nauka; 1973. p. 78–99. Russian.

8. Zuev YuN, Iskanderov E, Muminov IA. [On thermophysical properties of rocks of some regions of the Western and Southern Tien Shan and geothermal conditions of the Ferghana Depression]. In: Butovskaya EM, Khamrabaev IKh, editors. *Glubinnoe stroenie zemnoi kory Uzbekistana* [Deep structure of the Earth's crust of Uzbekistan]. Tashkent: Fan; 1971. p. 82–110. Russian.

9. Zuev YuN, Tal-Virsky BB, Magdiyev RA. [Deep heat flow and some its sources]. In: Khamrabaev IKh, editor. *Zemnaya kora i verkhnyaya mantiya Srednei Azii* [Earth's crust and upper mantle of the Middle Asia]. Moscow: Nauka; 1977. p. 134–152. Russian.

10. Zuev YuN, Polikarpov AA. [Geothermal regime of energetics of the crust and upper mantle]. In: Zunnunov FKh, Fuzailov IA, editors. *Litosfera Pamira i Tyan'-Shanya* [Lithosphere of Pamir and Tien Stan]. Tashkent: Fan; 1982. p. 183–198. Russian.

11. Zuev YuN, Polikarpov AA. [New data on heat flow within the southeastern slope of the Kuramin Ridge]. *Doklady Akademii nauk Uzbekskoi SSR*. 1982;10:43–44. Russian.

12. Zuev YuN, Polikarpov AA. [Temperature regime and thermophysical properties of near-the-surface layer in the Central Kyzyl Kum]. *Problemy osvoeniya pustyn'*. 1995;1:33–42. Russian.

13. Shvartsman YuG. [Deep heat flow of the central part of the North Tien Shan]. In: Kalmurzaev KE, editor. *Seismotektonika i seismichnost' Tyan'-Shanya* [Seismotectonics and seismicity of the Tein Shan]. Frunze: Ilim; 1980. p. 76–92. Russian.

14. Khutorskoy MD. *Heat flow in the areas of structural and geological heterogeneity*. Moscow: Nauka; 1982. 78 p. (Trudy Geologicheskogo instituta AN SSSR; volume 353). Russian.

15. Ashirov T. *Geotermicheskoe pole Turkmenii* [Geothermal field of Turkmenia]. Moscow: Nauka; 1984. 160 p. Russian.

16. Ashirov T, Mamiyesenov N, Sapiyev VA. [On the thermal field of the South Turkmenia]. *Izvestiya Akademii nauk Turkmenskoi SSR. Seriya fiziko-tekhnicheskikh, khimicheskikh i geologicheskikh nauk*. 1977;4:66–70. Russian.

17. Polykarpov AA. [Thermal field and gas regime of the Muruntau region]. *Uzbekskii geologicheskii zhurnal.* 1996;5:24–27. Russian.

18. Polykarpov AA. [Variational observations in the super-deep borehole SG-10 (gold-bearing field Muruntau, Western Uzbekistan)]. In: *Problemy regional'noi geofiziki. Materialy geofizicheskoi konferentsii; 5–7 dekabrya 2001 g.; Novosibirsk, Rossiya*. Novosibirsk: Tipografiya Sibiri; 2001. p. 91–92. Russian.

19. Polykarpov AA. [Field geothermal survey method for revealing of the Earth's crust's hidden permeable zones (on example of Central Kyzyl Kums, Western Uzbekistan)]. In: *Teplovoe pole Zemli i metody ego izucheniya. Materialy mezhdunarodnoi konferentsii; mai 2002 g.; Moskva, Rossiya* [Thermal field of the Earth and methods of its studying. Proceedings of the International conference; 2002 May; Moscow, Russia]. Moscow: Peoples' Friendship University of Russia; 2002. [8 p.]. Russian.

20. Sidorova IP. [Thermophysical complexes of rocks in the section of the Muruntau deep borehole SG-10]. *Geologiya i mineral'nye resursy.* 2000;1:33–37. Russian.

21. Lyubimova EA, Polyak BG, Smirnov YaB, Kutas RI, Firsov FV, Sergienko SI, et al. *Teplovoi potok na territorii SSSR. Katalog dannykh. 1964–1972* [Catalogue of data on heat flow in the USSR territory]. Moscow: Geofizicheskii komitet SSSR; 1973. 64 p. Russian.

22. Lyubimova EA. [New horizons in Geothermics]. In: Shcherbakov AV, Dvorov VI, editors. *Geotermicheskie issledovaniya v Srednei Azii i Kazakhstane* [Geothermal investigations in the Middle Asia and Kazakhstan]. Moscow: Nauka; 1985. p. 37–46. Russian.

23. Arshavskaya NI. [Heat flows and deep temperatures in some of structures of the Middle Asia]. In: Shcherbakov AV, Dvorov VI, editors. *Geotermicheskie issledovaniya v Srednei Azii i Kazakhstane* [Geothermal investigations in the Middle Asia and Kazakhstan]. Moscow: Nauka; 1985. p. 166–179. Russian.

24. Zuev YuN, Tal-Virsky BB, Polykarpov AA, Yakupov OT. [On the problem of the correlation of radiogenic heat production of the folded rock basement with heat flow within of the Western Tien Shan]. *Doklady Akademii nauk Uzbekskoi SSR*. 1985;1:42–43. Russian.

25. Heat Flow, Uzbekistan (2016) [Internet]. Global heat flow database from the International Heat Flow Commission 2011 [cited 2019 December 30]. Available from: https://earthworks.stanford.edu/catalog/stanford-pz259qs9185.

26. Wessel PW, Smith HF, Scharroo R, Luis J, Wobbe F. Generic mapping tools: improved version released. *EOS, Transactions, American Geographic Union*. 2013;94(45):409–410. DOI: 10.1002/2013EO450001.

27. Ulomov VI. Active faults within the territory of Uzbekistan. Map [Internet]. 1974 [cited 2019 September 2]. Available from: http://seismos-u.ifz.ru/personal/centrasia.htm. Russian.

28. Ulomov VI. Geology and active faults within the territory of Uzbekistan. Map [Internet]. 1974 [cited 2019 September 2]. Available from: http://seismos-u.ifz.ru/personal/centrasia.htm. Access 02.09.2019. Russian.

29. Gribik YaG, Zui VI. [Features of the thermal field of the Pripyat Trough]. In: Vysotskii EA, Gubin VN, Komarovskii ME, Lukashev OV, Tvoronovich-Sevruk DL, editors. *Sovremennye problemy geologii. Universitetskie geologicheskie chteniya, posvyashchennye 60-letiyu otkrytiya Starobinskogo mestorozhdeniya kaliinykh solei; 3–4 aprelya 2009 g.; Minsk, Belarus'* [Contemporary problems of geology. University geological readings devoted to 60th anniversary of discovering of the Srarobin field of potassium salts; 2009 April 3–4; Minsk, Belarus]. Minsk: Belarusian State University; 2009. p. 41–43. Russian.

30. Trebin GF, Charygin NV, Obukhova TM. [Uzbek SSR]. In: Trebin GF, Charygin NV, Obukhova TM. *Nefti mestorozhdenii Sovetskogo Soyuza* [Oil fields of the Soviet Union]. Moscow: Nedra; 1974. p. 340–352. Russian.

Received by editorial board 15.03.2020.

АННОТАЦИИ ДЕПОНИРОВАННЫХ В БГУ РАБОТ
INDICATIVE ABSTRACTS OF THE PAPERS DEPOSITED IN BSU

УДК 33:911.3(100)(075.8)
Шевцова Н. С. **Социально-экономическая география мира** [Электронный ресурс] : электрон. учеб.-метод. комплекс для спец.: 1-31 02 01 «География (по направлениям)», направление спец. 1-31 02 01-03 «Геоинформационные системы», 1-31 02 01-03 01 «Геоинформационные системы военного направления»; 1-31 02 03 «Космоаэрокартография»; 1-33 01 02 «Геоэкология» / Н. С. Шевцова ; БГУ. Электрон. текстовые дан. Минск : БГУ, 2019. 181 с. : табл. Библиогр.: с. 172–176. Режим доступа: http://elib.bsu.by/handle/123456789/234480. Загл. с экрана. Деп. 27.11.2019, № 011327112019.

В электронном учебно-методическом комплексе (ЭУМК) представлены материалы по экономической, социальной и политической географии мира. ЭУМК состоит из двух частей. В первой части рассмотрены теоретические вопросы развития современного мирового хозяйства и условия его функционирования, а также структурные и территориальные особенности современного мирового хозяйства. Вторая часть посвящена региональной экономической и политической географии зарубежных стран Европы, Азии, Америки, Африки и Океании. На страноведческом уровне в ЭУМК дан экономико-географический анализ природно-ресурсного потенциала, населения и хозяйства разных стран мира, в том числе ФРГ, Франции, Великобритании, Италии, Польши, Японии, Китая, США, Бразилии и др.

УДК 631:551.50(075.8)
Каўрыга П. А. **Аграметэаралогія** [Электронны рэсурс] : электрон. вучэб.-метад. комплекс для спец. 1-31 02 02 «Гідраметэаралогія» / П. А. Каўрыга ; БДУ. Электрон. тэкставыя дан. Мінск : БДУ, 2019. 128 с. : іл. Бібліягр.: с. 115–117. Рэжым доступу: http://elib.bsu.by/handle/123456789/237995. Загал. з экрана. Дэп. 21.01.2020, № 000221012020.

Электронны вучэбна-метадычны комплекс (ЭВМК) прызначаны для студэнтаў спецыяльнасці 1-31 02 02 «Гідраметэаралогія». Змест ЭВМК прадугледжвае вывучэнне аграметэаралагічных чыннікаў, якія вызначаюць рост, развіццё і прадукцыйнасць сельскагаспадарчых культур. Паказана сутнасць небяспечных для сельскай гаспадаркі з'яў надвор'я і абгрунтаваны мерапрыемствы па барацьбе з імі. Значнае месца аддаецца аналізу важнейшых сельскагаспадарчых культур у адпаведнасці з іх патрабаваннямі да аграметэаралагічных умоў. Выкладзены асновы агракліматалогіі, метады сельскагаспадарчай ацэнкі, банітавання кліматычных рэсурсаў і агракліматычнага раянавання.

Дадзена агракліматычная ацэнка змяненняў сучаснага клімату і прыстасавання сельскай гаспадаркі. Характарызуецца мікракліматычная неаднароднасць агракліматычных рэсурсаў і метады іх паляпшэння для сельскай гаспадаркі. Звяртаецца ўвага на станаўленне сельскагаспадарчай біятэхналогіі для атрымання генетычна мадыфікаваных раслін пры дапамозе геннай інжынерыі.

УДК 911.52:550.4(075.8)
Геохимия ландшафтов [Электронный ресурс] : электрон. учеб.-метод. комплекс для спец.: 1-56 02 02 «Геоинформационные системы (по направлениям)», направления спец.: 1-56 02 02-01 «Геоинформационные системы (земельно-кадастровые)», 1-56 02 02-02 «Геоинформационные системы (специальные)»; 1-31 02 01 «География (по направлениям)», направление спец. 1-31 02 01-02 «География (научно-педагогическая деятельность)» / БГУ ; сост.: Н. В. Ковальчик [и др.]. Электрон. текстовые дан. Минск :

БГУ, 2019. 68 с. : ил., табл. Библиогр.: с. 68. Режим доступа: http://elib.bsu.by/handle/123456789/238949. Загл. с экрана. Деп. 29.01.2020, № 000329012020.

Электронный учебно-методический комплекс (ЭУМК) предназначен для студентов, обучающихся по специальностям 1-56 02 02 «Геоинформационные системы (по направлениям)» и 1-31 02 01 «География (по направлениям)». Содержание ЭУМК предполагает повышение эффективности управления образовательным процессом и самостоятельной работой студентов по освоению учебной дисциплины «Геохимия ландшафтов» с помощью внедрения в образовательный процесс инновационных образовательных технологий, обеспечение качественной подготовки высококвалифицированных специалистов.

УДК 33:911.37(075.8)

Антипова Е. А. **География населения** [Электронный ресурс] : электрон. учеб.-метод. комплекс для спец. 1-31 02 01 «География (по направлениям)» / Е. А. Антипова ; БГУ. Электрон. текстовые дан. Минск : БГУ, 2019. 62 с. : табл. Библиогр.: с. 45–46. Режим доступа: http://elib.bsu.by/handle/123456789/239041. Загл. с экрана. Деп. 29.01.2020, № 000429012020.

Электронный учебно-методический комплекс (ЭУМК) предназначен для студентов специальности 1-31 02 01 «География (по направлениям)». В ЭУМК представлены материалы по географии населения. ЭУМК состоит из четырех разделов. В них рассматриваются вопросы теории и методики географии населения, основ демографии и геодемографии, географии миграций, динамики численности населения, географии расселения населения, этнической географии, географии населения Беларуси.

УДК 622.24(075.8)

Методика буровых работ [Электронный ресурс] : электрон. учеб.-метод. комплекс для спец. 1-51 01 01 «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых» / БГУ ; сост.: Д. Л. Творонович-Севрук, В. И. Зуй. Электрон. текстовые дан. Минск : БГУ, 2019. 46 с. : ил., табл. Библиогр.: с. 45–46. Режим доступа: http://elib.bsu.by/handle/123456789/241481. Загл. с экрана. Деп. 19.03.2020, № 002619032020.

Электронный учебно-методический комплекс (ЭУМК) предназначен для студентов, обучающихся по специальности 1-51 01 01 «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых». Содержание ЭУМК предполагает повышение эффективности управления образовательным процессом и самостоятельной работой студентов по освоению учебной дисциплины «Методика буровых работ» с помощью внедрения в образовательный процесс инновационных образовательных технологий, обеспечение качественной подготовки высококвалифицированных специалистов-геологов.

УДК 550.36(075.8)

Основы геотермии [Электронный ресурс] : электрон. учеб.-метод. комплекс для спец. 1-51 80 04 «Геология» / БГУ ; сост.: В. И. Зуй, Д. Л. Творонович-Севрук. Электрон. текстовые дан. Минск : БГУ, 2019. 47 с. : ил., табл. Библиогр.: с. 45–47. Режим доступа: http://elib.bsu.by/handle/123456789/241482. Загл. с экрана. Деп. 20.03.2020, № 002720032020.

Электронный учебно-методический комплекс (ЭУМК) предназначен для магистрантов, обучающихся по специальности 1-51 80 04 «Геология». Содержание ЭУМК предполагает повышение эффективности управления образовательным процессом и самостоятельной работой магистрантов по освоению учебной дисциплины «Основы геотермии» с помощью внедрения в образовательный процесс инновационных образовательных технологий, обеспечение качественной подготовки высококвалифицированных специалистов-геологов.

УДК 91:51(075.8)

Карпиченко А. А. **Математические методы в географии** [Электронный ресурс] : электрон. учеб.-метод. комплекс для спец.: 1-31 02 01 «География (по направлениям)», направление спец. 1-31 02 01-02 «География (научно-педагогическая деятельность)»; 1-31 02 03 «Космоаэрокартография»; 1-33 01 02 «Геоэкология» / А. А. Карпиченко, Н. К. Чертко ; БГУ. Электрон. текстовые дан. Минск : БГУ, 2019. 61 с. : табл. Библиогр.: с. 59. Режим доступа: http://elib.bsu.by/handle/123456789/241510. Загл. с экрана. Деп. 26.03.2020, № 003026032020.

Электронный учебно-методический комплекс (ЭУМК) предназначен для студентов, обучающихся по специальностям 1-31 02 01 «География (по направлениям)», 1-31 02 03 «Космоаэрокартография», 1-33 01 02 «Геоэкология». Содержание ЭУМК посвящено методическим правилам применения

математических методов в географических, геоэкологических и картографических исследованиях, способствует формированию у студентов навыков в области математического анализа и моделирования, обработки результатов полевых и экспериментальных исследований и измерений, оценки степени их достоверности.

УДК 91:004(075.8)
Введение в ГИС [Электронный ресурс] : электрон. учеб.-метод. комплекс для спец. 1-56 02 02 «Геоинформационные системы (по направлениям)», направления спец.: 1-56 02 02-01 «Геоинформационные системы (земельно-кадастровые)», 1-56 02 02-02 «Геоинформационные системы (специальные)» / БГУ ; сост.: Н. В. Жуковская, О. М. Ковалевская. Электрон. текстовые дан. Минск : БГУ, 2019. 40 с. : ил., табл. Библиогр.: с. 39–40. Режим доступа: http://elib.bsu.by/handle/123456789/241611. Загл. с экрана. Деп. 02.04.2020, № 003202042020.

Электронный учебно-методический комплекс (ЭУМК) предназначен для студентов, обучающихся по специальности 1-56 02 02 «Геоинформационные системы (по направлениям)». Содержание ЭУМК предполагает повышение эффективности управления образовательным процессом и самостоятельной работой студентов по освоению учебной дисциплины «Введение в ГИС» с помощью внедрения в образовательный процесс инновационных образовательных технологий, обеспечение качественной подготовки высококвалифицированных специалистов.

УДК 502.51:502.175(075.8)
Логинова Е. В. **Гидроэкология** [Электронный ресурс] : электрон. учеб.-метод. комплекс для спец. 1-31 02 02 «Гидрометеорология» / Е. В. Логинова ; БГУ. Электрон. текстовые дан. Минск : БГУ, 2019. 191 с. : табл. Библиогр.: с. 190–191. Режим доступа: http://elib.bsu.by/handle/123456789/241625. Загл. с экрана. Деп. 04.04.2020, № 003304042020.

Электронный учебно-методический комплекс (ЭУМК) предназначен для студентов специальности 1-31 02 02 «Гидрометеорология» дневной формы обучения. Содержание ЭУМК предполагает изучение следующих вопросов: место гидроэкологии среди наук гидрологического цикла, основные законы экогидросферы, структура сообществ гидробионтов и особенности их биологии в связи с выполняемыми функциями в гидросфере, источники загрязнения водной среды, антропогенные воздействия на водные экосистемы и организм человека, понятие экологической безопасности, методы и способы защиты гидросферы, гидроэкологический мониторинг и экспертиза, нормирование качества водной среды, ГВК, показатели качества воды, развитие основных групп гидробионтов и их эколого-географическая характеристика.

УДК 551.589(075.8)
Логинова Е. В. **Прикладная климатология** [Электронный ресурс] : электрон. учеб.-метод. комплекс для спец. 1-31 02 02 «Гидрометеорология» / Е. В. Логинова ; БГУ. Электрон. текстовые дан. Минск : БГУ, 2019. 200 с. : ил., табл. Библиогр.: с. 199–200. Режим доступа: http://elib.bsu.by/handle/123456789/241626. Загл. с экрана. Деп. 04.04.2020, № 003404042020.

Электронный учебно-методический комплекс (ЭУМК) предназначен для студентов специальности 1-31 02 02 «Гидрометеорология» дневной формы обучения. Содержание ЭУМК предполагает изучение следующих вопросов: предмет и состав прикладной климатологии, история науки, метеорологическая информационная сеть, учет влияния климатических условий при строительстве и эксплуатации зданий, влияние климата на работу механизмов, авиации, наземного транспорта, энергетики, сельского хозяйства, строительства и других отраслей экономики, а также жизнедеятельность человека; биоклиматические индексы, акклиматизация, климат и рекреация.

УДК 911.2(075.8)
Гледко Ю. А. **Общее землеведение** [Электронный ресурс] : электрон. учеб.-метод. комплекс для спец.: 1-31 02 01 «География (по направлениям)», 1-31 02 02 «Гидрометеорология», 1-31 02 03 «Космоаэрокартография», 1-33 01 02 «Геоэкология», 1-56 02 02-01 «Геоинформационные системы (земельно-кадастровые)» / Ю. А. Гледко, О. В. Давыденко ; БГУ. Электрон. текстовые дан. Минск : БГУ, 2019. 52 с. : табл. Библиогр.: с. 46–49. Режим доступа: http://elib.bsu.by/handle/123456789/241627. Загл. с экрана. Деп. 04.04.2020, № 003504042020.

Электронный учебно-методический комплекс (ЭУМК) предназначен для студентов специальностей 1-31 02 01 «География (по направлениям)», 1-31 02 02 «Гидрометеорология», 1-31 02 03 «Космоаэрокартография», 1-33 01 02 «Геоэкология», 1-56 02 02-01 «Геоинформационные системы (земельно-кадастровые)» факультета географии и геоинформатики Белорусского государственного университета. В ЭУМК рассматриваются основы учения о географической оболочке, ее строении, основных законах и закономерностях развития, анализируются современные экологические проблемы. Представлена тематика, содержание и методические рекомендации для выполнения лабораторных и практических работ, перечень вопросов и заданий для семинарских занятий, открытые эвристические задания для управляемой самостоятельной работы студентов, минимум географической номенклатуры, примерный перечень заданий в тестовой форме для итогового и промежуточного контроля знаний.

СОДЕРЖАНИЕ

ГЕОГРАФИЯ

Данилович И. С., Мельник В. И., Гейер Б. Современные изменения климата Белорусского Полесья: причины, следствия, прогнозы 3

Губарева Ю. А. Пространственные особенности семейной структуры населения Беларуси в период социально-экономических трансформаций 14

Маргарян В. Г. Расчет зимнего среднедекадного минимального стока рек бассейна озера Севан и анализ его временной изменчивости 27

Матюшевская Е. В., Киселев В. Н., Яротов А. Е., Хвиневич В. А. Продукционный потенциал сосны на полугидроморфном эдафотопе Белорусского Полесья в изменяющихся климатических условиях 36

Зерницкая В. П., Власов Б. П., Матвеев А. В., Новик А. А., Субетто Д. А., Кублицкий Ю. А., Орлов А. В. Корреляция динамики окружающей среды юго-восточной периферии Поозерского (Валдайского) оледенения в позднеледниковье и голоцене 45

ГЕОЛОГИЯ

Комаровский М. Е. Влияние соляных структур на заложение ледниковых ложбин в пределах Припятского прогиба (Беларусь) 60

Василёнок Е. А. Классификация минеральных компонентов гранитоидов методами цифровой петрографии и машинного обучения 75

Самодуров В. П., Василёнок Е. А., Еленский Ю. Н., Ероховец А. М. Цифровая ультрафиолетовая петрография: методические подходы и приложения 86

Андреев Д. Н., Рахматуллаев Х. Х., Зуй В. И. Тепловой поток Узбекистана: геология и интерпретация 95

Аннотации депонированных в БГУ работ 106

CONTENTS

GEOGRAPHY

Danilovich I. S., Melnik V. I., Geyer B. The current climate changes in Belarusian Polesje region: factors, consequences, projections 3

Gubareva Y. A. Spatial features of population family structure of Belarus during the period of socio-economic transformations 14

Margaryan V. G. Calculation of winter average ten-day minimum flows of rivers of the Lake Sevan Basin and analysis of its time variability 27

Matsiusheuskaya K. V., Kisialiou V. N., Yarotau A. E., Khvinevich V. A. Pine production potential on semihydromorphic edafotope of Belarusian Polesje under changing climatic conditions 36

Zernitskaya V. P., Vlasov B. P., Matveev A. V., Novik A. A., Subetto D. A., Kublitskiy Yu. A., Orlov A. V. The correlation of the environmental dynamics of the southeastern periphery of the Poozerye (Valdai) glaciation in the Late Glacial and Holocene 45

GEOLOGY

Komarovskiy M. E. Influence of salt structures on the location of glacial valleys within the Pripyat Trough (Belarus) 60

Vasilionak A. A. Classification of mineral components of granitoid rocks by using methods of digital petrography and machine learning 75

Samodurov V. P., Vasilionak A. A., Yalenski Yu. N., Erohovets A. M. Digital ultraviolet petrography: approaches and applications 86

Andreyev D. N., Rakhmatullayev Kh. Kh., Zui V. I. Heat flow of Uzbekistan: geology and interpretation 95

Indicative abstracts of the papers deposited in BSU 106

Журнал включен Высшей аттестационной комиссией Республики Беларусь в Перечень научных изданий для опубликования результатов диссертационных исследований по географическим и геолого-минералогическим наукам.

Журнал включен в библиографическую базу данных научных публикаций «Российский индекс научного цитирования» (РИНЦ).

Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология. № 1. 2020

Учредитель:
Белорусский государственный университет

Юридический адрес: пр. Независимости, 4, 220030, г. Минск.
Почтовый адрес: пр. Независимости, 4, 220030, г. Минск.
Тел. 259-70-74, 259-70-75.
E-mail: jgeo@bsu.by
URL: https://journals.bsu.by/index.php/geography

«Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология» издается с января 1969 г.
До 2017 г. выходил под названием «Вестник БГУ. Серия 2, Химия. Биология. География» (ISSN 2308-9164).

Редактор *О. А. Семенец*
Технический редактор *Ю. А. Тарайковская*
Корректор *Л. А. Меркуль*

Подписано в печать 29.05.2020.
Тираж 100 экз. Заказ 196.

Республиканское унитарное предприятие «Информационно-вычислительный центр Министерства финансов Республики Беларусь».
ЛП № 02330/89 от 03.03.2014.
Ул. Кальварийская, 17, 220004, г. Минск.

© БГУ, 2020

Journal of the Belarusian State University. Geography and Geology. No. 1. 2020

Founder:
Belarusian State University

Registered address: 4 Niezaliežnasci Ave., Minsk 220030.
Correspondence address: 4 Niezaliežnasci Ave., Minsk 220030.
Tel. 259-70-74, 259-70-75.
E-mail: jgeo@bsu.by
URL: https://journals.bsu.by/index.php/geography

«Journal of the Belarusian State University. Geography and Geology» published since January, 1969.
Until 2017 named «Vestnik BGU. Seriya 2, Khimiya. Biologiya. Geografiya» (ISSN 2308-9164).

Editor *O. A. Semenets*
Technical editor *Y. A. Taraikouskaya*
Proofreader *L. A. Merkul'*

Signed print 29.05.2020.
Edition 100 copies. Order number 196.

Republican Unitary Enterprise «Informatsionno-vychislitel'nyi tsentr Ministerstva finansov Respubliki Belarus'».
License for publishing No. 02330/89, 3 March 2014.
17 Kal'varyjskaja Str., Minsk 220004.

© BSU, 2020