

ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 551.340; 557.79

DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2020-3(3-17)

ДИСКУССИОННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОКРИОЛОГИИ:
ОБЗОР ДОСТИЖЕНИЙ**С.М. Фотиев***Институт криосферы Земли СО РАН, 625026, Тюмень, ул. Малыгина, 86, Россия*

Изложены результаты изучения наиболее дискуссионных теоретических и региональных проблем геокриологии, которыми автор занимался на протяжении своей научной деятельности с 1954 г. В развитие теоретических основ геокриологии впервые составлена летопись изменений геокриологических условий для последних 3.1 млн лет. Проблема криогенного метаморфизма пород и подземных вод в недрах структур впервые рассмотрена с позиции теплового взаимодействия природных вод и толщ многолетне-мерзлых пород. Региональные исследования автора в Южной Якутии позволили объяснить формирование толщи мерзлых пород с разной температурой (от +2 °С на междуречьях до –4 °С в днищах долин), значительной прерывистости (в среднем до 50 %) и небольшой мощности (от 0 до 150 м), а также обилие крупных источников подземных вод с дебитом до 2–10 м³/с. Причинами существования этих особенностей являются инверсия температуры воздуха и инфильтрация дождевых вод на фоне активных тектонических движений. Доказана синкриогенная природа голоценовых торфяников на севере Западной Сибири и выявлены причины формирования мощных (до 7 м) торфяников в арктических районах. Доказано, что в раннем голоцене существенного (на 400–500 м) продвижения границы леса на территорию современной тундры не было, так как березовые рощи с высоким бонитетом деревьев произрастали только в бортовых частях озерных котловин.

Геокриологическая летопись, криогенный метаморфизм, мерзлые породы, подземные воды, инверсия температуры воздуха, инфильтрация, арктические торфяники

DEBATABLE PROBLEMS OF GEOCRYOLOGY:
REVIEW OF ACHIEVEMENTS**S.M. Fotiev***Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS, 86, Malygina str., Tyumen, 625026, Russia*

The author has studied the most debatable theoretical and regional issues of geocryology since 1954 during his entire research work. This article presents the results of this work. The chronicle of changes in geocryological conditions for the last 3.1 million years was compiled for the first time to improve upon theoretical fundamentals of geocryology. The problem of the cryogenic metamorphism of deposits and ground waters within the geological structures was first considered from the position of thermal interaction between natural waters and permafrost section. Regional studies of the author in southern Yakutia allowed explaining several phenomena. Those are ground temperature formation (from +2 °C in the interfluves to –4 °C in the valley bottoms), significant (on average up to 50 %) permafrost discontinuity along with relatively small (from 0 to 150 m) permafrost thickness. The author also interpreted the abundance of large groundwater springs with an output up to 2–10 m³/s. The main controls for that phenomena are an air temperature inversion and infiltration of rainwater simultaneously with active tectonic movements. For the North of West Siberia, the author proved syncryogenic nature of the Holocene peatlands and revealed the reasons for formation of thick (up to 7 m) peatlands in Arctic regions. It is also demonstrated that forest's boundary did not advance essentially (for 400–500 m) onto the territory of the contemporary tundra in the early Holocene. The author explains this by the fact that at that time birchwood of high productivity grew only at the lake depression slopes.

Geocryological chronicle, cryogenic metamorphism, frozen ground, ground waters, air temperature inversion, infiltration, Arctic peatlands

От редакции журнала “Криосфера Земли”. Настоящая статья готовилась С.М. Фотиевым в 2016–2017 гг. как обзор результатов изучения некоторых проблем геокриологии, над которыми он работал на протяжении практически всей жизни. Однако полностью подготовить эту статью Сергей Михайлович не успел. Редколлегия журнала “Криосфера Земли”, ответственным секретарем которого С.М. Фотиев являлся с момента его основания, взяла на себя смелость подготовить статью к публикации, подвергнув ее минимальным изменениям. Не все разделы статьи написаны с учетом результатов последних исследований, однако они отражают видение проблем автором в то время, когда он ими занимался. В целом мы рассматриваем статью как анализ достижений одного из крупнейших геокриологов XX в., подготовленный им самим.

ВВЕДЕНИЕ

Современные гидрогеологические и геокриологические условия практически всех регионов России – результат сложного и неоднозначного взаимодействия толщ многолетнемерзлых пород (ММП) и подземных вод в недрах геологических структур на протяжении четвертичного периода. К такому выводу автор пришел, работая над монографией [Фотиев, 1965], в которой обобщены результаты исследований автора на территории Южной Якутии в 1953–1961 гг. Этот вывод выявил необходимость совместного изучения вопросов формирования подземных вод и толщ мерзлых пород на всей территории России. Теоретические и региональные вопросы истории развития криогенеза и формирования гидрогеокриологических условий решались и решаются большим коллективом ученых-геокриологов. Поэтому неудивительно появление ряда дискуссионных проблем, которые условно можно разделить на теоретические и региональные. *Теоретические проблемы* связаны с развитием криогенеза на всей территории криогенной области (КО), а *региональные*

проблемы – с его развитием под влиянием местных (региональных) факторов. В некоторых регионах влияние местных факторов столь велико, что именно они определяют специфику развития криогенного процесса.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ

Геокриологическая летопись Сибири

Огромный фактический материал, накопленный к настоящему времени, указывает на существенную перестройку природной среды в разные эпохи четвертичного периода. Он свидетельствует также об изменении площадей активного развития криогенного метаморфизма пород и подземных вод. Следы многолетнего промерзания пород отмечаются практически на всей территории России и в сопредельных странах. Малое количество фактических данных и слабая возрастная привязка криоиндикаторов не позволяли реконструировать геокриологическую обстановку позднего плиоцена, эоплейстоцена, а также раннего и среднего неоплейстоцена. Достаточно хорошо сохранились, а поэтому наиболее детально изучены

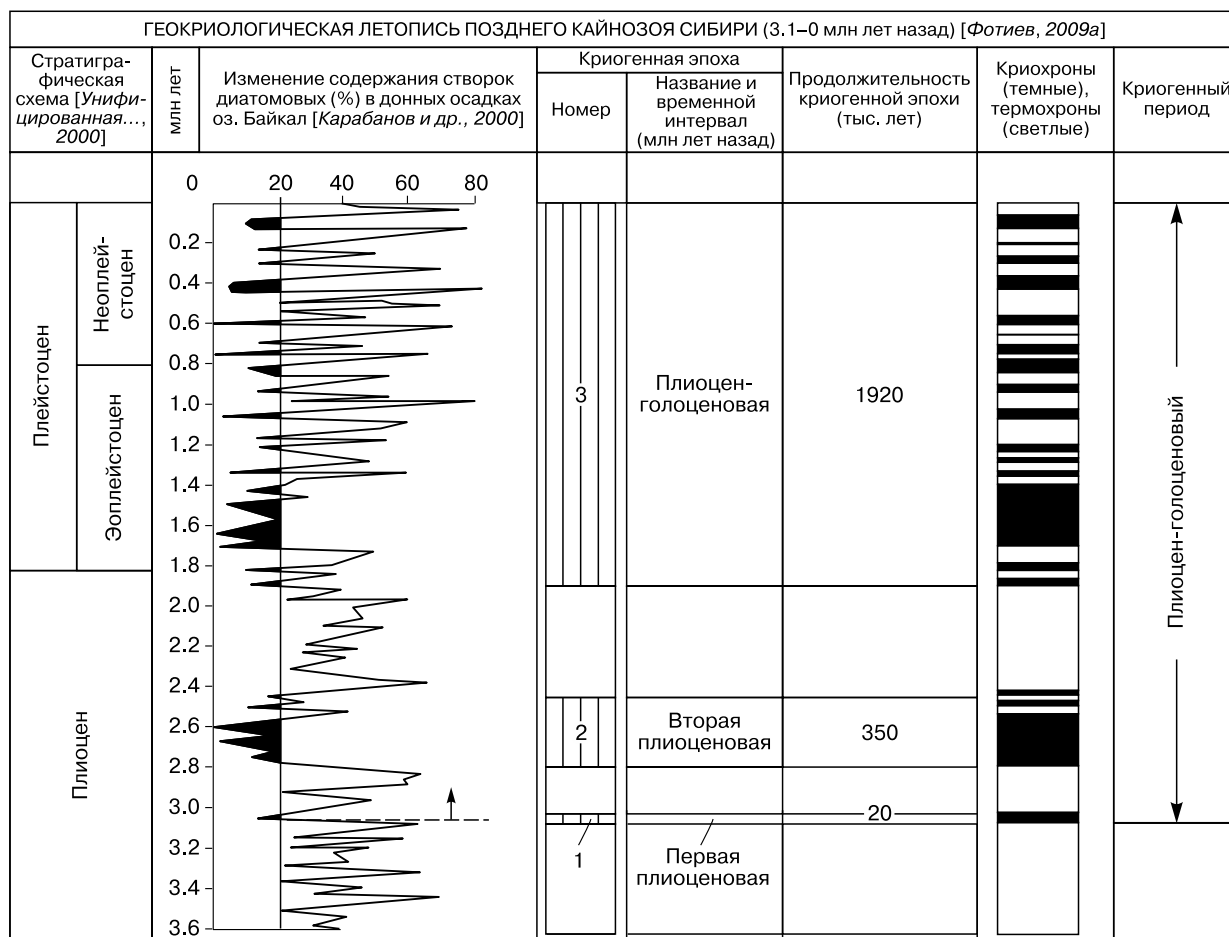


Рис. 1. Геокриологическая летопись позднего кайнозоя (3.1–0 млн лет назад).

лишь криоиндикаторы криохронов и термохронов позднего неоплейстоцена и голоцена. Поэтому история формирования криогенной толщи в четвертичном периоде рассматривалась геокриологами лишь в самых общих чертах. В настоящее время ситуация изменилась. Большим коллективом ученых [Безрукова и др., 1999; Карабанов и др., 2000, 2001; Вильямс и др., 2001], тщательно и всесторонне изучавших донные осадки оз. Байкал, составлена непрерывная палеоклиматическая летопись последних 5 миллионов лет. По содержанию в донных отложениях створок диатомовых водорослей (ДВ) и биогенного кремнезема ($SiO_{2\text{биог}}$) в байкальских записях четко обособились теплые и холодные климатические эпохи.

Подробные сведения об изменении климата за последние 5 миллионов лет потребовали пересмотра существующих представлений о количестве и суровости геокриологических эпох. Для выделения на климатической летописи временных интервалов экстремально холодных криохронов и экстремально теплых термохронов автор использовал в качестве эталонов пики содержания ДВ и $SiO_{2\text{биог}}$ в донных осадках сартанской и казанцевской эпох позднего неоплейстоцена. В результате геокриологической интерпретации климатической летописи составлены две геокриологические летописи, приведенные на рис. 1, 2.

Геокриологическая летопись позднего кайнозоя (см. рис. 1) составлена на основе геокриологи-

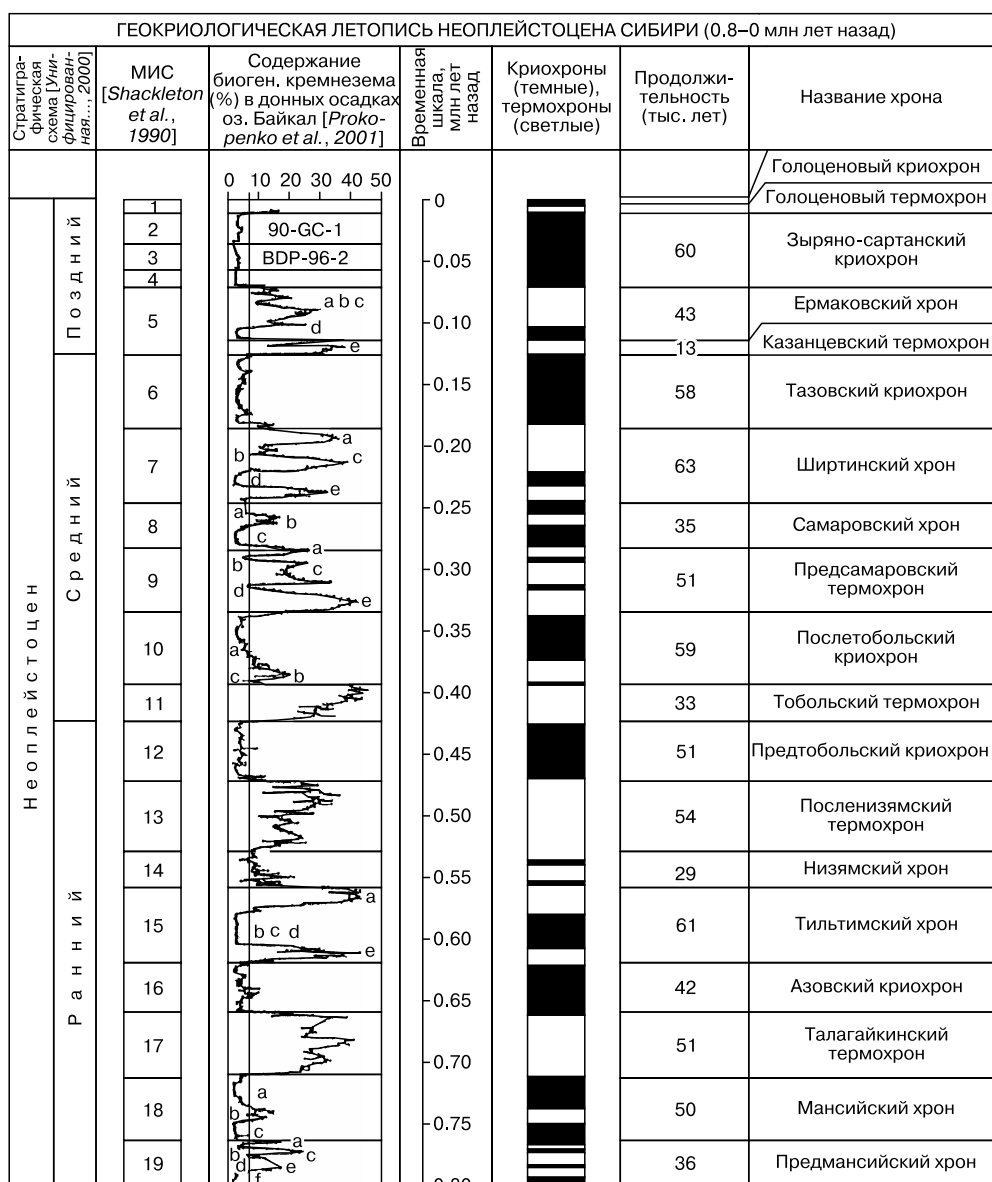


Рис. 2. Геокриологическая летопись неоплейстоцена (0,8–0 млн лет назад).

ческой интерпретации записи изменения количества створок ДВ в донных отложениях оз. Байкал [Карabanов и др., 2000]. В летописи отчетливо выделяются временные интервалы плиоцен-голоценового криогенного периода, состоящего из трех холодных эпох, разделенных продолжительными по времени теплыми климатическими эпохами. *Первая плиоценовая криогенная эпоха* (3.10–3.08 млн лет назад) была короткой (всего 20 тыс. лет) и наименее холодной. *Вторая плиоценовая криогенная эпоха* (2.82–2.47 млн лет назад) отличалась очень холодным климатом и самыми суровыми геокриологическими условиями за весь криогенный период. *Третья плейстоцен-голоценовая криогенная эпоха* началась 1.92 млн лет назад и продолжается до настоящего времени [Фотиев, 2009а].

Геокриологическая летопись неоплейстоцена (см. рис. 2) составлена на основе геокриологической интерпретации содержания биогенного кремнезема в донных отложениях оз. Байкал. В летописи четко выделяются 39 временных интервалов: 20 криохронов и 19 термохронов. Криохроны (содержание $\text{SiO}_{2\text{биог}}$ равно 2–5 %) на записи имеют вид корытообразных понижений с плоским или наклонным дном, а термохроны, во время которых содержание $\text{SiO}_{2\text{биог}}$ превышает 40 %, имеют вид ярко выраженных остроконечных пиков. В экстремально холодные криохроны (морские изотопные стадии (МИС) 16, 12, 10а, 8с, 6 и 2) средняя годовая температура воздуха ($T_{\text{в}}$) опускалась ниже современной на 8–15 °С. На огромной площади формировалась и длительное время существовала низкотемпературная (от –3 до –25...–30 °С), мощная (300–1500 м), сплошная по распространению криогенная толща (КТ) – толща пород с отрицательной температурой. Протяженность вдоль меридианов субаэральной КО в эти периоды была максимальной (до 3300 км на Западно-Сибирской плите и до 3000 км на Сибирской платформе). В экстремально теплые термохроны (МИС 17, 13, 11, 7 и 5е) $T_{\text{в}}$ была выше современной на 2–4 °С, а по сравнению с предыдущими криохронами она резко увеличилась на 10–19 °С. В южных районах КО криогенная толща деградировала почти полностью, а в центральных – частично. В северных районах сохранялись суровые климатические и геокриологические условия, среднегодовая температура пород ($T_{\text{п}}$) повышалась, иногда значительно, но в пределах отрицательных значений. Протяженность субаэральной КО в арктических районах сокращалась за счет затопления шельфа морскими водами [Романовский, 1993; Фотиев, 2005, 2009а].

На территории современной КО достаточно уверенно проводится граница между северной и южной геокриологическими зонами, которая территориально совпадает с границей смыкания КТ

голоценового и неоплейстоценового возраста. К северу от границы, в северной геокриологической зоне, развита низкотемпературная (от –2 до –13 °С), мощная (от 300 до 1500 м), сплошная по распространению КТ преимущественно неоплейстоценового возраста. К югу от границы, в южной геокриологической зоне, развита высокотемпературная (от 0 до –2 °С), маломощная (от 0 до 150 м), прерывистая и островная КТ голоценового возраста. В северной части южной геокриологической зоны КТ голоценового возраста в недрах структур отделена от КТ неоплейстоценового возраста ярким породам с положительной температурой.

Криогенный метаморфизм пород

Различные типы гидрогеологических структур на территории России и на прилегающих территориях и акваториях сформировались уже в плиоцене. В неоплейстоцене и голоцене развитие артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов продолжалось, но оно происходило в иных климатических и геотермических условиях. В плиоцене (3.1 млн лет назад) в связи с резким похолоданием климата и увеличением его суровости на огромной циркумполярной площади началось многолетнее промерзание пород и формирование КТ. Отрицательная температура – важнейшее условие развития процесса криогенного метаморфизма пород. На протяжении десятков и сотен тысяч лет под воздействием криогенного метаморфизма в недрах структур произошло существенное криогенное преобразование толщи пород.

На протяжении криогенного периода (от 3.1 до 0 млн лет) природные воды (атмосферные, поверхностные и подземные) препятствовали процессу промерзания пород в недрах структур. Влияние природных вод на условия промерзания пород в той или иной степени изучалось многими гидрогеологами-геокриологами [Баранов, 1940; Толстихин О.Н., 1941; Толстихин Н.И., 1974; Швецов, 1951; Калабин, 1960; Пономарев, 1960; Чижов, 1966; Вельмина, 1970; Неизвестнов и др., 1971; Романовский, Чижов, 1972]. Однако ведущая роль природных вод в формировании многоярусного строения КТ и степени ее прерывистости впервые была оценена автором [Фотиев, 1971, 1978, 2009б].

Гидрогеокриологическое строение криогенной толщи. В зависимости от наличия воды в порах и трещинах, ее химического состава и минерализации автором предложено различать три типа криогенного метаморфизма пород. *Первый тип* – криогенный метаморфизм пород, трещины и поры которых заполнены пресными водами; *второй тип* – криогенный метаморфизм пород, трещины и поры которых заполнены солеными водами или рассолами; *третий тип* – криогенный метаморфизм монолитных, а также пористых или трещиноватых, но воздушно-сухих пород.

Таблица 1. Гидрогеокриологические условия формирования различных типов криогенной толщи [Фотиев, 2009б]

Тип криогенной толщи	Гидрогеокриологические условия формирования криогенной толщи	Структура криогенной толщи и индекс типа*	Название криогенной толщи
КТ-1	Мощность зоны пресных вод больше мощности криогенной толщи	I	Толща мерзлых пород
КТ-2	Мощность зоны пресных вод меньше мощности криогенной толщи: ниже залегают породы, трещины и поры которых заполнены солеными водами и рассолами	I–II	Толща мерзлых и охлажденных пород
КТ-3	Мощность зоны пресных вод меньше мощности криогенной толщи: ниже залегают воздушно-сухие или монолитные скальные породы	I–III	Толща мерзлых и морозных пород
КТ-4	Зона пресных вод отсутствует: мощность зоны соленых вод и рассолов превышает мощность криогенной толщи	II	Толща охлажденных пород
КТ-5	Мощность зоны соленых вод и рассолов меньше мощности криогенной толщи: ниже залегают породы, трещины и поры которых заполнены пресными или слабосоленоватыми водами	II–I	Толща охлажденных и мерзлых пород
КТ-6	Мощность зоны соленых вод и рассолов меньше мощности криогенной толщи: ниже залегают воздушно-сухие или монолитные скальные породы	II–III	Толща охлажденных и морозных пород
КТ-7	Мощность воздушно-сухих пород больше мощности криогенной толщи	III	Толща морозных пород
КТ-8	Мощность воздушно-сухих пород меньше мощности криогенной толщи: ниже залегают породы, трещины и поры которых заполнены пресными или слабосоленоватыми водами	III–I	Толща морозных и мерзлых пород
КТ-9	Мощность воздушно-сухих пород меньше мощности криогенной толщи: ниже залегают породы, трещины и поры которых заполнены солеными водами и рассолами	III–II	Толща морозных и охлажденных пород

* I – ярус мерзлых пород, трещины и поры которых заполнены льдом; II – ярус охлажденных пород, трещины и поры которых заполнены солеными водами и рассолами; III – ярус морозных пород, трещины и поры которых не содержат ни воды, ни льда.

В недрах структур в конкретных гидрогеокриологических условиях формировались различные ярусы КТ, представленные мерзлыми, охлажденными и морозными породами. Оценивая различные варианты криогенного преобразования толщи пород в недрах структур с различной гидрохимической зональностью подземных вод, автор выявил и охарактеризовал конкретные сочетания гидрогеологических и геокриологических условий, которые необходимы для формирования 9 типов КТ (табл. 1). Подтипы КТ выделялись в зависимости от чередования криохронов и термохронов, обеспечивающих агградацию или деградацию КТ. Принцип выделения подтипов КТ свидетельствует о том, что они могут формироваться и существовать только в южной геокриологической зоне.

Прерывистость и распространение криогенной толщи. Зональные изменения T_n и распространения мерзлых толщ на территории СССР впервые выявил и объяснил М.И. Сумгин [1927]. Он же предложил выделять три зоны: сплошного, прерывистого и островного распространения “вечномерзлых грунтов”. Прошли десятилетия, менялись количество зон и критерии их выделения. Одни геокриологи выделяли зоны по температуре мерзлых пород, другие – по мощности тол-

щи мерзлых пород. Однако до сих пор единого критерия для обоснования признаков той или иной зоны нет [Фотиев, 1978, 2009б]. По мнению автора, единственным критерием, объективно отражающим распространение КТ на площади любой величины и на картах любого масштаба, может быть только соотношение площадей, занятых ММП и сквозными таликами. По этому признаку автор предложил выделять три типа КТ, определяющих зоны распространения КТ на территории КО, и шесть подтипов КТ, определяющих внутризональное соотношение площадей распространения ММП и сквозных таликов. Криогенная толща каждого подтипа в зависимости от площади сквозных таликов дополнительно оценивается по степени прерывистости (табл. 2). Познать закономерности образования разных зон, выделенных по степени прерывистости КТ, можно лишь на основе изучения закономерностей формирования и условий распространения сквозных таликов всех генетических классов. Какие же талики определяют степень прерывистости КТ? За счет какой тепловой энергии даже на севере КО в толще низкотемпературных мерзлых пород сформировались и существуют десятки и сотни тысяч лет сквозные талики, пронизывающие КТ от кровли до подошвы?

Таблица 2. Типизация криогенной толщи по распространению [Фотиев, 2009б]

Номер	Тип КТ	Площадь мерзлых пород, %	Номер	Подтип КТ	Площадь мерзлых пород, %	Площадь сквозных таликов, %	Степень прерывистости
I	Сплошная	95–100	1	Сплошная	95–100	0–5	Ничтожная
II	Прерывистая	50–95	2	Слабопрерывистая	75–95	5–25	Весьма незначительная
			3	Сильнопрерывистая	50–75	25–50	Незначительная
III	Островная	Менее 50	4	Массивно-островная	25–50	50–75	Значительная
			5	Островная	5–25	75–95	Весьма значительная
			6	Редкоостровная	0–5	95–100	Весьма значительная

К настоящему времени предложено много классификаций таликов (М.И. Сумгина, В.Ф. Тумеля, Ю.А. Билибина, И.Я. Баранова, Н.А. Вельминой, И.А. Некрасова, Н.Н. Романовского, С.Е. Суходольского, С.М. Фотиева, А.Б. Чижова и др.). Суть их рассмотрена в монографиях С.М. Фотиева [1978, 2009б]. В основу этих классификаций положены главные источники тепла (энергия Солнца, тепловой поток из недр Земли и экзотермические реакции), обеспечивающие формирование геотермических аномалий (таликов) на территории КО. Все авторы выделяли талики, в образовании которых принимают участие поверхностные и подземные воды, но они не акцентировали внимание на их ведущей роли. При изучении гидрогеокриологических условий Южной Якутии автор выявил огромную роль атмосферных, поверхностных и подземных вод в формировании геотермических аномалий, а следовательно, и в формировании прерывистости КТ. Именно поэтому в новой классификации таликов, наряду с таликами радиогенного, хемогенного и вулканогенного клас-

сов, в нее впервые были включены талики гидрогенного класса [Фотиев, 1968]. Автором показано, что ведущая роль в формировании гидрогенных таликов принадлежит конвективному теплообмену. Это основное и очень важное отличие таликов гидрогенного класса от таликов других классов.

Условия формирования гидрогенных таликов многообразны в связи с разнообразием факторов, определяющих направление и характер движения, режим, скорость и расход потока, а также температуру воды. В основу классификации таликов гидрогенного класса положено тепловое взаимодействие природных вод и мерзлых пород. Это позволило выделить *водно-тепловые талики*, в пределах которых породы и воды имеют положительную температуру, и *водно-химические талики*, в пределах которых породы и воды (в жидкой фазе) имеют отрицательную температуру [Фотиев, 1968, 1978]. Учитывая ведущую роль водно-тепловых таликов в формировании степени прерывистости КТ на всей территории КО, автор разработал специальную, достаточно подробную их классификацию (табл. 3).

Таблица 3. Классификация и характеристика водно-тепловых таликов гидрогенного класса

Классификация таликов			Характеристика таликов				
Класс	Тип	Вид	Основной фактор существования	Название	Оценка с гидрогеологических позиций	Районы распространения	Роль в формировании прерывистости криогенной толщи
Гидрогенные	Водно-тепловые	Водопоглощающие	Инфильтрация дождевых вод	Атмосферно-инфильтрационный	Очаги питания подземных вод	Только в Южной геокриологической зоне	Значительная, занимают большие площади
			Инфильтрация речных вод	Речной инфильтрационный		На всей территории криогенной области	Незначительная, имеют форму трубы или щели
			Инфильтрация озерных вод	Озерно-инфильтрационный			
		Водовыводящие	Напорная фильтрация восходящих потоков подземных вод	Напорно-фильтрационный	Очаги разгрузки подземных вод	То же	То же
			Безнапорная фильтрация нисходящих потоков подземных вод	Безнапорно-фильтрационный			
		Водопроявляющие	Речные воды и фильтрация аллювиальных вод	Подрусловой	Область транзита подземных вод	»	»
Водовмещающие	Озерные воды (свободная конвекция)	Подозерный	Вместилища грунтовых вод	»	»		

Ведущая роль в формировании прерывистости КТ принадлежит атмосферно-инфильтрационным таликам, так как теплосодержание дождевых вод, хотя и невелико по абсолютному значению, равновелико для больших территорий и, что самое главное, уменьшается с юга на север. Площади таких таликов в южных районах КО соизмеримы или превышают (иногда значительно) площадь островов ММП. Вот почему зональные и региональные условия формирования атмосферно-инфильтрационных таликов – основа районирования любой территории КО по распространению или по прерывистости КТ. Условия формирования сквозных таликов радиогенного, хемогенного и вулканогенного классов, а также четырех из пяти видов таликов гидрогенного класса – азональны. Их площади несоизмеримо малы по сравнению с массивами ММП, а их влияние на степень прерывистости КТ незначительно.

Предложенную автором типизацию КТ по распространению и прерывистости следует использовать как при характеристике КТ, так и при геокриологическом картировании любого масштаба. Внедрение предложенных автором градаций в практику геокриологических исследований избавит от излишней путаницы, существующей сейчас [Фотиев, 2009б].

Криогенный метаморфизм подземных вод в недрах структур

В настоящее время формируется новое направление в гидрогеологии – криогидрохимия. Ее задача – изучать результаты существенного и глубокого криогенного преобразования химического состава и минерализации природных вод и вмещающих их пород под воздействием сезонного или многолетнего криометаморфизма, протекающего при отрицательной температуре.

На территории России в пределах плит, платформ, горных сооружений и прилегающих акваторий в конце плейстоцена уже сформировались субаэральные и субаквальные артезианские бассейны (АБ) и гидрогеологические массивы (ГМ). Пространственная неоднородность гидрогеологических условий в недрах гидрогеологических структур определялась различной сменой и разной продолжительностью континентального (инфильтрационного), морского (осадочного) и метаморфического (или магматического) генетических циклов формирования подземных вод. *Континентальный (инфильтрационный) цикл* – время поднятия территории и (или) регрессии моря. Это время активной инфильтрации дождевых вод в недра структур и формирования в них пресных вод. *Морской цикл* – время погружения территории и (или) трансгрессии моря. Это время субмаринного осадконакопления и формирования в толще пород соленых седиментационных вод.

Метаморфический и магматический циклы – время образования разных типов освобожденных вод в очагах интрузий и вулканизма, в условиях высокой температуры и давления.

До начала криогенного периода (до 3.1 млн лет назад) на огромной территории Евразии господствовал продолжительный континентальный цикл формирования подземных вод. Именно поэтому в верхних горизонтах практически всех АБ и ГМ сформировалась мощная зона пресных вод.

На протяжении криогенного периода развитие гидрогеологических структур продолжалось, но оно протекало в иных геотемпературных условиях. На огромной территории и до большой глубины $T_{\text{п}}$ опустилась ниже 0°C – началось многолетнее промерзание пород и формирование КТ. Поры и трещины в породах в водоносных горизонтах цементировались льдом. Породы превращались в мощные (до 600 м) сплошные по распространению криогенные водоупоры с температурой пород в верхних горизонтах до $-20...-25^{\circ}\text{C}$. Это наиболее значимый результат криогенного преобразования условий водообмена в недрах структур. В отдельных регионах сформировались гидрогеокриологические структуры, в недрах которых подземные воды были полностью проморожены. Тем не менее при многократном промерзании и протаивании скальных пород на протяжении криогенного периода в недрах структур формировалась зона с повышенной криогенной трещиноватостью пород мощностью до 200 м, в результате чего условия водообмена улучшались.

Учитывая огромное влияние криогенного метаморфизма пород и подземных вод на условия формирования, распространение и химический состав подземных вод, предложено выделить криогенный период (3.1–0 млн лет назад) в особый криометаморфический цикл формирования подземных вод в недрах структур [Фотиев, 2002].

Криометаморфический цикл – время формирования в недрах структур криогенных водоупоров, кардинально изменивших условия питания, движения и разгрузки подземных вод, химический состав и минерализацию воды, гидрохимическую зональность и емкость структур.

Результаты криогенного преобразования условий водообмена во многом определялись гидрогеологической обстановкой, сформировавшейся в недрах структур до начала криогенного периода, а также суровостью геокриологических условий на протяжении криогенного периода. Криогенный метаморфизм пород, трещины и поры которых заполнены пресными или морскими водами, протекал в разных температурных диапазонах в полном соответствии с закономерностями криогенного метаморфизма пресных или морских вод.

Криогенный метаморфизм пресных вод распространен практически повсеместно. Он проте-

кал и протекает в узком (0...–0.2 °С) температурном диапазоне, совпадающем с интервалом интенсивных фазовых превращений пресных вод. Условия и результаты криогенного преобразования химического состава и минерализации пресной воды изучены достаточно детально [Фотиев, 1978; Анисимова, 1981; Иванов, 1998]. При промерзании структур с пресными подземными водами объем жидкой фазы уменьшается. В результате криогенного концентрирования повышается минерализация воды, а в результате выпадения в осадок гидрокарбонатов CaCO_3 и MgCO_3 меняется ее химический состав. Выпадение в осадок карбонатных солей при замерзании пресных вод – широко распространенный процесс. В недрах структур северной геокриологической зоны горизонты кальцитизации сохраняются десятками и сотнями тысяч лет. Наиболее явно выпадение кальцита при замерзании пресной воды происходит ежегодно при формировании наледей. При неоднократном замерзании и таянии пресных вод их минерализация уменьшается в 5–10 раз – происходит криогенное опреснение химического состава. Этот процесс, по-видимому, играл существенную роль в формировании зоны пресных вод в недрах АБ и ГМ криогенной области. Есть все основания полагать, что горизонты “концентрации”, “опреснения” и “кальцитизации” могут быть обнаружены во многих гидрогеологических структурах современной КО и даже за ее пределами, но на их существование просто не обращают внимание.

Криогенный метаморфизм соленой воды. Криогенный метаморфизм пород, трещины и поры которых заполнены солеными водами, – менее распространенный процесс. Он протекал и протекает в широком (от –1.8 до –35 °С) температурном диапазоне. На арктических островах, шельфе и равнинах, которые на протяжении криогенного периода неоднократно затапливались морем, криогенный метаморфизм пород и воды начинался сразу после регрессии моря, а иногда еще в субмаринных условиях. В недрах АБ Сибирской платформенной криогенной метаморфизм соленых вод начинался лишь тогда, когда мощность КТ превышала мощность зоны пресных вод.

Для выяснения результатов криогенного преобразования химического состава морской воды в процессе ее вымораживания автор воспользовался лабораторными исследованиями К.Э. Гиттермана [1937]. Уникальные результаты последовательного изменения химического состава морской воды в процессе ее вымораживания в интервале температуры от –1 до –35 °С были представлены К.Э. Гиттерманом в виде кривых изменения содержания в жидкой фазе сульфатных и хлоридных солей. Такая форма выражения результатов анализа на протяжении 60 лет не позволяла сравнивать химический состав криометаморфизованной морской

воды, полученный К.Э. Гиттерманом в лабораторных условиях, с химическим составом криопэгов, который уже давно выражается либо в ионной форме, либо в виде формулы Курлова. Возникла необходимость пересчитать солевой состав жидкой фазы и представить химический состав криометаморфизованной морской воды в ионной форме (рис. 3) [Фотиев, 1996]. В этом случае прослеживается строгая последовательность изменения минерализации и ионного состава морской воды при понижении отрицательной температуры. В зависимости от температуры охлаждения автором предложено выделять три стадии криогенного метаморфизма морской воды: I стадия – охлаждение (от 0 до –1.8 °С); II стадия – концентрирование (от –1.8 до –7.4 °С); III стадия – десульфатизация (от –7.4 до –25.0 °С). Закономерности криогенного преобразования ионно-солевого состава морской воды, выявленные автором на разных стадиях ее криогенного метаморфизма, позволили решить две задачи [Фотиев, 2009б]. По данным химического состава воды, представленным в виде формулы Курлова, можно получить сведения о температуре охлаждения водовмещающих пород при формировании ионно-солевого состава и минерализации криопэга, выявить причину и степень опреснения криометаморфизованной морской воды и судить о количестве солей, выпавших в осадок в процессе ее криогенного метаморфизма. Кроме того, по содержанию в солевом составе криопэга морской соли или хлоридов можно получить сведения о температуре охлаждения водовмещающих пород и выявить степень опреснения криометаморфизованной морской воды.

Автор проанализировал ионно-солевой состав, минерализацию и температуру 150 криопэгов, отобранных большим коллективом ученых [Фотиев, 1999]. Анализ показал, что истинный состав криометаморфизованной морской воды, залегающей в замкнутых линзах на разной глубине от поверхности, до настоящего времени практически не известен. Все пробы криопэгов в той или иной степени разбавлены либо буровым раствором, либо водами сезонноталого слоя, либо морскими водами. Основной признак опресненных криопэгов – наличие в химическом составе иона HCO_3^- , а в солевом составе – бикарбонатов. Строгая последовательность криогенного преобразования химического состава и минерализации морской воды при ее последовательном вымораживании – основа гидрохимического метода, предложенного автором для определения палеотемпературы пород [Фотиев, 1997].

Криогенное преобразование условий водообмена в структурах КО определяется двумя факторами. Во-первых, водообмен теснейшим образом связан с теплообменом; во-вторых, связь дождей, речных и озерных вод с подземными водами

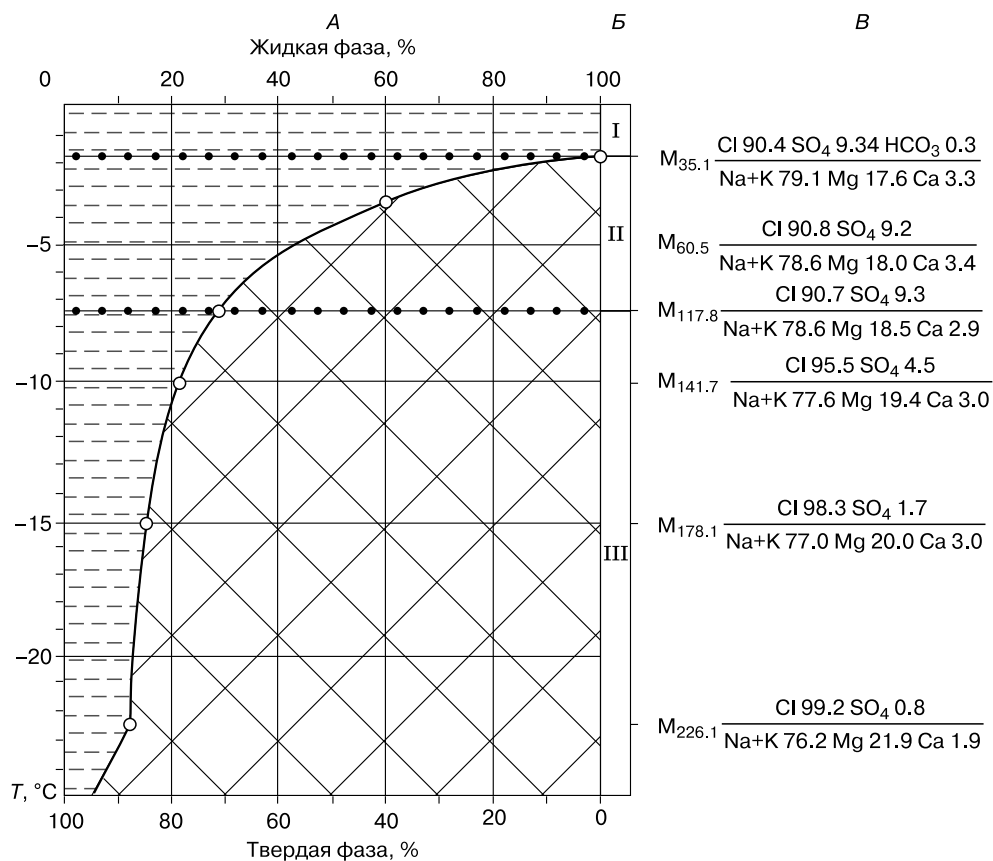


Рис. 3. Изменение химического состава и минерализации морской воды на разных стадиях ее криогенной метаморфизации.

А – изменение содержания жидкой и твердой фаз воды; Б – стадии криогенной метаморфизации; В – изменение минерализации и ионного состава криометаморфизованной морской воды (рассчитано С.М. Фотиевым по: [Гиттерман, 1937]). Стадии: I – охлаждение (0...-1.8 °С); II – концентрирование (-1.8...-7.4 °С); III – десульфатизация (-7.4...-25.0 °С).

осуществляется исключительно по таликам гидrogenного класса. Условия водообмена в конкретной геокриологической обстановке определяются соотношением количества тепла, поступающего в массив горных пород с нисходящим или восходящим потоком воды, и количеством тепла, расходуемого потоком на нагрев окружающих его мерзлых пород. Чтобы понять специфику водообмена в недрах структур КО, необходимо изучить условия тепловодопереноса на всем пути движения подземных вод от области питания к области разгрузки. По мнению автора, области питания и разгрузки подземных вод в структурах КО необходимо изучать не как отдельные объекты, а как совокупность водопоглощающих, водопроводящих и водовыводящих таликов, образующих единую водообменную систему (ВОС) с общим процессом тепловодопереноса. Можно утверждать, что степень устойчивости в тепловом отношении водопоглощающих и водовыводящих таликов в любой геокриологической зоне определяется удельной производительностью потока, его теплосодержа-

нием и условиями теплообмена пород с атмосферой, определяющими температуру и мощность КТ в любом районе КО. Именно поэтому в тепловом отношении устойчивы и предельно устойчивы субаквальные области питания и разгрузки карстово-пластовых, трещинно-карстовых и трещинно-жилльных вод в южной и северной геокриологических зонах.

По результатам криогенного преобразования условий теплообмена автор предложил различать открытые, закрытые и криогенные ВОС [Фотиев, 2009б]. Открытые ВОС формируются и существуют в недрах таких структур, где области питания и разгрузки подземных вод, приуроченные к водопоглощающим и водовыводящим таликам, гидравлически связаны между собой (рис. 4). Закрытые ВОС формируются и существуют в недрах структур, где области питания полностью заморожены. Связь глубоководящих водоносных горизонтов с поверхностными водами слабая или полностью отсутствует. Криогенные открытые ВОС приурочены исключительно к зонам крио-

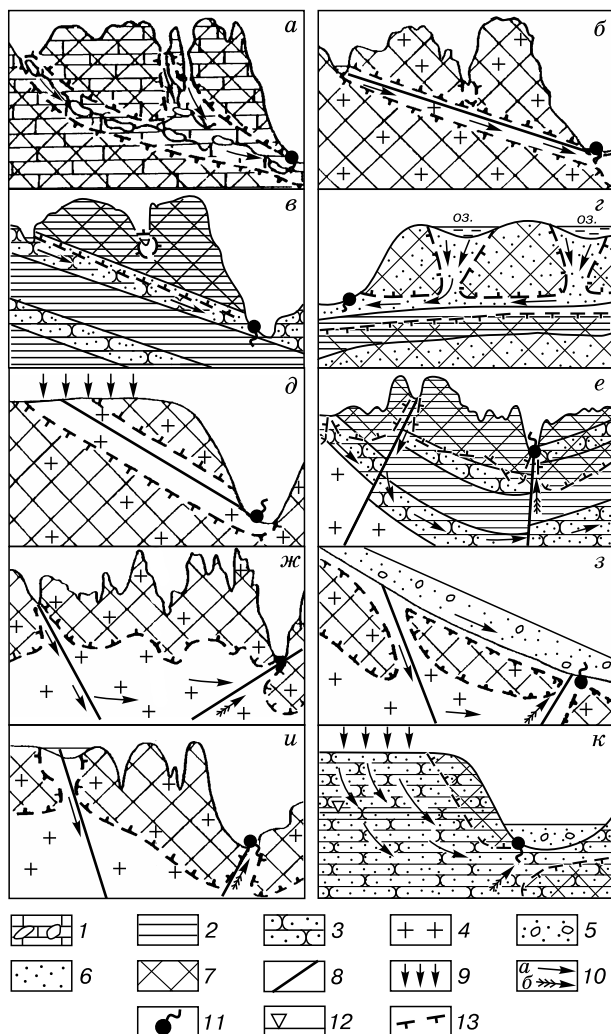


Рис. 4. Наиболее вероятные открытые водообменные системы в недрах структур криогенной области:

a-d – экзогенные ВОС; *e-k* – экзогенно-эндогенные ВОС; 1 – закарстованные карбонатные породы; 2 – сланцы; 3 – песчаники; 4 – кристаллические породы; 5 – галечники; 6 – песок; 7 – мерзлые породы (криогенный водоупор); 8 – тектонический разлом; 9 – дождевые воды; 10 – нисходящие (*a*) и восходящие (*б*) движения подземных вод; 11 – источники; 12 – уровень подземных вод; 13 – граница криогенного водоупора.

генной дезинтеграции пород, сформировавшихся ниже подошвы криогенного водоупора. В закрытых криогенных ВОС породы в областях питания и разгрузки промерзены.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ

Южная Якутия

В 1949 г. на территории Южной Якутии были разведаны месторождения каменного угля и железных руд. Для стационарного изучения толщ

многолетнемерзлых пород и подземных вод на разведанных месторождениях Академия наук СССР в 1953 г. поручила Институту мерзлотоведения им. В.А. Обручева создать в пос. Чульман Алданскую научно-исследовательскую мерзлотную станцию (АЛНИМС). С 1953 по 1958 г. начальником АЛНИМС был д.г.-м.н. В.М. Пономарев, а с 1958 по 1961 г. – к.г.-м.н. С.М. Фотиев. Автор впервые посетил АЛНИМС в 1954 г. К этому времени геологами уже была составлена геологическая карта, на которой четко обособились три тектонические структуры: Алданский щит (южная окраина), Предстановой прогиб (Чульманский артезианский бассейн (ЧАБ)) и Становой хребет. Н.А. Вельминой, А.И. Ефимовым, С.Е. Суходольским и другими гидрогеологами были в общих чертах изучены региональные гидрогеологические и геокриологические условия. Автор, опираясь на результаты стационарных и маршрутных исследований, акцентировал внимание на трех наиболее дискуссионных проблемах: 1) генезис и результаты проявления инверсии температуры приземного слоя воздуха; 2) инфильтрация дождевых вод; 3) генезис обильных источников артезианских вод [Фотиев, 1965].

Инверсия температуры воздуха. Южная Якутия расположена в пределах Азиатского барического максимума (антициклона), формирование которого начинается в сентябре, а разрушение – в марте–апреле. Именно поэтому в течение 7–7.5 месяцев в Южной Якутии господствует зима с ясной безветренной погодой и очень низкой ($-45...-50^{\circ}\text{C}$) температурой воздуха. В связи с глубокой расчлененностью рельефа и высокой повторяемостью штилей (до 46.7 %) в Южной Якутии отмечается орографическая инверсия $T_{\text{в}}$; зимой $T_{\text{в}}$ в долинах рек значительно ниже, чем на водоразделах. Для детального изучения инверсии и ее влияния на $T_{\text{п}}$ на АЛНИМС в 1959 г. были организованы специальные исследования. Для непрерывной записи инверсии была смонтирована самопишущая термопарная установка с автоматической регистрацией $T_{\text{в}}$ у подножия склона и на высоте 120 м. Это позволило следить за суточным ходом инверсии $T_{\text{в}}$ и определить ее среднее значение. По результатам изучения инверсии $T_{\text{в}}$ были сделаны следующие выводы: 1) наибольшая (до 14.5°C) разница $T_{\text{в}}$ образуется в январе при скорости ветра менее 1 м/с; 2) наибольшая разница $T_{\text{в}}$ в течение суток наблюдается в ночные часы; 3) днем инверсии $T_{\text{в}}$ нет; 4) на водоразделе $T_{\text{в}}$ в среднем оказалась выше на $3.2-3.9^{\circ}\text{C}$, чем на дне долины. На основе круглосуточных наблюдений удалось установить, что в зимний период на склонах долин рек на каждые 100 м подъема температура воздуха в среднем повышается на 2°C . Инверсионный слой $T_{\text{в}}$ в условиях Южной Якутии прослеживается только до абсолютной высоты

950–1000 м, выше которой отмечается ее закономерное понижение [Фотиев, 1965].

Инфильтрация дождевых вод. Вопрос питания подземных вод ЧАБ долгое время был дискуссионным. А.И. Ефимов, В.М. Пономарев и С.Е. Суходольский считали, что роль инфильтрации дождевых вод в пополнении запасов артезианских вод весьма значительна. По мнению Н.А. Вельминой [1970], запасы артезианских вод в основном пополняются речными водами через длинные талики. Однако гидрогеологи ограничивались лишь общими соображениями, так как убедительных доказательств той или иной точки зрения у них не было.

Анализ результатов многолетних режимных наблюдений за динамикой уровня, изменениями химического состава и температуры подземных вод, организованных и проведенных АЛНИМС в период 1953–1961 гг., позволил автору убедительно доказать ведущую роль инфильтрации обильных летних осадков (составлявших 240–400 мм) в восполнении динамических запасов грунтовых и артезианских вод. При этом оказалось, что инфильтрация речных вод в недра ЧАБ под руслами рек либо отсутствует, либо значительно меньше, чем полагала Н.А. Вельмина [Фотиев, 1965].

Источники подземных вод. Обилие крупнодебитных источников – уникальная особенность ЧАБ. Она отнюдь не характерна для центральных районов КО с достаточно суровыми климатическими условиями ($T_{в}$, по данным метеостанции Чульман, составляет -9.7°C). В водно-критический период года, в марте, суммарный расход источников ориентировочно равен $17-18\text{ м}^3/\text{с}$ [Фотиев, 1965]. Этот факт невольно заставлял задуматься о том, какие же природные факторы способствовали формированию столь значительных динамических запасов артезианских вод. Анализ геолого-тектонических, климатических и геофизиологических условий показал, что такая редкая особенность ЧАБ обусловлена конкретным сочетанием ряда региональных факторов. В районах Южной Якутии выпадает большое количество атмосферных осадков (до 640 мм/год), причем до 400 мм в виде дождя. Инверсия температуры воздуха обеспечила возможность формирования на междуречьях инверсионного яруса приземного слоя воздуха с $T_{в} = -4...-6^{\circ}\text{C}$ и образования сквозных таликов благодаря тепляющему воздействию инфильтрующихся дождевых вод и восполнению запасов грунтовых и артезианских вод. Активная глыбовая тектоника обеспечила эрозионное расчленение рельефа глубиной до 200 м при сохранении платообразных междуречий, обусловила формирование крупных тектонических разломов со значительной трещиноватостью, что способствовало образованию линейных зон обводнения. В тех местах, где обводненные

тектонические зоны пересекают речные долины, расположены самые крупные источники артезианских вод. Наиболее дискуссионным считался генезис уникальных Тимптонских и Юхтинских источников, дебиты которых визуальным образом оценивались в 10 и $2\text{ м}^3/\text{с}$ соответственно.

Тимптонские источники расположены на левом берегу р. Тимптон ниже устья руч. Барылас. Вопрос генезиса такой огромной зоны разгрузки подземных вод обсуждался везде и всегда, но ответа на него не было. Решить этот вопрос в августе 1954 г. В.М. Пономарев поручил автору как гидрогеологу и А.М. Раскидаеву. Долина р. Тимптон (правый приток р. Алдан) имеет северное простирание. Ниже устья р. Холбокоон Тимптон резко поворачивает на восток и, сделав на правом берегу глубокий меандр, вновь течет на север, в то время как выше него Тимптон – обычная равнинная река с медленным спокойным течением. На протяжении меандра долина реки резко сужается, склоны долины круто спускаются в русло, а река превращается в бурный поток. Он с огромной скоростью несет по каменистому руслу с многочисленными глыбами, торчащими среди фонтанов брызг и пены. Ниже меандра река успокаивается и вновь спокойно течет на север по широкой долине. Нам удалось установить, что массив пород, который огибала река в меандре – типичный горст, сложенный кристаллическими породами архея. На левобережье долины р. Тимптон он погружается под толщу юрских песчаников и пересекает ЧАБ. Тектонический контакт архейских и юрских пород был обнаружен в приустьевой части долины руч. Барылас по многочисленным выходам артезианских источников. Закарстованные доломиты и доломитизированные известняки вдоль северной окраины ЧАБ обеспечивают благоприятные условия питания подземных вод. Моноклинальное залегание пластов определило движение потока подземных вод в южном направлении и пополнение динамических ресурсов, главным образом глубоких водоносных горизонтов. Горст, пересекающий ЧАБ, изменил южное направление потока артезианских вод на восточное, к долине р. Тимптон, и западное, к долине р. Юхта, формируя в этих глубоковрезанных долинах уникальные зоны разгрузки нижних горизонтов артезианских вод. Позднее, в 1958 г., генезис Тимптонских источников подтвердился идентичностью химического состава подземных вод в области питания (доломиты и доломитизированные известняки) и в области разгрузки (Тимптонские и Юхтинские источники). Характерная особенность этих вод – резкое преобладание гидрокарбонатов ($80-95\%$) и высокое содержание иона Mg^{2+} [Фотиев, 1965].

Нахотские источники были обнаружены вблизи южной окраины ЧАБ в долине р. Малый Нахот. В результате детальных гидрогеологиче-

ских исследований, проведенных автором в 1957–1958 гг., были установлены: суммарный дебит источников – 70 л/с, их сульфатный натриево-кальциевый состав, минерализация – до 2.8 г/л и температура воды – до 17 °С. Специфический состав, значительная минерализация и высокая температура воды позволили автору высказать предположение о бальнеологических свойствах источников. Лечебные свойства воды Нахотских источников были апробированы в Институте курортологии АН СССР. По заключению специалистов термоминеральные воды источников могут быть использованы для ванн и в качестве лечебно-питьевых при заболеваниях желудочно-кишечного тракта [Фотиев, 1963].

Западная Сибирь

Западная Сибирь – наиболее детально изученный в геокриологическом отношении регион, исследуемый уже более 50 лет. Тем не менее еще существует ряд дискуссионных проблем, по которым геокриологи не могут прийти к единой точке зрения. Одной из них является проблема реконструкции климатических и геокриологических условий формирования торфяников в северных районах Западной Сибири, которая давно интересует ученых. Особый интерес вызвало обнаружение в арктических районах Ямала и Гыдана торфяников мощностью до 7 м, армированных крупными жилами льда, имеющими вертикальный размер до 7 м и ширину 3 м. Не менее загадочным оказалось обилие древесных остатков и даже стволов березы диаметром 20–30 см в донных слоях этих торфяников. До настоящего времени наиболее дискуссионными оставались три вопроса [Фотиев, 2017].

Первый из них – когда формировались клинья льда: одновременно с торфом (сингенетически) или после формирования торфяника? Геокриологами доказано, что аллювиальные, склоновые и болотные отложения голоценового возраста на севере Западной Сибири промерзли сингенетически [Баулин и др., 1967]. Лишь некоторые исследователи категорично утверждают, что “сингенетическое формирование торфяных залежей и ледяных жил в принципе невозможно” [Крицук, 2010, с. 289]. По мнению автора, сингенетическое формирование торфа и клиньев льда на территории Ямало-Гыданской провинции вполне закономерно. В 1967 г. В.В. Баулиным с коллегами было доказано, что при одинаковых климатических условиях морозобойные трещины в торфяниках формируются уже при температуре –2 °С, а в сингенетически промерзающих супесях и суглинках только при –6 °С [Баулин и др., 1967]. В 1977 г. Н.Н. Романовским было установлено, что трещинообразование в торфяниках протекает наиболее интенсивно [Романовский, 1977]. Поэтому неудивительно, что многолетнее промерзание вновь образовавшихся слоев торфа и их морозобойное рас-

трескивание начиналось уже в первую фазу торфонакопления и многократно повторялось на протяжении всего периода роста торфяников. Одинаковые мощность торфяника и высота клиньев льда также указывают на синхронность их формирования [Фотиев, 2017].

Второй вопрос – какие причины определили возможность формирования мощных торфяников в суровых климатических и геокриологических условиях тундровой зоны Арктики? Анализ радиоуглеродных дат в отдельных слоях различных торфяников позволил автору ориентировочно рассчитать скорость накопления торфа в различные периоды голоцена [Фотиев, 2017]. Оказалось, что скорость накопления отдельных слоев торфяников в голоцене изменялась от 4.4 до 0.1 мм/год. Наиболее активно (2.3–4.4 мм/год) мощность арктических торфяников увеличивалась в эпоху бореального климатического оптимума и в первой половине атлантического периода. Начиная со второй половины атлантического периода и до современности, т. е. за последние 6 тыс. лет, скорость роста всех торфяников Ямало-Гыданской провинции резко сократилась до 0.1–0.5 мм/год [Фотиев, 2017]. Большие скорости роста торфяников в тундровой зоне, которая, как известно, отличается скудной растительностью, невольно заставили искать причины столь необычного явления, совсем не характерного даже для самых южных районов Западной Сибири. Таких причин оказалось три: первая – значительное объемное содержание льда в торфяниках, объем которого соизмерим или превышает объем биогенного материала; вторая – обилие древесных остатков, содержание которых в составе донных слоев древесного торфа мощностью до 1.5 м достигает 40 % [Васильчук, Васильчук, 2016]; третья – распучивание торфа в результате активного льдовыделения при промерзании водонасыщенных слоев.

Третий вопрос – было ли в раннем голоцене глубокое проникновение леса в зону ямало-гыданской тундры? Опираясь на конкретные сведения о потеплении климата в голоцене и о наличии остатков деревьев в торфяниках, многие ученые прошлого века (В.Н. Сукачев, Б.И. Городков, М.И. Нейштадт, Н.Я. Кац и др.) пришли к выводу, что в теплый период голоцена лес продвигался на север почти до арктического побережья. В настоящее время Ю.К. Васильчук и А.К. Васильчук также считают, что в период голоценового оптимума редколесье и перелески с высоким бонитетом деревьев проникали до широты 71°10' [Васильчук, Васильчук, 2016]. Тем не менее радиоуглеродные датировки стволов березы в диапазоне от 7000 до 8760 лет назад свидетельствуют о непродолжительности периода оптимальных условий произрастания белоствольной березы. Время бореального оптимума и первой половины атлантическо-

го периода можно назвать вегетационным пиком голоцена. Во всех торфяниках, возраст которых менее 7000 лет, стволов, пней и корней деревьев пока не обнаружено. Обилие древесины только в торфяниках и только в их краевых частях свидетельствует о ведущей роли локальных, а не зональных факторов, обеспечивающих оптимальные условия произрастания деревьев высокого бонитета в суровой ямало-гыданской тундре. Березовые перелески с высоким бонитетом деревьев существовали локально только на подветренных бортах понижений. Такие участки следует рассматривать как “температурные оазисы” с повышенной температурой пород на общем фоне суровых условий, характерных для плоских безлесных поверхностей террас. Такие оазисы с лесной растительностью возникали и существовали локально, только в пределах несквозных изоляционно-радиоогенных таликов, глубина которых редко превышала 1–3 м.

ВЫВОДЫ

Основными научными результатами, полученными автором за время его работы в геокриологии, являются следующие.

Составлены две геокриологические летописи: позднего кайнозоя, в которой выделен криогенный период и три геокриологические эпохи, и неоплейстоцена, в которой выделено 20 криохронов и 19 термохронов.

Предложена новая типизация криогенных толщ по гидрогеокриологическому строению и выявлены условия формирования 9 типов и 2 подтипов криогенных толщ.

Предложена новая генетическая классификация таликов гидрогенного класса. Разработана новая типизация криогенных толщ по прерывистости, показана ведущая роль атмосферно-инфильтрационных таликов гидрогенного класса в формировании прерывистости криогенных толщ.

Доказана необходимость выделения криометаморфического цикла формирования подземных вод, на протяжении которого в недрах структур криогенной области формировались криогенные водоупоры, существенно изменившие химический состав, минерализацию подземных вод и условия водообмена.

Рассмотрены условия и результаты криогенного метаморфизма пресных и соленых вод, что позволяет по химическому составу криопегвов определить температуру вмещающих их пород во время формирования.

Доказано, что инверсия температуры приземного слоя воздуха и инфильтрация дождевых вод в сочетании с активной тектоникой определили специфические геокриологические условия Южной Якутии и обилие крупнодебитных источников артезианских вод.

Показана возможность одновременного формирования в торфяниках голоценового возраста торфа и мощных ледяных жил. Выявлены причины и время формирования арктических торфяников, армированных крупными жилами.

Доказано, что существенного продвижения границы леса на территорию ямало-гыданской тундры в раннем голоцене не было. Березовые перелески росли изолированно, только в границах изоляционно-радиоогенных таликов.

Составлены карты геокриологического районирования зоны Байкало-Амурской магистрали и Трансконтинентальной железнодорожной магистрали Америка–Евразия (масштаб 1:2 500 000) и более 20 карт геокриологического содержания на всю территорию криологической России.

Литература

- Анисимова Н.П.** Криогидрохимические особенности мерзлой зоны. Новосибирск, Наука, 1981, 156 с.
- Баранов И.Я.** Южная окраина области многолетней мерзлоты // Гидрогеология СССР. Вып. XVII. Восточная Сибирь. Кн. 2. М., Л., Гидрогеолтехиздат, 1940, с. 124–140.
- Баулин В.В.** Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности / В.В. Баулин, Е.Б. Белопухова, Г.И. Дубиков, Л.М. Шмелев. М., Наука, 1967, 214 с.
- Безрукова Е.В., Кулагина Н.В., Летунова П.П., Шестакова О.Н.** Направленность изменения растительности и климата Байкальского региона за последние 5 млн лет по данным палинологического исследования осадков озера Байкал // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 5, с. 735–745.
- Васильчук Ю.К., Васильчук А.К.** Мощные полигональные торфяники в зоне сплошного распространения многолетне-мерзлых пород Западной Сибири // Криосфера Земли, 2016, т. XX, № 4, с. 3–15.
- Вельмина Н.А.** Особенности гидрогеологии мерзлой зоны литосферы (Криогидрогеология). М., Недра, 1970, 244 с.
- Вильямс Д.Ф., Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А. и др.** Комплексные исследования позднеплиоцен-плейстоценовых донных отложений озера Байкал – основа палеорекоплекций и диатомовой биоэстратиграфии // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 1–2, с. 35–47.
- Гиттерман К.Э.** Термический анализ морской воды (концентрирование соляных растворов естественным вымораживанием) // Тр. Соляной лаб. АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1937, вып. 15, ч. 1, с. 5–24.
- Иванов А.В.** Криогенная метаморфизация химического состава природных льдов, замерзающих и талых вод. Хабаровск, Дальнаука, 1998, 164 с.
- Калабин А.И.** Вечная мерзлота и гидрогеология Северо-Востока СССР // Тр. ВНИИ-1. Магадан, 1960, т. XVIII, 470 с.
- Карабанов Е.Б., Кузьмин М.И., Вильямс Д.Ф. и др.** Глобальное похолодание Центральной Азии в позднем кайнозое согласно осадочной записи из озера Байкал // Докл. РАН, 2000, т. 370, № 1, с. 61–66.
- Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Кузьмин М.И. и др.** Оледенения и межледниковья Сибири – палеоклиматическая записи из озера Байкал и его корреляция с Западно-Сибирской стратиграфией (эпоха прямой полярности Брюнес) // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 1–2, с. 48–63.
- Крицук Л.Н.** Подземные льды Западной Сибири. М., Науч. мир, 2010, 352 с.

Неизвестнов Я.В., Обидин Н.И., Толстихин Н.И., Толстихин О.Н. Гидрогеологическое районирование и гидрогеологические условия советского сектора Арктики // Геология и подземные ископаемые севера Сибирской платформы. Л., НИИГА, 1971, с. 92–106.

Пономарев В.М. Подземные воды на территории с мощной толщей многолетнемерзлых горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1960, 200 с.

Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жилных структур. Новосибирск, Наука, 1977, 215 с.

Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. М., Изд-во Моск. ун-та, 1993, 336 с.

Романовский Н.Н., Чижов А.Б. Вопросы взаимосвязи и взаимодействия подземных вод и мерзлых толщ горных пород // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1972, № 1, с. 15–23.

Сумгин М.И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. Владивосток, 1927, 372 с.

Толстихин Н.И. Подземные воды мерзлой зоны литосферы. М.; Л., Госгеолтехиздат, 1941, 204 с.

Толстихин О.Н. Наледи и подземные воды Северо-Востока СССР. Новосибирск, Наука, 1974, 164 с.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск, СНИИГиМС, 2000, 64 с.

Фотиев С.М. Термоминеральные Нахотские источники Южной Якутии // Геология и геофизика, 1963, № 8, с. 109–113.

Фотиев С.М. Подземные воды и мерзлые породы Южно-Якутского угленосного бассейна. М., Наука, 1965, 230 с.

Фотиев С.М. Классификация таликов гидрогенного класса // Материалы науч.-техн. конф. (Москва, 21–24 мая 1968 г.). М., ПНИИИС, 1968, с. 168–171.

Фотиев С.М. Роль химического состава подземных вод и их минерализации в процессе промерзания водоносных комплексов Сибирской платформы // Тр. ПНИИИС. М., 1971, т. 11, с. 205–220.

Фотиев С.М. Гидрогеотермические особенности криогенной области СССР. М., Наука, 1978, 236 с.

Фотиев С.М. Закономерности криогенной метаморфизации химического состава морской воды // Криолитозона и подземные воды Сибири. Ч. II. Якутск, Ин-т мерзлотоведения СО РАН, 1996, с. 16–26.

Фотиев С.М. Гидрохимический метод оценки палеотемпературы пород на арктическом побережье // Криосфера Земли, 1997, т. I, № 2, с. 29–35.

Фотиев С.М. Закономерности формирования ионно-солевого состава природных вод Ямала // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 2, с. 40–65.

Фотиев С.М. Криометаморфический цикл формирования подземных вод в недрах гидрогеологических структур в четвертичном периоде // Геоэкология, инж. геология, гидрогеология, геокриология, 2002, № 1, с. 5–17.

Фотиев С.М. Современные представления об эволюции криогенной области Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене (Сообщение 1) // Криосфера Земли, 2005, т. IX, № 2, с. 3–22.

Фотиев С.М. Геокриологические летописи Сибири // Криосфера Земли, 2009а, т. XIII, № 3, с. 3–16.

Фотиев С.М. Криогенный метаморфизм пород и подземных вод (условия и результаты). Новосибирск, Акад. изд-во "Geo", 2009б, 280 с.

Фотиев С.М. Арктические торфяники Ямало-Гыданской провинции Западной Сибири // Криосфера Земли, 2017, т. XXI, № 5, с. 3–15.

Чижов А.Б. Роль конвективного теплопереноса инфильтрующимися атмосферными осадками в формировании мерзлотно-гидрогеологических условий // Мерзлотные исслед., 1966, вып. 5, с. 32–44.

Швецов П.Ф. Подземные воды Верхояно-Колымской горно-складчатой области и особенности их проявления, связанные с низкотемпературной вечной мерзлотой. М., Изд-во АН СССР, 1951, 280 с.

Prokopenko A.A., Karabanov E.V., Williams D.F. et al. Biogenic silica record of the Lake Baikal response to the climatic forcing during the Brunhes // Quatern. Res., 2001, vol. 55, p. 123–132.

Shackleton N.J., Berger A., Peltier W.R. An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene times scale based on ODR site 677 // Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci., 1990, vol. 81, p. 251–261.

References

Anisimova N.P. Kriogidrohimiicheskie osobennosti merzloj zony [Cryohydrochemical Features of the Frozen Zone]. Novosibirsk, Nauka, 1981, 156 p. (in Russian).

Baranov I.Ya. The southern edge of the permafrost region. In: Hydrogeology of the USSR. Vol. XVII. Eastern Siberia. Book 2, Moscow, Leningrad, Hydrogeoltechizdat, 1940, p. 124–140 (in Russian).

Baulin V.V., Belopukhova E.B., Dubikov G.I., Shmelev L.M. Geokriologicheskie usloviya Zapadno-Sibirskoi nuzmennosti [Geocryological Conditions of the West Siberian Lowland]. Moscow, Nauka, 1967, 214 p. (in Russian).

Bezrukova E.V., Kulagina N.V., Letunova P.P., Shestakova O.N. The direction of changes in vegetation and climate of the Baikal region over the past 5 million years according to a palynological study of sediments of Lake Baikal. Geologiya i Geofizika [Geology and Geophysics], 1999, vol. 40, No. 5, p. 735–745 (in Russian).

Vasilchuk Yu.K., Vasilchuk A.C. Thick polygonal peatlands in continuous permafrost zone of West Siberia. Earth's Cryosphere, 2016, vol. XX, No. 4, p. 3–13.

Velmina N.A. Osobennosti gidrogeologii merzloj zony litosfery (Kriogidrogeologiya) [Features of Hydrogeology of the Frozen Zone of the Lithosphere (Cryohydrogeology)]. Moscow, Nedra, 1970, 244 p. (in Russian).

Vilyams D.F., Karabanov E.B., Prokopenko A.A. et al. Comprehensive studies of the Late Pliocene–Pleistocene bottom sediments of Lake Baikal – the basis of paleoreconstructions and diatom biostratigraphy. Geologiya i Geofizika [Geology and Geophysics], 2001, vol. 42, No. 1–2, p. 35–47 (in Russian).

Gitterman K.E. Thermal analysis of sea water (concentration of salt solutions by natural freezing). In: Proceedings of the Salt Laboratory of the Academy of Sciences of the USSR. Moscow, Izd-vo AN SSSR, 1937, vol. 15, pt 1, p. 5–24 (in Russian).

Ivanov A.V. Kriogennaya metamorfizatsiya himicheskogo sostava prirodnyh ldov, zamerzayushchih i talyh vod [Cryogenic Metamorphization of the Chemical Composition of Natural Ice, Freezing and Melt Water]. Khabarovsk, Dalnauka, 1998, 164 p. (in Russian).

Kalabin A.I. Permafrost and hydrogeology of the North-East of the USSR. Trudy VNII-1 [Proceedings of VNII-1]. Magadan, 1960, vol. XVIII, 470 p. (in Russian).

Karabanov E.B., Kuzmin M.I., Williams D.F. et al. Global cooling of Central Asia in the Late Cenozoic according to sedimentary record from Lake Baikal. Doklady RAN [Reports of the Russian Academy of Sciences], 2000, vol. 370, No. 1, p. 61–66 (in Russian).

- Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Kuzmin M.I. et al. Glaciers and interglacials of Siberia – a paleoclimatic record from Lake Baikal and its correlation with West Siberian stratigraphy (Brunes era of direct polarity). *Geologiya i Geofizika [Geology and Geophysics]*, 2001, vol. 42, No. 1–2, p. 48–63 (in Russian).
- Kricuk L.N. *Podzemnye ldy Zapadnoj Sibiri [Underground Ice of Western Siberia]*. Moscow, Nauchnyi Mir, 2010, 352 p. (in Russian).
- Neizvestnov Ya.V., Obidin N.I., Tolstikhin N.I., Tolstikhin O.N. Hydrogeological zoning and hydrogeological conditions of the Soviet sector of the Arctic. *Geologiya i podzemnye iskopaemye severa Sibirskoj platform [Geology and Underground Minerals of the North of the Siberian Platform]*. Leningrad, NIIGA, 1971, p. 92–106 (in Russian).
- Ponomarev V.M. *Podzemnye vody na territorii s moshchnoj tolshej mnogoletnemerzlyh gornyh porod [Groundwater in the Territory with a Thick Stratum of Permafrost Rocks]*. Moscow, Izd-vo AN SSSR, 1960, 200 p. (in Russian).
- Romanovsky N.N. *Formirovanie polygonalno zilnyh struktur [The Formation of Polygonal Vein Structures]*. Novosibirsk, Nauka, 1977, 215 p. (in Russian).
- Romanovsky N.N. *Osnovy kriogeneza litosfery [The Foundations of Cryogenesis of the Lithosphere]*. Moscow, Moscow University Press, 1993, 336 p. (in Russian).
- Romanovsky N.N., Chizhov A.B. The issues of the relationship and interaction of groundwater and frozen strata of rocks. *Vestnik MGU. Ser. 4, Geologiya [Bulletin of Moscow State University. Ser. 4, Geology]*, 1972, vol. 1, p. 15–23 (in Russian).
- Sumgin M.I. *Vechnaya merzlota pochvy v predelakh SSSR [Permafrost Soil Within the USSR]*. Vladivostok, 1927, 372 p. (in Russian).
- Tolstihin N.I. *Podzemnye vody merzloj zony litosfery [Groundwater of the Frozen Zone of the Lithosphere]*. Moscow, Leningrad, Gosgeoltekhizdat, 1941, 204 p. (in Russian).
- Tolstihin O.N. *Naledi i podzemnye vody Severo-Vostoka SSSR [Icings and Ground Waters in the North-East of the USSR]*. Novosibirsk, Nauka, 1974, 164 p. (in Russian).
- Fotiev S.M. Thermo-mineral Nakhotsky sources of South Yakutia. *Geologiya i Geofizika [Geology and Geophysics]*, 1963, No. 8, p. 109–113 (in Russian).
- Fotiev S.M. *Podzemnye vody i merzlye porody Yuzhno-Yakutskogo uglenosnogo bassejna [Groundwater and Frozen Rocks of the South Yakutsk Coal-Bearing Basin]*. Moscow, Nauka, 1965, 230 p. (in Russian).
- Fotiev S.M. Classification of taliks of the hydrogen class. In: *Materials of Scientific and Technical Conf. (Moscow, May 21–24, 1968)*. M., PNIIS, 1968, p. 168–171 (in Russian).
- Fotiev S.M. The role of the chemical composition of groundwater and its mineralization in the process of freezing of aquifers of the Siberian platform. *Trudy PNIIS [Proceedings of the PNIIS]*. Moscow, 1971, vol. 11, p. 205–220 (in Russian).
- Fotiev S.M. *Gidrogeotermicheskie osobennosti kriogennoj oblasti SSSR [Hydrogeothermal Features of the Cryogenic Region of the USSR]*. Moscow, Nauka, 1978, 236 p. (in Russian).
- Fotiev S.M. Patterns of cryogenic metamorphization of the chemical composition of sea water. In: *Cryolithozone and Groundwater of Siberia. Part 2*. Yakutsk, Institute Merzlotovedeniya SO RAN, 1996, p. 16–26 (in Russian).
- Fotiev S.M. Hydrochemical method for estimation of paleotemperature of rocks on the Arctic coast. *Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere]*, 1997, vol. I, No. 2, p. 29–35 (in Russian).
- Fotiev S.M. The regularities in the formation of natural waters of ionic-salt composition Yamal Peninsula. *Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere]*, 1999, vol. III, No. 2, p. 40–65 (in Russian).
- Fotiev S.M. Cryometamorphic cycle of groundwater formation in the bowels of hydrogeological structures in the Quaternary period. *Geoekologiya, inzhenernaya geologiya, gidrogeologiya, geokriologiya [Geoecology, Engineering Geology, Hydrogeology, Geocryology]*, 2002, No. 1, p. 5–17 (in Russian).
- Fotiev S.M. Modern conceptions of the evolution of cryogenic area of West and East Siberia in Pleistocene and Holocene (Report 1). *Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere]*, 2005, vol. IX, No. 2, p. 3–22 (in Russian).
- Fotiev S.M. Siberian geocryological chronicles. *Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere]*, 2009a, vol. XIII, No. 3, p. 3–16 (in Russian).
- Fotiev S.M. *Kriogennyj metamorfizm porod i podzemnykh vod (usloviya i rezultaty) [Cryogenic Metamorphism of Rocks and Underground Waters (Conditions and Results)]*. Novosibirsk, Academic Publishing House “Geo”, 2009b, 280 p. (in Russian).
- Fotiev S.M. Arctic peatlands of the Yamal-Gydan province of Western Siberia. *Earth's Cryosphere*, 2017, vol. XXI, No. 5, p. 3–13.
- Unifitsirovannaya regionalnaya stratigraficheskaya skhema chetvertichnykh otlozhenij Zapadno-Sibirskoj ravniny [Unified Regional Stratigraphic Scheme of Quaternary Deposits of the West-Siberian Plain]. Novosibirsk, SNIIGGiMS, 2000, 64 p. (in Russian).
- Chizhov A.B. The role of convective heat transfer by infiltrating precipitation in the formation of permafrost-hydrogeological conditions. *Merzlotnye Issledovaniya [Permafrost Research]*, 1966, vol. 5, p. 32–44 (in Russian).
- Shvetsov P.F. *Podzemnye vody Verhoyano-Kolymskoj gorno skladchatoj oblasti i osobennosti ih proyavleniya svyazannye s nizkotemperaturnoj vechnoj merzlotoj [Groundwater of the Verkhoyansk-Kolyma Mountain-Folded Region and the Features of Their Manifestation Associated with Low-Temperature Permafrost]*. Moscow, Izd-vo AN SSSR, 1951, 280 p. (in Russian).
- Prokopenko A.A., Karabanov E.V., Williams D.F. et al. Biogenic silica record of the Lake Baikal response to the climatic forcing during the Brunhes. *Quatern. Res.*, 2001, vol. 55, p. 123–132.
- Shackleton N.J., Berger A., Peltier W.R. An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene times scale based on ODR site 677. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 1990, vol. 81, p. 251–261.

*Поступила в редакцию 1 ноября 2017 г.,
после доработки – 1 декабря 2019 г.,
принята к публикации 5 декабря 2019 г.*