ВОПРОСЫ ГЕОГРАФИИ

ISSN 0372-5758

147

СПЕЛЕОЛОГИЯ И КАРСТОВЕДЕНИЕ





РУССКОЕ ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО
RUSSIAN GEOGRAPHICAL SOCIETY

PROBLEMS OF GEOGRAPHY

The collected scientific works were founded in 1946 at the initiative and under the guidance of N.N. Baranskiy at the Moscow branch of Geographical Society of USSR. Publication of the series was resumed in 2009 as the Russian Geographical Society edition

EDITORIAL BOARD:

V.M. Kotlyakov
N.S. Kasimov
P.Ya. Baklanov
V.A. Rumyantsev
A.A. Chibilyov
S.A. Dobrolyubov
K.N. Dyakonov
A.A. Tishkov
N.I. Koronkevich
A.V. Postnikov
V.M. Razumovsky
V.N. Streletsky
K.V. Chistyakov

ВОПРОСЫ ГЕОГРАФИИ

Научные сборники, основанные в 1946 г. по инициативе и под руководством Н.Н. Баранского в Московском филиале Географического общества СССР. Серия возобновлена в 2009 г. как издание Русского географического общества

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

академик *В.М. Котляков* (председатель)
академик *Н.С. Касимов* (заместитель председателя)
академик *П.Я. Бакланов*
академик *В.А. Румянцев*
академик *А.А. Чибилёв*
член-корреспондент РАН *С.А. Добролюбов*
член-корреспондент РАН *К.Н. Дьяконов*
член-корреспондент РАН *А.А. Тишков*
доктор географических наук *Н.И. Коронкевич*
доктор технических наук *А.В. Постников*
доктор географических наук *В.М. Разумовский*
доктор географических наук *В.Н. Стрелецкий*
доктор географических наук *К.В. Чистяков*



PROBLEMS
OF GEOGRAPHY

Volume 147

SPELEOLOGY AND KARSTOLOGY

Executive editors
V.M. Kotlyakov
B.R. Mavlyudov

MOSCOW
«Kodeks» Publishing House
2018



ВОПРОСЫ
ГЕОГРАФИИ

Сборник 147

СПЕЛЕОЛОГИЯ И КАРСТОВЕДЕНИЕ

Ответственные редакторы
академик В.М. Котляков
кандидат географических наук Б.Р. Мавлюдов

МОСКВА
Издательский дом «Кодекс»
2018

УДК 551.44 + 551.49
ББК 26.823
В 74

ISSN 0372-5758

Рекомендовано Учёным советом Русского географического общества

Рецензенты:
кандидат географических наук Г.Н. Амеличев, кандидат географических наук И.С. Болотова, доктор географических наук П.И. Бухарицин, доктор географических наук Б.А Вахрушев, кандидат географических наук И.Г. Головачев, доктор географических наук О.И. Кадебская, кандидат географических наук Л.М. Китаев, доктор ветеринарных наук А.А. Концевова, доктор геолого-минералогических наук А.Т. Корольков, кандидат геолого-минералогических наук С.Б. Курдыш, доктор географических наук З.Г. Мирзеханова, доктор геолого-минералогических наук С.А. Несмеянов, доктор геологических наук А.А. Пасынков, кандидат геолого-минералогических наук А.В. Сизов, кандидат геолого-минералогических наук Ю.И. Степанов, кандидат географических наук Т.Н. Чернышева, кандидат геолого-минералогических наук Е.В. Шаврина, доктор физико-математических наук А.Л. Шелепин, кандидат географических наук Г.С. Шилькрот

В 74

Вопросы географии / Русское географическое общество. – Москва. Издаётся с 1946 г.
Сб. 147. Спелеология и карстоведение / Отв. ред. В.М. Котляков, Б.Р. Мавлюдов. – М.: Издательский дом «Кодекс», 2018. 416 с.

В сборнике представлены статьи об исследованиях в области спелеологии и карстоведения. Рассматриваются вопросы регионального карстоведения в районах Пинего-Кулойского плато, Пермского Прикамья, Западного Кавказа и Среднесибирского плоскогорья, дается характеристика пещер разных районов, рассматриваются вопросы охраны пещер, биологии, климата, гидрологии и геохимии подземных полостей.

ISBN 978-5-6040969-9-4

Problems of Geography / Russian geographical society. – M. Published since 1946
Vol. 147. Speleology and karstology / V.M. Kotlyakov, B.R. Mavlyudov, Eds. – M.: "Kodeks" Publishing house, 2018. 416 p.

The collection includes articles with results of studies of some problems in the fields of speleology and karstology. The questions of regional karstology in areas of the Pinego-Kuloj plateau, Perm Prikamye, the Western Caucasus and Central Siberian plateau are discussed in articles, the characteristics of caves in different areas of Russia is given. The problems of caves protection, biology, climate, hydrology and geochemistry in underground cavities are considered.

ISBN 978-5-6040969-9-4

© Авторы статей, 2018
© Authors of papers, 2018
© Русское географическое общество, 2018
© Russian Geographical Society, 2018

Содержание

Предисловие.....11

КАРСТ

Ю.А. Килин, И.И. Минькевич. Новые карстологические исследования в районах Пермского Прикамья.....17

В.М. Филиппов, В.В. Тарасов, А.Г. Филиппов. Карст и пещеры рек Непы и Нижней Тунгуски на Среднесибирском плоскогорье.....30

Е.В. Захаров, В.Б. Кимбер, В.Д. Резван, И.В. Токарев, Б.Р. Мавлюдов. Результаты изотопных исследований 2013–2016 гг. на закарстованных территориях Сочинского спелеологического района (Западный Кавказ).....57

Е.В. Шаврина. Современное развитие подземного и поверхностного карста юго-востока Беломорско-Кулойского плато 88

ГИДРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

А.С. Гусев. Гидрология подземных вод Хипстинского массива (Абхазия).....107

Т.М. Кудерина, Б.Р. Мавлюдов, Е.А. Грабенко, Р.С. Дбар. Геохимический состав природных вод карстовых систем Западного Кавказа 134

С.В. Токарев. Оценка уязвимости карстовых подземных вод к загрязнению на примере массива Ай-Петри, Горный Крым.....143

ПЕЩЕРЫ

А.Л. Шелепин. Спелеологическое районирование для информационно-поисковой системы «Пещеры» 161

И.В. Головачёв. Характеристика пещер Индерского карстового района.....175

В.Б. Еремеев, Е.М. Лускань, С.Б. Селянина. Новые данные о спелеоводоносных системах Пинежского заповедника.....201

Б.Р. Мавлюдов, Т.М. Кудерина, Е.А. Грабенко, А.А. Медведев, Я.А. Экба. Климат Новоафонской Пещеры 218

О.И. Кадебская, Е.А. Цурихин. Характеристика многолетнего льда и криогенных минералов из пещеры Дарк Стар (Узбекистан) 244

А.М. Клементьев, О.Н. Морозов, Д.В. Кобылкин. Голоценовая фауна из пещеры Долганская Яма (северное Забайкалье) и её зоогеографическое значение.....252

Л.В. Голованова, В.Б. Дороничев, А.А. Александровский. Пещеры Лагонакского нагорья: стратиграфия и палеоэкология археологических памятников каменного века 268
А.П. Дегтярев. Температурно-динамические типы пещерных входов 299
А.А. Гунько. Проблемы изучения Икских пещер 311
О.С. Шадрина, Л.М. Кондратьева. Особенности формирования спелеотемы «лунное молоко» в пещере Прощальная (Хабаровский край) 322
С.Е. Мазина, Т.Н. Лащенова. Экологические и гигиенические вопросы безопасности пещер 342
Г.Н. Амеличев. Обоснование заповедного статуса карстовых полостей Республики Крым на основе оценки спелеоресурсного потенциала 363

СПЕЛЕСТОЛОГИЯ

Ю.А. Долотов. Спелестологический обзор и районирование Южного Крыма 388

Сведения об авторах 412

Content

Foreword 11

KARST

Yu.A. Kilin, I.I. Minkevich. New karstological studies in districts of the Perm Prikamye 17

V.M. Philippov, V.V. Tarasov, A.G. Filippov. Karst and caves of rivers Nepa and Nizhnyaya Tunguska, Central Siberian Plateau 30

E.V. Zakharov, V.B. Kimber, V.D. Rezvan, I.V. Tokarev, B.R. Mavlyudov. Results of isotopic investigations in 2013–2016 on karst areas of Sochinskiy speleological region (Western Caucasus) 57

E.V. Shavrina. Present-day development of surface and subterranean karst in the south-east of the Belomor-Kuloi plateau 88

HYDROLOGY AND HYDROCHEMISTRY OF GROUND WATER

A.S. Gusev. Hydrology of underground water of Khipsta Massif (Abkhazia) 107

T.M. Kuderina, B.R. Mavlyudov, E.A. Grabenko, R.S. Dbar. Natural water geochemistry of Western Caucasus limestone karst systems 134

S.V. Tokarev. The assessment of karst groundwater vulnerability to contamination on the example of Ay-Petri massif, Mountainous Crimea 143

CAVES

A.L. Shelepin. Speleological zoning for information-search system «Caves» 161

I.V. Golovachev. Characteristics of caves in the Inder karst district 175

V.B. Eremeev, E.M. Luskan, S.B. Selyanina. New information on speleo-aquifers' systems of the Pinega Nature Reserve 201

B.R. Mavlyudov, T.M. Kuderina, E.A. Grabenko, A.A. Medvedev, Ya.A. Ekba. Climate of Novoafonskaya Cave 218

O.I. Kadebskaya, E.A. Tsurikhin. Characteristics of perennial ice and cryogenic minerals from the Dark Star Cave (Uzbekistan) 244

A.M. Klementiev, O.N. Morozov, D.V. Kobylkin. Holocene fauna from the Dolganskaya Yama Cave (Northern Transbaikaliya) and its zoogeographic significance 252

L.V. Golovanova, V.B. Doronichev, A.L. Alexandrovskiy. Caves of the Lagonaki Highland: stratigraphy and paleoecology of the stone age archaeological sites 268

A.P. Degtyarev. Temperature-dynamic types of cave entrances 299

A.A. Gunko. Problems of Ikskie caves studying 311
O.S. Shadrina, L.M. Kondratyeva. Features of speleothem "moonmilk" formation in the Proshchal'naya Cave (Khabarovsk Territory) 322
S.E. Mazina, T.N. Lashenova. Ecological and hygienic problems of cave safety 342
G.N. Amelichev. Substantiation of the reserve status of karst caves in the Republic of Crimea based on speleoresource potential evaluation 363

SPELESTOLOGY

Yu.A. Dolotov. Spelestological overview and zoning of the Southern Crimea 388

List of the authors 412

Предисловие

Вашему вниманию представлен очередной сборник «Вопросы географии», посвящённый актуальным вопросам спелеологии и карстоведения. У истоков отечественной науки о карсте и пещерах стояли такие выдающиеся учёные как А.А. Крубер, Г.А. Максимович, Н.А. Гвоздецкий, К.А. Горбунова, И.А. Печеркин, Б.Н. Иванов, В.Н. Дублянский, В.С. Лукин, В.А. Варсанофьева, З.К. Тинтилозов, Т.З. Кикнадзе и другие. В наше время исследования, начатые этими учёными, продолжают молодые поколения спелеологов и карстоведов.

Карстующиеся породы (известняк, доломит, мрамор, мергель, конгломераты с известковым цементом, мел, гипс, каменная соль; иногда в этот список включается и ледниковый лёд) широко распространены на территории России. Территория карстующихся пород оценивается в 11370 тыс. км^2, что соответствует 66,5% площади России. В европейской части России карстующиеся породы встречаются в поверхностных слоях на 20% её территории.

К карстовым объектам относятся карстовые массивы, сухие долины, карровые поля, депрессии и воронки, карстовые озёра и источники, колодцы, шахты, пещеры и пещерные системы. Распространение карста оказывает влияние на строительство городов, водохранилищ, дорог, шахт, а также других сооружений и хозяйственных объектов. Карст может оказывать негативное воздействие на инженерные сооружения из-за провалов грунта в подземные полости, неожиданного дренажа водных объектов через трещинные зоны или карстовые полости, через осушение территорий. Вместе с тем карст играет и положительную роль. Карстовые ландшафты, включая пещеры, очень живописны и часто становятся объектами охраны в качестве памятников природы, национальных парков и заповедников. Карстовые воды считаются одними из лучших питьевых вод на нашей планете. Оборудованные для экскурсионного посещения карстовые пещеры неизменно привлекают большое количество туристов вне зависимости от территории, где они находятся.

Использование пещер в стране весьма многообразно. В промышленных целях они используются для организации водоснабжения; в медицинских – для лечения (например, бронхиальной астмы в подземных выработках калийного рудника в Пермском крае); в спортивных – для проведения спортивных мероприятий; в научных – для геологических, гидрогеологических, биологических, археологических

и прочих исследований; в туризме – в качестве экскурсионных объектов (Кунгурская, Капова, Воронцовская, Большая Азишская, Медовая пещеры, Саблинские катакомбы).

Изучение карста в наше время стало особенно актуальным в связи со строительством протяжённых газо- и нефтепроводов, железных и шоссейных дорог, с изучением загрязнения питьевых вод и поиском их новых источников, а также в связи с формированием карстовых провалов в городах (Москва, Казань, Уфа, Соликамск).

Изучение пещер в последнее время приобретает всё бóльшую актуальность. Пещеры используются в качестве объектов исследования и как туристические объекты. В последние годы интерес к пещерам проявило Русское географическое общество. Именно благодаря этому интересу и финансовой поддержке РГО в последние годы был создан электронный каталог пещер России, размещённый на сайте: www.speleoatlas.ru, который аккумулировал данные о пещерах России и некоторых сопредельных стран. На сайте можно найти не только описания конкретных пещер, но и большой объём разнообразной информации о пещерах. Каталог продолжает пополняться новыми данными о пещерах нашей страны.

В результате активных спелеологических исследований к настоящему времени открыто более четырёх тысяч природных полостей различных размеров и происхождения. Из них 141 относится к крупным пещерам длиной более километра и глубиной более 100 м. Самые протяжённые пещеры России: в известняках – Ботовская (60,8 км, Иркутская область), в гипсах – Кулогорская-Троя (16,25 км, Архангельская область), в конгломератах – Большая Орешная (47,0 км, Красноярский край). Больше всего крупных пещер на Большом Кавказе (35), в Пинего-Кулойском (22) и Южно-Уральском районах (19).

В дополнение к электронному ресурсу в настоящее время готовится хорошо иллюстрированный бумажный вариант – Атлас пещер России, который должен увидеть свет в конце 2018 г.

Интерес к пещерам в последнее время связан ещё и с тем, что в последние годы широкое развитие получила спортивная спелеология. Отечественные спелеологи добились выдающихся успехов в изучении глубочайших пещер мира, четыре из них находятся на территории Абхазии в пределах Гагрского и Бзыбского хребтов. Это пещерные системы: имени Веревкина (глубина 2212 м, протяжённость 12,7 км), Крубера-Воронья (глубина 2197 м, протяжённость 16,06 км), Сарма (глубина 1870 м, протяжённость 6,4 км) и Снежная (глубина 1760 м, протяжённость более 32 км). Изучение этих пещерных систем привлекает отечественных и зарубежных спелеологов.

Настоящий сборник дополняет два крупных проекта Русского географического общества (сайт и Атлас пещер России). Сборник освещает многообразие спелеологии и карстоведения. В него вошли статьи спелеологов и карстоведов из разных частей Российской Федерации: из Москвы, Санкт-Петербурга, Сочи, Архангельска, Пинеги, Иркутска, Хабаровска, Симферополя, Перми, Екатеринбурга, Астрахани, Майкопа, а также из Сухума (Республика Абхазия). Статьи в сборник представили сотрудники научных и академических организаций, заповедников, а также представители региональных отделений РГО, спелеологи и спелестологи.

В сборнике с разных сторон освещены вопросы спелеологии и карстоведения. Вопросам изучения карста посвящено несколько статей. В работе *Ю.А. Килина, И.И. Миньkевич* рассмотрены особенности активизации карстовых процессов вдоль линий газопроводов в Пермском крае. *В.М. Филиппов, В.В. Тарасов, А.Г. Филиппов* рассмотрели особенности развития карста и пещер в долинах рек Непы и Нижней Тунгуски на Среднесибирском плоскогорье. Авторы считают, что Район Непских дислокаций может служить природным полигоном для изучения особенностей развития карста. В статье *Е.В. Захарова, В.Б. Кимбер, В.Д. Резвана, И.В. Токарева и Б.Р. Мавлюдова* обсуждаются результаты изотопных исследований вод на закарстованных территориях Сочинского спелеологического района (Западный Кавказ). Изотопный анализ позволил выявить источники природных вод на закарстованных территориях района в пределах поверхностных и подземных водотоков. Современное развитие подземного и поверхностного карста на примере юго-востока Беломорско-Кулойского плато рассмотрено в статье *Е.В. Шавриной*.

Несколько статей в сборнике посвящены изучению гидрологии карстовых территорий. Особенностям гидрологии подземных вод Хипстинского карстового массива в Абхазии посвящена публикация *А.С. Гусева*. Исследования проводились спелеологическими и гидрологическими методами, включая метод окрашивания вод, оценены размеры наиболее крупных пещер массива и преобладающие пути движения подземных вод. *Т.М. Кудерина, Б.Р. Мавлюдов, Е.А. Грабенко* проанализировали геохимический состав природных вод карстовых систем Западного Кавказа. Воды карстовых массивов имеют щелочную реакцию среды и повышенную минерализацию по сравнению с поверхностными водами. Температурный режим поверхностных вод имеет годовую изменчивость, а для пещерных вод характерны стабильные значения. На химический состав природных вод активно влияют вмещающие карбонатные породы, глубинные воды и атмосферные осадки.

Оценка уязвимости карстовых подземных вод к загрязнению на примере карстового массива Ай-Петри (Горный Крым), проведена *С.В. Токаревым*. В работе освещена общая методология оценки уязвимости подземных вод, на основе которой для условий Горного Крыма разработана региональная методика оценки уязвимости карстовых подземных вод.

Наибольшее количество статей в сборнике анализирует процессы, связанные с карстовыми пещерами. *А.Л. Шелепин* приводит детальное спелеологическое районирование на территории России, которое было сделано для информационно-поисковой системы «Пещеры», находящейся в интернете. Построенная система районирования России включает 11 спелеологических стран, 52 провинции, 85 областей и более 150 районов и подрайонов; в базу внесено более 4600 пещер.

Детальную характеристику пещер слабо изученного и перспективного Индерского карстового района, расположенного на северо-западе Казахстана, проводит *И.В. Головачёв*. Он описывает 14 новых пещер в гипсах позднепалеозойского возраста, поднятых на дневную поверхность вследствие соляного тектогенеза.

В.Б. Еремеев, Е.М. Лускань и С.Б. Селянина приводят новые данные о пещерных системах Пинежского заповедника, которые частично или полностью заполнены водой. На примере Верхнекумичевской, Сабуровской и Карьеловской пещерных систем была показана перспективность концепции спелеоводоносных систем для понимания природных процессов, происходящих в карстующихся горных породах. В настоящее время на территории Пинежского заповедника известно 105 пещер суммарной протяжённостью 55 км.

Климат Новоафонской пещеры в Абхазии рассмотрен в статье *Б.Р. Мавлюдова, Т.М. Кудериной, Е.А. Грабенко, А.А. Медведева, Я.А. Экбы*. Показано, что пещера представляет собой климатическую систему с двумя входами на разных высотных уровнях и нейтральной зоной в пределах залов; в пещере отмечены и положительная (вертикальная часть) и отрицательная (водоотводные туннели) температурные аномалии.

О.И. Кадебская и Е.А. Цурихин сообщили о многолетних и сезонных льдах, а также о криогенных минералах, которые были изучены в пещере Дарк Стар в Узбекистане. Наибольшая многолетняя наледь размером 20×30 м при толщине 7 м находится в гроте Полнолуние. Проведено изучение криогенной муки, представляющей собой кристаллы кальцита, которые образуются в условиях быстрого замерзания поступающих водных растворов.

На основании изучения костных останков из пещеры Долганская Яма на Витимском плоскогорье в северном Забайкалье *А.М. Клемен-*

тьев, О.Н. Морозов и Д.В. Кобылкин определили состав голоценовой фауны и определили её зоогеографическое значение для территорий, примыкающих к пещере. Установлено присутствие в сборах остатков бурого медведя, рыси, росомахи, соболя, кабарги, зайца, серого волка, лисицы, колонка, кабана, косули, изюбря, а также редкого красного волка. Обсуждаются возможные популяционные различия сибирской кабарги в разных частях ареала.

Л.В. Голованова, В.Б. Дороничев и А.А. Александровский приводят данные стратиграфии и палеоэкологии археологических памятников (стоянок древнего человека) каменного века в пещерах Мезмайская и Матузка на Лагонакском нагорье на Северо-Западном Кавказе. В этих пещерах сохранились многометровые отложения, датируемые поздним плейстоценом и ранним голоценом, с которыми связаны стоянки как неандертальского человека среднего палеолита и современного человека верхнего палеолита и неолита.

Температурно-динамические типы пещерных входов на примере отдельных участков пещерной системы Снежная в Абхазии анализирует *А.П. Дегтярев*. Рассматриваются различные типы воздушной циркуляции многовходовых пещерных систем в разные сезоны года. Получена четырёхфакторная классификация пещерных входов, включающая десять температурно-динамических типов, из которых четыре описаны впервые.

А.А. Гунько рассмотрел пещеры Икского карстового участка, расположенного в западной части Республики Башкортостан, которые известны более 250 лет. Карстовый участок испытал большую антропогенную нагрузку из-за развития местной промышленности, строительства железных и автомобильных дорог. Часть пещер оказалось утерянной или уничтожена карьерами.

Особенности формирования специфических пещерных образований под названием «лунное молоко» в пещере Прощальная в Хабаровском крае проанализировали *О.С. Шадрина и Л.М. Кондратьева*. Они использовали методы микробиологического культивирования, масс-спектрометрии и сканирующей электронной микроскопии. Были проведены комплексные исследования элементного состава «лунного молока» и природных вод в карстовой пещере Прощальная. Микроструктура образцов «лунного молока» представлена игольчато-трубчатыми кристаллами и булавовидными структурами, погруженными в мицелиальную рыхлую сеть.

С.Е. Мазина и Т.Н. Лащенова рассмотрели экологические и гигиенические вопросы безопасности пещер. Анализируются оценки безопасности пещер для человека и оценки состояния пещерных экосистем.

Наибольшее антропогенное воздействие приходится на экскурсионные оборудованные пещеры. Безопасность пещер для человека связана с состоянием их радиационной и микробиологической обстановок.

Обоснование заповедного статуса карстовых полостей Республики Крым на основе оценки спелеоресурсного потенциала проводит *Г.Н. Амеличев*. Описаны основные этапы процедуры, включающие создание индивидуального паспорта пещеры, выявление ресурсного потенциала и его количественная оценка, определение заповедного статуса. На основе статистического анализа экологических ресурсов почти 1500 пещер выявлено 124 особо ценных спелеологических обьекта, претендующих на внесение в природно-заповедный фонд Республики Крым.

Ю.А. Долотов приводит спелестологический обзор и районирование Главной гряды Крымских гор и макросклона Южного Берега Крыма. Задача данной работы заключается в уточнении спелестологического районирования региона Южного Крыма. В пределах Южно-Крымской области Горнокрымской провинции Средиземноморской страны выделяется 14 спелестологических районов. Здесь для своих нужд люди широко использовали многочисленные естественные пещеры (иногда подработанные) как жилища, святилища и храмы, места погребений, а также искусственные сооружения: убежища, транспортные тоннели и дренажные противооползневые галереи.

Материалы сборника показывают, что изучение карста и пещер – это комплексная задача, в которую вовлечены также многие смежные науки: геоморфология, геология, минералогия, геохимия, гидрология, климатология, гляциология, биология, археология и др. И именно комплексность подходов отличает карстоведение и спелеологию от многих других наук. Наряду с традиционными практическими и теоретическими методами, в спелеологии и карстоведении начали использоваться современные методологии: изотопные исследования, электронная микроскопия, масс-спектрометрия, использование беспилотных летательных аппаратов. Конечно, в дальнейшем использование этих и других современных методов будет нарастать.

Несмотря на точечное рассмотрение вопросов, приуроченных к относительно небольшим территориям или отдельным пещерам, в целом сборник даёт достаточно объективное представление о состоянии отдельных разделов спелеологии и карстоведения, о большом разнообразии проводимых исследований, об их теоретической и прикладной значимости. Но несмотря на значительное количество статей сборник не претендует на всю полноту охвата вопросов и проблем, связанных с карстом и пещерами.

Б.Р. Мавлюдов

КАРСТ

УДК: 551.435.8; 556.3; 551.44

Новые карстологические исследования в районах Пермского Прикамья

© 2018 г. Ю.А. Килин, И.И. Минькевич

Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь
iks-org@mail.ru

New karstological studies in districts of the Perm Prikamye

Yu.A. Kilin, I.I. Minkevich

Perm National State Research University, Perm
iks-org@mail.ru

Researches are executed in Perm Krai, where the modern and ancient carbonate and sulphate karst is widely developed. The total area of karst districts of the region is 45.9 thousand km^2, and the area carbonate and sulphate karst rocks is equal to 35.5 thousand km^2. Karst deposits are widespread in the tectonic characteristic on the suburb of the East European platform, the Cis-Urals deflection, West Ural folded area and Central Ural raising. Each geotectonic situation is characterized by the particular tectonic treatment and that finds the reflection in the power of a zone of active water exchange and a karst emergence. In that work materials are used of forwarding researches and materials are used for long-term research works of department of dynamic geology and hydrogeology of Perm State National Research University (PSNSU), also literary and share sources.

Key words: ***Chusovskoi cape, Irensky karst area, karst, karst waters, Kishert region.***

Исследования выполнены в Пермском крае, где широко развит современный и древний карбонатный и сульфатный карст. Общая площадь карстовых районов края составляет 45,9 тыс. км^2, а площадь карбонатных и сульфатных карстующихся пород равна 35,5 тыс. км^2. В тектоническом отношении карстующиеся отложения распространены на окраине Восточно-Европейской платформы, Предуральского прогиба, Западно-Уральской складчатой зоны и Центрально-Уральского поднятия. Каждая геотектоническая обстановка характеризуется особым тектоническим режимом, что находит своё отражение в мощности зоны активного водообмена и карстообразования. В работе используются материалы экспедиционных исследований авторов, многолетних исследовательских работ кафедры динамической геологии и гидрогеологии Пермского государственного национального исследовательского университета, а также литературные и фондовые источники.

Ключевые слова: ***Иренский, Кишертский, Полазнинский карстовые районы, карст, трещинно-карстовые воды, Чусовской мыс.***

Введение

В Пермском Прикамье особенно интенсивно развивается карст на участках выхода отложений кунгурского яруса, перекрывающих артинские известняки. Отложения кунгурского яруса развиты в восточной части платформы и в Предуральском прогибе. Здесь выделяются филиповский и иренский горизонты. В основании кунгурского яруса залегают доломиты и известняки филипповского горизонта, мощностью 50–60 м. Выше по разрезу залегает сульфатно-карбонатная толща иренского горизонта, представленная четырьмя сульфатными пачками лунежской, демидковской, шалашнинской и ледяно-пещерской, которые разделены маломощными карбонатными пачками – тюйской, елкинской и неволинской.

Формирование химического состава подземных вод зоны активного водообмена зависит от литологического состава карстующихся пород, геотектонической обстановки, климатических и гидрогеологических условий района.

Характерной особенностью иренского горизонта служит закарстованность сульфатных пачек. Мощность горизонта изменяется в зависимости от структурно-тектонической обстановки, геоморфологического положения участка, что объясняется различной степенью трещиноватости и закарстованности. Общая мощность иренского горизонта (всех его пачек) составляет 130 м. К таким районам относятся: Полазнинский и Иренский. В Кишертском районе карст связан главным образом с доломитами, мергелями, ангидритами, гипсами кошелевской и поповской свит.

Полазнинский карстовый район

Характерной особенностью Полазнинского карстового района является его приуроченность к Камскому водохранилищу (Килин, Минькевич, 2003). Подземные воды на береговых участках гидравлически связаны с уровневым режимом водохранилища. Два раза в году в водохранилище устанавливаются максимальные уровни (май–июнь, октябрь–ноябрь) и минимальные уровни (март–апрель, сентябрь); перепады высот до 10 м. На активизацию карстового процесса сильно влияют техногенные воздействия. На данном участке развиты три водоносных горизонта: грунтовые воды четвертичных отложений, трещинно-кар-

стовые воды, приуроченные к обвально-карстовым образованиям (Q-N) и трещинно-карстовые воды, приуроченные к карбонатным и сульфатным породам иренского горизонта кунгурского яруса. Подземные воды относятся к SO_4-HCO_3-Ca-Na, HCO_3-Ca-Cl-Na гидрохимическим фациям с минерализацией от 0,22 до 1,76 г/дм^3. Изменения химического состава и минерализации обусловлены влиянием подпора грунтовых вод Камского водохранилища, смешиванием с водами обвально-карстовых отложений и трещинно-карстовыми водами иренского горизонта. Воды SO_4-Ca или SO_4-Ca-HCO_3 стабильны в гидрохимическом отношении; их минерализация изменяется от 1,0 до 3,776 г/дм^3 (рис. 1).

Г.А. Максимович (1963) выделил в приконтактной полосе с водохранилищем две гидродинамические зоны: зону горизонтальной циркуляции и зону сезонных колебаний, обусловленную величиной сработки водохранилища. Гидрогеологические условия благоприятствуют развитию карста в районе. Зона влияния водохранилища распространена в сторону берега до 2 км. Регулярный приток маломинерализованных вод в паводковый период значительно активизирует процесс растворения сульфатных и карбонатных пород, что способствует проявлению суффозии в песках вследствие изменения скорости потока подземных вод. В ходе изучения гидрохимии в приконтактной зоне с водохранилищем установлено, что скважины в четвертичных и обвально-карстовых отложениях вскрывают разные по химическому составу подземные воды. В одних случаях это HCO_3-Ca-Cl-Na с минерализацией до 0,6 г/дм^3, в других случаях SO_4-HCO_3-Ca-Na с минерализацией до 2,1 г/дм^3. Иренский водоносный горизонт имеет спорадическое распространение. Разгрузка высокоминерализованных вод приурочена к зонам тектонических нарушений. Она контролируется логами, т.е. их уровни намного выше уровня водохранилища. В местах отсутствия зон тектонических нарушений водоносный горизонт не имеет стока воды в водохранилище, здесь идёт процесс инфильтрации в береговые отложения и химический состав соответствует воде водохранилища.

Иренский карстовый район

Классическим районом проявлений гипсового карста служит Иренский карстовый район (рис. 2). Здесь характерны следующие типы карста (по классификации Г.А. Максимовича, 1963): 1) го-

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Мощность, м	Литологическая колонка	Наименование породы	Тип подземных вод	Глубина залегания от поверхности земли, м	Дебит: Источников, л/сек.	Дебит: Уд. дебит скв. м³/сек	Минерализация г/л	Гидрохимическая фация
Четвертичная		Q_{IV}		15-30		Пески, суглинки, глины	Верховодка	0,3-2,5			150-400	SO_4-HCO_3-Ca HCO_3- Ca- SO_4
						Аллювиальные супеси, пески, гравий, галька, невыдержанные прослои глин в основании	Грунтовые воды	1-9	0,01-0,2	3-20		SO_4-HCO_3-Ca SO_4-Ca- HCO_3 HCO_3-SO_4-Ca
Пермская, P	Нижний - P_1	Кунгурский - P_1kg	Соликамский			Обвально-карстовые образования, известняки, мергели, линзы песчаников	Трещинно-пластовые и трещинно-грунтовые воды	4-26	ср.2		60-400	HCO_3- Ca- SO_4 HCO_3- Ca- Mg
			Иренский			Глины, трещиноватые гипсы, антидриты крепкие, доломиты, известняки	Трещинно-карстовые воды	50-70	0,01-40		2000-7000	SO_4-Ca

Рис. 1. Приуроченность типов подземных вод зоны активного водообмена к стратиграфическим горизонтам для междуречья рек Камы, Сылвы, Чусовой (по А.И. Печеркину, 1986, с дополнением авторов, 2003)

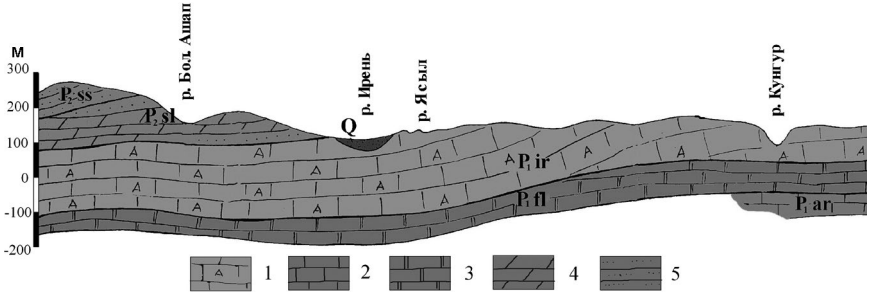


Рис. 2. Геологический разрез Иренского карстового района: 1 – гипсы и ангидриты; 2 – известняки; 3 – доломиты; 4 – мергели; 5 – аргиллиты; 6 – песчаники. P_1šš – шешминский горизонт, уфимский ярус, нижний отдел пермской системы; P_1sl – соликамский горизонт, уфимский ярус, нижний отдел пермской системы; P_1ir – иренский горизонт, кунгурский ярус, нижний отдел пермской системы; P_1fl – филипповский горизонт, кунгурский ярус, нижний отдел пермской системы, P_1ar – артинский ярус, нижний отдел пермской системы

лый – карстующиеся породы выходят на поверхность земли; 2) задернованный – на выровненных участках или в понижениях рельефа карстующиеся породы задернованы; 3) подэлювиальный и подаллювиальный – под отложениями соответствующего генезиса; 4) закрытый – под коренными соликамскими породами.

Отличительная особенность района заключается в большом количестве провальных воронок, увеличении глубины карстовых форм с востока на запад, омоложении карста – «дочерние воронки», резкие обрывистые склоны воронок с оползанием дерна, признаки современного карстообразования.

Больше всего изучены карстовые процессы в районе прохождения трасс магистральных газопроводов. Здесь (Ясыльский карстовый участок) создан полигон, на котором в течение 20 лет проводились карстологические исследования. Для объективной оценки закарстованности выполнено карстологическое исследование трассы и прилегающей территории (буровые и геофизические работы, лабораторные исследования грунтов, карстующихся пород, поверхностных и подземных вод). В результате были получены сведения о поверхностных и подземных проявлениях карста. В зависимости от разных геологических условий в зонах вертикальной нисходящей циркуляции, переходной и горизонтальной циркуляции трещинно-карстовых вод образовались воронки разного генезиса: коррозионно-провальные,

Таблица 1. Показатели поверхностной закарстованности (Ясыльский карстовый полигон)

Наименование характеристик	Годы				
	2010	2011	2012	2013	2014
Площадь, S м^2	774150	774150	774150	774150	774150
Количество карстовых форм, N	28	26	33	31	68
Суммарная площадь карстовых форм, S_b, м^2	49,18	35,54	83	308,5	129,53
Суммарный объём карстовых форм, V_b, м^3	7,04	33,13	135	288,3	151,72
Диаметры воронок, м	0,2–5,0	0,3–3,5	0,3–4	0,8–10,0	0,1–6,0
Глубина воронок, м	0,2–3,0	0,2–2,0	0,3–3,5	0,8–1,5	0,4–2,0
Показатель глубинности	0,2–6,5	0,3–0,5	0,4–3,3	0,44–5,82	0,11–7,5
Плотность карстовых форм	36,2	33,59	42,63	40,05	87,85
Площадной коэффициент поверхностной закарстованности, %	0,006	0,0046	0,010	0,04	0,017
Объемный показатель поверхностной закарстованности, мм	0,009	0,043	0,174	0,025	0,196
Средний объем суффозинно-карстового провала, м^3	0,25	1,27	4	9,3	2,2

коррозионно-суффозионные, коррозионно-просадочные, коррозионио-эрозионные, провальные и полигенетические.

После строительства газопровода была отмечена активизация карста в логах. Воронки по глубинам распределялись следующим образом: мелкие воронки глубиной до 1 м составляли 29–30%, обычные глубиной 1–3 м и более – 68–70%. Наиболее распространены конусообразные, блюдцеобразные воронки, с пологими задернованными стенками, с активным хорошо фильтрующим воду дном. Размеры в плане от 1×1 до 20×20 м, реже 13×40 м (табл. 1).

Интервалы их распределения находятся на глубинах 0–5, 5–10, 10–15 м (рис. 3, *а*). Количество полостей в этом диапазоне составляет 46, 95, 67 штук соответственно. Глубина вскрытия полостей изменяется от 0,6 (скважина № 128) до 39,5 м (скважина № 2). Большинство полостей не превышает в высоту 2 м (рис. 3, *б*). В основном распространены полости и полости-трещины, высота которых не превышают 0,2 м. Средняя высота полостей равна 1,7 м. Общая высота всех полостей – 416,7 м. Самая высокая полость (12,4 м) была вскрыта в скважине № 55.

По формуле В.П. Костарева (1979) были рассчитаны коэффициенты линейной внутренней и открытой закарстованности: 1) линейный коэффициент внутренней закарстованности рассчитывается по формуле: $Kl = \sum h_c/l_b$, где h_c – высота заполненной карстовой полости, l_b – мощность карстующихся пород. В результате расчёта линейный

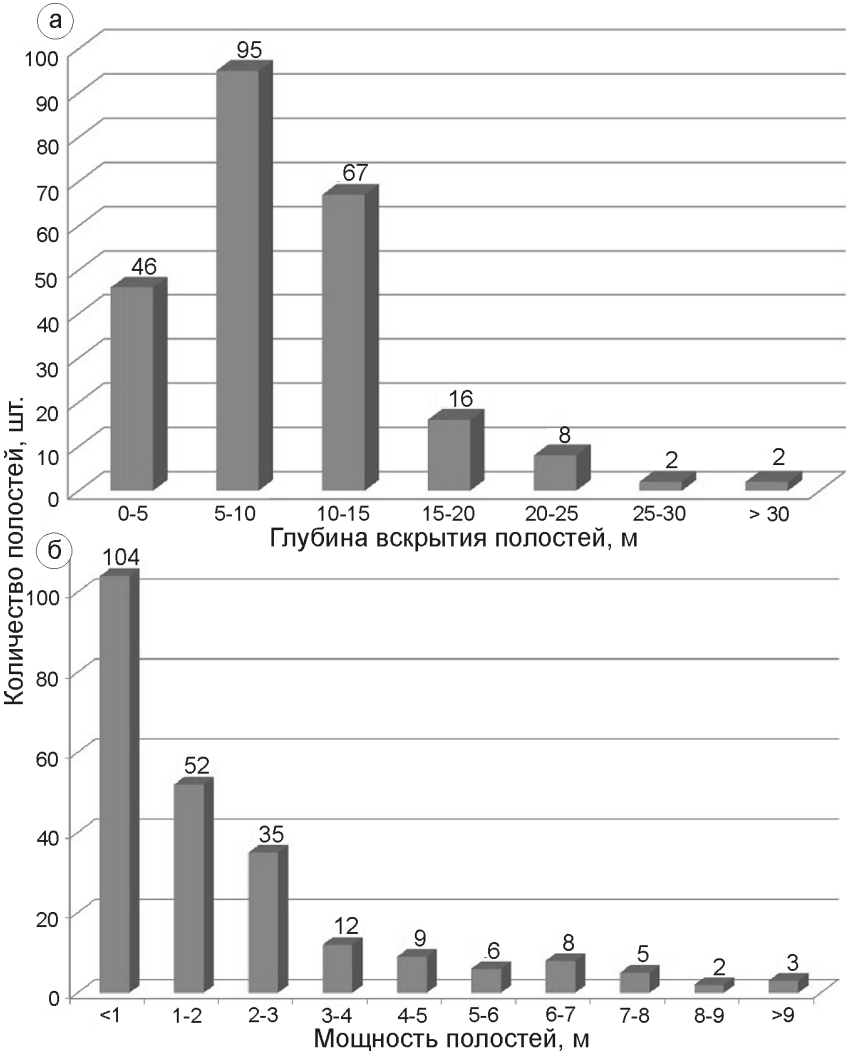


Рис. 3. Распределение карстовых полостей по глубине вскрытия (*а*) и по мощности (*б*)

коэффициент внутренней закарстованности составляет от 0,11 до 0,53 доли единицы; 2) линейный коэффициент открытой закарстованности: $Kl_o = \Sigma h_{on}/\Sigma l_b$, где h_{on} – высота незаполненной карстовой полости, l_b – длина расчётного участка, м. В результате расчёта линейный коэффициент открытой закарстованности составляет от 0,05 до 0,2 доли единицы.

Формирование подземных карстовых форм происходит за счёт карстово-суффозионных процессов горизонтального стока преимущественно в зоне сезонных и многолетних колебаний уровня трещинно-карстовых вод. Образование полостей связано с зонами вертикальной нисходящей, переходной и горизонтальной циркуляции подземных вод.

Кишертский карстовый район

Кишертский район преимущественно гипсового и карбонатно-гипсового карста простирается узкой полосой вдоль восточного склона Уфимского плато от междуречья Сылвы и Шаквы до южной границы Пермского края. Он занимает в основном левобережную часть бассейна среднего течения р. Сылвы, которая на севере пересекает его в широтном направлении. Рассматриваемая территория относится к Приуральской возвышенной всхолмленной равнине.

Карбонатные отложения артинского и филипповского горизонта кунгурского яруса на восточном крыле Уфимского вала погружаются в сторону прогиба и фациально замещаются дивьинской и лекской свитами глин, алевролитов, мергелей, глинистых известняков и ангидритов. По мере погружения карбонатные отложения перекрываются поповской свитой (иренский горизонт) кунгурского яруса, представленной мергелями, доломитизированными мергелями, глинами, глинистыми известняками и песчаниками, с прослоями и линзами гипса и ангидрита. В её основании прослеживается пачка ангидритов (Горбунова и др., 1992).

В районе Предуральского прогиба, где карстовый процесс является основным рельефообразующим фактором, характерны редкие неглубоко врезанные ящикообразные долины, эрозионно-карстовые овраги и лога. Здесь широко развиты карстовые формы: воронки, провалы, блюдца, карстовые впадины, часть которых заполнена водой. Кишертский карстовый район – это зона разгрузки карстовых вод Уфимского вала. Водоносный горизонт карбонатных отложений разделяется здесь на концентрированные потоки, направленные к местам разгрузки вдоль наиболее трещиноватых и закарстованных зон, а также по контактам разнородных пород. Потоки карстовых вод как бы огибают рифы, массивы гипсов и ангидритов, менее трещиноватые и малопроницаемые породы, причём сток здесь не только поперечный, но и продольный относительно оси вала. Воды зон горизонтальной и сифонной циркуляции Уфимского вала разгружаются в виде нисходя-

щих и восходящих источников, а также путём фильтрации в аллювий, карстовые брекчии, трещиноватые выветрелые сульфатные отложения. На контакте с сульфатными отложениями пресные гидрокарбонатно- кальциевые воды преобразуются в сульфатно-кальциевые воды с минерализацией до 2,6 г/дм^3.

В Кишертском районе выделяется семь карстовых участков с очагами разгрузки карстовых вод (табл. 2). Общий расход воды всех сульфатных источников Кишертского карстового района – более 800 л/с. Трещинно-поровые пластовые воды терригенных отложений поповской свиты кунгурского яруса развиты в восточной части района. Водоносны трещиноватые мергели и песчаники – водоносная кунгурская сульфатно-карбонатно-терригенная свита. Суммарная родниковая разгрузка карстовых вод как гидрокарбонатных, так и сульфатных в Кишертском карстовом районе составляет более 2500 л/с. Подобная разгрузка в зоне распространения гипсов и ангидритов – это причина высокой активности карстового процесса.

Установленная гидрогеохимическим методом интенсивность развития карста в сульфатных породах в зоне контакта с карбонатными в 10 раз больше, чем в гипсоангидритах, расположенных восточнее, и в 40 раз выше, чем в карбонатах Уфимского плато (Турышев, 1962).

Группа Кишертских озёр была описана К.А. Горбуновой с соавторами (1962). В июле 2006 г. по программе изучения карстовых озёр Института карстоведения и спелеологии были исследованы карстовые озёра и реки (табл. 3). Особенно детально исследовано оз. Молебное. Проведён комплекс полевых работ, в него входили гидрометрия, гидрохимия и исследование термики озера. Сопоставив данные 1957–1959 и 2006 гг., удалось проследить динамику развития озера (рис. 4). Как видно из табл. 4, за исследуемый период глубина оз. Молебного уменьшилась примерно на 1,5–2 м, что свидетельствует об активном техногенном загрязнении и заилении. В настоящее время химический состав воды озера представлен фацией HCO_3-Na-Ca-SO_4 (см. табл. 3). Минерализация воды увеличивается с глубиной. На поверхности она составляет 190 мг/дм^3, а в придонных слоях достигает 590 мг/дм^3. Увеличение минерализации в придонном слое обусловлено подтоком сульфатных вод из нижних водоносных горизонтов (табл. 5).

Такая разница обусловлена тем, что со дна в озеро поступают карстовые воды. Это подтверждается и термикой озера. Температура придонных слоев составляет 8 °С, а поверхностных 24 °С при температуре

Таблица 2. Карстовые участки Кишертского района с очагами разгрузки карстовых вод

Участок	Поле или элемент рельефа	Гидрогеологические проявления
Междуречье Сылвы и Шаквы	Посадское и Подпавлинское поля	Озёра, вода слабо минерализована (95–233 мг/дм^3), мягкая (1,6–8,4), относится к HCO_3-SO_4-Ca и HCO_3-Ca-Cl гидрохимическим фациям
Кишертский	Пойма и I, II, III террасы р. Сылвы	Провальные озёра: Молебное глубиной 19,5 м, Безымянное, Яма, Восьмерка, три Березинских, Зуевское и Провал. Минерализация воды озёр изменяется от 175 (Березинское западное) до 599 мг/дм^3. Озёра относятся к HCO_3-SO_4-Ca, HCO_3-Ca-Cl, HCO_3-SO_4-Na, SO_4-HCO_3-Na, HCO_3-Ca-SO_4. Зимой минерализация воды озёр Молебное и Провал сильно возрастает, у деревни Зуево из воронкообразного углубления вытекает сульфатный источник с расходом воды около 12 л/с, впадающий в р. Кишертку. Восходящие сульфатные источники известны на дне оз. Кислое. Источники на дне Низковской карстовой депрессии дают начало р. Кишертке с расходом воды 26 л/с.
Сединский	Правобережье долины р. Сединки	Между деревней Верх-Седа и селом Седа долина р. Сединки пересекает карстовую котловину, на дне которой выходят карстовые воды HCO_3-SO_4-Ca и SO_4-HCO_3-Ca состава с минерализацией до 1,6 г/дм^3.
	Дреминская депрессия	Озёра, вода Дреминского озера имеет минерализацию 213,7 мг / дм^3, жёсткость 5,6 H^0 и относится к HCO_3-SO_4-Ca гидрохимической фации. Вода загрязнена (NO_3-7, NH_4- 3 мг/дм^3).
	Бурцевская депрессия	Озёра, характеризуются минерализацией воды от 100 до 300 мг/л. Озёра относятся к HCO_3-SO_4-Ca и HCO_3-Ca-NO_3 гидрохимическим фациям.
Мазуевский	Озёрная депрессия	Озёра. Река Мазуевка увеличивает расход от 7 л/с до 190 л/с при разгрузке восходящих и нисходящих родников выше деревни Мазуевки. Вода SO_4-HCO_3-Ca с минерализацией до 1,8 г/дм^3.
Дикоозёрский	Озёрная депрессия	Озёра (8), поверхностный сток в верховьях р. Мазуевки до 2 л/с, при слиянии Дикоозёрской и Мазуевской депрессий восходящие родники в русле до 25 л/с. Минерализация воды обследованных озёр 189–325 мг/дм^3, относится к HCO_3-Ca-SO_4, HCO_3- SO_4-Ca, HCO_3-SO_4-Na, HCO_3-Na-SO_4, HCO_3–Na-Ca гидрохимическим фациям
Суксунско-Советинский	Долины рек Советянки и Киселёвки	Родники восходящие и нисходящие от 2 до 54 л/с, карстовая река Советянка увеличивает расход при разгрузке родников с 16 до 257 л/с. Родники, озёра, четыре родника в долине р. Киселёвки с дебитом до 2,3 л/с. Минерализация воды 61 до 641 мг/дм^3, относится к HCO_3-Ca-SO_4, HCO_3-Ca-Cl, HCO_3-Ca-Na, HCO_3-Ca-Mg, HCO_3-Cl-Ca, HCO_3-SO_4-Na, HCO_3-Na-SO_4 и SO_4-HCO_3-Na гидрохимическим фациям
Ключевской	Долина р. Иргины	11 родников севернее горы «Рифа»: восходящие и нисходящие с суммарным дебитом до 36 л/с, дающие начало ручьям. Южнее горы «Рифа» у села Брехово 4 родника, дающие начало р. Иргина с дебитом 320 л/с. Суммарный дебит родников составляет более 1000 л/с.

Таблица 3. Химический состав поверхностных вод Кишертского района

№ пробы	Место отбора пробы	Дата отбора пробы	Минерализация, мг/л	SO_4^{-2} мг/л	Гидрохимическая фация
2	устье р. Кишертки	11.07.06	665,05	151,30	HCO_3-SO_4-Na-Ca
1	р. Сылва	11.07.06	723,30	175,32	HCO_3-SO_4-Na-Ca
3	оз. Каравашек (Маленькое)	12.07.06	734,90	353,04	SO_4-HCO_3-Ca-Na
8	оз. Каравашек (Большое)	12.07.06	791,95	365,05	SO_4-HCO_3-Ca-Na
12	оз. Молебное, придонная проба	13.07.06	591,93	50,43	HCO_3- Na-Ca-SO_4
12а	оз. Молебное	13.07.06	187,80	12,01	HCO_3- Na-Ca-SO_4
7	Т.н. 17	12.07.06	271,34	33,62	HCO_3-Ca -SO_4-Na
9	Т.н. 15	12.07.06	403,74	24,02	HCO_3- Ca-Na- SO_4
10	Т.н. 18	12.07.06	799,91	259,38	HCO_3-SO_4-Ca-Na
5	р. Кишертка	12.07.06	1287,74	566,79	SO_4-HCO_3-Ca-Na
11	озеро по ул. Коммунистической т.н. 19	13.07.06	248,09	52,84	HCO_3-SO_4-Na-Ca
6	р. Кишертка под ж/д мостом	12.06.06	1288,05	547,58	SO_4-HCO_3-Ca-Na
13	оз. Кислое	26-27.07.06	498,86	48,03	HCO_3- Ca-Na- SO_4

Таблица 4. Динамика оз. Молебного

Год	Профиль 1	Профиль 2	Глубина
1957–1959	120	108	19,5
2006	114	124	17,7

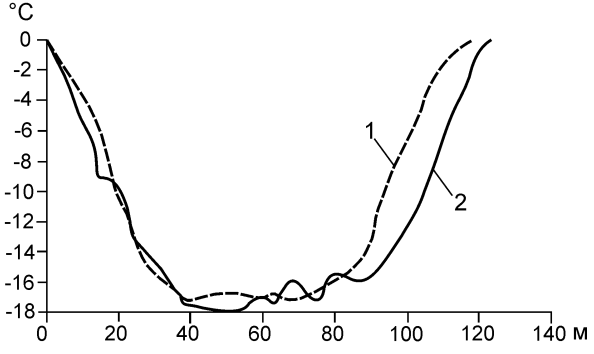


Рис. 4. Профили оз. Молебного (Минькевич, Ощепков, 2006). 1 – профиль 1957–1959 гг.; 2 – профиль 2006 г.

воздуха 31 °С. 15 марта 2007 г. вода имела приповерхностную температуру 0 °С, срединную 3 °С, придонную 4 °С. Зимой озеро полностью покрывается слоем льда.

Таблица 5. Химический состав оз. Молебного, 2006 г.

Слои	Анионы мг/дм^3						Катионы мг/дм^3						Жёсткость, мг-экв
	HCO_3	SO_4	Cl	NO_2	NO_3	Σ	Ca	Mg	Na+K	NH_4	Fe^3	Σ	
Поверхностные	115,94	12,01	9,93	0,002	0,04	137,92	21,04	3,04	25,75	-	0,05	49,88	1,3
Придонные	372,22	50,43	15,6	0,1	0,001	438,35	52,1	13,98	84,15	2,8	0,55	153,58	3,75

На Кишертском участке исследованы воды карстовых воронок, мочажин, ручьёв, с минерализацией 0,1–0,8 г/дм^3. Состав этих вод таков: HCO_3-Cl-Ca-Mg (или Na-Cl). В Иренском районе воды с минерализацией 0,1–0,9 г/дм^3 связаны с озёрами и относятся только к сульфатному типу (SO_4-Na подтипу). В Мазуевской депрессии пресные воды известны среди родников, речек, озёр, ручьёв. Родники характеризуются минерализацией 0,6–1,0 г/дм^3, по своему составу они сульфатно-натриевые: HCO_3-SO_4-Ca-Na. Озёра имеют минерализацию 0,2–0,5 г/дм^3, они либо содовые (до 20 экв% соды), либо сульфатно-натриевые. Реки (истоки рек Мазуевки и Кишертки) с минерализацией 0,3–0,7 г/дм^3 имеют состав HCO_3-SO_4-Ca-Na. В Дикоозерной депрессии пресные воды (до 0,3 г/дм^3) связаны с озёрами, по составу они HCO_3-SO_4-Ca.

Заключение

Установлена закономерность смены химического типа вод при одной и той же минерализации в различных по составу породах: сульфатно-натриевыми являются минерализованные воды Иренского района, приуроченные к лунежской пачке иренского горизонта (ангидриты и гипсы), и пресные воды, приуроченные к обвально-карстовым отложениям N-Q возраста. В четвертичных отложениях Кишертского участка воды пресные. В Мазуевской и Дикоозерной депрессии распространены сульфатно-натриевые воды, приуроченные к отложениям кошелевской и поповской свит, где наряду с терригенными породами присутствуют известняки, доломиты, гипсы и ангидриты. Наблюдается увеличение минерализации верхнего водоносного горизонта и поверхностных вод в зонах разгрузки сульфатных минерализованных вод.

Активизация карстового процесса в этих районах вызвана также прохождением по данной территории трасс магистральных газопроводов. Круглогодичная активизация карста здесь происходит в резуль-

тате повышения температуры из-за разогрева трубы газопровода до 20–30 °С. В зоне влияния трубы образуются талики, и здесь происходит интенсивное растворение нижележащих гипсоангидритовых толщ.

Исследования в районах интенсивного развития карста (Полазнинский, Иренский, Кишертский) говорят об активизации карстовых процессов, вызванных как природными, так и техногенными процессами.

Литература

Горбунова К.А. Озера гипсового карста // Гидрогеология и карстоведение. 1962. Вып. 1. Пермь. С. 101–122.

Горбунова К.А., Андрейчук В.Н., Костарев В.П., Максимович Н.Г. Карст и пещеры Пермской области. Пермь: Изд-во Пермского ун-та. 1992. 200 с.

Килин Ю.А., Минькевич И.И. Гидрогеологические условия развития карста Полазнинского полуострова в Прикамье // Проблемы гидрогеологии XXI века: наука и образование. Сб. докладов конф., посвящ. 50-летию кафедры гидрогеологии МГУ. М.: Изд-во РУДН, 2003. С. 408–416.

Костарев В.П. О количественных показателях карста и их использовании при инженерно-геологической оценке закарстованных территорий // Инженерно-строительные изыскания. 1979. № 1. С. 49–53.

Максимович Г.А. Основы карстоведения. Т. 1. Вопросы морфологии карста, спелеологии и гидрогеологии карста. Пермь: Пермское книжное изд-во, 1963. 444 с.

Минькевич И.И., Ощепков А.А. Исследование озера Молебного с. Кишерть // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Материалы науч.-практич. конф. Пермь: Пермский ун-т, 2007. С. 229–232.

Печеркин А.И. Геодинамика сульфатного карста. Иркутск: Изд-во Иркутского ун-та, 1986. 172 с.

Турышев А.В. Особенности подземного стока и разгрузки трещинно-карстовых вод северной части Уфимского плато // Тр. Ин-та геологии Уральского филиала АН СССР. Вып. 2. Свердловск, 1962. С. 48–53.

УДК 551.44(571.53)

Карст и пещеры рек Непы и Нижней Тунгуски на Среднесибирском плоскогорье

© 2018 г. В.М. Филиппов, В.В. Тарасов, А.Г. Филиппов*

Институт земной коры Сибирского отделения РАН, Иркутск
**andrei_filippov@hotmail.com*

Karst and caves of rivers Nepa and Nizhnyaya Tunguska, Central Siberian Plateau

V.M. Philippov, V.V. Tarasov, A.G. Filippov*

Institute of Earth crust, Siberian brunch of RAS, Irkutsk
**andrei_filippov@hotmail.com*

Traverse study data of various karst forms, sediments and phenomena such as dolines, grottos, niches, caves, tube-shaped cavities, karst outliers, carbonate rock flour, cave deposits and karst springs were described for the valleys of Nepa and Nizhnyaya Tunguska Rivers, Eastern Siberia. Karst occurs in the Lower-Middle Cambrian carbonate rocks. One cave has hydrothermal karst origin and contains large crystals of Iceland spar. Carbonate flour is widely distributed among karst sediments. Numerous sinkholes on watersheds and slopes shown on the topographic maps as «karstic», are in fact thermokarst forms. In contrary, dolines are rare and scarcely distributed. The area of Nepa dislocations is a suitable natural field test ground for studying of mixing corrosion peculiarities caused by interaction of fresh surface water and saline artesian groundwater.

Key words: ***caves, Central Siberian Plateau, dolines, karst, karst springs, outliers.***

Опубликованы данные маршрутного изучения карстовых форм в долинах названных рек – воронок, гротов, ниш, коррозионно-эрозионных и коррозионно-гравитационных пещер, трубообразных полостей, останцов карбонатных пород, карбонатной муки и пещерных отложений, источников. Одна из изученных пещер имеет гидротермокарстовый генезис и содержит крупные кристаллы исландского шпата. Широким распространением среди карстовых отложений пользуется карбонатная мука. Многочисленные воронки на водоразделах и их склонах, обозначенные на топографических картах как карстовые, на самом деле имеют термокарстовое происхождение; карстовые воронки, напротив, редки. Район Непских дислокаций – удобный природный полигон для изучения особенностей карста, развивающегося при смешении пресных поверхностных и солёных артезианских вод.

Ключевые слова: ***воронки, карст, карстовые источники, останцы, пещеры, Среднесибирское плоскогорье.***

Введение

Бассейны рек Непы и верхнего течения Нижней Тунгуски в карстологическом и спелеологическом отношении изучены очень слабо, полученная информация сосредоточена в редких ведомственных отчётах, а единичные публикации лишь попутно касаются интерпретации генезиса и отдельных морфометрических параметров крайне редких карстовых озёр. Об этом свидетельствуют, например, статьи и тезисы С.А. Макарова и М.Ю. Опекуновой (2010, 2012).

Цель данной статьи – ввести в научный оборот имеющиеся сведения о карсте и пещерах этой территории, содержащиеся в рукописных результатах тематических работ Института земной коры СО АН СССР, проведённых в 1986 и 1987 гг. В задачу исследований входили выявление распространения экзогенных геологических процессов и явлений, оценка геолого-геоморфологических и инженерно-геологических условий их развития, а также вероятности их антропогеновой активизации.

Полевые работы проводились в течение двух сезонов продолжительностью по 1,5 месяца каждый. Помимо основных авторов работы, в них принимали участие и другие сотрудники Института земной коры СО РАН: старший научный сотрудник Б.П. Агафонов и лаборанты О.А. Школьник, А.В. Васильев, Е.Ю. Распутина, Н.Ю. Сухих и Б.И. Титов.

Фотографии, приведённые в статье, сделаны В.М. Филипповым.

Рельеф

В орографическом отношении исследуемая территория представляет собой часть Среднесибирского плоскогорья. Наиболее значительные её структурные элементы – Ангарский кряж, Приленское плато и Ербогачёнская равнина. Ангарский кряж представляет собой крупное поднятие, осложнённое серией антиклинальных структур со значительным проявлением траппового магматизма. Протягивается от г. Нижнеудинска на 700 км до долины р. Нижняя Тунгуски (устье р. Большая Ерёма). Высотные отметки западнее устья р. Ики достигают 730 м над ур. моря. Приленское плато дренируется верховьями Нижней Тунгуски и большей частью бассейна Непы. Характерной особенностью рельефа плато служит наличие невысоких параллельных гряд северо-восточного простирания. Гряды образованы пологими антиклинальными структурами платфор-

менного типа. Наибольшие отметки водораздельных поверхностей составляют 600–650 м над ур. моря.

В бассейне р. Нижней Тунгуски, ниже устья р. Непы, развита слабоприподнятая Ербогачёнская равнина, сложенная преимущественно терригенными осадочными породами со слабым проявлением траппового магматима и редкими выходами кембрийских карбонатных пород в сводах антиклинальных структур. Высоты междуречий в пределах района не превышают 450 м над ур. моря.

Территория довольно сильно и раномерно расчленена сетью речных долин и распадков. По густоте расчленения рельефа, определяемой средними расстояниями между соседними эрозионными долинами, район исследования относится к категории сильно расчленённых. Более значительная густота расчленения (менее 0,3 км) характерна для большей части бассейна р. Непы, что связано с повышенной дислоцированностью и трещиноватостью пород в зоне линейных складок Приленского плато и Ангарского кряжа. Для остальной части района величина густоты расчленения составляет 0,3–0,4 км (Атлас…, 1962). Глубина эрозионного расчленения на большей части территории составляет 150–250 м. Высокая горизонтальная и вертикальная расчленённость рельефа способствует развитию экзогенных процессов, в первую очередь гравитационных.

Согласно схеме геоморфологического районирования Иркутской области (Золотарёв, 1962) район исследования в основном располагается в пределах Ангаро-Непского расчленённого плато. Лишь западная часть бассейна р. Непы у коленообразного поворота реки относится к району траппового структурно-денудационного рельефа. Основная часть бассейнов Непы и Нижней Тунгуски ниже устья р. Непы отнесена к подрайону структурно-денудационного линейно-грядового рельефа северо-восточного простирания. Выше устья р. Непы бассейн Нижней Тунгуски расположен в подрайоне холмисто-грядового рельефа.

Структурно-денудационный линейно-грядовый рельеф сформировался в результате препарирования эрозионно-денудационными процессами устойчивых кембрийских карбонатных пород, выходящих на дневную поверхность в ядрах и на крыльях внутриплатформенных складчатых структур и слабоустойчивых терригенных пород палеозоя и мезозоя. Для речных долин характерен чёткообразный в плане вид и переломы профиля на участках выходов устойчивых пород. Холми-

сто-грядовый рельеф характеризуется довольно однообразной эрозионно-денудационной поверхностью без закономерной ориентировки орографических элементов, выработанных в спокойно залегающих осадочных породах палеозоя и мезозоя.

Структурно-денудационный рельеф на траппах, в отличие от Ангаро-Непского расчленённого плато, характеризуется большим количеством разнообразных по форме и размерам трапповых интрузий, которые образуют в рельефе сложный комплекс структурно-денудационных форм (гряд, холмов, грив). Продольные профили рек здесь изобилуют структурными переломами, и долины в плане имеют чётковидную форму (Золотарёв, 1962).

Речная сеть и гидрохимия речных вод

Основная водная артерия района – р. Нижняя Тунгуска, имеющая общую протяжённость 255 км и площадь водосбора 471 тыс. км^2. Ширина русла составляет 50–80 м при глубине 0,5–1,5 м (редко 3 м). Наиболее крупные её притоки – Непа, Гаженка, Ершовка, Бурунда, Челедуй, Ужмун и Инейка.

Характерная особенность бассейна Нижней Тунгуски состоит в асимметричности. Это подтверждается тем, что большинство притоков впадает в реку слева. Асимметрия объясняется геолого-структурными особенностями территории и её геологическим строением. Густота речной сети колеблется в широких пределах. Максимальной величины (более 1 км/км^2) она достигает в бассейнах рек Непы, Гаженки, а минимальный (0,3–0,5 км/км^2) – в верховьях бассейнов правых притоков Инейки и Ужмуна.

Среднегодовой сток Нижней Тунгуски и её притоков ниже устья р. Непы не превышает 2,5 л/(с·км^2). При этом её притоки Ужмун, Гаженка и Непа (со всеми притоками) имеют сток 2,5–5,0 л/(с·км^2). Все реки характеризуются сосредоточением основных объёмов стока в тёплый период и уменьшением его в длительный холодный. Питание р. Нижней Тунгусти на 65% является снеговым, на 20% дождевым и на 15% за счёт подземных вод. При этом 60% стока реки приходится на апрель–май, 20–25% на июнь–август, 10% на сентябрь–ноябрь и 5–10% на декабрь–март (Иванов, 1968).

Ледовый режим р. Нижней Тунгуски и её притоков характеризуется длительным ледоставным периодом (около 7 месяцев). Льдообразо-

вание начинается 8–16 октября, замерзание рек происходит 17–27 октября, а очищаются реки ото льда 13–19 мая. При активном ледоходе наплывающие с юга льдины, встречая на пути лёд, взламывают его. Чрезмерное скопление льда образует заторы, вызывающие резкое повышение уровня воды. Вскрытие рек сопровождается повышением уровня реки (половодье) за счёт таяния снежного покрова. При этом уровень Нижней Тунгуски повышается летом у пос. Преображенка на 9,5 м, а на р. Непе у пос. Ика – на 7,04 м. Паводок продолжается 2–3 недели. В половодье происходит подмыв уступов надпойменных террам с одновременным смывом рыхлого материала талыми водами, что определяет высокое содержание (более 90%) взвешенных наносов за период половодья.

Гидрохимический состав вод Нижней Тунгуски и её притоков в пределах района исследований формируется как за счёт атмосферных осадков, так и за счёт подтока подземных вод (15%). Неравномерность распределения осадков по сезонам года влияет на химических состав и минерализацию водотоков. В верхнем течении Нижняя Тунгуска имеет гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав с минерализацией 0,4–0,5 г/л (деревня Подволошино). После разгрузки солёных вод ниже деревни Соснина вода становится хлоридной натриевой, и её минерализация увеличивается до 1 г/л. Рост минерализации при хлоридном натриевом составе отмечается после впадения рек Гаженка и Непа. Самые минерализованные воды поступают из р. Гаженки. В зимнюю межень минерализация воды в её устье достигает 44 г/л при хлоридном натриевом составе.

Ниже впадения р. Гаженки минерализация воды в Нижней Тунгуске возрастает до 1,4 г/л, а после впадения р. Непы достигает 2,6 г/л (Кустов и др., 1985). В створе деревни Преображенка состав воды почти в течение всего года остаётся стабильно хлоридным натриевым. Минерализация в меженные периоды превышает 1 г/л, снижаясь при паводках до 0,2–0,3 г/л. Разубоживание вод происходит за счёт слабоминерализованных вод притоков Инейка, Челедуй (гидрокарбонатный магниево-кальциевый), Ужмун (сульфатно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый), Ершовка, Буринда (смешанный, с преобладанием ионов хлора и натрия), Усолка (хлоридные натриевые).

Самый крупный приток Нижней Тунгуски в районе исследований – р. Непа. На всём её протяжении воды имеют сложный химический состав. На верхнем участке состав воды гидрокарбонатный (с

большим содержанием иона хлора) магниево-кальциевый, минерализация 0,25 г/л. На этом участке р. Непа прорезает ряд антиклинальных складок, в купольных частях которых имеются источники солёных вод хлоридного натриевого состава. В декабре 2010 г. минерализация воды в р. Непа составляла 4,4 г/л, а в Нижней Тунгуске на 30 км ниже впадения в неё Непы – 2,18 г/л (Дорохов и др., 2013).

После впадения р. Ики состав воды становится гидрокарбонатно-хлоридным кальциево-натриевым, и минерализация возрастает до 0,4 г/л. В 300 м ниже её впадения состав воды изменяется на хлоридный натриевый с минерализацией 0,9 г/л. Ниже устья р. Якано минерализация в Непе снижается до 0,24 г/л, снижается содержание хлора и натрия с одновременным увеличением гидрокарбонат-иона, кальция и магния.

От р. Якано до р. Доткон существенных изменений в составе и минерализации воды не происходит. На приустьевом участке Непы воды вновь становятся хлоридными натриевыми с минерализацией 1 г/л. В течение года минерализация воды в устье Непы меняется и в зимнюю межень достигает 6 г/л (Кустов и др., 1985).

Климат

Важное значение для развития эпигенного карста имеет климат региона. Расположение территории в центре материка определяет резкую континентальность климата. Зимой преобладают малоподвижные антициклоны, а летом – размытые области континентального давления. Выпадение осадков зависит от циклонической деятельности. Велики амплитуды суточных и сезонных температур воздуха, летние осадки преобладают над зимними, лето здесь короткое, но тёплое, а зима продолжительная и холодная. Среднегодовое количество осадков по данным гидрометеостанций колеблется от 342 (Ика) до 469 мм (Бур). За тёплый период года (апрель–октябрь) выпадает 72–83% годовой нормы осадков, при этом доля осадков за июль–август составляет около 50%.

Период с устойчивым снежным покровом продолжается 194–205 дней. Большие значения характерны для станций, расположенных в долине р. Нижней Тунгуски. Средняя мощность снежного покрова равна 43–50 см, продолжительность безморозного периода по среднегодовым данным оценивается в 58–76 дней (Ика-Бур), а продолжительность устойчивых морозов – 155–161 день (Непа-Преображенка).

Резкоконтинентальный климат территории характеризуется высокими амплитудами температур воздуха – и суточными (30–40 °С в переходные периоды), и годовыми (91–96 °С). Такие значительные температурные колебания способствуют активному развитию процессов физического выветривания.

Средние годовые температуры воздуха по всем станциям отрицательные, значения их довольно близки от −5,0 до −6,1 °С. Самые низкие температуры, наблюдаемые в декабре–январе, колеблются от −55 до −61 °С. Абсолютный максимум достигает 36 °С. Всё это приводит к существованию здесь островов многолетней мерзлоты и связанными с ней термокарстовым и солифлюкционным процессам. В январе, после установления антициклона, давление воздуха составляет 1028–1032 мб. В это время господствуют южные и юго-западные ветры. Повторяемость ветров южных румбов превышает 70% и направлены они вдоль долины р. Нижней Тунгуски. В июле давление воздуха достигает 1006–1007 мбар, дуют в основном северные и западные ветры.

Карст

Основные проявления карста приурочены к породам карбонатного комплекса (литвинцевская, кружалинская свиты). Маломощные прослои гипса отмечаются в береговых песчаниково-аргиллитовых обнажениях кембрия и ордовика, однако формы сульфатного карста в них пока не установлены. Сравнительно слабое развитие карста здесь связано с низкой скоростью выщелачивания преимущественно доломитовых и известняково-доломитовых пород. Закарстовывание сдерживается небольшими площадями карбонатных пород, структурными особенностями их залегания, неблагоприятными для формирования выдержанных горизонтов карстовых вод. Климатические условия территории также в целом неблагоприятны для развития карста.

Карбонатные породы выведены на дневную поверхность в ядрах антиклинальных структур. Характеризуются линейным, иногда «островным» распространением, сильной дислоцированностью с преобладанием продольных разрывных нарушений. В табл. 1 приведён химический состав карбонатных пород по материалам геологической съёмки масштаба 1:200 000. Классификация пород дана по Е.К. Фроловой, предложившей использовать соотношение *CaO*/*MgO* наряду с минералогическими данными (Карбонатные…, 1970, с. 106).

Таблица 1. Химический состав карбонатных пород нижнего и среднего кембрия по данным геологической съёмки масштаба 1:200 000

Компоненты	Берейское месторождение, р. Непа, О-48-V* (Жданов, Кавелин, 1979)			Средние данные по р. Ниж. Тунгуска, О-48-VI* (Рыбаков и др., 1986)			Непское месторождение (р. Хаворикта), О-48-XI* (Жданов и др., 1980)			Р. Непа (р. Доокши, ручей Огневой), О-48-XII* (Кудашкин, 1980)			Р. Ниж. Тунгуска, д. Гаженка, О-49-VII** (Инешин, 1984)		
SiO_2	1,47	1,68	1,83	–	–	–	0,70	3,83	2,81	6,24	12,06	4,38	0,24	0,23	0,20
TiO_2	0,03	0,14	сл.	0,15	0,42	0,10	0,03	сл.	н/о	сл.	0,01	0,02	–	–	–
Al_2O_3	0,15	0,15	0,10	0.05	0,08	0,04	0,24	0,10	0,04	0,10	1,03	1,03	0,05	0,03	0,06
Fe_2O_3	0,51	0,42	0,27	0,05	0,15	0,03	0,12	0,27	0,08	0,23	0,66	0,37	0,06	0,06	0,05
CaO	38,71	38,67	38,38	50,42	51,20	43,54	54,57	46,38	49,61	35,39	36,47	32,01	53,84	53,85	50,82
MgO	15,81	15,57	16,20	5,02	3,84	10,96	0,49	6,30	3,92	14,57	9,71	17,19	0,87	1,46	3,56
K_2O	0,26	0,34	0,05	–	–	–	0,16	0,05	0,04	0,10	0,31	0,38	0,05	0,05	0,05
Na_2O	0,28	0,23	0,15	0,08	0,16	3,07	0,25	0,13	0,13	0,18	0,20	0,20	0,20	0,18	0,18
MnO	0,02	0,01	0,03	5,02	3,84	10,96	0,01	0,03	0,09	–	–	–	–	–	–
P_2O_5	0,04	н/о	н/о	0,02	0,01	0,02	н/о	н/о	н/о	0,07	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
SO_3	0,01	0,01	0,02	–	–	–	0,01	0,07	0,05	–	–	0,05	н/о	н/о	н/о
п.п.п.	43,04	42,53	44,93	–	–	–	43,24	42,93	43,09	43,56	39,45	44,04	43,91	43,99	44,40
н.о.	–	–	–	0,65	1,08	0,05	–	–	–	–	–	–	1,48	2,03	4,11
H_2O	0,05	0,08	–	0,07	0,03	0,07	0,05	–	–	0,16	0,25	0,08	0,11	0,17	0,14
Сумма	100,33	99,75	100,09	–	–	–	100,02	100,09	99,89	100,45	99,82	99,68	100,22	99,86	99,43
CaO/MgO	2,5	2,5	2,4	10,0	13,3	4,0	111,4	7,4	12,7	2,4	3,8	1,9	61,9	36,9	14,3
Порода***	д.о.			и.с.		и.д.	и.	и.д.	и.с.	д.и.		д.с.	и.	и.с.	

Примечания. Свиты: *литвинцевская, **кружалинская. ***Классификация карбонатных пород Е.К. Фроловой по химическому составу (Карбонатные…, 1970): д.о. – доломит известковистый, д.с. – доломит слабоизвестковистый, и.с. – известняк слабодоломитовый, и.д. – известняк доломитовый, и. – известняк. Сокращения: н.о. – нерастворимый остаток, н/о – компонент не определялся, сл. – следы.

К ядрам антиклиналей, прорезанным речными долинами, приурочены источники солёных вод и рассолов, представляющих собой проявления гипогенного карста соли, развивающегося на значительных глубинах. По химическому составу во́ды этих источников преимущественно хлоридные натриевые воды с незначительными содержаниями сульфат- и гидрокарбонат-ионов. Например, во́ды источников в устье р. Гаженки, разгружающиеся на высоте 320 м над ур. моря, имеют минерализацию 70,9 г/л, температуру 2,5–3 °С, pH 6,8 и хлоридный (94,1%-экв) или натриевый (91,9%-экв) состав, расход 40 л/с (Гидрогеология…, 1968). Содержания катионов Ca^{2+}, Mg^{2+} и K^{+} составляют соответственно 0,976, 0,44 и 0,48 г/л, анионов SO_4^{2-} и HCO_3^{-} соответственно 3,171 и 0,109 г/л. Икский источник, разгружающийся из трещиноватых известняков в 2 км выше устья р. Ики на высоте 355 м над ур. моря, имеет минерализацию 107,59 г/л, температуру 5,5–7 °С, хлоридный (96,8%-экв) и натриевый (95,3%-экв) состав, расход 50 л/с. Содержания катионов Ca^{2+}, Mg^{2+} и K^{+} составляют соответственно 1,18, 0,34 и 0,086 г/л, анионов SO_4^{2-} и HCO_3^{-} – 3,56 и 0,18 г/л (Шарапов, 1938).

Среди положительных форм карста наиболее распространены карстовые останцы. Карры развиты очень слабо и представлены редкими эмбриональными формами. Карстовые арки не выявлены. Карстовые останцы имеют вид столбов, гребней и обособленных массивов, которые образованы в результате избирательного выщелачивания по наиболее трещиноватым, чистым, иногда брекчированным породам.

Среди отрицательных форм рельефа одна из наиболее распространённых разновидностей проявления карста – воронки. По генезису они подразделяются на коррозионные (поверхностного выщелачивания) и коррозионно-эрозионные, приуроченные к современным либо древним небольшим и малым эрозионным долинам или выходам подземных вод. Провальные и коррозионно-суффозионные воронки для территории не характерны. Древние погребённые воронки пока не выявлены. Воронки обычно не образуют крупных полей, а встречаются единично, либо в виде групп из 2–3 форм. Воронки встречены на всех элементах рельефа от бечевника до водораздела.

Так, группа из трёх блюдцеобразных линейно ориентированных удлинённых в плане воронок установлена на бечевнике, сложенном коренными породами в районе пикета Данилова на левобережье Нижней Тунгуски. Самая крупная из них имеет поперечник 7×3 м и

глубину 1,5 м. В днищах воронки залегают глыбы коренных пород, вероятно, принесённые льдом.

Коррозионные воронки округлой формы с поперечником 10–15 м и глубиной 2 м встречены на 120–130-метровой террасовидной поверхности в пределах Зимовейно-Кременского хребта (левобережье Нижней Тунгуски). Карстовые воронки здесь расположены среди поля бугристо-западинного микрорельефа и приближены к бровке обрыва, сложенного коренными породами, где мощность рыхлых отложений минимальна. В дне одной из воронок под супесчаными отложениями (0,5 м) вскрыты буровато-красные суглинки со щебёнкой доломитов.

На левобережье Нижней Тунгуски (р. Усолка) склоны гребневидного Голого хребта интенсивно расчленены коррозионно-эрозионными ложбинами, воронкообразными в истоках. Воронки отмечаются также в днищах ложбин. Поперечники их 10–50 м, глубина 3–10 м.

Редкая разновидность коррозионно-эрозионных воронок, приуроченных к выходам источников подземных вод, отмечена на цокольной террасе р. Усолки. Из воронки с отвесными склонами, сложенными коренными породами, изливается источник дебитом около 50 л/с. Поперечник воронки 3×5 м, глубина около 2 м. Вода источника крепко солёная с запахом сероводорода. Ниже впадения ручья в р. Усолку вода в ней приобретает солоноватый вкус. По словам местных жителей, раньше на ручье была мельница, остов её частично сохранился.

Воронки неясного генезиса встречены на интрузивных породах катангского комплекса на левом склоне долины р. Мандра (левобережье р. Непы). Расположены они среди сплошного поля долеритов и приурочены к участкам интенсивных гравитационных деформаций, проявившихся в виде рвов разгрузки с крутыми отвесными стенками и чаще всего полузадернованных и задернованных ложбин. В верховьях распадков, где ложбины (рвы) проявляются на обоих склонах, к их пересечению приурочены округлые в плане воронки диаметром 30–50 м с пологими задернованными склонами. Воронки обособлены со всех сторон. Их минимальная глубина, оцененная по склону, обращённому вниз по распадку, оставляет 2–5 м. На склонах воронок сохранились следы высокого (2–3 м) стояния талых вод. Днища воронок сухие, копушем в одной из них вскрыты дресвянистые тёмно-серые суглинки с мелкой щебёнкой долеритов. Более мелкие воронки с поперечником 5–10 м, глубиной 2–3 м встречаются чаще. Приурочены они к склонам долин и водоразделов в местах пересечения рвов

(ложбин). Не исключено, что указанные формы – это проявление своеобразного карста долеритов, содержание *CaO* и *MgO* в них достигает 10–15%. Однако приуроченность этих воронок и ложбин к рвам разгрузки склонов и местам их пересечения более убедительно свидетельствует об их суффозионном генезисе.

Следует сказать также о весьма широком показе на топографических картах территории масштабов 1:100 000 и 1:200 000 воронок, обозначенных на них как карстовые. Многочисленными маршрутными наблюдениями в бассейнах рек Непы и Нижней Тунгуски было установлено, что в большинстве своём это суффозионные или термокарстовые воронки. Их распространение не увязывается с геологическим субстратом. Характерно, что ни одна из многочисленных карстовых воронок, выявленных в маршрутах, на топокартах не показана. Это и нетрудно понять, так как карстовые воронки находятся в лесу, особенно мелкие, и даже на крупномасштабных аэроснимках, как правило, не фиксируются.

Термокарстовые же формы, приуроченные к перегибам склонов, или суффозионные с наложенным термокарстом, распространены на безлесых участках или среди угнетённого мерзлотой мелколесья. Кроме того, процессы термокарста сами вызывают деградацию леса и потому легко опознаются на аэроснимках. Сказанное выше было подтверждено полевым дешифрированием аэроснимков.

Пещеры

Переходные и подземные формы карста – ниши, гроты, пещеры – нередки в долинах рек Непы, Нижней Тунгуски и их притоков (рис. 1). Они расположены над урезом водотоков от 1–2 до 60–100 м и открываются обычно в эрозионные долины. Чаще всего ниши и гроты встречаются на крутых и отвесных склонах, иногда труднодоступных или недоступных. При практически полной спелеологической неизученности территории, руководствуясь лишь сообщениями местных жителей, был обследован ряд небольших пещер. Сведений о наличии крупных полостей пока нет.

Все рассмотренные ниже полости приурочены к карбонатным породам литвинцевской свиты за исключением грота на р. Гаженке, выработанного в известняках кружалинской свиты. Натёчные образования во всех подземных формах, нишах и гротах развиты очень слабо, представлены эмбриональными кораллитами (экссудатами),

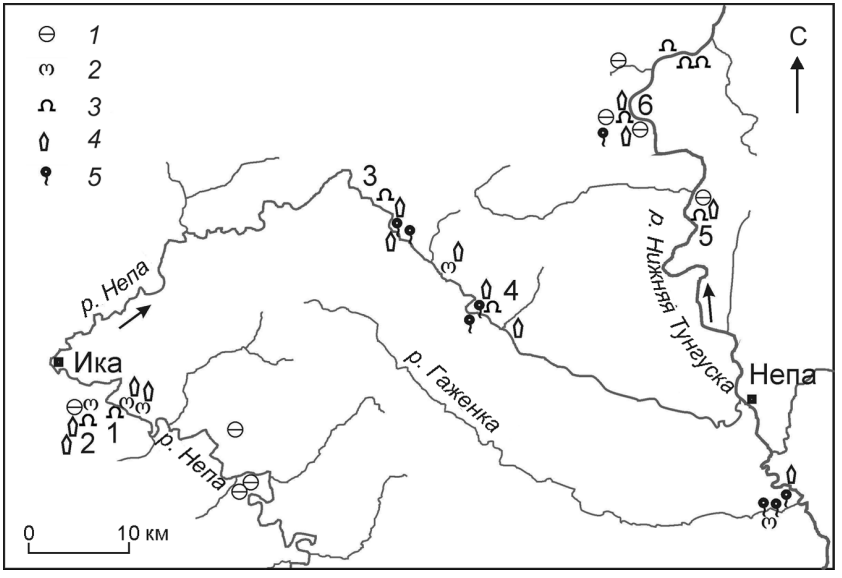


Рис. 1. Проявления карста в долинах рек Непы и Нижней Тунгуски.
1 – воронки, 2 – гроты и ниши, 3 – пещеры (*1* – Химундяк, *2* – Чинягда, *3* – Санарская, *4* – Иликанская, *5* – Даниловская, *6* – Потёминская), 4 – останцы, 5 – солёные источники. Геологическое строение территории отражено на листах геологических карт, составленных В.К. Ждановым, Я.И. Кавелиным (1977), С.П. Алексеевым, В.Г. Рыбаковым (1981), В.Н. Ждановым, Л.Г. Адамовой (1977), И.Т. Кудашкиным, Ю.П. Шишкиным (1975) и Г.С. Инешиным (1975).

маломощными корами или совсем отсутствуют. Среди переходных форм выделяются коррозионные и нивально-коррозионные гроты и ниши. Ряд полостей представлят собой сохранившиеся от разрушения денудацией части эрозионно-коррозионных пещер (рис. 2). Пещеры подразделяются на эрозионно-коррозионные, коррозионно-гравитацитнные и гидротермокарстовые. Первые два типа были впервые выделены В.Н. Дублянским (1977).

Эрозионно-коррозионные пещеры формируются в результате расширения трещин инфлюационными водами (пещеры-поноры) или трещинно-карстовыми водами при их канализации и разгрузке в речные долины (пещеры-источники). В карстоведческой литературе нередко дискутируется вопрос о соотношении роли эрозии и коррозии в выработке карстовых полостей (Гвоздецкий, 1972). По нашему мнению, для платформенных территорий с небольшими скоростями движения подземных вод коррозионное воздействие потоков являет-

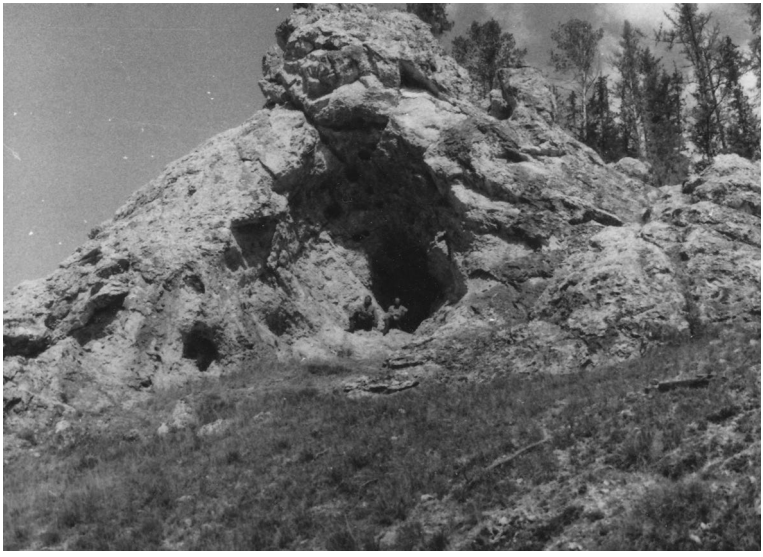


Рис. 2. Карстовый грот на склоне долины р. Непы. Фото В.М. Филиппова

ся ведущим (Филиппов, 1988). На данной территории пока выявлены только пещеры-источники, они наиболее многочисленны.

Коррозионно-гравитационные пещеры (шерлопы) приурочены к трещинам разгрузки, образованным вдоль эрозионных врезов на крутых склонах долин. Закарстовывание играет лишь моделирующую роль и происходит посредством перехвата трещинами подземного и поверхностного стока. Определённое значение имеют конденсационные и талые воды. Гидротермалные пещеры относятся к весьма редкому типу. Установлена одна такая полость, приуроченная к вскрытому речной эрозией гидротермальному проявлению.

Ниже приведено описание некоторых наиболее характерных гротов и пещер.

Грот длиной 4 м, шириной 6 м и высотой 2,5 м расположен на правобережье р. Гаженки (левобережье Нижней Тунгуски). Выработан он в известняках кружалинской свиты и приурочен к цоколю 10–15-метровой террасы. Дно грота круто (20–25°) наклонено к руслу реки. В конце грота отмечено накопление иловато-суглинистых пойменных отложений реки мощностью 1 м. Рядом с гротом наблюдается субаквальный малодебитный солёный источник с характерным белёсым налётом на гальке в месте выхода.

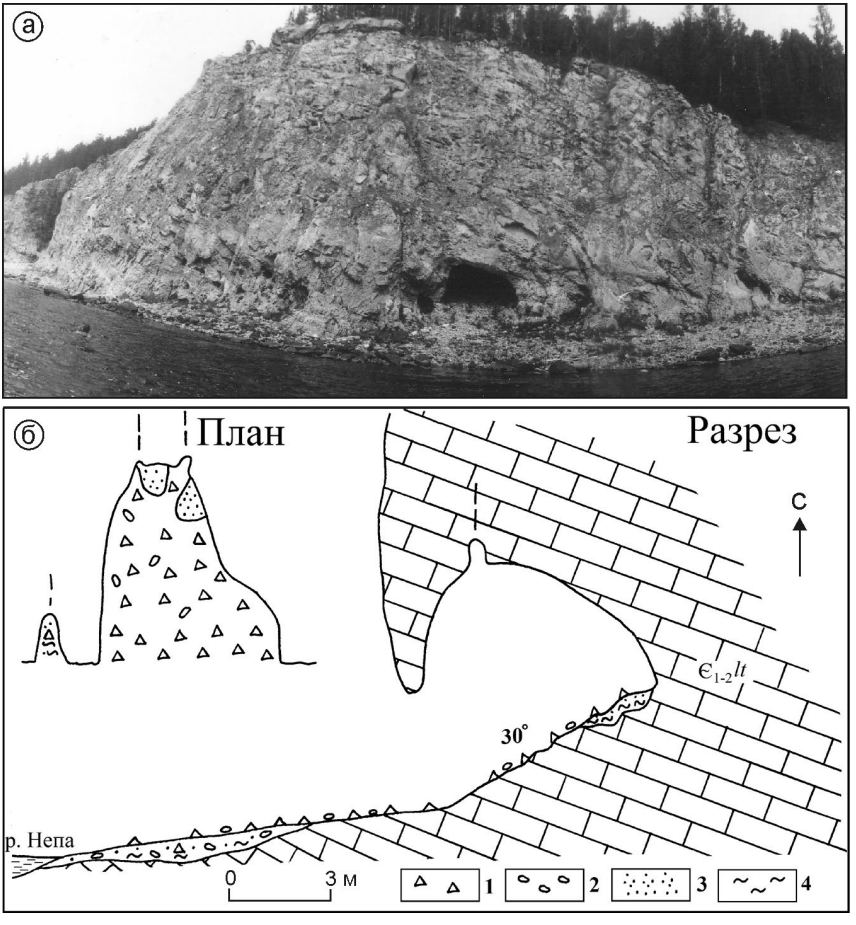


Рис. 3. Вход в пещеру Санарскую (а) и её схема (б). Фото В.М. Филиппова
1 – щебень, 2 – галька, 3 – песок, 4 – карбонатная мука, обр. 8а

Пещера-грот Санарская эрозионно-коррозионного типа расположена на левобережье р. Непы (рис. 3, а) в районе устья р. Левая Санарская. Она выработана в частично окремнённых доломитовых известняках, которые падают вглубь склона под углом 40°. В своде пещеры высотой 6 м развита органная труба диаметром 0,5 м (рис. 3, б).

Дно пещеры круто наклонено к реке и почти лишено рыхлого покрова. На большей части оно сложено коренными породами, перекрыто глыбами и щебёнкой и лишь на небольших площадках в «щётке» коренных пород залегают тёмно-серые аллювиальные пески с редкой

Таблица 2. Гранолуметрический состав и пластичность рыхлых образований на карбонатных породах*

№ образца	Порода	Фракция, %			Кма, %/Ка	*Ip*, %
		песчаная	пылеватая	глинистая		
Карбонатная мука						
6а	Песок пылеватый пластичный	44,3/36,0	53,5/54,7	2,2/9,3	7,1/4,2	2,5
8а	Песок пылеватый	37,0/38,3	62,0/55,9	1,0/5,8	4,8/5,8	–
2а	Супесь пылеватая	40,8/41,3	55,2/53,9	4,0/4,8	0,8/1,2	–
3а	Супесь	56,4/–	39,4/–	4,2/–	–	–
510	Песок	57,2/39,5	41,5/51,9	1,3/8,6	7,3/6,6	–
504	Песок пылеватый пластичный	38,7/10,0	59,1/79,9	2,2/10,1	7,9/4,6	4,4
Пещерные грунты						
2б	Песок	59,7/49,2	38,2/45,2	2,1/5,6	3,5/2,7	–
3б	Песок	50,7/33,5	46,5/59,6	2,8/6,9	4,1/2,4	–
Элювиальные отложения						
508	Суглинок	57,1/53,6	28,7/27,4	14,2/19,0	4,8/1,3	7,2
317	Супесь	62,2/52,8	33,5/17,4	4,3/29,8	25,5/7,0	6,4

*Состав фракции: в числителе – данные полудисперсного анализа, в знаменателе – данные дисперсного анализа; Кма – коэффициент микроагрегатности; Ка – коэффициент агрегативности; *Ip* – число пластичности. Аналитики: Т.Ф. Данилова, Г.Е. Нетесова, Л.В. Малышева (Институт земной коры СО РАН, Иркутск).

кварцевой галькой. Под песками вскрывается желтовато-серая карбонатная мука с дресвой и мелкой щебёнкой мощностью до 0,2 м (таблицы 2 и 3, образец 8а). Напротив пещеры на правом берегу р. Непы к обнажению карбонатных пород приурочены выходы пресных подземных под, солёные воды не вскрываются. Рядом с пещерой в 0,3–0,4 км вниз по течению у подножия обрыва на заболоченной поверхности первой террасы найден костяной наконечник стрелы. Вероятно, что эта находка, скорее всего, тяготеет к пещере, которая не могла не использоваться древними людьми в качестве укрытия, хотя условия для сохранения археологических материалов в ней крайне неблагоприятны из-за большого уклона дна и регулярного подтопления в высокую воду.

Потёминская пещера длиной около 4 м расположена на левобережье Нижней Тунгуски в районе деревни Потёмина. Полость горизонтальная, стены наклонены по падению пород, относительная отметка 40–50 м. Мощность рыхлых отложений 0,5 м. Под щебёнкой доломитов залегает карбонатная мука, книзу переходящая в пылеватый

Таблица 3. Химический состав рыхлых образований на карбонатных породах*

№ образца	Водорастворимые соли, %/мг-экв×10^{-3}									Труднорастворимые соли, %								
	pH	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Сухой остаток, %	п.п.п.	н.о.	R_2O_3	SiO_2	Fe_2O_3	SO_3	CaO	MgO	Сумма
Карбонатная мука на карбонатных породах литвиновской свиты нижнего-среднего кембрия																		
6а	8,40	2,11/129	1,93/67	1,26/60	6,40/128	7,20/87	0,78/18	0,46/18	0,443	46,58	5,08	0,75	0,35	н/о	0,21	28,00	18,76	99,73
8а	8,02	1,96/120	1,08/38	0,24/12	1,60/32	0,60/7	0,10/2	0,02/1	0,152	45,68	6,82	0,68	0,22	0,08	0,14	26,60	19,59	99,80
2а	8,00	1,88/115	56,94/2000	4,00/192	6,40/128	7,51/91	40,52/432	0,23/9	3,410	43,58	4,70	0,60	0,32	н/о	0,41	49,56	0,58	99,75
3а	7,55	1,76/107	1,60/56	9,39/451	15,60/312	4,60/56	1,61/37	1,03/40	0,956	42,12	12,50	1,85	1,00	0,10	0,65	27,09	14,61	99,92
510	7,74	2,55/156	1,47/52	0,14/6	2,20/44	1,40/17	0,88/20	0,14/6	0,223	46,30	6,10	0,20	0,85	0,50	0,86	31,08	14,00	99,89
504	7,62	2,15/131	1,15/40	0,10/5	1,20/24	1,20/14	0,64/15	0,12/5	0,170	39,76	9,30	0,95	1,15	1,55	0,34	25,48	21,20	99,73
Пещерные грунты на карбонатных породах литвиновской свиты нижнего-среднего кембрия																		
2б	7,55	2,43/148	7,48/262	5,38/258	8,80/176	3,60/44	5,22/120	0,74/29	0,963	43,65	4,82	0,95	0,40	н/о	0,31	46,20	3,32	99,65
3б	8,35	1,89/115	0,85/29	0,45/21	1,20/24	1,40/17	0,64/14	0,14/5	0,170	43,46	13,10	1,50	1,30	0,50	0,50	24,08	15,36	99,80
Элювиальные отложения на карбонатных породах литвиновской и кружалинской свит нижнего-среднего кембрия																		
508	6,06	0,48/29	1,08/38	0,17/8	0,52/10	0,48/6	0,59/14	0,04/2	0,092	11,18	60,00	4,05	3,05	17,50	0,17	0,84	2,20	98,99
317	7,26	1,76/107	2,93/102	0,24/12	1,60/32	0,40/5	4,04/93	0,02/1	0,298	3,76	81,50	5,40	3,00	2,50	1,04	0,70	0,54	98,44

*R_2O_3 – полуторные окислы, п.п.п – потери при прокаливании, н.о. – нерастворимый остаток, н/о – компонент не определялся.
Аналитики: Т.Ф. Данилова, Г.Е. Нетесова, Л.В. Малышева, Институт земной коры СО РАН.

песок аллювиального происхождения (образец 3б). Обнаружены две кварцевые гальки. Рядом с пещерой в нише отобрана проба незасорённой карбонатной муки (образец 3а).

Пещера Иликанская расположена на левобережье р. Непы в 0,5 км вверх от устья р. Нижняя Иликанская. Приурочена она к крутопадающим (40°) доломитам, ориентирована вкрест их простирания, что определило преимущественно треугольную в разрезе форму хода. Пещера узкая прямолинейная, субгоризонтальная с небольшим уклоном (5–7°) в сторону реки. Превышение над урезом составляет 10–12 м. Пещерные отложения в привходовой части представлены песком со значительной примесью карбонатной муки и мелкой щебёнки доломитов (образец 2б). В основной части полости грунты мёрзлые, в 4 м от входа отмечаются ледяные сталагмиты. Температуры воздуха в конце хода –2 °С, при наружной температуре 25 °С.

Характерной особенностью пещерного массива является развитие в интервале 10–15 м над урезом компактной группы округлых горизонтально ориентированных ниш и гротов глубиной до 2 м, выполненных карбонатной мукой (образец 2а). Вполне вероятно, что эти полости фиксируют палеовыходы подземных источников. Второй особенностью массива служит наличие у подножия склона нескольких подземных источников с дебитом 0,5–2 л/с. Вода горько-солёная с сильным запахом сероводорода. На щебёнке и гальке в местах выходов рассолов наблюдается характерный белый налёт (образец 2в). Источник аналогичного состава с дебитом 20 л/с расположен в створе с пещерой на противоположном берегу реки.

Пещера Химундяк (рис. 4) находится на левобережье р. Непы примерно в 3 км от устья р. Химундяк. Пещера субгоризонтальная с небольшим уклоном от реки, расположена в 12–15 м над урезом реки. Длина её 12 м. Отложения пещеры – маломощные песчано-суглинистого состава со значительным включением карбонатной муки, щебёнки и глыб доломитов. Встречена хорошо окатанная кварцевая галька, что служит свидетельством коррозионно-эрозионного происхождения пещеры. У подножия склона выходит рассолоносный источник с дебитом 5–10 л/с.

Пещера, по-видимому, использовалась древними людьми. Наиболее удобен для обитания короткий и относительно высокий зал в привходовой части, из которого хорошо видна река и прилегающие склоны. В этой части пещеры была собрана большая часть костей

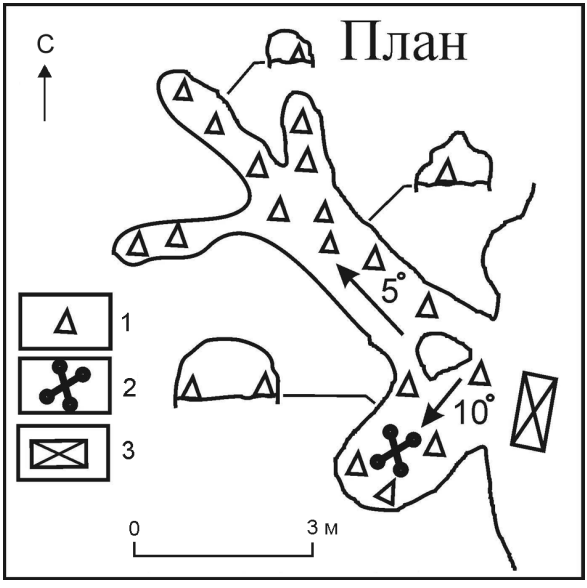


Рис. 4. План пещеры Химундяк.
1 – щебень, 2 – место скопления костей млекопитающих, 3 – шурф.



Рис. 5. Местоположение раскопа на привходовой площадке пещеры Химундяк. Фото В.М. Филиппова

животных. На площадке перед входом пройден небольшой раскоп (рис. 5), вскрывший гумусированные дресвяно-супесчаные отложения, обильно насыщенные щебёнкой и глыбами коренных пород. Встречены угли, единичная галька и кости. Археологический материал

не обнаружен. Карниз над входом интенсивно разрушается. Ранее он служил хорошим укрытием от непогоды. Остеологический материал принадлежит следующим видам животных (определения И.Е. Гребнева): олень благородный, лось, кабарга, волк, лисица, птицы, рыбы. Наиболее полно представлены следующие виды: кабарга (52 кости, 10 особей), заяц (20/8), лиса (8/3), рыбы (7/3).

Даниловская пещера длиной около 20 м существовала на правобережье Нижней Тунгуски в районе бывшей деревни Данилова. Она субгоризонтальная, выработана в горизонтально залегающих доломитовых известняках и приурочена к цоколю 20–25-метровой террасы. Превышение входа над урезом реки около 15 м. По сведениям местных жителей, в начале 1980-х годов пещеру взорвали пожарники, ликвидируя остатки взрывчатки. Сейчас сохранился грот длиной около 2 м.

Пещера Чинягда (рис. 6, а) относится к редкому типу полостей гидротермально-карстового генезиса. Подобные полости не были известны в регионе. Выработана она в крутом склоне долины р. Чинягда, левого притока р. Непа. Это наиболее крупная полость в районе исследований. Длина её 22 м, объём около 158 м^3, форма в основном прямолинейная, наклонная мешковидная с широкой и высокой привходовой частью, довольно обширной удалённой зоной и узким щелевидным крутонаклонным (35–40°) промежуточным ходом. Превышение входа над дном долины 35 м (рис. 6, б).

Для внутренней удалённой части пещеры характерна большая мощность (не менее 1,5–2 м) рыхлых отложений, представленных сильно пылеватыми буровато-красными суглинками со щебёнкой и глыбами коренных пород. В верхней части разреза велика доля помёта пищух, мышей, лисиц и других животных. Натёчных образований практически нет. Пещера сухая тёплая (температура воздуха около 1 °С). Специфическая особенность пещеры заключается в присутствии большого числа кристаллов исландского шпата на поверхности и в толще рыхлых отложений. Поперечник их составляет 0,1–0,15 м, цвет желтовато-бурый. Запасы исландского шпата довольно велики, хотя качество, по-видимому, низкое.

По данным В.Г. Рыбакова и др. (1986) в доломитовых известняках литвинцевской свиты выявлено Непское проявление исландского шпата на правобережье р. Непы в 2 км ниже устья р. Левая Потангская. Приурочено оно к зоне дробления в ядре антиклинали. Здесь «…установлено гнездо бурой вязкой глины до 0,5 м в поперечнике с

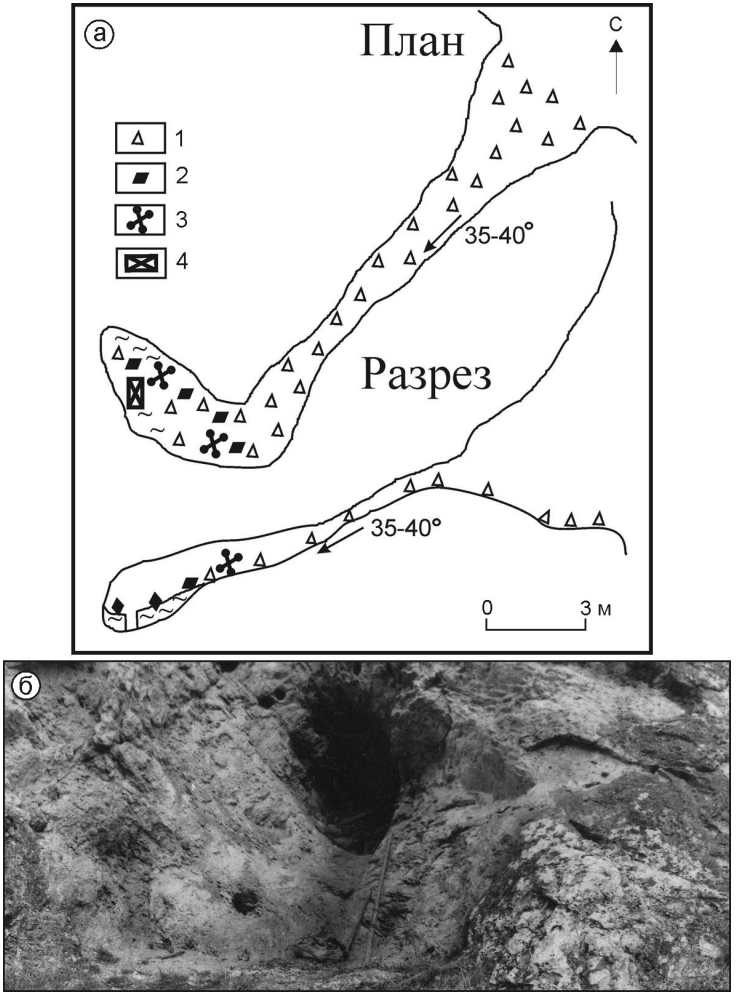


Рис. 6. План пещеры Чинягда (а) и вход в неё (б). Фото В.М. Филиппова
1 – щебень, 2 – обломки исландского шпата, 3 – кости крупных млекопитающих, 4 – шурф.

кристаллами кальцита до 0,2 м по наибольшему измерению. Кальцит полупрозрачный желтовато-серый трещиноватый». Судя по приведённому описанию гидротермальное проявление, вскрытое пещерой Чинягда, имеет во много раз большие размеры.

Таким образом, полостью вскрыты гидротермально-изменённые карбонатные породы, что и позволяет отнести её к гидротермально-

карстовым. По способу образования она может быть отнесена к пещерам-источникам эрозионно-коррозионного типа. Свидетельством проявления коррозионной деятельности подземных источников в пещерном массиве служат расположенные примерно на одном уровне с пещерой грот и несколько коротких горизонтальных «труб» округлой формы, выполненных карбонатной мукой.

В соседнем гроте обнаружены кости следующих животных: горностай, заяц, пищуха, мыши, птицы. В пещере Чинягда встречены остатки тех же животных, а также кабарга, песец (?), лиса (определения И.Е. Гребнева). Пещера представляет интерес для углублённого исследования, прежде всего с точки зрения выяснения особенностей морфологии и состава отложений в связи с приуроченностью к гидротермально изменённым породам.

Пять коррозионно-гравитационных пещер выявлены на правобережье Нижней Тунгуски в 1 км от западной оконечности оз. Рыбинское по азимуту 180°. Приурочены они к трещинам механической разгрузки, ориентированным субпараллельно речной долине по азимутам 220–270°. Пещеры расположены компактной группой в торцевых частях доломитовых блоков. Относительная отметка входов около 100 м. Пещеры горизонтальные: две длиной 7 и 12 м, и три по 15 м каждая. Форма ходов местами узкая, но широко распространены и ходы округлой конфигурации. В своде одной из пещер развита органная труба диаметром 0,5–1 м, длиной 4–5 м. Всё это свидетельствует о значительной роли выщелачивания в моделировке пещер.

Натёки развиты сравнительно широко, хотя преобладают эмбриональные формы – кораллиты (экссудаты) и натечные коры. На дне и уступах полостей встречается в большом количестве карбонатная мука (образец 510). Мощность её на отдельных участках дна не менее 0,5 м. Пещерные суглинки и глины не встречены, что свидетельствует о молодости пещер. Полости служат убежищем для лисиц, соболей (найдено много костей этих животных), а также зайцев, пищух, мышей и птиц.

Карбонатная мука и пещерные отложения на карбонатных породах

Карбонатная мука залегает в виде сыпучей рыхлой массы, насыщенной дресвой и мелкой щебёнкой коренных пород и является продуктом избирательного выщелачивания известняков и доломитов. Мука широко распространена в нишах, гротах, пещерах, встречается на поверх-

ности под карнизами, у стен обнажений, выполняет трещины. В виде примеси присутствует и в других разновидностях отложений.

По гранулометрическому составу мука представлена пылеватыми супесями и песками (см. табл. 2). Характерна её высокая пылеватость (39,4–62,0%), а в ряде случаев пластичность (*Ip* 2,5–4,4). Сравнение анализов, выполненных двумя способами подготовки (полудисперсным и дисперсным), показывает, что коэффициенты микроагрегатности (Кма) большинства образцов составляют 4,8–7,9%, коэффициенты агрегативности (Ка) – 4,2–6,6, что свидетельствует о наличии структурной связанности в грунтах.

Для карбонатной муки типичен вынос *Ca* и относительное накопление *Mg*. Так, если отношение *CaO*/*MgO* в коренной породе (образцы 60а, 108-3) составляет соответственно 86,9 и 4,27, то в карбонатной муке оно снижается до 1,5 и 1,32. Особый характер миграции выявлен в карбонатной муке, образованной за счёт доломита (образец 2а): если соотношение *CaO*/*MgO* в коренной породе составляет 1,32, то в муке оно достигает 85,4. По-видимому, здесь сказалось влияние солёных вод (рассолов). Общее содержание карбонатов составляет 75,9–88,6% (см. табл. 3).

Пещерные грунты в эрозионно-коррозионных пещерах представлены маломощными песками аллювиального генезиса с редкой кварцевой галькой. Пески в значительной степени обогащены карбонатной мукой. В коррозионно-гравитационных пещерах днища полостей выполнены карбонатной мукой с дресвяно-щебнистыми обломками, мощность до 1 м. Пещерные глины и суглинки не выявлены, что объясняется сравнительной молодостью пещер, их малыми размерами и слабой обводнённостью. Исключение составляет пещера Чинягда гидротермального происхождения, где вскрыты рыхлые пылеватые суглинки мощностью не менее 1,5 м. Сведения о них здесь не приводятся. Пещерные грунты охарактеризованы по двум образцам, отобранным в эрозионно-коррозионных пещерах долин рек Непы и Нижней Тунгуски.

Днища этих пещер сложены песками, в значительной степени пылеватыми, по-видимому, в результате обогащения карбонатной мукой в субаэральную стадию развития полостей. Пески агрегированы, но в меньшей степени, чем карбонатная мука (Кма 7,3 и 7,9%; Ка 2,4 и 2,7). Для пещерного аллювия характерна слабая промытость и в ряде случаев значительная засолённость (образец 2б) за счёт воздействия солёных подземных вод. Общее содержание карбонатов очень высокое (72,7–88,6%) и слабо отличается от карбонатной муки.

Элювиальные отложения охарактеризованы по двум образцам, отобранным в микропонижениях карстового рельефа с глубины 0,7–0,9 м. По гранулометрическому составу они относятся к суглинкам и супесям. Содержание пылеватой фракции высокое (28,7 и 33,5%). Породы агрегированы, особенно супеси (Кма 25,5%, Ка 7,0). Число пластичности 7,2 и 6,4%. Отложения отличаются значительно меньшим содержанием карбонатов (33,9 и 6,3%) и повышенным накоплением полуторных окислов и железа.

Для характеристики миграции химических элементов и её количественной оценки подсчитаны элювиально-аккумулятивные коэффициенты (Кэа), представляющие собой отношение содержания элемента в карстовых новообразованиях и содержанию этого элемента в исходной коренной породе (табл. 4).

Для карбонатной муки, образованной за счёт известняков (образец 6а), характерно накопление практически всех элементов водорастворимых и труднорастворимых солей, выносится лишь *Ca*. В карбонатной муке на доломитовом известняке (образец 8а) выносятся все элементы за исключением *Mg* и *Si*. При этом наибольшее относительное накопление *Mg* характерно для чистого известняка, в доломитовой разновидности оно значительно меньше (соответственно Кэа 32,2 и 2,0).

Бóльшие различия наблюдаются в миграции водорастворимых элементов на известняке и доломитовом известняке. Особенно следует отметить высокое накопление *Na* и *K* (Кэа 9,8 и 11,5) в образце 6а, отобранном в гроте на левом склоне долины р. Ики, где фиксируются выходы рассолов из отложений литвинцевской свиты. Возможно, это служит указанием на участие солёных подземных вод в закарстовании.

Этот вопрос более детально рассмотрен на примере Иликанской пещеры и рядом расположенного грота. В створе с пещерой наблюдаются выходы хлоридно-натриевых рассолов. В карбонатной муке из грота (образец 2а) накапливаются все водорастворимые элементы, особенно значительно накопление *K, S, Cl, Na* (Кэа 7,7-289,4). Среди труднорастворимых солей накапливаются *Ca* и *S* (Кэа 1,9 и 5,9), остальные элементы выносятся. В пещерном аллювии (образец 2б) также накапливаются все воднорасторимые элементы, но с меньшей интенсивностью, за исключением *S* и *K* (Кэа 19,9 и 24,7). Характер миграции элементов труднорастворимых солей в пещерном аллювии, в общем, примерно такой же, как и в карбонатной муке.

Таблица 4. Химический состав коренных пород литвинцевской свиты и рыхлых образований на них

№ образца, Кэа	Водорастворимые соли, % / мг-экв×10^{-3}									Труднорастворимые соли, %								
	pH	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^+	Na^+	K^+	Сухой остаток, %	п.п.п.	н.о.	R_2O_3	SiO_2	Fe_2O_3	SO_3	CaO	MgO	Сумма
2	8,04	1,72/105	1,71/60	0,27/13	1,6/32	3,60/44	0.14/3	0,03/1	0,206	44,74	7,71	0,68	0,35	0,08	0,07	26,00	19,59	99,82
2а	8,00	1,88/115	56,94/2000	4,00/192	6,40/128	7,51/91	40,52/932	0,23/9	3,410	43,58	4,7	0,60	0,32	н/о	0,41	49,56	0,58	99,75
2б	7,55	2,43/148	7,48/262	5,38/258	8,80/176	3,60/44	5,22/120	0,74/29	0,963	43,65	4,82	0,95	0,4	н/о	0,31	46,20	3,32	99,65
2в	7,30	7,06/430	39,60/1386	32,72/1572	9,20/184	1,20/14	52,18/1200	1,28/50	4,621	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Кэа 2а/2	–	–	33,3	14,8	4,0	2,1	289,4	7,7	–	–	–	0,9	0,9	–	5,9	1,9	0,02	–
Кэа 2б/2	–	–	4,4	19,9	5,5	1,0	37,3	24,7	–	–	–	1,4	1,1	–	4,4	1,8	0,2	–
Кэа 2в/2	–	–	23,2	121,2	5,8	0,3	373,7	42,7	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
6	8,40	2,11/129	1,93/67	1,26/60	6,40/128	7,20/81	0,78/18	0,46/18	0,443	42,49	5,17	0,70	0,18	н/о	0,22	50,40	0,58	99,74
6а	8,40	2,58/158	1,30/45	0,38/18	2,40/48	2,80/34	0,08/2	0,04/1	0,227	46,58	5,08	0,75	0,35	н/о	0,21	28,00	18,76	99,73
Кэа 6/6а	–	–	1,5	3,3	2,7	2,6	9,8	11,5	–	–	–	1.1	1,9	–	1,0	0,6	32,2	–
8	7,90	2,74/167	3,77/132	2,54/122	6,40/128	2,39/29	1,74/4	0,23/9	0,544	44,61	1,64	0,80	0,16	н/о	0,15	42,56	9,96	99,70
8а	8,02	1,96/12	1,08/38	0,24/12	1,60/32	0,60/7	0,10/2	0,02/1	0,152	45,68	6,82	0,68	0,22	0,08	0,14	26,00	19,59	99,80
Кэа 8/8а	–	–	0,3	0,1	0,3	0,3	0,06	0,01	–	–	–	0,9	1,4	–	0,9	0,6	2,0	–

*Образцы: 2 – доломит, левобережье р. Непа (р. Ниж. Иликанская), 2а – карбонатная мука, грот, 2б – пещерный грунт, 2в – налёт на гальке в солёном источнике подземных вод, 6 – известняк, левобережье р. Ика, 6а – карбонатная мука, карстовый грот, 8 – известняк доломитовый, левобережье р. Непа (р. Лев. Санарская), 8а – карбонатная мука, пещера, Кэа – элювиально-аккумулятивный коэффициент: отношение содержания химического элемента в новообразовании к содержанию этого элемента в исходной коренной породе (Глазовская, 1964). R_2O_3 – полуторные окислы, п.п.п – потери при прокаливании, н.о. – нерастворимый остаток, н/о – компонент не определялся. Аналитики: Т.Ф. Данилова, Г.Е. Нетесова, Л.В. Малышева (Институт земной коры СО РАН).

Для оценки влияния рассолов на химический состав карбонатной муки и пещерного аллювия был собран и проанализирован белёсый налёт на гальке (обр. 2в) у подножия пещерного массива в месте выхода рассола. Содержания элементов в воднорастворимых солях идентичны наблюдаемым в карбонатной муке и пещерном аллювии.

Таким образом, приведённые выше данные позволяют полагать, что образование многих подземных и переходных карстовых форм в районе исследования связано с выщелачивающей ролью солёных подземных вод и рассолов.

Заключение

В бассейнах рек Непы и верхнего течения Нижней Тунгуски карст в близповерхностных условиях имеет лишь спорадическое распространение и связан с осевыми участками линейных, весьма протяжённых антиклинальных складок пород нижнего палеозоя. Закарстованность в пределах этих структур обусловлена, помимо интенсивной тектонической трещиноватости, приуроченностью к ним разгрузки глубинных артезианских солёных хлоридных натриевых вод.

Повышенная закарстованность литвиновской и кружалинской свит, обнажающихся в осевых частях складок, обусловлена двумя факторами. Во-первых, в очагах разгрузки глубинных подземных вод происходит смешение их с пресными субповерхностными грунтовыми и поверхностными речными водами, что приводит в действие механизм коррозии смешения. Участие процесса коррозии смешения в образовании карстовых полостей отчётливо трассируется обилием карбонатной муки, приуроченной к карстовым формам. Во-вторых, благодаря постоянному характеру разгрузки глубинных вод, не зависящему от климатической сезонности, карстовый процесс протекает на таких участках круглогодично, в то время как закарстовывание с участием лишь атмосферных вод активно происходит лишь в тёплый период года.

Вполне очевидно, что выявленные карстовые формы и явления представляют собой лишь какую-то часть существующих на данной территории, поскольку исследования носили маршрутный, а не площадной характер. Сходные карстовые формы, как современные, так и отмершие, следует прогнозировать и на других расчленённых эрозионными дренами участках антиклинальных складок в зоне Непских дислокаций.

Литература

Алексеев С.П., Рыбаков В.Г. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист O-48-VI. Л.: Аэрогеология, 1981. [Электронный ресурс] ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург. URL: http://www.geolkarta.ru/list_200.php?idlist=O-48-VI (дата обращения 3.09.2018).

Атлас Иркутской области. Москва–Иркутск, 1962. 182 с.

Гвоздецкий Н.А. Проблемы изучения карста и практика. М.: Мысль, 1972. 392 с.

Гидрогеология СССР. Т. 19. Иркутская область. М.: Недра, 1968. 496 с.

Глазовская М.А. Геохимические основы типологии и методики исследований природных ландшафтов. М., 1964. 230 с.

Дорохов С.В., Павлов А.В., Синицкий В.В., Черняго Б.П. Радиационная обстановка в северных районах Иркутской области // Аппаратура и новости радиационных измерений (АНРИ). 2013. № 1 (72). С. 58–65.

Дублянский В.Н. Карстовые пещеры и шахты Горного Крыма. Л.: Наука, 1977. 180 с.

Жданов В.К., Кавелин Я.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист O-48-V. Л.: Аэрогеология, 1977 // [Электронный ресурс] ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург. URL: http://www.geolkarta.ru/list_200.php?idlist=O-48-V (дата обращения 3.09.2018).

Жданов В.К., Кавелин Я.И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист O-48-V. Объяснительная записка. М.: Недра, 1979. 72 с.

Жданов В.К., Адамова Л.Г. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист O-48-XI. Л.: Аэрогеология, 1977 // [Электронный ресурс] ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург. URL: http://www.geolkarta.ru/list_200.php?idlist=O-48-XI (дата обращения 3.09.2018).

Жданов В.К., Адамова Л.Г., Кореневский М.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист O-48-XI. Объяснительная записка. М.: Недра, 1980. 76 с.

Золотарёв А.Г. Геоморфологическое районирование Иркутской области // Материалы по полезным ископаемым Иркутской области. Вып. 4 (XXXI). Иркутск, 1962. С. 89–98.

Иванов В.В. Метод расчёта стоковой составляющей колебаний уровней в устьях рек // Тр. ААНИИ. 1968. Т. 283. С. 12–29.

Инешин Г.С. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист O-49-VII. Л.: Аэрогеология, 1975 // [Электронный ресурс] ВСЕГЕИ, Санкт-

Петербург. URL: http://www.geolkarta.ru/list_200.php?idlist=O-49-VII (дата обращения 3.09.2018).

Инешин Г.С. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист O-49-VII. Объяснительная записка. М.: Недра, 1984. 72 с.

Карбонатные породы. Генезис, распространение, классификация. Т. 1. М.: Мир, 1970. 396 с.

Кудашкин И.Т., Шишкин Ю.П. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист O-48-XII. Л.: Аэрогеология, 1975 // [Электронный ресурс] ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург. URL: http://www.geolkarta.ru/list_200.php?idlist=O-48-XII. (дата обращения 3.09.2018).

Кудашкин И.Т. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист O-48-XII. Объяснительная записка. М.: Недра, 1980. 81 с.

Кустов Ю.И., Калашникова Э.Б., Зведер А.Л. Оценка гидрохимического стока бассейна реки Нижняя Тунгуска. Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 1985. 59 с.

Макаров С.А., Опекунова М.Ю. Карст и эрозия на междуречье Нижней Тунгуски и Непы // Теория геоморфологии и ее приложение в региональных и глобальных исследованиях. Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 2010. С. 196–197.

Макаров С.А., Опекунова М.Ю. Строение речных долин Лено-Катангского плато // География и прир. ресурсы. 2012. № 2. С. 62–67.

Рыбаков В.Г., Алексеев С.П., Агеева Л.С. Объяснительная записка к Государственной геологической карте СССР. Листы P-49-XXXI, P-49-XXXII, O-49-I, O-49-II, O-48-VI. М.: Недра, 1986. 193 с.

Филиппов В.М. Динамика, активизация и прогноз карста Ангарских водохранилищ. Дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. Иркутск, 1988. 253 с.

Шарапов И.С. Солепроявления юго-восточной части Средне-Сибирской платформы // Тр. Вост.-Сиб. геол. треста. Вып. XXV. Свердловск–М.: ОНТИ, 1938. С. 3–86.

УДК: 551.44 551.49 556.51

Результаты изотопных исследований 2013–2016 гг. на закарстованных территориях Сочинского спелеологического района (Западный Кавказ)

© 2018 г. Е.В. Захаров[1], В.Б. Кимбер[1], В.Д. Резван[1,2], И.В. Токарев[3], Б.Р. Мавлюдов[4]

[1]Сочинское отделение Русского географического общества, Сочи; [2]Сочинский институт (филиал) Российского университета Дружбы народов, Сочи; [3]Ресурсный центр «Рентгенодифракционные методы исследования», научный парк Санкт-Петербургского государственного университета, Санкт-Петербург; [4]Институт географии РАН, Москва

e-mail: tokarevigor@gmail.com

Results of isotopic investigations in 2013–2016 on karst areas of Sochinskiy speleological region (Western Caucasus)

E.V. Zakharov[1], V.B. Kimber[1], V.D. Rezvan[1,2], I.V. Tokarev[3], B.R. Mavlyudov[4]

[1]Sochi division of Russian Geographical Society, Sochi; [2]Sochi Institute (branch) of RUDN university, Sochi; [3]Resource center «X-ray-diffraction methods of research», Science Park of the St. Petersburg State University, St. Petersburg; [4]Institute of Geography, Rusian Academy of Sciences, Moscow

e-mail: tokarevigor@gmail.com

Regular testing of karst waters, as well as monitoring of the isotope composition of precipitations, river and groundwater was carried out near the Vorontsovskaya Cave system (Sochi, the Western Caucasus) in 2013–2016. In the Krasnaya Polyana settlement (altitude 650 m asl) the isotope composition of precipitation is approximated by the equation $\delta^2H = 6.82 \times \delta^{18}O + 2.9$ ($R^2 = 0.93$; n = 51). In the cold season (average daily air temperature is below +5 °C) composition of the precipitation is $\delta^{18}O = -10.8‰$ and $\delta^2H = -74‰$, in warm season – $\delta^{18}O = -4.4‰$ and $\delta^2H = -25‰$, and the average annual is $\delta^{18}O = -7.4‰$ and $\delta^2H = -48‰$. In the Kudepsta River (near the mouth, altitude 3 m asl) the average isotopic composition of water is $\delta^{18}O = -10.1‰$ and $\delta^2H = -64‰$, which is close to precipitations of the cold season, with some extremums during the rain flood. In the Melnichny Creek (the Krasnaya Polyana settlement) there are no the significant seasonal variations in the isotopic composition of water (on average, $\delta^{18}O = -11.9‰$ and $\delta^2H = -78‰$). The effect of evaporation on the isotopic composition of water in the stream was observed in the warm period of year. Spring in the Krasnaya Polyana settlement has isotope composition $\delta^{18}O = -11.3‰$ and $\delta^2H = -75‰$ on average, which is like to the Melnichny Creek. On the Lower Imeretian lowland (elevation 0–50 m asl) groundwater is recharged during the snow-melt flood due to the infiltration of water from the Mzymta River. Here the isotopic composition of groundwater is $\delta^{18}O = -10.8‰$ and $\delta^2H = -73‰$ on average. The Vorontsovskaya Cave system in the cold season is

recharged by local precipitations (karst water has composition $\delta^{18}O = -10.4‰$ and $\delta^{2}H = -69‰$), and in warm season – by flow from the remote area ($\delta^{18}O = -8.0‰$ and $\delta^{2}H = -52‰$), which should be located at altitudes of about 1000 m.

Key words: ***atmospheric precipitations, carbonate karst, deuterium, oxygen-18, river run-off, Sochi.***

В районе Воронцовской системы пещер (Сочи, Западный Кавказ) в 2013–2016 гг. выполнено регулярное опробование карстовых вод, а также мониторинг изотопного состава осадков, речных и подземных вод. В Красной Поляне (высота 650 м над ур. моря) изотопный состав атмосферных осадков аппроксимируется уравнением $\delta^{2}H = 6{,}82 \times \delta^{18}O + 2{,}9$ ($R^2 = 0{,}93$; $n = 51$). Состав осадков холодного сезона (среднесуточная температура воздуха ниже 5 °C) составляет $\delta^{18}O = -10{,}8‰$ и $\delta^{2}H = -74‰$, тёплого сезона – $\delta^{18}O = -4{,}4‰$ и $\delta^{2}H = -25‰$, при среднегодовом составе $\delta^{18}O = -7{,}4‰$ и $\delta^{2}H = -48‰$. В р. Кудепсте вблизи устья (высота 3 м над ур. моря) средний изотопный состав воды $\delta^{18}O = -10{,}1‰$ и $\delta^{2}H = -64‰$, в её стоке преобладают осадки холодного периода года с дождевыми паводками. В Мельничном ручье (Красная Поляна) значительных сезонных колебаний изотопного состава не обнаружено (в среднем, $\delta^{18}O = -11{,}9‰$ и $\delta^{2}H = -78‰$). В тёплый период года отмечается влияние испарения на изотопный состав воды в ручье. Источник (Красная Поляна) имеет в среднем $\delta^{18}O = -11{,}3‰$ и $\delta^{2}H = -75‰$. На Нижнеимеретинской низменности (высота 0–50 над ур. моря) подземные воды восполняют запасы в период снеготалого половодья в результате инфильтрации воды из р. Мзымта, их изотопный состав, в среднем, $\delta^{18}O = -10{,}8‰$ и $\delta^{2}H = -73‰$. Воронцовская система пещер в холодный сезон питается за счёт местных осадков ($\delta^{18}O = -10{,}4‰$ и $\delta^{2}H = -69‰$), а в тёплый – за счёт удалённой области питания ($\delta^{18}O = -8{,}0‰$ и $\delta^{2}H = -52‰$), находящейся на высотах около 1000 м.

Ключевые слова: ***атмосферные осадки, дейтерий, карбонатный карст, кислород-18, речной сток, Сочи.***

Введение

В настоящее время на Западном Кавказе известно около 1000 карстовых полостей. Самые крупные достигают протяжённости более 30 км (пещерная система Снежная–Меженного–Иллюзия–Банка) и глубины несколько более 2 км (шахты им. Веревкина и Крубера–Воронья). Характерная особенность горного карста Западного Кавказа – наличие гидрогеологических связей между несколькими пещерами, объединяющих значительные участки закарстованных территорий (Дублянский и др., 1985). Крупнейшие карстовые водоносные системы (КВС) Западного Кавказа – Алекская (протяжённость около 25 км, перепад высот 670 м), Центральная и Северная в массиве Арабика (глубины дренажа 2300 и 1700 м, соответственно), Мчиштинская – на Бзыбском хребте (протяжённость около 26 км и амплитуда 2345 м).

Как правило, КВС состоят из верхнего (пещеры-поноры в области питания), среднего (пещеры в области транзита) и нижнего (пещеры-источники или затопленные участки в области разгрузки) гидравлически связанных звеньев. Таким образом, вскрытые разведкой пещеры являются фрагментами КВС, дренирующими карстующиеся массивы (Клименко и др., 1990; Резван, 1990, 2009). Во многих случаях области питания КВС расположены на водораздельных участках, а очаги разгрузки либо приурочены к уровню моря, либо находятся ниже этого уровня.

Большая разница (до 2300 м) в абсолютных отметках между верхними и нижними звеньями КВС предполагает наличие заметной разницы в изотопном составе воды (содержаниях дейтерия ^{2}H и кислорода ^{18}O), которая может принимать участие в обводнении КВС. Изотопный состав атмосферных осадков, питающих поверхностные и подземные (в том числе карстовые) воды – это функция температуры. При её повышении происходит утяжеление изотопного состава осадков (накопление ^{2}H и ^{18}O), а при понижении – облегчение (потеря ^{2}H и ^{18}O). При подъёме в горы температура воздуха понижается, приводя к облегчению изотопного состава осадков.

В связи с этой особенностью поведения дейтерия и кислорода-18 в природных водах применение данных об изотопном составе воды весьма перспективно при изучении условий водного питания КВС. Как правило, пути движения подземных потоков между отдельными частями КВС устанавливаются с помощью прямых наблюдений и/или индикаторных (трассерных) экспериментов. В России в основном используется метод окрашивания флуоресцеином и его солями, однако применение изотопов должно позволить, кроме трассирования, определять и источники обводнения КВС (Проблемы…, 1983; Дублянский и др., 1980; Дублянский и др., 1987; Гусев, Мазина, 2010; Кимбер и др., 2014).

Содержания дейтерия и кислорода-18 в природных водах выражают относительно их содержания в морской воде (в тысячных долях в виде $\delta^{2}H$ и $\delta^{18}O$), так как океан служит самым большим и хорошо перемешанным резервуаром воды на Земле (соответственно, в морской воде $\delta^{2}H = 0‰$ и $\delta^{18}O = 0‰$) и, кроме того, 90% влаги в атмосфере имеют океаническое происхождение (Ферронский, Поляков, 2009). при испарения/конденсации влаги происходит изотопное фракционирование, подчиняющееся простому правилу: «тяжёлые изотопы накапливаются в более конденсированной фазе», т.е. ^{2}H и ^{18}O преимущественно остаются в жидкой воде, а в водяном паре – ^{1}H и ^{16}O.

Постепенная потеря ^{2}H и $\delta^{18}O$ по мере продвижения воздушных масс от океана вглубь суши ведёт к облегчению осадков.

В атмосфере испарение и конденсация протекают, как правило, в равновесных условиях, поэтому распространённость дейтерия и кислорода-18 связаны уравнением $\delta^{2}H = 8\delta^{18}O + 10$. Линия, описываемая данным уравнением, называется Глобальной Линией Метеорных вод (ГЛМВ). В связи с региональными особенностями циркуляции воздушных масс и размещения крупных водных объектов, соотношение между $\delta^{2}H$ и $\delta^{18}O$ в осадках конкретной местности может подчиняться несколько отличным соотношениям. Поэтому для каждого объекта рекомендуется устанавливать прямыми наблюдениями параметры Локальной Линии Метеорных вод (ЛЛМВ).

Испарение с почвы и водной поверхности происходит в неравновесных условиях, поэтому угловой коэффициент уравнения, связывающего распространённость дейтерия и кислорода-18, уменьшается вплоть до величины 5 при испарении в абсолютно сухой воздух при температуре 20 °C. Обычно эффект испарения легко идентифицируется на диаграмме $\delta^{2}H \div \delta^{18}O$ по отклонению фигуративных точек вправо от прямой ЛЛМВ.

Методически, основой применения дейтерия и кислорода-18 служит мониторинг их содержаний в атмосферных осадках, поверхностных водах и на КВС исследуемых закарстованных территорий. Такой подход позволяет проследить транзит изотопов в цепочке «атмосферные осадки → поверхность → подземный сток» с учётом вероятного воздействия вторичных процессов, в первую очередь, испарения. Как правило, рекомендуется использовать не менее чем годичный цикл наблюдений. Годичный период соответствует повторяющемуся циклу вариаций величин $\delta^{2}H$ и $\delta^{18}O$ в осадках, связанному с сезонным ходом температур. Кроме того, достаточная длительность мониторинга позволяет установить пределы изменения $\delta^{2}H$ и $\delta^{18}O$, обусловленные выпадением осадков из воздушных масс, влажность которых сформирована разными источниками, при наиболее характерных спектрах циклонических траекторий. Годичный и более длительные периоды наблюдений позволяют также исследовать реакцию поверхностных водотоков на атмосферные осадки и снеговое половодье, которые является упрощенной моделью КВС и их реакции на те же процессы.

В работе представлены результаты режимных наблюдений за осадками и поверхностным стоком, а также отдельных кампаний опробования вод на территории Сочинского спелеологического района,

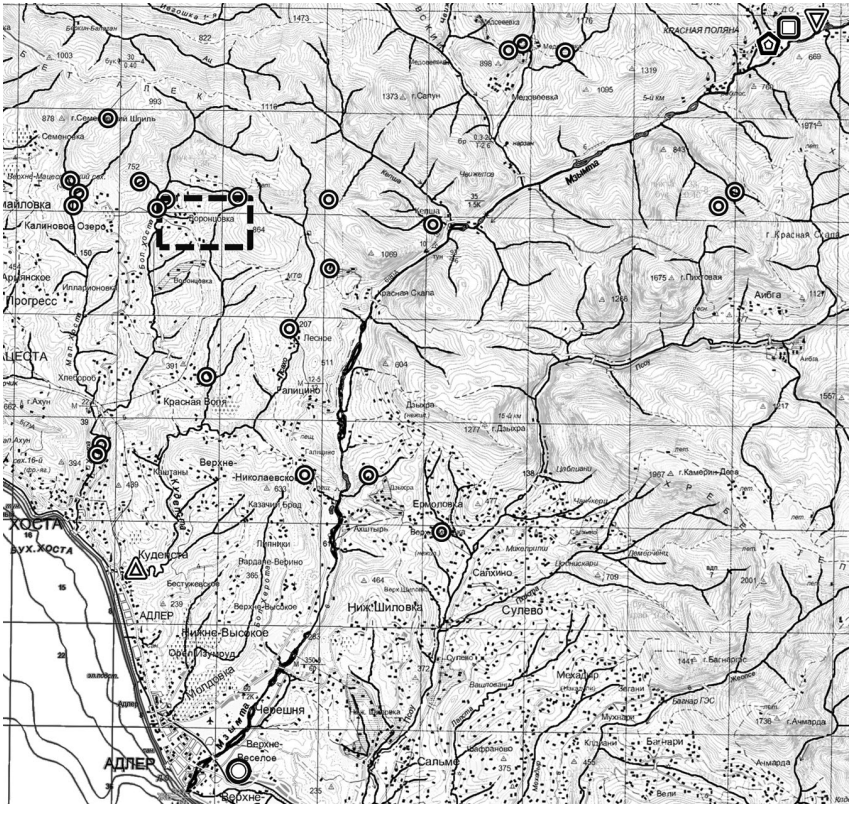


Рис. 1. Схема размещения точек опробования природных вод на изотопный анализ на территории Сочинского спелеологического района

выполненных в 2013–2016 гг. (рис. 1). В качестве полустационарного объекта для мониторинга содержания тяжёлого водорода и кислорода в карстовых водах использовалась Воронцовская система пещер.

Методика работ

В рамках проведённых исследований был выполнен мониторинг изотопного состава атмосферных осадков, родникового и поверхностного стока, проведено опробование карстовых вод Воронцовской системы пещер. Пробы отбирались в основном в 7-миллиметровые герметично закрывающиеся пластиковые виалы, которые до анализа хранились в тёмном прохладном месте.

Измерения изотопного состава осадков выполнялось в РЦ РДМИ Научного парка Санкт-Петербургского университета на лазерном изотопном анализаторе Picarro L2120-i с использованием внутрилабораторных образцов сравнения, привязанных к стандартам МАГАТЭ и Американского геологического общества V-SMOW-2, GISP, SLAP, USGS45 и USGS46. Погрешность измерений составляет ±0,1‰ по $\delta^{18}O$ и ±1‰ по $\delta^{2}H$. Далее все результаты измерений, в соответствие с общепринятым подходом, приводятся в промилле относительно стандарта океанической воды V-SMOW.

Описание объектов исследований

Значительная часть территории Большого Сочи и прилегающих площадей приурочена к горст-антиклинальным, горст-брахиантиклинальным тектоническим структурам, а также рифовым массивам, сформированным известняками верхнеюрского и мелового возраста (Дублянский и др., 1987; Резван, Захаров, 2011). В настоящее время в недрах Фиштинского, Лазаревского и Сочинского спелеологических районов Фишт-Лагонакского, Новороссийско-Лазаревского и Западно-Кавказского подокругов Северо-Западного и Сочинско-Абхазского округов (осевая зона и южный склон провинции Большого Кавказа и Крымско-Кавказской спелеологической страны) разведано около 1000 подземных карстовых полостей.

Физико-географические, климатические и гидрологические условия карстовых массивов в районе Большого Сочи благоприятны для развития карста. Отмечается наличие выровненных вершинных поверхностей, большое количество атмосферных осадков, в том числе выпадающих в виде снега, значительное превышение осадков над испарением, развитый растительный и почвенный покровы, продуцирующие CO_2. Одновременно с этим имеет место высокая степень расчленённости рельефа и нарушение монолитности вмещающих пород, связанные с альпийской тектонической активизацией, а также значительные перепады высот, в недавнем геологическом прошлом достигавшие ещё больших величин, – всё это способствует развитию поверхностных и подземных карстовых форм (Резван, 1990).

Горные массивы Алек, Ахцу, Дзыхра (сложены верхнеюрскими известняками), располагаются примерно в 20 км к северо-востоку от побережья Чёрного моря, между долинами рек Сочи и Псоу. С юго-запа-

да к массиву Ахцу примыкает Воронцовский горный массив (сложен меловыми известняками). На южных склонах массива берут начало реки Мацеста, Западная и Восточная Хоста, Кудепста, Псахо. На северных склонах – притоки р. Сочи: реки Ац, Мзымта, Кепша, Кеша, Псоу.

Массивы Алек, Ахцу и Воронцовский входят во внешнюю область питания Сочинского гидрогеологического бассейна. К юго-западу от этих горных массивов, в 3–10 км от побережья Чёрного моря, кулисообразно располагаются массивы Ахштырь и Ахун (сложены меловыми известняками). Они прорезаны долинами транзитных рек Мацеста, Агура, Кудепста, Псахо, Мзымта, Псоу и входят во внутреннюю область питания Сочинского гидрогеологического бассейна. В Сочинском бассейне расположены месторождения пресных вод, используемые для снабжения олимпийских объектов и г. Сочи, а также Мацестинское месторождение сероводородных вод – гидроминеральная база курорта Сочи.

Атмосферные осадки (оценка входного сигнала)

Как уже указывалось, интерпретация данных по дейтерию и кислороду-18 для КВС должна опираться на информацию об их пространственно-временно́м распределении в атмосферных осадках. В силу ограниченности временных и приборно-измерительных ресурсов, в данной работе наблюдения за осадками были выполнены с ноября 2013 по декабрь 2014 г. в одной точке района (пункт «ул. Защитников Кавказа», пос. Красная Поляна, высота 650 м над ур. моря). В черноморском бассейне и на Северном Кавказе разновременные наблюдения за изотопным составом осадков имеются также для станций сети Global Network Isotopes in Precipitations – GNIP (табл. 1, инструмент WISER базы данных МАГАТЭ (электронная ссылка 1)).

Для характеристики сезонных изменений изотопного состава осадков по площади в целом был использован также расчётный метод. Этот подход правомочен, так как вариации параметров δ^2H и $\delta^{18}O$ в пространстве носят региональный характер, а изменения во времени достаточно закономерны. Многомерную статистическую модель для расчёта изотопного состава осадков представляет интерактивный инструмент On-line Isotope in Precipitation Calculator (OIPC, (электронная ссылка 2)). С его помощью для участка размещения Воронцовской системы пещер и ближайших водоразделов (рис. 2) были рассчитаны

Таблица 1. Статистические характеристики изотопного состава атмосферных осадков в восточном Черноморье

Станция	Абс. высота, м	Период наблюдений*	Среднегодовой состав осадков		ЛЛМВ**	R^2	Ссылка
			$\delta^{18}O$, ‰	δ^2H, ‰			
Батуми	6	1981, 1982	−8,8	−60,3	$y = 7{,}35x + 9{,}1$	0,86	1
Бакуриани	1665	2008–2012	−10,72	−71,2	$y = 7{,}92x + 13{,}7$	0,99	1
Ризе	136	2009–2015	−7,79	−48,1	$y = 7{,}28x + 8{,}6$	0,97	1
Ростов-на-Дону	77	1981, 1983	−7,35	−49,7	$y = 7{,}38x + 3{,}0$	0,90	1
Синоп	32	2009–2015	−7,91	−50,7	$y = 6{,}81x + 3{,}1$	0,96	1
Симферополь	280	2010–2011	−7,4	−50	$y = 7{,}0x + 3{,}2$	0,97	2

*Период, включающий парные наблюдения за дейтерием и кислородом-18 в течение полного календарного года; **Локальная линия метеорных вод, функция вида $\delta^2H = a \times \delta^{18}O + b$ для всех парных измерений дейтерия и кислорода-18.
В ссылках: 1 – база GNIP МАГАТЭ; 2 – Дублянский и др., 2012.

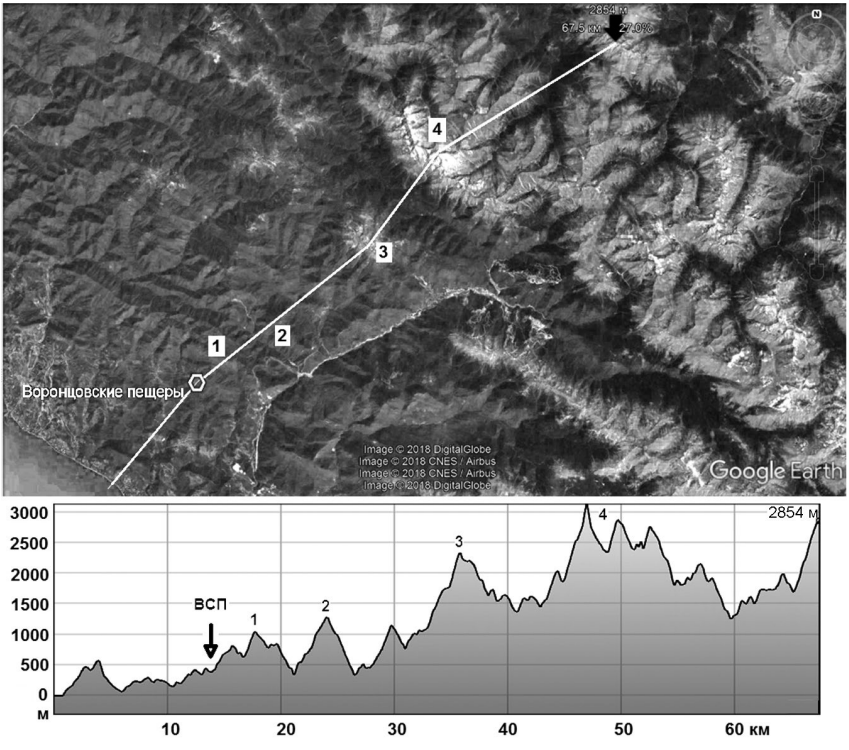


Рис. 2. Космический снимок местности и профиль рельефа в районе работ (источник – Google Earth). На профиле и схеме показано положение Воронцовской системы пещер (ВСП) и ближайших водоразделов (номера)

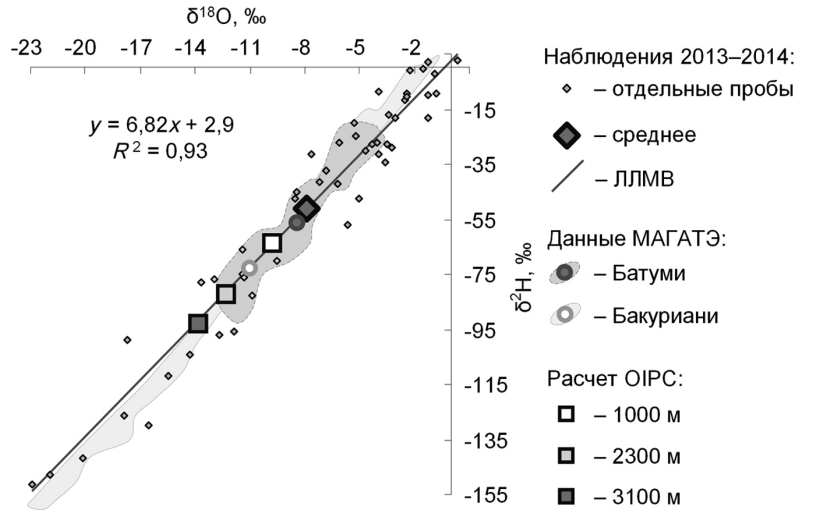


Рис. 3. Результаты наблюдений за изотопным составом осадков в районе работ (точка «ул. Защитников Кавказа», Красная Поляна, Сочи.
ЛЛМВ – локальная линия метеорных вод, уравнение на диаграмме); для точек наблюдений сети GNIP МАГАТЭ (электронная ссылка 1) приведены среднегодовые значения (квадраты) и поля изменения составов индивидуальных выпадений атмосферных осадков (залитые области); расчёт изотопного состава осадков для различных высот в районе работ выполнен с помощью интерактивного инструмента On-line Isotope in Precipitation Calculator – OIPC (электронная ссылка 2)

Таблица 2. Статистические характеристики изотопного состава атмосферных осадков в Красной Поляне

Параметр	$\delta^{18}O$, ‰	$\delta^{2}H$, ‰
Среднее за ноябрь–март (холодный сезон)*	–10,8	–74
Среднее за апрель–октябрь (тёплый сезон)	–4,4	–25
Среднегодовое	–7,4	–48

*Холодным сезоном года принят период, когда среднесуточная температура воздуха не превышает 5 °C. В этих условиях удаление влаги за счёт эвапотранспирации становится пренебрежимо малым.

среднемесячные составы осадков. Результаты наблюдений и расчёта изотопного состава осадков представлены на рис. 3.

Уравнение линии аппроксимации наблюдённого в Красной Поляне изотопного состава осадков (далее Локальная Линия Метеорных Вод – ЛЛМВ) имеет вид $\delta^{2}H = 6{,}82 \times \delta^{18}O + 2{,}9$ ($R^2 = 0{,}93$; n = 51). Сезонная статистика распределения величины $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ в осадках в Красной поляне приведена в табл. 2.

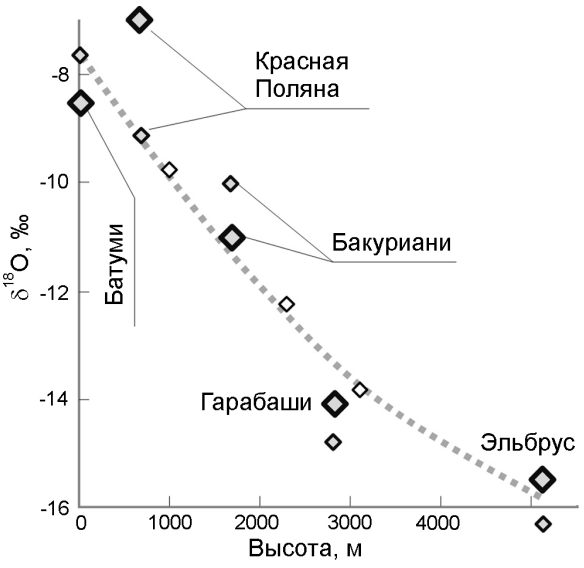


Рис. 4. Распределения среднегодового изотопного состава осадков по высоте по авторским наблюдениям (точка «ул. Защитников Кавказа», Красная Поляна, Сочи), опубликованным данным для ледника Гарабаши (Васильчук и др., 2005) и западного плато Эльбруса (Васильчук и др., 2006; Козачек и др., 2015), точкам наблюдений сети GNIP МАГАТЭ (Батуми и Бакуриани) и расчёту изотопного состава среднемесячных осадков с помощью OIPC (электронная ссылка 2) для главного Кавказского хребта (данные наблюдений – крупные значки; расчет – мелкие)

Внутригодовое распределение изотопного состава осадков в Батуми и Бакуриани (точки наблюдений МАГАТЭ) описывается похожими уравнениями (см. табл. 1). В Батуми пределы изменения параметров $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ существенно меньше, чем в Красной Поляне, вследствие меньших сезонных вариаций температуры воздуха, а в Бакуриани сравнимы.

Для точки наблюдения «ул. Защитников Кавказа» (Красная Поляна, Сочи), точек наблюдения МАГАТЭ наиболее разнесённых по высотам (Батуми и Бакуриани), ледника Гарабаши (Васильчук и др., 2005) и западного плато Эльбруса (Васильчук и др., 2006; Козачек и др., 2015) выполнено сравнение измеренных изотопных составов осадков с рассчитанным по OIPC (рис. 4). Точки, соответствующие наблюдениям и расчётам, ложатся на общий тренд и отвечают закономерному облегчению изотопного состава осадков с высотой, которое описывается в данном случае для кислорода-18 уравнением:

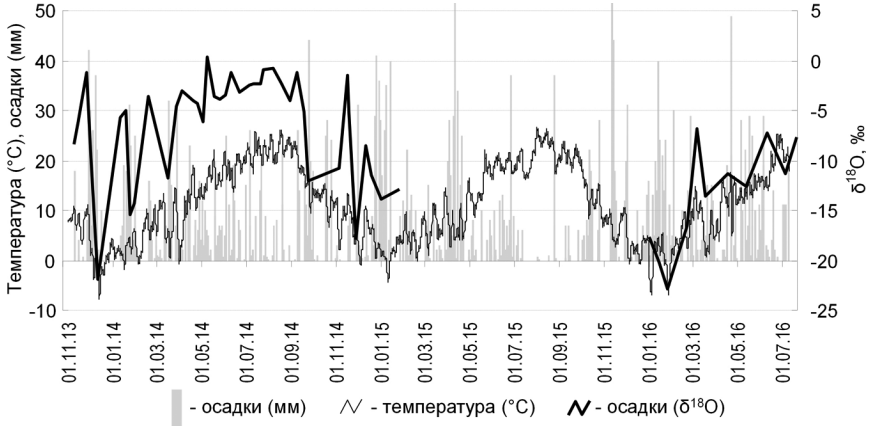


Рис. 5. Временно́й ход изотопного состава кислорода, температуры воздуха и осадков в точке наблюдения «ул. Защитников Кавказа» (Красная Поляна, Сочи). Изотопный состав осадков определялся в ходе опробования отдельных выпадений, метеоданные для Красной Поляны взяты с сайта www.rp5 и для температуры осреднены бегущим средним

$\delta^{18}O = 1{,}834^{-7}x^2 - 2{,}540^{-3}x - 7{,}554$ ($R^2 = 0{,}94$).

Хронологический график хода изотопного состава осадков в Красной Поляне в целом подчиняется сезонному изменению температур, становясь изотопически тяжелее летом и легче зимой (рис. 5). Флуктуации состава отдельных выпадений относительно тренда велики, что, собственно, хорошо видно и на диаграмме δ^2H vs. $\delta^{18}O$ по разбросу точек относительно линии аппроксимации (ЛЛМВ, см. рис. 3). Последнее объясняется влиянием прихода воздушных масс из различных районов планеты. В частности, экскурсы в сторону облегчения изотопного состава осадков обусловлены привносом влаги с севера «ныряющими» циклонами (рис. 6, *а*), а отклонение в сторону утяжеления осадков – приходом средиземноморской влаги (рис. 6, *б*). Локальные аномалии изотопного состава осадков коррелируют с аномалиями хода температур.

Сравнение измеренного и расчётного годового хода изотопного состава осадков в точке наблюдения Красная Поляна, в районе ВСП, Батуми и Бакуриани, а также на ближайших водоразделах (потенциальных областях питания) представлен на рис. 7. Из рисунка видно, что пределы изменения изотопного состава осадков для всех высот перекрываются, и это может накладывать некоторые ограничения на интерпретацию наблюдений в ВСП (это обстоятельство подробнее обсуждается ниже).

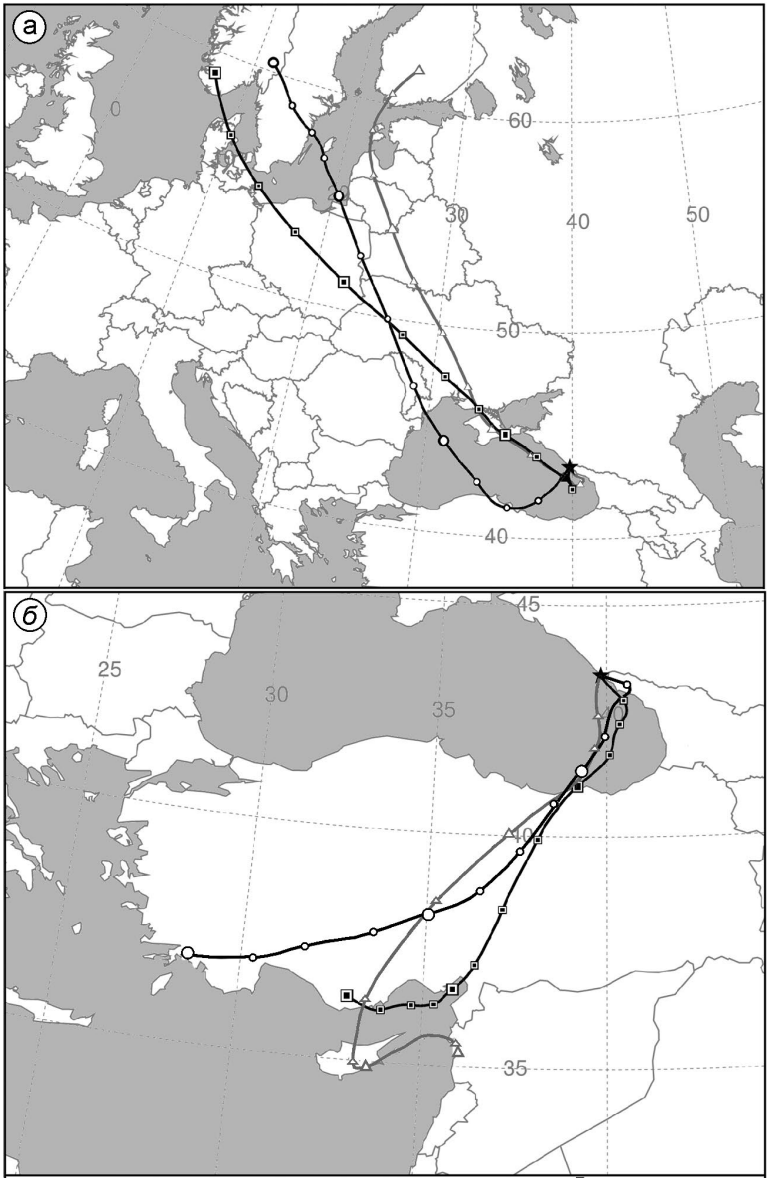


Рис. 6. Выпадение 10 декабря 2013 г. осадков с лёгким изотопным составом (*а*) и 16 ноября 2014 г. осадков с тяжёлым изотопным составом (*б*). Расчёт обратных траекторий выполнен по модели Hysplit NOAA (электронная ссылка 3), траектория для высоты 300 м – кружки, 1000 м – квадраты, 2000 м – треугольники)

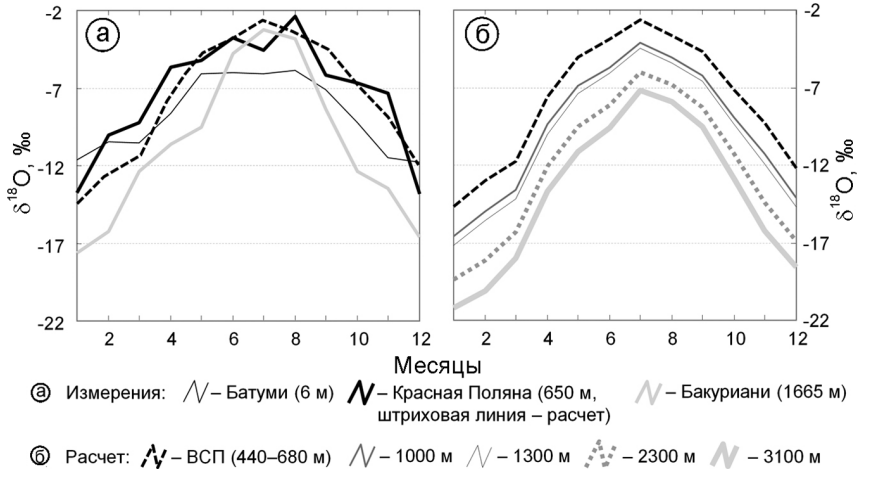


Рис. 7. Сравнение наблюдённого и расчётного годового хода изотопного состава осадков (*а*) в точке наблюдения Красная Поляна (авторские данные для района размещения ВСП), Батуми и Бакуриани (данные МАГАТЭ (электронная ссылка 1); (*б*) на ближайших водоразделах – потенциальных областях питания (инструмент OIPC (электронная ссылка 2)

Речной сток

Речной сток исследуемого района, в принципе, представляет собой несколько упрощенную натурную модель стока КВС, которую мы использовали для разъяснения закономерностей его функционирования, в силу большей доступности поверхностных вод для наблюдений. Отметим, что для поверхностных водоёмов и подземных вод имеет место осреднение изотопного состава отдельных выпадений за счёт смешения, пропорционального времени пребывания воды в соответствующем резервуаре, что снижает влияние экстремумов на кривой выпадения атмосферных осадков. Для речного стока осреднение также действует, но зависит от степени участия подземных вод (в том числе карстовых) в их питании и от буферной ёмкости водосбора в период снегового половодья и дождевых паводков.

Река Кудепста берёт начало на южных склонах Воронцовского хребта у горы Ефрем недалеко от пос. Воронцовка. Длина реки 23 км, площадь бассейна 85,4 км^2, общее падение 780 м, уклон 33,9 м/км. Основной приток р. Псахо впадает на 13 км от устья р. Кудепсты по левому берегу, длина 11 км (ближе к устью р. Кудепсты с левого берега

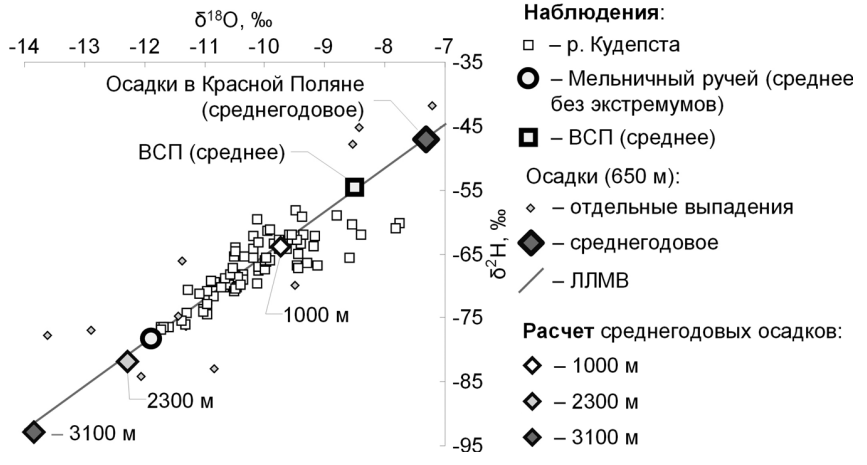


Рис. 8. Изотопный состав воды в р. Кудепсте (точка наблюдения «Могила Братишки») с марта 2013 по декабрь 2014 г.

в неё впадает р. Старики). Принято, что питание р. Кудепсты смешанное – снегодождевое, водный режим характеризуется высокими резкими подъёмами уровня воды в дождевые паводки и во время таяния снежного покрова. По расходу воды р. Кудепста уступает р. Псахо в точке слияния примерно вдвое. Возможно, это указывает на различия в характере питания, поскольку водосбор р. Кудепсты в точке слияния с р. Псахо лишь несколько меньше по размеру, чем у последней.

Изотопный состав воды в р. Кудепсте наблюдался вблизи её устья (точка «Могила Братишки»), интегрально характеризуя условия питания на водосборе (рис. 8). Средний за период наблюдений изотопный состав воды в реке $\delta^{18}O = -10{,}1‰$ и $\delta^{2}H = -64‰$ при крайних значениях $\delta^{18}O = -7{,}8 \div -11{,}7‰$ и $\delta^{2}H = -55 \div -74‰$. В основном изотопный состав воды в р. Кудепсте соответствует атмосферным осадкам (точки располагаются вдоль ЛЛМВ). Точки, лежащие на ЛЛМВ, по абсолютным величинам $\delta^{2}H$ и $\delta^{18}O$ в основном соответствуют осадкам, которые должны выпадать выше 1000 м. Водоразделы, обрамляющие бассейн реки, даже в её верховьях не превышают указанных высот. Следовательно, питание реки происходит преимущественно за счёт снеговых вод и осадков холодного периода года (изотопически лёгких осадков). Напомним, что под холодным периодом года понимают сезон, когда среднесуточная температура воздуха не превышает 5 °С. В этих условиях удаление влаги вследствие эвапотранспирации становится пренебрежимо малым.

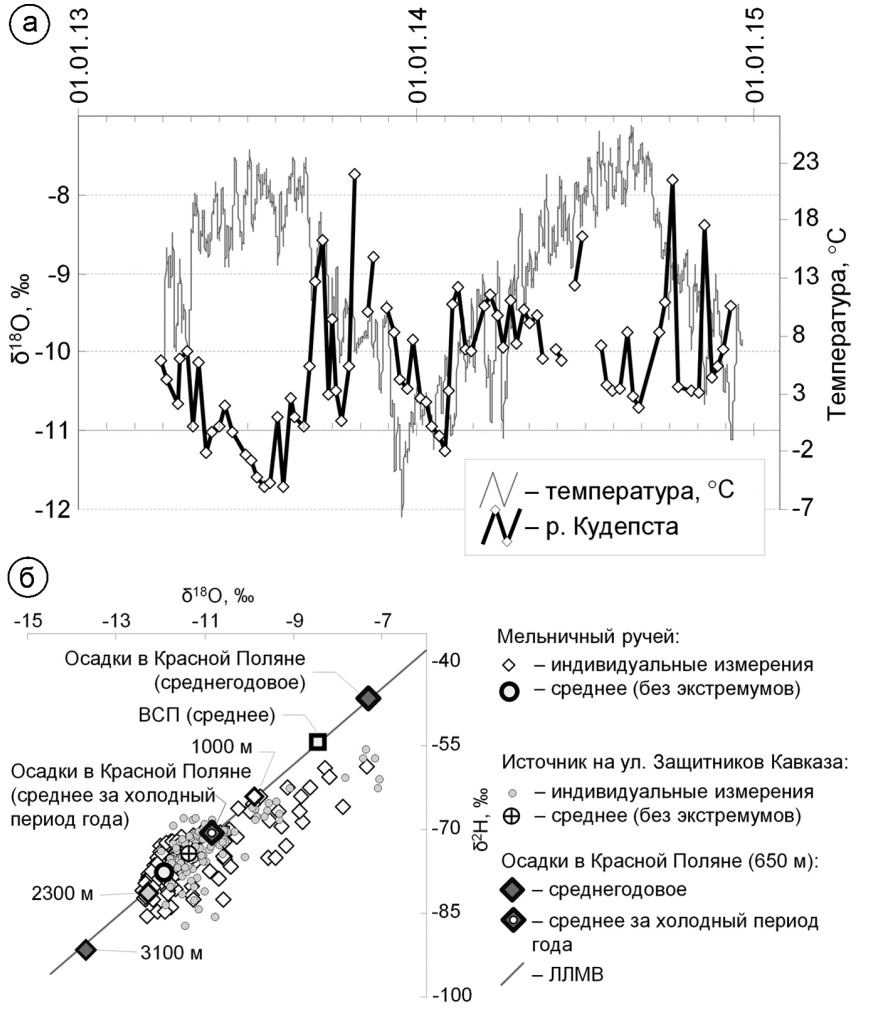


Рис. 9. Хронологический ход изотопного состава воды в р. Кудепсте (точка «Могила Братишки») с марта 2013 по декабрь 2014 г. (*а*) и изотопный состав воды в Мельничном ручье и источнике на ул. Защитников Кавказа с марта 2013 по июль 2016 г. (*б*)
Остальные условные обозначения см. на рис. 7

Поведение изотопного состава воды в р. Кудепсте во времени имеет две особенности. Во-первых, некоторая часть точек заметно отклоняется от ЛЛМВ вправо, указывая на изотопное утяжеление воды вследствие испарения (рис. 9, *а*). Во-вторых, наблюдается рассинхро-

низация наступления сезонных максимумов температуры воздуха и наибольшего систематического утяжеления изотопного состава воды в реке (этот эффект наиболее чётко выявлен наблюдениями 2013 г. (рис. 9, *б*); напомним – изотопный состав осадков утяжеляется при повышении температуры воздуха.

Отставание моментов наступления максимумов утяжеления изотопного состава речной воды по отношению к максимумам температуры воздуха означает, что сток летних осадков по реке все-таки происходит, но с заметной задержкой во времени, по отношению к моментам их выпадения. Судя по хронологическому графику (см. рис. 9, *а*), разрыв между глобальными максимумами температуры воздуха и максимумами утяжеления изотопного состава кислорода осадков достигает 3–4 месяцев.

По-видимому, обнаруженный разрыв объясняется частичным поглощением плоскостного стока в ходе снеготаяния и после интенсивных осадков (ливней) грубообломочными отложениями в прибортовых частях долин (а) и на выположенных поверхностях местных водоразделов – карстовыми формами рельефа (б). В дальнейшем эта часть водного стока относительно медленно фильтруется к ближайшим базисам дренажа. В тёплый период года моросящие дожди, конденсат тумана и тому подобные проявления маломощных осадков удаляются из водного баланса в результате эвапотранспирации. На фоне общего квазисинусоидального хода изотопного состава отмечаются экстремумы изотопного состава речного стока, обусловленные прохождением дождевых паводков от наиболее мощных циклонов.

Мельничный ручей берёт начало на склонах возвышенности (правый борт долины р. Мзымты), на относительно выровненной вершине, на которой расположены Хмелевские озёра с высотными отметками уреза воды около 1752 м над ур. моря. Длина ручья около 6,5 км, перепад высот достигает 1100 м. Так же как и в р. Кудепсте, изотопный состав воды в ручье в основном соответствует атмосферным осадкам (точки распределены вдоль ЛЛМВ на рис. 9, б).

Средний изотопный состав воды в Мельничном ручье (при исключении экстремумов) равен $\delta^{18}O = -11{,}9‰$ и $\delta^{2}H = -78‰$. Изотопный состав воды в Мельничном ручье оказывается заметно легче состава осадков в Красной Поляне за холодный период года (хотя эти точки наблюдения расположены рядом, практически на одной высоте) и оказывается близким к расчётным среднегодовым осадкам на

высотных отметках, соответствующих Хмелевским озерам (1752 м), расположенным на ближайшем водоразделе (см. рис. 9, б).

Для Мельничного ручья, по сравнению с р. Кудепстой, заметно бóльшая часть точек на графике δ^2H vs. $\delta^{18}O$ отклоняется вправо от ЛЛМВ, что следует связать с усиленным испарением воды, которое может происходить в двух обстоятельствах: а) с поверхности почвы, а также поверхности обнажённых и нагретых за счёт высокой инсоляции скальных образований на платообразной относительно слабозалесённой вершине горы, где расположены Хмелевские озёра; б) с акватории Хмелевских озёр, из которых вода поступает в Мельничный ручей путём инфильтрации в пляжной зоне, где постоянно происходит перемыв осадочного материала, и проницаемость донных отложений повышена.

Из изотопных данных следует, что Мельничный ручей, в отличие от р. Кудепсты, имеет практически круглогодичное питание атмосферными осадками. Относительно малую (меньшую, чем для р. Кудепсты) значимость транспирации следует связать с высотным положением области питания (выше 650 м над ур. моря), на которой существенно ниже средняя температура воздуха, а также плотность растительности и толщина почвенного покрова. Изотопный состав воды в ручье относительно стабилен во времени (почти не зависит от сезона), по-видимому, из-за зарегулированности подземным стоком, и нарушается только прохождением дождевых паводков, преимущественно в холодный период года (рис. 10, *а*).

Подземный сток

Источник на улице Защитников Кавказа (Красная Поляна, Сочи) по изотопному составу воды практически идентичен Мельничному ручью, оказываясь при исключении экстремумов лишь несколько тяжелее поверхностного стока $\delta^{18}O = -11{,}3‰$ и $\delta^2H = -75‰$ (в среднем). Последнее отражает гипсометрически более низкое положение области питания (см. рис. 9, *б*). Для воды в источнике динамика параметров $\delta^{18}O$ и δ^2H во времени также практически идентична их вариациям в воде Мельничного ручья (см. рис. 10, *б*). Соответственно, условия питания родниковой разгрузки (подземного стока) и Мельничного ручья (поверхностного стока) на этом участке исследуемой территории следует признать идентичными.

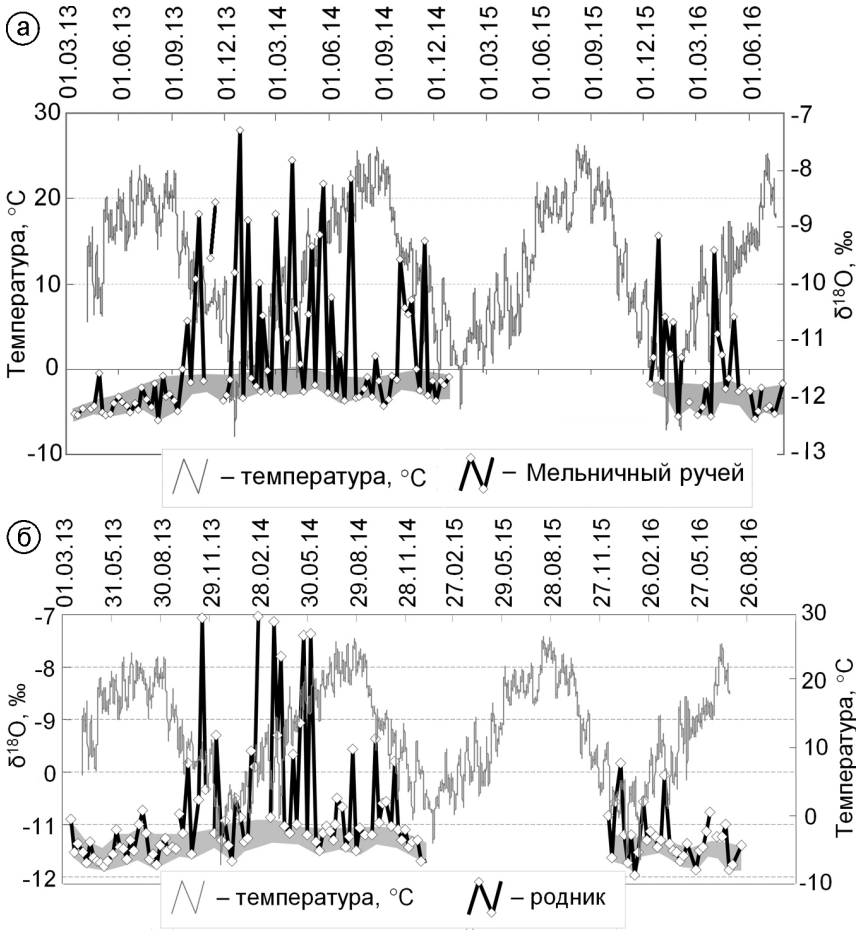


Рис. 10. Хронологический ход изотопного состава воды в 1913–1916 гг. в Мельничном ручье (*а*) и в источнике на улице Защитников Кавказа (б). Серой заливкой выделена область изотопного состава воды в Мельничном ручье и в источнике в периоды, когда сток не нарушен дождевыми паводками

Скважина Н-22т (пос. Весёлое, Нижнеимеретинская низменность, отметка устья 3 м над ур. моря, глубина 22 м). Исходя из данных гидрогеологической разведки Нижнемзымтинского месторождения, подземные воды на данном участке формируются за счёт инфильтрации из р. Мзымта (Боревский и др., 2012). В основном восполнение происходит в период снегового половодья, когда идёт интенсивный перемыв аллювиальных отложений и удаление мелкой фракции.

Средний за период наблюдений изотопный состав воды, извлекаемой скважиной, составляет $\delta^{18}O = -10{,}8‰$ и $\delta^{2}H = -73‰$ (при незначительных вариациях $\delta^{18}O$ = от −10,3 до −11,2‰ и $\delta^{2}H$ = от −71 до −76‰). Средний изотопный состав подземных вод на данном участке несколько легче среднего изотопного состава воды в устье р. Кудепста ($\delta^{18}O = -10{,}1‰$ и $\delta^{2}H = -64‰$), что объясняется, в том числе, более высоким в среднем гипсометрическим положением области питания р. Мзымта, воды которой восполняют запасы данного водоносного горизонта. Относительное постоянство изотопного состава подземных вод во времени, вскрываемых скважиной Н-22 m, – это следствие сглаживающего влияния ёмкости водоносного горизонта.

Воронцовская система пещер, приуроченная к Воронцовскому горному массиву – южной опущенной ступени горного массива Ахцу. По тектоническому строению он резко отличается от блоковой горст-антиклинали Ахцу, представляя собой брахиантиклинальную структуру северо-западного простирания. Её северное крыло имеет пологие (10–20°), а южное – крутые (до 70–90°) углы падения. Вдоль южного склона брахиантиклинали, срезая её под острым углом, проходит плоскость Воронцовского надвига. Ось складки погружается к северо-западу и юго-востоку, где она на своих периклинальных замыканиях (долины рек Восточная Хоста и Псахо) срезана рядом тектонических нарушений с простиранием 180–220°.

Ядро Воронцовской брахиантиклинали сложено массивными верхнеюрскими известняками. На них с несогласием залегает 10–15-метровая толща аргиллитов, песчаников, алевролитов альб-сеномана, разделяющая карбонатные отложения верхнеюрского и верхнемеловых отделов. Свод и крылья Воронцовской структуры слагают верхнемеловые известняки мощностью до 80 м. В них заложены все основные пещеры Воронцовского массива, глубина которых лимитируется мощностью известняков в сводовой части массива (Клименко и др., 1990).

Для Воронцовского массива в целом характерны проявления пликативной тектоники. В пределах сводовой части структуры на поверхности достоверно выявлено лишь одно субмеридиональное нарушение. Вдоль него заложена долина Пещерного ручья и некоторые галереи Воронцовской и Лабиринтовой пещер. На крыльях и в погружении оси структуры резко возрастает роль дизъюнктивной тектоники. В районе воклюза Котёл Воронцовскую брахиантиклиналь пере-

секают несколько субмеридиональных сбросов. По ним происходит поднятие верхнеюрских карбонатных блоков, слагающих правый склон долины р. Восточная Хоста, разгрузка большей части подземных вод карстовых массивов Ахцу и Воронцовского, и формируются крупные пещеры-источники Подземная Хоста и Ущельная (Пионерская).

На юго-восточном погружении массива в таких же условиях сформированы пещеры-источники Никиты и Псахо, представленные древними сифонными каналами, вскрытыми и переработанными при углублении русла р. Псахо. Воронцовская система пещер включает пещеры Кабанью, Лабиринтовую и собственно Воронцовскую. Двенадцать входов в систему Воронцовской пещеры располагаются в бортах долины р. Кудепста. Протяжённость системы 10 640 м, амплитуда 240 м, площадь 34 600 м^2, объём 133 000 м^3 (без пещеры Долгая), высотные отметки входов 440–680 м. Хотя пещера заложена в верхнемеловых слоистых известняках, на ряде участков вследствие высоких скоростей движения воды тальвеги пещер врезаны в подстилающие некарстующиеся отложения.

Верхняя часть системы пещера Кабанья длиной 2325 м начинается 40-метровым колодцем и состоит из сложной системы ходов, заложенных по напластованию и тектоническим трещинам. Принимая ряд притоков, в том числе водоток из пещеры Долгая, пещера Кабанья соединяется с Лабиринтовой пещерой в нескольких десятках метров от входа в последнюю.

Пещера Лабиринтовая длиной 3827 м состоит из системы ходов, образующих разветвлённый лабиринт. Недалеко от входа имеется небольшой сифон. Пещера обводнена водами, поступающими из многочисленных поглощающих поноров в русле р. Кудепста. На западе подземные воды, формирующиеся в пещерном водосборе, уходят в недоступные для человека щели Разгрузочного района и затем поступают в воклюз р. Восточная Хоста. Лишь в паводок часть стока по поверхности и под землёй перетекает в южный район пещеры и через систему вертикальных колодцев общей глубиной порядка 60 м поступает в р. Кудепста. Таким образом, в Воронцовской пещере происходит перераспределение стока из бассейна р. Кудепста в бассейн р. Хоста (Клименко и др., 1990).

Воронцовская система пещер опробовалась авторами в 2014 г. раз в месяц неоднократно в 13 точках по схеме, представленной на рис. 11а. В целом изотопный состав воды в системе этих пещер ука-

зывает на её происхождение от местных атмосферных осадков (все точки на рис. 11б ложатся на ЛЛМВ). В отличие от воды в источнике на ул. Защитников Кавказа, для Воронцовской системы пещер существенного влияния испарения на изотопный состав воды не отмечается (так же как и для воды из скважины Н-22 m). Значит, атмосферные осадки, формирующие водный баланс в этой пещерой системе, поступают непосредственно в подземное пространство с минимальным по времени пребыванием на земной поверхности.

По абсолютным величинам $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ изотопный состав воды в Воронцовской системе пещер всегда оказывается легче, чем среднегодовой состав осадков в Красной Поляне (высота 650 м, $\delta^{18}O = -7{,}4‰$ и $\delta^{2}H = -48‰$) и тяжелее, чем состав осадков холодного сезона ($\delta^{18}O = -10{,}8‰$ и $\delta^{2}H = -74‰$). Поскольку высотные отметки входов в карстовые полости этой системы составляют 440–680 м, изотопный состав воды (рис. 12) позволяет сделать предварительный вывод о том, что основное питание пещеры получают за счёт осадков холодного периода года. Этот промежуточный вывод согласуется с ландшафтной обстановкой в районе Воронцовской системы пещер, где земная поверхность представляет собой густо залесённое низкогорье с летними температурами до 20 °С, что предполагает значительные потери влаги из-за эвапотранспирации в тёплый период года.

Детальные наблюдения 2014 г. позволяют проанализировать внутригодовое изменение условий питания Воронцовской системы пещер (рис. 13). С января по март изменения изотопного состава невелики, в среднем изотопный состав равен $\delta^{18}O = -10{,}4‰$ и $\delta^{2}H = -69‰$. По абсолютной величине карстовые воды практически соответствуют наблюдённым местным атмосферным осадкам холодного (ноябрь–март) периода года $\delta^{18}O = -10{,}8‰$ и $\delta^{2}H = -74‰$. Некоторое изотопное утяжеление карстовых вод в январе–марте 2013 г. относительно осадков холодного периода года указывает на то, что в питании Воронцовской системы пещер, по-видимому, принимают участие и осадки сентября–октября 2012 г.

В апреле наблюдается резкий переход от устойчивых «зимних» изотопных составов к новым устойчивым значениям «летних» параметров. Отметим, что только для апреля отмечается повышенное смещение фигуративных точек на диаграмме $\delta^{2}H$ vs. $\delta^{18}O$ вправо относительно ЛЛМВ, которыми отмечается воздействие испарения на изотопный состав воды. Соответственно, можно предположить, что с этого месяца

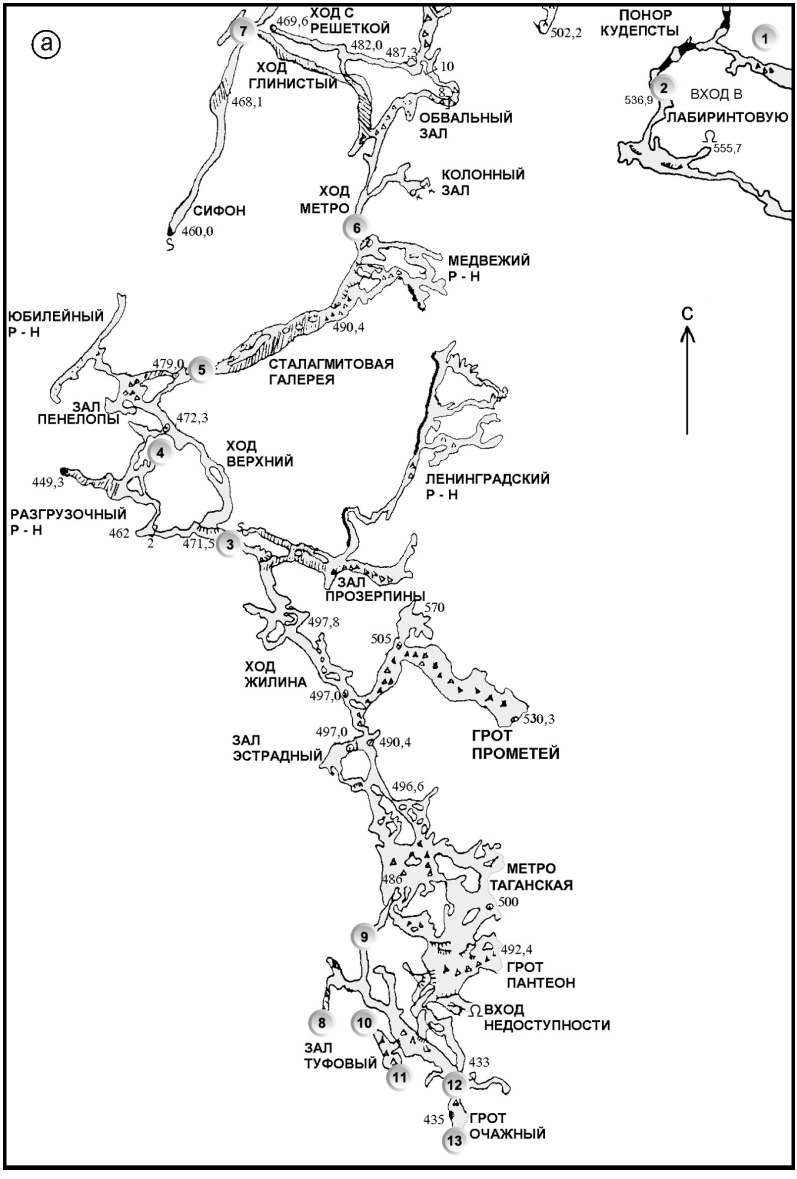
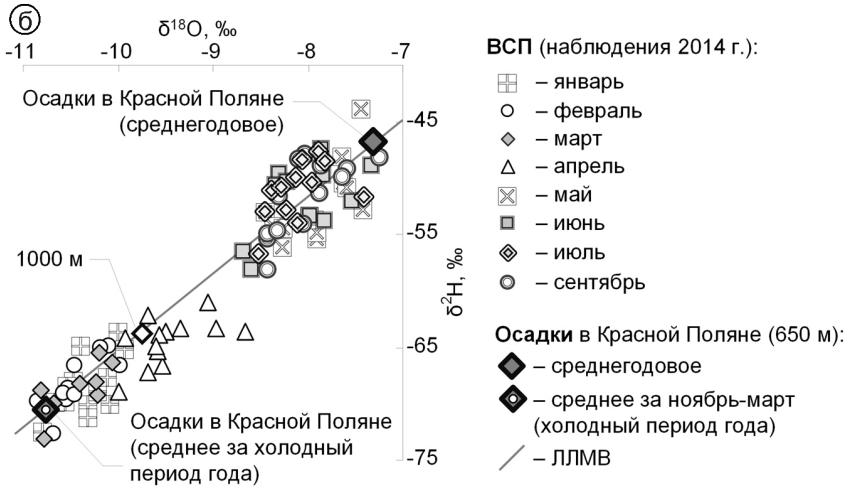


Рис. 11. Схема опробования (*а*) Воронцовской системы пещер; номера точек соответствуют номерам в табл. 2 (на схеме приведены абсолютные высоты отдельных точек пещер). *б*) Помесячное внутригодовое изменение изотопного состава карстовых вод в этой системе пещер в 2014 г. по указанном на рис. 11а точкам наблюдений



(среднемноголетняя температура апреля 10 °С) эвапотранспирация начинает вносить существенный вклад в местный водный баланс.

С мая по сентябрь средний изотопный состав карстовых вод здесь составляет $\delta^{18}O = -8{,}0‰$ и $\delta^{2}H = -52‰$, здесь значительного влияния испарения не ощущается.

Обнаруженное резкое и устойчивое разделение «летнего» и «зимнего» стока в Воронцовской системе пещер по изотопному составу, по-видимому, соответствует перестройке структуры питания. Пояс-

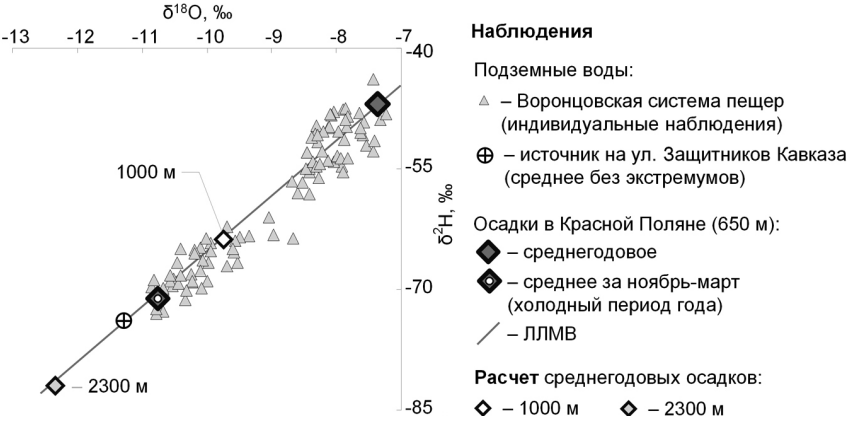


Рис. 12. Изотопный состав воды в Мельничном ручье и источнике на ул. Защитников Кавказа с марта 2013 по июль 2016 г.

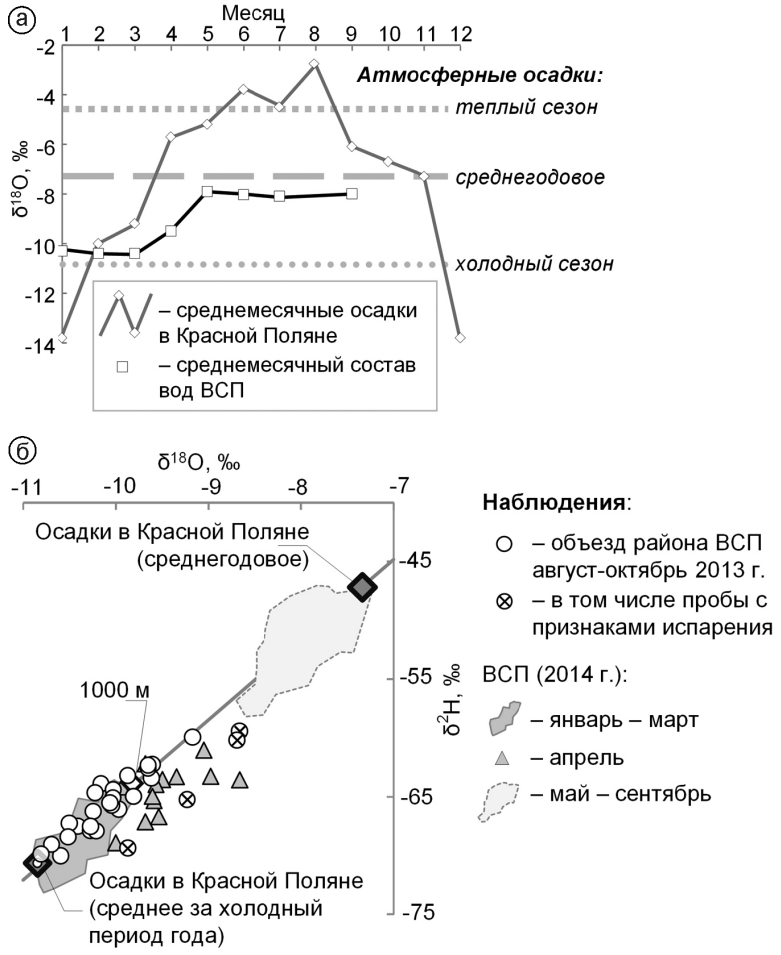


Рис. 13. Сравнение среднемесячных изотопных составов карстовых вод Воронцовской системы пещер в 2013 г. и осадков в пос. Красная Поляна (а) и опробование поверхностных и подземных вод в этом районе с августа по октябрь 2013 г. (*б*).
Показаны области распространения изотопного состава воды на периоды стабилизации (январь–март и май–сентябрь) и индивидуальные измерения для переходного периода в апреле

ним, что при круглогодичном питании только местными атмосферными осадками обнаружение в карстовых водах здесь в зимнее время воды близкой по составу к зимним осадкам автоматически приводило бы к тому, что летом изотопный состав воды был близок к летним

осадкам данной местности (по данным наблюдений это, в среднем, $\delta^{18}O = -4{,}4‰$ и $\delta^{2}H = -25‰$), чего не наблюдается.

Причина отсутствия летнего питания местными осадками, как уже указывалось, заключается в значительной потере местной влаги на эвапотранспирацию в тёплый период года. Следовательно, в летний период питание должно поступать из более удалённых районов водосбора, которые могут быть расположены только гипсометрически выше Воронцовской системы пещер. Попробуем оценить высоты, с которых летом возможно поступление воды с изотопным составом $\delta^{18}O = -8{,}0‰$ и $\delta^{2}H = -52‰$ в исследуемую карстовую систему.

Для начала обратим внимание на то, что во всех рассмотренных выше случаях опробования подземных вод из данных об изотопном составе следует, что их питание происходит за счёт поглощения зимних осадков. Соответственно, если в тёплый сезон Воронцовская система пещер питается водами зимних осадков с более высоких абсолютных отметок, то изотопный состав карстовых вод здесь летом должен бы не утяжеляться, а облегчаться (см. рис. 4 и 7). Следовательно, сюда поступают или среднегодовые или летние осадки от удалённой расположенной выше области питания. Из диаграммы на рис. 4 видно, что среднегодовые осадки на обметках выше 700 м также должны быть изотопически легче, чем вода Воронцовской системе пещер в тёплый период года.

По-видимому, питание этих пещер в тёплый период года происходит за счёт летних осадков с расположенных выше водосборов. Здесь возникает кажущееся противоречие, состоящее в том, что зимой пещеры питаются местными осадками холодного периода года, а летом – летними осадками расположенных выше водосборов. Объяснение этому обстоятельству заключено в том, что на водосборах, расположенных выше 800–900 м над ур. моря имеет место значительное по глубине зимнее промерзание почвы. В результате весной снеговые воды практически полностью переходят в поверхностный сток. Исключение составляют те случаи, когда на водосборе есть озёра или достаточно мощные рыхлые отложения, заполняющие межгорные долины, которые играют роль промежуточных резервуаров для снегового стока. Кроме того, вследствие снижения средней температуры воздуха даже летом на отметках выше 800–900 м в абсолютном выражении начинает заметно снижаться испарение, а вследствие снижения густоты растительного покрова – и транспирация.

Из диаграмм на рис. 7, *б* видно, что осадки тёплого периода года (май–сентябрь) со средним изотопным составом $\delta^{18}O \approx -8{,}0‰$ выпадают на высотах 1000–1500 м. Водоразделы с отметками 900–1000 м находятся примерно в 5 км на северо-восток от Воронцовской системы пещер. Благодаря высоким скоростям движения воды по карстовым каналам она успевает пройти расстояние в несколько километров за короткий промежуток времени, не превышающий, по-видимому, одной–двух недель. Такое удаление областей питания также объясняет устойчивость состава карстовых вод в пещерах в тёплый период, поскольку успевает произойти осреднение состава воды, поступающей из отдельных точек водосбора за счёт перемешивания в КВС.

Выше мы обращали внимание на существенное влияние в тёплый период года испарения и транспирации на водный баланс в этом районе. В 2013 г. с августа по октябрь были обследованы площади, прилегающие к Воронцовской системе пещер, в ходе которых опробовались поверхностные водотоки и выходы подземных вод на высотах от 88 до 852 м (см. рис. 1). За исключением четырёх точек, в которых вода имеет явные признаки воздействия испарения на изотопный состав, остальные опробованные водопроявления полностью соответствуют ЛЛМВ (см. рис. 13, *б*). При этом их изотопный состав близок к среднему для осадков в Красной Поляне за холодный период года. Значит, водопроявления, функционирование которых на данной территории продолжается в конце тёплого сезона, вероятнее всего, отражают разгрузку подземных вод, запасы которых сформировались в холодный сезон.

Значительный разброс альтиметрии точек опробования в ходе обследования территории в 2013 г. позволяет найти экспериментальную зависимость изменения изотопного состава осадков с высотой в районе Воронцовской системы пещер (рис. 14):

$$h = 258{,}0 \times (\delta^{18}O)^2 + 4\,942 \times (\delta^{18}O) + 23\,811, \text{ м}.$$

Естественно, следует принимать во внимание, что применение этой зависимости ограничено из-за того, что она охватывает недостаточный диапазон высот и характеризует только осадки холодного периода.

Водопроявления, на изотопном составе которых сказалось выпадение летних осадков или влияние испарения, могут заметно отклоняться от вычисленной зависимости (на рис. 14 они отклоняются вверх и вправо, соответственно). В частности, влияние изотопически тяжёлых летних осадков было ощутимо в составе воды из ручья Восточный Ахцу,

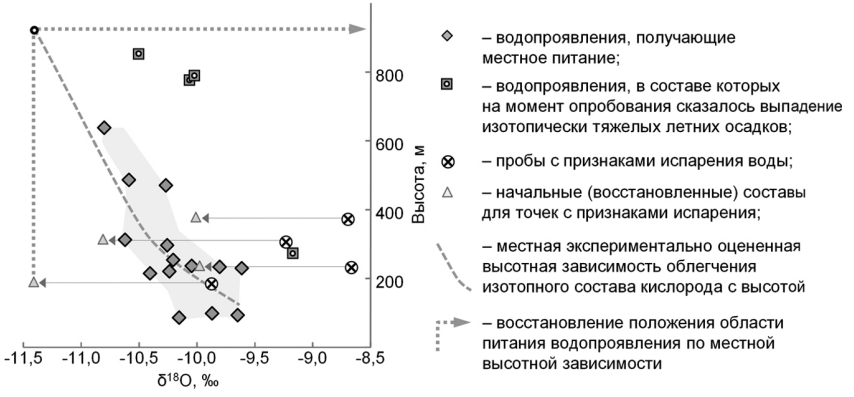


Рис. 14. Экспериментальная зависимость изменения изотопного состава кислорода осадков с высотой для района Воронцовской системы пещер. Ромбами и серой заливкой показаны области с изотопным составом водопроявлений, которые использованы для построения высотной зависимости; точки, отклоняющиеся вправо и вверх от данной области, отражают состав водопроявлений, изотопный состав которых испытывают влияние испарения или выпадения летних осадков, соответственно

родника в долине Западной Ахцу и в р. Дзыхра выше озера. Влияние испарения ощутимо влияло на состав воды в ручье Кепша и Белом, р. Западная Хоста и в Алекском воклюзе у Трёх ключей (см. рис. 14).

По приведённым выше данным мониторинга на р. Кудепста близ устья, на Мельничном ручье и в источнике на ул. Защитников Кавказа (оба в Красной Поляне) был ориентировочно оценен угловой коэффициент местной линии испарения, который оказался равен 3,7. Используя его, можно рассчитать начальный состав воды, в тех случаях, когда её первоначальный состав был искажён влиянием испарения (см. рис. 13, *б*). Результаты таких расчётов приведены на рис. 14, где видно, что ручей Кепша получает основное питание существенно выше точки опробования (высота около 200 м) – в действительности на высотах около 900 м.

Заключение

В Воронцовской системе пещер, приуроченной к верхней части водосборного бассейна р. Кудепста, в январе–сентябре 2014 г. выполнено ежемесячное опробование в 13 точках с определением изотопного состава воды. В Красной Поляне (Сочи) с ноября 2013 г. по январь 2015 г. проведён мониторинг изотопного состава осадков и

источника на ул. Защитников Кавказа, а также р. Кудепста у пос. Кудепста. В августе–октябре 2013 г. выполнено опробование водопроявлений – поверхностных и подземных (в том числе, карстовых) вод на территории, прилегающей к Воронцовской системе пещер.

Атмосферные осадки. Для Красной Поляны рассчитано уравнение локальной линии метеорных вод (ЛЛМВ) $\delta^2H = 6{,}82\times\delta^{18}O + 2{,}9$ ($R^2 = 0{,}93$; $n = 51$). Оценена региональная зависимость изотопного состава кислорода осадков холодного периода года от абсолютной высоты $h = 258{,}0\times(\delta^{18}O)^2 + 4\,942\times(\delta^{18}O) + 23\,811$ м ($n = 15$). Найдено, что изотопный состав осадков холодного сезона (среднесуточная температура воздуха ниже +5 °С) составляет $\delta^{18}O = -10{,}8$ ‰ и $\delta^2H = -74$‰, а тёплого – $\delta^{18}O = -4{,}4$ ‰ и $\delta^2H = -25$ ‰, при среднегодовом – $\delta^{18}O = -7{,}4$ ‰ и $\delta^2H = -48$ ‰. На фоне закономерного сезонного изменения изотопного состава осадков наблюдаются экскурсы, вызванные приходом воздушных масс из северных (экстремумы в сторону облегчения состава осадков) и южных (экстремумы в сторону утяжеления) регионов.

Речной сток в районе Воронцовской системы пещер представляет собой упрощенную натурную модель карстовых водоносных систем (КВС). Для р. Кудепсты вблизи устья средний изотопный состав воды $\delta^{18}O = -10{,}1$ ‰ и $\delta^2H = -64$ ‰ при крайних значениях $\delta^{18}O = -7{,}8\ldots-11{,}7$ ‰ и $\delta^2H = -55\ldots-74$ ‰. В стоке р. Кудепсты преобладают осадки холодного периода года при отдельных экстремумах (как правило, в сторону утяжеления изотопного состава воды), обусловленных дождевыми паводками. Отмечено отставание моментов наступления сезонных максимумов утяжеления изотопного состава речной воды по отношению к максимумам температуры воздуха. Это означает, что сток части летних осадков по реке происходит с задержкой до 3–4 месяцев по отношению к моментам их выпадения. Обнаруженный временно́й лаг объясняется частичным поглощением в ходе летних ливней плоскостного стока грубообломочными отложениями в прибортовых частях долин и карстовыми формами рельефа, который в дальнейшем относительно медленно фильтруется к ближайшим базисам дренажа.

Для Мельничного ручья (Красная Поляна) значительных сезонных колебаний изотопного состава не обнаружено. В среднем, $\delta^{18}O = -11{,}9$ ‰ и $\delta^2H = -78$ ‰ при исключении экстремумов, которые наблюдаются в холодный период года и связаны с прохождением дождевых паводков. Относительная стабильность изотопного состава воды в ручье, по-видимому, обусловлена зарегулированностью его

стока под действием Хмелевских озёр на платообразной вершине горы в области водосбора. В тёплый период года отмечается влияние испарения на изотопный состав воды в ручье.

Подземный сток. Источник на ул. Защитников Кавказа (Красная Поляна) имеет характеристики весьма близкие к Мельничному ручью $\delta^{18}O = -11{,}3$ ‰ и $\delta^{2}H = -75$ ‰ (в среднем), поскольку обе области питания частично совпадают. Подземные воды в районе скважины H-22m (пос. Весёлое, Нижнеимеретинская низменность с отметкой устья почти на уровне моря, глубина 22 м) питаются инфильтрационным потоком из р. Мзымта. Восполнение запасов происходит в период снеготалого половодья, когда идёт интенсивный перемыв аллювиальных отложений, в результате чего изотопный состав воды незначительно варьирует относительно среднего $\delta^{18}O = -10{,}8$ ‰ и $\delta^{2}H = -73$ ‰ и почти точно совпадает с составом осадков холодного периода года.

Воронцовская система пещер. Судя по изотопному составу воды, питание этой КВС резко изменяется во времени. В холодный сезон карстовые воды характеризуются изотопным составом $\delta^{18}O = -10{,}4$ ‰ и $\delta^{2}H = -69$ ‰ (с небольшими вариациями). Наиболее вероятно, что в этот период её питание происходит за счёт местных осадков. В тёплый период $\delta^{18}O = -8{,}0$ ‰ и $\delta^{2}H = -52$ ‰ (также с небольшими вариациями) – за счёт удалённой области питания, находящейся на высотах около 1000 м. Возможно, что в теплый сезон питание ВСП в большей степени обусловлено поглощением речного стока. В изотопном составе карстовых вод ВСП отсутствуют признаки значительного испарения, что указывает на быстрое усвоение инфильтрационного питания горным массивом.

Полученные материалы свидетельствует о потенциальной эффективности использования изотопного метода для выявления генезиса пещерных и поверхностных вод и в низкогорной части закарстованных территорий. Наиболее информативным подходом при постановке работ, включающих изотопное опробование, следует признать мониторинг, в ходе которого должны одновременно опробоваться атмосферные осадки, поверхностный и подземный сток.

Авторы предполагают, что сопоставление результатов долговременных наблюдений за изотопным составом воды в высокогорном (пещерная система Снежная–Меженного–Иллюзия, Бзыбский хребет) и низкогорном (Воронцовская система пещер, Воронцовский хребет) районах позволит лучше понять принципы функционирования КВС в различных природно-климатических условиях и с учётом сезонных

флуктуаций питания и стока по сравнению с более сложным методом окрашивания подземных потоков.

Благодарности. Работа частично выполнена при поддержке РФФИ, грант № 17-55-40003.

Литература

Боревский Б.В., Ершов Г.Е., Кувыкина Ю.Ю. Условия формирования эксплуатационных запасов Нижнемзымтинского месторождения пресных подземных вод на Черноморском побережье Кавказа и их пространственно-временное изменение под влиянием интенсивной антропогенной нагрузки // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2012. № 6. С. 507–519.

Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Папеш В., Буданцева Н.А. Высотный изотопный эффект в снеге на леднике Гарабаши в Приэльбрусье // Криосфера Земли. 2005. Т. 9. № 4. С. 72–81.

Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Папеш В., Буданцева Н.А. Изотопный состав языка ледника Большой Азау в Приэльбрусье // Криосфера Земли. 2006. Т. 10. № 1. С. 56–68.

Гусев А.С., Мазина С.Е. Движение карстовых вод системы Снежная (Западный Кавказ): результаты индикаторного опыта 2010 года // Материалы междунар. науч.-практич. конф. «Спелеология и спелестология: развитие и взаимодействие наук». 16–20 ноября 2010 г., Набережные Челны. Секция I. Спелеология. Набережные Челны: Набережночелнинский гос. педагогич. ин-т, 2010. С. 121–124.

Дублянский В.Н., Клименко В.И., Вахрушев Б.А., Илюхин В.В. Карст и подземные воды горных массивов Западного Кавказа. Л.: Наука. 1985, 150 с.

Дублянский В.Н., Клименко В.И., Вахрушев Б.А., Резван В.Д. Комплексные карстолого-спелеологические исследования и охрана геологической среды Западного Кавказа. Сочи, 1987. С. 96–103.

Дублянский В.Н., Клименко В.И., Прокофьев С.С. Изучение карстовых полостей и подземных вод карстовых массивов Западного Кавказа (Методические рекомендации). Сочи: ПНИИИС, 1980. 114 с.

Дублянский Ю.В., Климчук А.Б., Амеличев Г.Н., Токарев С.В., Шпётль К. Изотопный состав атмосферных осадков и карстовых источников северо-западного склона Крымских гор. Спелеология и карстология. 2012, № 9, с. 14–21.

Кимбер В.Б., Копылов Н.Г., Мяги К.Б., Немченко Т.А., Резван В.Д., Токарев И.В., Черепенин М.А. Некоторые особенности применения изотопных методов при трассировании подземных карстовых вод (на примере Западного Кавказа) // Карст и пещеры Кавказа: результаты, проблемы и перспективы исследований. Материалы V Региональной науч.-практич. конф. Сочи, 1–4 ноября 2014 г. Сочи: Сочинское отделение РГО, 2014. С. 72–88.

Клименко В.И., Резван В.Д., Дублянский В.Н. Инженерно-геологическое районирование территории развития горного известнякового карста для обоснования защитных мероприятий. Кн. 1. Сочи: ПНИИИС, 1990. 114 с.

Козачек А.В., Екайкин А.А., Михаленко В.Н., Липенков В.Я., Кутузов С.С. Изотопный состав ледяных кернов, полученных на Западном плато Эльбруса // Лёд и Снег.·2015.·Т. 55.·№ 4. С. 35–49.

Проблемы изучения карстовых полостей гор южных областей СССР. Ташкент: Узбекский филиал АН СССР, 1983. 152 с.

Резван В.Д. Карстовые водоносные системы Западного Кавказа и противокарстовая защита // Противокарстовая защита объектов строительства. Материалы Всес. совещания. 4–7 сентября 1990 г. Куйбышев: Госстрой СССР, 1990. С. 104–106.

Резван В.Д. Подземный карст Большого Сочи // 100-летие курорта Сочи: историко-культурные, лечебно-оздоровительные и природно-географические аспекты. Материалы Всеросс. науч.-практич. конф. Сочи, 3–5 июля 2009 г. Сочи: Администрация города-курорта Сочи, СГУТиКД, 2009. С. 147–150.

Резван В.Д., Захаров Е.В. Результаты исследований подземных карстовых форм хребта Алек (Западный Кавказ, Сочинский спелеологический район) // Пещеры. 2011. Вып. 34. С. 5–19.

Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопия гидросферы Земли. М.: Научный мир, 2009. 632 с.

Электронные ссылки

1. http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html. Дата обращения 30.04.2018.
2. http://wateriso.utah.edu/waterisotopes/pages/data_access/oipc.html. Дата обращения 15.04.2018.
3. https://www.ready.noaa.gov/HYSPLIT.php. Дата обращения 27.03.2018.

УДК: 551.435.8; 551.44

Современное развитие подземного и поверхностного карста юго-востока Беломорско-Кулойского плато

© 2018 г. Е.В. Шаврина

Государственный природный заповедник «Пинежский»
elenashavrina@mail.ru

Present-day development of surface and subterranean karst in the south-east of the Belomor-Kuloi plateau

E.V. Shavrina

Pinezhsky Nature Reserve
elenashavrina@mail.ru

The south of the Belomor-Kuloi Plateau is characterized by a unique system of karst relief with a great diversity and a high density of surface and subterranean karst features, highly dynamic geomorphological processes and an active modern karst development in an equilibrium sequence ('paragenesis') with other exogenous geological processes. A multi-faceted approach to karst research is based on a combination of field observations, analytical and cartographic methods. The results obtained contribute to our knowledge on regional geology, hydrogeology and karst systems. The south-east of the Belomor-Kuloi Plateau is an important region for long-term research, being almost entirely included into specially protected natural areas at the present time.

Key words: ***aqua-speleo systems, caves, exogenous geological processes, karst, karst canyons, monitoring, specially protected natural areas.***

На юго-востоке Беломорско-Кулойского плато сформировался уникальный комплекс карстового рельефа, отличающийся разнообразием и высокой плотностью поверхностных и подземных форм карста, высокой энергией рельефа, активностью современного развития карста в парагенезисе с рядом других экзогенных геологических процессов. Полученные автором результаты вносят новый вклад в региональную геологическую, гидрогеологическую и карстологическую изученность региона, что особенно важно в связи с включением этого района в состав особо охраняемых природных территорий.

Ключевые слова: ***карст, карстовые лога, мониторинг, особо охраняемые природные территории, пещеры, спелеоводоносные системы, экзогенные геологические процессы.***

Введение

Карстующиеся породы широко развиты на территории Архангельской области. Полоса таких пород проходит с севера на юг, юго-запад через всю её территорию. Протяжённость этой полосы около 600 км, ширина 100–200 км. Общая площадь карстующихся пород составляет

100,1 тыс. км^2; формации карбонатных пород занимают 74,0 тыс. км^2, формации сульфатных, карбонатно-сульфатных пород – 8,9 тыс. км^2, формации пород со смешанной карбонатно-терригенной, сульфатно-терригенной основой – 17,2 тыс. км^2 (Шаврина и др., 2007).

Сульфатный карст занимает на территории Архангельской области значительно меньшие площади, чем карбонатный, но проявляется более динамично, разнообразно и сосредоточенно. Сульфатный карст приурочен к гипсоангидритовой толще нижней перми, а также к огипсованной пачке уфимских красноцветов верхней перми. Для сульфатного карста характерны повышенная плотность проявлений, периодическая провально-просадочная активизация, активность сопряжённых склоновых процессов, значительные колебания озёрных уровней. Плотность поверхностных форм от 5–25 до 400–1500 форм на 1 км^2 (Малков и др., 2001).

Подземный сульфатный карст представлен трещинно-каверновыми зонами, каналами, полостями, пещерами. К началу 2018 г. в Архангельской области открыто 477 пещер протяжённостью свыше 130 км. При этом 32 пещеры входят в число крупнейших гипсовых пещер мира. Наиболее детально изучена территория юго-востока Беломорско-Кулойского плато, где отмечается максимальная активность современного карстового процесса. Региональный среднемесячный показатель карстовой денудации 14,8 т/(км^{2}мес). В пределах карстовых водоносных систем, развитых на юго-восточной окраине Беломорско-Кулойского плато, он увеличивается в 3–4 раза (Малков и др., 2001). Проявления активности процессов фиксируются в пределах локальных зон карстовых логов и речных долин, связанных с тектоническим строением территории. Проявления экзогенной геодинамики, сопутствующей развитию карстового процесса, служат индикаторами современной активности карста территории.

Уникальность юго-восточной части Беломорско-Кулойского плато для карстологических исследований заключается ещё и в том, что в настоящее время практически вся она включена в систему особо охраняемых природных территорий (рис. 1, табл. 1). После расширения заказника Железные ворота (2013 г.) область питания уникальных мегалогов и действующей в них спелеоводоносной системы, составляющих особую ценность этого участка, полностью защищена от антропогенного воздействия, а с юга граница заказника сомкнулась с границей охранной зоны Пинежского заповедника. Таким образом, в настоящее время мы имеем возможность изучать наиболее динамично развивающиеся карстовые процессы в практически ненарушенных условиях.



Рис. 1. Схема расположения особо охраняемых карстовых природных территорий Беломорско-Кулойского плато

Таблица 1. Карстовые особо охраняемые природные территории юго-востока Беломорско-Кулойского плато (Справочник…, 1996 с дополнениями автора)

Охранный статус и название территории развития карста*	Год создания	Площадь, га	Количество пещер	Примечание
Государственный природный заповедник «Пинежский»; Ф	1974	51522 (охранная зона – 30545)	105 (27)	Охраняется весь природный комплекс территории
Государственный природный комплексный (ландшафтный) заказник «Железные Ворота»; Р	1991 (расширение в 2016)	8074** (19211)	32	Охрана пещер и поверхностного карста, редких видов биоты
Памятник природы «Голубинский карстовый массив», Р	2007	210	9	Охрана пещер и поверхностного карста, редких видов биоты

*Статус: Ф – федеральный; Р – региональный; **До расширения территории.

Методы и материалы исследований

Для оценки развития и распространения карста юго-востока Беломорско-Кулойского плато проводились комплексное изучение территории Пинежского заповедника, её оценка как модельной площади развития карста. Они выполнялись на основе региональных исследований карста (Малков и др., 1987). В связи с особенностями территориального распространения и развития карста, а также ввиду локальности проявлений современной активности карста, существующие унифицированные методики наблюдения экзогенных геологических процессов (Толстых, Клюкин, 1984), хорошо работающие в условиях площадного развития склоновых процессов, себя не оправдали. Наблюдения по этим методи-

кам показали локальность зон активной экзодинамики территории и вызвали необходимость дополнительных натурных наблюдений.

При локальном проявлении природных процессов наблюдения в поле позволяют устанавливать действующие факторы и причины, непосредственно провоцирующие возникновение конкретного явления в потенциально подготовленной среде (Золотарев, 1983). Натурные наблюдения за экзогенными геологическими процессами особенно важны в районах, где невозможно провести бурение или массированное вскрытие коренных пород. Их использование особенно эффективно при комплексном применении геологических, карстологических, спелеологических и климатических исследований, дающих основу мониторинга абиотического комплекса (Шаврина, Малков, 2008).

Натурные исследования включают изучение коренных пород в естественных обнажениях и подземных разрезах, а четвертичных отложений – в оползневых вскрытиях и эрозионных врезах. При изучении пещер щадящие методы необходимы во всех случаях – не только для пещер на охраняемых территориях, но и для объектов, не имеющих особого, официально регламентированного статуса.

Такие наблюдения вот уже около 30 лет проводятся на территории Пинежского заповедника – на постоянных маршрутах, площадках и наблюдательных пунктах в подземном и поверхностном карсте. Изучается динамика экзогенных геологических процессов: обвалов, оползней, провалов, переотложения неконсолидированного материала. Исследуются зоны развития, затронутые горные породы, последствия нарушений; динамика микроклиматических, гидродинамических и гидрохимических параметров состояния подземного пространства. Изучается гидродинамика, гидротермика и гидрохимия карстовых вод: источников, рек, озёр и паводковых потоков.

На территории регионального заказника Железные Ворота наблюдения за активностью карста и экзогенных геологических процессов проводятся во время спелеологических работ и маршрутных карстологических исследований, а в последние шесть лет ещё и в маршрутных наблюдениях инспектора, охраняющего эту природную территорию. Фиксируются существенные изменения пещерных входов, связанные с гравитационными нарушениями, крупные проявления активизаций в поверхностном рельефе.

Район исследований расположен на северо-западе Русской равнины, в пределах западного крыла Мезенской синеклизы, на юго-востоке

Беломорско-Кулойского плато. Развитие карста здесь вызвано максимально благоприятными условиями: широким распространением карстующихся пород, выходящих на поверхность или покрытых маломощным чехлом четвертичных осадков, значительной тектонической неоднородностью, активной циркуляцией пресных агрессивных вод.

Уникальный комплекс форм подземного и поверхностного карста сформировался в результате влияния материковых оледенении, морских ингрессий, зональных и азональных денудационных процессов. Современный облик карстового рельефа сложился к моменту деградации верхневалдайского ледникового покрова (13–9 тыс. лет назад). Унаследованное развитие карста продолжается и в настоящее время.

По уточнённой схеме спелеологического районирования юго-восток Беломорско-Кулойского плато относится к Пинего-Кулойской спелеологической области, входит в состав Сотко-Келдинского спелеорайона, который подразделяется на четыре спелеомассива: Нижнесоткинский, Среднесоткинский, Верхнесоткинский и Голубинский. На схеме районирования вынесены границы Пинежского заповедника и заказника Железные ворота без охранной зоны заповедника и участков расширения заказника (рис. 2).

Поверхностный карст и пещеры развиты в гипсово-ангидритовой толще сакмарского яруса (нижняя и средняя части соткинской свиты, P_1 sot), имеющей мощность около 50 м. Местным базисом карста служат подстилающие доломиты и известняки ассельского яруса (P_1 as). Поверхность массивов на отдельных участках бронирована доломитами кулогорской свиты (P_1 kl), на которых залегают красноцветы уфимского яруса (P_2 u). Преобладание сульфатных отложений приводит к быстрому развитию карста и других экзодинамических процессов в изолированных карстовых массивах.

Четвертичный покров сложен комплексом ледниковых отложений двух материковых оледенений и современными озёрными, болотными, аллювиальными осадками. Особенности строения рыхлого покрова связаны с наличием выступов и впадин в коренном рельефе, а также с пограничным положением описываемой территории на стыке Пинежской и Кулойской лопастей последнего (поздневалдайского) оледенения (Малков и др., 1987). Невыдержанность четвертичного покрова по составу и мощности обусловлены ледниковой экзарацией, динамикой деградации и таяния ледника. Эти факторы наряду с доледниковым карстовым рельефом определили характер развития современного по-

верхностного карста. На участках экзарации с омоложенными долинами и котловинами отмечаются полосы интенсивного развития поверхностного карста с мощностью покрова 0,5–2 м (Шаврина, Малков, 2008).

Водопроницаемость карстующихся пород на юго-востоке Беломорско-Кулойского плато связана со значительной трещиноватостью пород, вызванной тектоническим строением территории и неотектоническими движениями. Широко развиты литогенетическая трещиноватость и экзотрещиноватость; выявлена также неотектоническая активность, нетипичная для платформенных условий. Периоды интенсивного карстообразования совпадали с периодами восходящих неотектонических движений, проявлявшихся с позднего неогена (Малков и др., 2001).

Активность карстового процесса определяется движущимися водами и их агрессивностью. В период деградации материковых оледенений ведущую роль играли талые ледниковые воды. В современном развитии карста важное место принадлежит инфильтрационным и инфлюационным водам в зоне эпикарста, обладающим высокой агрессивностью. Основная роль в питании подземных карстовых принадлежит участкам закарстованного рельефа. Подземные карстовые воды питаются как за счёт и площадной инфильтрации поверхностного склонового стока, и очаговой инфлюации руслового стока.

Развитие современного карстового процесса на юго-востоке Беломорско-Кулойского плато происходит преимущественно в подземной составляющей карстовых массивов, как в зоне вертикальной, так и горизонтальной циркуляции карстовых вод. Это связано с длительным развитием спелеоводоносных систем (Максимович, 1969), унаследованных от прошлых циклов карстообразования. Спелеоводоносные системы – это малые карстовые водоносные системы, где основной сток концентрируется в пещерных звеньях. Они возникают при длительном карстовании массивов и раздроблении поверхностных водосборов на более мелкие с одновременным переводом поверхностного стока в подземный. По местоположению пещер, вскрывающих подземные потоки, различают верхние (питающие), средние (транзитные) и нижние (разгрузочные) звенья спелеоводоносных систем (Малков и др., 2001). Большинство крупных пещер входит в состав этих систем.

На территории заповедника и охранной зоны оконтурено 12 спелеоводоносных систем. В шести из них проводилось картирование с целью определения гидравлических связей и скорости карстовой денудации. Протяжённость предполагаемых и достоверно известных крупнейших

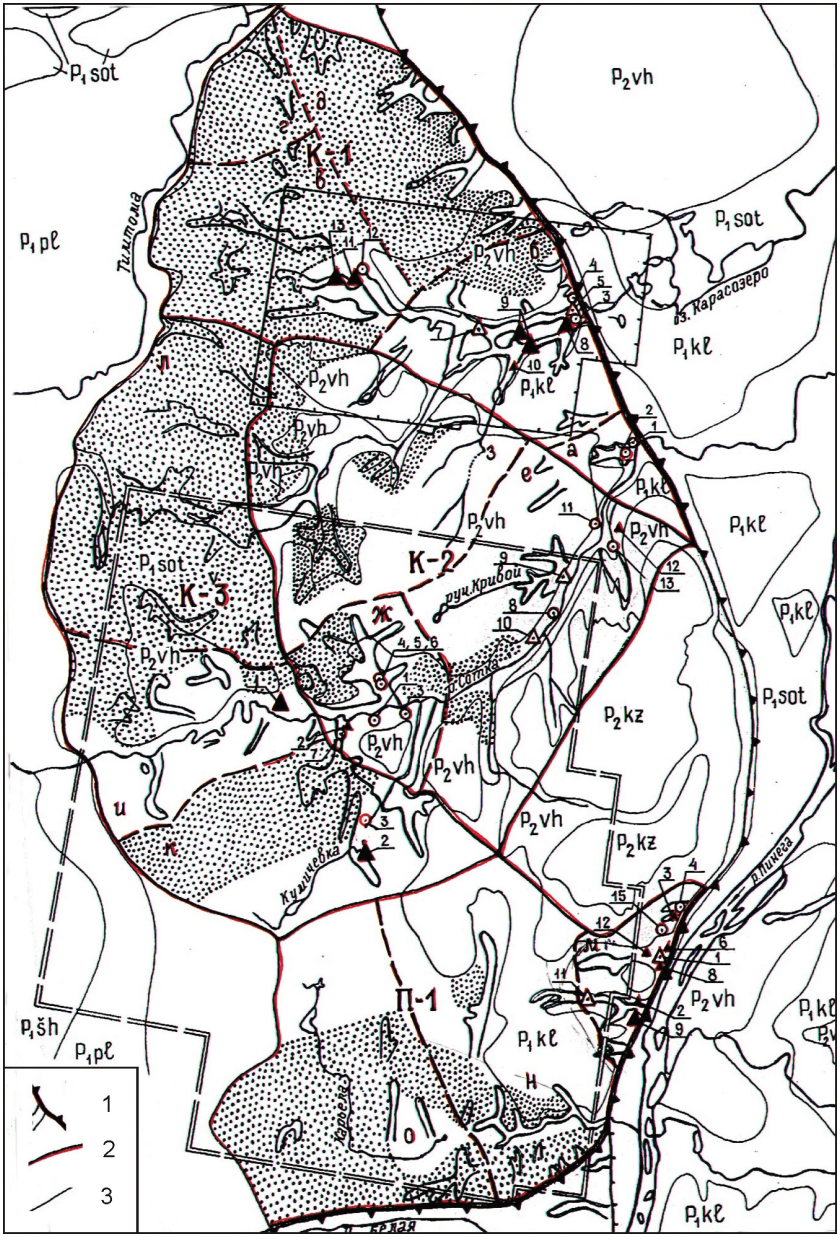


Рис. 2. Схема спелеологического районирования юго-востока Беломорско-Кулойского плато (по Малкову, 1997). Границы: *1* – Беломорско-Кулойского плато, *2* – спелеомассивов, *3* – геологических подразделений.

Спелеомассивы в пределах Сотко-Келдинского спеолеорайона:
Нижнесоткинский (К-1). Пещеры: 1 – Пирамида (№ 76); 2 – Напорная (№ 77); 3 – ЖВ-52 (№ 252); 4 – Малая Устьевая (№ 254); 5 – Музейная (№ 253); система пещер: 7 – ЖВ-1,2 (№ 248, 249); система пещер: 8 – Ломоносовская (№ 167); 9 – Олимпийская (№ 244); 10 – Спелеоморье (№ 273); 11 – Симфония (№ 274); 12 – Ледяная (№ 277); 13 – Золотой Ключик (№ 331).
Среднесоткинский (К-2). Пещеры: 1 – Сотка-14 (№ 207); 2 – Медея (№ 210); 3 – им. Л. Земляка (№ 211); 4 – Церцея (№ 226); 5 – Громковка (№ 227); 6 – Одиссея (№ 229); 7 – Кавказская (№ 236); 8 – Водопадная (№ 284); 9 – Юбилейная (№ 285); 10 – Ленинградская (№ 286); 11 – Сотка-8 (№ 80); 12 – Свято-Щельницкая-1 (№ 81); 13 – Свято-Щельницкая-2 (№ 238).
Верхнесоткинский (К-3). Пещеры: 1 – Конституционная (№ 202); 2 – Кумичёвка (№ 242); 3 – Зазеркалье (№ 304).
Голубинский (П-1). Пещеры: 1 – Голубинский Провал (№ 72); 2 – Малая Пехоровская (№ 73); система пещер: 3 – Свято-Ручейная (№ 74, 154, 155); 4 – Голубинская-1 (№ 75); 6 – Китеж (№ 140); 8 – Малая Гопубинская (№ 149); 9 – Большая Пехоровская (№ 151); 11 – Пехоровский Провал (№ 153); 12 – им. В. Высоцкого (№ 156); 15 – Ледяная Волна (№ 348).
Спелеоучастки: а) в различной степени исследованные и картированные: а – Войван, б – Железные Ворота, в –Лебяжий, е – Филипповский, ж – Мосеевский, з – Верхнебелореченский, и – Красногорский, к – Кумичёвский, м – Восточно-Голубинский, н – Западно-Голубинский, о – Карьяловский; б) неисследованные: г – Усть-Тимтомский, д – Нижнекелдинский, л – Среднетимтомский

спелеоводоносных систем краевой зоны Беломорско-Кулойского плато такова: Голубинская – соответственно 35–40 км и 18 км, Карьеловская – 18 и 14,5 км, Белореченская – 15–25 км и более 9 км. Для изучения доступны отдельные фрагменты спелеоводоносных систем, вскрываемые пещерами на участках поглощения, транзита или разгрузки карстовых вод. В летнюю межень расход на выходе разгрузки составляет 350–700 л/с (Малков и др., 2001). Основные показатели карстовой денудации колеблются от 30–40 до 60–70 т/(мес·км^2) (в пересчёте на условный месяц). По аномально высоким показателям (193–265 т/(мес·км^2) резко выделяется пещера Юбилейная, находящаяся в краевой зоне массива. Интенсивность растворения коренных отложений достигает 500 т/км^2 в год (Иванов, Голод, 1978).

По результатам исследований спелеоводоносных систем территории заповедника была составлена карта-схема локального карстового стока (Шаврина, Малков, 2000) и распространения спелеоводоносных систем (рис. 3). Выделены четыре типа участков карстового стока, отличающихся по густоте поверхностных водотоков и характеру поглощения линейного стока под землю. В пределах закарстованных участков обособляются поля развития канализированного подземного стока в виде пещер и водоносных трещинных зон. При наличии достаточной спелеологической информации они выделяются как спелеоводоносные системы.

В благоприятных условиях для развития карста на юго-востоке Беломорско-Кулойского плато здесь распространены все типичные формы поверхностного карста: карры, воронки, западины, рвы, котловины, цирки, овраги, суходолы, карстовые озёра. Встречаются и ред-

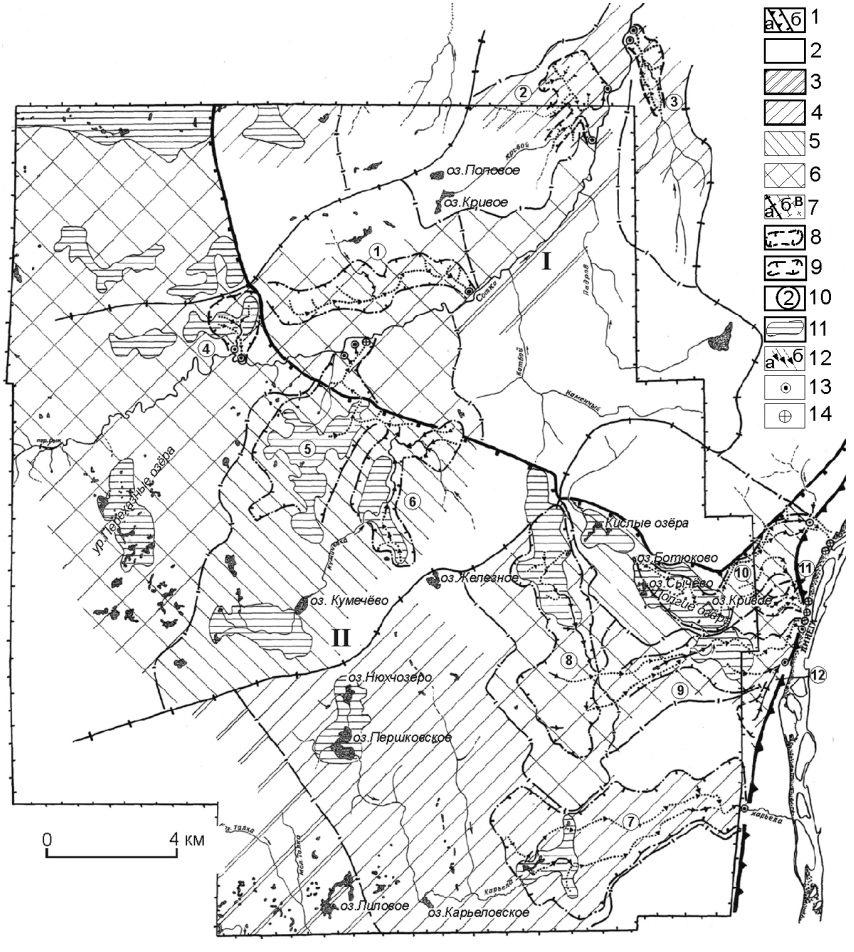


Рис. 3. Карта-схема локального стока и спелеоводоносных систем территории Пинежского заповедника (Шаврина, Малков, 2008). 1 – границы карстовых таксонов: а – районов, б – подрайонов (I-Среднесоткинский, II-Верхнесоткинский). **Участки локального стока:** 2 – поверхностного линейного стока, карстовый сток отсутствует; 3 – линейного сквозного и в различной степени зрелого подземного стока; 4 – линейного концентрически замкнутого и зрелого подземного стока; 5 – линейного замкнутого и зрелого подземного стока; 6 – дренированного поверхностного и зрелого подземного стока; 7 – границы участков локального стока, водораздельные линии 1-го, 2-го, 3-го порядка; **Спелео-водоносные системы (СВС):** 8 – поле развития СВС 1-го порядка; 9 – поле развития СВС 2-го порядка; 10 – номера полей СВС (1-Визгуновская, 2-Филипповская, 3-Свято-Щельницкая, 4-Конституционная, 5-Нижиекумичёвская, 6-Верхиекумичёвская, 7-Карьеловская, 8-Сабуровская, 9-Пехоровская, 10-Североголубиинская, 11-Центральноголубинская, 12-Южнопехоровская); 11 – крупнейшие котловины и карстовые депрессии; 12 – подземные потоки: а – установленные, б – предполагаемые; Разгрузка карстовых вод: 13 – пещеры-источники, родники; 14 – субаквальные и подрусловые источники



Рис. 4. Каньонообразная долина р. Сотки. Фото А.С. Шаврина

кие формы карста, связанные с ледниковыми процессами: борозды, полигенетические лога (карстово-гляциальные долины), шелопняковые поля, польеобразные депрессии. Имеются уникальные остаточные формы – гипсовые останцы и башни. К поверхностным формам карста, как и повсюду, относятся исчезающие ручьи и реки, карстовые озёра и источники. Величина площадной поверхностной закарстованности составляет 500–700 форм/км^2, на участках максимального развития она превышает 1500 форм/км^2 – это экстремально высокое значение для территории Европейской части России (Малков и др., 2001).

На рассматриваемой территории распространены крупные эрозионные врезы: карстовые лога и речные долины (рис. 4), крупные котловины и польеобразные депрессии. Подземный сульфатный карст представлен пещерами, полостями, трещинно-кавернозными зонами и каналами. К началу 2018 г. на юго-востоке Беломорско-Кулойского плато было известно более 175 пещер суммарной протяжённостью свыше 77 км. Из 27 пещер Архангельской области, имеющих длину более 1 км, 19 найдены на юго-востоке Беломорско-Кулойского плато (табл. 2).

Большинство пещер представляет собой горизонтальные и субгоризонтальные разноуровневые системы. Это свидетельствует о заложении и развитии пещер в гидродинамических зонах горизонтальной и сифонной циркуляции (Малков и др., 2001). Среди мелких встречаются пещеры, образованные в зоне вертикальной нисходящей циркуляции. Часть их

Таблица 2. Крупнейшие пещеры юго-востока Беломорско-Кулойского плато на 1 января 2018 г.

№	Название	Длина, м	Амплитуда, м	Спелеомассив
1	Система Олимпийская-Ломоносовская	9110	32	Нижнесоткинский
2	Система Кумичёвка – Визборовская	7260	24	Верхнесоткинский
3	Система Северный Сифон – Среднесеверная	6239	25	Голубинский
4	Конституционная	6130	32	Верхнесоткинский
5	Золотой Ключик	4380	10	Нижнесоткинский
6	Симфония	3240	10	Нижнесоткинский
7	Большая Пехоровская	3205	18	Голубинский
8	Ленинградская	2970	27	Среднесоткинский
9	Юбилейная (С-26)	2555	30	Среднесоткинский
10	Пехоровский Провал	2262	22	Голубинский
11	Система Драконья – Карьяловский Провал – Водопадная	2100	32	Голубинский
12	Голубинский Провал	1645	17	Голубинский
13	Географического Общества	1600	18	Голубинский
14	Музейная (ЖВ-53)	1480	10	Нижнесоткинский
15	ЖВ-1.2	1380	10	Нижнесоткинский
16	Красногорская	1270	12	Голубинский
17	Бол. Холодильник	1195	20	Голубинский
18	им. Д.Н.-Сабурова	1104	7	Голубинский
19	Нижняя Сабуровская	1084		Голубинский

создана коррозионными процессами, а часть – провально-гравитационными при действии коррозии. Бóльшая часть нижних этажей карстовых пещер сильно обводнена; на Беломорско-Кулойском плато пещеры концентрируют более половины стока карстовых вод. Характерна их приуроченность к площадям развития крупных карстовых логов. Основная полоса локализации пещер связывается с площадью развития голого и полупокрытого карста. На ряде участков подземное закарстование носит многоочаговый характер с групповым расположением пещер (Шаврина, Малков, 2000). В таких условиях находятся более 70% известных полостей. Больше всего пещер в долине р. Сотки, а также в карстовых логах и приуступной зоне уступа Беломорско-Кулойского плато.

Самое благоприятное сочетание условий современного развития карста сложилось на юго-востоке Беломорско-Кулойского плато. Рельеф здесь находится на стадии омоложения, вскрытия карстовых форм, погребённых последним ледником (рис. 5). Происходящие процессы усилены современным карстообразованием и сложным гидродинамическим взаимодействием палеокарстовых и современных карстовых форм. Значительная амплитуда высот (до 100–130 м) обеспечивает высокую



Рис. 5. Вскрытие погребённой карстовой воронки в Северном логу. Фото А.А. Жилиной

гидродинамическую энергию рельефа. Сильная расчленённость поверхности плато определяет развитие изолированных карстовых массивов с автономными спелеоводоносными системами. Подземные реки и ручьи связаны в рельефе с сетью древних ледниковых ложбин, карстово-гляциальных долин, депрессий и наиболее крупных котловин.

Пространственное проявления динамики карста и экзогенных процессов обусловлены внутренним строением территории: литологией коренных пород, мощностью четвертичного покрова, тектоническим строением, неотектоническими движениями, а также гидродинамической неоднородностью массивов сульфатных пород. Закономерности развития экзогенных процессов во времени обусловлены внешними инициирующими воздействиями: температурой воздуха и поступающих в карстовый массив поверхностных вод, скоростью и амплитудой уровней снеговых и дождевых паводков, а также внутригодовым распределением осадков. Однако определяющее значение для усиления активности последнего десятилетия имеет участившееся воздействие аномальных климатических факторов. К ним относятся: температурные аномалии, ливневые дожди, внесезонные снегопады и паводки (вплоть до декабрьских), резкие похолодания в период весенних паводков, а также общая длительность паводковых периодов.

По частоте проявления выделяются зоны однократных, периодических и непрерывно действующих активных экзогенных геологических процессов. Однократные проявления вызваны длительной подготов-



Рис. 6. Рост карстового цирка в зоне разгрузки нового карстового источника. Фото автора

кой, их развитие приводит к полному снятию динамических напряжений в массивах горных пород. Зоны периодической и непрерывно действующей активности процессов связанны с повторяющимся действием внешних факторов либо с сохраняющимися в массивах карстующихся пород внутренними напряжениями (рис. 6).

Активность карста и сопряжённых экзогенных геологических процессов проявляется циклично и связана как с внутригодовыми, так и с более длительными периодами развития. Существует безусловная связь карстовых проявлений со среднегодовой температурой воздуха и суммой выпадающих осадков. Период стабилизации между проявлениями карста может составлять от 2–3 до 5–10 лет. Наблюдения последних лет показывают, что современные карстовые процессы в сульфатных породах протекает весьма активно и охватывают до 60–90% всех проявлений горных процессов в рассматриваемом районе (Шаврина, 2011).

Результаты исследований и их обсуждение

Экзогенная геодинамика проявляется в разных геоморфологических обстановках: в карстовых логах и речных долинах, котловинах и пещерах. Основная часть наших наблюдений выполнена на территории Пинежского заповедника и его охранной зоны. Эта территория

Таблица 3. Общая классификация экзогенных геологических процессов юго-востока Беломорско-Кулойского плато (Справочник по охране…, 1996, с дополнениями автора)

Классы	Подклассы	Типы
Связанные с действием силы тяжести	Движение с потерей контакта со склоном	Обвалы, осыпи
	Движение без потери контакта со склоном	Оползни
Связанные с действием поверхностных вод	Озер и болот	Аккумуляция отложений
	Временных и постоянных водотоков	Склоновый размыв, эрозия, аккумуляция отложений
Связанные с действием подземных вод	Химическое выщелачивание	Карст
	Механический вынос	Суффозия
Связанные с действием криосферы	Рост или таяние пещерных льдов	Обвалы, осыпи, оползни, карст
	Промерзание горных пород	Пучение, наледеобразование, криогенное растрескивание
	Оттаивание горных пород	Термоэрозия, термопросадки
Связанные с действием многих факторов	Выветривание	Физическое, химическое, биологическое

хорошо изучена, что позволяет рассматривать её в качестве эталона исследований развития карста. Здесь совмещаются современные проявления карста с общей сетью карстово-денудационных врезов (Шаврина, Малков, 2000). Высокая степень унаследованности карста приводит к повышенным темпам карстовой денудации.

Среди экзогенных геологических процессов важное место занимают следующие их группы: эрозионные, склоновые, заболачивание, карст и суффозия (табл. 3). Мониторинг активности экзогенных геологических процессов в Пинежском заповеднике проводится с начала 1990-х годов на постоянных маршрутах в различных типах урочищ: карстовых логах и озёрных депрессиях, речных долинах и контрольных пещерах. Сеть мониторинга охватывает основные зоны активных экзодинамических процессов. Суммарная протяжённость постоянных маршрутов достигает 50 км. Регистрируются места активизации экзогенных процессов, измеряются параметры нарушения, определяется литология пород, подвергшихся деформации. Выясняются причины и характер проявления процесса, время его развития, возможные последствия и осложнения для всего природного комплекса.

За рассматриваемый период в Пинежском заповеднике и его охранной зоне выявлено более 5500 активизаций экзогенных геологических процессов. Более 55% проявлений экзодинамики составляют мелкие и средние активизации (с объёмом менее 10 м^3). Проявления с

объёмом более 500 м^3 развиваются на два порядка реже, но при этом составляют четвёртую часть в объёмном соотношении. Чаще всего активизации случаются в речных долинах, особенно в каньонообразной долине р. Сотки. На долю карстовых логов и депрессий приходится, соответственно, 18 и 17% проявлений, а на долю пещер – 13 и 20% от общего объёма и количества проявлений.

Активнее всего проявляются процессы, связанные с гравитацией, причём существенную роль в их развитии играет растворение пород, следы которого наблюдаются в трещинах бортового отпора, стенах и сводах пещер. Часто случаются оползни, сопровождающиеся поглощением материала в воронке или на борту лога, а также провалы и просадки. Размывы отложений преобладают над аккумуляцией, затрагивая как рыхлые отложения, так и коренные породы. Для долины р. Сотки типично развитие конусов выноса пещерного аллювия карстовыми источниками.

За период наблюдений в пещерах выявлено более 400 проявлений экзогенных процессов, преимущественно гравитационных, карстово-суффозионных и суффозионно-карстовых. Суммарный объём нарушений превышает 9500 м^3. Как и в поверхностном карсте, наиболее значительны обвально-осыпные проявления, связанные с гравитацией и термогравитацией, а также с таянием многолетних льдов-цементов, крупных пластовых и жильных ледяных тел и многолетних сталагнатов, повышавших устойчивость трещиноватых пород. Значительно воздействие водных потоков, разрушающих льды-цементы. Зона перепада уровней подземных вод в полостях в межень и паводок достигает 2–3,5 м, что в годы высоких паводков приводит к полному или частичному разрушению ледяных образований до уровня подъёма воды. Как и на поверхности, гравитационные процессы преобладают в объёмном и количественном отношении и в привходовых зонах, и внутри пещер (Шаврина, 2011).

Крупнейшие проявления активизаций экзогенных процессов были выявлены в пещерах Юбилейная (1989, 1994, 1996, 2001, 2006, 2011 и 2012 гг.), Дворец Снежной Королевы (1982, 1995, 1997, 2009 гг.), имени Географического Общества (1994, 2006, 2008 гг.), Г-1 (Певческая Эстрада) (2000, 2004, 2008, 2011, 2015 гг.), Ледяная Волна (1997, 2000, 2004 гг.), Северный Сифон (2000 и 2014 гг.), Красногорская (2010, 2012, 2017 гг.). Крупные активизации привходовой зоны приводят к вскрытию (рис. 7) или закрытию пещерных входов. В ряде пещер такие вскрытия – закрытия входа происходят очень часто вследствие обвалов или при росте и последующем таянии ледяных пробок в галереях. Подобное случалось



Рис. 7. Гравитационное вскрытие фрагмента пещеры Победная в 1990 г. Фото автора

у входов в пещеры Деликатная, Е-30 и Ледяная Волна. В пещере Дворец Снежной Королевы периодическое вскрытие и закрытие ледяного «сифона» на входе сопровождается крупными обрушениями.

Особенно активно вскрытие ледяных пробок происходило в 1980-х – начале 1990-х годов, когда были обнаружены верхний вход в пещеру Малая Голубинская, закрытый льдом в момент топографической съёмки, тоннель в пещере имени Высоцкого, крупный зал в пещере Ледяная Волна. Развитие и деградация ледяных пробок и «сифонов» – процесс обратимый; такие события в разных пещерах происходят через 10–25 лет. Полное разрушение пещеры за весь период наблюдений было зафиксировано лишь однажды, когда при крупном (более 6 тыс. $м^3$) обрушении правобережного обнажения р. Сотки в 2001 г. была уничтожена пещера имени Леонида Земляка (рис. 8).

В логу Железные Ворота летом 1982 г. в результате протаивания ледяного свода в зале Арктика в толще льда образовался лаз на поверхность. К 1990 г. это уже был вход шириной до 10 м. В настоящее время верхняя часть зала полностью свободна от наледи, поэтому основной вход представляет собой огромный грот. Ряд пещер в заказнике Железные Ворота закрылись в 2008–2017 гг. из-за участившихся



Рис. 8. Фронтальное обрушение скального борта р. Сотки, разрушившее пещеру имени Леонида Земляка в 2001 г. Фото автора

обвалов сводов. В 2008 г. крупным обвалом был закрыт четвёртый выход пещеры Ломоносовская, а в 2017 г. гравитационные процессы стали причиной закрытия пещер Музейная и Хрустальная.

Особо отметим гидропрорывы – разрушения скального борта на участке транзита паводковых вод при превышении пропускной способности канала. Их развитие сопровождается постоянной или паводковой разгрузкой карстовых вод. Такие явления фиксируются с начала XXI в. в борту уступа Беломорско-Кулойского плато в долине р. Пинеги (Голубинский спелеомассив). В период весеннего паводка образовалось три временных разгрузки карстовых вод, крупнейшая из них действует с 2008 г. Одновременно прекратилась разгрузка крупного субаквального источника, и возник новый постоянный источник на 70 м ниже по течению реки. В долине р. Сотки при подобном гидропрорыве транзитного участка пещеры Юбилейная (С-26) в 2011 г. образовался мощный конус выноса коренных пород и валунного моренного материала.

Комплексный мониторинг процессов и явлений, происходящих в карстовых массивах, позволяет выделить наиболее вероятные последствия такого события. Они могут быть разными: а) быстрый сход снежного покрова → высокоскоростной паводок → размывы основания склонов → рост оползневых и обвальных процессов в течение 2-3 лет после скоростного паводка; б) высокий паводковый подъём уровня → таяние льда-цемента в пещерах, полостях, трещинах → развитие обвально-осыпного и провально-просадочного процессов на поверхности и обрушений

в пещерах; в) высокоскоростной паводок в пещерах → размыв вторичных отложений → их переотложение в зоне паводкового подпора или вынос заполнителя из системы; г) значительный объём блоковых вывалов непосредственно в русло реки → полное или частичное перекрытие русла → интенсивный размыв противоположного берега ближайшим снеговым или дождевым паводком; д) ливневые дожди (выпадение осадков за один день может достигать месячной нормы) → развитие оползней и множественных вывалов породы, переотложение речного и пещерного аллювия; е) сильные грозы с ураганным ветром → обрушение блоков породы в прибортовой зоне обнажений, связанные с вывалом крупных деревьев; ж) гравитационное или аккумулятивное перекрытие участка подземного транзита карстовых вод → прорыв скального борта лога либо речной террасы паводковыми водами → рост карстового цирка.

Последствия воздействия аномальных по активности инициирующих факторов сказываются, как правило, на протяжении периода от 2 до 10 лет. Возможности прогноза при этом весьма ограничены.

Заключение

Вследствие потепления климата и, как следствие, таяния подземных наледей и роста проницаемости карстующихся пород их динамика значительно усилилась с середины 1990-х годов и такая тенденции продолжает сохраняться. Вскрылись ранее известные и новые пещеры, закрыт ряд длительно существовавших пещерных входов, изменились микроклиматические и гидродинамические характеристики пещер. Значительно увеличилась крутизна активных склонов речных долин из-за подрезки их основания паводковыми водами, изменились плановые очертания бортов карстовых логов и скальных обнажений речных долин.

Необходимо продолжать исследования спелеоводоносных систем как наиболее зрелых и опасных объектов подземного карста. Они представляют собой уникальные природные лаборатории для изучения интенсивности современных карстовых процессов.

Литература

Золотарев Г.С. Инженерная геодинамика. М.: Изд. МГУ, 1983. 328 с.

Иванов В.М., Голод В.М. Оценка интенсивности развития карста пещер Беломорско-Кулойского плато по данным электрохимических

и гидрохимических исследований // Исследование карстовых полостей в целях использования их как экскурсионных объектов. Тбилиси, 1978. С. 231–233.

Максимович Г.А. Основы карстоведения. Т. 2. Пермь, 1969. 529 с.

Малков В.Н., Гуркало Е.И., Монахова Л.Б. Кадастр пещер Архангельской области. Архангельск, 1998. 100 с.

Малков В.Н., Гуркало Е.И., Монахова Л.Б., Шаврина Е.В. Гуркало В.А., Франц Н.А. Карст и пещеры Пинежья. М.: Ассоциация «Экост», 2001. 208 с.

Малков В.Н, Николаев Ю.И., Кузнецова В.А. Опыт среднемасштабного инженерно-геологического обследования закарстованной территории (на примере юго-восточной части Беломорско-Кулойского плато и бассейна рек Пинеги и Кулоя) // Гидрогеология и инженерная. геология. Отечеств. производственный опыт. Экспресс-информация. 1987. Вып. 2. М.: ВИЭМС, С. 1–10.

Справочник по охране геологической среды. Т. 1 / Ред. Г.В. Войткевич. Ростов-на-Дону: Феникс, 1996. 446 с.

Толстых Е.А., Клюкин А.А. Методика измерения количественных параметров экзогенных геологических процессов. М.: Недра, 1984. 120 с.

Шаврина Е.В. Взаимодействие динамических компонентов в подземном и поверхностном карсте юго-востока Беломорско-Кулойского плато // Карстовые системы севера в меняющейся среде. Материалы междунар. конф., посвящ. 300-летию со дня рождения М.В. Ломоносова. М.: ООО «ФЭД+», 2011. С. 113–117.

Шаврина Е.В., Малков В.Н. Геологическое строение и рельеф // Структура и динамика природных компонентов Пинежского заповедника (северная тайга ЕТР, Архангельская область). Биоразнообразие и георазнообразие в карстовых областях. Архангельск, 2000. С. 21–30.

Шаврина Е.В., Малков В.Н. Мониторинг карста и экзогенных геологических процессов // Компоненты экосистем и биоразнообразие карстовых территорий Европейского Севера России (на примере заповедника «Пинежский»). Архангельск, 2008. С. 64–74.

Шаврина Е.В., Малков В.Н., Гуркало Е.И. Особенности развития и распространения карста Архангельской области // Геоморфология. № 2. 2007. С. 90–101.

ГИДРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

УДК: 551.44 (556.3)

Гидрология подземных вод Хипстинского массива (Абхазия)

© 2018 г. А.С. Гусев

Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, Москва

gusev@sai.msu.ru

Hydrology of underground water of Khipsta Massif (Abkhazia)

A.S. Gusev

Sternberg Astronomical Institute, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

gusev@sai.msu.ru

We study underground hydrologic systems of alpine karst Khipsta massif (Western Caucasus, Abkhazia). Its area is 156 km^2. Both the results of the tracer tests conducted on the massif and the data on underground watercourses investigated by the speleological methods are described. Data on the springs located on the massif and along its boundaries are summarized; their possible catchment areas are discussed. We estimated the maximal and minimal catchment boundaries and areas of the largest cavities of the massif: Snezhnaya system in the southern part (19.5–31 km^2) and Leningradskaya Cave in the northern part (1.2–3 km^2). We believe that the main direction of underground water in the southern part of the Khipsta massif is the "bottom of Snezhnaya Cave system → the springs on Khipsta River → Kaldakhvarsky fault"; the main stream of water flows along the fault to the west in the direction to Mchishta Cave. In the flood time a part of water stream flows along the fault in the opposite (eastern) direction. Perspectives of further studies of the hydrologic systems on the massif are considered.

Key words: ***Caucasus, hydrology, Snezhnaya cave system, speleology, tracer tests.***

Исследованы подземные гидросистемы высокогорного Хипстинского карстового массива (Западный Кавказ, Абхазия) площадью 156 км^2. Приведены данные о подземных водотоках, исследованных спелеологическими методами. Суммированы данные об источниках, расположенных на массиве и вдоль его границ; обсуждаются их возможные области питания. Определены максимальные и минимальные границы и площади водосбора крупнейших полостей массива: системы Снежная на юге (19,5–31 км^2) и пещеры Ленинградская на севере (1,2–3 км^2). Основное направление движения подземных вод в южной части Хипстинского массива таково: «дно Снежной → источники на р. Хипста → Калдахварский сброс»; вдоль сброса основной поток воды идёт на запад в направлении пещеры Мчишта, а в паводок – и в противоположном, восточном, направлении. Рассматриваются перспективы дальнейших исследований гидрологической сети массива.

Ключевые слова: ***гидрология, индикаторные опыты, Кавказ, пещерная система Снежная, спелеология.***

Введение

Гидрогеология карстовых массивов – важная исследовательская задача как с научной, так и с прикладной точек зрения. Особую значимость она представляет для регионов с широким распространением карстующихся пород. Хипстинский высокогорный массив интересен во многих отношениях. Значительную часть массива дренирует пещерная система Снежная: её глубина 1760 м, общая длина ходов – около 33 км, объём – 2,7 млн м^3 (Mavlyudov, 2016). Наличие в ней двух рек со средним расходом порядка 0,5 м^3/с и развитой гидросетью позволяет получить новую информацию о подземных водотоках высокогорного карста. Индикаторные опыты, проведённые на массиве, указывают на сложный характер движения подземных водных потоков (Вахрушев и др., 2001; Гусев, Мазина, 2010, 2014). Поэтому Хипстинский массив – хороший полигон для изучения гидрогеологии и подземной гидрологии высокогорных карстовых районов.

Важную роль в изучении гидрогеологии карста играет выявление гидродинамических связей между отдельными водосборами в области питания и крупными источниками в области разгрузки (Дублянский, Кикнадзе, 1984). Для их установления обычно используются спелеологический метод, предусматривающий непосредственное проникновение в глубину массива через карстовые полости, и индикаторный метод, который заключается в окрашивании водотоков в области питания и поиске выхода окрашенных вод на поверхность в возможных местах разгрузки. Наилучшие результаты достигаются комбинацией обоих методов.

Объект и история исследований

Хипстинский массив. Хипстинский высокогорный карстовый массив является составной частью Бзыбского хребта и его южного отрога – хр. Раздельного. Господствующие вершины массива – горы Хипста (2495 м), Акугра (2511 м), Турецкая Шапка (Ахибох, 2515 м) расположены в его северной части (рис. 1, 2). На юге на высотах 400–500 м над ур. моря массив граничит с Колхидской низменностью. Массив расположен в горно-лесном (до высоты 1700–1800 м) и горно-луговом почвенно-растительном поясе (Вахрушев и др., 2001). Отметим, что постоянные поверхностные водотоки отсутствуют на

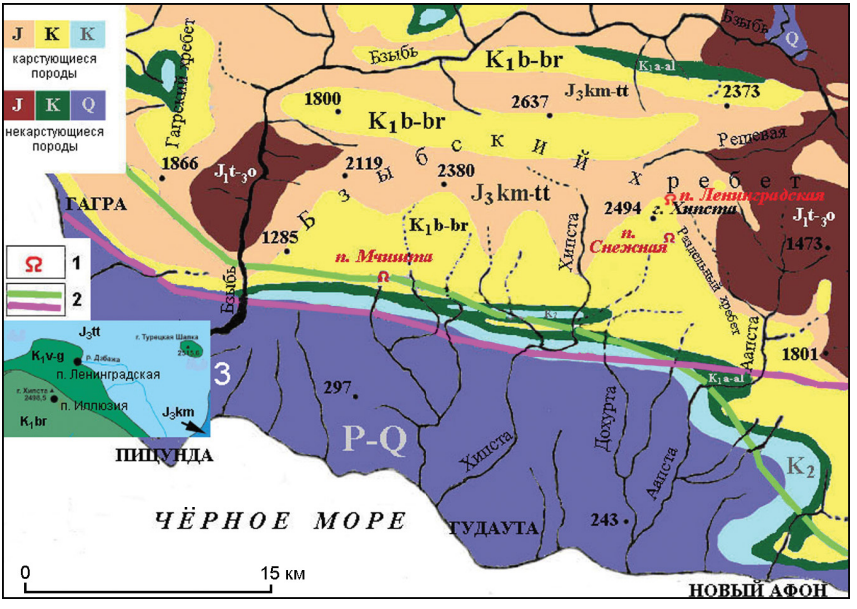


Рис. 1. Геологическая карта массивов Арабика, Бзыбского и Хипстинского (согласно С.Г. Букия и др. (1971) и Г.Е. Гуджабидзе (2004) с уточнениями Б.Р. Мавлюдова (2014)).

1 – пещеры; 2 – Калдахварский сброс по данным Л.В. Когошвили (1971) и Тектонической… (1974) (*а*), П.Д. Гамкрелидзе (1959) и А.И. Дьяконова и др. (1972) (*б*); 3 – подробная геологическая карта центральной части Хипстинского массива (Мавлюдов, 2014)

большей части массива (см. рис. 2). В административном отношении Хипстинский массив входит в состав Гудаутского района Абхазии.

Естественными границами массива являются в основном реки. Согласно Б.А. Вахрушеву и др. (2001) и Г.В. Людковскому и др. (1981) его западная граница проходит по ущелью р. Хипста, северной границей служит р. Решевая от истока до впадения в р. Бзыбь, восточной – южная граница водосбора рек Решевая и Аапста. Южная граница массива определяется стратиграфией и тектоникой. С точки зрения стратиграфии она проходит по контакту карстующихся меловых и палеоцен-эоценовых пород с более молодыми олигоцен-неогеновыми отложениями (Вахрушев и др., 2001). С точки зрения тектоники границей служит Калдахварский сброс (Гамкрелидзе, 1959) – флексура (Когошвили, 1971), разлом (Тектоническая…, 1974) (см. рис. 1). В этой статье расположение южной границы массива (см. рис. 2) приведено

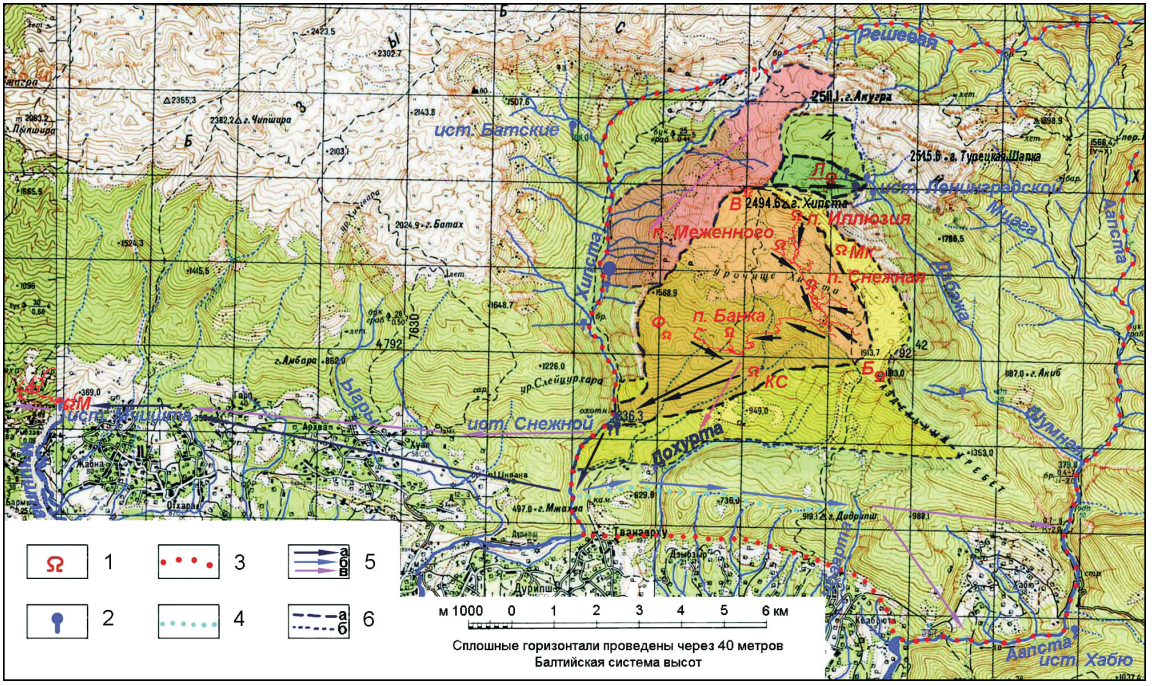


Рис. 2. Карта Хипстинского и юго-восточной части Бзыбского массивов.
1 – пещеры (Б – Божко, В – Вулкан, КС – Каньон-Самохват, Л – Ленинградская, М – Мчишта, Мк – МиКо, Ф – Фантазия); 2 – источники (крупный источник – водозабор села Дурипш обозначен крупным значком); 3 – границы Хипстинского массива; 4 – положение основной дрены Хипстинского массива; 5 – направления движения подземных вод в межень (*а*), в паводок (*б*), возможные пути (*в*); 6 – границы минимальной (*а*) и максимальной (*б*) водосборной площади системы Снежная (оранжевый и жёлтый цвета), пещеры Ленинградская (зелёный и светло-зелёный цвета) и крупнейшего источника на р. Хипста (розовый цвет); область пересечения максимальных водосборных площадей Снежной и Ленинградской обозначена жёлто-зелёным цветом

согласно (Вахрушев и др., 2001). С учётом принятых Б.А. Вахрушевым и Г.В. Людковским с сотрудниками границ площадь массива составляет, по нашим оценкам, 156 км^2 (Гусев, Мазина, 2014). С севера и запада Хипстинский массив граничит с Бзыбским, с востока – с Гумистинским массивами. Южнее Хипстинского массива располагается Дурипшский кластокарстовый массив (Тинтилозов, 1976).

Согласно карстологическому районированию Хипстинский подрайон входит в Бзыбский район подокруга Передовых хребтов южного склона Сочинско-Абхазского округа Горно-Кавказской области Крымско-Кавказской провинции (Кочетков, 1989). В схеме гидрогеологического районирования Хипстинский массив является частью Бзыбского района Абхазского округа Горно-Кавказской области Крымско-Кавказской гидрогеологической провинции. В пределах массива выделено три карстовых бассейна (Кикнадзе, 1979).

Согласно спелеологическому районированию СССР Хипстинский массив является частью Гагро-Бзыбского района области Южного склона провинции Большого Кавказа Крымско-Кавказской страны (Тинтилозов, 1976; Комплексные…, 1987). В настоящее время Хипстинский массив в ранге района считается частью Гагро-Бзыбской области провинции Южного склона Крымско-Кавказской спелеострany (Атлас…, 2018; см. также speleoatlas.ru).

В схеме тектонического районирования карста Хипстинский подрайон входит в Гагро-Бзыбский район Гагро-Джавского округа провинции Южного склона Кавказа (Кикнадзе, 1981). Чипширский сброс разделяет массив на северный и южный блоки. К северу от сброса известна пологая синклиналь Акугра, сложенная верхнеюрскими породами (Гигенейшвили, Табидзе, 1970). Южный блок несколько приподнят по отношению к северному (на 700 м по данным (Кикнадзе, 1979)). Его слагает асимметричная Бзыбская антиклиналь. Северное крыло сложено известняками титона, имеющими довольно крутое падение (50–60°), южное – меловыми известняками (J_{3tt}-P_{1d}), полого (25–30°) падающими к прибрежной равнине. Южное крыло антиклинали хр. Раздельный – моноклиналь с падением пластов к югу. В среднем течении р. Хипста, южнее источника Снежной, апт-альбские и верхнемеловые известняки образуют наложенные складки: синклиналь Хопи и антиклиналь Шквина (Гамкрелидзе, 1959; Дьяконов и др., 1972). Долинам рек Хипста и Аапста соответствуют поперечные нарушения (Дьяконов и др., 1972).

Хипстинский массив сложен горными породами юрского, мелового и палеоценового возраста (Букия и др., 1971; Гуджабидзе, 2004) (см. рис. 1). В основании массива залегают некарстующиеся породы средне- (J_{2b}) и верхнеюрского (J_{3k-o}) возраста мощностью 500–650 м (Вахрушев и др., 2001). Они слагают долину р. Решевая и верховья Аапсты (Букия и др., 1971). Разрез карстующихся пород начинается известняками и доломитизированными известняками с прослоями мергелей, песчаников и глин кимериджского яруса мощностью 350–400 м. Согласно уточнённым данным Б.Р. Мавлюдова (2014), на них ложится 150-метровой пласт переслаивающихся и доломитизированных известняков, доломитов и мергелей титонского яруса. Выше располагается 350-метровая толща доломитизированных известняков с прослоями (0,1–1 м) мергелей, также относящаяся к J_{3tt}. Верхнеюрские отложения распространены в основном в средней части массива между вершинами Хипсты и Акугры. Отложения валанжинского и готеривского ярусов представлены двумя слоями конглобрекчий (100 м каждая), разделённых 100-метровым слоем брекчированных доломитов (Мавлюдов, 2014). Нижнемеловые (K_{1v-g}) породы узкой полосой окаймляют верхнеюрские известняки. Они обнажаются на северном склоне хребта Раздельный в основании обрыва.

К северу от горы Хипста полоса нижнемеловых пород расширяется, достигая верховий Дзбажи (см. рис. 1). Вышележащий горизонт представлен массивными и слоистыми доломитами (мощность 115 м), массивными слоистыми известняками барремского яруса (мощность 200–350 м) с прослоями, содержащими кремни, в верхней (100–150 м) части (Мавлюдов, 2014). Отложения баррема слагают весь южный склон хр. Раздельный. Породы аптского яруса и более молодые породы распространены в самой южной низкогорной части массива и занимают полосу шириной 1–2 км к северу от Калдахварского сброса (Букия и др., 1971; Гуджабидзе, 2004). Породы аптского яруса представлены чередованием мергелистых известняков и мергелей общей мощностью от 100 до 200 м, а породы альбского яруса – чередованием мергелей, мергелистых глин и песчаников общей мощностью от 100 до 200 м. Породы верхнего мела и палеоцена (датского яруса) представлены в основном плотными известняками. В основании толщи верхнего мела лежат глины и мергели сеноманского яруса мощностью 10–15 м. Общая мощность верхнемеловых и палеоценовых отложений составляет 500–600 м (Букия и др., 1971; Людковский и др., 1981; Вахрушев и др., 2001).

Суммарная мощность карстующихся пород в центральной части массива и на южном склоне хр. Раздельный может превышать 1200 м (Людковский и др., 1981; Вахрушев и др., 2001).

В пределах Хипстинского массива развит голый (на гребнях и пригребневых участках), задернованный (до границы леса) и зелёный (в пределах зоны леса) карст (Вахрушев и др., 2001). Возможность существования здесь крупных карстовых полостей предсказывалась ещё в середине XX в. (Гвоздецкий, 1954), однако планомерное спелеологическое исследование района началось в 1971 г. (Галактионов и др., 1974; Зверев и др., 1975). В настоящее время, по данным Комиссии спелеологии и карстоведения Московского центра Русского географического общества (www.rgo-speleo.ru, speleoatlas.ru), здесь известно более 50 пещер, из которых 16 можно отнести к категории крупных: длиной более 1 км и (или) глубиной более 100 м. Самые большие полости – пещерная система Снежная, пещера-источник Ленинградская (длина 5000 м, амплитуда 70 м), шахты-поноры Фантазия (глубина 530 м; в августе 2018 г. соединена с системой Снежная), Божко (–500 м), система Каньон-Самохват (амплитуда 432 м), Сувенир (–430 м), МиКо (около –400 м). Большинство карстовых полостей массива расположено в пригребневой части хребта Раздельный и на его южном склоне; к северу от хр. Раздельного из крупных пещер известны лишь Ленинградская и МиКо (см. рис. 2).

Пещерная система Снежная (см. рис. 2) располагается на южном склоне хр. Раздельный. В настоящее время известны шесть входов в систему – через шахты-поноры Иллюзия (вход на высоте 2389 м над ур. моря), Меженного (2015 м), Снежная (1971 м) и Банка (1505 м), а также через расположенную ниже систему пещер Фантазия – Хренова яма; точность определения высоты составляет 5–10 м. Пещера (собственно шахта Снежная) была открыта в 1971 г. спелеологами МГУ (Галактионов и др., 1974; Зверев и др., 1975) и до настоящего времени служит объектом активного изучения. История исследования пещерной системы подробно описана T.A. Nemchenko (1993) и А.Л. Шелепиным (2009).

Входные колодцы Иллюзии, Меженного и Снежной представляют собой шахты коррозионно-эрозионного происхождения. Верхняя часть пещеры Снежная представляет собой нивально-коррозионную систему, заканчивающуюся Малым залом на глубине 200 м (Мавлюдов, Морозов, 1984). Пещеры Иллюзия, Меженного в своих верхних частях, пещера Банка с глубины 25 м и пещера Снежная ниже уровня –200 м

представляют собой серию вертикальных колодцев, соединённых небольшими горизонтальными проходами или залами. Вертикальные части пещер заканчиваются на глубинах 670 м (Иллюзия), 500 м (Меженного), 550 м (Снежная) и 550 м (Банка) относительно соответствующих входов. Нижняя субгоризонтальная часть системы принадлежит, по классификации З.К. Тинтилозова (1976), к пещерам древовидного типа и представляет систему соединённых небольшими уступами каньонообразных галерей и меандров, перекрытых многочисленными глыбовыми завалами (Галактионов и др., 1974; Зверев и др., 1975; Людковский и др., 1981; Коротаев и др., 1982; Вахрушев и др., 2001).

Основная галерея системы исследована на протяжении 7 км; за исключением первых 700 м она является и главным водотоком системы – руслом пещерной р. Снежной (р. Гужва). Помимо главной, исследовано на протяжении 0,5–1 км ещё несколько галерей, по которым текут ручьи – притоки подземной реки. В истоке каждого ручья, несомненно, имеется ещё не пройденная вертикальная часть. Очевидно, что горизонтальная часть системы объединяет большое количество ещё не изученных шахт-поноров (Людковский и др., 1981). В 2008 г. спелеологам удалось обойти донный глыбовый завал на глубине 1753 м и выйти на новую крупную реку. К началу 2018 г. вверх по новой реке пройдено более 1 км.

По своим морфометрическим параметрам система Снежная входит в четвёрку глубочайших пещер мира и является самой длинной карстовой полостью Кавказа.

На формирование общего плана системы и отдельных деталей её морфологии большое значение оказали тектонические нарушения (Людковский и др., 1981; Мавлюдов, Морозов, 1984). По данным Вахрушева и др. (2001) южный макросклон хр. Раздельного разбит серией тектонических нарушений общекавказского (130–310°) и субмеридионального (0–180°) направлений. Эти нарушения и их динамопары (40–220° и 90–270°) обусловливают заложение поверхностных форм рельефа и связанных с ними подземных систем. Входные части системы Снежная заложены близ разрывных нарушений. Горизонтальный участок системы от пещеры Меженного до зала Победы контролируется разрывом общекавказского простирания. Ниже полость использует динамопары, имеющие субмеридиональное и субширотное простирание, а внутри блоков, между крупными нарушениями, – системы трещин скалывания. Более молодые боковые притоки системы исполь-

зуют в основном трещины скалывания (Вахрушев и др., 2001). Самая нижняя часть пещеры, находящаяся после водопада Олимпийского, приурочена к мощной зоне тектонических нарушений. Здесь находятся крупнейшие в системе обвальные залы (Мавлюдов, Морозов, 1984).

Относительно геологических условий заложения системы Снежная единого мнения нет (см. Людковский и др., 1981; Мавлюдов, Морозов, 1984; Вахрушев и др., 2001). Самой обоснованной представляется точка зрения Б.Р. Мавлюдова (2014), согласно которой пещерная система сформирована в южном крыле крупной антиклинальной складки в известняках, доломитизированных известняках и доломитах. Верхняя часть пещерной системы до глубины 450–600 м заложена в массивных и толстослоистых известняках и доломитах баррема, а вся нижняя часть пещерной системы почти полностью приурочена к пласту намывных брекчий $K_{1v\text{-}g}$. Верхняя часть реки пещерной системы в основном приурочена к верхней пачке пластовых конглобрекчий. На отдельных участках пещерная река врезается в горизонт доломитов и брекчированных доломитов, расположенных между слоями конглобрекчий, а после зала ИГАН уходит в нижний слой конглобрекчий. Таким образом, пластовые конглобрекчии контролируют положение подземной реки в пещерной системе Снежная (Мавлюдов, 2014).

Постоянные водотоки в шахтах начинаются с глубины 140 м в пещере Иллюзия, 160 м в пещере Меженного, 230 м в пещере Снежная и 200 м в пещере Банка. Первые значительные притоки появляются на отметках глубины 670, 520, 525 и 550 м, соответственно (Мавлюдов, Морозов, 1984; Вахрушев и др., 2001; Шелепин, 2009). Выход на реку происходит на глубинах 830 м (Иллюзия), 535 м (Меженного), 640 м (Снежная) и 600 м (Банка). Отметки глубин здесь отсчитываются от входов в соответствующие пещеры.

Гидросистема Снежной включает в себя две крупных подземных реки, восемь крупных (расход больше 10 л/с) и более 30 мелких притоков. Пещерная река Снежной (Гужва) изучена на протяжении 7 км. Она вытекает из глубокого (более 10 м) колодца на глубине 720 м (относительно верхнего входа в систему). Первые 700 м река течёт в юго-юго-западном направлении (азимут 220°) до впадения в основную галерею пещерной системы. На этом участке река принимает два правых притока: ручей Иллюзии на глубине 830 м и ручей Меженного на глубине 910 м. При течении по главной галерее (см. выше) река принимает притоки: ручьи Невский (–915 м), Водопадный (–1070 м), Новый (–1090 м),

Заячий (–1135 м), Заблуждения (–1145 м), Струйка (–1290 м). Все они, за исключением ручья Заблуждения, являются левыми притоками реки. Притоки исследованы на протяжении 500–1000 м (Вахрушев и др., 2001; Мавлюдов, Морозов, 1984). На глубине 1740 м река Снежной уходит под мощный глыбовый завал. С противоположной стороны под тот же завал втекает ещё более крупная Татьянина река, пройденная на протяжении более 1 км. Нижней точкой пещерной системы (–1760 м) служит в настоящее время сифон в донной части озера Морозова, расположенного на Татьяниной реке. Исследования последних лет позволили открыть сложную систему вертикальных ходов и колодцев в донной части Снежной. В нескольких местах исследователям удалось спуститься ниже уровня –1740 м. Ниже завала удалось выйти на реку Лебединая (по-видимому, продолжение р. Гужва).

Меженный расход подземной реки Снежной (Гужва) в донной части оценивается в 150–300 л/с, среднегодовой – около 500 л/с, расход в паводки – более 2000 л/с. Средняя скорость течения подземной реки в межень на горизонтальных участках составляет 0,2 м/с (Людковский и др., 1981). Меженный расход Новой (Татьяниной) реки оценен в 80–300 л/с. Температура воды р. Снежной на глубине 1700 м составляет 6,2 °С (Людковский и др., 1981). Отметим, что все ранее опубликованные данные по расходу и скорости течения подземных водотоков системы – разовые локальные оценки. Они зависят как от места проведения измерений, так и от погодных условий на поверхности массива. Систематических измерений величины расхода и скорости подземной р. Снежной ранее не проводилось.

Пещера Ленинградская. Вход в пещеру-источник Ленинградская находится на южном, обрывистом склоне горы Акугра, на высоте 1765 м (см. рис. 2). Заложение полости и поверхностных форм рельефа (гидрографическая сеть, простирание структурных уступов и пр.) контролирует региональный сброс, отделяющий моноклинальный Хипстинский блок от Акугринского блока, для которого характерно субгоризонтальное залегание известняков (Вахрушев и др., 2001).

Пещера представляет собой коррозионно-эрозионную ярусную полость. Горизонтальные ходы, развитые на двух ярусах, соединены 40-метровым вертикальным колодцем в ближней части полости (Крупные…, 1987). Нижний ярус пещеры разветвляется на несколько этажей. Большинство ходов контролируется разрывными нарушениями с простиранием 270–300° и 30–60°.

Основная (нижняя) часть полости представляет собой слабо наклонную меандрирующую галерею, по которой протекает крупный водоток, уходящий в сифон. Его расход меняется от 10 до 1000 л/с. Температура воды составляет 0,2–0,5 °С (Крупные…, 1987). Подземная река появляется из дальнего сифона, частично поглощается перед узостью, а затем пополняется за счёт боковых притоков и инфильтрации. Затем река уходит в узкий ход на дне 40-метрового колодца и появляется на поверхности в сухой долине в 100–150 м ниже входа в виде нескольких источников.

Поскольку пещера до сих пор не исследовалась специалистами, геологические условия её заложения неизвестны. Согласно мнению авторов кадастра крупнейших полостей СССР (Крупные…, 1987), она заложена в светло-серых мелкозернистых толстоплитчатых и массивных известняках титона. При этом согласно последним исследованиям (Мавлюдов, 2014), выходы нижнемеловых конглобрекчий и брекчированных доломитов достигают верховий р. Дзбажа (см. рис. 1), то есть места развития и питания Ленинградской (см. рис. 2). Морфология донной части пещеры сходна с морфологией нижней (донной) части Снежной. Поэтому автору представляется вполне допустимым предположение о заложении пещеры-источника Ленинградская в конглобрекчиях и/или брекчированных доломитах нижнего мела.

Полость, безусловно, нуждается в дальнейших комплексных исследованиях.

Карстовые воды Хипстинского массива

Водосборные площади пещер и источники массива. Южная часть Хипстинского массива охватывает территорию южного склона хр. Раздельный и примерно соответствует максимальной водосборной площади системы Снежная. Её западной границей служит скальный обрыв к долине р. Хипста. Южная граница окончательно не определена (Людковский и др., 1981). Площадь водосбора системы Снежная оценивается в 26 км^2 (Вахрушев и др., 2001). Северная часть массива частично дренируется пещерой Ленинградская, водосбор которой располагается в верховьях р. Дзбажа между горами Акугра и Хипста (см. рис. 2). Наибольший интерес для исследования представляет сложная разветвлённая подземная гидросистема южной части массива.

Северная часть территории водосбора системы Снежная находится в альпийской и субальпийской зонах. Участки нижнего течения

подземных рек располагаются под юго-западными склонами массива, покрытого густым лиственным лесом. По-видимому, подпитка подземных водотоков происходит из полосы, расположенной в плане над рекой (см. рис. 2) (Людковский и др., 1981). Отметим, что среднегодовое количество осадков на поверхности составляет по разным оценкам от 2100–2300 мм (Людковский и др., 1981; Вахрушев и др., 2001) до 5000 мм (Мавлюдов, 1996) при испарении около 500 мм в год (Вахрушев и др., 2001; Людковский и др., 1981).

Как уже упоминалось выше, постоянные водотоки в пределах водосборной площади системы Снежная и на платообразных участках массива отсутствуют (см. рис. 2). Атмосферные и талые воды поглощаются многочисленными поверхностными карстовыми формами, трещинами, понорами, воронками, шахтами и колодцами в руслах, на склонах и гребнях между долинами временных потоков (Людковский и др., 1981; Вахрушев и др., 2001). На дне неглубоких колодцев (до 20–30 м) снежные пробки сохраняются в течение всего лета, пополняя при таянии запас подземных вод. На южном склоне хр. Раздельный крупных снежников, остающихся до конца лета, немного и они занимают незначительную площадь. Однако такие снежники сохраняются в течение всего лета под обрывами северного склона хребта. Возможно, они служат источником питания подземной реки Снежной (Людковский и др., 1981).

Пещера Ленинградская так же питается в основном атмосферными осадками и талыми водами снежников, находящихся практически на всем протяжении сухого русла над пещерой. Как и наиболее северная часть территории водосбора Снежной, область водосбора пещеры Ленинградская находится в альпийской зоне. Здесь, между горами Хипста и Акугра, поверхностные постоянные водотоки так же отсутствуют (см. рис. 2). Опытами с окрашиванием установлено, что подземная река Ленинградской разгружается частично через небольшую пещеру ЛСС-240, находящуюся на высоте 1660 м, частично – через источники, питающие р. Дзбажа на высотах 1600 и 1530 м (Вахрушев и др., 2001).

В отличие от пещеры-источника Ленинградская, места разгрузки вод которой были достаточно очевидны и давно известны, определение мест разгрузки вод системы Снежная до сих пор представляют большой теоретический и практический интерес.

В 1980 г. был обнаружен мощный воклюз, который, как выяснилось в дальнейшем, служит одним из выходов вод системы Снежная (см. ниже). Он находится в левом борту ущелья р. Хипста на отметке около 330 м

над ур. моря (см. рис. 2) (Людковский и др., 1981). В засушливый период источник работает как поглотитель (т.е. является эставеллой) (Комплексные…, 1987; Тинтилозов и др., 1987). Данные по расходу и температуре воды источника достаточно противоречивы: согласно (Вахрушев и др., 2001), средний дебит источника равен 3 м^3/с, температура воды 6,5 °С; по неопубликованным данным Б.Р. Мавлюдова: расход источника не превосходит 100 л/с, а его температура равна 2–3 °С. Проведённые в январе 2012 г. измерения показали значение температуры воды в эставелле 8,3 °С.

Эставелла Снежной – самый известный, но далеко не самый крупный карстовый источник в пределах Хипстинского массива (см. рис. 2). Рядом с эставеллой известны как минимум два источника – места разгрузки вод Снежной, расположенные выше и ниже эставеллы. Верхний источник – временный и не работает в меженный период; нижний – самый крупный из известных выход вод подземной гидросистемы Снежной. К сожалению, измерить напрямую его расход невозможно, так как в настоящее время он выходит непосредственно в русло р. Хипста.

Несколько небольших источников расположено вдоль левого берега р. Хипста и р. Дзбажа (упомянутые выше пещера ЛСС-240 (высота 1660 м), безымянные источники на высотах 1600 и 1530 м, а также собственно пещера-источник Ленинградская) и на плато Гном (район эставеллы Снежной). Удивительно, что в фундаментальной монографии Б.А. Вахрушева и др. (2001), посвящённой карсту Бзыбского хребта, нет упоминания о крупнейшем источнике в пределах Хипстинского массива, расположенном в 4 км выше Эставеллы (см. рис. 2) и служащим источником водоснабжения крупного села Дурипш.

У границ массива известны группа Батских источников с расходом 4–6 м^3/с (Вахрушев и др., 2001), расположенных на р. Бат в 1 км выше её впадения в р. Хипста на высоте 1100 м и дренирующих центральную часть Бзыбского массива, а также пещера-источник Хабю с расходом от 0,2 до 3 м^3/с, расположенная в среднем течении р. Аапста на высоте 110 м и дренирующая северную часть Гумистинского массива (Киселев, Комаров, 2004). Особую роль играет крупнейший на Кавказе и в бывшем СССР источник Мчишта (см. рис. 1, 2). Он располагается на южном склоне Бзыбского массива на высоте 85 м. Его средний расход составляет 9,5 м^3/с, максимальный 197 м^3/с (Гигинейшвили, 1979). Он дренирует значительную часть Бзыбского и Хипстинского массивов; его связь с водами системы Снежная доказана индикаторными методами (Тинтилозов и др., 1987).

Результаты индикаторных опытов. На Хипстинском массиве было проведено несколько индикаторных опытов с целью установления мест разгрузки подземных водотоков. Два первых опыта относятся к июлю 1973 г. В первом из них флюоресцеин был запущен в пещере Снежная, а ловушки установлены в пяти местах в бассейне р. Аапста. Выход красителя зафиксирован не был. Во втором опыте краситель был запущен в водоток пещеры Ленинградская и получен в источниках в 700 м ниже в долине р. Дзбажа (см. рис. 2). Скорость прохождения красителя составила 0,5 км/сут (Вахрушев и др., 2001).

Третий опыт был проведён в июне 1974 г. Флюоресцеин был запущен в водоток пещеры Снежная, а ловушки установлены в бассейне р. Аапста (включая р. Дзбажа), на всех водотоках южнее Хипстинского массива между реками Хипста и Аапста и на р. Хипста. Большинство ловушек было сорвано паводком, а из двух сохранившихся наличие красителя было зафиксировано только на р. Аапста ниже впадения её притока – Дзбажи (Дублянский, Кикнадзе, 1984). Этот результат до сих пор подтверждён не был.

Четвёртый опыт проводился в августе 1986 г. В это время была глубокая межень, из-за чего источник Снежной начал работать как поглотитель. Поэтому опыт был проведён в двух модификациях: сначала 0,5 кг родамина были запущены в эставеллу Снежной, работающую в тот момент как поглотитель, а потом (8 кг уранина) в водоток пещеры Снежная (на глубине 700 м от входа в неё). Ловушки были установлены на источниках на реках Хипста (два пункта наблюдений) и Аапста (три пункта), в пещере Хабю (один пункт) и на источнике Мчишта (один пункт наблюдений).

Родамин был зафиксирован в источнике Мчишта трижды (через 6, 10 и 14 суток после запуска), уранин был обнаружен в эставелле Снежной дважды (через 5 и 6 суток) и в источнике Мчишта четырежды (три раза – через 9–12 суток и четвёртый – через 17 суток). В остальных пунктах наблюдений краситель обнаружен не был (Комплексные…, 1987; Тинтилозов и др., 1987). С учётом коэффициента извилистости подземного русла, скорость движения воды составила 1,7–2,0 км/сут на участке от пещеры до эставеллы, 1,3–4,5 км/сут – на участке от эставеллы до источника Мчишта и 1,7–3,1 км/сут – на участке от пещеры до источника.

Пятый опыт, проведённый в августе 1988 г., доказал гидрологическую связь пещерной системы Каньон–Самохват с источником-эставеллой Снежной (Вахрушев и др., 2001).

Последний успешный опыт был выполнен в декабре 2009 – январе 2010 гг. в пещере Снежная (Гусев, Мазина, 2010, 2014). Ловушки были установлены на эставелле, р. Хипста выше эставеллы, реках Дохурта, Ыгри (Абгара, Дурипш), Аапста, Псырцха (в районе Нового Афона), Гумиста (Сухум), Бзыбь (Бзыбта) и Решевая, в пещере-источнике Мчишта и в пещере Новоафонская (озеро Анатолия). Краситель запускался дважды: на р. Снежной за залом Победы (глубина 710 м относительно входа в пещеру Снежная) и на реке за залом Ожидания (глубина 850 м). Второе окрашивание проводилось в паводок.

Выход краски был обнаружен в источнике Мчишта; в Эставелле, в источниках на реках Хипста и Дохурта (Гусев, Мазина, 2010, 2014). При этом на реках Хипста и Дохурта наблюдался выход красителя, запущенного в паводок, а в пещере Мчишта зафиксированы выходы обоих запусков красителя. В остальных местах наблюдений выхода красителя не обнаружено (Гусев, Мазина, 2010, 2014). Учитывая данные топографической съёмки пещеры Снежная, её фактической извилистости и среднему коэффициенту извилистости для Альпийской складчатой области (согласно Дублянскому, Кикнадзе, 1984), средняя скорость движения подземных вод составила от 7 (участок «река Снежной – источник на р. Хипста») до 11,1 км/сут (участок «река Снежной – пещера-источник Мчишта»).

Данные последнего опыта в целом подтвердили результаты опыта 1986 г. Гидродинамическая связь системы Снежная с водами р. Дохурта требует дополнительного подтверждения (Гусев, Мазина, 2014). Автору известно ещё о трёх индикаторных опытах, проведённых в системах Снежная (1975 и 2010–2011 гг.) и Каньон–Самохват (1992 г.). По разным причинам, результаты этих опытов обработаны не были.

Таким образом, проведённые ранее индикаторные опыты показали, что южные части Хипстинского и Бзыбского массивов представляют собой связанные гидрогеологические системы. Было доказано, что промежуточной зоной разгрузки южной части Хипстинского массива служит долина р. Хипста. Установлена связь между гидросистемами Снежной и Мчишты. Кроме того, результаты опытов поставили вопрос о возможности существования разных путей движения подземных вод в межень и паводок (Вахрушев и др., 2001). В частности, требует подтверждения гидрологическая связь вод системы Снежная с реками Дохурта и Аапста (Гусев, Мазина, 2014). Была высказана гипотеза о существовании в среднем течении р. Хипста как минимум

трёх зон циркуляции по субширотным нарушениям, параллельных южному подножию Хипстинского и Бзыбского массивов (Комплексные…, 1987; Тинтилозов и др., 1987).

Анализ результатов индикаторных опытов показал, что основными путями подземных потоков из пещер южной части Хипстинского массива служат субширотные нарушения, на пересечении которых с долиной р. Хипста обнаружены мощные источники (Вахрушев и др., 2001). По этим же нарушениям происходит отток части подземных вод Хипстинского массива на запад, к источнику Мчишта. Здесь, на южной границе массива, Калдахварский сброс сопровождает мощная зона дробления (ширина до 200 м), в которой блоки известняков имеют разное залегание. На севере эта зона контактирует с блоком меловых известняков, имеющим северное падение. В 350–400 м севернее зоны дробления расположена основная дрена Хипстинского (а также и Бзыбского) массива, ориентированная параллельно Калдахварскому сбросу. Она должна располагаться на стыке двух блоков с противоположным падением известняков, где ожидается наибольшее раскрытие трещин (Вахрушев и др., 2001). Такой участок, согласно Букия и др. (1971), проходит в 1,5–2 км южнее источника – эставеллы Снежной.

Обсуждение результатов

Режимы движения подземных вод, проведенных на массиве, не только позволили выявить основные направления движения подземных вод, но и поставили ряд новых задач перед исследователями. Полученные данные свидетельствуют о сложном характере движения подземных вод внутри карстового массива. Наиболее интересны связи гидросистемы Снежной с водами рек Дохурта и Аапста в паводковый период, но они требуют подтверждения.

Основной, наиболее вероятный путь движения карстовых вод системы Снежная, по нашему мнению, таков: «дно Снежной → источники на р. Хипста (район эставеллы Снежной) → Калдахварский сброс»; по сбросу основной поток воды идёт на запад в направлении Мчишты, а в паводок – также и в противоположном восточном направлении к рекам Дохурта и, возможно, Аапста. Часть вод Снежной поступает в р. Хипста выше эставеллы. По-видимому, этот канал также работает только во время паводка. Нельзя исключить и возможность существования прямых каналов «дно Снежной → верховья р. Дохурта» и «дно Снежной →

источники на р. Хипста (район эставеллы Снежной) → источник Мчишта (минуя дрену, связанную с Калдахварским сбросом)». Вероятные и возможные пути движения карстовых вод представлены на рис. 2.

Б.А. Вахрушев с сотрудниками (2001) предположили, что при оттоке воды вдоль Калдахварского сброса возможно её поступление в пределы массива Арабика с дальнейшей прямой субмаринной разгрузкой. Кроме этого существует возможность субмаринной разгрузки подземных вод Хипстинского и Бзыбского массива по V типу (Дублянский и др., 1983) в аллювий переуглублённой долины р. Бзыбь, а затем – в Чёрное море (Вахрушев и др., 2001). В пользу данной гипотезы свидетельствуют и последние исследования на массиве Арабика (Климчук и др., 2008).

Отметим также экстремально высокую (7–11 км/сут) скорость карстовых вод Снежной в зимний период. Средняя скорость подземных вод массива, зафиксированная в эксперименте 2009–2010 гг., оказалась в 3–4 раза выше, чем в опыте летом 1986 г., и всего лишь вдвое ниже средней скорости течения р. Снежной (Людковский и др., 1981).

Различие между областями водосбора наземной речной сети и подземных карстовых гидросистем, направлений движения наземных и пещерных водотоков, установленное на Хипстинском массиве, не уникально для Кавказа. Так, индикаторный опыт, проведённый в 1999 г. на Загеданском массиве (Северный Кавказ), показал, что водоток пещерной системы Загеданская им. Алексеева, проходя в восточном направлении под долиной р. Уруп, разгружается в воклюзе р. Ацгара (Липченко и др., 2004; Gusev et al., 2005).

Температурный режим и источники питания эставеллы Снежной. Полученные ранее (Гусев, Мазина, 2014) данные по температуре воды в эставелле Снежной (8,3 °С на высота 330 м над ур. моря) хорошо согласуется с результатами ранних измерений температуры воды в пещере Снежная (Людковский и др., 1981). В вертикальной части температура меняется от 0 °С (в привходовой области, 1970 м над ур. иоря) до 3,5 °С (1510 м); температурный градиент на этом участке соответствует адиабатическому градиенту сухого воздуха (0,75–0,8 °С/100 м). В горизонтальной части пещерной системы Снежная температура достигает 6,2 °С на глубине 1700 м (690 м над ур. моря). На данном участке изменение температуры соответствует адиабатическому градиенту воды (0,234 °С/100 м) (Людковский и др., 1981). В среднем, температурный градиент для пещеры Снежная составляет 0,5 °С/100 м, что соответствует адиабатическому градиенту влажного воздуха.

Для отметки 330 м над ур. моря интерполяция профиля температуры воды пещеры Снежная в целом (0,5 °С/100 м) даёт оценку 8,2 °С, что близко к значениям, полученным в эставелле Снежной (Гусев, Мазина, 2014), а интерполяция профиля температуры горизонтальной части системы (0,234 °С/100 м) даёт температуру 7,3 °С.

По-видимому, пещерная система Снежная – наиболее значительный, но не единственный источник питания эставеллы Снежной. Наряду с системой Каньон–Самохват должен существовать целый ряд пещер-поноров – источников питания эставеллы, находящихся на различных абсолютных высотах. Возможна и связь эставеллы Снежной с водами основной дрены Хипстинского массива. Это позволяет объяснить различие оценок температуры воды в эставелле, полученных разными авторами.

Наличие нескольких источников питания, находящихся на разных высотах и имеющих собственный гидрологический режим, приводит к тому, что в разные сезоны основной вклад в водоток эставеллы вносят различные источники питания. Большой вклад должны вносить паводковые воды, вызванные летними и осенними дождями и снеготаянием зимой и весной, с относительно более низкими температурами. В результате температура воды в эставелле Снежной может меняться от 1–2 °С (при снеготаянии на небольших высотах) до 12 °С – среднегодовой температуре воздуха на данной высоте (Элизбарашвили, 1978) и, по-видимому, соответствующей температуре воды основной хрены Хипстинского массива. В меженный период основной вклад в водоток Эставеллы должны вносить воды пещерной системы Снежная с температурой 7–8 °С.

Границы и площадь водосбора системы Снежная. Большинство пещер южной части Хипстинского массива, по-видимому, объединяются в единую гидрологическую систему с частичной разгрузкой в источнике – эставелле Снежной. Границы водосборной площади мы оценивали для гидросистемы в целом. Она включает в себя как собственно пещерную систему Снежная, так и пещеры, гидрологическая связь которых со Снежной доказана (система Каньон–Самохват), представляется очевидной (например, пещера Сувенир) или возможной (пещеры МиКо, Божко).

Исходя из результатов спелеологических исследований, данных географии и геологии массива, мы оценили минимальную (очевидную) и максимальную (возможную) область водосбора гидросистемы

Снежная (см. рис. 2). Минимальная водосборная площадь ограничена с запада обрывами к р. Хипста, с севера и востока – гребнем хребта Раздельного, с юга – безымянным временным притоком р. Хипста (балкой Снежной). Площадь водосбора системы в данных границах составляет 19,5 км^2. Отметим, что подземная гидросистема восточной части области водосбора (р. Снежной и её притоки), изучена достаточно хорошо спелеологическими методами: вход в пещеру Иллюзия, пройденные вверх по течению река и её притоки – ручьи Новый, Заячий, Струйка – расположены в плане вблизи северной и восточной границ водосборной области. Западная часть – гидросистема Новой (Татьяниной) реки, напротив, практически не изучена. Учитывая сравнимый расход двух основных рек пещерной системы, можно предположить и примерное равенство дренируемых ими площадей.

Возможно, область водосбора гидросистемы Снежной охватывает также платообразные участки северо-восточного склона хр. Раздельного вплоть до обрывов к р. Дзбажа (см. рис. 2). Именно здесь на поверхность выходят известняки валанжинского и готеривского ярусов, в которых заложена донная часть пещеры Снежная (см рис. 1). На этом участке известно несколько крупных пещер, включая пещеры Мико и Божко. Один из ходов пещеры Божко развивается в северо-западном направлении и заканчивается на расстоянии порядка 1 км в плане от ручьёв Заячий и Струйка – притоков подземной реки Снежной. В область водосбора Снежной также может входить полностью или частично участок юго-западного склона хр. Раздельного между пещерой Божко и основной дреной массива. Максимальная площадь водосбора гидросистемы Снежной составляет, по нашим оценкам, 31 км^2.

Границы и площадь водосбора пещеры Ленинградская. К северо-востоку от горы Хипста располагается платообразный участок массива, занимающий пространство между хребтом Раздельным на юге, массивом горы Акугра на севере, обрывами к верховьям горы Хипста на западе и верховьями р. Дзбажа на востоке (см. рис. 2). Здесь распространены нижнемеловые ($K_{1v\text{-}g}$) и верхнеюрские (J_{3tt}) горные породы (Мавлюдов, 2014) (см. рис. 1), причём их пласты располагаются практически горизонтально (Букия и др., 1971). По-видимому, это и определяет горизонтальный характер пещеры Ленинградская – единственной значительной горизонтальной полости Хипстинского массива.

Западная и восточная границы водосборной площади пещеры можно определить достаточно уверенно: обрывы к р. Хипста – на

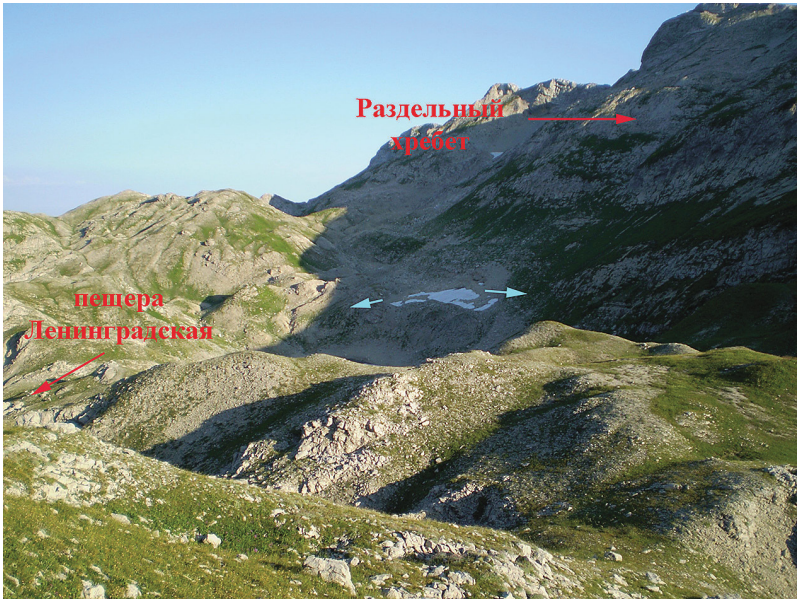


Рис. 3. Снежник с двумя точками разгрузки (голубые стрелки). Справа – северный обрывистый склон Раздельного хребта. Слева внизу – долина над пещерой Ленинградская. Фото автора; август 2012 г.

западе и источники на р. Дзбажа – на востоке (см. рис. 2). Южная граница площади водосбора граничит с северо-восточной границей водосборной площади Снежная, занимая долину к северу от гребня Раздельного хребта. В августе 2012 г. мы наблюдали этой долине крупный снежник (рис. 3), талые воды которого разгружались частично в понор под гребнем хр. Раздельного (на север), а частично – в южный понор (в направлении пещеры Ленинградская). Северную границу водосбора Ленинградской определить сложнее из-за отсутствия ярко выраженных элементов рельефа и уникальной для массива стратиграфии (горизонтального расположения пластов). Очевидно, водосборная площадь пещеры Ленинградская включает в себя всю долину выше и западнее истоков Дзбажи (см. рис. 2). Возможно, она также захватывает и соседний северный участок плато вплоть до южного гребня Акугры. Мы оцениваем минимальную площадь водосбора Ленинградской в 1,2 км^2, а максимально возможную – в 3 км^2.

Скорость водотока пещеры Ленинградская в несколько раз меньше скоростей, зафиксированных для вод системы Снежная. Очевид-

но, что подземный канал в северной части Хипстинского массива развит хуже, чем каналы на южном склоне хребта Раздельного. Это объясняется не только на порядок меньшей площадью водосбора, но и горизонтальным движением воды, обладающей меньшим запасом потенциальной энергии.

Прочие гидросистемы массива. Постоянные поверхностные водотоки развиты лишь в северо-восточной части Хипстинского массива. Верховья р. Аапста, её притоки Мцага и Дзбажа (последняя – в своём среднем течении), р. Решевая занимают область, сложенную некарстующимися юрскими породами (см. рис. 1). Развитие полостей карстового генезиса здесь невозможно.

На южной оконечности массива известно несколько небольших речек – притоков Аапсты, крупнейшими из которых являются Дохурта и Чбаарта (см. рис. 1, 2). В своей верхней части в меженный период поверхностный водоток Дохурты то появляется, то исчезает, образуя участки сухого русла. Лишь в 700–800 м к северу от границы массива водоток окончательно выходит на поверхность. Примерно на том же расстоянии от южной границы массива появляются постоянные водотоки и в других притоках Аапсты. Возможно, это связано с основной дреной Хипстинского массива, параллельной Калдахварскому сбросу.

Наибольший интерес представляет область питания крупного источника в верхнем течении р. Хипста, снабжающего водой село Дурипш. Связь данного источника с гидросистемой Снежной маловероятна: несмотря на то, что он и донная часть Снежной находятся в пределах одного и того же разлома, источник расположен лишь на 10–15 м ниже дна пещерной системы. Наиболее логичным выглядит предположение о том, что областью водосбора данного источника служит северо-западная часть Хипстинского массива. Этот участок представляет обрывистый западный и северо-западный склон Раздельного хребта. Севернее, в верховьях р. Хипста, он выполаживается. К северо-западу от горы Акугра расположено крупное карровое плато, которое также может входить в водосборную площадь источника. Отметим, что большинство левых притоков р. Хипста – это временные водотоки; в меженный период они представляют собой сухие русла. Северо-западный и западный участки массива сложены карстующимися породами и служат благоприятным местом для развития подземных гидросистем. Площадь водосбора источника может достигать 10–15 км^2, что сравнимо с площадью водосбора системы Снежная.

Основная дрена Хипстинского массива. Геологическое строение южной оконечности Хипстинского массива (Букия и др., 1971) указывает на то, что основная дрена массива, располагающаяся на стыке двух блоков с противоположным падением известняков (Вахрушев и др., 2001), проходит в 700–800 м севернее Калдахварского сброса. На поверхности она соответствует северной границе первой гряды холмов хребта Раздельного. Здесь же появляются и постоянные поверхностные водотоки Дохурты, Чбаарты и притоков между ними (см. рис. 2).

На западе основная дрена массива проходит через пещеру Мчишта, на востоке – пересекает Аапсту. По-видимому, участком этой дрены являются Восточный сифон Мчишты и сифонная часть пещеры Абщдза. Определить расположение дрены в междуречье Чбаарты и Аапсты сложнее: существуют разные мнения относительно геологического и тектонического строения данного участка (см. Гамкрелидзе, 1959; Когошвили, 1971; Дьяконов и др., 1972; Тектоническая…, 1974). Можно лишь высказать предположение, что она пересекает Аапсту ниже впадения притока – р. Шумная (она же – Дзбажа в верхнем течении).

Перспективы дальнейших исследований

Полученные в последние годы новые данные спелеологических исследований пещер массива и результаты индикаторных опытов, проведённых на Хипстинском массиве, позволяют уточнить задачи, стоящие перед исследователями подземной гидрологии массива. Для специалистов-спелеологов наиболее актуально следующее:

1) проникновение в основной водоток системы Снежная ниже современного дна пещеры. Это возможно как в результате обхода донного завала, так и путём прохождения новых нижних входов в систему. Наиболее перспективно соединение пещерной системы Каньон–Самохват с системой Снежная;

2) изучение гидросистемы Новой (Татьяниной) реки в Снежной. Перспективны как поиск новых пещер – возможных истоков реки в восточной части урочища Хипста, так и прохождение вверх по реке;

3) Поиск истоков подземной реки Снежной и ее основных притоков, уточнение границ водосборной площади системы. Наибольший интерес представляет перспектива соединения с системой Снежная пещер, расположенных в зоне возможного водосбора (пещеры Вулкан, МиКо, Земляного, Божко и др.).

4) дальнейшее исследование пещеры Ленинградская, полная топосъёмка которой до сих пор не опубликована.

Для уточнения направлений и скоростей движения пещерных вод индикаторными методами также есть важные задачи, предполагающие эксперименты и в паводковый, и в меженный период:

1) уточнение расположения главной дрены Хипстинского массива, для чего необходимы повторные опыты с установкой серии ловушек на всех реках и притоках между реками Бзыбь и Аапста;

2) подтверждение (или опровержение) гидродинамической связи между гидросистемой пещеры Снежная и реками Бзыбь и Аапста (включая приток последней – р. Шумная);

3) уточнение мест выхода красителя в пещере-источнике Мчишта. При проведении новых экспериментов нужно установить ловушки непосредственно в этой пещере (сифоны Восточный, Лимпопо, Петра Великого). Связь Восточного сифона пещеры с водами Снежной представляется очевидной, но до сих пор не доказана. Возможно, Восточный сифон Мчишты – не единственное место разгрузки вод Снежной;

4) поиск мест разгрузки водотоков пещер, расположенных в зоне возможного водосбора системы Снежная (в первую очередь, пещеры Божко);

5) уточнение северной и южной границ области водосбора пещеры Ленинградская.

Заключение

Хипстинский массив, обладающий развитой гидрогеологической сетью, – уникальный полигон для изучения гидрологии подземных вод в высокогорных карстовых районах. Он хорошо изучен спелеологическими методами: здесь расположена длиннейшая и одна из глубочайших пещер Кавказа – система Снежная, а результаты индикаторных опытов подтверждают сложный характер движения подземных вод в связи с крупным тектоническим нарушением на юге массива – Калдахварским сбросом.

Южная часть Хипстинского массива дренируется, в основном, пещерной системой Снежная и связанными с ней в общую гидрологическую систему пещерами южного склона хребта Раздельный. Северная часть массива частично дренируется пещерой Ленинградская. Возможной областью питания крупнейшего источника в верхнем те-

чении р. Хипста, снабжающего водой село Дурипш, служит западная и северо-западная части Хипстинского массива.

Общая площадь Хипстинского массива в принятых границах составляет 156 км^2. Площадь водосбора системы Снежная занимает значительную долю поверхности массива и составляет 19,5–31 км^2. Площадь водосбора пещеры Ленинградская равна 1,2–3 км^2, а водосбора источника на р. Хипста, питающего село Дурипш, может достигать 10–15 км^2.

Основной, наиболее вероятный путь движения карстовых вод системы Снежная – «дно Снежной → источники на р. Хипста (район эставеллы Снежной) → Калдахварский сброс»; по сбросу основной поток воды идёт на запад в направлении Мчишты, а в паводок – также и в противоположном восточном направлении к рекам Дохурта и, возможно, Аапста. Зафиксированные скорости водотока в системе Снежная (от 1,3 км/сут в глубокую межень до 11 км/сут в паводок) в несколько раз превышают скорости, измеренные для вод пещеры Ленинградская (0,5 км/сут).

В междуречье Хипсты и Чбаарты основная дрена Хипстинского массива проходит в 700–800 м севернее Калдахварского сброса и соответствует на поверхности северной границе первой гряды холмов хребта Раздельного. На западе основная дрена массива проходит через пещеру Мчишта, на востоке пересекает Аапсту. Определение её точного положения к западу от р. Хипста и к востоку от р. Чбаарта требует дополнительных исследований.

Пещерная система Снежная – наиболее значительный, но не единственный источник питания эставеллы Снежной и, возможно, источников, расположенных рядом с ней. По-видимому, существует ряд пещер-поноров, находящихся на разных абсолютных высотах и питающих источники в районе эставеллы.

Литература

Атлас пещер России / Ред. А.Л. Шелепин, А.С. Гусев и др.). М.: Русское геогр. об-во, 2018. 600 с.

Букия С.Г., Колосовская О.В., Абамелик Е.М., Цагарели А.Л., Твалчрелидзе Г.А. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Абхазской АССР. М.: Недра, 1971. 338 с.

Вахрушев Б.А., Дублянский В.Н., Амеличев Г.Н. Карст Бзыбского хребта. Западный Кавказ. М., Российский ун-т дружбы народов, 2001. 165 с.

Галактионов В.В., Глебов В.Ю., Захаров А.Л., Зверев М.М., Зинюков П.И., Мавлюдов Б.Р., Хабаровская М.В. Самая глубокая пещера Советского Союза // Землеведение. 1974. Т. 10 (50). С. 51–55.

Гамкрелидзе П.Д. Некоторые особенности расположения тектонических зон складчатой системы южного склона Большого Кавказа // Тр. геол. ин-та АН Груз. ССР. Тбилиси, 1959. С. 391–396.

Гвоздецкий Н.А. Карст. М.: Географгиз, 1954. 351 с.

Гигенейшвили Н.М., Табидзе Д.Д. О подземных водосборах Бзыбского карстового массива // Сообщения АН Груз. ССР. 1970. Т. 60. № 1. С. 570–579.

Гигинейшвили Г.Н. Карстовые воды Большого Кавказа и основные проблемы гидрогеологии карста. Тбилиси: Мецниереба, 1979. 222 с.

Гуджабидзе Г.Е. Геологическая карта Грузии. М-б 1:500 000. Тбилиси: АО Картография, 2004.

Гусев А.С., Мазина С.Е. Движение карстовых вод системы Снежная (Западный Кавказ): результаты индикаторного опыта 2010 года // Спелеология и спелестология: развитие и взаимодействие наук. Сб. материалов Междунар. науч.-практич. конф. Набережные Челны: Набережночелнинский педагогич. ун-т, 2010. С. 121–124.

Гусев А.С., Мазина С.Е. Результаты индикаторных опытов и движение карстовых вод в южной части Хипстинского массива (Западный Кавказ) // Комплексное использование и охрана подземных пространств. Междунар. науч.-практич. конф., посвящ. 100-летнему юбилею научной и туристско-экскурсионной деятельности в Кунгурской Ледяной пещере и 100-летию со дня рождения В.С. Лукина. Пермь: Геологич. ин-т Уральского отделения РАН, 2014. С. 99–107.

Дублянский В.Н., Кикнадзе Т.З. Гидрогеология карста альпийской складчатой области юга СССР. М.: Наука, 1984. 125 с.

Дублянский В.Н., Кикнадзе Т.З., Коломиец А.Л. Вертикальная поясность конденсации в трещинно-карстовых коллекторах Западной Грузии // Сообщ. АН Груз. ССР. 1983. Т. 110. № 2. С. 333–336.

Дьяконов А.И., Цагарели А.Л., Маловицкий Я.П. Тектоническая карта западной части Кавказа и прилегающей акватории Черного моря (объяснительная записка). М.: ВИМС, 1972. 115 с.

Зверев М.М, Кудрявцев Е.А., Мавлюдов Б.Р., Ноздрачев М.Н., Чеботарев Н.Г. Исследование карстовых полостей хребта Раздельный и шахты Снежной // Состояние и задачи карстово-спелеологических исследований. М., 1975. С. 94–96.

Кикнадзе Т.З. Геология, гидрогеология и активность известнякового карста. Тбилиси: Мецниереба, 1979. 230 с.

Кикнадзе Т.З. Геотектоническое районирование карста Грузии // Пещеры Грузии. № 9. Тбилиси, 1981. С. 67–85.

Киселев В.Э., Комаров В.А. Пещера Хабю (Абхазия) // Пещеры. Пермь. 2004. Вып. 29–30. С. 63–74.

Климчук А.Б., Самохин Г.В., Касьян Ю.М. Глубочайшая пещера Мира на массиве Арабика (Западный Кавказ) и ее гидрогеологическое и палеогеографическое значение // Спелеология и карстология. № 1. Симферополь, 2008. С. 100–104.

Когошвили Л.В. Схематическая карта молодой тектоники Грузинской ССР. М.: Недра, 1971.

Комплексные карстолого-спелеологические исследования и охрана геологической среды Западного Кавказа / Под ред. В.Н. Дублянского, В.И. Клименко, Б.А. Вахрушева, В.Д. Резвана. Сочи, 1987. 124 с.

Коротаев М.Ю., Косоруков Ю.С., Крот А.Н. Исследование пропасти Меженного // Состояние, задачи, методы изучения глубинного карста. М.: Недра, 1982. С. 183–184.

Кочетков Н.И. К проблеме геоструктурного районирования карста Западного Кавказа // Геоморфология. 1989. № 3. С. 71–75.

Крупные карстовые полости СССР. III. Спелеологические провинции Боьшого и Малого Кавказа / Под ред. В.Н. Дублянского и др. Деп. В ВИНИТИ. № 1112-В-87. Киев, 1987. 257 с.

Липченко С.Ю., Цой О.Б., Шелепин А.Л. Трассирование подземного водотока Загеданской пещерной системы // Пещеры. Вып. 29–30. Пермь, 2004. С. 53–59.

Людковский Г.В., Мавлюдов Б.Р., Морозов А.И., Немченко Т.А., Усиков Д.А. Об исследовании Снежной – глубочайшей карстовой пещеры СССР // ДАН. 1981. Т. 259. № 2. С. 437–442.

Мавлюдов Б.Р. Снегонакопление на южном склоне Бзыбского хребта и роль карстового рельефа в его перераспределении // Материалы гляциол. исследований. 1996. Вып. 80. С. 146–150.

Мавлюдов Б.Р. О геологии пещерной системы Снежная–Меженного–Иллюзия (Западный Кавказ) // Комплексное использование и охрана подземных пространств. Междунар. науч.-практич. конф., посвящ. 100-летнему юбилею научной и туристско-экскурсионной деятельности в Кунгурской Ледяной пещере и 100-летию со дня рождения В.С. Лукина. Пермь: Геологич. ин-т Уральского отделения РАН, 2014. С. 30–39.

Мавлюдов Б.Р., Морозов А.И. Пропасть Снежная // Пещеры. Вып. 19. Пермь, 1984. С. 15–25.

Тектоническая карта Кавказа. М-б 1:1 000 000 / Под ред. П.Д. Гамкрелидзе. М.: Междунар. тектонич. комитет, 1974.

Тинтилозов З.К. Карстовые пещеры Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 275 с.

Тинтилозов З.К., Резван В.Д., Дублянский В.Н., Климчук А.Б. Спелеологические и гидрологические особенности Бзыбского массива // Сообщ. АН Груз. ССР. 1987. Т. 127. № 3. С. 569–572.

Шелепин А.Л. История исследования пещеры Снежная // Пещеры: охрана, история исследований, культура, туризм, современное состояние и перспективы научных исследований в пещерах на территории бывшего СССР. Красноярск, 2009. С. 268–274.

Элизбарашвили Э.Ш. Вертикальная зональность климатов Закавказья // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1978. № 4. С. 97–104.

Gusev A.S., Lipchenko S.Yu., Tsoy O.B., Shelepin A.L. Investigation of Zagedanskaya in the honor of A.V. Alexeev cave system (North Caucasus) // Proc. of the 14th Intern. Congress of Speleology. V. 2. Athens: HSS, 2005. P. 630–635.

Mavlyudov B.R. The Snezhnaya–Mezhennogo–Illyuziya cave system in the western Caucasus // Boletín Geológico y Minero. 2016. V. 127. № 1. P. 219–235.

Nemchenko T.A. Snezhnaya – History and Exploration // National Speleological Society News. 1993. V. 51. № 10. P. 268–278.

УДК: 550.42; 550.46; 551.44

Геохимический состав природных вод карстовых систем Западного Кавказа

© 2018 г. Т.М. Кудерина[1], Б.Р. Мавлюдов[1], Е.А. Грабенко[2], Р.С. Дбар[3]

[1]Институт географии РАН, Москва;
[2]Кавказский государственный природный биосферный заповедник;
[3]Институт экологии АНА, Сухум, Республика Абхазия
tmkud@yandex.ru

Natural water geochemistry of Western Caucasus limestone karst systems

T.M. Kuderina[1], B.R. Mavlyudov[1], E.A. Grabenko[2], R.S. Dbar[3]

[1]Institute of Geography, RAS, Moscow;
[2]Caucasus state natural biosphere reserve;
[3]Institute of ecology ASA, Sukhum, Republic of Abkhaziya
tmkud@yandex.ru

Karst massifs of the Western Caucasus form unique landscape-geochemical systems. The most dynamic components of these geochemical landscapes is natural water represented by surface water, groundwater and precipitation. The data obtained during the period of field works 2017-2018 characterize the current geochemical conditions of the water components of karst landscapes. In general, the water of karst massifs have alkaline reaction and increased mineralization in comparison with surface water. The temperature regime of surface water has annual variability, and cave water is characterized by stable geochemical parameters. The chemical composition of natural water is actively influenced by the host carbonate rocks, deep water and precipitation.

Key words: ***cave systems, geochemistry of landscapes, hydrochemistry, karst, natural water, Western Caucasus.***

Карстовые массивы Западного Кавказа формируют уникальные ландшафтно-геохимические системы, природные воды которых представлены поверхностными и подземными источниками и атмосферными осадками. Приводятся результаты экспедиционных работ 2017–2018 гг., характеризующих современное геохимическое состояние водной составляющей карстовых ландшафтов. В целом воды карстовых массивов имеют щелочную реакцию среды и повышенную минерализацию по сравнению с поверхностными водами. Температура поверхностных вод изменяется на протяжении года, а для пещерных вод характерны стабильные показатели. На химический состав природных вод активно влияют вмещающие карбонатные породы, глубинные воды и атмосферные осадки.

Ключевые слова: ***геохимия ландшафтов, гидрохимия природных вод, Западный Кавказ, карст, пещерные системы.***

Введение

Пещерные системы Крымско-Кавказской карстовой страны образуют уникальный карстовый район большого масштаба. На Западном Кавказе в известняковых массивах Адыгеи, Большого Сочи, Абхазии и Западной Грузии находятся самые большие и глубокие карстовые пещеры – Воронцовская пещерная система (длина 8000 м), Снежная (глубина 1760 м, длина более 32 км), Новоафонская пещера (длина 3285 м), Абрскила (длина 2500 м), пещера Веревкина – самая глубокая в мире на середину 2018 г. (глубина 2212 м, длина 13,5 км), Крубера-Воронья (глубина 2199 м, длина более 16 км), Сарма (глубина 1830 м, длина более 15 км), Ткибула-Дзеврула (длина 1800 м, глубина 280 м), Келасурская (длина 1380 м, глубина 100 м), Большая Ахунская (длина 1200 м), Большая Азишская пещера (длина 1280 м) и многие другие. Географическое положение, геологическое строение и климатические условия определяют ландшафтно-геохимические особенности пещерных систем Западно-Кавказской карстовой области. Карстовые полости в карбонатных породах, слагающих передовые хребты, образуются при взаимодействии трещиноватых карбонатных пород с разломными водами и обильными атмосферными осадками, насыщенными углекислотой. Пещерные геохимические системы Западного Кавказа состоят из основного каркаса карстового массива, сложенного известняками юрского и мелового возраста с незначительным участием кварцитов, гипсов, доломитов и других пород (Тинтилозов, 1975; Гвоздецкий, 1977; Гигенейшвили, 1979). Геолого-геоморфологические исследования и определение минералогического состава горных пород и пещерных отложений (Мавлюдов и др., 2017) в зоне развития меловых известняков показало, что известняки разрушаются под воздействием инфильтрационных и конденсационных вод в породах кремниевых конкреций, которые содержат некоторое количество гипса. Вода – это основной динамический компонент таких пещерных геохимических систем. Она представлена атмосферными осадками, поверхностными водами рек и озёр, а также подземными водами самих пещер. Последние формируются из глубинных разломных и проникающих поверхностных вод, которые попадают во внутрипещерный круговорот и образуют конденсационные воды, небольшие водоёмы (гуры, озёра) и пещерные водотоки. Выходы пещерных вод на дневную поверхность маркируются источниками и воклюзами.

Гидрогеохимическая составляющая карстовых систем достаточно сложно устроена. Атмосферные осадки стекают по поверхности кри-

сталлических пород в реки и озёра, а также проникают по трещинам в карстовые массивы и дренируют их. Реки, в свою очередь, нередко уходят под карстовый чехол и вновь появляются на поверхности ниже по течению. Подземные воды состоят из разломных глубинных, гигроскопических, плёночных, капиллярных, гравитационных и проникающих грунтовых вод, а также атмосферных осадков; они поступают в ландшафты через источники и воклюзы, формируют иногда на поверхности реки и озёра.

Для диагностики современных изменений природной среды с возрастающим антропогенным давлением на ландшафты необходимо определить геохимические особенности природных вод карстовых систем Западного Кавказа. Полевые работы проводились на южном и северном склонах Западного Кавказа. Объектами исследования служили доступные компоненты ландшафтно-геохимических систем среднегорий и низкогорий прибрежной зоны Чёрного моря (рис. 1).

Методика

Ландшафтно-геохимические исследования позволяют выявить процессы взаимодействия гидрогеохимических компонентов при функционировании карстовых образований на основе анализа атмосферных осадков, окрестных поверхностных вод и подземных разломных и пещерных вод. Основные изучаемые водные компоненты геохимических карстовых систем – атмосферные осадки, реки, озёра, воды источников и воклюзов, подземные воды пещер. Пробы воды мы отбирали в стерильные пробирки на поверхности и в пещерах, а в трудно доступных местах – с помощью беспилотных летательных аппаратов (рис. 2).

Аналитические исследования проводились в Институте географии РАН и в лаборатории отдела минералогии, изотопной геохимии и геоэкологии ЦНИГРИ. Они включали измерение pH (Hanna Instruments pHep 2), минерализации (Hanna Instruments Dist WP 2 и Hanna-HI 98129), элементного состава (ICP MS на приборе ELAN–6100).

Результаты и обсуждение

Геохимическое опробование проводилось на Западном Кавказе в следующих карстовых водоносных системах (рис. 3): Большая Азишская пещера (общая длина 1280 м), пещера Абрскил (село Отап) длиной 2500 м,

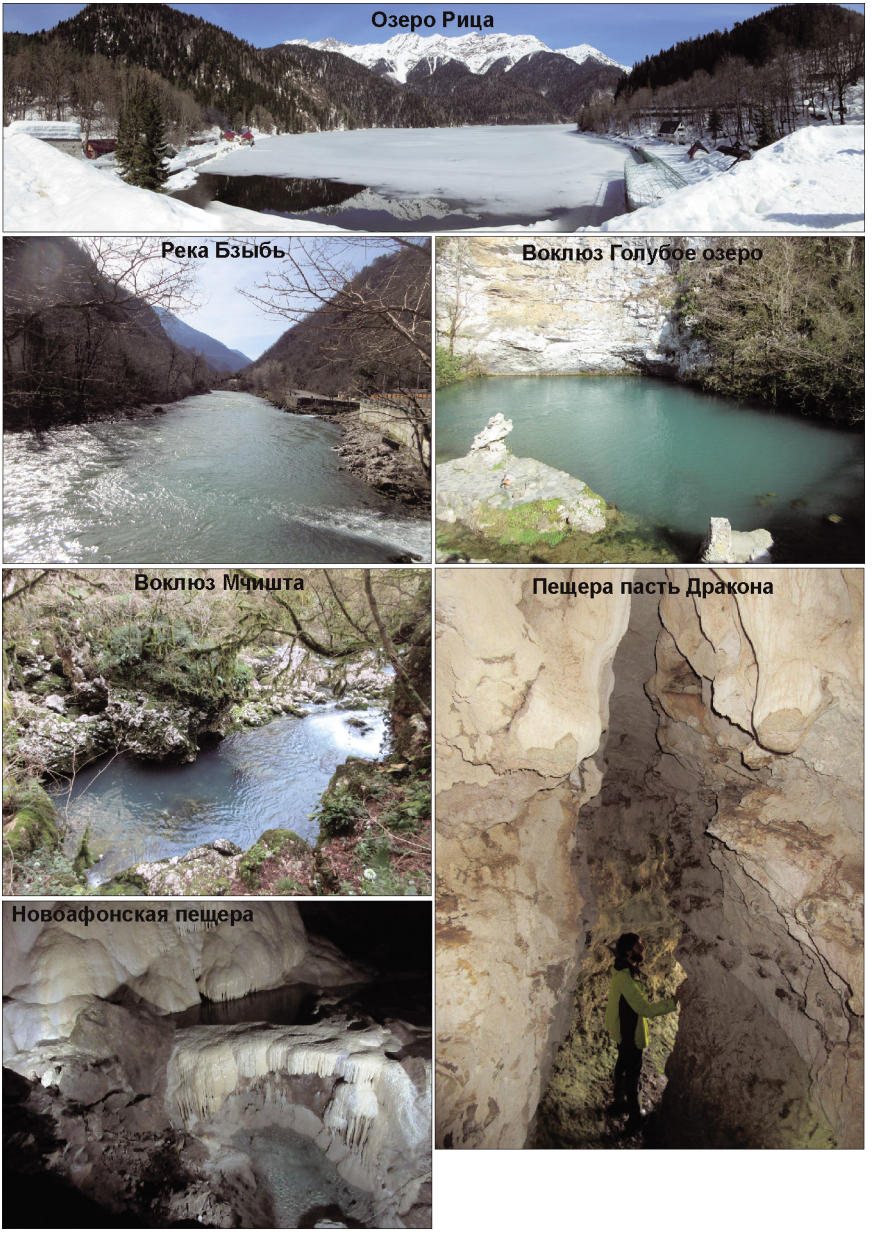


Рис. 1. Ключевые карстовые системы Западного Кавказа: 1) озеро Рица, 2) река Бзыбь, 3) воклюз Голубое озеро; 4) воклюз Мчиш или Мчишта, 5) пещера Пасть дракона или Пасть тигра, 6) Новоафонская пещера. Фото Т.М. Кудериной

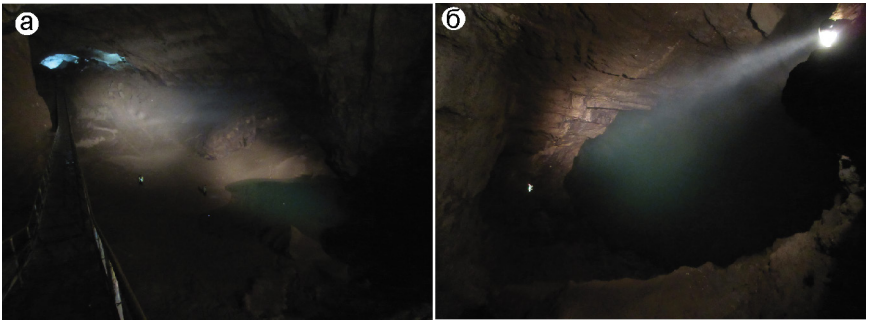


Рис. 2. Отбор проб воды в трудно доступных местах с помощью беспилотных летательных аппаратов. Фото Т.М. Кудериной.
а – временное озеро в зале Махаджиров, б – Голубое озеро

Новоафонская пещерная система (длина 3285 м, глубина 183 м), пещера Пасть дракона, воклюз Голубого озера, крупнейший карстовый источник р. Мчишта (Черная), выходящий из трещин известняковой скалы барремского яруса близ с. Отхара, реки Бзыбь, Аапста, Маниаквара и Псырцха.

Результаты измерений pH, минерализации и температуры воды в пещерных системах Западного Кавказа, а также окружающих поверхностных и подземных источников представлены в табл. 1. В целом пещерные воды и воды воклюзов относятся к слабощелочным. Уровень воды в озёрах и реках пещер зависит от количества выпадающих осадков. Пещерные воды на северном макросклоне Западного Кавказа более минерализованы, чем на южном макросклоне. Возможно, последние разбавляются за счёт большего количества поступающих метеорных вод.

Поверхностные воды имеют более щелочную реакцию среды, однако менее минерализованы из-за поступления атмосферных осадков. Температура воды в пещерах стабильная, температура поверхностных вод испытывает сезонные колебания.

Для сравнения всех компонентов геохимических систем карстовых массивов южной части Западного Кавказа использованы коэффициенты концентрации, которые рассчитываются по формуле К = 1/2, где 1 – содержание элемента в пробе, 2 – средняя концентрация элемента в речных водах Абхазии (по нашим многолетним данным). Значимые показатели содержания элементов глобального и регионального значения представлены в табл. 2.

Анализ полученных результатов показывают повышенные концентрации элементов в пещерных водах, особенно в пещерах прибрежной

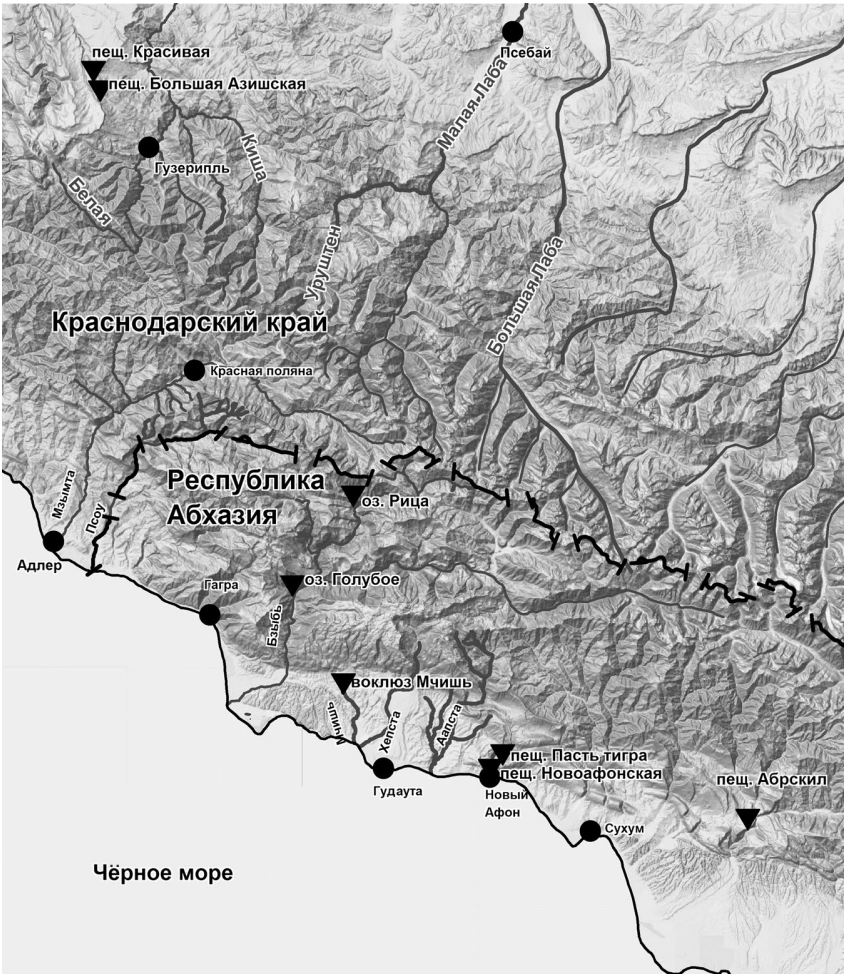


Рис. 3. Район Западного Кавказа и объекты исследований

зоны Чёрного моря (Новоафонская пещера). Воды воклюзов, из которых берут начало некоторые реки низкогорий, также имеют повышенное содержание литогенных элементов. Это свидетельствует о генетической связи пещерных и подземных вод, которые формируются при дренировании карстовых массивов метеорными и глубинными водами.

В ультрапресных водах горных озёр с преимущественным атмосферным питанием содержания химических элементов невелико. Речные воды также относятся к классу пресных вод, но в их форми-

Таблица 1. Показатели pH, минерализация и температура воды в компонентах карстовых систем Западного Кавказа

Место	pH	Минерализация, мг/л	Температура воды, °C
Пещерные воды			
Азишская пещера, река	7,7	170	Не опр.
Новоафонская пещера, озёра	7,5–7,9	94–270	12,2
Новоафонская пещера, капель	7,8–8,2	117–210	12,8–15,5
Новоафонская пещера, натёчные воды	7,7–8	149–280	13,0–14
Пещера Абрскил, капель	7,6	150	Не опр.
Пещера Абрскил, натёчные воды	7,6	200	Не опр.
Пещера Абрскил, река	7,5	100	Не опр.
Пещера Пасть Дракона, натёчные воды	8,3	160	6,1–7,8
Подземные воды			
Исток р. Псырцха	7,8–8,1	130–239	11–13
Исток р. Мчишта	7,6–8,2	120–126	10,1–11,3
Голубое озеро	8,1	150	9,1
Озёрные воды			
оз. Рица	8,1	40	4,9
Речные воды			
р. Маниаквара	8,5	200	11,5
р. Аапста	7,9	150	25,4
р. Юпшара	8,2–8,3	90–130	8,5–8,7
р. Гега	8,28	100	7,5
р. Бзыбь	8,21	130	9,4
Атмосферные осадки			
Абхазия, Новый Афон	5,8–8,7	5–6,5	7,8–22

ровании участвуют подземные источники, как, например, в воклюзе Голубого озера, питающем р. Бзыбь.

Расчёт кларков концентрации в пещерных и поверхностных водах выявил химические элементы с высокой интенсивностью накопления (табл. 3). Максимальные концентрации углерода в водах связаны с интенсивным промывным режимом почв и карбонатных пород Абхазии. Обогащение вод легкорастворимым органическим веществом происходит особенно заметно в период мощных осадков, которые наблюдались во время экспедиций. Высокие концентрации брома и йода, возможно, образуются также под влиянием черноморских вод. К элементам слабого накопления относятся химические элементы, ха-

Таблица 2. Коэффициенты концентрации элементов в компонентах геохимических систем южной части Западного Кавказа

Место отбора	Al	Sn	Tl	Bi	Zr	Hf	Hg	Ta	Y	La	Th
Пещерные воды											
Новоафонская пещера	6	3	3	2	2	2	2	1	3	5	2
пещера Пасть Дракона	0	3	1	2	1	0	2	1	0	1	0
Подземные воды											
р. Псырцха	2	0	1	1	1	2	1	1	2	0	2
р. Мчишта исток	6	4	1	1	2	4	1	2	2	2	1
Голубое озеро	1	2	3	5	1	4	1	1	1	1	0
Озера											
озеро Рица	0	2	0	1	1	2	0	1	1	1	0
Реки											
р. Маниаквара	0	0	0	1	1	0	1	2	1	1	1
р. Аапста	2	1	1	1	0	2	2	1	1	1	0
р. Бзыбь	1	1	1	1	2	0	1	1	1	2	2

Таблица 3. Интенсивность накопления химических элементов в пещерных и поверхностных водах (Абхазия)

Место отбора проб	Интенсивность накопления, n			
	слабая n < 10	средняя 10–50	Высокая 50–100	очень высокая n > 100
Новоафонская пещера	Ca, Se, W	Br, I		C
Пещера Абрскил	Ca, W, Hg, Se	Br, I		C
р. Мчишта, исток	Mg,Ca,Se	I	Br	C
Атмосферные осадки	Se	Br, I, C		

рактеризующие вмещающие породы. Антропогенное влияние было отмечено только в залах пещер с интенсивной рекреационной нагрузкой.

Заключение

Химический состав вод изучаемых карстовых полостей рассматривается в геохимической системе: атмосферные осадки – реки – озёра – подземные воды – пещерные воды. В настоящее время при изменении режима пещерного климата и обводнённости полостей происходит интенсивное выветривание горных пород внутри пещерных комплексов.

Анализ гидрохимических параметров показывает, что воды карстовых массивов Западного Кавказа относятся к пресным гидрокар-

бонатно-кальциевым. Источником питания верхних пещер служат атмосферные осадки, фильтрационные и конденсационные воды; нижние пещеры питаются атмосферными осадками и подземными разломными морскими водами. В целом воды карстовых массивов имеют щелочную реакцию среды и повышенную минерализацию по сравнению с поверхностными водами.

Среди элементов глобального значения выделяются минеральный углерод и кальций, находящиеся в неразрывной генетической связи атмосферного CO_2 с карбонатными породами. Источником питания в верхних частях пещер (первое звено) служат атмосферные осадки, поступающие в полости через поноры. Карстовые водоносные системы формируют бóльшую часть подземных вод во втором (среднем) звене (в пещерах-коллекторах) и в нижнем звене карстовых областей, в области разгрузки (пещеры-источники).

Уникальные геохимические ландшафты Крымско-Кавказской карстовой страны формируют региональную гидрологическую структуру. В условиях антропогенной нагрузки геохимические ландшафты очень уязвимы и требуют постоянного экологического мониторинга для уменьшения отрицательных последствий при их использовании.

Благодарности. Исследования проводились при поддержке проекта РФФИ 17-55-40003.

Литература

Гвоздецкий Н.А. Проблемы изучения карста и практика. М.: Мысль, 1977. 392 с.

Гигинейшвили Г.Н. Карстовые воды Большого Кавказа и основные проблемы гидрологии карста. Тбилиси: Мецниереба, 1979. 224 с.

Мавлюдов Б.Р., Кадебская О.И., Базарова Е.П., Кудерина Т.М., Экба Я.А. Отложения Новоафонской пещеры // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы X Всеросс. Совещ. по изучению четвертичного периода, 25–29 сентября 2017 г. М.: ГЕОС, 2017. С. 241–242.

Тинтилозов З.К. Ново-Афонская пещера. Тбилиси: Сабчота Сакартвело, 1975. 40 с.

УДК 551.444:504.43

Оценка уязвимости карстовых подземных вод к загрязнению на примере массива Ай-Петри, Горный Крым

© 2018 г. С.В. Токарев

Крымский федеральный университет имени В.И. Вернадского, Симферополь
tokcrimea@list.ru

The assessment of karst groundwater vulnerability to contamination on the example of Ay-Petri massif, Mountainous Crimea

S.V. Tokarev

V.I. Vernadsky Crimean Federal University, Simferopol
tokcrimea@list.ru

The paper is devoted to a problem of assessment of groundwater vulnerability to contamination in the Mountainous Crimea karst region. The results of such assessment in international practice serve as a base for developing of effective schemes of karst water resources use and protection. The general methodology of groundwater vulnerability assessment, in condition of karst development as well, has been elucidated in the paper. On its base the regional method of karst groundwater vulnerability assessment for conditions of the Mountainous Crimea has been developed in way of adaptation and modification of existing European methods (method COP and Slovenian approach). The results of its approbation on example of Ay-Petri massif are given in the paper. The assessment of groundwater resource vulnerability was performed on the whole area of the massif. The assessment of groundwater source vulnerability was carried out on example of Khasta-Bash spring. The practical difficulties of karst water vulnerability assessment in Mountainous Crimea, as a necessity of the results verification for instance, have been defined.

Keywords: ***groundwater vulnerability, karst water, massif Ay-Petri, Mountainous Crimea, vulnerability assessment and mapping, water resources protection.***

Работа посвящена проблеме оценки уязвимости подземных вод к загрязнению в карстовой области Горного Крыма. Результаты подобной оценки в международной практике используются в качестве основы для разработки эффективных схем по использованию и охране ресурсов карстовых вод. В работе освещена общая методология оценки уязвимости подземных вод, в том числе в условиях развития карста. На её основе, путём адаптации и модификации существующих европейских методик (метод «COP» и Словенский подход), для условий Горного Крыма была разработана региональная методика оценки уязвимости карстовых подземных вод. В работе приводятся результаты её апробации на примере массива Ай-Петри. Оценкой уязвимости ресурса подземных вод был охвачен весь массив, более подробная оценка была выполнена на примере источника Хаста-Баш. Обозначены практические трудности оценки уязвимости карстовых вод в Горном Крыму.

Ключевые слова: ***Горный Крым, карстовые воды, массив Ай-Петри, охрана водных ресурсов, оценка и картирование уязвимости, уязвимость подземных вод.***

Введение

Системы каналов в закарстованных породах служат вместилищем и проводниками подземных вод особого типа – карстового. Карстовые водоносные горизонты, как правило, отличаются высоким обилием воды, а содержащиеся в них во́ды – высоким естественным качеством, что обусловило их широкое использование в питьевом водоснабжении. По известным оценкам, от ресурсов карстовых подземных вод в значительной мере или полностью зависит около четверти населения мира (Ford, Williams, 2007). В ряде стран (Австрия, Словения, Хорватия, Бельгия, Словакия, Франция, Италия) и некоторых крупных регионах (юго-западный Китай, штаты Техас и Флорида в США) доля карстовых вод в общем питьевом водопотреблении составляет 25–50% и более (COST…, 1995).

К подобным регионам можно отнести и Крымский полуостров, где с карстовыми коллекторами связана преобладающая часть формирующихся здесь естественным образом водных ресурсов. По оценкам И.Г. Глухова и Н.И. Дрозда, карстовое питание рек Главной гряды Крымских гор составляет более 50% от их общего стока (Ведь, 2007). Крупнейшие крымские реки (Чёрная, Бельбек, Салгир, Биюк-Карасу, Кача, Альма) формируются преимущественно из вод карстовых источников (Карасу-Баши, Скельского, Аянского, Пании, Краснопещерного и др.). На использовании их вод основывается водоснабжение крупнейших населённых пунктов в предгорной и южнобережной частях полуострова: Симферополя, Севастополя, Ялты, Белогорска, Алушты, Алупки, Бахчисарая. В Равнинном Крыму наибольшее значение имеют подземные воды в трещиноватых и закарстованных известняках палеогенового и неогенового возраста, которые, по большей части, также относятся к карстовому типу.

Серьёзное ограничение использования вод карстовых коллекторов заключается в их высокой, по сравнению с подземными водами других типов, чувствительностью к источникам загрязнений (химических и микробных), находящимся в области их питания. Поддержание высокого естественного качества карстовых вод требует использования особых научно-методических подходов, основанных на глубоком знании специфики гидрогеология карста и местных природных и антропогенных условий. В качестве общепризнанного среди гидрогеологов подхода к обоснованию зонирования и режима охраны ресурсов подземных вод представляется оценка их уязвимости (защищённости) к загрязнению.

Оценка уязвимости подземных вод как подход к их охране

Концепция уязвимости подземных вод к загрязнению основывается на том предположении, что физическая среда обеспечивает некоторую природную защищённость подземных вод от антропогенных воздействий, в частности от химических и биологических загрязнений, поступающих в подземную среду. Понятие «уязвимость подземных вод к загрязнению» было введено французским гидрогеологом Ж. Марга (Margat, 1968) и в дальнейшем получила широкое развитие в международной практике. В отечественной гидрогеологии чаще употребляется альтернативное понятие «защищённость подземных вод», предложенное Н.В. Роговской (Роговская, 1976). В этом не усматривается никакого противоречия, поскольку понятия «уязвимость» и «защищённость», хоть и являются обратными по значению, но тождественны по объёму и содержанию.

Оценка уязвимости подземных вод заключается в разделении исследуемой территории (области питания водоносного горизонта) на зоны, характеризующиеся различными геолого-гидрогеологическими и ландшафтно-геохимическими условиями (факторами уязвимости), определяющими различную степень уязвимости подземных вод к загрязнениям. Результат такой оценки заключается в построении карты уязвимости подземных вод.

Как отмечает И.С. Зекцер (2001), оценка уязвимости подземных вод служит, по существу, гидрогеологическим обоснованием мер по их защите в различных природных и антропогенных условиях. Определяющий показатель для принятия охранных мер – время достижения внедрённым в данной точке области питания загрязнителем водозабора подземных вод (каптажа источника, скважины или колодца). Поэтому оценка уязвимости в случае потенциального загрязнения должна стремиться ответить на четыре основных вопроса (Brouyère, 2004):

- в каких источниках и водозаборах проявится загрязнитель (зависит от границ областей питания);
- каково время достижения загрязнителем водозабора;
- какова будет максимальная концентрация загрязнителя и когда она произойдёт;
- как скоро концентрация загрязнителя снизится до фонового значения.

Существенный вклад в развитие методологии оценки уязвимости подземных вод сделали члены Международной гидрогеологической ассоциации Я. Врба и А. Запорожец (Vrba, Zaporozec, 1994). Они подчерки-

вают, что уязвимость подземных вод – это относительное, безразмерное свойство, которое невозможно измерить. Поэтому обычно результаты оценки уязвимости подземных вод носят качественный характер. Названные авторы предложили выделить не зависящую от источника загрязнения собственную уязвимость как внутреннее свойство системы подземных вод, в отличие от специфической уязвимости к тому или иному загрязнителю. Методы оценки уязвимости подземных вод они разделили на универсальные (используемые для любых природных условий) и местные (применимые для природных обстановок отдельных регионов).

К настоящему времени разработана масса разнообразных подходов и методик оценки уязвимости подземных вод, которые отличаются по набору учитываемых факторов, по цели и масштабу оценки. Методы оценки уязвимости подземных вод разделяются на следующие группы (Шестопалов и др., 2007):

- методы гидрогеологического районирования, они основаны на районировании исследуемой территории по гидрогеологическим условиям;
- индексно-рейтинговые методы, они основаны на простых алгоритмах суммирования факторных показателей защитной способности геологической среды и гидрогеологических условий территории;
- параметрические методы, они производят оценку уязвимости подземных вод на основе характерных физико-химических параметров, прежде всего определяют время достижения подземных вод фронтом загрязнения, фактор задержки, суммарное фильтрационное сопротивление покровных отложений;
- методы математического моделирования, они опираются на математическое описание физических процессов, определяющих потенциальный перенос загрязнителей от их источников в подземные воды.

Оценка уязвимости подземных вод в условиях карста: общая методология

Особенности гидрогеологии карста освещены в многочисленных трудах, среди которых выделим работы В.Н. Дублянского и Т.З. Кикнадзе (1984), Д. Форда и П. Уильямса (Ford, Williams, 2007), А.Б. Климчука (2008). В них отмечается, что закарстованные породы отличаются крайне высокой неоднородностью и анизотропией ёмкостных и фильтрационных свойств, в сравнении с другими водовмещающими средами (трещиноватыми, пористыми). Эта особенность закарстованных сред

обусловливается наличием нескольких (двух или трёх) уровней пустотности и проницаемости: каналовой, трещинной и поровой. В закарстованных породах подавляющая доля (более 90%) подземного стока проводится каналовыми системами, при том что в суммарном объёме пустот породы они занимают сравнительно небольшую долю (менее 10%). Это, в частности, обусловливает высокие скорости движения карстовых подземных вод, концентрацию стока, узкую локализацию питания и разгрузки в виде «очагов», низкую способность к самоочищению от загрязнителей. Поэтому априори карстовые воды в целом отличаются высокой уязвимостью к загрязнениям в сравнении с трещинными и поровыми водами. В то же время для карстовых водоносных горизонтов характерен режим нестационарной фильтрации вследствие сложного гидродинамического взаимодействия вод каналовой и порово-трещинной сред. Таким образом, при гидрогеологических исследованиях карстовых водоносных горизонтов неприменимо допущение об их условной сплошности, широко используемое в традиционной гидрогеологии.

В последние десятилетия международное научное сообщество осознало необходимость применения для оценки уязвимости подземных вод карстового типа специальных подходов, вызванных обозначенными выше их гидрогеологическими особенностями. Этой проблеме были посвящены две программы Европейской Комиссии: COST Action 65 (1995) и COST Action 620 (Zwahlen, 2004). По итогам реализации первой программы был опубликован отчёт «Гидрогеологические аспекты охраны подземных вод в карстовых районах», в котором обозначена необходимость создания специальной методологии для оценки уязвимости карстовых подземных вод. Вскоре после этого швейцарские специалисты разработали метод EPIK – первый специализированный метод для оценки уязвимости подземных вод в условиях карста (Doerfliger et al., 1999).

Итоговый отчёт по программе COST Action 620 указывает на то, что концепция картирования уязвимости для территориального управления должна основываться на модели «источник–путь–цель» (с англ. «origin–pathway–target»). Уязвимость может оцениваться по защитным свойствам транзитной или покровной толщи пород на пути от земной поверхности до оцениваемого горизонта, куда инфильтрируется загрязнённая поверхностная вода (сегмент 1; уязвимость ресурса), или по защитным свойствам геологической среды на всем пути от поверхности до выходов подземных вод в водозаборах или источниках, включая свойства водонасыщенной зоны (сегменты 1 и 2; уязвимость выхода) (рис. 1).

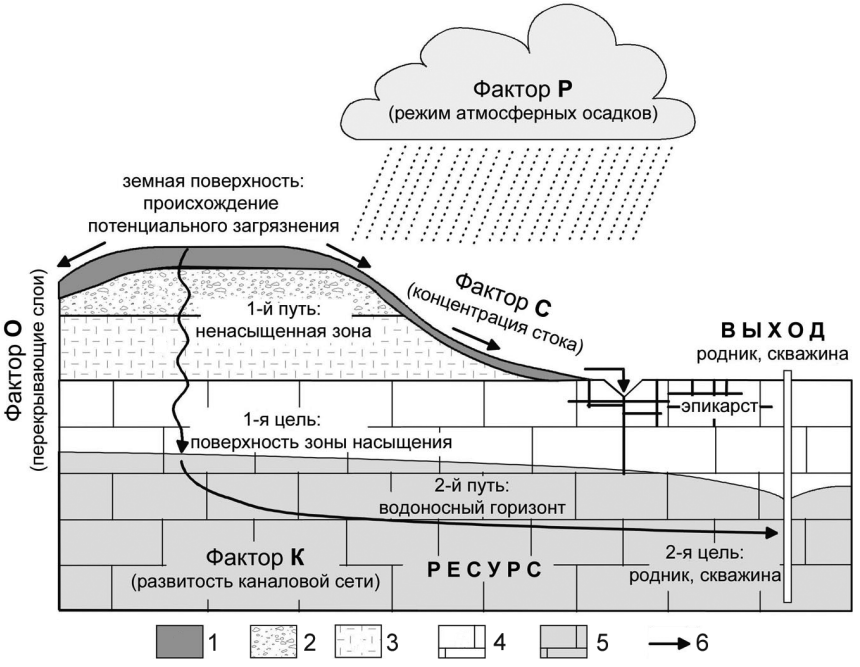


Рис. 1. Концептуальная схема основных факторов уязвимости подземных вод согласно Европейскому подходу, основанному на модели «источник-путь-цель» (по Goldscheider, Popescu, 2004).
1 – почва, 2 – выветрелая порода, 3 – незакарстованные породы, 4 – закарстованные породы ненасыщенной зоны, 5 – закарстованные породы насыщенной зоны, 6 – направления стока

В ходе реализации программы была разработана общая методология оценки уязвимости подземных вод в условиях карста – так называемый Европейский подход (см. рис. 1). Эта методология основана на оценке трёх основных показателей, контролирующих фильтрацию воды и загрязняющих веществ с поверхности к горизонту подземных вод. Среди них факторы перекрывающих слоёв (показатель «O» от «Overlying layers»), концентрации стока (показатель «C» от «Concentration of flow») и режима осадков (показатель «P» от «Precipitation regime»). Показатель «O» должен учитывать защитные свойства перекрывающих слоёв – почвы, подпочвы (эпикарста) некарстующихся и закарстованных пород зоны аэрации. Этот показатель характеризует степень естественной защищённости горизонта подземных вод (насыщенной зоны). Но в условиях карста возможен

обход водно-миграционным потоком защитных слоёв, часто посредством его проникновения через поноры и прямого попадания в карстовые каналы. Таким образом происходит концентрация подземного стока, которая оценивается с помощью показателя «C». Для оценки уязвимости на выходе дополнительно учитывается горизонтальный поток в насыщенной зоне, главным образом определяемый развитостью карстовой сети (показатель «K» от «Karst network development»).

На базе Европейского подхода в дальнейшем был разработан ряд частных методик, среди которых наибольшую популярность приобрели метод COP (Vıas et al., 2006) и Словенский подход (Ravbar, Goldscheider, 2007). Практически все они относятся к индексно-рейтинговым оценочным системам. Использование для оценки уязвимости подземных вод в условиях карста параметрических методов и математического моделирования проблематично ввиду сложности адекватной формализации и параметризации гидрогеологических условий карстовых водоносных горизонтов.

Методика оценки уязвимости карстовых подземных вод в Горном Крыму

Разработка частных методик для отдельных карстовых регионов видится оправданным трендом. Это мотивируется, во-первых, необходимостью учёта региональных особенностей ландшафтных и гидрогеологических условий, и, во-вторых, различным уровнем изученности отдельных регионов.

Основные особенности гидрогеологических условий карста Горного Крыма, имеющие высокую значимость для оценки уязвимости подземных вод, таковы: 1) высокая неравномерность развития карста в связи с литологической изменчивостью карстующихся пород и отчётливым тектоническим контролем карстогенеза; 2) цокольный приподнятый характер карстовых массивов, в основном отчленённых от смежных областей возможного аллогенного питания, и, как следствие, с преобладанием автогенного питания карстовых водоносных систем; 3) геоморфологическая выраженность платообразных поверхностей горных массивов с замкнутыми водосборами (внутренний дренаж) и интенсивно развитой эпикарстовой зоной, выполняющей буферную функцию по отношению к ресурсам подземных вод; 4) практически полное отсутствие точечной инфлюации при широком распространение очаговой инфильтрации (в

карстовых воронках) и наличии линейной инфлюации (в руслах водотоков, пересекаемых зонами разрывной трещиноватости); 5) высокая доля в питании подземных вод снежных осадков зимнего периода.

Таким образом, для Крымских гор актуальна разработка частной методики оценки уязвимости подземных вод, которая, в то же время, должна базироваться на общей методологии (Европейском подходе). Идея её создания принадлежит А.Б. Климчуку; он предложил первоначальный вариант её оценочной схемы. В её основу легли европейские методики COP (Vias et al., 2006) и Словенский подход (Ravbar, Goldscheider, 2007).

Модификация базовых методик заключалась в следующем:

- в группу факторов «O» введена оценка защитной функции эпикарста;
- в группе факторов концентрации стока («C») опущена оценка аллогенного питания и влияния крупных активных поглотителей (точечная инфлюация), в связи с их неразвитостью в данном регионе; в то же время введена оценка факторов подземной концентрации стока в вадозной зоне (зоне быстрой фильтрации) вдоль разломных зон и через глубокие карстовые полости; добавлена оценка руслового стока с учётом линейной инфлюации в местах пересечений водотоков зонами высокой трещиноватости (разломами); увеличен вес влияния карстовых воронок, в которых происходит очаговая инфильтрация (зоны быстрой вертикальной фильтрации и миграции); картирование отдельных форм и качественных характеристик рельефа замещено картированием количественных характеристик рельефа (плотность форм на единицу площади с присваиванием им весовых характеристик в зависимости от морфометрических параметров);
- в оценке показателя режима атмосферных осадков кроме интенсивности жидких осадков (в тёплый период) также учитывается питание за счёт твёрдых осадков зимнего периода (по количеству интенсивных снеготаяний в течение холодного периода).

Разработанная методика оценки уязвимости подземных вод получила название «Горно-Крымский подход». Она предназначена для оценки и картирования уязвимости подземных вод в локальном масштабе (1:50 000 – 1:100 000). Первый её вариант и результаты реализации представлены в работе В.М. Шестопалова и др. (2009). В дальнейшем развитие методики продолжалось (Токарев, Климчук, 2014, 2015). В этой статье представлен её финальный усовершенствованный вариант (рис. 2). Вслед за базовыми методиками в её схему входит оценка четырёх комплексных показателей: «O», «C», «P» и «K».

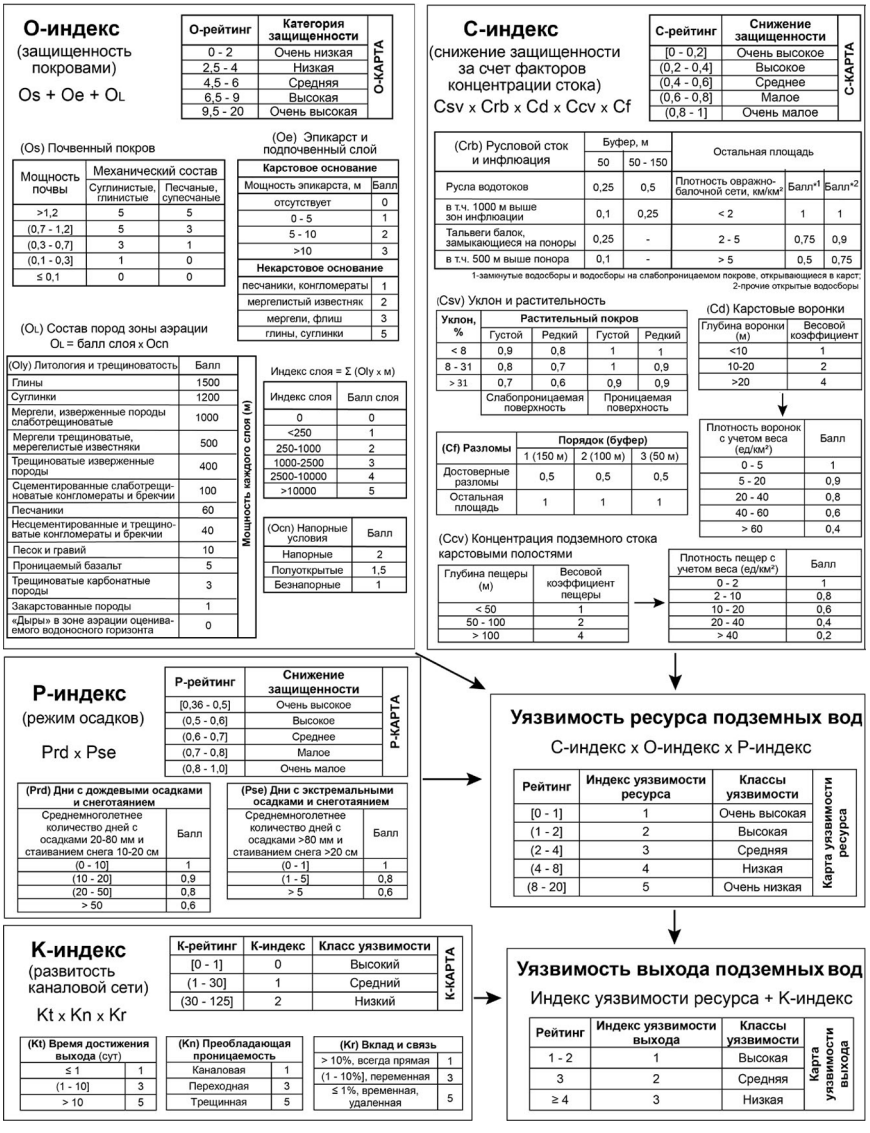


Рис. 2. Схема Горно-Крымского подхода оценки уязвимости подземных вод (из работы С.В. Токарева и А.Б. Климчука (2014) с частичной модификацией автора).

Комплексный показатель «О» включает оценку защитных покровов, обусловливающих задержку потенциальных загрязнителей и снижение возможности загрязнения основного тела подземных вод. К защитным

покровам относятся все толщи выше зоны полного насыщения, включая породы зоны аэрации (Ol), эпикарст или подпочвенный слой (Oe), почвенный покров (Os). Оценка фактора «Os» выполняется с учётом мощности и гранулометрического состава почвенного покрова. Оценка фактора «Ol» производится по каждому слою или толще, для которых качественные или количественные характеристики проницаемости принимаются условно однородными. Критериями оценки данного фактора выступают мощность и проницаемость отдельных слоёв пород и характер гидравлических условий оцениваемого горизонта (напорный или безнапорный). Оценка фактора «Oe» производится исходя из его мощности. В местах, где на поверхность выходят некарстующиеся породы (глины, песчаники, конгломераты и прочие), значение «Oe» присваивается в зависимости от литологии подпочвенного горизонта. Результаты оценки показателя «O» выражаются в O-карте, получаемой путём сложения факторов Os, Ol и Oe и рейтингового ранжирования площадей.

Комплексный показатель «C» отражает факторы концентрации поверхностного и подземного стока. К ним в рассматриваемой методике относятся русловой сток и инфлюации (Crb), уклоны поверхности и характер растительности (Csv), очаговая инфильтрация в карстовых воронках (Cd), концентрация подземного стока тектоническими нарушениями (Cf), быстрый транспорт подземного стока вглубь массива через карстовые полости (Ccv). Результаты оценки показателя «C» выражаются в C-карте, получаемой путем умножения факторных значений Crb, Csv, Cd, Cf и Ccv и рейтингового ранжирования площадей.

Показатель «P» отражает количество и интенсивность осадков, участвующих в питании карстовых вод. При его вычислении учитываются два фактора: «Prd» – количество дней с обильными осадками интенсивностью от 20 до 80 мм/сут или стаиванием снега на 10–20 см/сут; «Pse» – количество дней с экстремальными осадками (свыше 80 мм/сут) или стаиванием снега более чем на 20 см/сут.

Показатель «K» отражает преимущественно латеральное движение подземных вод в насыщенной (фреатической) зоне к водозаборам. Он используется при оценке уязвимости выходов подземных вод (полной уязвимости). К оцениваемым факторам относятся время прохождения загрязнителя от места сброса к выходу (Kt), развитость систем каналов (Kn) и вклад отдельных участков водосбора в формирование вод на выходе (Kr).

Результирующая карта уязвимости ресурса подземных вод складывается путём умножения показателей «O», «C» и «P» и ранжирова-

ния итоговых значений, с выделением следующих классов (зон) уязвимости: 1) очень высокой; 2) высокой; 3) средней; 4) низкой; 5) очень низкой. В случае оценке уязвимости выхода подземных вод, дополнительно включается показатель «К». При этом выделяются три класса уязвимости: высокий, средний и низкий.

Результаты оценки и их обсуждение

Для апробации Горно-Крымского подхода оценки уязвимости подземных вод был выбран массив Ай-Петри площадью 237 км^2. На рис. 3 представлены итоговые карты показателей "О" и "С" и карта уязвимости ресурса подземных вод (ПВ) данного массива.

Анализируя полученное распределение различных категорий защищённости покровами (показатель «О» на рис. 3, А), можно сделать следующие выводы. Участки с высокой и очень высокой защищённостью соответствуют площадям, сложенным слабопроницаемыми породами с мощным или среднемощным почвенным покровом. Низкой и очень низкой защищённостью характеризуются участки, сложенные хорошо карстующимися породами, с маломощным почвенным покровом либо его отсутствием, интенсивной закарстованностью.

Анализ полученной карты показателя «С» (рис. 3, Б) позволяет выявить следующие закономерности. К классу высокой и очень высокой степени снижения защищённости относятся, прежде всего, прирусловые участки крупных эрозионных и карстово-эрозионных форм рельефа: долин, балок, каньонов. В частности, максимальное снижение защищённости характерно для прирусловых зон на слабопроницаемом и слабокарстующемся основании. Высоким снижением защищённости характеризуются области высокой поверхностной и подземной закарстованности, сосредоточенные преимущественно в центральной части плато Ай-Петри, а также линейные зоны тектонических разрывов. При наложении зон высокой закарстованности и приразрывных зон друг на друга категория снижения защищённости изменяется на очень высокую. К категории экстремального снижения защищённости также отнесены участки русел периодических водотоков на плато, замыкающихся на поноры-поглотители. Как правило, они начинаются на холмистых возвышенностях и грядах в пределах плато, сложенных слабокарстующимися породами: мергелистыми и песчанистыми известняками.

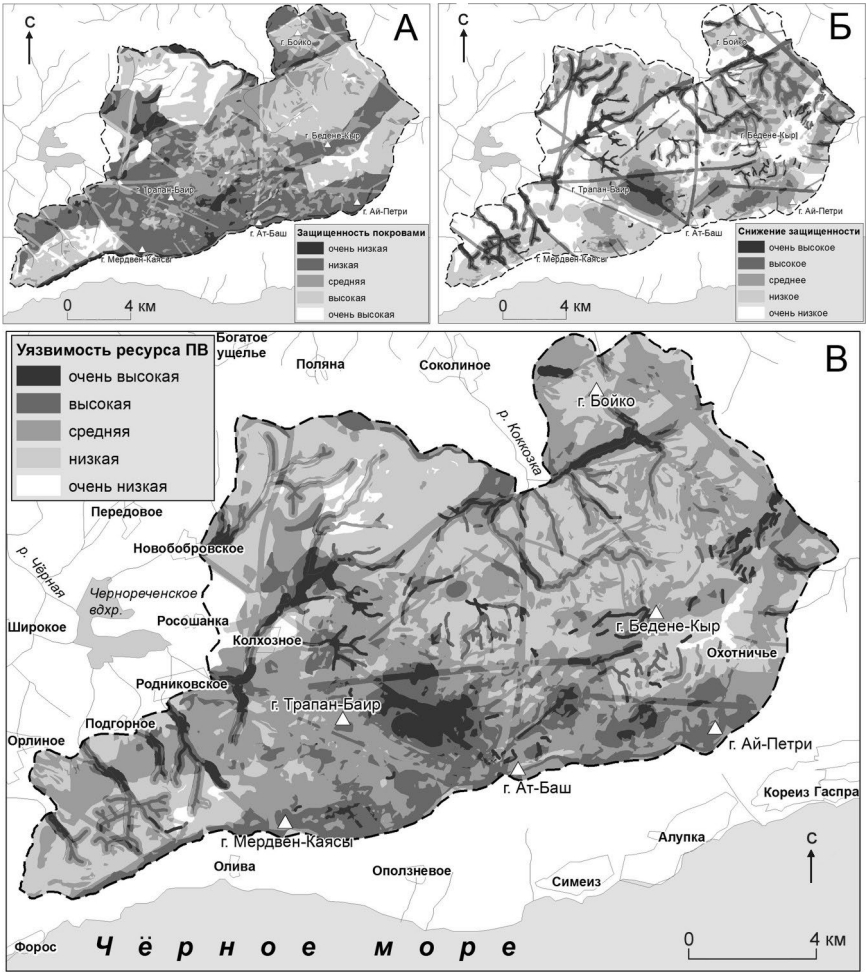


Рис. 3. Результаты оценки уязвимости карстовых подземных вод массива Ай-Петри:
А – карта защищённости покровами (индекс «О»), Б – карта снижения защищённости за счёт концентрации стока (индекс «С»), В – итоговая карта уязвимости ресурса подземных вод

Оценка показателя «Р» может быть выполнена на основе данных многолетних наблюдений по метеостанции Ай-Петри, которая на данный момент служит единственным пунктом метеонаблюдений в границах оцениваемой площади. Таким образом, дифференциация оцениваемой территории по Р-индексу невозможна. На основе данных

метеонаблюдений за 2005–2017 гг. был получен общий на всю площадь массива индекс «Р», который составил 0,9.

В результате наложения карт показателей «О», «С» и «Р» было получено следующее распределение категорий уязвимости ресурса подземных вод по площадям в пределах массива Ай-Петри. Категории «высокой» и «очень высокой» уязвимости занимают соответственно 18,6 и 7,1% от площади оцениваемого района. Распределение участков данной категории по большей части унаследовано от карты «С», что связано с высокой ролью факторов концентрации стока в формировании уязвимости карстовых вод. Наибольшую площадь занимает категория «средней» уязвимости – около 42%. Значительную площадь занимает категория «низкой уязвимости» – около 30%. Ей соответствуют участки с мощным слабопроницаемым покровом и низкой степенью локализации поверхностного стока, находящиеся, как правило, на значительном расстоянии выше закарстованных территорий. Сюда же относятся и участки на склонах и плато массива, сложенные проницаемыми карбонатными породами, с отсутствием карстопроявлений и условий концентрации стока. Категория «очень низкой» уязвимости занимает всего 2% территории Ай-Петринского массива.

Для оценки уязвимости подземных вод на выходе (или полной уязвимости), как обозначено выше, необходимо введение дополнительного показателя «К», характеризующего условия продвижения загрязнителей в зоне полного насыщения по направлению к выходу вод на поверхность в виде источника или водозабора через скважину или колодец. В качестве объекта для оценки полной уязвимости подземных вод выбрана водосборная площадь источника Хаста-Баш. Последняя была выделена на основе балансовых расчётов и результатов экспериментов по трассированию подземных вод (Дублянский, Кикнадзе, 1984), что также позволило провести дифференциацию области питания на зоны, играющие различную роль в формировании стока источника. Границы между зонами были проведены по орографическому принципу с учётом геолого-гидрогеологических данных района (рис. 4, А).

Согласно полученным результатам (рис. 4, Б), наибольшая концентрация участков с высоким классом уязвимости находится в пределах внутренней зоны области питания оцениваемого источника. К ним относятся участки с высокой степенью поверхностной и подземной закарстованности, приразломные зоны и участки обнажения горных пород. Практически вся остальная часть данной зоны относится к

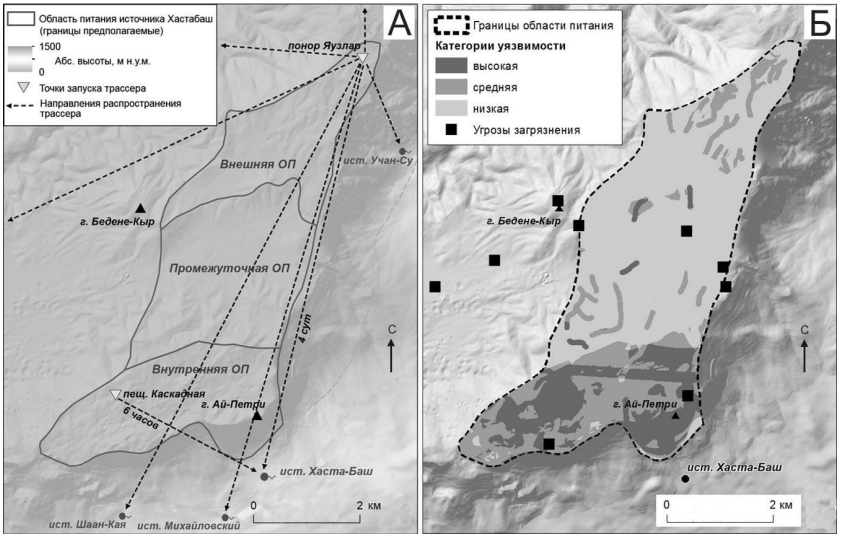


Рис. 4. Оценка полной уязвимости карстовых вод источника Хаста-Баш: А – исходные данные для оценки (результаты трассерных экспериментов взяты из работы В.Н. Дублянского и Т.З. Кикнадзе (1984)); Б – итоговая карта

среднему классу уязвимости. Преобладающая часть двух остальных зон имеет низкую степень уязвимости. Исключение здесь составляют балки периодических водотоков, поглощаемых понорами, которые попали в классы средней и высокой уязвимости.

Для подтверждения достоверности полученных результатов оценки уязвимости подземных вод необходима их верификация. С этой целью в условиях карста наиболее эффективны индикаторные эксперименты (трассирование подземных вод). Для верификации карты уязвимости ресурса подземных вод регистрацию индикаторов следует вести на поверхности гидродинамической зоны полного насыщения с целью определения времени прохождения загрязнителем через ненасыщенную (вадозную) зону. В случае карты уязвимости выхода подземных вод регистрацию индикатора ведут на самом выходе. Поскольку индикатор (трассер) можно вводить разными способами (кратко- или долговременный, концентрированный или рассеянный ввод), он должен быть адаптирован под наиболее вероятный сценарий загрязнения.

В случае Горного Крыма верификация результатов оценки уязвимости подземных вод в настоящее время проблематична. Единственным имеющимся основанием для этого могут служить результаты

прошлых экспериментов по трассированию подземных вод, проведённых на отдельных массивах Горного Крыма в 1960–70-е годы. В тех экспериментах ввод индикатора производился с поверхности в поноры-поглотители, либо подземным способом: в водотоки карстовых полостей или в скважины, то есть, по сути, непосредственно в зону полного насыщения. Регистрацию индикаторов вели на выходах подземных вод: на источниках или в скважинах. То есть, по большей части, полученные в ходе тех экспериментов данные говорят лишь о движении индикатора, имитирующего загрязнитель, в насыщенной зоне к месту выхода подземных вод. А условия продвижения трассера через вадозную зону, включающую почву и эпикарст и выполняющую основную барьерную функция по отношению к загрязнению подземных вод, остаются невыясненными.

Тем не менее, результаты прошлых экспериментов по трассированию с определённой условностью можно использовать для верификации карт полной уязвимости выходов подземных вод. Так, результаты проведённой в данной работе оценки полной уязвимости подземных вод источника Хаста-Баш согласуются с данными индикаторных экспериментов. Однако судить о достоверности полученной карты лишь по двум точкам запуска трассера вряд ли возможно. Для более обстоятельной верификации необходимы новые эксперименты с использованием в каждом опыте сразу нескольких трассеров (мультитрассирование), которые должны дополнить картину условий миграции потенциальных загрязнителей, как в зоне полного насыщения, так и в зоне аэрации. В частности, для получения информации о прохождении потенциальных загрязнителей через защитные покровы, в том числе почву и эпикарст, необходимы мелкоразмерные эксперименты с максимально близкой имитацией естественных условий питания.

Заключение

Оценка уязвимости к загрязнению – это научная основа для установления границ и режима зон санитарной охраны ресурсов подземных вод и отдельных эксплуатирующих их водозаборов. Подземные воды карстового типа в связи с особенностями гидрогеологических условий априори характеризуются высокой общей уязвимостью, в сравнении с трещинными и поровыми водами. Однако в связи с высокой дискретностью условий питания и неоднородностью фильтра-

ционных условий карстовых массивов уровень уязвимости может существенно различаться даже между соседними участками водосбора. Таким образом, проведение оценки уязвимости карстовых подземных вод, используемых для питьевого водоснабжения, представляет собой актуальную задачу в частности для Крымского полуострова, где подавляющая часть водных ресурсов формируется на карстовых водосборах. Для такой оценки необходима разработка специальных методов, которые, с одной стороны, будут опираться на общие представления о гидрогеологии карста, и, с другой стороны, учитывать региональную специфику карста и уровень его изученности.

Разработанная для условий Горного Крыма методика оценки уязвимости карстовых подземных вод предназначена для картирования как уязвимости ресурса подземных вод, т.е. всего водоносного горизонта, так и уязвимости отдельных выходов подземных вод и связанных с ними водозаборов. В первом случае оценивается возможность прохождения загрязнителя от места его выброса (земной поверхности) до поверхности фреатической зоны, во втором, кроме этого, в оценку включается путь продвижения загрязнителя во фреатической зоне к точке выхода подземных вод (источник или скважина).

Полученная карта уязвимости ресурса подземных вод массива Ай-Петри демонстрирует высокую дискретность распределения классов уязвимости. Оценка полной уязвимости подземных вод, проведённая на примере источника Хаста-Баш, выполнена весьма приблизительно из-за недостатка данных о гидрогеологических условиях фреатической зоны массива. Для более точной оценки полной уязвимости необходимы эксперименты по мультитрассированию подземных вод, результаты которых позволят провести более детальную дифференциацию территории по гидрогеологическим условиям и уточнить водосборные площади для отдельных выходов подземных вод.

Кроме этого, результаты подобных оценок в обязательном порядке требуют верификации. Таким образом, проблема оценки уязвимости карстовых вод в Горном Крыму требует дальнейшего развития.

Литература

Ведь И.П. Климат и облесение крымских нагорий. Симферополь: Таврический национальный университет им. В.И. Вернадского, 2007. 136 с.

Дублянский В.Н., Кикнадзе Т.З. Гидрогеология карста альпийской складчатой области юга СССР. М: Наука, 1984. 128 с.

Зекцер И.С. Подземные воды как компонент окружающей среды. М.: Научный мир, 2001. 327 с.

Климчук А.Б. Основные особенности и проблемы гидрогеологии карста: спелеогенетический подход // Спелеология и карстология. 2008. № 1. С. 23–46.

Роговская Н.В. Карта естественной защищенности подземных вод от загрязнения // Природа. 1976. № 3. С. 57–76.

Токарев С.В., Климчук А.Б. Развитие Горно-Крымского подхода к оценке уязвимости подземных вод карстовых районов // Геополитика и экогеодинамика регионов. 2014. Т. 10. Вып. 1. С. 898–908.

Токарев С.В., Климчук А.Б. Оценка и картирование уязвимости карстовых подземных вод в Горном Крыму (на примере массива Ай-Петри) // Экологическая безопасность и строительство в карстовых районах. Материалы Междунар. симпозиума. Пермь, 26–29 мая 2015 г. Пермь, 2015. С. 337–341.

Шестопалов В.М., Богуславский А.С., Бублясь В.Н. Оценка защищенности и уязвимости подземных вод с учетом зон быстрой миграции. Киев, 2007. 120 с.

Шестопалов В.М., Климчук А.Б., Токарев С.В., Амеличев Г.Н. Оценка уязвимости подземных вод районов открытого карста (на примере массива Ай-Петри, Крым) // Спелеология и карстология. 2009. № 2. С. 11–29.

Brouyère S. A quantitative point of view of the concept of vulnerability // COST Action 620. Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers. Final report. European Commission, Directorate. Brussels, 2004. P. 10–15.

COST Action 65. Hydrogeological aspects of groundwater protection in karstic areas, Final report. European Commission, Directorate-General XII Science, Research and Development. Report EUR 16547 EN. Brussels, 1995. 446 p.

Doerfliger N, Jeannin P.-Y., Zwahlen F. Water vulnerability assessment in karst environments: a new method of defining protection areas using a multi-attribute approach and GIS tools (EPIK method) // Environmental Geology. 1999. V. 39. № 2. P. 165–176.

Ford D., Williams P. Karst Hydrogeology and Geomorphology. Chichester: John Wiley & Sons Ltd, 2007. 562 p.

Goldscheider N., Popescu I.C. The European Approach / COST Action 620. Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers. Final report COST Action 620, European Commission, Directorate, Brussels, 2004. P. 17–22.

Margat J. Vulnerabilite des nappes d'eau souterraine a la pollution. BRGM Publication 68 SGL 198 HYD. Orleans, 1968. 123 p.

Ravbar N., Goldscheider N. Proposed methodology of vulnerability and contamination risk mapping for the protection of karst aquifers in Slovenia // Acta carsologica. 2007. V. 36. № 3. P. 397–411.

Vias J.M., Andreo B., Perles M.J., Carrasco F., Vadillo I., Jimenez P. Proposed method for groundwater vulnerability mapping in carbonate (karstic) aquifers: the COP method // Hydrogeology Journal. 2006. № 14. P. 912–925.

Vrba J., Zaporozec A. (Eds.). Guidebook on Mapping Groundwater Vulnerability // Intern. Contributions to Hydrogeology, International Association of Hydrogeology. V. 16. Heise, Hanover, 1994. 131 p.

Zwahlen F. (Ed.). COST Action 620. Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers // Final report COST Action 620, European Commission, Directorate. Brussels, 2004. 315 p.

ПЕЩЕРЫ

УДК 551.44

Спелеологическое районирование для информационно-поисковой системы «Пещеры»

© 2018 г. А.Л. Шелепин

МИРЭА – Российский технологический университет, Москва
alex@shelepin.msk.ru

Speleological zoning for information-search system «Caves»

A.L. Shelepin

MIREA – Russian Technological University, Moscow
alex@shelepin.msk.ru

We consider speleological zoning of Russia and the near abroad, performed for the Web search engine "Caves" (currently containing information on 4 600 caves) and using to create the Atlas of the caves of Russia. When creating this search engine, the task was to build a unified system of speleological zoning of Russia to the level of regions and districts (rayons); such zoning was previously performed to the level of speleological countries and provinces only. The main difficulty was due to the fact that various criteria for the allocation of taxons were adopted in existing regional bases, and accordingly existing regional systems were very different from each other. Often, systems of taxons differed even in the number of elements. The system of speleological zoning of Russia, using in search engine "Caves", currently consists of 11 speleological countries, 52 provinces, 85 regions and more than 150 districts and subareas.

Key words: ***account of the caves, speleological zoning.***

Рассматривается спелеологическое районирование России и ближнего зарубежья, выполненное для информационно-поисковой системы (ИПС) «Пещеры» и используемое для создания Атласа пещер России. Подобное районирование ранее выполнялось только до уровня спелеологических стран и провинций. Настоящее спелеологическое районирование доведено до уровня областей и районов в пределах всей страны. Построенная система районирования России включает 11 спелеологических стран, 52 провинции, 85 областей и более 150 районов и подрайонов; в базу внесено более 4600 пещер.

Ключевые слова: ***спелеологическое районирование, учёт пещер.***

Введение

Спелеологическое районирование лежит в основе кадастрового учёта пещер разного генезиса и представляет собой сложную многофакторную задачу. Существующие региональные системы спелеологического районирования в местах своего соприкосновения зачастую

не стыкуются даже на уровне провинций и областей. Единственная попытка создания спелеологического деления всей территории России до уровня спелеопровинций была предпринята в книге (Дублянский, Дублянская, 2008). Мы предлагаем районирование на единых принципах для создания информационно-поисковой системы (ИПС) «Пещеры» и Атласа пещер России.

Спелеологическое районирование тесно связано с карстовым, так как большинство пещер имеет карстовое происхождение. Однако размеры и границы карстовых и спелеологических районов и областей могут существенно отличаться. С одной стороны, не все пещеры имеют карстовое происхождение; с другой, карстовое районирование должно учитывать сходства и различия карстовых процессов, а наличие пещер – это лишь одно из их проявлений. Поэтому даже для территорий развития карста карстовое и спелеологическое районирования могут различаться. В частности, при спелеологическом районировании на уровне от района и ниже очевидна целесообразность более подробного деления территории с большим числом пещер по сравнению с теми, где пещеры единичны или вообще неизвестны.

В настоящей работе последовательно рассматривается система таксонов и критерии их выделения. Далее подробно описывается применение указанных критериев к выделению спелеостран на территории России. На уровнях спелеологических областей, районов, подрайонов и участков приводятся характерные конкретные примеры, иллюстрирующие общие положения. Полностью описываемую систему спелеологического районирования можно найти в ИПС «Пещеры», размещённой на сайте speleoatlas.ru.

Таксоны и критерии их выделения

Система таксонов должна отражать деление территории на объективно существующие спелеокомплексы разного ранга и иметь «адрес» пещеры в базе данных. Базы данных заполняются спелеологами непосредственно в местах наблюдений, поэтому очень важна логика, максимальная простота и понятность используемой системы. Это значит, что цепочка таксонов должна хорошо отображать реально имеющиеся сущности, но при этом быть как можно короче.

В литературе по районированию существует довольно много вариаций в названиях и длине цепочки таксонов (Исаев, Резван, 2003).

В этой работе используется явно избыточная система из 10 таксонов: страна – провинция – область – подобласть – округ – подокруг – район – подрайон – участок – подучасток. Такой подробный «адрес» пещеры даже запомнить затруднительно.

В ИПС «Пещеры» используется цепочка из четырёх основных и трёх опциональных (в скобках) таксонов: страна – провинция – область – район – (подрайон) – (участок) – (подучасток). Такая цепочка предлагалась, в частности, в работах Р.А. Цыкина (1993), В.Н. и Г.Н. Дублянских (Дублянский, Дублянская, 2008). Последний в цепочке подучасток (полигон) в части работ непосредственно не упоминается, так как носит, в общем, вспомогательный характер и удобен при проведении работ на местности.

Система эта от абсолютно минималистской отличается включением подрайона. С одной стороны, возможность достаточно подробного деления на среднем и нижнем уровнях (район – подрайон – участок) часто требуется для объективного отражения имеющихся сущностей (к чему мы вернёмся ниже), с другой – позволяет обеспечить согласованность с существующими региональными системами учёта пещер и возможность их встраивания в ИПС «Пещеры» со сравнительно небольшими модификациями.

Высший уровень – страна и провинция. Спелеостраны и провинции географически непрерывны. Основными критериями выделения служат структурно-тектонические, а спелеологические носят вспомогательный характер. На этих уровнях деление мало отличается от геоморфологического, поскольку оба они выполняются на одной и той же тектонической основе.

Страна – это крупная территория, обладающая общностью геологического строения, рельефа, типа и интенсивности новейших тектонических процессов. Границы спелеостраны либо совпадают с глобальными тектоническими единицами (платформами с примыкающим к ним плитами, горными поясами), либо две–три глобальные тектонические единицы, сходные геоморфологически, объединяются в одну спелеострану. При выделении спелеостран за основу разные авторы брали тот или иной вариант геоморфологического районирования территории России или СССР. Спелеологическая специфика состояла зачастую лишь в том, что в спелеоварианте большинство исключает из рассмотрения Западную Сибирь из-за отсутствия там пещер.

Провинция в геоморфологии выделяется на основе таких структур, как антеклиза, синеклиза для равнинных стран и антиклинорий,

синклинорий для горных стран. Понятно, что они, вообще говоря, отличаются размерами; геоморфологические провинции могут содержать несколько таких структур. В спелеорайонировании целесообразно выделять как провинции части особо крупных структур – в частности, Кавказского мегантиклинория.

На уровне провинций, пожалуй, единственный, но важный дополнительный спелеологический критерий – это частота пещер на данной территории. Пещеры, как правило, более многочисленны в горных регионах, и для них целесообразно немного более дробное деление. Тектонические структурные единицы в горах, как правило, имеют меньшие площади, чем на равнинах, поэтому менее крупные по площади провинции получаются вполне естественным образом.

С тем, что спелеорайонирование для верхних таксонов делается прежде всего на тектонической основе, согласны все авторы. Вопрос в том, на каком уровне другие факторы начинают играть существенную роль (кто-то считает, что это области, кто-то полагает, что районы), насколько тектоника является решающей для выделения таксонов третьего уровня – спелеологических областей.

Средний уровень – область, район, подрайон. В принятой в ИПС «Пещеры» системе районирования таксоны среднего уровня могут и не быть географически непрерывными и выделяются по достаточному основанию (наличие и распространённость карста или псевдокарста). Для области основные критерии – это не только тектоника, но и литология (в частности, распространение карстующихся пород), особенности рельефа, и собственно спелеологические – наличие пещер, сходность условий их развития. В частности, нет особого смысла делить обширные территории, где пещеры в настоящее время неизвестны, на спелеообласти.

Спелеообласть (карстовая) – территория, отличающаяся географическим распространением, интервалами геологического возраста толщ карстующихся пород, особенностями геологического строения и развития рельефа.

Для района основные критерии – спелеологические, литологические, геоморфологические, гидрогеологические. *Район* – это относительно крупная площадь (от десятков до тысяч квадратных километров), характеризующаяся наличием толщ карстующихся пород и обладающая единством геологических, геоморфологических и гидрогеологических условий; *подрайон* – крупная обособленная часть райо-

на. В том случае, когда имеется чёткое деление на карстовые массивы, *район* представляет собой большой массив или набор близлежащих сходных небольших массивов, а *подрайон* – небольшой массив.

Компактные места распространения лавовых и ледниковых пещер следует считать отдельными *псевдокарстовыми спелеорайонами*, а там, где такие районы образуют группы – соответствующими *спелеообластями*. Такие области, наравне с карстовыми, входят в географически непрерывные *спелеопровинции*.

Низший уровень – участок, подучасток. *Участок* – это сравнительно небольшая территория карстующихся пород с морфолого-генетически сходными формами рельефа, возможны орографические, карстологические, гидрологические особенности. Участком может быть, в частности, обособленная рельефом часть массива. *Подучасток (полигон, урочище, трог)* возникает при детальном изучении, когда в пределах некоторых крупных участков (десятки км^2) целесообразно выделять подучастки (урочище, плато, трог) в основном по поверхностным формам рельефа. Двойное деление (включающее подучастки) внутри массива требуется очень редко, только в случае особо крупных горных массивов площадью от нескольких сотен км^2 с большим числом пещер (таких как Арабика или Бзыбский).

Один из основных критериев отличия района и подрайона от участка заключается в том, что пещера может переходить из одного участка в другой, но не из одного района или подрайона в другой. То есть районы и подрайоны мы можем рассматривать изолированно, а участки и подучастки – вообще говоря, нет. При этом небольшие (до нескольких квадратных километров) изолированные блоки карстующихся пород предлагается рассматривать именно как участки, относящиеся к какому-либо району или подрайону.

О соотношении разных факторов при выделении спелеологических стран и провинций

На верхних уровнях спелеологического районирования определяющую роль играет тектоника. Когда указывается, что спелеологическое «районирование выполнено на геоморфологической основе», то противоречия на самом деле нет – само геоморфологическое районирование на этих уровнях имеет ту же тектоническую основу. Должны учитываться два, вообще говоря, несовпадающих районирования –

тектоническое и неотектоническое. Если распределение пород связано с тектоническими единицами и районированием, то современный рельеф, оказывающий безусловное влияние на образование пещер, связан более с неотектоническими движениями.

Как правило, максимальная концентрация пещер приурочена к антиклинальным зонам (зонам поднятий), которые зачастую обусловливают выход на поверхность карстующихся пород, а в зонах прогибов пещер обычно меньше.

Климат, конечно, оказывает очень существенное влияние на распределение пещер. Это прежде всего такие факторы, как количество осадков и температура. В частности, развитие карстовых пещер в районах распространения многолетнемёрзлых пород весьма затруднено. Но на выделение и границы спелеопровинций и областей климат обычно влияет мало, так как сравнительно мало меняется в пределах последних, выделенных в рамках следованию тектонике. Имеется лишь одно важное исключение, когда климат играет определяющую роль. В Арктике обширные площади покрыты ледниками и многолетними снежниками. Кроме того, пещеры в коренных породах в условиях многолетней мерзлоты практически не образуются, а имевшиеся затягиваются льдом и становятся недоступными. Однако пещеры развиваются в ледниках и навеянных снежниках, лёд фактически выступает здесь в качестве карстующейся породы. Пещеры таким образом как бы "отрываются" от геологической основы, что подводит нас к выделению Арктической спелеостраны.

Литология и, в частности, пространственное распределение осадочных пород, конечно, также очень существенна, в том числе на верхних уровнях спелеологического районирования. Хотя на уровне провинций границы распространения пород также во многом определяются тектоникой, но на равнинных территориях границы тектонических единиц достаточно расплывчаты и могут, например, разделить на части единую по сути область распространения карстующихся пород. В этом случае тектонические границы при спелеорайонировании должны быть скорректированы. Сходство пород также важно при объединении сравнительно мелких тектонических единиц в спелеопровинции. Кроме того, "старые" тектонические единицы могут иметь одинаковые выходящие на поверхность части осадочных чехлов, а именно породы на поверхности существенны при образовании пещер.

На уровне же областей критерии распространения пород во многих случаях главные. Полвека назад, когда писались классические

труды по районированию, было известно гораздо меньше пещер, карстовое и спелеологическое районирование с необходимостью проводилось почти полностью по геологическим картам «сверху вниз». Сейчас, когда накопилась обширная спелеологическая информация, она должна быть использована в обратном подходе – «снизу вверх», т.е. от уровня пещер и спелеомассивов. Эти подходы – «сверху» и «снизу» – встречаются на уровне спелеообластей и спелеорайонов.

Принятое в ИПС «Пещеры» деление на спелеостраны представлено на рис. 1. Обратимся теперь к рассмотрению конкретных сложных и спорных моментов, возникающих при выделении спелеостран на территории России и проведении их границ.

Восточно-Европейская спелеострана. Здесь некоторые вопросы могут возникнуть в отношении территории Балтийского щита. Так, в книге (Чикишев, 1978) она не была включена в состав карстовой страны Русской равнины (возможно потому, что карстовые пещеры здесь практически отсутствуют). Поскольку наша задача заключается в спелеологическом районированим и Балтийский щит представляет собой часть Восточно-Европейской платформы, мы включаем его в одноимённую спелеострану в ранге провинции, как это сделано, например, в книге (Дублянский, Дублянская, 2008).

Крымско-Кавказская страна. В прошлом известны два варианта районирования. В первом случае выделяли две провинции – Крым и Большой Кавказ; последний делили на три спелеообласти – Северного склона, Южного склона и Осевой зоны (Чикишев, 1973; Дублянский и др, 1987, Клименко и др., 1987; Вахрушев, 2004). Однако в этом случае возникает несогласованность. Дело в том, что горный Крым представляет собой куэсту и генетически является аналогом спелеообласти Северного склона. Получается, что расположенные рядом структуры одного ранга относятся к разному типу таксонов (провинции и области).

Во втором случае. Крым и Большой Кавказ рассматриваются как отдельные спелеостраны, и в этом случае Большой Кавказ делится на три провинции (Дублянский, Дублянская, 2008). По-существу, здесь мы сталкиваемся с тем же, что и в предыдущем варианте – структуры одного ранга относятся к разному типу таксонов (стране и провинции).

Такой несогласованности удаётся избежать, рассматривая Крымско-Кавказскую страну, состоящую из четырёх провинций – Горного Крыма, Северного склона, Южного склона и Осевой зоны Большого Кавказа. Имеющуюся сущность – Большой Кавказ – можно отметить,



Рис. 1. Границы спелеологических стран

введя понятие надпровинции, однако более нигде такой потребности не возникает и поэтому такая дополнительная ступень в систему таксонов не вводилась.

Арктическая спелеострана выделена впервые при разработке ИПС «Пещеры». Занимая территорию Северной полярной области, она включает острова и архипелаги. Всех их объединяет одно – они подвержены постоянному оледенению, которое достаточно безразлично к составу подстилающих горных пород. «Карстующиеся» породы – это в основном льды ледников, ледниковых шапок, куполов. Пещеры образуются в ледниках и навеянных снежниках.

Уральская спелеострана. Различные авторы включали (Дублянский, Дублянская, 2008) или не включали (Лавров, Андрейчук, 1993) в неё Новую Землю. В нашем случае этот вопрос решается автоматически ввиду отнесения последней к Арктической спелеостране.

Среднесибирская спелеострана. Северная часть полуострова Таймыр представляет собой складчатую область и иногда выделяется вместе с примыкающей к ней частью Сибирской платформы и Северной Землёй в отдельную Таймыро-Североземельскую спелеострану (Дублянский, Дублянская, 2008). Северная Земля в предлагаемой нами системе относится к Арктической спелеостране. Северная же часть Таймыра ни по размерам, ни по сложности устройства спелеостране не соответствует (да и описана на этой территории только одна пещера), и поэтому с некоторой долей условности отнесена к Среднесибирской спелеостране в ранге провинции.

Алданское нагорье, по расположению практически совпадающее с Алданским щитом, в ранге провинции отнесено к Среднесибирской спелеостране с большой долей условности. С одной стороны, это часть платформенных структур, а с другой, процесс горообразования зашёл уже достаточно далеко, и Алданское нагорье можно отнести к горной Байкало-Становой спелеостране.

Алтае-Саянская спелеострана. В отличие от других авторов (Чикишев, 1973; Дублянский, Дублянская, 2008), детально описавший её Р.А. Цыкин (1990, 1993) рассматривал в ранге провинции. Однако ни по размерам, ни по сложности устройства (включает несколько крупных горных систем) она не имеет аналогов среди других горных спелеопровинций. Её исключительность как провинции становится очевидной при сопоставлении с имеющимся районированием других горных спелеостран (Крымско-Кавказской и Урала).

Байкало-Становая страна. Три провинции, составляющие Байкало-Становую страну, Р.А. Цыкин (1990) вместе с Алтае-Саянской объединял в спелеострану Складчатого обрамления платформенных систем, или спелеострану Южной Сибири (Берсенев, 1989). Границы между этими провинциями у Р.А. Цыкина или странами (Чикишев, 1973; Дублянский, Дублянская, 2008) также довольно сильно различались у разных авторов.

Разделение на две спелеострана обусловлено несколькими факторами. Во-первых, на современных тектонических картах они относятся к разным глобальным тектоническим единицам (и границу между странами мы проводим по границам этих единиц). Второй фактор, оказывающий существенное влияние на современный спелеогенез, климатический – значительная часть Байкало-Становой страны находится в зоне многолетней мерзлоты, для неё также характерно меньшее количество осадков.

Камчатско-Курильская спелеострана. Впервые выделена при разработке ИПС «Пещеры». Соответствует глобальной тектонической единице, которая ранее объединялась вместе с другими в спелеострану ***Северо-Восточной Сибири***. Такое выделение связано с наличием здесь значительного числа вулканических пещер и практическим отсутствием карстовых.

Предлагаемая система районирования на уровне выделения спелеологических стран и провинций и определения их границ была разработана в ходе многократных обсуждений, в которых участвовали Б.А. Вахрушев, А.С. Гусев, Б.Р. Мавлюдов, Г.В. Самохин, А.Г. Филиппов, А.Л. Шелепин. В настоящее время в ИПС «Пещеры» на территории России выделено 52 спелеологические провинции, 85 областей (на территории России и ближнего зарубежья 71 и 110 соответственно) и более 150 районов и подрайонов, в базу внесено более 4600 пещер.

Спелеомассивы, районы и подрайоны

На практике при учёте пещер часто используется внесистемное понятие спелеомассива. Это относится как к горным территориям – см., например, кадастр крупных пещер (Дублянский и др., 1987), труды по Западному Кавказу (Клименко и др, 1987), так и нередко к равнинным (Гуркало, Малков, 1998).

Под спелеомассивом обычно понимается единый массив карстующихся пород, обладающий сходностью геологического строения и

чёткими орографическими границами. Как правило, спелеомассив – это наименьший элемент районирования, который мы можем рассматривать изолированно; его границы пещерные гидросистемы, как правило, не пересекают. Добавим сюда ещё единство путей подъезда и подхода, важное с практической точки зрения.

В региональных системах районирования массив де-факто занимает разное место. В Крыму спелеомассивы Главной гряды (по районированию Б.А. Вахрушева (2009)) представляют собой районы. На Кавказе массивы чаще всего ассоциируются с подрайоном, изредка с районом (Дублянский и др., 1987, Клименко и др., 1987), у некоторых авторов с участком, у других авторов массив – это самостоятельная сущность между подрайном и участком (Липченко, 2006). В Южной Сибири (Алтае-Саянская спелеострана) массивы, как правило, ассоциируются с участком (Цыкин, 1993).

Здесь мы по сути сталкиваемся с более общей проблемой – существующие региональные системы районирования часто плохо стыкуются друг с другом, у одних авторов они называются областями, у других – районами или провинциями. И если в системе районирования некоторая несоразмерность возникает на уровне провинций, то она также «спускается» на уровень областей и районов. Например, в принятой в кадастре 1987 г. классификации есть Гагро-Бзыбский спелеорайон. Более половины (41 из 76) пещер бывшего СССР глубже 300 м находятся в этом «районе». Он состоит из 6 спелеомассивов, примерные размеры 70×30 км, где-то поуже – площадь около 2 тыс. км^2, сотни описанных пещер (в том числе четыре глубочайшие пещеры мира), крупнейшие подземные гидросистемы. А к нему непосредственно примыкает Дурипшский спелеорайон площадью 41 км^2. В данном случае способ устранения несоразмерности достаточно очевиден – дать пещерному «мегаполису» статус не района, а спелеообласти, что автоматически и происходит при делении Большого Кавказа на три провинции.

Отметим, что это как раз тот случай, когда спелеологическое районирование может сильно отличаться от карстового. Для районирования карста существование двух столь различных по площади и наличию пещерных гидросистем и пещер (каждый из этих двух карстовых районов характеризуется общностью рельефа и преобладающих пород) вполне допустимо, так как проводится оно прежде всего исходя из сходности проявления на данной территории карстовых процессов.

В горах спелеомассивы обычно легко выделяются и в этих случаях де-факто служат основными единицами при учёте пещер. В таких легко выделяемых массивах находятся, оценочно, 70–80% пещер. Но для равнины или холмистой местности (оставшиеся проценты) массивы выделить достаточно сложно. Возможен и вариант, когда рядом находится несколько массивов (блоков) карстующихся пород небольшой площади. В этом случае целесообразно рассматривать эти блоки вместе.

Вывод можно сделать такой. Спелеомассив – понятие очень полезное, но не универсальное, поэтому его в цепочке таксонов не использовать. Крупный массив с большим числом пещер удовлетворяет всем критериям спелеорайона, Расположенные рядом небольшие массивы можно считать подрайонами. Равнинные и низкогорные спелеорайоны в местах, где трудно выделить массивы, в среднем будут иметь гораздо большую площадь (тысячи км^2), но при этом пещер в них будет меньше.

Таким образом, спелеорайоны могут быть трёх типов: 1) район – крупный массив или массив средних размеров, обладающий существенными особенностями; 2) район – совокупность сравнительно небольших массивов; 3) равнинный или «площадной» район, ограниченный областью распространения пород или долинами рек. Подрайоны нужны, чтобы адекватно отражать имеющиеся сущности. Общие принципы изложены выше, для их иллюстрации обратимся к характерным примерам. Рассмотрим при этом Западный Кавказ, где расположены глубочайшие пещеры России и мира и активно работают спелеологи со всей страны, и Крым.

Районы Арабика (517 км^2), Западно-Бзыбский (298 км^2), Хипстинский (187 км^2), Карабийский (217 км^2) представляют собой крупные единые спелеомассивы и не имеют подрайонов. Делятся непосредственно на участки, границы между которыми проводятся по поверхностным формам рельефа. Районы Дурипшский (41 км^2) и Чатырдагский (23 км^2) представляют собой массивы средних размеров, обладающие существенными особенностями, отличающими их от соседних. Алек-Дзыхринский район охватывает полосу выхода верхнеюрских известняков, в нескольких местах прорезанную поперёк реками. Подрайоны – Алек, Ахцу, Дзыхра. Сложнее всего устроен Ахцу – он делится на четыре чётко выраженных участка – Западный Ахцу, Восточный Ахцу, горы Высокая, Воронцовский. Для подучастка (полигона) последние слишком велики и сложно устроены по рельефу.

Район хр. Абишира-Ахуба делится на два полностью обособленных подрайона – Кяфар-Агурский и Загедано-Урупский (в последнем находятся глубочайшие пещеры России). Загедано-Урупский подрайон делится на несколько участков (плато), выделяемых по рельефу, но пещеры при этом принадлежат одной подземной гидросистеме (источник – р. Ацгара).

Иногда грань между подрайоном и участком достаточно условна, и в этом случае подрайон может казаться чем-то лишним, избыточно усложняющим районирование. Но часто именно введение в цепочку подрайона позволяет адекватно отобразить имеющиеся сущности.

Заключение

В рамках ИПС «Пещеры» построена система спелеологического районирования России, где в качестве таксонов используется цепочка страна – провинция – область – район – подрайон – участок. Такая цепочка, как мы видели, за единичными исключениями позволяет адекватно отразить имеющиеся сущности. Подрайон, хотя и не обязателен, введён потому, что во многих случаях позволяет отразить особенности расположения и развития пещер. Важно отметить, что эта система, как и база данных по пещерам, не застывшая, а постоянно модернизирующаяся и дополняющаяся, причём на уровне районов, подрайонов и участков изменения в районирование могут вносить отдельные эксперты, наделённые соответствующими правами в рамках ИПС.

Благодарности. Автор признателен М.П. Бортникову, Б.А. Вахрушеву, С.В. Величко, П.В. Гридневу, А.А. Гунько, А.С. Гусеву, Б.Р. Мавлюдову, Г.В. Самохину, А.Г. Филиппову, Е.В. Шавриной за обсуждение вопросов спелеологического районирования, затронутых в настоящей статье.

Литература

Берсенев Ю.И. Карст Дальнего Востока. Тихоокеанский ин-т географии ДВО АН СССР. М.: Наука. 1989. 172 с.

Вахрушев Б.А. Карстовый геоморфогенез Крымско-Кавказского горно-карстового региона. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. докт. геогр. наук. Киев, 2004. 38 с.

Вахрушев Б.А. Районирование карста Крымского полуострова // Спелеология и карстология. 2009. № 3. Симферополь. С. 39–46.

Гуркало Е.И., Малков В.Н. Спелеологическое районирование и распределение пещер Архангельской области // Северный спелеоальмонах. 1998. Вып. 1. http://www.nordspeleo.ru/cca/cca_1/raionir_1.htm

Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н. Карстоведение. Ч. 2. Региональное карстоведение. Пермь: Пермский гос. ун-т, 2008. 268 с.

Дублянский В.Н., Климчук А.Б., Киселев В.Э., Вахрушев Б.А., Ковалев Ю.Н., Мельников В.П., Рыжков А.Ф., Тинтилозов З.К., Чуйков В.Д., Чуруброва М.Л. Крупные карстовые полости СССР. Т. III. Спелеологические провинции Большого и Малого Кавказа. Киев, 1987. 260 с. Деп. в ВИНИТИ 06.01.1987, № 1112 – В-87.

Исаев В.А., Резван В.Д. К вопросу об унификации системы таксонов, используемых при карстолого-спелеологической дифференциации горного карста (на примере Западного Кавказа) // Карст и пещеры Кавказа. Сочи: Сочинское отделение РГО, 2003. С. 11–24.

Клименко В.И., Резван В.Д., Дублянский В.Н. Комплексные карстолого-спелеологические исследования и охрана геологической среды Западного Кавказа. Сочи, 1987. 126 с.

Лавров И.А., Андрейчук В.Н. Пещеры Урала и Приуралья // Пещеры. 1993. Вып. 23 (24). С. 6–29.

Липченко Ю.С. Карстово-спелеологическое районирование Карачаево-Черкесской республики // Проблемы геологии, геоэкологии и минералогении юга России и Кавказа. Материалы V Междунар. науч. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения профессора А.Г. Кобилева. Т. 2. Новочеркасск, 2006. www.rgo-speleo.ru/biblio/kar-cher.htm

Цыкин Р.А. Карст Сибири. Красноярск, 1990. 154 с.

Цыкин Р.А. Пещеры Алтае-Саянской горной области // Пещеры. 1993 Вып. 23 (24). С. 59–70.

Чикишев А.Г. Пещеры на территории СССР. М., 1973. 136 с.

Чикишев А.Г. Карст Русской равнины М.: Наука, 1978. 192 с.

УДК 551.435.84

Характеристика пещер Индерского карстового района

© 2018 г. И.В. Головачёв

Астраханский государственный университет, Астрахань; Астраханское областное отделение РГО, Астрахань
bask_speleo@mail.ru

Characteristics of caves in the Inder karst district

I.V. Golovachev

Astrakhan State University; Astrakhan city; Astrakhan Branch of the Russian Geographical Society, Astrakhan city
bask_speleo@mail.ru

The article gives a brief description of the karst area located near the Lake Inder (Atyrau region, Kazakhstan) and describes 14 caves found and surveyed during research expeditions organized by members of the section of speleology and karst studies of the Astrakhan branch of the Russian Geographical Society. Sulphate karst in this region is due to the emergence of ancient sedimentary rocks of the late Paleozoic age, raised on the day surface due to salt tectogenesis and forming the upper part of the keprok of the salt-dome massif. Inder karst region has a weak speleological study and is perspective for the further researches.

Key words: ***gypsum cap rocks, Inder Lake, karst cave, karst landscape, salt cupolas, sulphate karst.***

Дана краткая характеристика карстового района в окрестностях озера Индер (Атырауская область, Казахстан) и приводится описание 14 пещер, найденных и обследованных в ходе экспедиций, организованных членами секции спелеологии и карстоведения Астраханского областного отделения Русского географического общества. Сульфатный карст в этом районе обусловлен выходом на дневную поверхность древних осадочных пород позднепалеозойского возраста, поднятых на дневную поверхность вследствие соляного тектогенеза и составляющих верхнюю часть кепрока соляно-купольного массива. Индерский карстовый район имеет слабую спелеологическую изученность и перспективен для дальнейших исследований.

Ключевые слова: ***гипсовый кепрок, карстовая пещера, карстовый ландшафт, озеро Идер, соляные купола, сульфатный карст.***

Введение

Впервые автору довелось побывать в окрестностях озера Индер весной 2011 г. в ходе спелеологической экспедиции, организованной Астраханским отделением Русского географического общества. При характеристике пещер этого карстового района используются в основном результаты личных исследований автора.

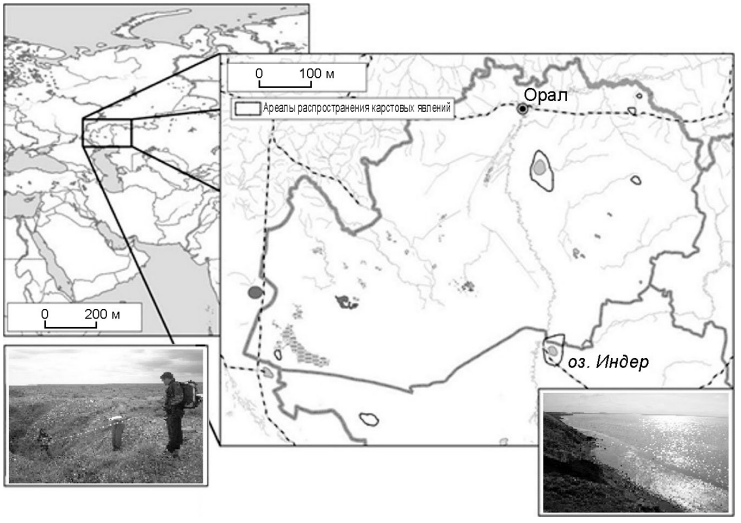


Рис. 1. Положение Индерского карстового района на карте

Озеро Индер находится на территории Индерборского района Атырауской области Республики Казахстан (рис. 1). На северном и северо-восточном берегах озера развит сульфатный карст, обусловленный выходом на дневную поверхность древних осадочных пород позднепалеозойского возраста. Карстующиеся породы подняты на дневную поверхность вследствие соляного тектогенеза и составляют верхнюю часть кепрока солянокупольного массива. Карст района озера Индер, согласно классификации Н.А. Гвоздецкого (1981), относится к Индерско-Эмбенскому карстовому округу Западно-Прикаспийской карстовой провинции Нижневолжско-Уральской карстовой области Восточно-Европейской карстовой страны.

Район окрестностей озера Индер располагается на левобережье р. Урал и представляет собой солянокупольное поднятие в виде платообразной возвышенности, приподнятой над окружающей степью на 20–25 м. Сводовая часть Индерского соляного купола сложена нижнепермскими отложениями кунгурского яруса (каменная соль с ангидритом, калийно-магнезиальные соли) и имеет площадь около 250 км^2. Поверх древних пермских отложений залегают отложения кепрока мощностью около 60 м, представленные толщей элювиального гипса (elP_2-Q) (Горбунова, 1979).

Впадина озера Индер представляет собой типичный компенсационный прогиб. Площадь озера равна 110–115 км^2. Плато Индерского поднятия, сложенное гипсовыми породами, круто обрывается с южной сто-

роны к прилегающей тектонической впадине, которая служит местным базисом эрозии и областью дренажа карстовых вод данного поднятия. Остальные стороны возвышенности представлены куэстообразными грядами. Поверхность плато активно закарстована (рис. 2). Плотность поверхностных карстовых форм достигает 200–300 штук/км^2. Основным составляющим элементом карстового ландшафта на плато служат карстовые воронки. Активность гипсового карста на Индерском поднятии составляет 1,87 мм/год (Алещенко, 1961).

Среди различных форм карстового рельефа в окрестностях озера Индер наибольший интерес вызывают *пещеры*. Они распространены в центральной и восточной частях Индерского поднятия.

Материалы и методы исследования

Исходными материалами для подготовки статьи послужили результаты многолетнего исследования карста и пещер в окрестностях озера Индер членами секции спелеологии и карстоведения Астраханского отделения Русского географического общества, полученные за период экспедиционной деятельности с 2011 по 2017 г. (Головачев, 2016).

Для характеристики пещер использовались материалы полевых исследований. Морфометрические показатели пещер обсчитывались на основании проведённых топографических съёмок. Наблюдения за температурой и влажностью воздуха проводились при помощи аспирационного психрометра Ассмана ТМ6-1. Характеристика минеральных отложений в пещере Ледяной папоротник дана на основании исследований, которые проводились в лабораторных условиях на сканирующем электронном микроскопе VEGA 3 LMH с системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 350/X-max 20 в Горном институте УрО РАН (аналитики Е.П. Чиркова, О.В. Коротченкова) (Кадебская, Головачев, 2017а), а рентгенофазовый анализ индерита был выполнен на геологическом факультете МГУ им. Ломоносова (аналитик Л.Ю. Кадебская) (Кадебская, Головачев, 2017б).

История исследования пещер

Так же как и район окрестностей озера Баскунчак, Индерское поднятие издавна привлекало к себе внимание многих отечественных исследователей, таких как: П.С. Паллас, П.А. Православлев и др. (Голова-

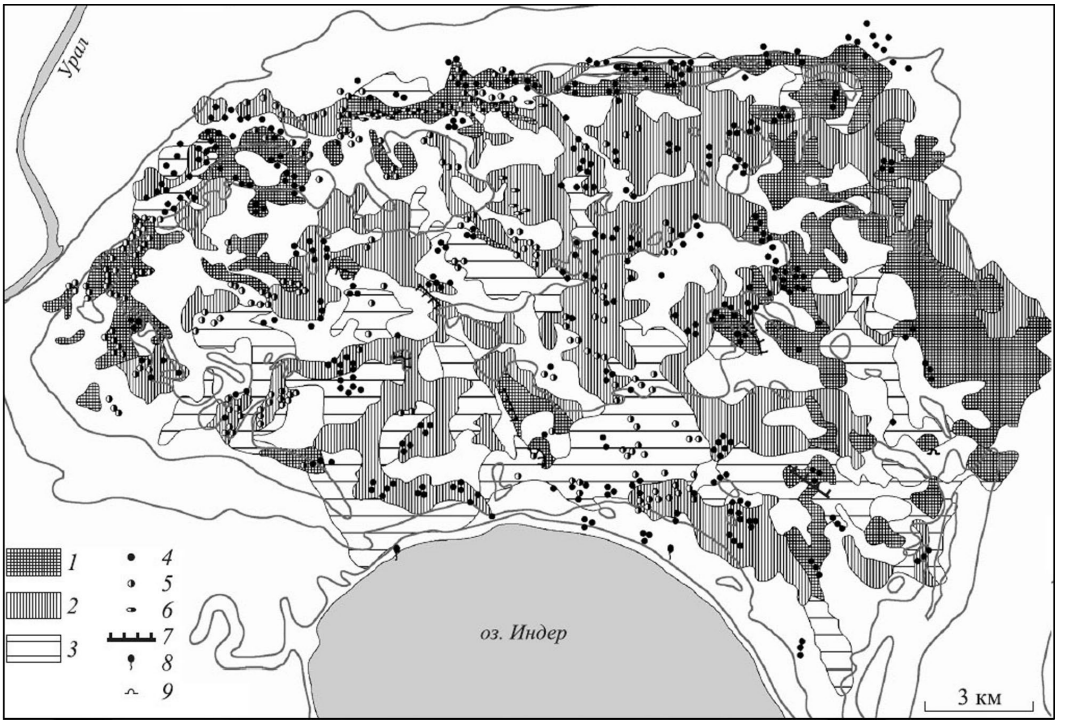


Рис. 2. Индерская денудационно-карстовая возвышенность (Яцкевич, 1937).
Участки: 1 – сильно закарстованные, 2 – средне закарстованные, 3 – слабо закарстованные. Воронки: 4 – блюдцеобразные, полностью или частично задернованные; 5 – конусообразные, открытые или частично задернованные; 6 – понорообразные и колодцеобразные открытого типа. 7 – карстовые гряды (Курган-тау); 8 – родники (источники высокоминерализованных вод); 9 – пещера Утелис-Кстау

чёв, 2010). Однако наиболее полные и систематические исследования данного района и, соответственно, карста начались только в середине 1930-х годов в связи с открытием и разведкой месторождения боратов. В 1935–1936 гг. здесь работала Индерская Боратовая экспедиция Центрального научно-исследовательского геологоразведочного института цветных и благородных металлов. Карстовые процессы и явления освещались в работах (Яцкевич, 1937; Алещенко, 1961; Коробов, Поленов, 1964; Нурмамбетов, 1964, 1965; Сотников, Архидьяконских, 1974).

Интересно, что в отношении количества пещер мнения исследователей расходятся. Так, З.В. Яцкевич (1937) пишет, что пещеры являются наименее распространённой и наименее характерной карстовой формой для гипсовой толщи Индерского поднятия, и далее добавляет, что в районе насчитывается всего лишь несколько пещер, составляющих весьма небольшую долю. Такого же мнения о количестве пещер в данном районе придерживается и Г.Р. Алещенко (1961), который указывает, что выходы их на поверхность редки. Однако С.С. Коробов и И.К. Поленов (1964) утверждают обратное, что пещеры встречаются довольно часто. Подобное утверждение приводится у К.А. Горбуновой (1977). Она пишет, что пещеры, преимущественно горизонтальные, встречаются довольно часто. Кроме того, описывая стены пещер, одни авторы указывают, что стены пещер гладкие, хорошо отшлифованные и лишь местами на них имеются карроподобные ложбины, расположенные друг над другом параллельно дну пещеры. Другие же авторы отмечают на стенах пещер множество продольных карровых борозд и мелких каверн. Если учесть, что в работах названных исследователей приводится в целом весьма беглое, в общих фразах, с приблизительными параметрами описание пещер, то можно сделать вывод о слабой спелеологической изученности района и недооценке ими роли спелеологического метода при карстологических исследованиях. По данным К.А. Горбуновой (1979) известно лишь, что пещеры имеют более или менее значительные размеры и разнообразную нередко сложную форму.

Г.Р. Алещенко (1961) несколько конкретизирует размеры пещер и указывает, что они имеют высоту потолка 2–3 м и длину до 20 м. Дно пещер горизонтальное. Они ориентированы в горизонтальном или близком к нему направлении (с небольшим уклоном к югу), что соответствует условиям залегания вмещающих гипсовых пород. Пещеры залегают на глубине 2–5 м от дневной поверхности. Днища пещер располагаются на разных гипсометрических уровнях (Яцкевич, 1937).

По Г.Р. Алещенко (1961) потолки имеют сводовую форму с нависшими глыбами и с неровной раковистой поверхностью. Входы пещер располагаются как на дне оврагов и воронок, так и в средней части их бортов. Выделяются не развивающиеся в настоящее время пещеры (с подвешенными входами и с корами вторичной кристаллизации гипса на стенах) и действующие пещеры, развитие которых в настоящее время продолжается (Горбунова, 1979).

Краткая характеристика пещер

В ходе экспедиционных работ, проведёных в 2011 и 2015–2017 гг. членами секции спелеологии и карстоведения Астраханского отделения РГО при изучении карстового рельефа сформировавшегося на Индерском поднятии, особое внимание уделялось поиску и обследованию пещер (Головачёв, 2016, 2017). Мы обнаружили 14 пещер различной морфологии, морфометрии и генезиса (табл. 1).

Пещера Утелис-Кстау (от казах. «Отемис кыстау» – «зимовка Отемиса»), которая упоминается в материалах З.В. Яцкевича (Яцкевич, 1937). Пещера найдена и обследована нами в мае 2011 г. Она находится в центре крупной карстовой котловины, расположенной в восточной части Индерского поднятия. Утелис-Кстау можно отнести к пещерам коррозионно-эрозионного типа. Она располагается вблизи дневной поверхности. Пещера горизонтальная и выработана в гипсовых отложениях кепрока соляного купола. Она характеризуется следующими морфометрическими параметрами: протяжённость 70 м, площадь 60 м^2, объём 120 м^3 (Ахмеденов и др., 2017).

Утелис-Кстау – проходная пещера. Она имеет два входа, различных по размеру и морфологии. Основной вход в пещеру обращён на север и имеет крупные размеры: высоту 3,7 м, ширину 3 м (рис. 3, а). Он выводит в основной крупный пещерный зал (рис. 3, б). Второй вход смотрит на юго-юго-восток и имеет более скромные размеры: высоту 2 м и ширину 1 м. Кроме двух входов ещё имеется несколько «окон» к дневной поверхности, через которые в пещеру также поступает солнечный свет.

Пещера представляет собой крупный хорошо освещённый подземный зал (площадью 24 м^2, объёмом 45 м^3 и высотой до 1,8–2,0 м), который связан с системой трещин и каналов разных размеров и морфологии. Отложения пола в пещерном привходовом зале пред-

Таблица 1. Перечень пещер в районе озера Индер
(по состоянию на 1 января 2018 г.)

№	Название пещеры	Протяжённость, м	Глубина от входа, м	Глубина от поверхности, м	Амплитуда, м	Площадь, $м^2$	Объём, $м^3$
1	Дырявый мешок-1	24,0	5,0	17,0	9,0	52,0	220,0
2	Дырявый мешок-2	87,0	10,5	22,5	12,5	145,0	165,0
3	Индерская-1	8,5	3,0	9,0	4,5	7,5	17,0
4	Индерская-2	23,0	9,0	14,0	9,0	27,0	70,0
5	Индерская-3	14,0	2,5	4,5	5,5	12,0	25,0
6	Индерская-4	21,5	4,5	13,5	5,0	28,0	30,0
7	Индерская-5	13,0	3,0	10,0	8,5	17,0	72,0
8	Колодец Одноглазый	53,0	29,0	29,0	29,0	140,0	600,0
9	Курпоскат	76,0	16,0	25,0	18,0	38,0	120,0
10	Ледяной папоротник	210,0	20,0	25,0	20,0	280,0	1200,0
11	Меандровая	63,0	9,5	17,5	11,0	40,0	180,0
12	Подвешенная	15,5	5,0	13,5	14,5	15,0	22,0
13	Слоистая	14,0	4,0	6,5	5,0	22,0	40,0
14	Утемис-Кстау	70,0	1,5	7,0	7,0	60,0	120,0
Всего:		**692,5**				**883,5**	**2881,0**

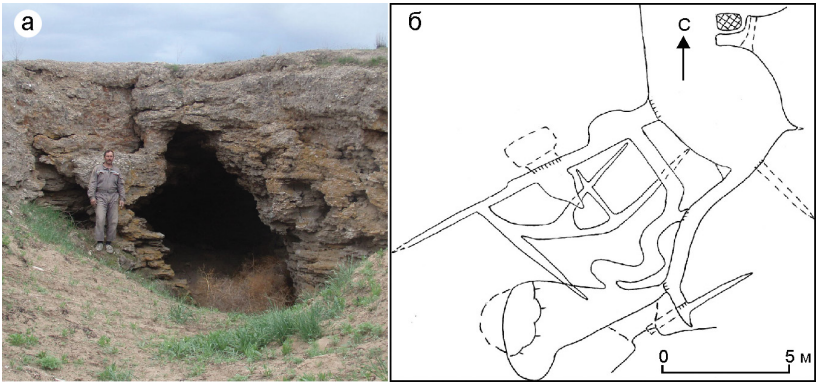


Рис. 3. Вход в пещеру Утелис-Кстау (а) и план пещеры (б). Фото С.А. Поспеева, съёмка И.В. Головачёва и Е.А. Лисицы, 2011 г.

ставлены тонкой пылеватой супесью, покрывающей гипсовый грубообломочный материал. Свод зала – ровный пласт гипса. Глубина пещеры от уровня основного входа около 1,5 м.

Пещера Утелис-Кстау известна давно. Рисунок её входа и схематичный план приводит в своей статье З.В. Яцкевич (1937). Однако

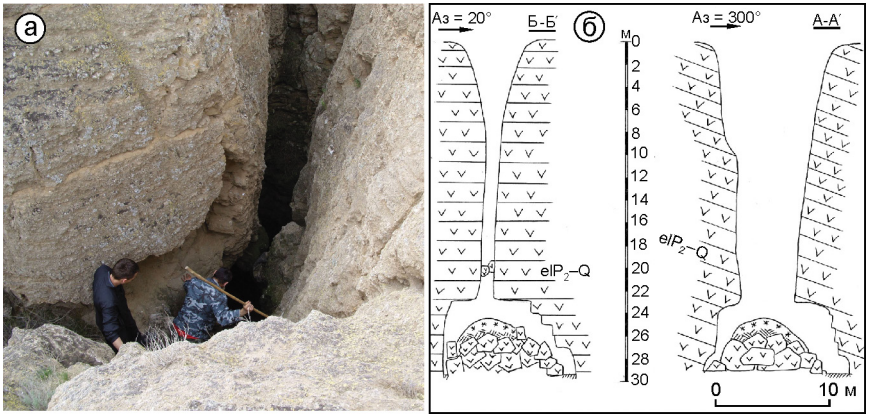


Рис. 4. Пещера Колодец Одноглазый (а) и её разрезы (б). Фото С.А. Поспеева, съёмка: И.В. Головачёва и Е.А. Лисицы, 2011 г.

кроме зарисовки входного отверстия и схематичного плана пещеры (неверно сориентированного по сторонам света) в статье, к сожалению, нет более никакой информации об этой полости. Пещера, вследствие легкодоступности, часто посещается людьми. Общее экологическое состояние пещеры удовлетворительное. Микроклимат в пещере из-за крупных размеров входа очень сильно зависит от поверхностных метеоусловий.

Пещера Колодец Одноглазый, обнаруженная нами в мае 2011 г., представляет собой крупный колодец карстового генезиса, раскрывающийся в нижней части в небольшую пещерную полость. Сечение колодца – сильно вытянутый овал, длинная ось которого имеет субширотную ориентацию (рис. 4, а). Горловина колодца имеет размеры 10×4 м, в средней и нижней части 5–6×1 м. Максимальная глубина до дна пещеры – 29 м. У самого дна колодец переходит в крупную пещерную камеру, имеющую высоту до 6 м, ширину около 11 м и длину около13 м. Посреди этой камеры под колодцем располагается конус обвальных отложений высотой до 4–5 м, занимающий всю площадь дна пещерной полости (рис. 4, б). Свод камеры ровный плоский и по нему идёт пропласток прозрачного кристаллического гипса (так называемое «марьино стекло») мощностью до 0,7 м. Карры на стенах пещеры отсутствуют, однако в изобилии встречаются кристаллические гипсовые образования, чем-то внешне напоминающие кораллиты. Они располагаются широкой полосой до 1,5 м высоты над полом пещеры. Пещера

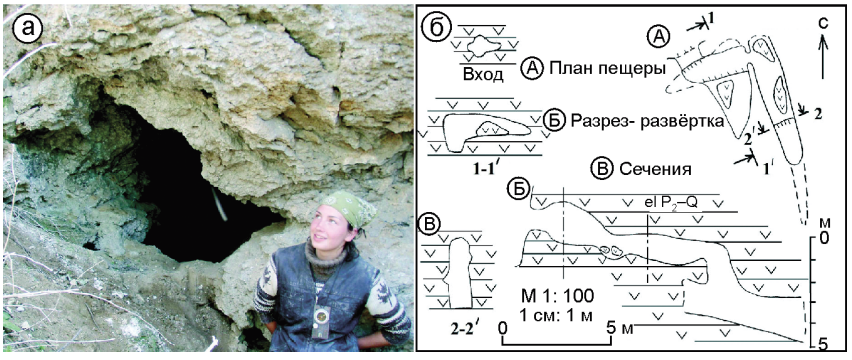


Рис. 5. Вход в пещеру Подвешенная (а), а также (б): план (А), разрез (Б) и сечения (В) пещеры. Фото И.В. Головачёва, топографическая съёмка И.В. Головачёва, Е.А. Лисицы, С.А. Поспеева и О.Н. Золина, 2011 г.

заложена в серых среднезернистых гипсах, залегающих с падением в ЗСЗ направлении (угол падения 20°, азимут 300°). В средней и верхней частях входного колодца гипсы, слагающие стенки, сильно выветрены. В 10 м от поверхности и вглубь колодца его стены покрыты мхом.

Пещера представляет собой «холодовый мешок». На момент обследования (первая неделя мая) стены, пол и своды пещеры на дне колодца были покрыты инеем и кристаллами изморози размером до 0,5–1 см. На дне колодца до лета лежит фирновый снег и лёд, но затем всё же стаивает полностью. О длительном застаивании холодного воздуха в карстовых пустотах и воронках, благодаря чему снег может сохраняться в течение всего года, упоминается и в работе (Яцкевич, 1937). На дне пещеры имеется некоторое количество мусора, скинутого местными жителями в колодец. Однако следов пребывания людей в пещере не отмечено. Надписи и рисунки на стенах и сводах пещеры отсутствуют. Пещера труднодоступна и очень неудобна для спуска. Для её посещения желательно делать навеску и/или применять специальное снаряжение для страховки.

Пещера Подвешенная найдена астраханскими спелеологами в мае 2011 г. в северной части карстового поля. Вход в пещеру расположен в середине склона карстовой асимметричной воронки (рис. 5, а). Входное отверстие образовалось путём обрушения фрагмента стены подземной полости. Пещера имеет карстово-разрывной генезис и представляет собой небольшую просторную камеру, переходящую в длинный узкий лаз (рис. 5, б).

Дно пещеры сложено обломочным гипсовым материалом. Экологическое состояние пещеры удовлетворительное. Следов посещения людьми не отмечено. Протяжённость пещеры 15,5 м, глубина от уровня входа 5 м, а от уровня степи 13,5 м, площадь 15 м^2, объём 22 м^3. В центральной части карстового поля на гребне гипсового бугра Суатбайтау в непосредственной близости от дневной поверхности были найдены и обследованы нами в мае 2011 г. ещё две пещеры (Головачёв, 2016). Они представляют собой узкие относительно длинные полости коррозионно-разрывного типа.

Пещера Индерская-1 расположена на гребне гипсового бугра. Вход в пещеру в виде вертикального прямоугольника (со сторонами 1,5×1 м) находится в основании южного склона симметричной конусовидной карстовой воронки (рис. 6, а). Пещера заложена в гипсовых породах и представляет собой вертикальную трещину (рис. 6, б). Гипсы тёмно-серые, слоистые, моноклинально залегающие с падением 25–30° к юго-западу. Протяжённость пещеры около 8,5 м, глубина относительно входа 3,2 м, площадь 7,5 м^2, объём 17 м^3. Через входное отверстие она хорошо освещается в светлое время суток. Экологическое состояние пещеры удовлетворительное.

Пещера Индерская-2 также расположена на гребне того же гипсового бугра, но несколько севернее пещеры Индерская-1. Вход в пещеру открывается в виде вертикального провала с размерами горловины 2,5×1,5 м (рис. 7, а). Пещера заложена в гипсовых породах. Гипсы тёмно-серые, слоистые, залегающие субгоризонтально с небольшим падением к юго-западу. Протяжённость пещеры около 23 м, глубина относительно входа около 9 м, площадь 27 м^2, объём 70 м^3. Через входное отверстие она хорошо освещается в светлое время суток (рис. 7, б). Экологическое состояние пещеры удовлетворительное. Пещера представляет собой «холодовый мешок» и имеет снежно-ледяные отложения, сохраняющиеся в нижней части пещеры в течение всего года (Головачев, 2016).

В мае 2015 г. в ходе обследования юго-восточной части карстового поля был обнаружен карстовый участок, разбитый разрывными трещинами соляно-купольного тектогенеза. Трещины вертикальные, глубиной до 10–15 м и шириной раскрытия до 1,0 м и более. Ориентировка трещин меридиональная и субширотная. Многие из них открываются на дневную поверхность. Но многие переходят в перекрытые вертикальные подземные полости коррозионно-разрывного

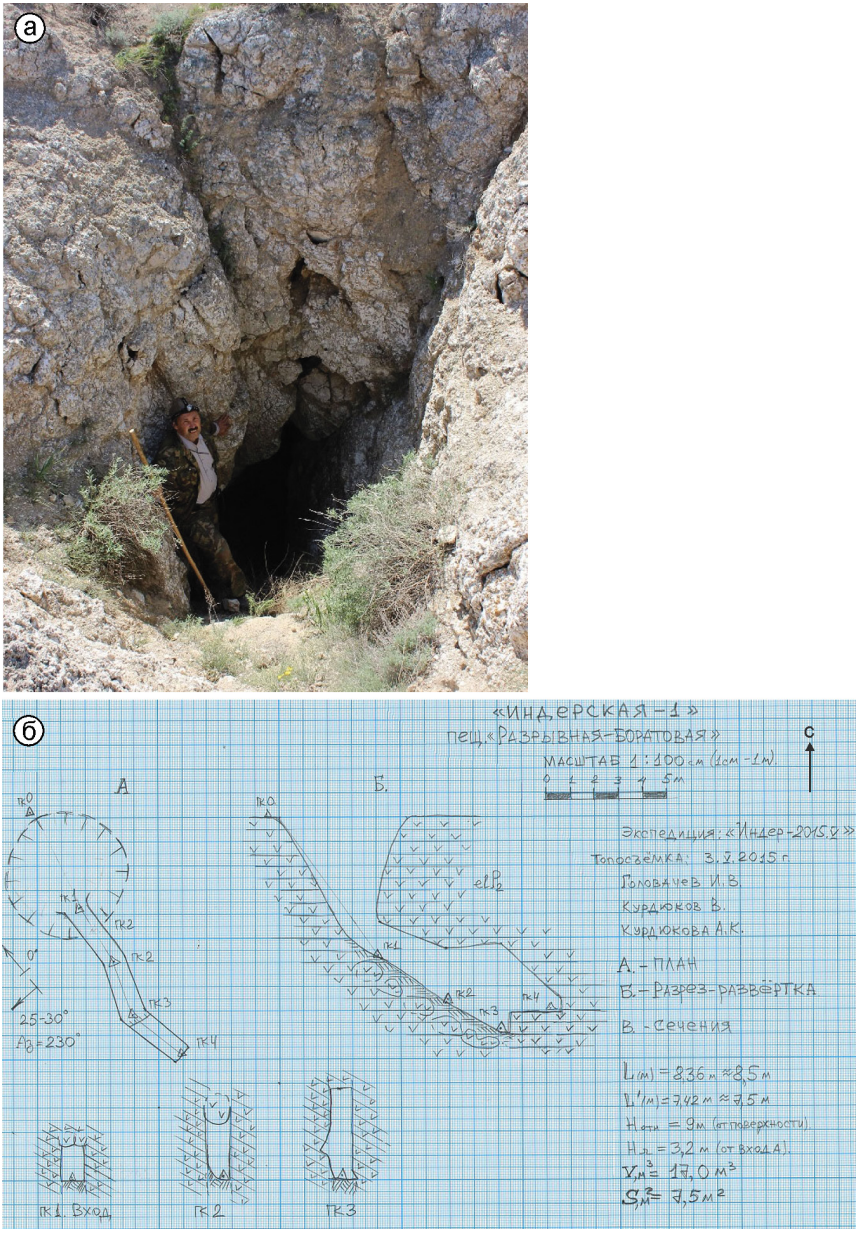


Рис. 6. Вход в пещеру Индерская-1 (а), а также (б): план (А) и разрез (Б) пещеры. Фото В.Н. Курдюкова, топографическая съёмка И.В. Головачёва, В.Н. и А.Н. Курдюковых, 2015 г.

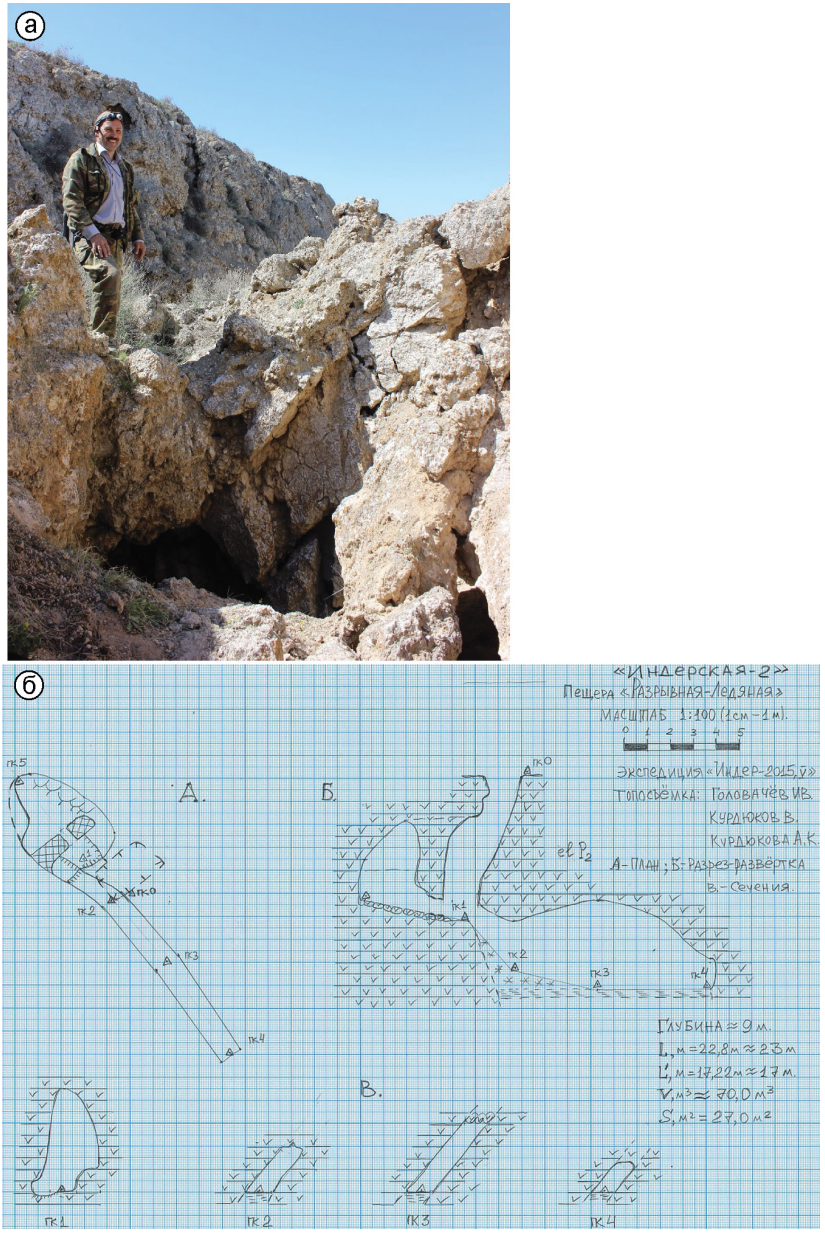


Рис. 7. Вход в пещеру Индерская-2 (а), а также (б) план (А) и разрез (Б) пещеры. Фото В.Н. Курдюкова, топографическая съёмка И.В. Головачёва, В.Н. и А.Н. Курдюковых, 2015 г.



Рис. 8. В пещере Индерская-3 (а), а также (б) план (А) и разрез (Б) пещеры. Фото В.Н. Курдюкова, топографическая съёмка И.В. Головачёва, С.А. Поспеева, В.Н. и А.Н. Курдюковых, 2015 г.)

типа различной протяжённости и глубины. На этом участке во время экспедиционных работ в октябре 2015 г. мы нашли и обследовали две небольших пещеры также коррозионно-разрывного типа.

Пещера Индерская-3 – проходная пещера. Она располагается между двумя воронками провального генезиса (рис. 8, а). Протяжённость пещеры 14 м, площадь 12 м^2, объём 25 м^3. Глубина пещеры относительно входа 2,5 м, а относительно поверхности 4,5 м. Пещера заложена в горизонтально залегающих гипсах. Через входные отверстия пещера хорошо освещается в светлое время суток (рис. 8, б). Экологическое состояние пещеры удовлетворительное.

Пещера Индерская-4 представляет собой низкий лаз, средняя высота которого около 1 м (рис. 9). Протяжённость пещеры 21,5 м, площадь 28 м^2, объём 30 м^3. Глубина пещеры относительно входа 4,5 м, а относительно поверхности 13,5 м. Входное отверстие имеет вид горизонтального прямоугольника размером 1,5×0,5 м. Пещера вытянута в меридиональном направлении и выработана также вдоль разрывной

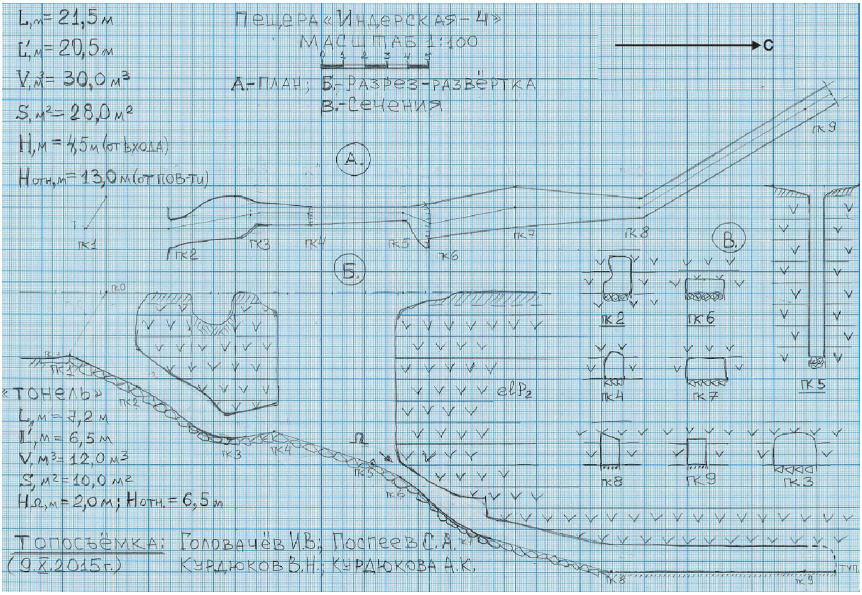


Рис. 9. План (А) и разрез (Б) пещеры Индерская-4. Топографическая съёмка И.В. Головачёва, С.А. Поспеева, В.Н. и А.Н. Курдюковых, 2015 г.

трещины. Вмещающие породы представлены горизонтально залегающими светло-серыми среднезернистыми гипсами. Экологическое состояние пещеры удовлетворительное.

В мае 2015 г. мы обнаружили в восточной части карстового поля *пещеру Ледяной папоротник* – самую крупную и интересную пещерную полость Индерского района (рис. 10). Эта пещера начинается вертикальным входным колодцем (рис. 11) глубиной до 14 м, на стенках которого произрастает папоротник Пузырник ломкий (*Cystopteris fragilis (L.) Bernh*). Из привходового зальчика через низкий лаз можно попасть в основную часть пещеры, высота которой достигает до 4–7 м.

Пещера имеет богатое снежно-ледяное убранство, представленное конжеляционными льдами, которые имеют сезонный характер и формируются за счёт замерзания инфильтрационных вод, поступающих из зон вертикальной нисходящей и горизонтальной циркуляции. Отложения этого типа включают в себя наледи, сталактиты, сталагмиты, сублимационные ледяные кристаллы. В пещере также находится многолетняя слоистая наледь высотой до 2,7 м, шириной до 1,5 м и длиной до 4,7 м и общим объёмом около 20 м^3 (Головачёв, 2016, 2017).

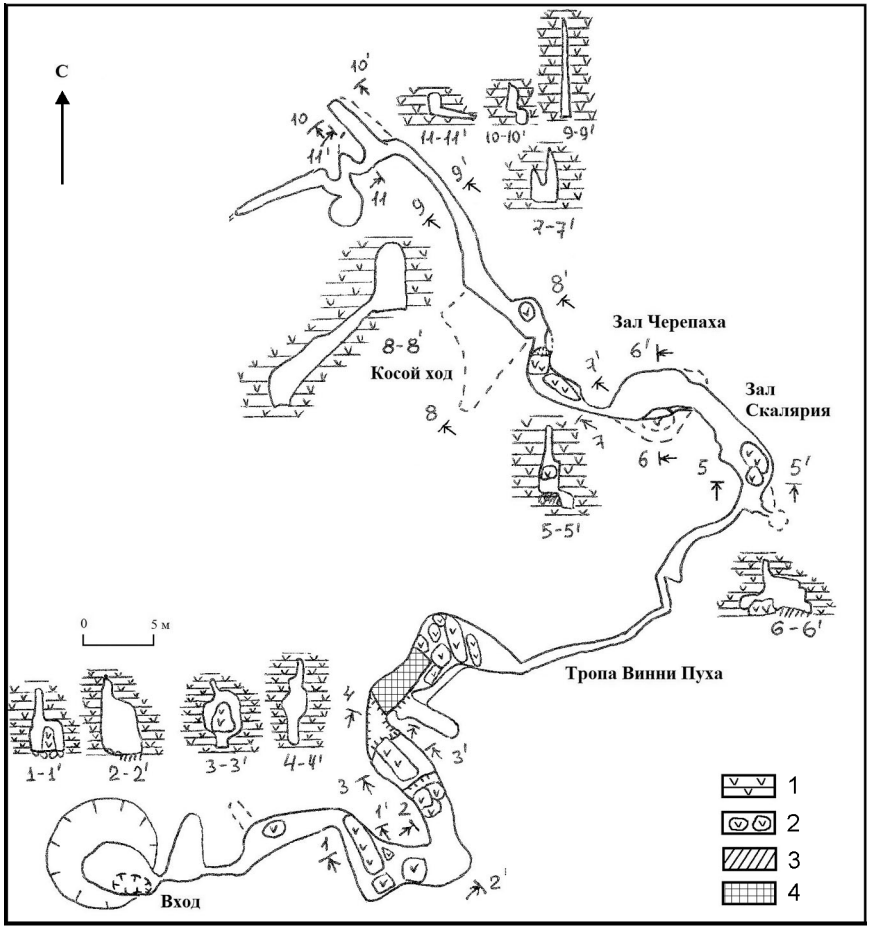


Рис. 10. План пещеры Ледяной папоротник. Топографическая съёмка И.В. Головачёва, С.А. Поспеева, В.Н. и А.Н. Курдюковых, 2015 г.
1 – элювиальный гипс, 2 – гипсовые глыбы, 3 – песчано-алевритовые отложения, 4 – многолетняя наледь

Наледь служит эпицентром холода в пещере. Это первая крупная подземная многолетняя наледь на территории Северного Прикаспия.

В пещере Ледяной папоротник проведены исследования криогенных минералов (Кадебская, Головачёв, 2017а) и описано видовое разнообразие, минералогические и кристаллографические особенности новообразованных в пещере минералов (Кадебская, Головачёв, 2017б). В нейтральной микроклиматической зоне при положительных тем-



Рис. 11. Спуск в пещеру Ледяной папоротник. Фото А.К. Курдюковой

пературах в пещере образуются кальцит $CaCO_3$, гипс $CaSO_4 \times 2H_2O$, мирабилит $Na_2[SO_4] \times 10H_2O$, улексит $NaCa[B_5O_6(OH)] \times 5H_2O$, тенардит $Na_2[SO_4]$, глауберит $Na_2Ca(SO_4)_2$, целестин $SrSO_4$, индерит $Mg[B_3O_3(OH)_5] \cdot 5H_2O$. Описанное проявление индерита как вторичного минерала пещер – первая находка в мире.

В дальней своей части пещера украшена гипсовыми сталактитами и сталагмитами (рис. 12). По данным после проведения топосъёмочных работ протяжённость пещеры составила 210 м, глубина от поверхности 25 м, площадь 280 м^2, объём около 1200 м^3 (Головачёв,



Рис. 12. Гипсовый сталактит в пещере Ледяной папоротник. Фото В.Н. Курдюкова

2016, 2017). Следов посещения людьми в пещере не отмечено. Общее экологическое состояние пещеры – отличное. Пещера труднодоступна и очень неудобна для спуска. Для её посещения желательно делать навеску и применять специальное снаряжение.

В мае 2016 г. мы обнаружили ещё три пещеры. Их детальное обследование и топосъёмка были проведены весной 2017 г. Пещеры «Дырявый мешок-1» и «Дырявый мешок-2» располагаются на северо-восточном участке карстового поля, а пещера «Слоистая» на юго-восточном участке.

Пещера Дырявый мешок-1 представляет собой крупную нисходящую мешкообразную полость в дальней части, которой через низ-

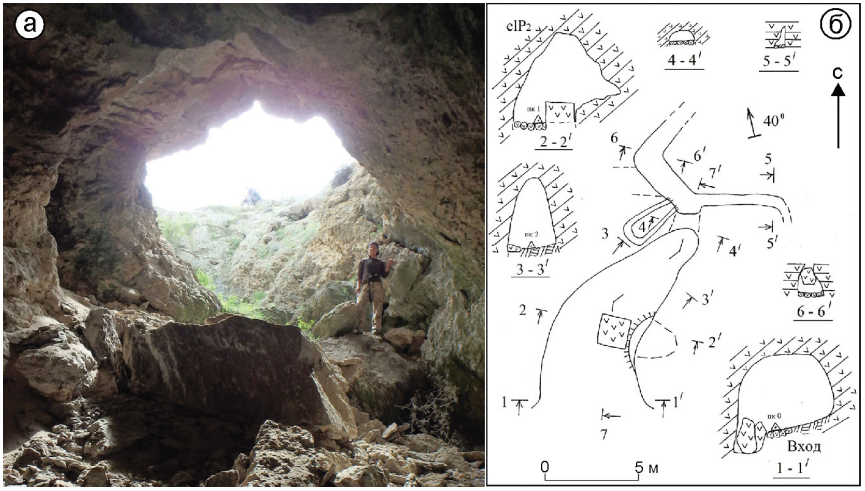


Рис. 13. В пещере Дырявый мешок-1 (а) и её план (б). Фото И.В. Головачева, топографическая съёмка И.В. Головачев, Д.С. Каткова, А.Н. Курдюковой, 2017 г.

кий лаз можно попасть в узкие водоотводящие каналы и трещины (рис. 13). Вход в пещеру располагается в северной борту карстовой воронки гравитационного генезиса и имеет размеры 4×4 м (т.е. площадь привходового грота 16 м^2). Пещера заложена в толще элювиального гипса, залегающего с падением 40–45° в северном направлении. Гипсы светло-серые с белыми прослоями, средне- и крупнозернистые, моноклинально залегающие. Протяжённость пещеры 24 м, глубина от поверхности 17 м, глубина от входа 5 м, площадь 52 м^2, объём 220 м^3.

Благодаря крупному входу пещера прекрасно освещается в дневное время. Следов посещения людьми не отмечено, т.е. нет мусора, надписей на стенах, кострищ, закопченных участков и пр. Полость активно посещается животными и птицами, о чём можно судить по обилию погадок, следов и т.п. Экологическое состояние пещеры удовлетворительное.

Пещера Дырявый мешок-2 располагается в непосредственной близости от входа в пещеру «Дырявый мешок-1», в одной и той же карстовой воронке, но в разных её бортах. Вход в пещеру находится в западном борту карстовой воронки гравитационного генезиса и имеет размеры 4,5×2,1 м. Пещера представляет собой нисходящую мешкообразную полость, в дальней части которой через низкий лаз можно попасть в длинный узкий сырой и грязный водоотводящий канал с небольшими камерами-расширениями (рис. 14).

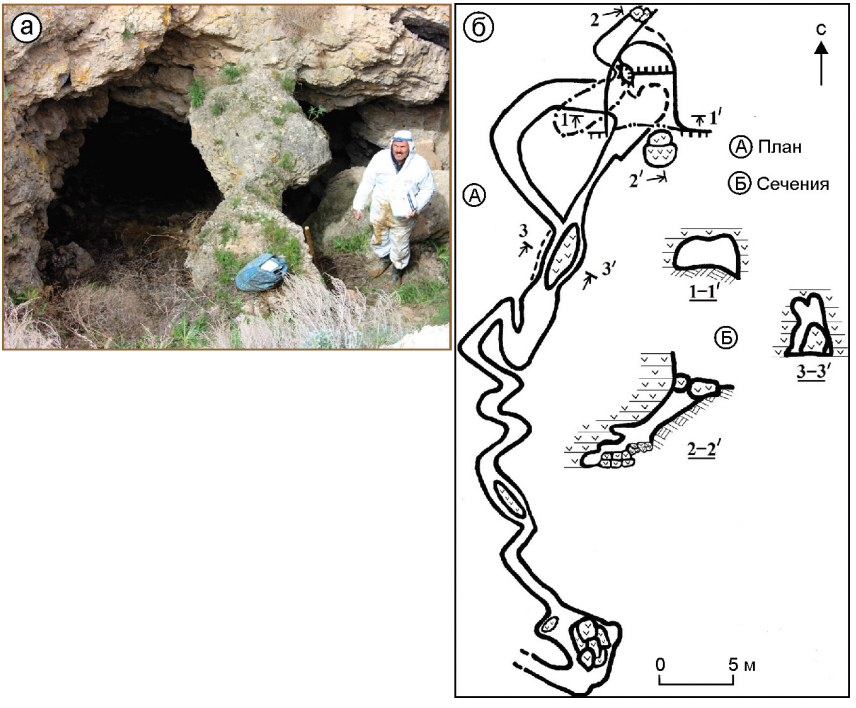


Рис. 14. Вход (а) и план пещеры (б) Дырявый мешок-2. Фото В.Н. Курдюкова, топографическая съёмка И.В. Головачева, Д.С. Каткова, А.Н. Курдюковой, 2017 г.

Пещера заложена в толще элювиального гипса, залегающего с падением под углом 40–45° в северном направлении. Гипсы светло-серые с белыми прослоями, средне- и крупнозернистые, моноклинально залегающие. Глубина пещеры от входа 10,5 м, протяжённость 87 м, проложение 84 м, площадь 145 м^2, объём 165 м^3. Благодаря крупному входу Привходовый грот пещеры прекрасно освещается в дневное время. Следов посещения людьми не отмечено, т.е. нет мусора, надписей на стенах, кострищ, закопчённых участков и пр. Полость посещается животными и птицами, экологическое состояние пещеры удовлетворительное. Пещера перспективна для дальнейшего обследования.

Пещера Слоистая расположена на гребне гипсового бугра. Вход образовался за счёт обрушения небольшой полости, располагавшейся близко к дневной поверхности. Пещера заложена в тонкослоистых белесых гипсах моноклинального залегания, залегающих с падением на юго-юго-восток (угол падения 50°, азимут 160°). Глубина пещеры от входа 4 м, про-

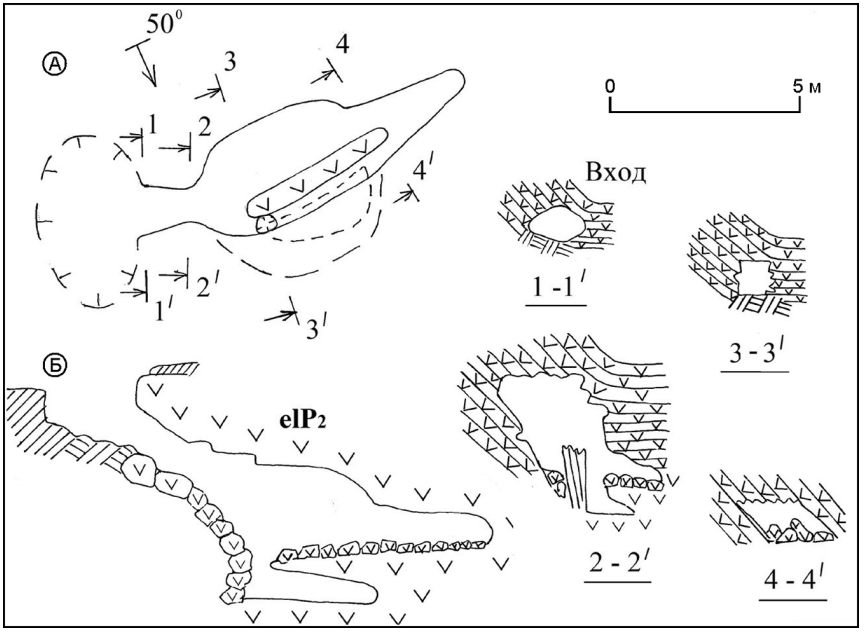


Рис. 15. План (А) и разрез (Б) пещеры Слоистая. Топографическая съёмка И.В. Головачева, Д.С. Каткова, А.Н. Курдюковой, М.А. Кузнецовой, 2017 г.

тяжённость 14 м, проложение 12 м, площадь – 22 м^2, объём 40 м^3. Пещера сухая и хорошо освещается внутри в дневное время через входное отверстие (рис. 15). Она имеет разрывной генезис. Экологическое состояние пещеры удовлетворительное. Следов посещения людьми не отмечено.

Весной 2017 г. было найдено ещё две пещеры: «Курпоскат» на северо-востоке карстового поля в непосредственной близости от пещеры «Ледяной папоротник», и «Индерская-5», расположенная на юго-восточном участке вблизи пещеры Слоистая.

Пещера Индерская-5 расположена на гребне гипсового бугра. Она имеет разрывной генезис и образовалась в ходе соляно-купольного тектогенеза. Входное отверстие имеет треугольное сечение. Высота входа 5,5 м при ширине 2 м. Пещера представлена широкой трещиной в гипсах, выклинивающейся вверх (рис. 16). Глубина пещеры от входа 3 м, протяжённость 13 м, проложение 10 м, площадь 17 м^2, объём 72 м^3. Полость сухая и хорошо освещается в дневное время. Дно сложено глыбовым обломочным гипсовым материалом. Экологическое состояние пещеры удовлетворительное. Следов посещения людьми не отмечено.

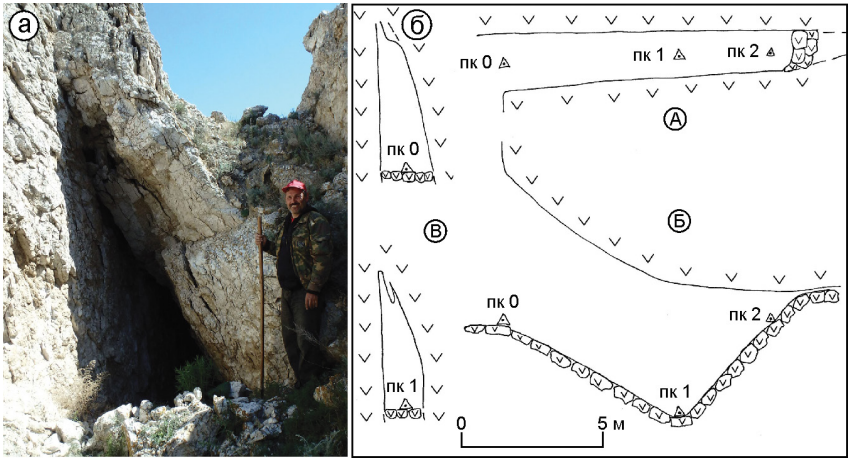


Рис. 16. Вход в пещеру (а), а также план (А), разрез (Б) и сечения (В) пещеры Индерская-5. Фото М.А. Кузнецовой, топографическая съёмка И.В. Головачёва, Д.С. Каткова, М.А. Кузнецовой, 2017 г.

Пещера Курпоскат расположена на северо-востоке карстового поля в непосредственной близости от пещеры «Ледяной папоротник». Вход в пещеру представляет собой вертикальное треугольное отверстие высотой 2,2 м и шириной 0,8 м. Вход располагается в основании северо-западной стенки карстовой колодцеобразной воронкой глубиной около 10 м. Пещера имеет карстово-разрывной генезис и представляет собой набор трещин, обработанных карстовыми процессами (рис. 17). В пещере есть каминообразный зальчик «Сталактитовый», в котором на своде имеются гипсовые сталактиты длиной до 10–15 см, а стены обильно украшены белесыми гипсовыми корами вторичной кристаллизации и щётками мелких прозрачных кристаллов гипса.

В октябре 2017 г. удалось найти лаз, соединивший между собой пещеры «Курпоскат» и «Ледяной папоротник». Дно сложено обломочным гипсовым материалом. Экологическое состояние пещеры удовлетворительное. Следов посещения людьми не отмечено. Протяжённость пещеры 76 м, проложение 56 м, глубина от уровня входа 16 м, а от уровня степи 25 м, площадь 38 м^2, объём 120 м^3.

Пещера Меандровая найдена нами в мае 2016 г. в юго-восточной части карстового поля. Вход в пещеру (рис. 18, а) расположен в середине склона карстовой котловины сложной формы. Входное овальное в плане отверстие образовалось путём обрушения свода подземной

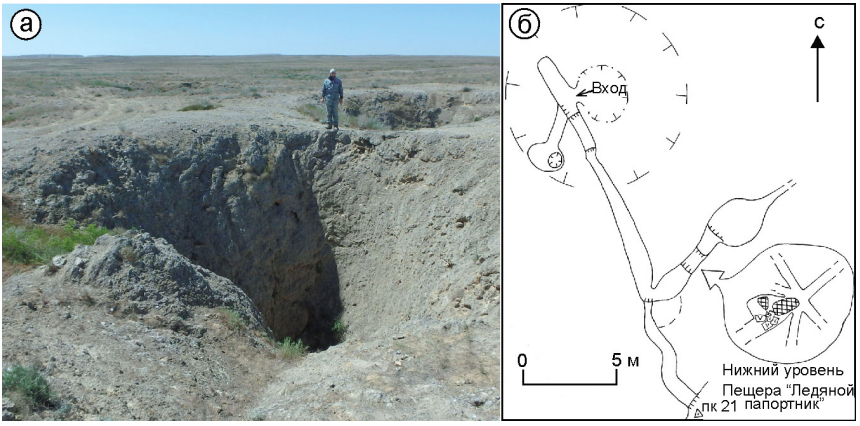


Рис. 17. Карстовая воронка с входом (а) в пещеру Курпоскат и план этой пещеры (б). Фото И.В. Головачева, топографическая съёмка И.В. Головачёва, Д.С. Каткова, С.А. Поспеева, В.Н. и А.К. Курдюковых, 2017 г.

полости. Пещера имеет карстово-эрозионный генезис и представляет собой длинный узкий, но высокий меандр (рис. 18, б). Дно сложено обломочным гипсовым материалом. Экологическое состояние пещеры удовлетворительное. Следов посещения людьми не отмечено. Протяжённость пещеры 63 м, проложение 57 м, глубина от уровня входа 9,5 м, а от уровня степи 17,5 м, площадь 40 м^2, объём 180 м^3.

Обсуждение и выводы

На основании проведённого нами спелеологического обследования Индерского карстового района уже можно сделать некоторые выводы и обобщения. В отношении количества пещер следует согласиться с мнением С.С. Коробова и И.К. Поленова (1964) утверждавших, что пещеры встречаются довольно часто. Выявленные и обследованные пещеры в основном горизонтальные. Они имеют разную морфологию и морфометрию. Однако протяжённость их не велика, и, как правило, не превышает сотни метров. Глубина залегания этих пещер также незначительна. Основная часть обследованных пещер относится к коррозионно-разрывному типу. Они и представляют собой вертикальные трещины в гипсовых породах, образованные вследствие солянокупольного тектогенеза. Стены таких пещер относительно ровные и не имеют карров. Подобные пещеры характерны

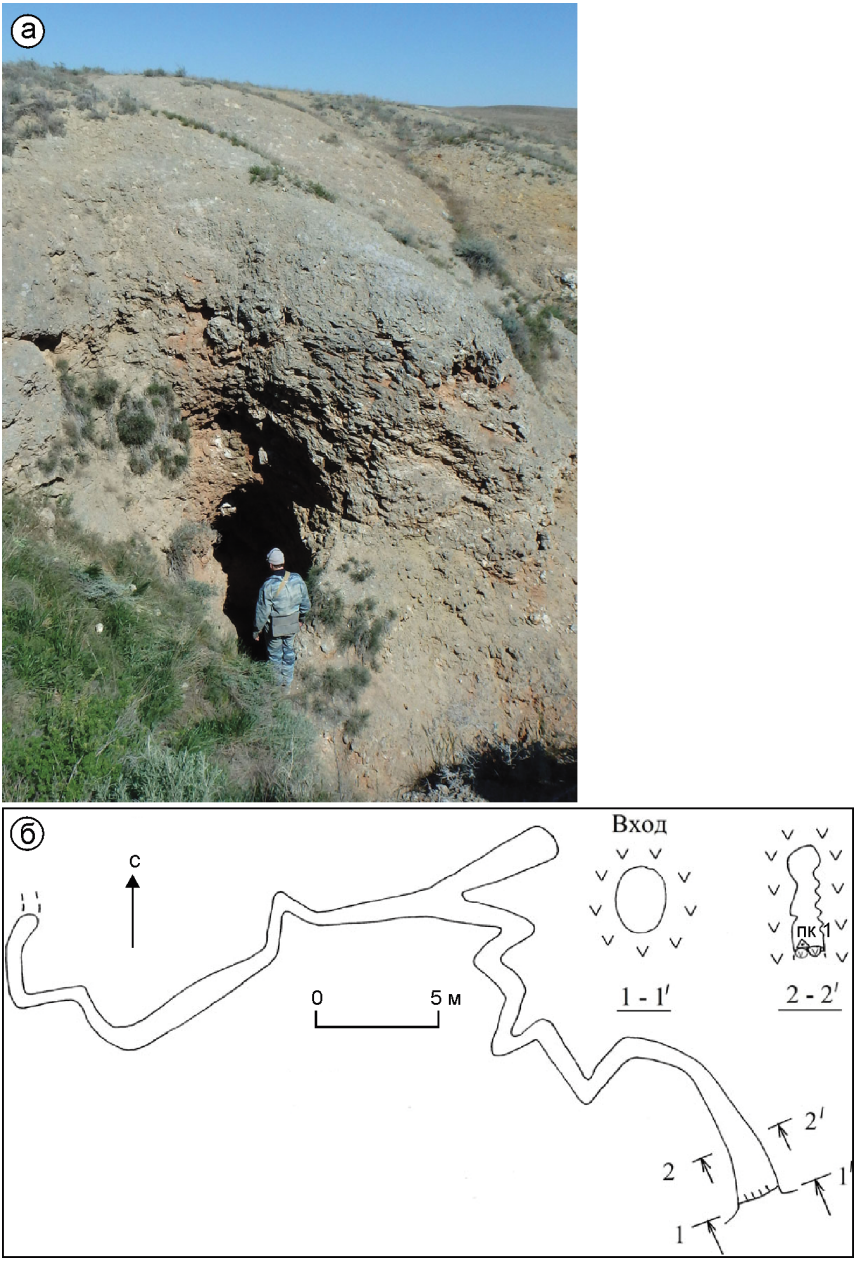


Рис. 18. Вход в пещеру Меандровая (а) и её план (б). Фото И.В. Головачева, топографическая съёмка Д.С. Каткова, С.А. Поспеева, В.Н. и А.К. Курдюковых, 2017 г.

для гребневых частей гипсовых бугров и для поднятия, расположенного на юго-востоке карстового поля. На этих поднятиях вполне возможно в перспективе обнаружение подобных пещер, как правило, небольшой протяжённости. Две пещеры коррозионно-разрывного типа (Курпоскат и Ледяной папоротник) располагаются на дне карстовых воронок. Они имеют стены и своды, покрытые корой вторичной кристаллизации гипса, а также в них имеются гипсовые сталактиты и сталагмиты. Несколько пещер (Меандровая, Дырявый мешок-2, Утемис-Кстау) относятся к коррозионно-эрозионному типу. Их горизонтальная часть – это древний или современный канал подземного стока, вскрытый денудацией. Стены этих пещер имеют разнообразные карры и каверны.

Пещеры Колодец Одноглазый, Индерская-2 и Ледяной папоротник представляют собой «холодовые мешки». Эти пещеры накапливают в себе зимой холодный воздух и имеют снежно-ледяные отложения. Но только в последних двух пещерах лёд сохраняется в течение всего года и перелетовывает.

Интересная особенность обследованных пещер района окрестностей озера Индер – отсутствие в них пещерных озёр и водотоков. Возможно, новые спелеологические исследования позволят их обнаружить.

Основная масса пещер расположена вблизи поверхности. Только три пещеры из четырнадцати в глубину достигли отметки в 25 м (см. табл. 1), при мощности отложений гипсовой толщи до 50–60 м. Тем не менее, можно смело предположить наличие в этом районе пещер большей глубины и протяжённости, так как все обследованные пещеры располагаются в зонах вертикального нисходящего и частично переходного движения карстовых вод в карстующемся массиве. Пока не обнаружены пещеры, уходящие в зону горизонтального и сифонного движения карстовых вод. Подземные полости в этих зонах должны быть. На это указывает тот факт, что буровыми работами на границе контакта солей с породами кепрока были обнаружены своеобразные карстовые зоны, где могут иметь место «…значительные в площадном распространении карстовые полости, куда в большом количестве сносились покровные неоген-хазарские образования…» (Косыгин, 1940). Предполагается наличие подобных зон (со значительными карстовыми полостями) на уровне стояния подземных вод (за счёт «коррозии смешивания») и их этажность, обусловленная колебаниями уровня вод в предыдущие времена. Глинистые породы,

заполняющие полости в этих зонах, составляют до 30% от объёма пород гипсовой шляпы (Косыгин, 1940).

Следует отметить и тот факт, что кепрок Индерского купола обводнён трещинно-карстовыми надсолевыми водами, связанными с карстующимися гипсами. Обращает внимание исключительно высокая (300–500 л/сут) фильтрационная способность пород Индерского кепрока. Это же подтверждает наличие 32 минерализованных родников на северном берегу озера Индер, в которых происходит разгрузка карстовых вод. Суммарный дебит всех родников составляет в среднем 35,25 л/с, или 1,1 млн м^3/год (Ахмеденов и др., 2017).

Кроме того, история формирования данного карстового района указывает на возможное наличие большого количества подземных полостей, сформировавшихся в периоды глубоких регрессий Палеокаспия. В эти периоды данная территория подвергалась интенсивной продолжительной денудации (в том числе карстовой). Развитие карста происходило в благоприятных для него условиях, на фоне активизации солянокупольного тектогенеза. Сформировавшийся карстовый рельеф был впоследствии неоднократно погребён отложениями последующих трансгрессий Палеокаспия. В настоящее время происходит процесс реставрации карста за счёт выноса заполнителя в условиях продолжающегося подъёма Индерского соляного купола (Головачев, 2010).

Район окрестностей озера Индер требует дальнейшего детального карстолого-спелеологического обследования. Секция спелеологии и карстоведения Астраханского отделения РГО в ближайшие годы планирует продолжить поиск и обследование пещер в этом интересном карстовом районе. Полученные данные позволят глубже понять историю формирования рельефа Северного Прикаспия.

Литература

Алещенко Г.Р. Гипсовый карст на примере соляного купола Северного Прикаспия // Тр. Казахстанского НИИ минерального сырья. 1961. Вып. 6. Алма-Ата. С. 134–146.

Ахмеденов К.М., Петрищев В.П., Головачёв И.В., Бакиев А.Г., Горелов Р.А.,. Калмыкова О.Г, Майканов Н.С. Индерский солянокупольный ландшафт – заповедная жемчужина Западного Казахстана / Ред. К.М. Ахмеденова. Уральск: Зап.-Казахст. аграрно-технич. ун-т им. Жангир хана, 2017. 142 с.

Гвоздецкий Н.А. Карст. М.: Мысль, 1981. 214 с.

Головачёв И.В. Карст и пещеры Северного Прикаспия. Астрахань: Издат. дом «Астраханский университет». 2010. 215 с.

Головачёв И.В. Пещеры окрестностей озера Индер // Теория и методы современной геоморфологии. Материалы XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН, Симферополь, 3–8 октября 2016 г. Т. 2. Симферополь. 2016. С. 171–175.

Головачёв И.В. Характеристика крупнейшей пещеры Индерского карстового района. // Геология, география и глобальная энергия. Астрахань: Издат. дом «Астраханский университет». 2017. № 4 (67). С. 101–113.

Горбунова К.А. Карст гипса СССР. Пермь: изд-во Пермского гос. ун-та. 1977. 84 с.

Горбунова К.А. Морфология и гидрогеология гипсового карста. Пермь: изд-во Пермского гос. ун-та, 1979. 95 с.

Кадебская О.И., Головачев И.В. Характеристика криогенных минералов пещеры Ледяной папоротник (Казахстан) // Геология, география и глобальная энергия. Астрахань: Издат. дом «Астраханский университет». 2017а. № 1 (64). С. 109–122.

Кадебская О.И., Головачев И.В. Характеристика новообразованных минералов в нейтральной микроклиматической зоне пещеры Ледяной папоротник (Казахстан) // Геология, география и глобальная энергия. Астрахань: Издат. дом «Астраханский университет». 2017б. № 3 (66). С. 198–208.

Коробов С.С., Поленов И.К. Карст одного солянокупольного поднятия Прикаспийской впадины // Гидрогеология соляных месторождений и минеральные воды. Л.: Недра, 1964. С. 84–97.

Косыгин Ю.А. Соляная и гипсовая тектоника Актюбинской области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1940. Вып. 1. С. 123–125.

Нурмамбетов Э.И. О связи подземных вод Индерского солянокупольного поднятия с водами реки Урал // Изв. АН Казахской ССР. Сер. геол. 1964. № 3. Алма-Ата. С. 93–97.

Нурмамбетов Э.И. О закарстованости гипсовой шляпы одного из соляных куполов // Вест. АН Казахской ССР. 1965. Вып. 10. Алма-Ата. С. 50–55.

Сотников А.В., Архидьяконских Ю.В. О карстовых водах соляных куполов Прикаспийской впадины. // Гидрогеология и карстоведение. 1974. Вып. 5. Пермь: изд-во Пемского гос. ун-та. С. 150–153.

Яцкевич З.В. Материалы к изучению карста Индерского поднятия. // Изв. Всес. геогр. об-ва. 1937. Т. 69. Вып. 6. С. 937–955.

УДК 551.444

Новые данные о спелеоводоносных системах Пинежского заповедника

© 2018 г. В.Б. Еремеев[1], Е.М. Лускань[2], С.Б. Селянина[3]

[1]Московское отделение РГО, Москва; [2]Архангельский центр РГО, Архангельск; [3]Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики имени Н.П. Лаверова РАН, Архангельск
gumin@fciarctic.ru

New information on speleo-aquifers' systems of the Pinega Nature Reserve

V.B. Eremeev[1], E.M. Luskan[2], S.B. Selyanina[3]

[1]Moscow Branch of the Russian Geographical Society, Moscow;[2]Arkhangelsk Centre of the Russian Geographical Society, Arkhangelsk; [3]N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research Russian Academy of Science, Arkhangelsk
gumin@fciarctic.ru

The article contains the information materials acquired due to the cave's systems' research (1998–2017) at the territory of the Pinega Nature Reserve; the authors present specified data about previously known caves, information about new underground spaces and its' interconnections. Perspective of the speleo-aquifers' system concept for research of the natural processes in karst rocks illustrated by the examples of Verkhnekumichyovskaya, Saburovskaya and Karyelovskaya systems. The concept is also important for karst spaces' studies. It is considered that the speleo-aquifers' systems are the most mature macro objects of the underground karsts. This fact allows purposefully studying intensity of the karst process, planning new search routes, defining the most perspective directions for research known objects, creating theoretical base for generalizations of the received data. There are 105 caves with a total length of 55 km recorded within the Pinega Nature Reserve

Key words: ***Belomorsko-Kuloyskoe plateau, cave's systems, karst process, Pinega Nature Reserve, Speleo-aquifers' system.***

В статье представлены материалы изучения пещерных систем на территории Пинежского государственного заповедника в 1998–2017 гг. Приведены уточнённые данные об известных ранее пещерах, сведения о новых подземных полостях и об их взаимосвязях. На примере Верхнекумичевской, Сабуровской и Карьеловской систем показано, что привлечение концепции спелеоводоносных систем перспективно для понимания природных процессов в карстующихся породах. Она важна также для поиска и изучения карстовых полостей. Изучение спелеоводоносных систем как наиболее зрелых макрообъектов подземного карста позволяет понять интенсивность карстового процесса, планировать новые поисковые маршруты, определять наиболее перспективные направления исследования известных объектов. На территории Пинежского заповедника открыто и закартировано 105 пещер суммарной протяжённостью 55 км.

Ключевые слова: ***Беломорско-Кулойское плато, карстовые процессы, пещерные системы, Пинежский заповедник, спелеоводоносные системы.***

Введение

Пинежский заповедник, на территории которого представлены все типичные формы карстового рельефа, обеспечивает сохранение и изучение в естественном состоянии карстовых ландшафтов Беломорско-Кулойского плато. В результате ледниковых и карстовых процессов здесь сформирован уникальный комплекс подземных и поверхностных проявлений сульфатного карста: пещер, воронок, рвов, котловин, провалов, шелопняковых полей и карстовых логов (Малков и др., 2001).

В исследовании пещер на территории Пинежского заповедника можно выделить три периода. Первый период целенаправленного комплексного (карстово-спелеологического, ландшафтно-геоботанического и флористического) изучения междуречья Кёлды, Сотки и Пинеги связан с накоплением первичных научных данных и обоснованием создания здесь заповедной зоны – с 1960-х годов до образования Пинежского заповедника в августе 1974 г. Участие инициатора создания Пинежского заповедника геоботаника и географа Д.Н. Сабурова в постановке задач и обобщении результатов карстологических исследований уже на первом этапе обеспечило системность работ спелеологов, и в первую очередь Ленинградской секции спелеологии. Результаты их экспедиций послужили важным аргументом при обосновании ценности территории и необходимости придания ей охранного статуса. В этот период на территории будущего заповедника и его охранной зоны найдены такие крупные пещеры как Ленинградская, Юбилейная, имени Географического Общества, имени Леонида Землякa, Большой и Малый Холодильник, Карьеловский Провал, Водопадная, доказано существование крупной карстово-водоносной системы оз. Ераскино – р. Карьела (Пещеры…, 1974).

Второй период в изучении карстовых явлений на данной территории (расширение и систематизация знаний) продолжался с момента создания Пинежского заповедника в 1974 г. вплоть до рубежа веков, когда эти сведения были обобщены сотрудниками Карстового отряда Архангельской геологической службы в (Малков и др., 2001), а также в диссертационной работе Е.В. Шавриной (2002). На этом этапе работы по поиску и изучению пещер Пинежского заповедника и его охранной зоны состояли в обследовании и картировании пещер, поиске новых и привязке входов всех известных пещер. Из крупнейших пещер детально исследованы Кумичёвка, Конституционная, Пехоровский Провал, Большая Пехоровская,

Китеж, Ледяная Волна, Голубинский Провал и ряд других, открыты и частично картированы новые пещеры, в том числе имени Д.Н. Сабурова, № 482, имени С. Зеленина (Гуркало, Бутаков, 1998–2018).

Таким образом, к концу XX в. накопленный весомый объём информации по геолого-карстологической характеристике Пинежья позволил ведущими специалистам по карсту и пещерам Архангельской области В.Н. Малкову и Е.В. Шавриной констатировать, что на территории Пинежского заповедника на площади 25×20 км представлены почти все варианты строения и развития северного карста, при этом наиболее зрелые элементы объединяются в спелеоводоносные системы. Из-за продолжающегося поднятия территории подземные водотоки характеризуются повышенной скоростью течения с заметным уклоном русел, наличием сливов, перекатов, водопадов от до 4–6 м (Малков и др., 2001).

Третий (современный) этап изучения пещер Пинежского заповедника связан с развитием концепции спелеоводоносных систем. Спелеоводоносная система – это генетически взаимосвязанная система обводненных пещер, в которую входят полости, расположенные в области питания, транзита, разгрузки подземных карстовых вод, где основной сток концентрируется в пещерных звеньях (Максимович, 1969). Их возникновение обусловлено длительностью процессов карстования массивов, фрагментацией поверхностных водосборов и одновременным переводом поверхностного стока в подземный. (Малков и др., 2001). Методологически подобные системы изучаются по отдельным доступным фрагментам, вскрываемым пещерами на участках поглощения, транзита или разгрузки карстовых вод. Потому упомянутая концепция послужила основой как для организации мониторинговых наблюдений, так и для поиска новых карстовых полостей.

На территории Пинежского заповедника и его охранной зоны в гидролого-гидрогеологическом отношении выделено 12 спелеоводоносных систем. По шести из них проводилось картирование и опробование с целью определения гидравлических связей и скорости карстовой денудации (Шаврина, Малков, 2008). Результаты исследований 1984–1988 гг. были опубликованы в монографии (Шаврина, Малков, 2000). Карта-схема локального карстового стока, составленная по результатам исследования спелеоводоносных систем, приведена в статье Е.В. Шавриной в настоящем сборнике. Большинство крупнейших пещер Пинежского заповедника является частью той или иной спелеоводоносной системы. Наиболее изучены спелеоводоносные

системы Голубинского карстового участка, пещерной системы Кумичёвка-Визборовская, Конституционная, Сабуровская, Карьеловская.

Область питания спелеоводоносных систем – локальные водоразделы, расположенные между основными реками (дренами) и карстовыми логами (локальными эрозионными врезами). Трещинно-карстовые воды, циркулирующие в массиве в виде концентрированных подземных рек, питаются за счёт поглощения поверхностного стока – руслового, паводкового и дождевого в поноры и трещиноватые зоны полей карстовых воронок (шелопняк), котловин и депрессий (Структура…, 2000).

Пути подземной трансляции карстовых вод достаточно продолжительны. В рельефе спелеоводоносные системы связаны с сетью древних ледниковых ложбин, карстово-гляциальных долин, депрессий и наиболее крупных котловин. По местоположению пещер, вскрывающих подземные потоки, можно выделить верхние – питающие, средние – транзитные, нижние – разгрузочные звенья спелеоводоносных систем (Шаврина, Малков, 2008), закономерными водоносными элементами которых служат боковые и магистральные сифонные каналы (Малков и др., 2001).

Современная активность экзогенных геологических процессов на изучаемой территории (Шаврина и др., 2017) обуславливает необходимость периодического уточнения данных натурных наблюдений, проведения повторных исследований карстовых участков и пещер Пинежского заповедника, системного поиска и топосъемки вновь вскрывающихся полостей.

В рамках многолетней программы по изучению и документации карстовых пещер на территории Пинежского заповедника, объединенной группой спелеологов-исследователей из Архангельска, Москвы и Санкт-Петербурга в XXI веке проводились экспедиции, основой планирования которых явилась концепция спелеоводоносных систем заповедника.

Ниже приведены обновленные по сравнению с представленными в (Малков и др., 2001; Структура…, 2000) материалы изучения элементов спелеоводоносных систем заповедника.

Методика. В исследовании применялись методика поисковых полевых работ, изложенная в (Коврижных, 1974), методы визуального описания, карстовой гидрологии – индикаторный и гидрохимический методы. Картирование пещер проводилось методом полуинструмен-

тальной топографической съёмки. Для определения границ спелеоводоносных систем применялся анализ сопоставления топографических карт земной поверхности, пещер и пещерных систем. В качестве информационной основы использованы данные многолетних полевых работ и наблюдений на территории Пинежского заповедника (Гуркало, Бутаков, 1998–2018).

Верхнекумичевская спелеоводоносная система

Верхнекумичевская спелеоводоносная система разгружается в долине р. Сотка. В гидрогеологическом плане её поглощающим и транзитным звеньями следует считать систему пещер Кумичёвка-Визборовская. Сейчас установленная длина системы 7260 м, в том числе пещеры Кумичёвка – 4520 м, пещеры Визборовская – 2740 м, амплитуда 24 м, общая площадь более 53 тыс. м^2, объём более 120 тыс. м^3.

Пещера Кумичёвка (открыта в 1974 г.) – участок поглощения карстовых вод Верхнекумичевской спелеоводоносной системы. Протяжённость подземного водотока 3,15 км – прослеживается от главного входа до сифона в конце пещеры. Расход в летнюю межень на входе в пещеру составляет 110–130 л/с, температура воды 9,0–12,5 °С. В пещере имеются три крупных притока с расходом до 70 л/с. У конечного сифона расход реки колеблется от 160 до 210 л/с. В летний период водный поток прогревает пещеру на всю её длину. Минерализация в подземной части увеличивается вниз по потоку от 1,54 до 2,05 г/л.

Главный вход в пещеру провально-гротового типа находится в живописной каньонообразной провальной долине и поглощает р. Кумичёвку (рис. 1). Входной портал пещеры – крупнейший на Севере: ширина его 40 м, а высота достигает 13 м. Пещера представляет собой крупный магистральный ход с расширениями в виде залов, имеет боковые притоки. Формирующие потоки направлены с юга на север. Подземный рельеф (горизонтальный с линейный типом проработки), формировавшийся в течение всего позднего плейстоцена и раннего голоцена, образован в основном полостями вадозного типа, отчасти сохранились фрагменты фреатических полостей (Гуркало, Бутаков, 1998–2018).

Пещера Визборовская (открыта в 1982 г.) начинается с грота, куда поглощается ручей под четырёхметровым водопадом, и продолжается как система крупных галерей, туннелей и залов с редкими боковыми притоками. Пещера имеет 6 входов (в том числе, групповых), которые



Рис. 1. Поглощение р. Кумичёвка пещерой. Фото А.Л. Шелепина

расположены в днище карстовых провалов и котловин. Магистральный ход в средней части пещеры – это галереи шириной от 12 до 22 м и высотой от 2 до 5 м. В дальней части пещеры расположена система пересекающих магистральный ход древних галерей северо-восточного направления шириной 10–20 м и высотой 2–4 м.

По магистральному ходу пещеры Визборовская в северо-западном направлении течёт ручей Визборовский длиной 1,5 км. В зимнюю межень его дебит составляет 35–40 л/с. В 20 м от его начала вниз по ручью с юга впадает левый приток – ручей Южный, а ещё через 30–40 м – левый приток в виде шестиметрового водопада ручей Водопадный. Наиболее крупный приток – ручей Северный, имеющий длину более 230 м, впадает в ручей Визборовский в средней части пещеры в зале Крылатый. На 60 м ниже его устья начинается сифонный пережим, за которым ручей Визборовский поворачивает на северо-запад и течёт к пещере Кумичёвка.

Исследования 1998–2002 гг. подтвердили, что пещеры Кумичёвка и Визборовская представляют собой единую систему, соединяющуюся узким полусифоном, с общей разгрузкой водотоков. На поверхности к северо-востоку и востоку от центральной части пещеры Визборовская, а

также в районе конечного сифона пещеры Кумичевка имеются перспективные провальные котловины и воронки (Гуркало, Бутаков, 1998–2018).

Спелеоводоносная система Сабуровская

В юго-восточной части Пинежского заповедника в районе Северного и Пехоровского логов находится ряд пещер и скрытая под землёй гидрографическая сеть водотоков, вместе образующие единую гидрологическую систему, дренирующую данную территорию. Она названа в честь инициатора создания Пинежского заповедника Д.Н. Сабурова. Преимущественно подземная, дендритовая по структуре гидрографическая сеть системы объединена центральным водотоком – подземной рекой Сабурова (рис. 2). Поверхностный сток из водосборного бассейна отсутствует, разгрузка в р. Пинега происходит в виде серии рассредоточенных и грифонных источников в районе пещеры Большая Голубинская. Суммарный расход этих источников в период летней межени 2001 г. зафиксирован на уровне 260–320 л/с.

В спелеоводоносную систему Сабуровская входит 15 известных в настоящее время пещер, самые крупные из них примыкают непосредственно к реке Сабурова. Суммарная протяжённость исследованных пещер системы превышает 12,3 км. Крупнейшие из них – пещера имени Д.Н. Сабурова (1104 м), № 482 (1084 м), Пехоровский Провал (2262 м), система пещер Северный Сифон – Среднесеверная (6230 м).

Питающие звенья спелеоводоносной системы фиксируются в виде фрагментов ручьёв, вскрытых карстовыми формами. Водоток прослеживается в юго-западном направлении, где дважды вскрывается, а затем течёт севернее. Южнее ручей вновь вытекает из-под оползня, а через 200 м поглощается пещерой Верхняя Сабуровская. На расстоянии 400 м по прямой водоток с меженным расходом до 50–60 л/с ещё раз выходит на поверхность и далее через 150 м уходит под землю в пещеру № 482. Заметно увеличившись, река в полукилометре к юго-западу снова появляется из-под оползня на замыкании лога и, преодолев по поверхности около 200 м, втекает в пещеру Промежуточная, где вскоре делится на два потока. Меньшая часть движется под правым бортом лога в пещере Промежуточная-Западная, а бóльшая – под днищем лога, а затем под его левым бортом по пещере Промежуточная-Восточная. На выходе из последней поток проходит несколько десятков метров вдоль скального обнажения, падает с уступов Поте-

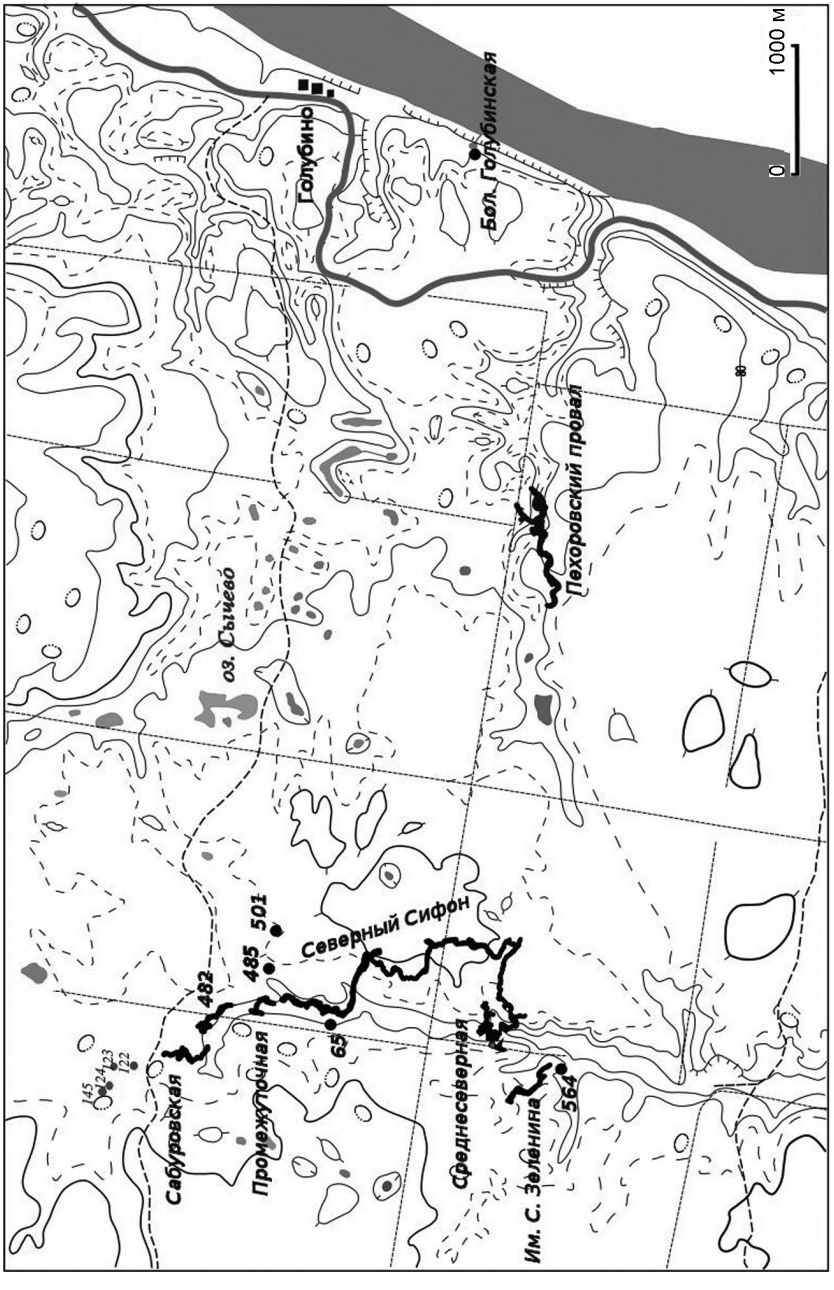


Рис. 2. Схема спелеоводоносной системы Сабуровская. Составил В.Б. Еремеев



Рис. 3. Русло подземной Карьелы в пещере Северный Сифон. Фото К.М. Пировича

рянного Водопада, и уже окончательно уходит под землю в Верхний вход пещеры Северный Сифон, где разделившиеся ранее потоки вновь объединяются. В подземную реку в зале водопадом впадает ручей из восточного отвилка лога, а на 300 м ниже по течению – приток из пещеры Малый Водопад. Ниже по течению водоток виден с поверхности в провальной воронке Главного входа пещеры Северный Сифон.

Пещеры имени Д.Н. Сабурова (Сабуровская) и № 482 отличаются достаточно высокими (1,5–3,5 м) и широкими (3–6 м) основными ходами вдоль современной реки (рис. 3) с многочисленными фрагментами более древних ярусов, представленных карнизами, потолочными нишами, боковыми лабиринтовыми участками ходов меньшего сечения, часто со следами фреатического генезиса.

В разрезе пещерного блока выше уровня развития пещерных ходов находится местный водоупор – слой доломита. С приуроченным к нему водоносным горизонтом связано образование в этих пещерах в местах просачивания насыщенной карбонатом воды вторичных карбонатных образований: сталактитов, сталагмитов, флагов, чаш-капельников, покровных кор. Протекание этих процессов в настоящее время доказывает расположение чаш-капельников и тонких кальцитовых кор поверх субсовременных глинистых наносов даже в пойменной части реки. Вместе с тем, на продолжительный харак-

тер образования вторичных карбонатных отложений в этих пещерах указывает наличие потолочных кор, прикреплённых к массиву гипса лишь тонкими перемычками: слой гипса, поверх которого изначально натекала эта кора, уже растворился. Радиоуглеродный анализ, выполненный в лаборатории Института географии РАН, показал возраст образца подобной коры 4390±70 лет (Еремеев, Еремеева, 2014).

Пещера Промежуточная (картирована в 2001–2003 гг.) – следующая по р. Сабурова после пещеры № 482, она служит транзитным участком спелеоводоносной системы и во многом обязана своей морфологией более низкому расположению в разрезе её пещерного блока мощного перекрывающего пласта доломитов. На участках с сохранившимся скульптурным обликом проработок в коренном контуре этот слой доломита определил сильно уплощённое сечение ходов с малой вертикальной амплитудой даже разновозрастных проработок. В местах развития обвально-гравитационных явлений слой доломита образовал скопления наваленных или осевших плит. С локальной флексурой доломитового слоя, видимо, связано разделение реки и пещеры на два участка: вскоре после ухода потока под правый борт лога в пещере наблюдается обширный участок с осевшими плитами доломита, на котором бóльшая часть потока сейчас уходит влево, пересекая тальвег лога под его днищем. Меньшая часть потока при этом продолжает идти под правым бортом по сильно разрушенной проработке со скульптурной правой частью её сечения и обвальной левой. Вновь оба потока соединяются уже ниже Потерянного Водопада, на участке Верхнего входа пещеры Северный Сифон.

Самая крупная в системе и следующий транзитный участок спелеоводоносной системы – пещера Северный Сифон (открыта в 1974 г.). Её главный вход имеет ширину 10 м, высоту 5 м. На большей части пещера представляет собой субсовременную коррозионно-эрозионную проработку сильно уплощённого сечения с выделяющимися двумя уровнями: проработка современной реки и расположенный несколько выше более древний ярус, играющий в местах обособления роль канала паводкового сброса. Характерная ширина галерей 5–12 м при высоте 0,7–1,1 м. На отдельных участках ширина достигает 20–30 м, а в Большом залоиде – 53 м. На значительном протяжении гипсометрическое положение ходов пещеры контролируется мощными подстилающим и перекрывающим слоями доломита, между которыми пещера как бы «зажата» в разрезе.



Рис. 4. Карстовые формы Северных логов. Фото К.М. Пировича

Геологический разрез представлен гипсами с тонкими прослоями и линзами доломитов, глин, селенитов. Породы входят в состав соткинской свиты сакмарского яруса нижней перми (P_1sot). Мощность пород пещерного блока – около 35 м. В морфогенетическом облике пещеры преобладают черты фреатико-вадозной и вадозной стадий развития. Возраст пещеры датируется поздним плейстоценом – голоценом. (Гуркало, Бутаков, 1998–2018).

Крупный боковой ход в дальней части пещеры Северный Сифон подходит вплотную к борту Северного лога (рис. 4) вблизи входа в пещеру Среднесеверная. Эта пещера характеризуется значительной вертикальной амплитудой галерей в своей центральной части, что связано, по-видимому, с пликативными и дизъюнктивными нарушениями крупных порядков, а также с гидрологической ступенькой, местом «перескока» одного верхнего водоносного горизонта на нижний. На это указывает пятиметровый водопад в пещере и этажность её строения, занимающая своими первичными проработками 9-метровый по высоте интервал разреза. Один из ходов пещеры Среднесеверная пересекает тальвег Северного лога и уходит под противоположный борт.

В 2016 г. в результате расчистки рыхлых наносов, заполнявших древний пещерный канал, обнаруженный при обследовании привходового зала пещеры Среднесеверная по заметной тяге воздуха, уда-

лось соединить пещеры Северный Сифон и Среднесеверная. С учётом новых участков в районе сбойки задокументированная длина составила 6239 м, и пещерная система Северный Сифон – Среднесеверная стала второй по протяжённости пещерой Пинежского заповедника.

От дальней известной точки основного обводнённого хода системы Северный Сифон – Среднесеверная до пещеры Пехоровский Провал около 2,5 км. Поиск, основанный на представлениях об этих полостях как ветвях единой спелеоводоносной системы, позволил в ноябре 2016 г. открыть в южной части бассейна Северного лога новую пещеру – № 573. Она представляет собой комбинацию фрагментов обвальных залов, промытых галерей в коренном контуре гипсов, действующих и осушенных водопадных камер глубиной до 6 м, имеет нижний ярус с водотоком. Интересно практически полное отсутствие рыхлых пещерно-аллювиальных отложений в ходах с ручьём, что может указывать на отсутствие участков активного размыва и выноса моренных отложений в местах сопряжения элементов подземного и поверхностного карста в бассейне питания ручья. Разведанная часть пещеры оценивается в 200 м, но при этом сильная тяга тёплого воздуха на входе позволяет предположить значительную протяжённость всей пещеры, а также наличие расположенных ниже входов.

Западнее Северного лога особняком расположены пещеры имени С. Зеленина (716 м) и Рокочущая (53 м), которые представляют собой вскрытые проработкой современных ручьёв фрагменты древней обширной полости, местами разрушившиеся и доросшие до поверхности, образуя там цепочки воронок и участки карстового лога. Сохранившиеся участки подземных ходов пещеры имени С. Зеленина с остатками разных ярусов в стенах и на потолке имеют ширину более 10 м и высоту до 9 м (рис. 5). Повсеместно наблюдаются частично кольматированные остатки разноуровневых ленточных проработок ранних этапов развития полости. Пещера Рокочущая – вскрывшийся в провальной воронке фрагмент русла подземного ручья, текущего в направлении от пещеры имени С. Зеленина. Расход водотока в этой пещере (по данным 1999–2015 гг.) составляет в среднем в летнюю межень 90 л/с, а в зимнюю 9 л/с, в пещере Рокочущая (летняя межень 2013 г.) – 15 л/с (Гуркало, Бутаков, 1998–2018).

Водоток пещер имени С. Зеленина и Рокочущая прослеживается до расположенной вплотную к борту Северного лога крупной карстовой воронки. Можно предполагать, что далее он проходит под днищем



Рис. 5. Водоток в зале Дыра в Галактику в пещере имени С. Зеленина. Фото К.М. Пировича

Северного лога и сливается с р. Сабурова за пределами известной части пещерной системы Северный Сифон-Среднесеверная и служит питающим звеном спелеоводоносной системы Сабуровская.

Спелеоводоносная система Карьеловская

Эта система расположена на периферии Беломорско-Кулойского плато в восточной части Пинежского заповедника, приурочена к р. Карьеле и Карьеловскому логу. Пещера Драконья (найдена в 1984 г.) представляет собой древние проработки шириной более 5–10 м, со средней высотой 1–1,5 м в ближней части и до 2–3 м в дальней части. Ходы сильно замыты песчано-глинистыми пещерно-аллювиальными отложениями. Судя по размерам, морфологии и направлению ходов, в пещере вскрываются фрагменты прежнего коллектора крупного подземного водотока – древней подземной р. Карьела. Режимные наблюдения за привходовым озером в пещере и озером на поверхности напротив входа, направление транзита взвешенных наносов позволяют предполагать их непосредственную связь с руслом подземной Карьелы (рис. 6). Пещера Драконья, пройдя под тальвегом Карьеловского лога, выходит в дальнюю часть пещеры Карьеловский Провал со входом в днище старой провальной воронки.



Рис. 6. Привходовое озеро пещеры Драконья. Фото О.В. Бутакова

В 500 м от системы пещер Драконья – Карьеловский Провал расположен вход в пещеру Водопадная, которая вбирает в себя семь водотоков, образующих водопады в ближней части и формирующих единый ручей, падающий с уступа высотой 5 м в дальней части пещеры на нижний третий ярус, уходящий по направлению к пещере Драконья. Исследования 2013–2015 гг. подтвердили предположение о том, что три пещеры – это единая система с общим водотоком, позволили найти их соединительные звенья. В итоге суммарная длина системы пещер Водопадная – Драконья – Карьеловский Провал составила 2411 м.

Ещё одна пещера спелеоводоносной системы – Лиственничная идёт вглубь юго-восточного борта юго-западного плеча Карьеловского лога. Пещера интересна особенностями гидрогеологического режима и возможной гидрогеологической связью с пещерой Карьеловский Провал, в направлении которой вдоль непроходимого завала движется ручей в северо-восточной части. Гидрогеология, морфология, направление водотока, результаты картирования указывают на связь этих пещер.

В результате топоморфометрических исследований последних лет следующего элемента спелеоводоносной системы Карьеловская – пещеры Большой Холодильник (открыта в 1973 г.) суммарная длина задокументированных ходов достигла 1060 м, что поставило её в ряд крупнейших пещер Архангельской области. Пещера расположена в основной части Карьеловского лога и идет вглубь его западного борта. Вход расположен у основания 30-метрового цирка в его южной части.

Пещера некогда была частью более крупной полости, включавшей в себя и пещеру Малый Холодильник, вход в которую расположен на расстоянии 40 м. В настоящее время пещеры гидрологически связаны водотоком (Гуркало, Бутаков, 1998–2018).

Река Карьела, уйдя под землю в верховьях Карьеловского лога, выходит на поверхность из-под скального обнажения в борту лога на территории охранной зоны заповедника. В марте 2015 г. в этом районе в левом борту Карьеловского лога обнаружена карстовая полость с сильным потоком воздуха на входе, почти полностью закрытая в привходовой части ледяными натеками. Восточнее выхода реки на поверхность, на дне карстовой воронки в районе карстового останца найдена пещера № 568. Пещера лабиринтного типа с множеством коренных колонн, размеры привходового колодца 0,5×0,7 м, средняя высота в обводненной привходовой части 2 м, протяжённость разведанной части 100 м. Позже в июле 2016 г. под северным бортом Карьеловского лога на 50 м западнее выхода р. Карьела обнаружена пещера № 572, разведанная часть которой оценивается в 250 м.

Обсуждение

Современная активность экзогенных геологических процессов на карстовых участках и в пещерах на изучаемой территории проявляется в обвальных процессах, появлении на поверхности ранее скрытых водотоков, развитии ледяных и песчано-глинистых пробок, во вскрытии новых полостей. Это, в свою очередь, требует системного подхода к обсуждению полученных натурных данных. Мы использовали концепцию спелеоводоносных систем, рассматривающую пещеры как генетически взаимосвязанные питающие, транзитные звенья и звенья разгрузки карстовых вод, основной сток в которых концентрируется в пещерных участках.

Привлечение этой концепции к исследованию пещер Кумичёвка и Визборовская позволило доказать, что они представляют собой единую систему, соединённую узким полусифоном. В результате прохождения соединяющих сифонов и картирования новых районов длина пещерной системы составила 7260 м. Обе пещеры включают в себя как звенья поглощения, так и транзита, и имеют общую разгрузку в долину р. Сотка. Однако звенья разгрузки в настоящий момент не выявлены, что является перспективным направлением поиска. Наличие на поверхности к северо-востоку от пещер провальных котловин и

воронок позволяет предполагать возможность вскрытия в этой части поглощающих звеньев спелеоводоносной системы.

Для одной из наиболее подробно исследованных спелеоводоносных систем – Сабуровской в настоящее время выявлены все типы спелеоводоносных звеньев. Питающие звенья спелеоводоносной системы фиксируются в виде фрагментов ручьёв, вскрытых карстовыми формами, а также в пещерах Верхняя Сабуровская, № 482, Промежуточная, Северный Сифон, и, с большой долей вероятности, в пещерах имени С. Зеленина и Рокочущая. Транзитными звеньями спелеоводоносной системы служат пещеры имени Д.Н. Сабурова, № 482, Промежуточная, Северный Сифон, Среднесеверная. Изучение самого крупного транзитного участка спелеоводоносной системы – пещеры Северный Сифон привело к соединению её с пещерой Среднесеверная (общая длина 6239 м). Поиск, основанный на представлениях о развитии этой спелеоводоносной системы, позволил открыть новую пещеру, представляющую собой проработки в трёх ярусах с действующими и осушенными водотоками. Разгрузка спеловодоносной системы происходит в виде серии рассредоточенных источников, в том числе грифонных, в р. Пинега в районе пещеры Большая Голубинская.

В приуроченной к р. Карьеле и Карьеловскому логу спелеоводоносной системе Карьеловкой пещера Водопадная является верхним питающим звеном, а пещеры Драконья, Карьеловский Провал, Лиственничная, Большой и Малый Холодильник – транзитными звеньями. Основанное на концепции спелеоводоносных систем предположение о том, что пещеры Водопадная, Драконья и Карьеловский Провал – это единая система с общими водотоками, получило практическое подтверждение в 2013–2015 гг. и позволило найти их соединительные звенья (суммарная длина системы пещер 2411 м). Спланированные, исходя из этого, дальнейшие поисковые работы позволили обнаружить новые подземные полости – пещеры № 568 и № 572, служащие звеньями разгрузки. Выявленные в настоящее время основные звенья спелеоводоносной системы Карьеловской требуют детального изучения.

Заключение

На территории Пинежского заповедника найдено и задокументировано 105 пещер суммарной протяженностью 55 км, в его охранной зоне – 31 пещера с общей длиной 13,4 км (Гуркало, Бутаков, 1998–2018). Опыт совместных и взаимодополняющих спелеологических ис-

следований специалистов заповедника и спелеологов-исследователей (на волонтёрских началах) на территории Пинежского заповедника показал, что для понимания природных процессов в карстующихся породах, поиска и изучения пещер перспективно привлечение концепции спелеоводоносных систем.

Представления о спелеоводоносных системах как наиболее зрелых макрообъектах подземного карста, позволяют целенаправленно изучать интенсивность карстового процесса, планировать новые поисковые маршруты, определять наиболее перспективные направления исследования известных объектов, служат теоретической основой для обобщения полученных данных.

Литература

Гуркало Е.И., Бутаков О.В. Региональная база данных пещер Архангельской области. Архангельск, 1998–2018.

Еремеев В.Б., Еремеева Н.В. Спелео-водоносная система им. Д.Н. Сабурова // Сохранение и изучение гео- и биоразнообразия на ООПТ Европейского Севера России. Материалы науч.-практич. конф. Пинега, Архангельская область, 2–5 сентября 2014 г. Ижевск, 2014. С. 9–12.

Ковриженых Е.В. Методика поиска пещер // Пещеры Пинего-Северодвинской карстовой области. Л.: Русское геогр. об-во. 1974. С. 16–21.

Максимович Г.А. Основы карстоведения. Т. 2. Пермь,1969. 529 с.

Малков В.Н., Гуркало Е.И., Монахова Л.Б., Шаврина Е.В., Гуркало В.А., Франц Н.А. Карст и пещеры Пинежья. М.: Ассоциация Экост, 2001. 208 с.

Пещеры Пинего-Северодвинской карстовой области. Л.: Геогр. об-во СССР, 1974. 191 с.

Структура и динамика природных компонентов Пинежского заповедника (северная тайга ЕТР, Архангельская область). Биоразнообразие и георазнообразие в карстовых областях. Архангельск, 2000. С. 21–46.

Шаврина Е.В. Карст юго-востока Беломорско-Кулойского плато, его охрана и рациональное использование // Автореф. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Пермский гос. ун-т. Пермь, 2002. 22 с.

Шаврина Е.В., Малков В.Н. Особенности геологического строения, рельефа и водоносности территории // Компоненты экосистем и биоразнообразие карстовых территорий Европейского Севера России (на примере заповедника «Пинежский»). Архангельск, 2008. С. 16–31.

Электронный ресурс: http://www.zapovednik-pinega.ru

УДК: 551.584.65(24)

Климат Новоафонской Пещеры

© 2018 г. Б.Р. Мавлюдов[1], Т.М. Кудерина[1], Е.А. Грабенко[2], А.А. Медведев[1], Я.А. Экба[3]

[1]Институт географии РАН, Москва; [2]Майкопский государственный университет, Майкоп; [3]Институт экологии АНА, Сухум, Республика Абхазия
bulatrm@bk.ru

Climate of Novoafonskaya Cave

B.R. Mavlyudov[1], T.M. Kuderina[1], E.A. Grabenko[2], A.A. Medvedev[1], Ya.A. Ekba[3]

[1]Institute of Geography RAS, Moscow; [2]Maykop State University, Maykop; [3]Institute of Ecology ASA, Sukhum, Republic of Abkhaziya
bulatrm@bk.ru

According to results of 2013–2017 research in the Novoafonskaya Cave (Abkhaziya) the recent climate of the cave is characterized as a cave system with two entrances located on different levels and neutral zone having positive and negative temperature anomalies.

Keywords: ***anomalies of temperatures, cave climate, Novoafonskaya Cave, ventilation.***

На основе изучения Новоафонской пещеры в Абхазии в 2013–2017 гг. показано, что пещера представляет собой климатическую систему с двумя входами на разных высотных уровнях и нейтральной зоной; в пещере отмечены и положительная и отрицательная температурные аномалии.

Ключевые слова: ***вентиляция, климат пещер, Новоафонская пещера, температурные аномалии.***

Введение

Новоафонская пещера расположена в пос. Новый Афон в Республике Абхазия вблизи берега Черного моря. Пещера открыта в 1961 г. Гиви Смыром, который самостоятельно попытался спуститься в вертикальный входной колодец, называемый Бездонной ямой. Первая попытка не увенчалась успехом, но впоследствии ему удалось преодолеть всю вертикальную часть пещеры глубиной около 140 м вместе с грузинскими спелеологами. Узкая вертикальная часть пещеры с каскадом колодцев разной глубины вывела исследователей в обширную систему залов. Близость к морю и красота пещеры способствовали оборудованию её в туристических целях. Со стороны моря был пробит горизонтальный туннель протяжённостью около

1,5 км, который соединил здание пещерного комплекса с системой залов Новоафонской пещеры. Для предотвращения вентиляции пещеры через новую систему коротких туннелей была предусмотрена система шлюзования туристических групп.

Интересна история названия пещеры. До 1961 г. входной колодец пещеры, расположенный на высоте около 220 м над ур. моря на водоразделе рек Псырцха и Маниаквара, назывался Бездонной ямой. В дальнейшем вертикальная часть пещеры получила название Анакопийская пропасть. При оборудовании пещеры для туристов её горизонтальную часть стали называть Иверская пещера, поскольку транспортный тунель в пещеру начинался на южном склоне Иверской горы. Но в дальнейшем как экскурсионный объект пещера стала называться Новоафонской. Расположенная в курортном месте, Новоафонская пещера сразу после начала эксплуатации в 1975 г. приобрела необыкновенную популярность; в 1980 г. её посетили более 1,2 млн человек.

В целях обеспечения безопасности туристов в Новоафонской пещере проводились различные исследования, включавшие и изучение микроклимата пещеры. Первые материалы по изучению температуры воздуха внутри пещеры опубликованы в работе (Тинтилозов, 1968). Данные о температуре воздуха и его движению в полости в тёплый и холодный периоды года можно найти в отчёте (Гелашвили, Ценцадзе, 1972). На основе данных о массе воздуха, поступающего в пещеру, было установлено число туристов, которые одновременно могут находиться в пещере. В это время ещё не было устроено шлюзование туристов, и полученные данные соответствовали вентиляционной системе в полости с двумя входами, расположенными на разных высотных уровнях. Авторы отметили сезонное изменение направления естественной тяги в пещере, уже не соответствовавшее естественной, но обратили внимание на существование отдельных участков с естественным движением воздуха, связанным с так называемыми органными трубами, находящимися в сводах многих залов пещеры.

Дальнейшие исследования микроклимата пещеры проводились уже после её оборудования (Тинтилозов, 1976, Цикаришвили, 1978). Но, к сожалению, в этих исследованиях нет данных о состоянии дверей, связывающих транспортный туннель с собственно пещерой (открыты они или закрыты). Задача данной статьи заключается в характеристике современного состояния климатической системы Новоафонской пещеры.

Методика

Климат Новоафонской пещеры авторы исследовали в 2014–1018 гг. во время краткосрочных визитов, в основном осенью и зимой. Использовались следующие приборы: аспирационный психрометр, электротермометр GTH-175Pt, крыльчатый анемометр АСО-3, автономная метеостанция Geos, а также автономные термометры термохроны (DS1922L). Температура и влажности воздуха измерялась на высоте около 1 м на максимальном удалении от наблюдателя. Данные, полученные по психрометру, обрабатывались по стандартной методике с использованием психрометрических таблиц. Для измерения температуры различных поверхностей в пещере был использован тепловизор FLIR. На участке соединения вертикальной и горизонтальных частей пещеры («Ворота Арсена») в 2014 г. абхазские коллеги установили автоматическую метеостанцию.

Климатическая система Новоафонской пещеры

До начала туристской эксплуатации Новоафонской пещеры в 1975 г. её климатическая система была довольно простой: ступенчатая карстовая шахта глубиной около 140 м открывалась в системы крупных залов, т.е. она представляла нисходящую мешкообразную полость с одним входом (Мавлюдов, 1994). Влияние внешних воздействий на климат в пещере было минимальным, и здесь сохранялась почти постоянная температура воздуха. Колебания температуры воздуха во входном колодце были заметны вплоть до его дна на глубине 28 м от поверхности (Тинтилозов, 1968). Температурный режим в зале Анакопия зависел от массированных поступлений воды с поверхности через вертикальные каналы и входную шахту при обильных осадках. Такие поступления воды оказывали отепляющее или охлаждающее воздействие на климат пещеры в зависимости от сезона года.

Вторым элементом воздействия на климат пещеры было гниение органического материала, заносимого в пещеру водными потоками. Этот процесс приводил к выделению дополнительного тепла и углекислого газа. Но самое мощное влияние на пещерный климат оказывали паводковые воды, вызывавшие повышение уровня воды в озёрах пещеры. Во время сильных паводков озёра в нижних залах пещеры нередко перекрывали до половины их проективной площади. Паводк-

ковые воды поступают из верховий карстового массива Гумишха–Псырцха с высот около 1000 м над ур. моря (Мавлюдов и др., 2017) и имеют более низкую температуру, чем пещерная полость, поэтому они оказывают существенное влияние на температурный и влажностной режим пещеры, особенно в её нижних залах.

С началом оборудования пещеры в 1970-х годах её климатическая система существенно изменилась. Первое изменение системы вентиляции пещеры, по-видимому, возникло ещё в 1970 г., когда транспортный туннель вскрыл изолированную пещеру Сюрприз, через которую воздух мог проникать в полость пещеры. Правда, посещение зала Сюрприз в 2016 г. не выявило движения здесь воздуха. В мае 1971 г. при соединении транспортного туннеля и зала Анакопия пещера превратилась в вентиляционную систему с двумя входами, расположенными на двух разных высотных уровнях с перепадом высот около 160 м. В качестве нижнего входа выступало начало транспортного туннеля, а верхнего – естественная шахта. В августе 1972 г. транспортный туннель соединился с залом Апсны, а основная циркуляция воздуха в пещере по-прежнему проходила через соединение с залом Анакопия. Эта циркуляция воздуха затронула только самую верхнюю часть зала. Для предотвращения циркуляции воздуха и возврату к естественному состоянию в пещере были сооружены дополнительные двери в туннелях, соединяющих пещеру и транспортный туннель, что позволило шлюзовать туристические группы и предотвращать движение воздуха в полости. Массивные двери в зал Анакопия были сделаны также для того, чтобы предотвратить возможный перелив воды в транспортный туннель при высоком уровне воды в озёрах пещеры во время паводков. На короткое время это превратило пещеру вновь в систему с одним входом – климат пещеры стал более похож на естественный.

Ситуация изменилась в 1982 г., когда завершилось сооружение водоотводных туннелей, представлявших систему из трёх туннелей, начинающихся в залах Нартаа, Махаджиров и стене Голубого озера; они собирали воду в один туннель, выходящий в русло р. Маниаквара на высоте около 45 над ур. моря. Несмотря на установленную в основном туннеле ветрозащиту, пещера вновь превратилась в систему с двумя входами на разных высотных уровнях (перепад высот около 170 м). С тех пор ситуация с циркуляцией воздуха в пещере кардинально не менялась. В настоящее время климатическая система Новоафонской пещеры характеризуется всеми атрибутами такого типа пещер: типичным

Таблица 1. Среднемесячная температура (°С), относительная (%) и абсолютная (мб) влажность воздуха в зале Анакопия Новоафонской пещеры в 2014 г.

Месяц	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	Среднее
$t_{ср}$	13,2	12,8	12,9	13,0	13,7	14,0	14,8	15,8	16,6	14,9	13,8	13,2	14,1
t_{min}	13,1	12,1	12,5	12,6	13,3	13,7	14,2	14,2	16,1	14,0	13,4	13,1	13,5
t_{max}	13,2	13,1	13,1	13,1	14,3	14,4	15,4	17,4	17,2	15,9	14,1	13,4	14,6
f, %	100	100	100	100	100	100	100	99	99	100	100	100	99,8
f, мб	15,2	14,8	14,9	15,0	15,7	16,0	16,8	17,7	18,7	16,9	15,8	15,2	16,1

набором климатических зон и сезонным переключением направления тяги воздуха (Лукин, 1965, Мавлюдов, 1994). Поскольку эта ситуация сохраняется на протяжении более 35 лет, вероятно, стоит считать климатическую систему Новоафонской пещеры вполне установившейся.

Полученные результаты

Температура воздуха. Этот параметр постоянно измерялся автоматической метеостанцией на площадке в восточной части зала Анакопия около естественного входа в пещеру. Осреднённые данные измерений в 2014 г. вынесены в табл. 1. Как видим, средние величины температуры воздуха здесь изменяются от 12,8 °С в конце зимы до 16,6 °С в конце лета (амплитуда колебаний составляет 3,8 °С). Довольно стабильная температура воздуха в этой части пещеры отмечается в зимнее время – в декабре–апреле температурные колебания не превышают 0,4 °С. Самые большие колебания температуры воздуха (до 3,4 °С) отмечены в летнее время. Такое распределение температуры воздуха в этой части пещеры связано с системой современной вентиляции в полости. Зимой внешний холодный воздух засасывается через водоотводный туннель и в результате теплообмена со стенками туннеля длиной более 1,5 км поступает в пещеру уже существенно прогретым. Таким образом, отрицательная температурная аномалия (Лукин, 1965, Мавлюдов, 1994) приурочена к туннельной системе водоотвода. В это время в зале Анакопия устанавливается почти стабильная температура воздуха.

В летнее время, когда внешний тёплый воздух поступает в пещеру через входную шахту, которая имеет общую глубину около 140 м, в ней возникает положительная температурная аномалия, где средняя температура воздуха выше среднегодовой температуры карстового массива. Однако, засасываясь через входную шахту, воздух не успе-

Таблица 2. Климатические измерения в Новоафонской пещере в 2015 г.

Дата	Место	$T_{сух}$, °C	$T_{смоч}$, °C	Точка росы, °C	Влажность абс., мб	Влажность, %	Дефицит влажности, мб
26.09	вход в зал Анакопия	14,4	14,2	14,0	16,1	98	0,4
26.09	озеро Анатолия	12,8	12,6	12,4	14,5	98	0,4
26.09	Метео	16,8	16,6	16,5	18,8	98	0,4
26.09	у анемометра	18,4	18,2	18,1	20,8	98	0,4
26.09	над Голубым озером	15,1	14,8	14,6	16,6	97	0,6
26.09	Белая гора	13,8	13,6	13,4	15,5	98	0,4
26.09	зал Махаджиров, середина моста	13,5	13,3	13,1	15,2	98	0,4
26.09	площадка на севере зала Махаджиров	13,6	13,4	13,2	15,3	98	0,4
26.09	площадка над озером Нартаа	13,3	13,0	12,8	14,8	97	0,5
26.09	Зал Нартаа, вход в туннель	13,1	12,9	12,7	14,8	98	0,4
26.09	слияние с 1 левым туннелем	13,3	13,1	12,9	15,0	98	0,4
26.09	слияние со 2 левым туннелем	12,8	12,6	12,4	14,5	98	0,4
26.09	конец туннеля к Голубому озеру	13,4	13,1	12,9	14,9	97	0,5
26.09	туннель, ветрозащита	12,6	12,4	12,2	14,3	98	0,4
26.09	вход в туннель	12,8	12,7	12,6	14,6	99	0,2
26.09	каньон, развилка	13,8	13,6	13,4	15,5	98	0,4
26.09	верхняя площадка зала Храм	13,8	13,5	13,3	15,3	97	0,5
26.09	Каньон, нижняя точка	14,1	13,8	13,6	15,6	97	0,6
26.09	зал Апхерца	14,8	14,2	13,7	15,8	94	1,1
26.09	зал Апсны	14,9	14,6	14,4	16,4	97	0,6
26.09	зал Апсны, нижняя площадка	14,6	14,4	14,2	16,3	98	0,4
26.09	Дальняя станция туннеля (№ 2)	16,9	16,1	15,5	17,7	92	1,6
29.09	Зал Махаджиров, у сталагмита	14,6	14,2	13,9	15,9	96	0,7
29.09	оз. Нартаа	12,8	12,6	12,4	14,5	98	0,4
29.09	площадка зала Нартаа	13,6	13,2	12,9	14,9	96	0,7

вает полностью охладиться и потому поступает в пещеру ещё довольно нагретым. Это нарушает условия нейтральной зоны, которые в этой части зала Анакопия возникают в зимнее время. В результате эта часть зала начинает прогреваться вытекающим из вертикальной шахты потоком тёплого воздуха. Максимум прогревания этой части зала достигается в сентябре; в 2014 г. здесь была отмечена средняя месячная температура воздуха 16,6 °C, а максимальная 17,2 °C. В аналогичных условиях в сентябре 2015 г. мы измерили температуру воздуха в «Воротах Арсена», в узкой части соединения зала Анакопия и естественной шахты, недалеко от места расположения метеостанции, она составила 18,4 °C (табл. 2). Всё это говорит о том, что положитель-

Таблица 3. Среднемесячная температура (°C) и относительная влажность воздуха в зале Анакопия Новоафонской пещеры в 2015 г.

Месяц	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
$t_{ср}$	13,2	13,0							16,7	14,9	13,8	
t_{min}	13,2	13,0							16,6	14,9	13,6	
t_{max}	13,2	13,1							16,7	15,0	13,8	
f, %	100	100										

ная температурная аномалия в пещере затрагивает не только входную шахту, но и часть зала Анакопия. Подобных значительных колебаний температуры воздуха в других залах Новоафонской пещеры не наблюдается, что позволяет отнести их к нейтральной зоне пещеры.

К сожалению, данные по температуре за 2015 г. по метеостанции в Новоафонской пещере оказались неполными (табл. 3). Но и по этим данным, где различия между минимальными и максимальными температурами воздуха меньше, чем в предыдущий год, видно, что максимум температуры воздуха достигается в сентябре (средняя и максимальная температура воздуха 16,7 °C).

Мы проводили измерения температуры воздуха в сентябре 2015 г. в отдельных точках Новоафонской пещеры (см. табл. 2). На основе анализа этих данных можно сделать следующие выводы.

1. Температура воздуха в пещере строго дифференцирована – в понижениях (у озёр) она опускается до минимальной – около 12,8 °C, в районе туристской тропы поднимается до 13,3–13,8 °C, а на 10 м выше тропы – до 14,6 °C. Можно предположить, что под сводами пещеры температура воздуха ещё выше.

2. Максимальные температуры воздуха отмечены в залах Анакопия (14,4–15,1 °C), у выхода воздуха из вертикальной входной шахты (16,8–18,4 °C), а также в Каньоне, зале Апхерца и зале Апсны (14,3–14,9 °C). В зале Анакопия повышенные температуры воздуха в основном связаны с циркуляцией из естественного входа, а в дальних залах пещеры – с влиянием транспортного туннеля и втеканием внешнего воздуха через органные трубы. Высокая температура воздуха (16,9 °C) на дальней станции транспортного туннеля, вероятно, связана с нагнетанием тёплого воздуха поездом, а также с выделением тепла трансформаторами, которые расположены в конце туннеля.

3. То, что повышенная температура в дальних залах может быть связана с антропогенными причинами, можно предположить по

Таблица 4. Измерение метеорологических параметров в Новоафонской пещере в ключевых точках 15 октября 2016 г.*

Точка	Место	Температура, °C	Давление, hPa	Влажность, %
	станция на входе	12	1013	77
т3	зал Анакопия	18	1014	75
т1	метеостанция	18	1012	89
т4	зал Махаджиров, Белая Гора	17	1013	84
т5	зал Махаджиров	14	1015	88
т6	зал Нартаа	17		
т2	штольня, первая развилка	16	1014	88
т7	зал Гиви Смыра	16	1007	88
т8	зал Апхерца	16–17	1011	89
т9	Гелектитовый зал	17	1008	88
	станция на выходе	16	1012	89

*Показания температуры, полученные по метеостанции GEOS, несколько завышены по отношению к реальной температуре, а показания влажности – занижены.

значениям температуры в зале Храм, где она равна 13,8 °C. Можно считать такую температуру близкой к фоновой, поскольку этот зал располагается в стороне от туристского маршрута и от направления течения воздушных потоков.

4. В начале водоотводных туннелей со стороны пещеры температура соответствует окружающей температуре в пещере (13,1–13,4 °C), а при движении по туннелю к выходу на дневную поверхность температура воздуха понижается до 12,6 °C, что подтверждает наличие отрицательной температурной аномалии в этой части полости. Эти измерения проводились в сентябре, т.е. в конце тёплого сезона, когда стены в туннеле были максимально прогреты пещерным воздухом.

Данные, полученные по термохронам, показали, что температура воздуха на участках вдали от тропы с 22 сентября по 2 октября 2015 г. была очень стабильной и практически не зависела от присутствия туристов в пещере.

Измерения метеорологических параметров в Новоафонской пещере в 2016 г. проводили с 20 сентября по 15 октября. Для этого использовались электротермометр GTH-175 и портативная метеостанция Geos. По данным, представленным в табл. 4, самый холодный зал представлен нижней частью зала Махаджиров, самый тёплый – это зал Анакопия. Влажность воздуха в пещере колебалась от 75% в зале Анакопия до 89% в зале Апхерца.

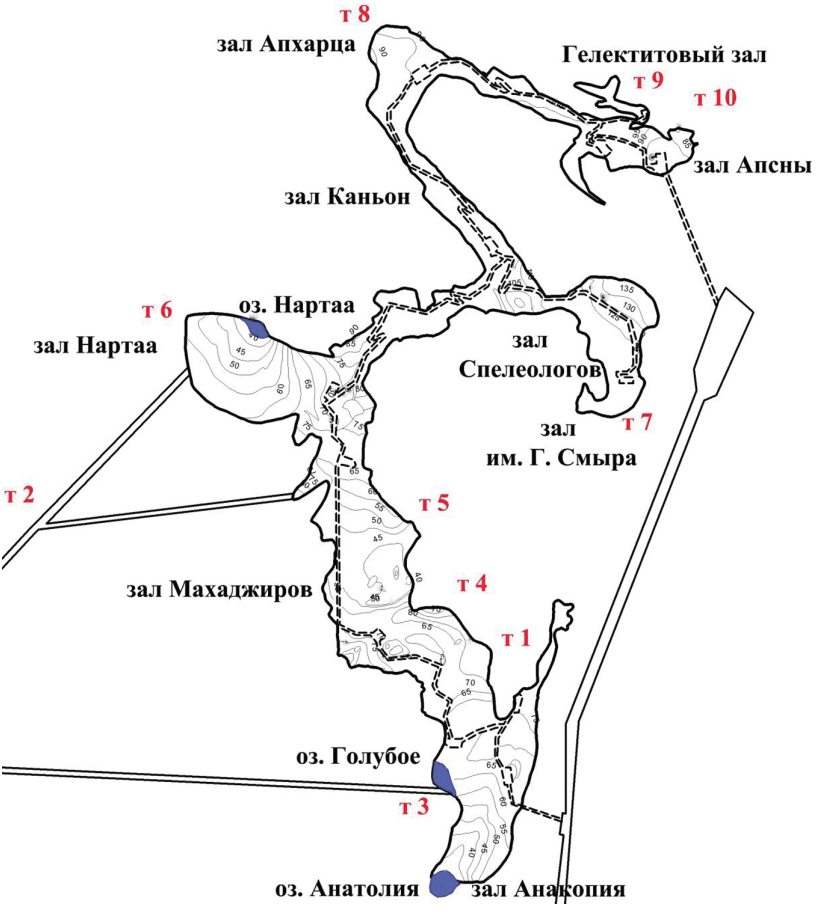


Рис. 1. Места расположения термохронов (т1 – т10) в Новоафонской пещере

Для непрерывной записи температуры воздуха использовались датчики температуры DS1922L (таблетки), их размещение показано на рис. 1, а результаты измерений температуры по термохронам в Новоафонской пещере приведены на рис. 2. Эти результаты показывают, что самое тёплое место – это «Ворота Арсена» в зале Анакопия, а самое холодное – зал Нартаа. Все датчики показывают внесистемные колебания температуры воздуха, которые находятся в пределах точности измерений, но данные по первому датчику говорят о вполне различимых суточных колебаниях температуры воздуха. Дело в том, что первый датчик был расположен в самой климатически активной точке пеще-

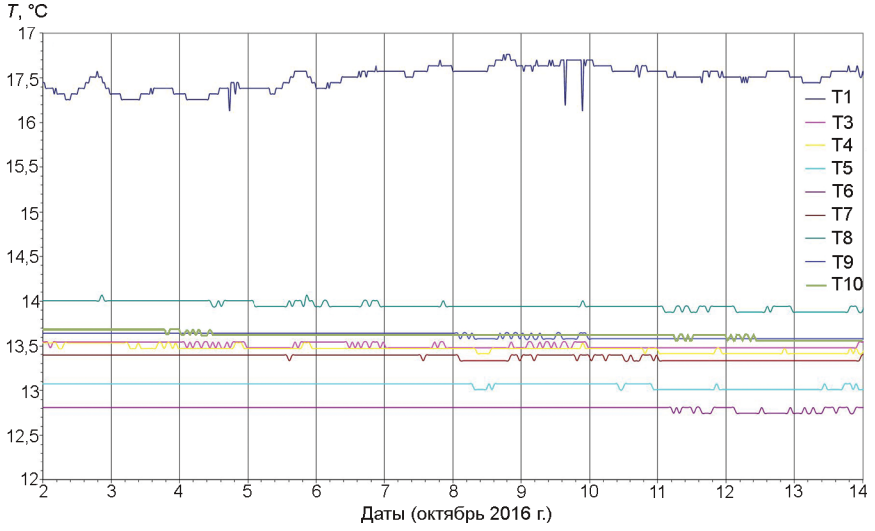


Рис. 2. Температура воздуха на высоте 2 м от поверхности по термохронам (т1 – т10), установленным в Новоафонской пещере

ры – вблизи «Ворот Арсена», имеющих прямую связь с поверхностью через входную шахту. В этой точке пещеры отмечаются суточные колебания температуры с амплитудой до 0,4 °С, повторяющие колебания температуры на поверхности, но в значительно ослабленном виде.

В феврале 2016 г. в Новоафонской пещере были проведены маршрутные тепловизионные измерения температуры элементов внутреннего ландшафта полости, показавшие значительный разброс температуры поверхности (рис. 3, табл. 5). Анализ данных табл. 5 показывает, что в зимнее время фоновые температуры пород, вмещающих пещерную полость, практически одинаковы во всей полости. Своды залов оказались теплее стен полости примерно на 0,5–1 °С. Температура воды в озёрах существенно различается. Самое холодное озеро – Голубое, озеро Анатолия на 0,5 °С теплее, а озеро Нартаа – почти на 2 °С. Отложения глины в залах пещеры примерно на 1,5 °С холоднее стен полости. Эти измерения подтверждают существенную стратификацию температур пород и воды в пещере, что отражается на температурном поле пещерного воздуха. Разница температур у поверхности Голубого озера и у сводов залов составляет 4–5 °С.

Для изучения сезонной изменчивости температуры и относительной влажности воздуха в начале марта 2017 г. в Новоафонской пещере были установлены пять логгеров (термогидрохроны), четыре из кото-

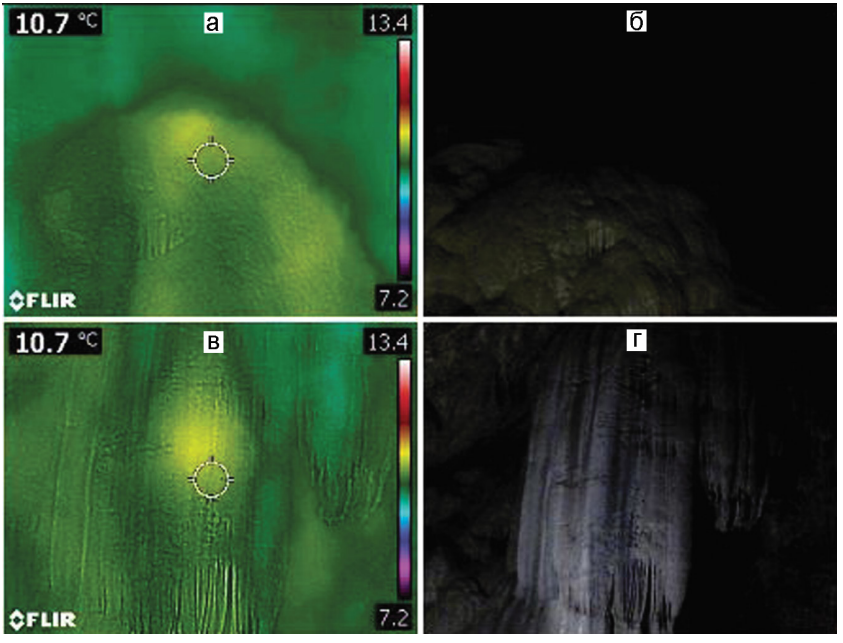


Рис. 3. Примеры съёмки тепловизором в Новоафонской пещере разных элементов пещерного ландшафта: а, б – Белая Гора в зале Махаджиров, в, г – натёчный каскад «Волосы» в зале Апсны

рых стояли непосредственно в пещере, а один на поверхности у входа в пещеру. Выяснилось, что температура воздуха в пещере напрямую зависит от температуры на поверхности, хотя и в ослабленном виде и с некоторой инерцией (рис. 4). Так, весеннее похолодание, длившиеся вне пещеры до третьей декады марта, в пещере ощущалось до конца первой декады апреля, а летнее повышение температуры на поверхности привело к росту температуры и в пещере. При этом была зафиксирована разная температура воздуха в крайних двух залах пещеры: Анакопия (точка 2) и Апсны (точка 8): 13,1 и 13,9 °С, соответственно. В то же время в центральных залах температура воздуха была около 13,7 °С. Разница температур в разных частях пещеры может быть связана с непрерывным проветриванием зала Анакопия естественной тягой, тогда как дальние части пещеры проветриваются хуже, и температура воздуха в них ближе к температуре окружающих пород.

Амплитуда изменений температуры воздуха на поверхности вне пещеры за исследованный период составила 26 °С, в то время как в

Таблица 5. Измерения температуры (°С) поверхности разных элементов внутреннего ландшафта Новоафонской пещеры с помощью тепловизора*

Место измерения	22.02.2016	24.02.2016	25.02.2016
зал Анакопия, озеро	7,9		
зал Анакопия, свод, органная труба	10,5	10,7	
зал Анакопия, порода окружающая	9		
зал Анакопия, метеостанция, органная труба	10,8–11		
зал Анакопия, метеостанция, зальчик	11,3–11,5	11,8	
зал Анакопия, метеостанция, анемометр («Ворота Арсена»)	10,7	10	
Голубое озеро	7,0–7,3	7,3	
зал Махаджиров, Череп	10,8	10,5	
зал Махаджиров, Белая Гора	11,6	10,8	
зал Махаджиров, фон	10,5		
зал Махаджиров, кровля	11,3	11,2	
зал Махаджиров, белоцветы		11,2	
зал Махаджиров, органные трубы	11	11	
зал Махаджиров, проход	11		
зал Махаджиров, натёк	10,6	11	
зал Махаджиров, глина	9	9,0–9,3	
зал Махаджиров, вода	10,3	10,3	
водоотводная штольня, кровля	10,5		
водоотводная штольня, отложения	9		
водоотводная штольня, первая развилка	9,4		
выход из зала Махаджиров, пересечение разлома	10,3		
переход в зал Нартаа	10,1		
зал Нартаа, глина	9,5		
зал Нартаа, органные трубы	11		
зал Нартаа, озеро	8,8–9,0		
зал Нартаа, переход	10,7		
зал Нартаа, кварцевые жилы	11		
ход Олень, органная труба		11,2	
ход Олень, порода		10,8	
Развилка в Каньоне	11		
зал Гиви Смыра, медуза	11–11,5	11,3	
зал Гиви Смыра, стены	10,5–10,6		
зал Храм, белый кварц	12,5		
зал Храм, органика	11,6		
зал Храм, в центре	11,3		
зал Апхерца	10,6		
трещиноватые породы	11		
Гелектитовый зал			10,7–10,8
зал Апсны, Оскар	12	11,0–11,4	
зал Апсны, поток из органной трубы	8,5	8,9–9,0	
зал Апсны, водопад	10–10,5	10,8	
зал Апсны, потолок	10,6		
зал Апсны, темноцветные породы на выходе	11,5–11,9		
пещера Канонита верхняя		7,5–8	
пещера Канонита нижняя, белоцветы		13	
лобное место		7,7	
Река Пцырцха		8,5	
левый источник Пцырцха		6	

*Данные измерений температуры, полученные по тепловизору, несколько занижены. Поэтому эти данные использованы в дальнейшем как относительные.

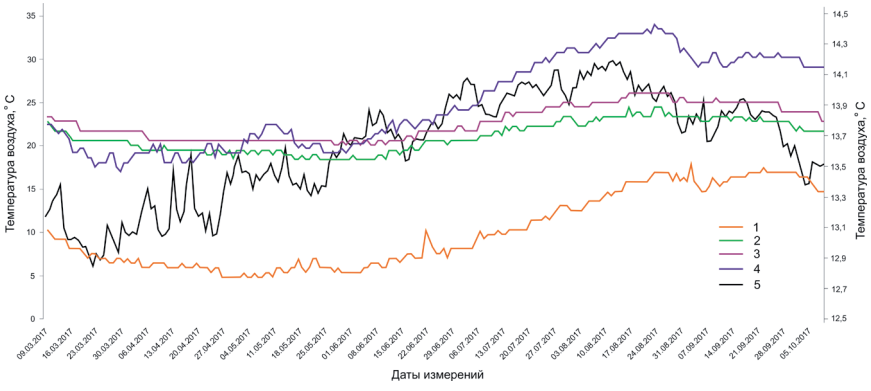


Рис. 4. Изменения температуры воздуха вне пещеры (левая шкала – от 0° до 35 °С) и в залах Новоафонской пещеры (правая шала – от 12,5° до 14,5 °С): 1 – зал Анакопия, 2 – Каньон, 3 – зал Апхерца, 4 – зал Апсны, 5 – вне пещеры

разных залах пещеры она колебалась от 0,5 °С (зал Анакопия) до 0,8 °С (зал Апсны), т.е. колебания температуры в пещере были ослаблены по с равнению с поверхностью в 30–80 раз. Ослабление колебаний температуры от зала Анакопия к центральной части пещеры непосредственно связано с особенностями проветривания пещеры; далее колебания температуры возрастают к залу Апхерца и становятся максимальными в зале Апсны. Колебания температуры в этом зале наиболее полно соответствуют колебаниям температуры вне пещеры, что может быть связано с поршневым эффектом поезда в транспортном туннеле.

Влажность воздуха. По данным метеостанции в западной части зала Анакопия среднемесячная относительная влажность воздуха в течение всего 2014 г. составляла 100% и только в августе и сентябре опускалась до 99% (табл. 6). По данным наших наблюдений с использованием аспирационного психрометра в сентябре 2015 г. влажность воздуха, как правило, не превышала 98%. Минимальная влажность (94%) была отмечена в зале Апхерца, а ещё меньшая (92%) – на конечной станции экскурсионного транспортного туннеля.

Совсем по-другому обстоит дело с абсолютной влажностью воздуха в пещере. В разных точках пещеры она изменяется от 14,5 до 20,8 мб. Минимальное значение влажности было отмечено у озёр Анатолия и Голубое в зале Анакопия, а максимальное – в «Воротах Арсена» зала Анакопия (разница показаний более 6 мб при перепаде высот около 40 м). Низкое значение абсолютной влажности отмечено в этом

зале на входе в водоотводный туннель, расположенный над Голубым озером – 14,9 мб. Всё это говорит о том, что в зале Анакопия поток влаги в воздухе направлен от естественного входа к озёрам Анатолия и Голубое, а также к водоотводному туннелю. Высокая абсолютная влажность поступающего в пещеру воздуха приводит к тому, что из тёплого воздуха, поднимающегося вдоль стены зала, на контакте с более холодной стеной выделяется и конденсируется влага.

Далее в пещере вдоль тропы абсолютная влажность довольно однообразна – около 15 мб, и только в котловине озера Нартаа она опускается до 14,5 мб. В этом зале на входе в туннель влажность воздуха равна 14,6–14,8 мб. Довольно высокая абсолютная влажность воздуха (16,3–16,4 мб) отмечена в зале Апсны, здесь поток влаги был направлен внутрь пещеры, где абсолютная влажность колебалась около 15 мб.

Наши данные показывают также некоторую высотную стратификацию абсолютной влажности в пещере: если у озера Нартаа влажность составляет 14,5 мб, а в центре зала Махаджиров 15,2 мб, то на площадке на 10 м выше Белой горы она равна 15,9 мб. В том же направлении увеличивается и температура воздуха. В зале Анакопия метеостанция зафиксировала годовой ход абсолютной влажности воздуха (см. табл. 1). Наименьшая влажность воздуха (14,8–15,7 мб) с наименьшими колебаниями (0,9 мб) была отмечена в зимние месяцы, а наибольшая – в летние (15,7–18,7 мб) с колебаниями до 3 мб, при среднем значении 16,1 мб.

В целом отмечаются два основных потока влаги в пещере: 1) от зала Апсны через галерею Аюхаа в зал Нартаа и далее в водоотводный туннель и к озеру Нарта; 2) от естественного входа в зал Анакопия и к озёрам Анатолия и Голубое, а также в водоотводный туннель через порталы над Голубым озером и в зале Махаджиров. Несмотря на переключение направления тяги воздуха в пещере в летние и зимние сезоны общее направление потоков влаги в воздухе в пещере остаётся постоянным.

По данным термогидрохронов с марта по октябрь 2017 г., относительная влажность воздуха в пещере не зависит от её значений на поверхности (рис. 5). Внутри Новоафонской пещеры наиболее динамичен по этому показателю зал Анакопия (точка 2), который непосредственно связан с естественной тягой в пещере. В трёх других залах пещеры относительная влажность воздуха бóльшую часть времени наблюдений составляла 100%. В зале Апхерца (точка 7), начиная с 14 августа было зафиксировано снижение относительной влажности воздуха, а в двух других залах она оставалась неизменной.

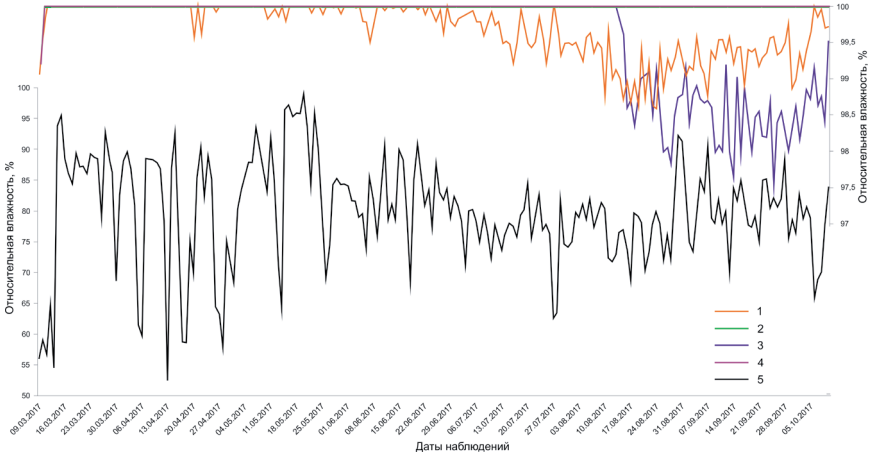


Рис. 5. Изменения относительной влажности воздуха вне пещеры (левая шкала – от 55 до 100%) и в залах Новоафонской пещеры (правая шкала от 97 до 100%): 1 – зал Анакопия, 2 – Каньон, 3 – зал Апхерца, 4 – зал Апсны, 5 – вне пещеры

В дальней части зала Апхерца есть несколько органных труб, через которые, возможно, зал соединяется с поверхностью. Данные, взятые из архива погоды сайта www.rp5.ru, показывают, что когда в зале Апхерца отсутствовали колебания относительной влажности воздуха, в районе Новоафонской пещеры дни с осадками чередовались с сухими днями с периодичностью не более 10–11 дней. С 30 июля по 22 августа 2017 г. отмечен сухой период, на 15-й день которого относительная влажность воздуха в зале Апхерца стала снижаться. Возможно, это было связано с высыханием поверхности грунта и глинистых отложений, заполняющих и консервирующих выходы трещинных каналов, связанных с органными трубами, что могло спровоцировать усиление воздухообмена зала Апхерца с дневной поверхностью.

Движение воздуха в пещере. Первые исследования движения воздуха в Новоафонской пещере проводились в 1971–1972 гг. (Ценцадзе и др., 1972) при помощи депрессионных съёмок с использованием микробарометров в залах пещеры и анемометров в транспортном туннеле: в мае 1971 г., когда транспортный туннель впервые вскрыл зал Абхазия Новоафонской пещеры – ныне зал Анакопия, в августе 1972 г., когда транспортный туннель достиг зала Тбилиси – ныне зал Апсны, и в декабре 1972 г. В это время исследования проводились при

Таблица 6. Измерения скорости ветра в Новоафонской пещере в 2015 г.

Дата	Время	Место	Обор/мин	Скорость, м/с	Площадь сечения, м^2	Расход, м^3/с
26.09	13:20	Зал Анакопия, естественный вход	645	3,8	44×66 см = 0,29	1,1
26.09	14:30	Зал Нартаа, вход в туннель	83	0,5	6,55	3,28
26.09	15:00	Конец туннеля к Голубому озеру		0,01	6,55	0,07
26.09	16:00	Водоотводный туннель, ветрозащита	440	2,6	1	2,6
26.09	16:30	Зал Нартаа, вход в туннель	85	0,5	6,55	3,28
29.09	14:00	Зал Анакопия, естественный вход		1,5–1,8*	44×66 см = 0,29	0,44–0,52
29.09	17:40	Выход на станцию № 2		1,5–1,6*	2	3

*Измерения автономной метеостанцией Geos.

непосредственной связи пещеры и транспортного туннеля, расход воздуха в транспортном туннеле составлял около 2,6 м^3/с.

В настоящее время в залах пещеры движение воздуха не ощущается, поэтому скорость ветра можно измерять лишь в нескольких точках. Нам удалось измерить скорость ветра в «Воротах Арсена», в водоотводных туннелях и на выходе на дальнюю станцию в конце транспортного туннеля (табл. 6).

С 9 августа 2015 г. (а, возможно, и ранее) одна секция ветрозащиты в водоотводном туннеле была открыта (рис. 6), а потом мы её закрыли 26 сентября 2015 г., однако на расход воздуха в туннеле (у выхода в зал Нартаа) это никак не повлияло. Вместе с тем тяга из естественного входа, которая 26 сентября была равна 1,1 м^3/с, 29 сентября составляла 0,5 м^3/с, т.е. уменьшилась вдвое. Может быть, это не было связано с закрытием секции ветрозащиты, а зависело от смены погодных условий вне пещеры. Вместе с тем уменьшение потока воздуха вдвое может свидетельствовать о том, что основной воздушный поток от естественного входа уходит из пещеры через туннели над Голубым озером и в зале Махаджиров. Правда, наши измерения в туннеле над Голубым озером показали, что движение воздуха здесь ничтожно.

Вызывает некоторое удивление большая разница расходов воздуха в естественном входе (около 1,1 м^3/с) и в водоотводном туннеле (около 3,3 м^3/с). Возможно, приток воздуха через «Ворота Арсена» в зал Анакопия не единственный, а существуют параллельный приток воздуха в тот же зал из вертикальной системы каналов. Об этом может говорить повышение температуры воздуха в 1971 г. у свода зала Анакопия по сравнению с полом (Ценцадзе и др., 1972). Возможно, более тёплый лёгкий воздух от «Ворот Арсена» поднимается вверх

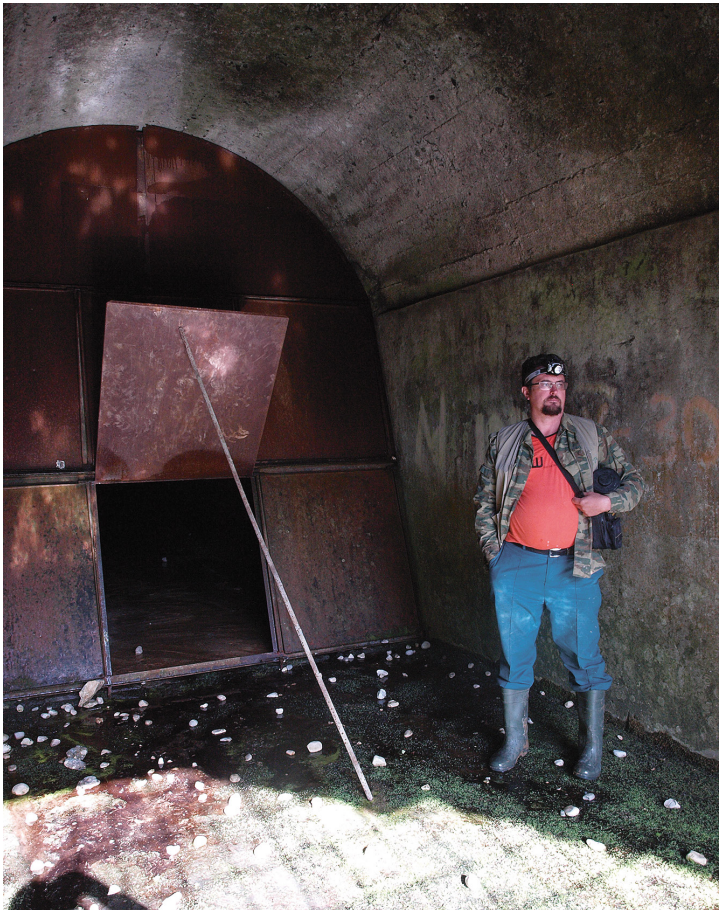


Рис. 6. Открытая секция ветрозащиты в конце водоотводного туннеля Новоафонской пещеры. Фото Б.Р. Мавлюдова

к своду зала. Результаты радонометрической съёмки в пещере (Червяцова и др., 2016) показывают возможность притока воздуха между залами Махаджиров и Нартаа. О наличии дополнительных притоков воздуха в пещеру может говорить и тот факт, что в ответвлениях водоотводного туннеля к Голубому озеру и залу Махаджиров расход воздуха был ничтожен (менее 0,1 $м^3/с$), хотя именно эти два входа в туннели гораздо ближе в естественному входу, чем вход в туннель в зале Нартаа, где отмечен наибольший расход воздуха. По-видимому, более лёгкий тёплый воздух, попадающий в пещеру через естествен-

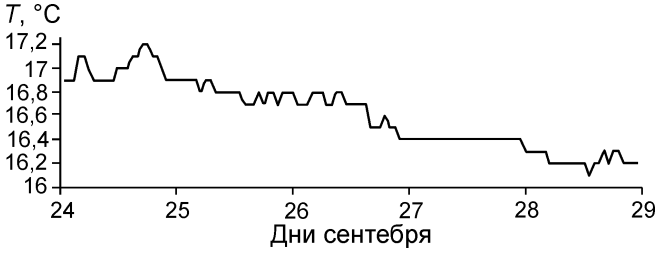


Рис. 7. Характер изменения температуры воздуха в зале Анакопия после закрытия створки ветрозащиты 26 сентября 2015 г. (данные автоматической метеостанции)

ный вход, поднимается к высоким сводам зала и уже под сводами движется в сторону зала Нартаа, где, возможно, смешивается с другим притоком воздуха и направляется к устью водоотводного туннеля.

По данным, полученным по метеостанции в пещере, видно, что 26 сентября 2015 г. произошло изменение температурного фона в пещере у старого выхода (рис. 7). Если до этого дня температура здесь держалась на уровне 16,7–16,8 °С, то через несколько часов после закрытия секции ветрозащиты температура установилась на уровне 16,4 °С. Изменение происходило при неизменной погоде вне пещеры. Очевидно, тяга воздуха при закрытой секции ветрозащиты уменьшается и соответственно уменьшается прогревание полости. Напротив, открытая секция ветрозащиты ведёт к дополнительному прогреванию зала Анакопия в летнее время, и наоборот зимой открытая секция ветрозащиты будет приводить к охлаждению воздуха в пещере.

Кроме того, оказалось, что при открытой двери из зала Апсны и двери на станцию № 2 из пещеры летом начинается довольно сильная тяга воздуха (около 3 $м^3$/с), которая продолжается около 7-8 минут, пока туристы выходят из пещеры и обе двери туннеля на вторую станцию оказываются открытыми. За это время через верхние залы пещеры прокачивается около 1260–1440 $м^3$ воздуха. Но с началом движения поезда ветер прекращается, а затем начинает медленно двигаться в пещеру. За весь день, когда через пещеру приходит около 20 групп, т.е. около 1000 посетителей, открывание дверей на верхнюю станцию входного туннеля обеспечивает вытяжку из пещеры около 25–29 тыс. $м^3$ воздуха. Это способствует проветриванию залов, не охваченных естественной вентиляцией.

В табл. 7 приведены данные о годовой изменчивости скорости ветра в «Воротах Арсена» зала Анакопия Новоафонской пещеры. В те-

Таблица 7. Осредненная среднемесячная скорость движения воздуха в Новоафонской пещере (Экба, Дбар, 2014)*

Месяц	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Год
V, м/с	1,1	0,51	0,66	0,35	−0,6	−0,9	−0,39	−0,99	−0,56	−0,4	0,46	0,94	0,015

*Положительные значения скорости ветра при движении воздуха от нижнего входа, отрицательные – от верхнего.

чение года выделяются два периода: с нисходящей летней тягой воздуха в пещере и восходящей – зимней. Максимальные среднемесячные скорости летней и зимней циркуляции воздуха в пещере почти равны, хотя зимняя тяга немного выше (примерно на 11%). Летняя тяга воздуха в пещере продолжается с мая по октябрь, а зимняя – с ноября по апрель, при этом средние скорости движения воздуха летом и зимой почти равны (0,64 и 0,67 м/с), и через пещеру в летнее время прокачивается 2919 тыс. м^3 воздуха, а в зимнее – 3055 тыс. м^3 воздуха. Отсюда следует, что поступление воздуха в пещеру через единственный естественный вход способно обновить весь воздух в пещере менее, чем за полтора года.

Измерения радона в Новоафонской пещере привели к заключению, что часть воздуха из зала Анакопия может перетекать в зал Сюрприз и далее в транспортную штольню (Червяцова и др., 2016). Это означает, что возможно постоянное участие транспортной штольни в вентиляции пещеры, хотя явного движения воздуха летом из зала Сюрприз в штольню не наблюдается, а радоновая съемка в зале Сюрприз показала те же значения радона, что и в зале Анакопия. Но в зале Анакопия происходит увеличение концентрации радона при удалении от естественного входа. Это означает, что при наличии действительной связи залов Анакопия и Сюрприз концентрация радона в последнем должна была быть выше, чем в зале Анакопия, чего в действительности, не наблюдается. По-видимому, основное проветривание пещеры, которое в основном затрагивает залы Анакопия, Махаджиров, Нартаа и начало галереи Аюхаа, происходит через водоотводные туннели.

Стоит сказать несколько слов о поршневом влиянии поезда в транспортном туннеле. Некоторые исследователи считали его важным фактором влияния на климат пещеры (Ланчава, Цикаришвили, 2014). Однако после организации шлюзования туристов эффект такого воздействия многократно уменьшился. Поршневой эффект поезда непро-

должителен и может оказаться важным только в переходные периоды, когда направление тяги воздуха в пещере неустойчиво и изменяется несколько раз в сутки.

Измерения скорости ветра в водоотводных туннелях залов Махаджиров и Нартаа в начале октября 2017 г. показало движение воздуха с расходом около 1–1,5 м^3/с. Столь большую разницу в расходах воздуха в «Воротах Арсена» (отсутствие ветра) и в туннелях можно объяснить несколькими причинами. Во-первых, измерения в туннелях проводились позже, чем в «Воротах Арсена», а за это время воздух снаружи мог достаточно прогреться, чтобы тяга в «Воротах Арсена» возникла. Во-вторых, раньше всегда считали, что «Ворота Арсена» – это единственное место, через которое в пещеру попадает воздух из естественного входа. Но возможно, это не так. Обследование зала за «Воротами Арсена» показывает, что этот зал может контактировать с залом Анакопия через щели в его своде. Но учесть эту дополнительную струю воздуха, попадающую в пещеру, невозможно. Не учтёнными остаются и возможные притоки воздуха через органные трубы в других частях пещеры.

Атмосферное давление. Специальных измерений атмосферного давления в пещере не проводили. Однако разовые измерения атмосферного давления в горизонтальной части пещеры (см. табл. 4) показали, что оно мало меняется на всём протяжении пещеры (1012–1015 мб) и лишь чуть-чуть понижается в приподнятых залах (до 1007–1008 мб в залах Гиви Смыр и Геликтитовый). Поскольку внутренняя полость пещеры имеет очень хорошую связь с открытой атмосферой через естественный вход, транспортный и водоотводный туннеля, а также, возможно, через органные трубы, то понятно, что давление в пещере не отличается от давления на поверхности и повторяет все его изменения.

Обсуждение

Современное состояние температурного поля в Новоафонской пещере достаточно стабильно и в последние годы мало меняется. Однако оно существенно изменилось после оборудования пещеры. В Новоафонской пещере отмечается две обособленные системы воздействия на её климат: 1) система циркуляции воздуха между входами, которая влияет на распределение температур воздуха по всей вентиляционной

Таблица 8. Температура воздуха (°С) летом в «Воротах Арсена»

Год	1974		1976		2004		2014	
Месяц	VII	VIII	VII	VIII	VII	VIII	VII	VIII
Температура	12,7	12,8	12,8	12,9	13,8	13,9	14,8	15,8

системе полости, и 2) дренажная система полости, которая влияет на вертикальное распределение температур в нижних залах пещеры. На обе эти системы время от времени накладывается воздействие транспортного туннеля, особенно когда две двери в туннель, соединяющий зал Апсны с дальней станцией, открыты, и конечно когда происходит нагнетание и отсасывание воздуха при движении поезда в тоннеле.

Сравним средние месячные температуры воздуха в «Воротах Арсена», которые измерялись летом в пещере после начала её оборудования для посещения туристов (1974 год), через год после начала экскурсионной деятельности (1976 год) (Тинтилозов, 1983), а также недавние (2004 год) (Экба, Дбар, 2005) и современные (2014 год) (табл. 8). Температуры воздуха за 40 лет в этой части зала Анакопия поднялись на 2–3 °С.

Как видим, через год после начала эксплуатации Новоафонской пещеры (4 июля 1975 г.) температура в этой части пещеры практически не изменилась. К 2004 г. температура в «Воротах Арсена» поднялась на 1,1 °С, что можно объяснить как 30-летней эксплуатацией пещеры, так и тем, что в 1982 г. начала функционировать система водоотводных туннелей, которая превратила пещеру из статической в динамическую. Повышение температуры в этой части зала к 2014 г. ещё на 1,1–1,9 °С связано, скорее всего, с неполным закрытием ветрозащиты в водоотводном туннеле, что усилило летнюю вентиляцию пещеры. В какой-то степени это может быть связано также с повышением летней температуры воздуха вне пещеры, то есть с локальным потеплением климата.

По данным ближайшей метеостанции Краснодарского края (Сочи, Адлер) заметно некоторое повышение среднегодовой температуры воздуха: 13,4 °С в 1982–1990 гг.; 13,9 °С в 1991–2000 гг., 14,8 °С в 2001–2010 гг., 14,9 °С в 2011–2017 гг., то есть на 1,5 °С за 37 лет (Электронный ресурс). Но в 2000–2017 гг. средняя годовая температура воздуха практически не изменялась. По-видимому, потепление в пещере может быть связано и с общим потеплением климата.

Несмотря на высокую относительную влажность в пещере в ней появились сухие участки стен и пола залов, которые ранее заливались

паводковыми водами, а после сооружения водоотводных туннелей перестали обводняться. Это участки залов Анакопия, Махаджиров и Нартаа. Глинистые отложения стали здесь сухими и жёсткими, местами появились трещины усыхания. Это особенно хорошо видно в зале Нартаа. Высыхание глины здесь привело к формированию вторичной гипсовой минерализации в её толще (Червяцова и др., 2017).

Возможно, изменение системы вентиляции пещеры сказалась и на понижении влажности натёков на некоторых участках пещеры, но надёжных доказательств этого найдено не было. Однако было обнаружено, что на отдельных участках залов Анакопия и Махаджиров началось формирование вторичной гипсовой коры на стенах, а также рост гипсовых кристаллов. Первые исследователи гипсовую кору на стенах не упоминают. Значит, гипсовая кора сформировалась после 1975 г., когда пещера была открыта для туристов. Мы связываем формирование гипсовой коры на стенах пещеры с высыханием отдельных участков стен под действием осветительных приборов. В процессе оборудования пещеры в ней были установлены обычные прожекторы с мощными электролампами. Это привело к локальному понижению влажности воздуха на отдельных участках стен, где светили прожекторы. Влажный тёплый воздух летом проникал в пещеру через «Ворота Арсена» и поднимался под свод зала Анакопия. Контактируя с более холодной горной породой, влага воздуха конденсировалась на стены и, в первую очередь, растворяла гипсовые включения, которых много в известняках этой части полости. Растворы гипса стекали по стенам и, попадая на участки стен с более низкой влажностью, частично испарялись, формируя пересыщенные растворы, из которых и образовались гипсовые коры. Между «Воротами Арсена» и входным туннелем обнаружены такие коры толщиной до 0,5 м, что соответствует скорости роста толщи гипса около 1 см в год.

Несмотря на то, что в последнее время лампы накаливания в пещере были заменены на энергосберегающие лампы, процесс формирования гипсовых кор на стенах зала не прекратился, так как даже при использовании подобных ламп поверхность прожекторов после включения довольно быстро нагревается до 50 °С. А близ участка роста кустистых гипсовых кристаллов температура вблизи стекла прожектора поднималась до 140 °С. Конечно, это сильно иссушает воздух в районе прожектора. Наблюдения с марта по октябрь 2017 г. показали среднюю влажность воздуха у гипсовой коры в зале Анакопия около 70%.

Повышение температуры в пещере, которое сопровождалось повышением абсолютной влажности воздуха, увеличило скорость гнилостных процессов, которые затрагивают не только участки, куда приносится органика с поверхности через естественный вход, но и участки, где имеются антропогенные загрязнения.

Установка глухих дверей и шлюзование туристических групп на первой стадии оборудования пещеры сыграли плохую службу. При естественном состоянии пещеры в ней были слабы процессы, приводящие к увеличению концентрации CO_2 в воздухе. Исключение составляли процессы гниения органики, привнесённой в полость водами через естественный вход. Однако каждое повышение уровня воды в озере Анатолия в зале Анакопия погребало органику под слоем глины, ослабляя гнилостные процессы. По данным (Ценцадзе и др., 1972) содержание CO_2 в воздухе пещеры перед началом её эксплуатации в 1972 г. составляло около 0,1–0,2% и только в некоторых нишах поднималось до 0,5%.

С началом туристского освоения пещеры ситуация изменилась. Через замкнутую полость с почти отсутствующей вентиляцией ежегодно стали проводить сотни тысяч туристов, что привело к повышению концентрации CO_2 в пещере до 0,5–1% (Дублянский, 1978). Это никак не сказывалось на туристах, которые проводили в пещере непродолжительное время, но начинало отражаться на экскурсоводах, которые проводили несколько экскурсий в день. Предлагали исключить шлюзование туристских групп или устроить принудительную искусственную вентиляцию полости. Однако шлюзование использовалось, в том числе, и для недопущения перелива паводковых вод из пещеры в транспортный туннель.

Проблема получила разрешение, когда в пещеру были пробиты водоотводные туннели, чтобы избежать затопления пешеходной тропы в пещере (туннели начали функционировать в 1982 г.). Несмотря на то, что на выходе водоотводного туннеля была установлена ветрозащита, она не была полностью герметичной. В результате в пещере возникла естественная тяга воздуха, которая, собственно, и проветривает пещеру. В дополнение к воздушной тяге через щели ветрозащиты воздух в водоотводный туннель поступает из короткого второго бокового не действующего транспортного туннеля, сообщение которого с водоотводным туннелем перекрыто не полностью.

Можно согласиться с авторами работы (Ланчава, Цикаришвили, 2014), что для сохранения внутренней среды пещер, оборудованных

для туристов (таких как Новоафонская пещера), в том числе стабилизации их поля температуры и влажности воздуха, необходимо проводить непрерывные наблюдения в пещерах за этими параметрами.

Заключение

Климат Новоафонской пещеры в основном определяется движением воздуха и воды. Система движения воздуха начинается от исходных точек водоотводных туннелей и заканчивается устьем входного колодца. Направление движения воздуха носит сезонный характер: летом от верхнего входа к нижнему, а зимой наоборот, и это определяет положение температурных зон по протяжению пещеры. Зона отрицательной температурной аномалии совпадает с водоотводными туннелями, нейтральная зона приходится на залы пещеры, а зона положительной температурной аномалии соответствует вертикальной части пещеры.

Водная система зависит от наполнения водой пещерных озёр и определяет вертикальную стратификацию температуры и влажности воздуха в пещере, особенно в нижних залах. Особое значение имеет дополнительная вентиляция полости через некоторые органные трубы в сводах залов пещеры, поршневая вентиляция движущегося поезда в транспортном туннеле, а также тепло, выделяемое освещением; определённую роль играет и массовое пребывание в пещере туристов. До последнего времени названные системы работали безукоризненно, но после сооружения водоотводных туннелей некоторые участки пещеры стали высыхать, а изменение влажности в зале Анакопия, вызванное теплом ламп освещения, привело к накоплению гипсовых кор в основании освещённых стен.

В зимнее время суточные колебания внешней температуры воздуха затухают и внутри пещеры они не ощущаются. Потоки влаги в пещере стабильно движутся к озёрам и водоотводным туннелям, т.е. происходит вынос влаги из пещеры, особенно активный в летнее время. Некоторое повышение температуры воздуха в пещере, вероятнее всего, связано с общим потеплением окружающей среды. В настоящее время климат Новоафонской пещеры стабилизировался и практически не зависит от количества экскурсантов, посещающих пещеру. Однако для лучшего понимания влияния внешних условий на климат пещеры следовало бы установить автоматическую метеостанцию в Новом Афоне неподалеку от входа в транспортный туннель.

Благодарности. Сбор и анализ материалов выполнен в рамках госзадания № 014820180005, экспериментальные исследования и обработка данных выполнена при поддержке РФФИ, грант № 17-55-40003.

Литература

Дублянский В.Н. Проблемы инженерной спелеологии // Исследование карстовых пещер в целях использования их в качестве экскурсионных объектов. Тбилиси: Мецниереба, 1978. С. 14–22.

Ланчава О.А., Цикаришвили К.Д. О необходимости мониторинга благоустроенных карстовых пещер с целью их оптимальной эксплуатации (на примере Новоафонской и Цхалтубской пещер) // Комплексное использование и охрана подземных пространств: Сб. докладов Междунар. науч.-практич. конф., посвящ. 100-летнему юбилею научной и туристско-экскурсионной деятельности в Кунгурской Ледяной пещере и 100-летию со дня рождения В.С. Лукина. Пермь, 2014. С. 123–129.

Лукин В.С. Температурные аномалии в пещерах Предуралья и критический анализ теорий подземного холода // Пещеры. Вып. 5 (6). Пермь, 1965. С. 164–172.

Мавлюдов Б.Р. Климатические системы пещер // Вопросы физической спелеологии. Междувед. сб. М.: МФТИ, 1994. С. 6–24.

Мавлюдов Б.Р., Токарев И.В., Дбар Р.С., Экба Я.А., Козачек А.В., Крайнюкова И.А. Водное питание карстовой системы в районе Нового Афона по изотопно-гидрохимическим данным 2014–2016 гг. // Пещеры. 2017. Вып. 40. С. 8–24.

Тинтилозов З.К. Анакопийская пропасть (опыт комплексной спелеологической характеристики). Тбилиси: Мецниереба, 1968. 112 с.

Тинтилозов З.К. Карстовые пещеры Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 276 с.

Тинтилозов З.К. Новоафонская пещерная система. Тбилиси: Мецниереба, 1983. 149 с.

Ценцадзе Ю.Д., Татаришвили М.А., Самойлов Г.П., Багинова Е.А., Мжавия А.Г. Данелишвили Т.М. Отчет по научно-исследовательской работе «Изучение крепости горных пород и аэродинамических параметров Иверской пещеры». Часть 2. «Изучение аэродинамических параметров Иверской пещеры». Институт горной механики им. Г.А. Цулукидзе АН Грузинской ССР. Лаборатория горной механики и газоаэродинамики. Тбилиси, 1972. 45 с. (Фонды Новоафонской пещеры).

Цикаришвили К.Д. Изучение микроклимата Ново-Афонской пещеры // Пещеры Грузии. 1978. № 7. С. 17–25.

Червяцова О.Я., Казадаев Д.С., Дбар Р.С., Экба Я.А. Изучение особенностей естественной вентиляции Новоафонской пещеры (Абхазия) с использованием радонометрической съемки // Устойчивое развитие горных территорий. 2016. Т. 8. № 2. С. 109–119.

Червяцова О.Я., Потапов С.С, Ракин В.И., Сергеев В.Н., Дбар Р.С., Экба Я.А. Условия и морфологические особенности кристаллизации гипса в рыхлых отложениях (на примере Новоафонской пещеры, Абхазия) // Изв. Уральского гос. горного ун-та. 2017. № 4 (48). С. 46–51.

Экба Я.А., Дбар Р.С. Экологическая климатология и природные ландшафты Абхазии. Сочи: Папирус-М-Дизайн, 2007. 324 с.

Экба Я.А., Дбар Р.С. К проблеме экологической безопасности карстовых пещер при рекреационном освоении на примере Новоафонской пещеры в Абхазии // V Региональная науч.-практич. конф. «Карст и пещеры Кавказа: результаты, проблемы и перспективы исследований» (Сочи, 1–4 ноября 2014 г.). 2014. С. 202–211.

Электронный ресурс: http://www.weatheronline.co.uk/weather/maps/city?FMM=1&FYY=2011&LMM=12&LYY=2017&WMO=37171&CONT=euro&REGION=0006&LAND=RS&ART=TEM&R=160&NOREGION=1&LEVEL=162&LANG=en&MOD=tab

УДК: 551.584.65

Характеристика многолетнего льда и криогенных минералов из пещеры Дарк Стар (Узбекистан)

© 2018 г. О.И. Кадебская[1], Е.А. Цурихин[2]

[1]Горный институт Уральского отделения РАН, Пермь;
[2]Уральский филиал ФГБНУ «Госрыбцентр», Екатеринбург
icecave@bk.ru; grc-ural@mail.ru

Characteristics of perennial ice and cryogenic minerals from the Dark Star Cave (Uzbekistan)

O.I. Kadebskaya[1], E.A. Tsurikhin[2]

[1]Mining Institute of the Ural branch of RAS, Perm;
[2]Ural branch of FSBI «Gosrybcenter», Ekaterinburg
icecave@bk.ru; grc-ural@mail.ru

The paper presents data on perennial ice in the Dark Star Cave (Uzbekistan). Studies in the cave over the past 25 years have allowed to establish the boundaries of perannial and seasonal glaciation. The largest perennial ice is located in the Polnolunie Grotto and has a dimension about 20 to 30 m and reaches thickness about 7 m. Winter ice evaporation and summer ice melting in the Polnolunie Grotto leads to the accumulation of a specific type of deposits – cryogenic flour. Its morphological characteristics are given. Flour is represented by calcite crystals, which are formed under conditions of rapid freezing of incoming water solutions.

Key words: ***Baysun-Tau karst massif, caves, cryogenic minerals, perennial ice, Uzbekistan.***

Исследования в пещере Дарк Стар (Узбекистан) на протяжении последних 25 лет позволили установить границы распространения многолетнего и сезонного оледенения. Наибольшая многолетняя наледь находится в гроте Полнолуние и имеет размеры 20×30 м и достигает мощности 7 м. Зимнее испарение наледей и летнее таяние льда в гроте Полнолуние приводит к накоплению специфического типа отложений – криогенной муки, представляющей кристаллы кальцита, которые образуются в условиях быстрого замерзания поступающих водных растворов.

Ключевые слова: ***криогенные минералы, массив Байсун-Тау, многолетний лёд, пещеры, Узбекистан.***

На территории Средней Азии известно более 1500 пещер (Маматкулов, 1978), но информация о многолетнем оледенении в пещерах крайне скудная. В разные годы исследователи упоминали о ледяных пробках на входах пещер-колодцев в западной части Зеравшанского хребта (Абдужабаров, 1966) и на плато Кырктау, представляющем отрог хр. Чакылкалян (Климчук, Рогожников, 1978). Есть упоминания о

сублимационном льде, встреченном в пещерах Тянь-Шаня на территории Киргизии в междуречье самых восточных притоков Ак-Сайской долины: рек Кок-кия и Каратор (Дудашвили, 2007). В этой статье мы рассматриваем оледенение пещеры Дарк Стар в Узбекистане.

Характеристика района

Горный массив Байсун-Тау расположен на юго-восточной окраине Узбекистана, недалеко от границы с Афганистаном и Таджикистаном, около 67° в.д. и 38° с.ш. (Цурихин и др., 2012). Горная цепь Ходжа Гур-Гур-Ата хребта Байсун-Тау состоит из юго-западного и юго-восточного плато протяжённостью 50–60 км и высотой до 3900 м над ур. моря. Плато обрывается на юго-восток 400-метровой вертикальной известняковой стеной, в пределах которой расположено множество входов в пещеры. Пещеры заложены в меловых песчаниках, юрских гипсах и известняках (Breitenbach et. al., 2014).

Исследование пещер хребта Ходжа Гур-Гур-Ата началось в 1984 г., тогда на участке известняковой стены в районе вершины Катта-Таш сразу было найдено много больших пещер: Берлога, Юбилейная, Сифонная, а в последующие годы – Фестивальная, Ледопадная, Тоннельная, Учительская. Входы в пещеры были видны и на других участках 35-километровой отвесной стены, но они были недоступны из-за высокого расположения от основания массива. Вход в пещеру Дарк Стар был достигнут в 1990 г. экспедицией английских спелеологов Аспекс 90 с помощью восхождения по стене снизу. Восхождение до входа в пещеру заняло 3 дня. Работы в пещере продолжились только через 20 лет в 2010 г. Спелеологи клуба СГС (Свердловская городская спелеосекция) и итальянского клуба La Venta начали работать в пещерах Дарк Стар и Улуг-Бек «сверху», спустившись с поверхности плато вниз по стене.

Оказалось, что во многих пещерах, входы в которые расположены на вертикальной стене, имеются многолетние льды. В наши дни спелеологи в пределах массива Байсун Тау зафиксировали развитие многолетнего оледенения в пещерах Ледопадная, Дарк Стар, Улуг-Бек и Монинг Стар. Больше всего многолетнего льда в пещерах Ледопадная и Дарк Стар.

Климат Южного Узбекистана характеризуется сухим жарким летом и непродолжительной зимой. Большая часть осадков выпадает

в зимний период. Среднегодовая температура на метеостанции в г. Байсун (абсолютная отметка 1241 м) составляет 12,0 °С. Если использовать стандартный вертикальный градиент уменьшения температуры воздуха, равный 0,6 °С на каждые 100 м высоты, то тогда на высоте входов в пещеры среднегодовая температура воздуха оказывается ниже 0 °С, что является благоприятным фактором для накопления и сохранения многолетнего льда в пещерах.

Общая информация о пещере

Известная длина пещеры Дарк Стар составляет более 17 км, её амплитуда по высоте превысила 900 м (съёмка СГС, 2016 г.). В настоящее время пещера имеет 7 входов на участке скальной стены протяжённостью 2 км. На этом и на близлежащих участках стены отмечено ещё больше двух десятков вскрытых входов, в том числе и вход в пещеру Улуг-Бек, которые, скорее всего, являются частями этой карстовой системы, получившей название Центральная карстовая система Ходжа-Гур-Гур-Ата.

Главный вход в пещеру Дарк Стар расположен на высоте 160 м от основания стены и имеет собственную высоту 60 м и ширину 7 м. Его абсолютная отметка равна 3500 м. Рядом с этим входом расположены входы в пещеры Рак, Козерог, Красный Карлик, Оренбургский, Vino Rosso. От входа R-21, около которого находится многолетний лёд, расположенного в отвесной стене в 150 м от её основания на абсолютной высоте 3380 м, начинается наклонный меандрирующий канал высотой более 40 м.

В августе 2015 г. температура воздуха в гротах пещеры составляла от −7 до 4 °С. В гроте Полнолуния, где расположена основная масса многолетнего льда, сохранялась температура −5 °С, влажность воздуха равнялась 90%. Очевидно, что в зимний период воздух заходит в полость через нижние входы (в основном через вход R-21, и, вероятно, через пока не объединённые с пещерой входы R-20 с абсолютной отметкой 3450 м, R-22 и R-23 с абсолютными отметками 3400 м). Далее поток воздуха делится на две части: один перемещается вглубь массива и охлаждает грот Полнолуние, второй идёт по галереям Фрёзен Бек и Ледяной Девы и выходит на поверхность через Главный вход. Летом наблюдается обратная тяга воздуха через Главный вход. Тёплый воздух заходит в пещеру, но за счёт сужения привходовой

галереи через 150 м скорость потока падает в гроте Метро. Температура воздуха, входящего в пещеру, после сужения в основной галерее быстро снижается. Стенки полости, охлаждённые за зимний период, не успевают прогреваться, вследствие этого в гроте Полнолуние всегда сохраняются отрицательные температуры воздуха.

Формы и динамика льда

Первые исследователи уже в 1990 г. установили, что стены пещеры почти на всём протяжении покрыты крупными сублимационными кристаллами льда. В основной галерее было обнаружено множество замёрзших озёр, температура воздуха в галереях пещеры, где фиксировался лёд, в летний период составляла от 0 до −7 °С (рис. 1).

Непосредственно у входа R-21 находятся осадочно-метаморфические снежно-ледяные отложения, которые сформировались за счёт попадания снега во вход в холодный период года. Уже в 10 м от входа на стенах появляются сублимационные кристаллы льда. Освещённый

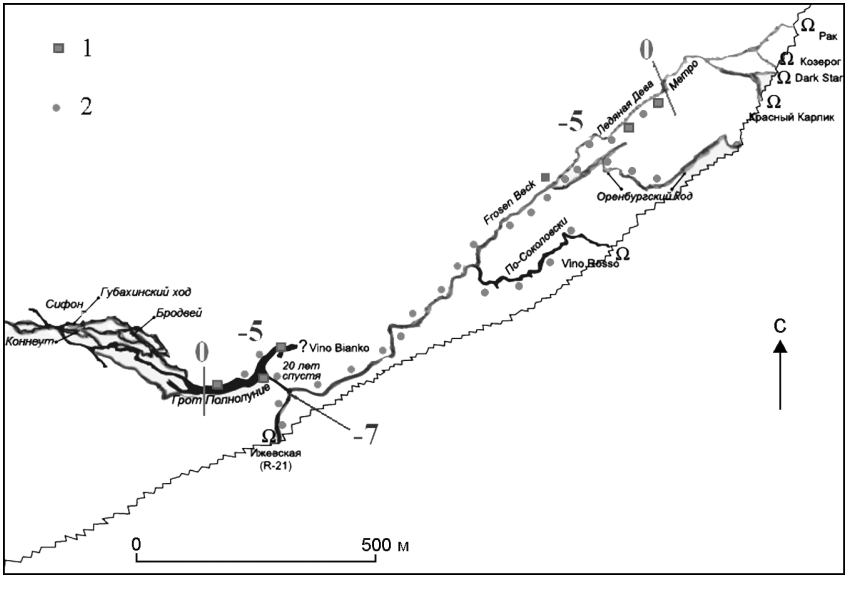


Рис. 1. План части пещеры Дарк Стар с многолетним льдом (топосъёмка Свердловской городской спелеологической секции, 2016 г.)
1 – расположение многолетних наледей, 2 – расположение сублимационных кристаллов. Цифрами указаны температуры воздуха в летний период

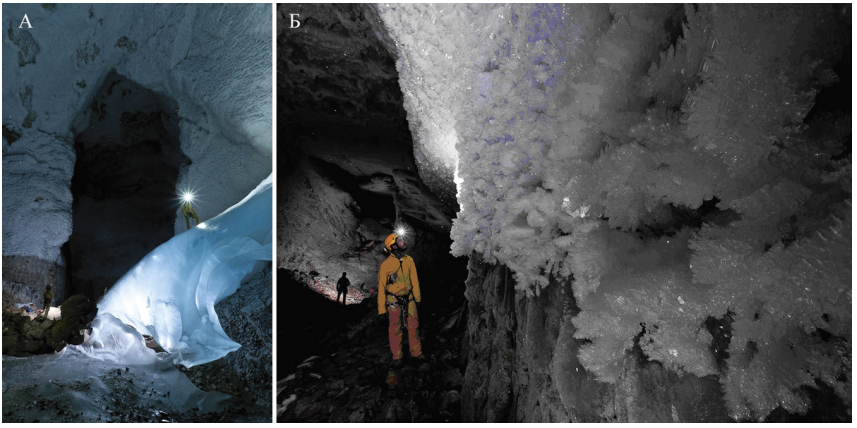


Рис. 2. Многолетний лёд в гроте Полнолуние: А – ниши испарения в конжеляционном льду на входе в грот (фото Е.А. Цурихина); Б – сублимационные кристаллы и натёчный лёд в центральной части грота (фото Р. Алессио)

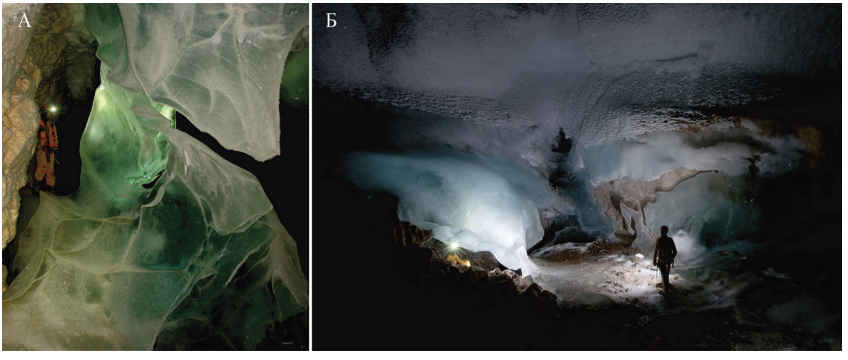


Рис. 3. Многолетний лёд в галерее Ледяная Дева: А – натёчные льды в центральной части галереи; Б – сублимационные кристаллы на стенах галереи (оба фото Р. Алессио)

участок от дождевой линии простирается вглубь пещеры на 18 м. Сублимационные кристаллы встречаются до грота Полнолуния, а также почти по всей старой части (основная галерея) пещеры Дарк Стар (см. рис. 1). Многолетние наледи расположены в гроте Полнолуние (рис. 2) и в галерее Ледяная Дева (рис. 3). В галерее Ледяная Дева многолетний лёд в основном расположен на полу галереи в виде замёрзших озёр и ручьёв. Мощность льда достигает 0,5 м. Иногда, после холодных зим замерзают озёра и в галерее Фрёзен Бек (Frozen

Bock). При этом в некоторые годы (2011 и 2012 гг.) здесь можно было ходить по поверхности льда, в другие периоды (2013 и 2014 гг.) поверх основного льда был зафиксирован слой воды толщиной до 20 см, покрытый тонкой корочкой льда (2–5 см), а в 1991 и 2015 гг. озёра вовсе не были покрыты льдом.

В гроте Полнолуние мощная наледь размером 20×30 м расположена на входе в грот (до 7 м толщиной). За годы посещения (с 2011 по 2016 г.) мощность наледи уменьшилась на 0,1–0,5 м. В правой части грота (Вино Бьянка – Vino Blanko) есть наледи на полу, в основном – в виде массивных сталагмитов, до 5 м высотой. В левой части грота ледяные образования представлены наледями в виде ледопадов, сталактитов, сталагмитов и сталагнатов (до 7 м высотой).

Лёд в пещере в основном формируется из инфильтрационных и конденсационных вод. Частично вода поступает в основную галерею при таянии привходового снежника. По мере продвижения вглубь массива лёд, накопленный зимой, тает в верхних частях галерей, талая вода по стенам стекает вниз и замерзает в виде наледей, так как в нижних частях галерей в течение всего года сохраняются отрицательные температуры воздуха. Далее грота Полнолуние в галереях, ведущих вглубь массива, льда нет.

Характеристика криогенных минералов

В гроте Полнолуние С. Тетериным в 2015 г. с поверхности многолетнего льда была отобрана криогенная мука. Исследование морфологии и химического состава криогенного материала проводилось на сканирующем электронном микроскопе VEGA 3 LMH с системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 350/X-max 20 в Горном институте УрО РАН (аналитик О.В. Коротченкова).

Кристаллы криогенных минералов на поверхности наледи накапливаются в зимний период при испарении льда, а в тёплый период смачиваются от таяния льда и в некоторых случаях агрегируются и перекристаллизовываются.

Минералогические исследования криоматериала с наледи из грота Полнолуние показали, что новообразованные минералы представлены кристаллами кальцита. В пробе в небольшом количестве встречены глинистые частицы и кристаллы кварца, которые относят-

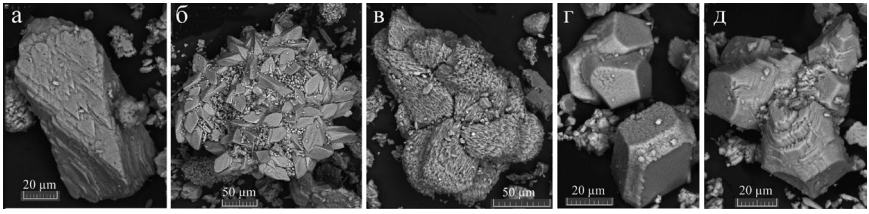


Рис. 4. Морфология криогенных кристаллов кальцита из грота Полнолуние: а – кристаллы кальцита, образованные преимущественно гранями острого ромбоэдра; б – агрегат из гладкогранных кристаллов кальцита; в – агрегат кристаллов с занозистой поверхностью; г, д – субизометричные кристаллы, образованные гладкими гранями и сглаженными поверхностями

ся к привнесённым с поверхности примесям и не имеют отношения к пещерному минералообразованию. По данным микрозондового анализа в кальците зафиксирована примесь магния (до 6,8 мол. %).

Кристаллы кальцита достигают в длину 100 мкм, сложены гранями тупого и острого ромбоэдров, имеющими блочную поверхность (рис. 4, а). Агрегаты представлены корочками размером до 300 мкм, некоторые имеют ровную поверхность основания (рис. 4, б). Также встречаются агрегаты, состоящие из кристаллов с занозистой поверхностью (рис. 4, в) и субизометричные кристаллы, образованные гладкими гранями и сглаженными поверхностями (рис. 4, г), иногда со слоистым строением граней (рис. 4, д). Единично фиксируются ватообразные сферолиты размером до 10 мкм.

Заключение

Таким образом, в пещере Дарк Стар формируется многолетнее и сезонное оледенение. В пещере отмечены многолетние наледи и сублимационные кристаллы льда. Испарение льда в зимний период приводит к накоплению специфического типа отложений – кальцитовой криогенной муки. В летнее время из-за попадания талой воды криогенная мука частично перекристаллизовывается. Новообразованные криогенные минералы представлены кристаллами кальцита размерностью до 100 мкм. Криогенные кристаллы формируются, как правило, в условиях быстрого замерзания растворов и освобождаются изо льда во время зимнего испарения, что приводит к их накоплению в нишах и на поверхности многолетних наледей в гроте Полнолуние.

Для понимания условий формирования разновидностей криогенных кристаллов нужно провести дополнительные наблюдения.

Литература

Абдужабаров М.А. Карстовые шахты и колодцы западной части Зеравшанского хребта // Пещеры. 1966. Вып. 6 (7). С. 118–119.

Дудашвили С. Подземное царство «Зеленой Реки» Киргизия, Тянь-Шань. Электронный ресурс, 2007: http://www.mountain.ru/article/article_display1.php?article_id=446

Климчук А.Б., Рогожников В.Я. Карстовые полости плато Кырктау // Пещеры. 1978. Вып. 17. С. 44–50.

Маматкулов М.М. Некоторые морфометрические показатели пещер Средней Азии // Пещеры. 1978. Вып. 17. С. 34–37.

Цурихин Е.А., Логинов В.Л, Сауро Фр. Новые спелеологические исследования на хребте Ходжа-Гур-Гур-Ата (Узбекистан) // Спелеология и спелестология. Вып. 3. Набережные Челны: НИСПТР, 2012. С. 73–76.

Breitenbach S.F.M., Kwiecien O., Sauro F., Loginov V., Lu Y., Tsurikhin E., Votintseva A. Element and stable isotope aqueous geochemistry from Baysun-Tau, Uzbekistan – tracing the source of the dripwater // Proc. of 16th Intern. Congress of Speleology. Czech Republic, Brno, July 21–28, 2013. V. 2. 2013. C. 485–488.

УДК 910.3/591.9, 599

Голоценовая фауна из пещеры Долганская Яма (северное Забайкалье) и её зоогеографическое значение

© 2018 г. А.М. Клементьев[1], О.Н. Морозов[2], Д.В. Кобылкин[3]

[1]Институт земной коры СО РАН, Иркутск;
[2]Городской Спелеоклуб «Долган», Багдарин, Бурятия;
[3]Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск
klem-al@bk.ru

Holocene fauna from the Dolganskaya Yama Cave (Northern Transbaikaliya) and its zoogeographic significance

A.M. Klementiev[1], O.N. Morozov[2], D.V. Kobylkin[3]

[1]Institute of Earth's Crust, Siberian Branch of RAS, Irkutsk;
[2]Regional SpeleoClub «Doglan», Bagdarin, Buryatiya;
[3]V.B. Sochava Institute of Geography, Siberian Branch of RAS, Irkutsk
klem-al@bk.ru

The article contains data on the processing of the osteological collection which have been gathered in Dolganskaya Yama Cave for 30 years of research. The cave is located in Transbaikalia, on the Vitim plateau. Zoogeographical provinces of the taiga and steppe intersect here, so the faunistic studies in the cave are very interesting and important for understanding the history of the fauna. As a result, of the definition we established the presence of brown bear, lynx, wolverine, sable, musk deer in the collection of remains. These species are common for the mountain taiga of Transbaikalia. Also there are such widespread mammals as hare, gray wolf, fox, Siberian weasel, wild boar, roe deer, and Manchurian wapiti. Moreover, we established red wolf cranial elements, so there is red wolf too. We give a brief description of the rare finds. In addition, we consider possible population differences of Siberian roe deer in different parts of the range. Dolganskaya Yama Cave is perspective for further research.

Keywords: ***Dolganskaya Yama Cave, Late Holocene, musk deer, ranges, red wolf, Transbaikalia, zoogeography.***

Обработана остеологическая коллекция, собранная за 30 лет в пещере Долганская Яма, находящейся на Витимском плоскогорье в Забайкалье, где пересекаются зоогеографические провинции тайги и степей. Установлено присутствие в сборах остатков бурого медведя, рыси, росомахи, соболя, кабарги – видов, обычных для горной тайги Забайкалья. Встречены также широко распространённые млекопитающие: заяц, серый волк, лисица, колонок, кабан, косуля, изюбрь; по черепным элементам достоверно установлено присутствие красного волка. Приводится краткое описание редких находок, обсуждаются возможные популяционные различия сибирской кабарги в разных частях ареала.

Ключевые слова: ***ареалы, Забайкалье, зоогеография, кабарга, красный волк, пещера Долганская Яма, поздний голоцен.***

Введение

Первые сведения о поступлении костей на определение специалистам в Институт земной коры (ИЗК) СО РАН датированы 28 февраля 1986 г. От С.В. Шипицина (члена группы «Багдарин-85» секции спелеологии Иркутского политехнического института) на определение поступил череп, поднятый со дна колодца системы «Метро» из Долганской Ямы. По определению А.А. Хамзиной, череп принадлежал лисице; ныне утерян. Целенаправленные сборы костей млекопитающих в пещере проводились в 1989 г. (отряд Восточно-Сибирского Научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья – ВостСибНИИГГиМС, руководитель О.Н. Морозов), они были приурочены в основном к начальным участкам пещеры (входная воронка, квадраты Д2 –Д17) до грота Четырёх. Из этих сборов опубликованы лишь данные по рукокрылым (Ботвинкин, 2002; Казаков и др., 2016). По определению Н.Д. Оводова (Институт археологии и этнографии СО РАН, Красноярск) здесь было установлено присутствие косули и кабарги. Материалы по зайцеобразным, хищникам и копытным долгое время просто хранились в организациях Иркутска (ВостСибНИИГГиМС, Лимнологический институт СО РАН), прежде чем попали на обработку в ИЗК СО РАН. В 2004–2005 гг. были проведены тематические сборы фаунистического материала на дне колодца «Стол Находок» (Кобылкин, 2009), которые принесли основную массу остатков. После длительного хранения в селе Багдарин эти находки были переданы на обработку в ИЗК СО РАН. В рамках исследовательских подходов дополнительные сборы были проведены в 2014 г. в «гроте Четырёх» и «гроте Войноловича».

Практически все имеющиеся материалы имеют топографическую привязку к элементам пещеры. На костях сборов 1989 года имеются шифры с указанием квадратов, сборы с 2004 по 2014 г. привязаны к определённым гротам и колодцам. Именно в колодце «Стол Находок» как естественной ловушке были собраны самые многочисленные материалы.

Характеристика пещеры

Пещера Долганская Яма находится в Баунтовском районе Республики Бурятия, Россия, в 15 км на восток-северо-восток от села Багдарин (рис. 1). В орографическом отношении территория представляет

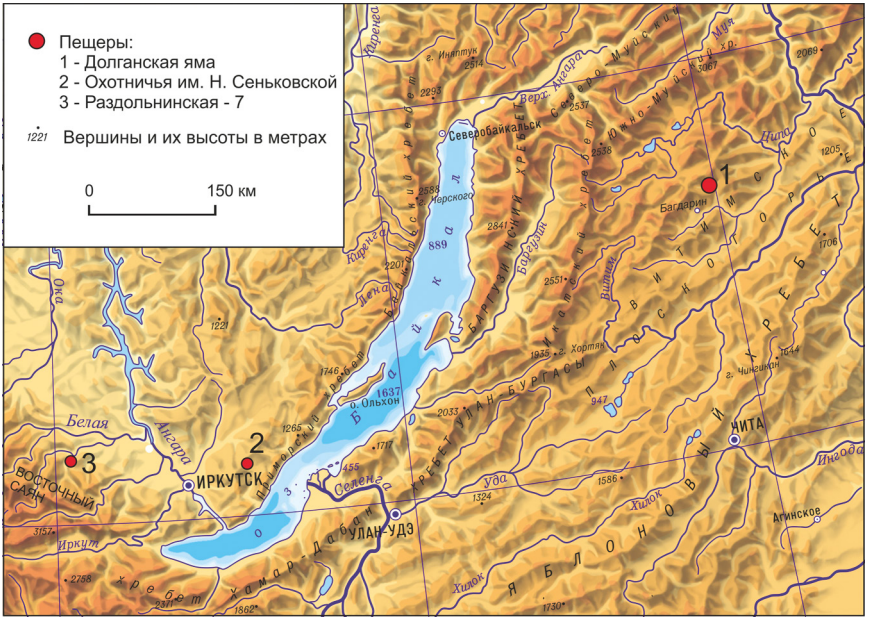


Рис. 1. Местоположение пещеры Долганская Яма на карте Забайкалья

собой северо-восточное обрамление Мало-Амалатской впадины на северо-западе Витимского плоскогорья в Забайкалье. В спелеологическом отношении пещера входит в Долгано-Имский карстовый массив карстовой области Витимского плоскогорья (Байкало-Становая страна, Забайкальская провинция). Пещера Долганская Яма – реликт гидротермальной полости с наложенными на него более поздними процессами классического холодноводного карста в нисходящей и переходной зоне циркуляции вод. Пещера представляет собой сложный объёмный вертикальный лабиринт (рис. 2) круто наклонных, вертикальных и горизонтальных галерей общей протяжённостью 5120 м и глубиной 130 м. Средняя высота ходов составляет 4,2 м, ширина 2,6 м (Осинцев, 1996, а, б). Площадь пещеры 13300 м^2, объём 43400 м^3 (Морозов, Иметхенов, 2004). Полость образует основную часть некогда единой Долганской карстовой системы, куда входили также пещеры Дельфин и Пломбир, теперь разделённые ходами, заполненными глиной и обломками известняков. В зоогеографическом отношении пещера находится в пределах Восточно-таёжного округа Европейско-Сибирской провинции.

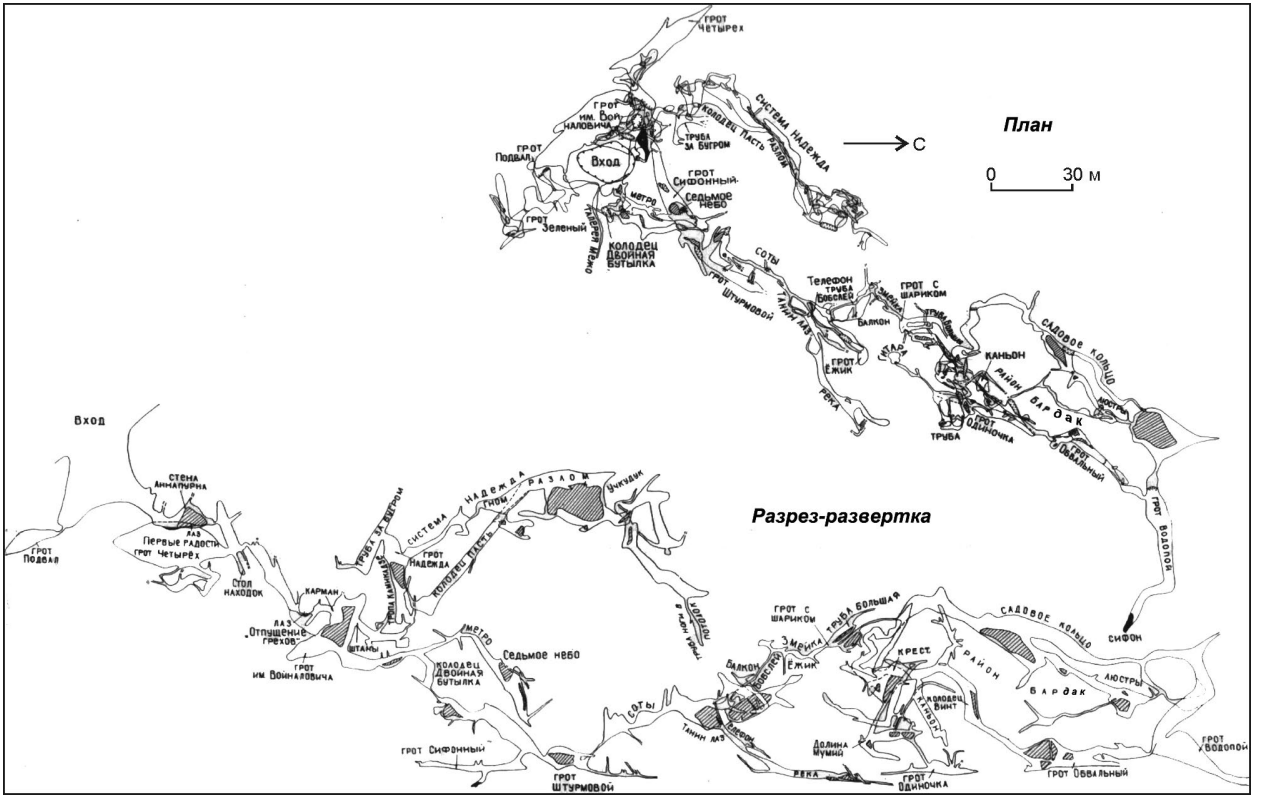


Рис. 2. План пещеры Долганская Яма и разрез-развёртка. Топографическая съёмка выполнена спелеологической группой Иркутского политехнического института, руководитель А.В. Осинцев

С 1980 г. до начала 1989 г. пещеру изучали спелеологи Иркутского политехнического института, затем их приемники – иркутский спелеоклуб «Арабика». С 1996 г. основные исследования в этой полости проводит геолого-спелеологический кружок «Долган» (село Багдарин), привлекая другие коллективы и специалистов.

Вход в пещеру расположен на южном склоне горы на относительной высоте 130 м от уровня ручья Долган второй и представлен провалом на склоне южной экспозиции, образовавшемся, скорее всего, в результате катастрофического землетрясения (гипотеза Ю.С. Шевченко) на пересечении крупных тектонических трещин над объёмным пещерным ходом. Абсолютная высота входного провала 1000–1010 м над ур. моря. Стенки входной воронки вертикальные, за исключением круто наклонной западной части. Форма входной воронки в плане овальная, слегка вытянутая в северном направлении, диаметром 15 м по короткой оси и 20 м по длинной оси. Глубина провала варьирует от 20 до 30 м.

Вмещающие породы – известняки, реже доломитовые известняки тилимской (давыкшинской) свиты венд-кембрия, полосчатые (чередование светло-серых и тёмно-серых разностей), слабораскристализованные, с тремолитом и пиритом. Пещера заложена по двум основным тектоническим нарушениям, имеющим азимут простирания 130° и 24° и частично вдоль простирания известняков.

Возраст полости трактуется в широких пределах, но она не может быть моложе времени возникновения многолетней мерзлоты. Нижняя возрастная граница образования полости, возможно, ограничена началом мезозоя. Вероятнее всего, имеется связь формирования пещеры с тектонической активизацией во время развития Байкальской рифтовой зоны. Наличие хорошо окатанной гальки кварца и сланцев в илах шурфа пещеры Дельфин (на высоте 160 м над современным уровнем впадины), говорит о другой геологической и геоморфологической обстановке в период обновления Долганской реликтовой пещерной системы. Изучение морфологии пещерных ходов, анализ вторичных хемогенных образований и эрозионно-коррозионной деятельности вод позволяют сделать вывод о том, что участки пещеры Соты, Бардак и Надежда, скорее всего, на начальном этапе формировалась горячими восходящими водными потоками. Позже эти участки пещеры были в верхних частях вскрыты в результате денудации, затем большинство из них снова стали недоступными для поверхностных вод из-за круглогодичного бронирования мерзлотой склонов северной экспозиции (рис. 3, а).

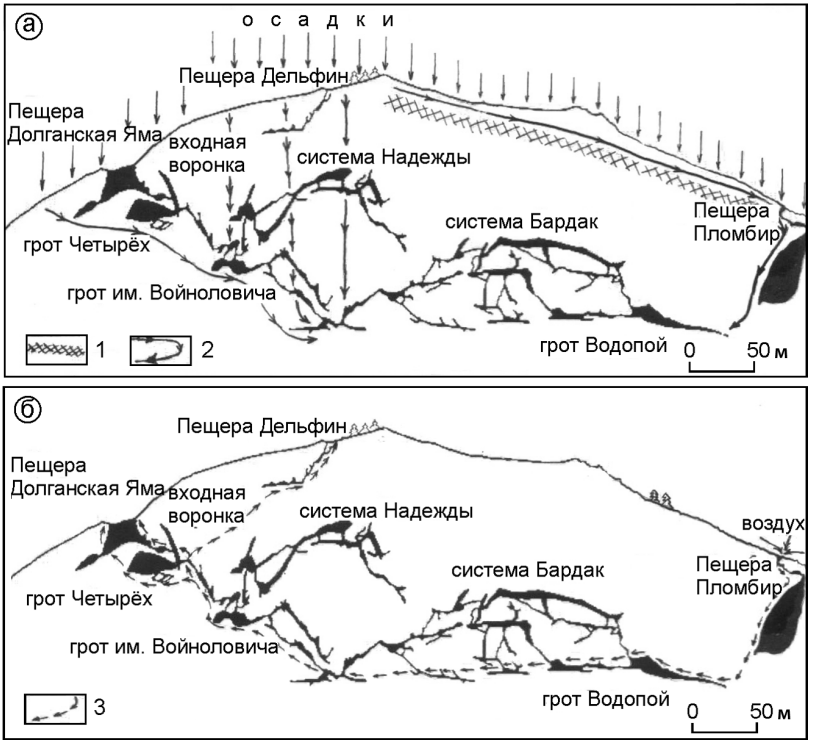


Рис. 3. Схема движения поверхностных вод (*а*) и основного потока воздуха (*б*) в зимнее время в Долганской карстовой системе: 1 – слой многолетней мерзлоты; 2 – движение вод, 3 – направление движения воздуха

Резко континентальный климат и мерзлота влияют не только на сохранность пещеры, но и на её микроклимат. Основное направление тяги воздуха зимой – из пещеры, а летом – внутрь пещеры. Та же ситуация наблюдается в пещере Дельфин и обратная в пещере Пломбир. Большую роль в этом играют немногочисленные трещины, связывающие полость пещеры с дневной поверхностью. Отдельные восходящие трубы в верхней части обледенелые, что также подтверждает их связь с дневной поверхностью (рис. 3, б). Здесь мы имеем дело с сезонной направленностью воздуха в двухвходовых (в нашем случае трёхвходовых) пещерах (Дублянский, Дублянская, 2004). В настоящее время пещера Долганская Яма находится на стадии дряхлости и принимает в себя незначительное количество поверхностных осадков, главным образом в галереях, расположенных под южным склоном горы, вмеща-

ющей пещеру. Наибольшее обводнение полости наступает в июле–сентябре в связи с оттаиванием верхнего мёрзлого слоя и максимальным количеством атмосферных осадков. В сентябре–октябре количество инфильтрационных вод уменьшается. В зимнее время обводнение пещеры сводится к незначительному увлажнению стенок полости.

Хотя пещера находится в криолитозоне и в районе с отрицательной среднегодовой температурой (–5,6 °С; Албагачиева, 1965), температура воздуха в полости положительная. По нашим наблюдениям температура воздуха составляет от 0,4 до 3,0 °С в разных гротах, участках, галереях. По некоторым данным в верхней части пещеры температуры воздуха и пород поднимаются до 5 °С (Осинцев, 1996а). В течение года в одних и тех же галереях температура воздуха колеблется в интервале нескольких градусов. Относительная влажность воздуха в пещере изменяется от 76 до 100%.

Кости животных по степени встречаемости в пещере можно разделить на две категории. К первой категории относятся скелетные остатки животных, распространённые по всей пещере. Это черепа и кости рукокрылых, черепа соболей. Ко второй категории относятся кости животных в скоплениях от Входной воронки до грота Войналовича.

Особый интерес представляет колодец Стол Находок. Его дно округлой формы диаметром 2,5–3 м выстлано костями, перемешанными с глиной, чернозёмом, которые возле стены просматриваются вглубь до 1 м. Судя по наличию костей крупных животных, возможность попадания которых сегодня в это место исключена – ранее потолок Грота Четырёх над Столом Находок сообщался с поверхностью, естественной ловушкой для зверей. Тот же колодец Стол Находок со дна через систему Стойких Бойцов выходил в грот Войноловича. Позже вход с поверхности затянуло льдом или завалило, тоже произошло и с проходом в грот Войноловича. Именно поэтому мы наблюдаем большое количество костей в северо-восточной части грота Войноловича. На плане пещеры эта ситуация подтверждается – колодец Стол Находок и северо-восточная стена грота находятся друг над другом (см. рис. 2).

Результаты

В табл. 1 представлены материалы обработки имеющихся коллекций сборов костей разных лет. По результатам определений выявлен довольно разнообразный видовой состав крупных млекопитающих, попадавших в

Таблица 1. Фаунистический материал из пещеры Долганская Яма по годам сборов

Таксон	1990	2004	2005	2014	Итого
Волк серый	7	1	15	2	25
Волк красный	1		2	1	4
Лисица	64		13	3	80
Медведь	3				3
Росомаха	23		68		91
Соболь	2		1	9	12
Колонок			25		25
Canidae gen.	22		491	20	533
Рысь		2			2
Кабарга	608	16	10289	170	10955
Косуля	4				4
Изюбрь	102	3	1		106
Кабан	4				4
Заяц	25				25
Пищуха	1				1
Грызуны	3		5		8
Птица	2		17	1	20

пещеру. Возрастной интервал попадания животных в пещеру определяется как поздний голоцен – современность. Основная масса собранного костного материала принадлежит млекопитающим горно-таёжного комплекса, обычным для окрестностей пещеры и в настоящее время. Это медведь, рысь, росомаха, соболь, кабарга. В пещере также были встречены кости широко распространённых млекопитающих (заяц, серый волк, лисица, колонок, кабан, косуля, изюбрь), из редких находок – кости красного волка. Кости пищух, грызунов и птиц в сборах малочисленны.

Наибольшее количество собранного костного материала принадлежит кабарге. Он представлен остатками как минимум 151 особи, что было установлено по количеству правых пяточных костей. Соотношение костных остатков молодых особей по различным элементам скелета колеблется от 60,3 до 75,9%. При этом нужно учитывать сроки сращения эпифизарных участков с диафизом трубчатых костей. Получается, что особей возрастом до одного года (с не приросшим блоком нижнего сустава метаподий) около 60% от всех ювенильных. Костных остатков косули и изюбря в пещере относительно немного (все кости изюбря были собраны в 1990 г. в привходовой части пещеры). В глуби-

не пещеры кости изюбря отсутствовали. Кости кабана принадлежали очень молодой особи первого года жизни.

Наиболее представительны в пещере в видовом отношении кости хищных млекопитающих. Среди них доминируют остатки крупных канисовых, в большинстве случаев ближе не определимые. Достоверно были определены остатки серого и красного волков. В табл. 2 и 3 приведены размеры черепных костей серого волка, поскольку такие сведения очень редки в публикациях. Немногочисленные данные в сравнительном аспекте показывают сопоставимые размеры волков Восточной Сибири. Диагностируемые костные остатки красного волка, представителя горно-степной и подгольцовой фауны, пока единичны среди материала, но стабильно встречаются при специальных сборах. Размеры одного полного черепа (рис. 4) и одного мозгового отдела молодой особи также приведены в табл. 2 в сравнении с саянскими куонами (Оводов, 2007). По основной длине, ширине затылочных мыщелков и отверстия, орбитальной, надглазничной и заглазничной ширине череп взрослого зверя крупнее саянских экземпляров. По мастоидной и слуховой ширине, высоте затылочных мыщелков даже на черепе молодой особи есть превышение над аналогичными размерами саянских красных волков. Поскольку индивидуальная и половая изменчивость красных волков юга Сибири неизвестна, пока трудно объяснить эти отличия. По многим параметрам: форма коронки M1/, развитие надглазничных отростков (Оводов, 2007), размерам P4/ и M1/ (Барышников, 1995) витимский красный волк относится к типовому подвиду *Cuon alpinus alpinus*. Многие признаки имеющейся нижней челюсти (см. рис. 4, промеры см. в табл. 3) также позволяют отнести её к *Cuon alpinus alpinus*: длина P/3-M/1, размер и соотношение P4/ и M1/, размеры параконида и талонида на M1/ (Барышников, 1995).

Костные остатки лисицы и росомахи в пещере многочисленны, кости рыси найдены только во входной воронке. Приводим здесь размеры нижней челюсти голоценовых росомах из пещер Сибири в силу их редкости (табл. 4). Челюсть принадлежала пожилой особи, так как коронки зубов сильно стёрты (см. рис. 4). По своим размерам челюсть самая мелкая из имеющихся в нашем распоряжении, на этом основании относим её к самке *Gulo gulo*.

Из костей мелких хищников в пещере обнаружены остатки соболя и колонка. Известно троглофильное поведение соболя при поисках добычи, этот хищник охотится на мелких млекопитающих в горизонтальных лабиринтах и погибает, попадая в вертикальные колодцы

Таблица 2. Размеры черепа и зубов волков

Вид	Волк серый – *Canis lupus*					Волк красный – *Cuon alpinus*			
Про-	Долганская Яма	р. Куда	Восточная Сибирь, КККМ**			Долганская Яма	Восточный Саян		
ме-	поздний голоцен	рецентный				поздний голоцен	Оводов, Мартынович, 2009		
ры*	n = 2	♀	n	lim	M	n = 1 juv; 1 ad	n	lim	M
1	236,2; 245,3	223,4	3	234,2–275,5	256,5	–; 182,4	2	186,5; 175,0	–
2	218,8; 227,9	210,7	3	226,0–250,7	237,7	–; 178,8	2	176,5; 170,0	–
3	208,1; 214,0	197,7	3	213,5–237,7	225,6	–; 168,2	2	162,2; 159,9	–
4	57,2; 59,2	55,9	2	58,3;56,6	–	46,0; 56,0	–	–	–
5	151,6; 155,0	143,0	2	167,0;157,5	–	–; 112,9	–	–	–
6	115,5; 123,7	–	–	–	–	95,9; 105,1	–	–	–
7	105,3; 119,8	102,5	3	104,5–137,1	120,2	77,3; 91,2	2	92,0; 86,6	–
8	119,5; ~115,7	110,9	3	118,1–136,8	130,1	–; 83,3	–	–	–
9	140,8; 135,6	132,5	3	136,7–150,9	145,9	–; 96,9	2	102,5; 95,7	–
10	87,2; –	77,8	3	84,2–102,6	96,1	–; 58,5	2	62,0; 59,4	–
11	96,3; 104,0	–	–	–	–	80,0; 92,7	–	–	–
12	106,3; 107,5	102,5	3	103,2–116,0	110,9	–; 73,1	–	–	–
13a	115,5; 114,4	109,2	3	115,6–123,0	119,3	–; 84,6	2	85,7; 81,8	
14a	42,3; 42,0	38,4	2	45,5; 39,6		–; 30,1	2	34,3; 32,2	–
15	81,3; 93,6	78,8	3	75,1–97,2	86,7	–; 62,0	3	59,8–65,3	62,2
15a	99,3; 110,7	93,7	3	101,2–110,9	106,1	–; 73,2	-	–	–
16	21,6; 22,2	24,3	3	26,0–27,7	26,7	–; 16,9	3	16,9–19,0	18,0
17	63,6; 72,5	58,0	3	66,6–76,1	70,3	–; 49,0	3	46,1–49,3	47,7
18	25,1; 25,8	25,7	3	26,2–28,2	27,2	–; 21,6	3	20,7–23,0	22,2
18a	13,4; 14,1	12,9	3	13,6–15,4	14,5	–; 9,7	3	10,1–10,9	10,4
19	23,4; 25,1	23,5	3	24,5–26,0	25,0	–; 19,3	-	–	–
20a	16,2; 16,4	16,7	3	16,3–17,3	16,9	–; 13,1	3	13,0–17,8	16,2
20b	19,3; 21,6	20,7	3	19,2–21,8	20, 7	–; 14,1	3	15,6–16,0	15,8
21a	8,0; 9,2	9,7	3	9,5–10,2	9,8	–	2	5,9; 6,9	–
21b	12,0; 12,5	14,0	3	12,0–15,7	13,3	–	2	10,0; 9,8	–
22	28,5; 33,0	32,1	3	29,6–37,6	33,4	23,0; 26,5	2	23,3; 30,1	–
23	75,7; 82,1	77,2	3	70,9–88,0	77,4	63,9; 68,2	2	60,2; 61,2	–
24	76,5; 78,2	75,8	3	73,0–90,6	80,6	63,8; 69,6	2	53,5; 55,2	–
25	45,3; 52,6	47,0	3	46,0–54,2	48,7	34,4; 38,6	2	38,3; 37,0	–
26	58,2; 66,3	62,0	3	61,5–70,8	65,8	50,9; 52,6	–	–	–
27	22,2; 23,3	21,6	3	23,4–24,1	23,8	18,3; 20,3	2	19,0; 19,2	–
28	20,5; 17,4	16,1	3	20,5–23,2	22,1	16,0; 17,0	2	14,7; 13,7	–
29	66,6; 65,7	67,7	2	62,6; 62,8		62,2; 65,0	2	66,0; 65,5	–
30	127,4; 146,6	122,2	3	125,2–161,3	143,7	–; 107,8	2	111,0; 101,0	–
31	38,9; 39,2	42,0	3	36,4–42,1	39,2	35,9; 38,1	2	36,5; 35,6	–
32	53,6; c53	53,7	3	54,2–66,0	61,9	c40,7; 53,0	2	44,3; 41,4	–
33	42,0; 43,1	40,3	3	39,8–49,4	45,3	30,0; 40,2	2	37,2; 33,0	–
34	73,0; 82,4	74,9	3	76,1–92,5	82,8	–; 66,9	2	67,1; 63,4	–
35	43,4; 46,1	38,3	3	39,8–51,7	46,5	–; 39,1	3	27,0-43,0;	35,9
36	44,3; c48	41,2	3	43,0–54,2	49,3	–; 39,4	3	37,9-40,1	39,0
37	36,7; 35,1	35,7	3	34,5–38,6	37,2	–; 30,8	2	34,0; 31,3	–
38	64,0; 77,7	66,7	3	73,2–83,2	79,0	54,4; 56,0	–	–	–
39	57,5; 63,0	62,3	2	65,0; 66,0	–	54,4; 55,5	–	–	–
40	53,0; 58,6	51,5	3	61,2–68,1	65,6	44,7; 47,5	2	50,2; 48,0	–
41	51,0; –	–	–	–	–	–; 39,6	–	–	–

*Произведены согласно методике (Angela von den Driesch, 1976); **КККМ – Красноярский краевой краеведческий музей.

Таблица 3. Размеры нижней челюсти и зубов волков

Вид	Волк серый – *Canis lupus*				Волк красный – *Cuon alpinus*		
Промеры*	Долганская Яма	Средняя Сибирь, КККМ			Долганская Яма	Приморье	
	поздний голоцен	рецентный			поздний голоцен	рецентный, n = 7 (Барышников, 1995)	
	n = 2	n	lim	M	n = 1	lim	M
1	175,0; 175,3	13	168,9–197,2	182,2	139,4	–	–
2	174,4; 177,1	12	170,0–198,5	181,2	139,8	–	–
7	99,3; 97,3	13	97,2–110,0	102,8	60,4**	60,7–67,2**	63,61**
8	94,2; c90,2	13	88,3–100,7	95,9	69,1	–	–
9	75,1; 86,6	13	82,4–93,1	89,0	64,0	–	–
10	47,0; 43,6	13	35,9–50,4	44,9	31,1	–	–
11	50,0; c46,4	13	45,5–54,5	50,9	38,8	39,7–46,4	42,26
12	43,5; 43,0	13	39,6–47,7	44,1	33,5	–	–
13a (m1 L)	27,4; 24,7	13	27,0–30,9	29,3	22,5	22,5–23,7	22,93
13b (m1 B)	11,4; 10,6	13	10,8–28,8	12,7	8,1	8,3–9,1	8,67
14	27,3; 25,4	13	25,2–29,6	27,7	21,8	–	–
15a (m2 L)	12,4; 11,3	12	11,5–14,1	12,2	–	–	–
15b (m2 B)	9,5; 8,6	12	8,0–10,5	8,9	–	–	–
16a (m3 L)	7,0; 6,9	9	5,1–7,7	6,1	absent	absent	absent
16b (m3 B)	5,3; 5,6	8	4,9–6,5	5,4	absent	absent	absent
17	14,3; 14,8	13	12,2–14,8	13,2	11,4	–	–
18	70,2; 67,0	12	54,8–84,9	69,9	55,6	–	–
19	28,5; 28,8	13	26,5–34,7	29,3	22,2***	22,3–26,8***	24,16***
20	25,7; 22,4	13	21,2–28,2	24,6	21,8	–	–

*Произведены согласно методике (Angela von den Driesch, 1976) с дополнениями;
длина p1-m1; * высота перед m1.

(Оводов, 2009; Клементьев и др., 2016). По замечанию О.Н. Морозова, при каждом посещении пещеры, встречаются экскременты мелкого куньего с костями рукокрылых. Среди обнаруженных костей медведя имеются единичные остатки подсосного медвежонка. Кости зайца были найдены в 1990 г. только в начальных лабиринтах.

Ежегодные наблюдения позволили установить частоту гибели различных млекопитающих в пещере. Кабарга попадает периодически во Входную воронку и не может выбраться оттуда, поэтому погибает от голода или разбивается при падении в колодец Стол Находок. В отдельные годы количество погибших зверей достигает трёх (обычно 1–2). Их, скорее всего, загоняют в колодец собаки или волки.

Один раз в пещеру попала рысь. Она, вероятнее всего, спустилась во Входную воронку, привлечённая запахом кабарги, и не смогла вый-



Рис. 4. Черепные элементы голоценовых млекопитающих из пещеры Долганская Яма. 1, 2 – череп красного волка; 3 – нижняя челюсть красного волка; 4 – нижние зубы p4 и m1 красного волка с лингвальной стороны (приведен масштаб в мм); 5, 6 – нижние челюсти росомах (5 – из Долганской Ямы, 6 – из пещеры Раздольинская-7); 7, 8 – нижние челюсти серого волка. Фото А.В. Сизова

ти обратно. Местные жители видели на снегу на дне входной воронки её следы, а позже нашли труп.

Зафиксирован единичный случай падения во входную воронку зайца. Первоначально наблюдали следы на дне входной воронки, а потом была

Таблица 4. Размеры нижней челюсти и зубов росомах

Промеры*	Пещеры			Тайга
	Долганская Яма	Раздольинская-7	Триумф	n = 2
	Бурятия	Иркутская область	Красноярский край	
	поздний голоцен	поздний голоцен	поздний голоцен	современные
1	91,3	92,7	103,8	90,9; 102,9
2	89,2	91,5	101,9	89,5; 99,8
7**	57,4	48,6	50,5	47,2; 51,3
8	47,1	49,0	51,3	48,2; –
9	46,0	47,1	50,0	46,4; –
10	23,0	23,8	25,8	24,3; 26,0
12	23,3	23,7	25,0	22,6; –
13a (m1 L)	19,3	20,1	21,3	20,1; 21,9
13b (m1 B)	8,6	9,1	10,0	8,9; 9,8
14	18,3	19,5	20,4	18,7; 21,1
15a (m2 L)	5,2	–	–	6,1; –
15b (m2 B)	4,2	–	–	5,0; –
17	9,7	9,7	10,2	9,9; 11,5
18	42,5	44,6	48,8	43,4; 49,9
19	19,8	21,3	25,2	21,1; 23,0
20	18,4	20,2	22,4	22,4; 20,9

*Произведены согласно методике (Angela von den Driesch, 1976) для рода *Canis*;
**длина ряда c-m2 по коронкам.

обнаружена тушка. Полёт для этого зверя однозначно был не меньше 20 м. Спасся он благодаря умению группироваться и крутонаклонной заснеженной поверхности дна воронки, по которой траектория приземления зверя была близка к касательной. Подобные ситуации неоднократно наблюдались до вскрытия в 1991 г. ледяной пробки в пещере Дельфин (на глубине 16 м), где обнаруживались живые зайцы или их трупы.

Несколько раз во входной воронке находили мёртвых изюбрей, которые падали до грота Подвал. Причиной падения этих крупных довольно осторожных животных были, вероятнее всего, собаки или волки.

Обсуждение и выводы

Местонахождение пещеры Долганская Яма наиболее представительно среди пещерных тафоценозов Западного Забайкалья. Обработка находок, собранных в полости, позволила установить присутствие здесь не только типичных для Витимского плоскогорья горно-таёжных и по-



Рис. 5. Яблоновый хребет на картах начала XX века как зоогеографический барьер и местонахождение пещеры Долганская Яма

лизональных млекопитающих, но и очень редкого зверя – красного волка. Таким образом, северная граница ареала распространения красного волка в недалёком прошлом проходила заметно западнее Олёкминского Становика и севернее Яблонового хребта, как это предполагалось в XIX в., а позднее в урезанном виде было указано В.Г. Гептнером с соавторами на карте восстановленного ареала (Млекопитающие..., 1967, рис. 147). До работ В.А. Обручева расположение этих хребтов было точно неизвестно, и они воспринимались как единый массив в качестве зоогеографической границы (рис. 5, Развитие наук…, 1967).

Интересно также изучение посткраниального скелета кабарги Витимского плоскогорья. Местная кабарга относится систематиками к типовому подвиду *M. m. moschiferus* (Гептнер, Цалкин, 1947; Барышников, Тихонов, 2009). Поскольку полных черепов кабарог в пещере не сохранилось, их не удалось сравнить с имеющимися данными в источниках. Здесь для примера приводим график изменчивости пястных костей взрослых особей кабарги из Долганской Ямы и кабарги из пещеры Охотничья им. Н. Сеньковской (Клементьев и др., 2007), находящейся на западном побережье оз. Байкал (рис. 6). Распределение по параметрам длины и массивности диафиза предварительно показывает их различие по абсолютной длине. Значительная массивность пястных костей витимской кабарги, в основной массе сборов выше 7%, что также отличает её от западноприбайкальской. Сравнение с абсолютными данными по длине пястных костей, приводимыми В.И. Цалкиным (Гептнер, Цалкин, 1947) показывает и здесь заметные отличия витимской кабарги как от алтайской популяции, так и от

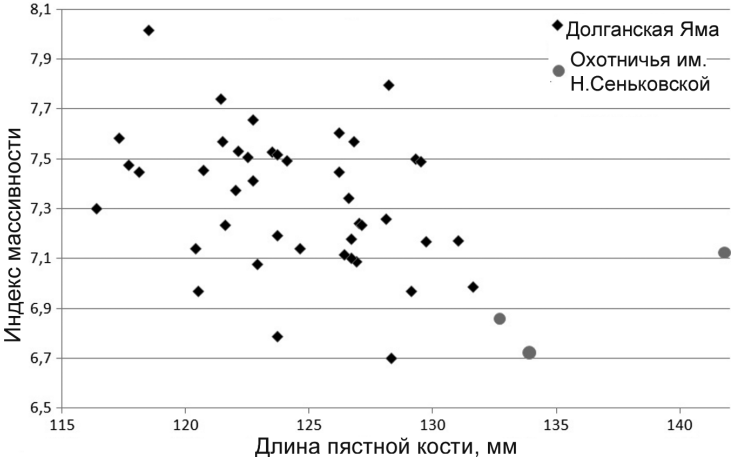


Рис. 6. График распределения пястных костей кабарги Витимского плоскогорья и Западного Прибайкалья по параметрам длины (мм) и массивности диафиза (%)

популяции Яблонового хребта. До получения более представительных материалов из других районов Сибири можно сделать вывод о локальных, вероятно популяционных, различиях сибирской кабарги.

Таким образом, находки голоценовых млекопитающих в пещере Долганская Яма могут служить для целей восстановления ареалов отдельных видов и зоогеографического районирования Сибири. Перспективно также дальнейшее изучение самой пещеры, палеофаунистические сборы и морфометрическая обработка уже имеющихся материалов.

Литература

Албагачиева В.А. Условия формирования источников типа акротерм в Северном Забайкалье. М.: Недра, 1965. 49 с.

Барышников Г.Ф. Плейстоценовый красный волк, *Cuon alpinus* (Carnivora, Canidae), из палеолитических стоянок Большого Кавказа // Тр. Зологич. ин-та РАН. 1995. Т. 263. С. 92–120.

Барышников Г.Ф., Тихонов А.Н. Млекопитающие фауны России и сопредельных территорий. Копытные. Часть 1. Непарнопалые и парнопалые (свиные, кабарговые, оленевые). СПб.: ЗИН РАН, 2009. 164 с.

Ботвинкин А.Д. Летучие мыши в Прибайкалье (биология, методы наблюдения, охрана). Иркутск: «Время странствий», 2002. 208 с.

Гептнер В.Г., Цалкин В.И. Олени СССР (Систематика и зоогеография). М.: МОИП, 1947. 176 с.

Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н. Карстоведение. Ч. 1. Общее карстоведение. Учебное пособие. Пермь: Пермский гос. ун-т, 2004. 308 с.

Казаков Д.В., Шумкина А.П., Ботвинкин А.Д., Морозов О.Н. Сибирский трубконос (*Murina hilgendorfi* Gray, 1842) в Прибайкалье: новые аспекты биологии // Изв. Иркутского гос. ун-та. Сер. «Биология. Экология». 2016. Т. 17. С. 63–75.

Клементьев А.М., Коршунов Е.О., Осинцев А.В. Пещера Охотничья – новое местонахождение ископаемой фауны в Приморском хребте (Западное Прибайкалье) // Изв. Лаборатории древних технологий. Вып. 5. Иркутск: Изд-во Иркутского гос. технич. ун-та, 2007. С. 146–153.

Клементьев А.М., Казаков Д.В., Осинцев А.В. Следы жизнедеятельности млекопитающих в пещере Ботовская (Верхняя Лена) // Байкальский зоологический журнал. 2016. № 1 (18). С. 70–77.

Кобылкин Д.В. Млекопитающие из пещерных местонахождений Бурятии // Проблемы изучения и охраны животного мира на Севере. Материалы Всерос. науч. конф. 16–20 ноября 2009 г. Сыктывкар, 2009. С. 62–64.

Млекопитающие Советского Союза. Т. 2. Ч. 1. Морские коровы и хищные / Под. ред. В.Г. Гептнера, Н.П. Наумова. М.: Высшая школа, 1967. 1004 с.

Морозов О.Н., Иметхенов А.Б. Пещеры Витимского плоскогорья (Мало-Амалатская впадина) // Вест. Бурятского ун-та. Сер. 3. География, геология. Вып. 3. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского гос. ун-та, 2004. С. 61–68.

Оводов Н.Д. Красные волки (*Genus Cuon*, Mammalia) Алтая и Восточных Саян // Млекопитающие горных территорий. Материалы междунар. конф. 13–18 августа 2007 г. М., 2007. С. 224–229.

Оводов Н.Д. Соболь (*Martes zibellina*) в пещерных тафоценозах Южной Сибири // Енисейская провинция. Альманах 4. Красноярск, 2009. С. 150–158.

Осинцев А. Долганская Яма – крупнейшая пещера Забайкалья // Арабиканские хроники. Вест. клуба спелеологов «Арабика». 1996а. № 2–3. С. 14–15, 21.

Осинцев А. История изучения пещеры «Долганская Яма» // Арабиканские хроники: Вестник клуба спелеологов «Арабика». 1996б. № 2–3. С. 12–13.

Развитие наук о Земле в СССР: советская наука и техника за 50 лет 1917–1957 / Гл. ред. А.П. Виноградов. М.: Наука, 1967. 715 с.

УДК 903.4

Пещеры Лагонакского нагорья: стратиграфия и палеоэкология археологических памятников каменного века

© 2018 г. Л.В. Голованова[1], В.Б. Дороничев[1], А.А. Александровский[2]

[1]Автономная некоммерческая организация «Лаборатория доистории», Санкт-Петербург, [2]Институт географии РАН, Москва
alexandrovski@igras.ru

Caves of the Lagonaki Highland: stratigraphy and paleoecology of the stone age archaeological sites

L.V. Golovanova[1], V.B. Doronichev[1], A.L. Alexandrovskiy[2]

[1]Laboratory of Prehistory, Saint-Petersburg; [2]Institute of Geography, RAS, Moscow
alexandrovski@igras.ru

Main results of the study of Paleolithic sites and paleoecology, obtained during many-year works of archaeologists and other specialists, given in this paper. The study was conducted in Mezmaiskaya and Matuzka caves in the Lagonaki highland (North-Western Caucasus). These caves preserve multi-meter deposits dating to the Upper Pleistocene and early Holocene, which contain both the Middle Paleolithic Neanderthal occupations (150–40 ka) and the Upper Paleolithic (40–12 ka) and Neolithic (8–7.5 ka) modern human occupations.

Key words: ***caves, Holocene, Homo sapiens, Neanderthals, Neolithic, paleoecology, Paleolithic, Upper Pleistocene.***

Обсуждаются основные результаты исследования палеоэкологии стоянок палеолита, полученные на основании многолетних работ коллектива археологов и специалистов естественных наук, проводившихся в пещерах Мезмайская и Матузка на Лагонакском нагорье (Северо-Западный Кавказ). В этих пещерах сохранились многометровые отложения, датируемые поздним плейстоценом и ранним голоценом, с которыми связаны стоянки как неандертальского человека среднего палеолита (от 150 до 40 тыс. л.н.), так и стоянки современного человека верхнего палеолита (40–12 тыс. л.н.) и неолита (8–7,5 тыс. л.н.).

Ключевые слова: ***голоцен, неандертальцы, неолит, палеолит, палеоэкология, пещеры, поздний плейстоцен, Homo sapiens.***

Введение

Отложения пещер (в том числе гротов и навесов) нередко содержат культурные слои, оставленные древним человеком в различные эпохи, от современности до раннего палеолита. Исследования, проведённые в

пещерах горных регионов, показывают, что запись истории природы и человека, которая хранится в напластованиях пещер, может быть прочитана с помощью комплекса методов, имеющихся в арсенале археологии и естественных наук (Первобытный..., 1974; Величко и др., 1980). Такие работы в основном нацелены на решение вопросов хронологии культурных слоёв и реконструкции истории климата, растительности и ландшафта, при этом применяются методы датирования (радиоуглеродный, электоронно-парамагнитный резонанс (ЭПР), палеомагнитный, оптико-стимулированная люминисценция (ОСЛ), геоморфологический, литологический, палеонтологический, палинологический и археологический.

Имеется также большое число пока ещё слабо используемых методов естественных наук, с помощью которых может быть извлечена дополнительная палеоэкологическая информация, хранящаяся в древних отложениях пещер. Результаты этих исследований могут быть использованы для решения широкого круга задач, таких как реконструкции изменений условий палеосреды общего характера, так и решения конкретных вопросов стратиграфии и хронологии памятников, выяснения условий изменения культурных слоёв во времени. Лишь в единичных случаях используются методы почвоведения, геохимии, минералогии, а также микроскопического и субмикроскопического исследования. Примером такого комплексного исследования пещерных отложений на Кавказе могут служить исследования в пещерах Кударо I и III (Кударские…, 1980), пещере Азых (Величко и др., 1980), Баракаевской пещере (Неатдертальцы…, 1994) и других. Вопросы геохимии, биостратиграфии, минералогии рассматривались также в работах геологов (Николаев, 1994; Черняховский, 1994).

В предыдущей работе, опубликованной авторами в сборнике «Пещеры, вып. 38», были представлены результаты исследования строения и вещественного состава отложений, включающих культурные слои палеолита. В данной работе основное внимание уделено исследованию палеоэкологии, для чего используются результаты многолетних исследований коллектива археологов и специалистов естественных наук, проводившихся под руководством Л.В. Голованової в пещерах Мезмайской и Матузка на Лагонакском нагорье (Северо-Западный Кавказ). В этих пещерах сохранились многометровые отложения, в которых обнаружены стоянки человека каменного века, датируемые поздним плейстоценом и голоценом. В Мезмайской пещере найдены останки неандертальцев. Сохранность кости здесь очень хорошая, что позволило использовать образцы костей для генетических исследований (Golovanova, 2015; Hajdinjak et al., 2018).

Методы исследования

Для получения палеоэкологической информации использованы методы геоморфологии (относительное датирование и реконструкция ландшафтов), палеонтологии (относительное датирование, реконструкция климата и ландшафтов, а также охотничьих стратегий человека каменного века), палинологии (относительное датирование, ландшафтно-климатические условия), генетические и антропохимические исследования (изучение ДНК и микроэлементов в костях неандертальцев и животных), а также геохимические, гранулометрические и геофизические (рентгено-спектральный флюоресцентный [РСФ], палеомагнитный и петромагнитный анализы) пещерных отложений. Большое значение имели геохронологические исследования. Получено более ста радиоуглеродных и ЭПР дат.

Датировки выполнялись в разных лабораториях: Лаборатории археологической технологии Института истории материальной культуры РАН, Лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований Института наук о Земле СПбГУ, Лаборатории геохимии изотопов и геохронологии Геологического института РАН, Кафедре геологии и геоэкологии Университета имени А.И. Герцена, Лаборатории акселлераторной масс-спетрометрии (AMS) Университета Аризоны, Центре изотопных исследований Университета Гронинген, Отделе акселлераторного радиокарбонового датирования Университета Оксфорд и других. В связи с тем, что ранние слои данных пещер древнее, чем пределы возможностей метода датирования по радиоактивному изотопу углерода ^{14}C, время полного распада которого составляет около 50 тыс. лет, было проведено датирование методом ЭПР (Skynner et al., 2003). Метод ЭПР основан на анализе соотношения радиоактивных изотопов урана $^{234}U/^{238}U$, которые хорошо сохраняются в эмали зубов крупных животных и имеют длительный период распада, что позволяет датировать отложения древностью до 10 млн лет.

Географическое положение

Лагонакское нагорье, являющееся западным сегментом Большого Кавказа, представляет собой останец обширной среднегорной страны, некогда существовавшей на территории Кавказа. Мощное развитие карста и связанное с этим своеобразие ландшафтов Лагонакского нагорья предопределены прежде всего таким важным фактором как положение его в зоне древних, заложенных несколько сот миллионов лет назад

Пшехско-Адлерских разломов. В известняках развиты как поверхностные, так и подземные формы карста. На Лагонакском нагорье расположены всемирно известные пещеры – Мезмайская и Матузка, в которых обнаружены отложения позднего плейстоцена с сохранившимися стоянками среднего и верхнего палеолита.

Мезмайская пещера находится в правобережном эскарпе р. Сухой Курджипс, приток р. Курджипс (бассейн р. Белой). Пещера Матузка расположена в правом борту р. Матузка, которая является притоком р. Пшехи.

Растительный покров Лагонакского нагорья отличается большим разнообразием. Расположение нагорья на границе двух климатических зон – умеренной и субтропической, а также близость Колхидских ворот – понижения в Главном Кавказском хребте, через которое поступают массы тёплого воздуха со стороны Чёрного моря, создают климатические условия, способствующие формированию различных растительных сообществ. Для растительности нагорья характерны высокий эндемизм флоры и сильное влияние колхидских элементов. Растительность Лагонакского нагорья подчиняется закону вертикальной поясности. Мезмайская пещера, расположенная на абсолютной высоте 1310 м, приурочена к верхней горнолесной полосе, которая покрыта тёмнохвойными лесами, в основном из пихты кавказской. Пещера Матузка находится в нижнем поясе склонов на высоте 720 м над ур. моря, для которой характерны дубовые леса и спутники дуба: клён полевой и красивый, вяз, ясень, берёза, осина, граб, груша, яблоня. В узком каньонообразном ущелье р. Матузка также произрастает самшит колхидский – реликт и эндемик Кавказа.

Пещера Матузка

Пещерная полость шириной 35 м, глубиной 40 м и высотой у входа 20 м открывается на юго-запад в правом борту каньона р. Матузка, имеющего здесь северо-западную ориентировку (рис. 1). Куполообразный свод пещеры выработан в верхнеюрских известняках, слои которых группируются в пласты мощностью 5–10 м. На границах пластов располагаются 0,5–1-метровые слои менее прочных известняков. В этих слоях на стенках и своде развиты карстовые ниши. По данным геоморфологии (Несмеянов, 1999) пещера сформировалась на раннехаджохском этапе по местной геоморфологической схеме, около 150–135 тыс. л.н. (Голованова и др., 2006). Пещера была открыта в 1985 г. и исследовалась в 1986–1997, 2001, 2003, 2007–2009 гг. (Голованова, Дороничев,



Рис. 1. Северо-западный Кавказ. Пещера Матузка. Вид с запада. Фото Л.В. Головановой.

2003, 2004, 2005; Голованова и др., 2006; Дороничев, Голованова, 2010). Археологические раскопки (рис. 2) выявили многослойные отложения, включающие разновременные палеолитические культурные слои.

Стратиграфия отложений пещеры. Основная характерная особенность стратиграфии описываемого памятника – залегание нижней пачки слоёв с наклоном в глубину пещеры, что, по-видимому, вызвано особенностями положения скального дна. Пачка отложений включает два голоценовых и 14 плейстоценовых слоёв, различающихся, в основном, по количеству, размерам и степени оглаженности обломочного материала, а также по окраске мелкозёма и характеру натёчных образований (рис. 3):
Слой 1 – супесь чёрно-серого цвета с небольшим количеством угловатого щебня средних размеров. Наибольшую мощность слой имеет в глубине пещеры, постепенно уменьшаясь с севера на юг – к выходу из грота. И кровля, и подошва залегают с небольшим наклоном к выходу из пещеры. Сохраняя общую тенденцию падения к выходу, слой 1 имеет прогиб в центральной части, что хорошо видно на продольных разрезах. Современная поверхность, т.е. поверхность слоя 1, имеет «проседание» в центральной части второго этажа пещеры, связанную с обрушением и «проседанием» пола второго этажа. Слой 1 залегает с наклоном к выходу из пещеры, несогласно перекрывая все плейстоценовые слои. Мощность слоя от 15 до 70–80 см. В слое обнаружена средневековая керамика.
Слой 2 – супесь тёмно-коричневая, с небольшим количеством угловатого щебня, который имеет оглаженные грани и покрыт светло-жёлтыми блестящими корочками. Слой залегает с небольшим наклоном на юг. Мощность слоя 1–17 см. В слое обнаружены изделия Майкопской энеолитической культуры.

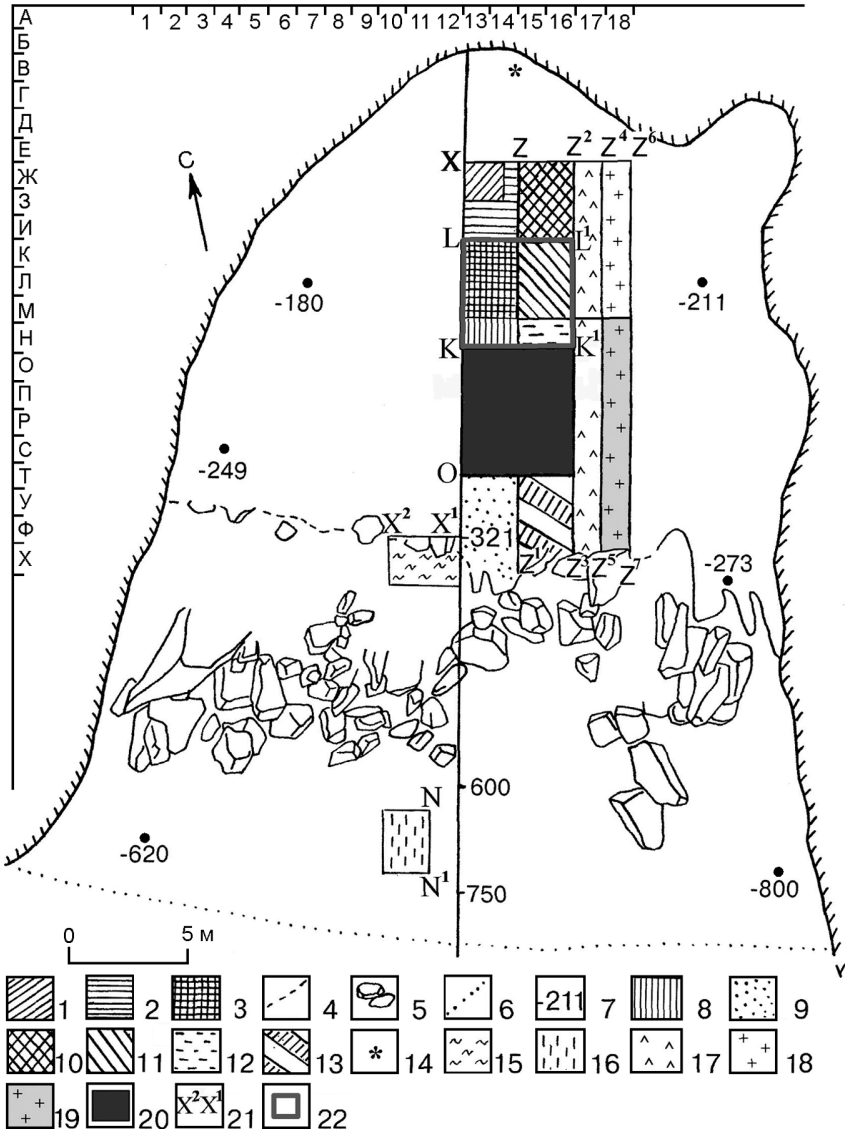


Рис. 2. План пещеры Матузка с обозначением раскопов.
1 – шурф 1985 г.; 2 – раскоп 1986 г., 3 – раскоп 1987 г., 4 – граница второго этажа пещеры, 5 – блоки обвала, 6 – капельная линия, 7 – нивелировочные отметки пола пещеры, 8–9 – раскопы 1 и 2 1988 г., 10 – раскоп 1992 г., 11 – раскоп 1991 г., 12 – раскоп 1990 г., 13 – раскоп 1989 г., 14 – нулевой репер, 15–16 – шурфы, 17 – раскоп 2001 г., 18 – раскоп 2003 г., 19 – раскоп 2007 г., 20 – раскоп 2008 г., 21 – обозначения разрезов, 22 – раскоп 2009 г.

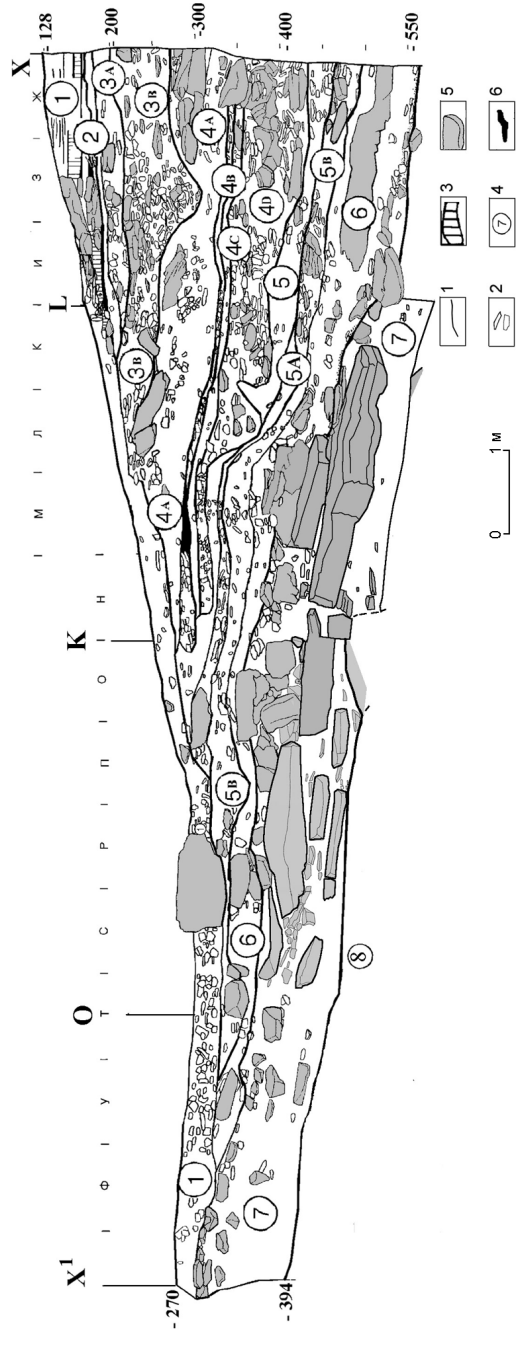


Рис. 3. Пещера Матузка. Продольны разрез XXI.
1 – границы слоёв, 2 – камни, 3 – зольные прослойки, 4 – обозначения слоёв, 5 – глыбы, 6 – углистые прослойки

Слой 3А – средний суглинок жёлто-оранжевого цвета, включающий большое количество щебня средних и мелких размеров. Щебень покрыт блестящими корочками, грани оглажены. Мощность слоя до 31 см. В слое обнаружены среднепалеолитические изделия и плейстоценовая фауна.
Слой 3В – суглинок светло-жёлтого цвета, рыхлый, переполненный большим количеством щебня с жёлтыми блестящими корочками. На многих обломках с нижней стороны имеются пористые корочки жёлтого цвета. И кровля, и подошва слоя залегают с небольшим наклоном в глубину грота. Подошва слоя очень неровная, в виде «карманов», что возможно связано с эрозией кровли нижележащих слоёв. Мощность слоя 10–60 см.
Слой 3С – средний суглинок тёмно-коричневого цвета с небольшим количеством мелкого угловатого щебня. На щебне имеются темно-коричневые пористые корочки. Максимальная мощность слоя до 40 см.
Слой 4А – супесь ярко-жёлтого цвета. В верхних 20 см она переполнена мелким угловатым щебнем и дресвой, очень плотная. Низы слоя включают большое количество крупного и среднего щебня. В северной части продольных разрезов наблюдается мощный обвальный горизонт из огромных известняковых плит. Кровля слоя сильно эродирована, контакт с вышележащими слоями неровный, в виде «карманов». Мощность до 120 см.
Слой 4В – суглинок тёмно-коричневого цвета с небольшим количеством щебня средних и мелких размеров. Встречаются натёчные корочки, обломки сталактитов. На восточном участке раскопанной площади за счёт интенсивной насыщенности углем и золой слой сильно видоизменяется и представляет собой серую супесь. Максимальная мощность до 35 см.
Слой 4С – суглинок коричневого цвета с большим количеством щебня средних и мелких размеров. Щебень имеет сглаженные грани. Подошва слоя на контакте с нижележащим слоем 4D имеет более неровные границы, часто в виде «карманов». Мощность слоя до 50 см в глубине пещеры.
Слой 4D – щебнисто-глыбовые отложения с линзочками мелкого окатанного щебня. Заполнитель – пылеватая супесь серо-коричневого цвета. Слой очень рыхлый. На щебне с нижней стороны прослеживаются пористые корочки. Мелкий щебень часто покрыт бархатистыми корочками бело-жёлтого цвета. Слой залегает с резким наклоном в глубину грота. Граница с нижележащим слоем 5 неровная. Мощность слоя 10–80 см.
Слой 5 – суглинок ярко-жёлтого цвета с угловатым щебнем средних размеров и дресвой, встречаются также линзы крупного щебня, иногда глыбы. Щебень угловатый, но попадаются куски с сильно изъеденной пористой поверхностью. К выходу из грота слой 5 резко поднимается и утончается. Мощность 10–70 см.
Слой 5А – суглинок красно-коричневого цвета со средним и мелким угловатым щебнем. Слой залегает в виде линзы и представлен ближе к выходу из пещеры. Мощность 10–20 см.
Слой 5В – средний суглинок жёлтого цвета с большим количеством крупного угловатого щебня и глыб. Мощность слоя очень неровная: от 20 до 120 см.
Слой 6 – плотный суглинок коричнево-красного цвета. Содержит относительно небольшое количество щебня средних и мелких размеров. В слое выделяется обвальный горизонт из огромных глыб мощностью до 70 см. Слой резко поднимается к выходу из грота. Его особенностью служит появление на обломках известняка чёрных корочек (фосфатный натек - ?). Мощность 55–100 см.
Слой 7 – суглинок жёлтого цвета, содержит очень немного сильно разложившегося щебня средних и крупных размеров. Попадаются куски с выветрелой поверхностью, с чёрными фосфатными (?) корочками. В слое 7 начинают встречаться куски пещерного молока. Кровля слоя залегает с наклоном на север, в глубину пещеры. Внутри слоя выделяется обвальный горизонт из крупных глыб известняка, которые распространялись на всей исследованной площади раскопа. Этот обвальный горизонт как бы делит слой 7 на три этапа накопления: нижняя часть включает плотный лёссовидный суглинок с ред-

ким крупным щебнем и глыбами (мощностью от 50 до 100 см), затем горизонт обвала и третий этап после обвала – тот же лёссовидный суглинок с редким крупным щебнем (до 20–30 см). Минимальная мощность слоя 90–95 см. В глубину грота она увеличивается. *Слой 8* – обвальный горизонт из огромных плит известняка. Между глыбами прослеживается комковатый суглинок бордового цвета.

Палеоэкология и геохронология. На многослойной стоянке в пещере Матузка были проведены междисциплинарные исследования с участием геоморфолога (С.А. Несмеянов), палинолога (Г.М. Левковская), палеонтологов (Г.Ф. Барышников, О.Р. Потапова), специалиста по палеомагнетизму (Г.А. Поспелова) и археологов (Л.В. Голованова, В.Б. Дороничев). Результаты комплексного изучения позволяют проследить основные этапы изменения палеогеографии в позднем плейстоцене в этом регионе северо-западного Кавказа.

В качестве опорной схемы использована кислородно-изотопная шкала. Последние данные по ископаемым льдам в скважинах "GRIP Summit" и "SPECMAP" в Гренландии и других разрезах показывают возможность выделения на протяжении последнего ледникового периода (115–10 тыс. л.н.) около 24 тёплых климатических осцилляций длительностью от 500 до 2000 лет (Aitken, Stokes, 1997, с. 25). Наиболее продолжительные и тёплые из них определяются как межстадиалы брёруп, оддераде, оерел, глинде, хенгело и денекамп (Mellars, 1996, рис. 2.14; Aitken, Stokes, 1997; Gamble, 1999). Данные говорят о том, что крупные ландшафтно-климатические перестройки, сопровождавшие вюрмское оледенение в Западной Европе и валдайское оледенение в Восточной Европе, вызывали синхронные изменения окружающей среды на всём Европейском континенте и даже в прилегающих к Кавказу областях Западной Азии.

Таким образом, основываясь на кислородно-изотопной шкале, которая фиксирует изменения палеотемператур в общеевропейском масштабе, авторы исходят из возможности выделения в верхнем плейстоцене Кавказа тех же основных стадиальных и межстадиальных этапов, что и на остальной территории Европы:

1) последний межледниковый период (микулинское, эемское, риссвюрмское межледниковье), стадия 5e, 130/126 тыс. – 118/115 тыс. л.н., на протяжении которого ледниковые покровы в Европе сократились почти до границ их современного распространения (Mellars, 1996, с. 11);

2) ранний ледниковый период (ранний вюрм), стадии 5d–5a, 118/115 тыс. – 75/71 тыс. л.н. Он делится на четыре стадии (продолжительность стадий дана по Aitken and Stokes, 1997): 1 – стадиал (вюрм I), стадия 5d, 115–105 тыс. л.н.; 2 – межстадиал бреруп, стадия 5c, 105–

92 тыс. л.н., который во многих разрезах имеет два пика тепла, ранний из которых определяется как межстадиал амерсфорт, а поздний как бреруп; 3 – стадиал, стадия 5b, 92–84 тыс. л.н.; 4 – межстадиал оддераде, стадия 5a, 84–74 тыс. л.н.;

3) пленигляциальный период (оледенение вюрм II), стадия 4, 75/71–60/58 тыс. л.н., который представляет основной холодный максимум первой половины последнего ледникового периода (Mellars, 1996, с. 23; Gamble, 1999, с. 189) и соответствует калининскому оледенению Русской равнины;

4) интерпленигляциальный период (средний вюрм), который соответствует стадии 3, 60/58–28/25 тыс. л.н. В целом это был период, когда в Западной Европе преобладал сравнительно мягкий климат, что привело к существенному сокращению ледниковых покровов. Недавние исследования в Гренландии показали, что на протяжении этого периода произошло не меньше 12 тёплых климатических осцилляций. Большинство из них продолжалось менее тысячи лет. Лишь пять потеплений были более длительными, от 2 до 4 тыс. лет, и зафиксированы во многих разрезах Европы как межстадиалы (Aitken, Stokes, 1997; Gamble, 1999, с. 280): оерел, 58–54 тыс. л.н.; глинде, 51–48 тыс. л.н.; моерсхофд, 46–44 тыс. л.н.; хенгело, 39–36 тыс. л.н.; денекамп, 32–28 тыс. л.н., самый тёплый межстадиал в промежутке между 40 и 25 тыс. л.н. (Aitken, Stokes, 1997, рис. 1.3).

Данные по палеогеографии, полученные в пещере Матузка, позволяют выделить следующие этапы.

Эемскому (микулинскому) межледниковью (130/126–118/115 тыс. л.н.) соответствует слой 7. По данным С.А. Несмеянова раннехаджохский этап, когда сформировалась первичная пещерная полость Матузки, отвечает интервалу порядка 150–135 тыс. лет, после чего начал формироваться слой 7. Для палинофлоры этого периода характерно следующее: абсолютные (самые большие в разрезе) максимумы суммы пыльцы древесных пород и кустарников, широколиственных древесных пород, а также пыльцы экзотов, в том числе тсуги и лапины, превалирование пыльцы абсолютных (межрегиональных) экзотов над региональными. Этот период отличался от последующих: самым большим облесением территории, максимальным распространением широколиственных лесов, наибольшей экзотичностью палеофлоры.

По палеонтологическим данным в слое 7 преобладают степные и лугово-степные виды, отмечены лесные, встречаются теплолюбивые виды. Интересна находка костей дистальных отделов конечностей

очень крупного сурка. Возможно, он родственен гигантскому сурку из рода Paenemarmota, встречавшемуся в раннем плейстоцене Северной Америки. Важное биостратиграфическое значение имеет значение доли архаичных морфотипов первого нижнего коренного зуба M1 гудаурской полёвки в слое 7. Оно близко показателям из раннепалеолитических слоёв 4–7 пещеры Треугольная в Карачаево-Черкесской Республике. Для слоя 7 реконструируются тёплые горнолесные условия.

Г.А. Поспелова выделила в слое 7 экскурс Матузка. По положению ВГП (вертуальный геомагнитный полюс) и климатическим условиям геомагнитный экскурс Матузка может быть идентифицирован с экскурсом Блейк, который происходил около 130 тыс. л.н.

Похолодание (криомер 7) выделено в слое 6 по палинологическим данным. Климат криомера 7 был значительно более континентальным, чем сейчас, с аридным летом и суровыми зимами, а его растительность представляла собой своеобразную перигляциальную саванну, не имеющую аналогов в современной растительности.

Интерстадиал бреруп (105–92 тыс. л.н.) выделен в средней части слоя 6, ему соответствует термомер 6 по данным Г.М. Левковской. Растительность оптимума термомера 6 в слое 6 имела лесостепной характер. В оптимуме зафиксирован максимум экзотов. Растительность и флора имеют некоторые аналоги для термомера 6 в растительности и климате юго-востока Азербайджана.

В конце формирования слоя 6 выделяется очередное похолодание (криомер 5). Основные площади в окрестностях пещеры занимали луга (возможно, субальпийские) с разнотравьем, продуцирующим преимущественно недоразвитую пыльцу. Это была своеобразная перигляционная степь (тундростепь) с редкими древесными породами. Этот этап представлял экологическую катастрофу для многих растений, продуцировавших недоразвитую пыльцу.

В пограничных горизонтах слоев 6 и 5В выявлен термомер 5 с растительностью, характеризовавшейся наименьшей облесённостью окрестностей пещеры, по сравнению со всеми последующими термомерами.

Интерстадиал оддераде (84–74 тыс. л.н.) выявлен в слое 5В (термомер 4). В это время экзоты уже не были доминантами или субдоминантами в лесах. В окрестностях пещеры была распространена лесостепная растительность. Климат был тёплым, не аридным. Он частично напоминал климат лесостепных предгорий колхидской ботанико-географической провинции.

Калининское оледенение – кислородно-изотопная стадия 4 (пленигляциальный период – оледенение вюрм II, 75/71–60/58 тыс. л.н.). Оно выявлено в слое 5А Матузки, в это время пещера находилась в верхней части субальпийского пояса. Климат был не континентальным, а субальпийским – холодным и влажным, значительно холоднее современного. Это похолодание оказалось губительным для древесных экзотов: из флоры северо-западного Кавказа исчез болотный кипарис, остальные экзоты (лапина, дзелькова, фисташка, каштан) представлены спорадически как реликты, и только грецкий орех встречается относительно постоянно (данные Г.М. Левковской).

Межстадиал оерел (58–54 тыс. л.н.). С этим потеплением предварительно синхронизируется термомер 3, который выявлен в низах слоя 5. В окрестностях пещеры была распространена лесостепная растительность. По-видимому, какая-то часть термомера 3 имела умеренно-теплый климат.

Корреляция верхней пачки отложений пещеры Матузка с различными стадиями в рамках кислородно-изотопной стадии 3 зависит главным образом от позиции слоя 4В, который предварительно можно синхронизировать с *межстадиалом хенгело* (40–36 тыс. л.н.). В слоях 4В и 4А выявлен термомер 2, очевидно, межстадиал. В его флоре впервые полностью отсутствовали термофильные экзоты. Его растительность имеет современные аналоги в растительности средне-высокогорных поясов Северо-Западного Кавказа. Климат оптимума термомера (или только его начала) был умеренно тёплым, прохладнее и суше современного.

К сожалению, кости в отложениях пещеры Матузка сильно минерализованы, что не позволяет использовать их для радиоуглеродного датирования. Сохранность кострищ и углистых пятен в культурных слоях также плохая. Поэтому для пещеры Матузка имеется только одна радиоуглеродная дата. В лаборатории НИИ Географии Санкт-Петербургского государственного университета под руководством Х.А. Арсланова была получена дана по образцу из слоя 4В пещеры Матузка. Образец представлял собой суглинок с сажистой массой и включениями мелких углей. Ввиду возможного загрязнения более молодым углеродом, приносимым грунтовыми водами и корешками растений, истинный возраст образца может быть и более древний, чем 34200±1410 лет. (ЛУ-3692).

Полученная дата омоложенная. Поэтому более корректно сопоставлять потепление, отмеченное в слоях 4В и 4А, с межстадиалом хенгело (40–36 тыс. л.н.), чем со стадиалом денекамп, который начи-

нается только с 32 тыс. л.н. Тогда нижележащие слои 4D, 4C, в которых выделен криомер 2, сопоставимы с каким-то похолоданием между хенгело и оерел. В этот период отмечается абсолютный максимум пыльцы сосны, практически полное отсутствие пыльцы экзотов.

Похолоданию между хенгело и денекамп, от 36 до 32 тыс. л.н. соответствуют самые верхние мустьерские слои 3A и 3B, 3C в пещере Матузка, которые по палинологическим данным объединены в криомер 1. Основные площади в районе занимали мезофильные луга и заросли папоротников. Большинство древесных пород (сосна, пихта, берёза, самшит, бук, орешник, дуб) продуцировали уродливую пыльцу. Климат был холодным и влажным, субальпийским, временами альпийским. По фаунистическим данным (Голованова и др., 2006), пещера находилась в это время в зоне субальпийских и альпийских лугов с холодным и сухим климатом. Некоторые виды относятся к скально-луговым высокогорным формам.

Между голоценовым слоем 2 и верхним плейстоценовым слоем 3A существует значительный хронологический разрыв. Верхи разреза (слои 1 и 2) образовались во *второй половине голоцена* (первый цикл осадконакопления). В разрезе отсутствуют верхнепалеолитические находки и осадки с очень сухими и холодными спектрами.

В заключение следует отметить, что в пещере Матузка мы может проследить развитие и изменение культуры древнего человека на протяжении около 100 тыс. лет. Практически во всех слоях сохранились кратковременные стоянки, посещения пещеры древним человеком были непродолжительными, но регулярными.

Мезмайская пещера

По данным геоморфологов (Несмеянов, 1999) пещерная полость была вскрыта в конце эоплейстоцена, но возможность заселения появилась только с вюшатского этапа (Q_3^1) по местной геоморфологической схеме – около 110 тыс. л.н. Пещерная полость (рис. 4) высотой у выхода до 8,5–9 м, шириной до 25 м и глубиной около 35 м, открывается на запад и имеет относительную высоту над руслом р. Сухой Курджипс 150 м.

Пещера была открыта (рис. 5) и исследуется более 30 лет – с 1987 г. (Голованова, 1988; Голованова и др., 1998; Golovanova et al., 1999). В настоящее время стратиграфическая колонка Мезмайской пещеры включает 24 литологических слоя (рис. 6).



Рис. 4. Северо-западный Кавказ. Мезмайская пещера. Вид с юго-запада. Фото Л.В. Головановой

Стратиграфия отложений пещеры (рис. 6).

Слой 1-1 – супесь тёмно-коричневая, плотная, почти без щебня и каких-либо включений. Перекрывает все нижележащие слои, включая линзы. На пристенном участке отмечается увеличение количества известняковых камней достаточно крупных размеров. Мощность до 10 см. Включает артефакты средневекового возраста.

Слой 1-2 – комковатый суглинок серого цвета, достаточно рыхлый.Максимальная мощность до 20 см.

Слой 1-2' – суглинок серый глинистый. Мощность до 10 см.

Слой 1-2А – суглинок серо-коричневый, комковатый, брекчированный. В слое встречается щебень, куски брекчии. Мощность около 20 см. Слой включает артефакты бронзового века.

Слой 1-2В – суглинок бурого или коричневого цвета, рыхлый, на отдельных участках – плотный и глинистый. Мощность до 20 см. Слой включает неолитические артефакты.

Слой 1-3 – суглинок серо-коричневого цвета, комковатый, рыхлый, с большим количеством крупного щебня и глыб. Слой включает многослойное кострище, в котором чередуются углистые и золистые линзы. Мощность слоя до 50 см. Включает также серию жилых горизонтов эпипалеолитического возраста.

Слой 1-4 – механическая смесь серого комковатого суглинка с пятнами переотложенного, смещенного суглинка жёлтого цвета. Содержит очень большое количество щебня и известняковых глыб. Мощность от 20 до 50 см. Контакт с нижележащим слоем 1А очень неровный, в виде ям и углублений. Слой представляет собой уровень эрозии. На участках ближе к выходу из пещеры этот уровень эрозии разрушил нижележащие слои 1А1 и 1А1/1А2. В глубине пещеры слой выклинивается.

Линза γ – суглинок жёлто-серого цвета, очень плотный. Содержит много мелкого щебня и глыб. В линзе залегает большое количество археологического материала.

Линза Y – суглинок серого цвета, очень плотный с большим количеством дресвы, мелкого щебня, средних и крупных глыб. Лизы распространяются вдоль восточной стены пещеры. Между слоями 1-1, 1-2, 1-2А, 1-2В и 1-3, 1-4 и нижележащими отложениями прослеживаются перерывы в осадконакоплении с последовавшими за ними неоднократными сильными размывами слоев ближе к выходу из пещеры, где верхние слои 1-2, 1-2А, 1-2В и 1-3, 1-4 уничтожены эрозией. Здесь слой 1 включает переотложенные находки, залегает

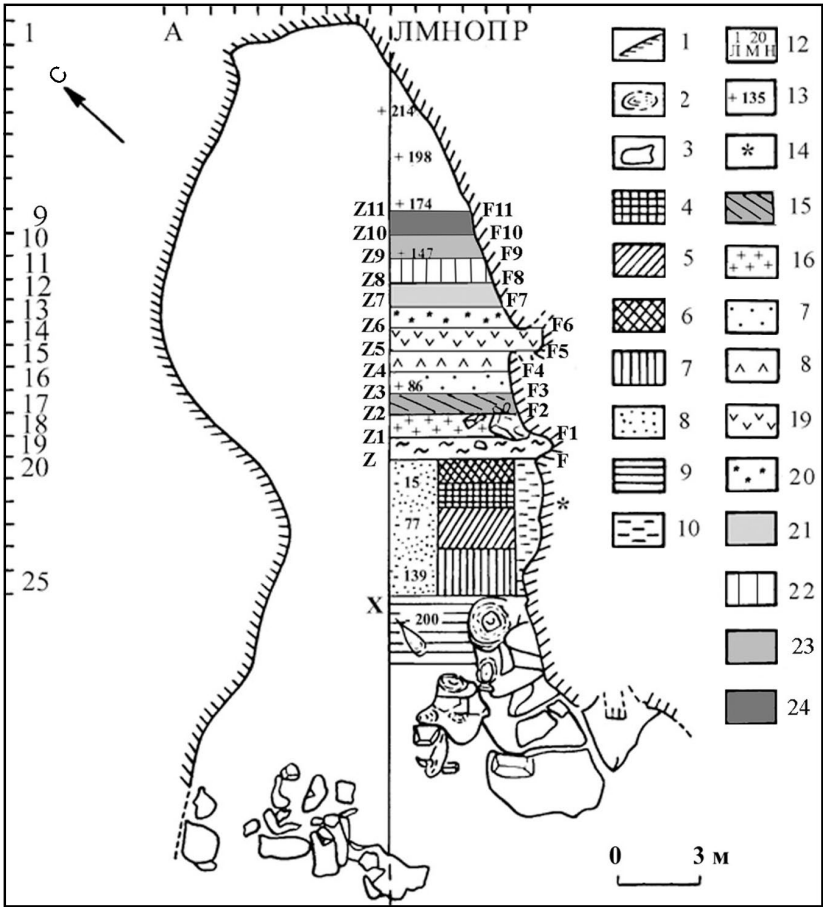


Рис. 5. План Мезмайской пещеры.
1 – граница скальной стены, 2 – сталактиты, 3 – известняковые глыбы, 4 – раскоп 1988 г., 5 – шурф 1987 г., 6 – раскоп 1989 г., 7 – раскоп 1990 г., 8 – раскоп 1991–1992 гг., 9 – раскоп I 1993 г., 10 – раскоп II 1993 г., 11 – раскоп III 1993 г., раскоп 1994 г. и раскоп 1995 г., 12 – квадратная сеть, 13 – нивелировочные отметки дневной поверхности пещеры по осевой линии, 14 – нулевой репер, 15 – раскоп 1997 г., раскоп *1* 2003 г. и раскоп 2011 г., 16 – раскоп *2* 2001 г. и раскоп *2* 2003 г., 17 – раскоп *1* 2001 г. и раскоп 2008 г, 18 – раскоп 2002 г., 19 – раскоп 2004 г., 20 – раскоп 2006 г., 21 – раскоп 2007 г., 22 – раскоп 2009–2010 гг.; 23 – раскоп *1* 2013 г. и раскоп 2014–2016 гг., 24 – раскоп *2* 2013 г.

с резким наклоном к выходу из пещеры и несогласно перекрывает нижележащие слои верхнего и среднего палеолита.
Слой 1А – суглинок светло-жёлтого цвета с небольшим количеством мелкого щебня. Кровлю слоя сильно разрушили описанные выше ямы слоя 1-4. Эти ямы, возмож-

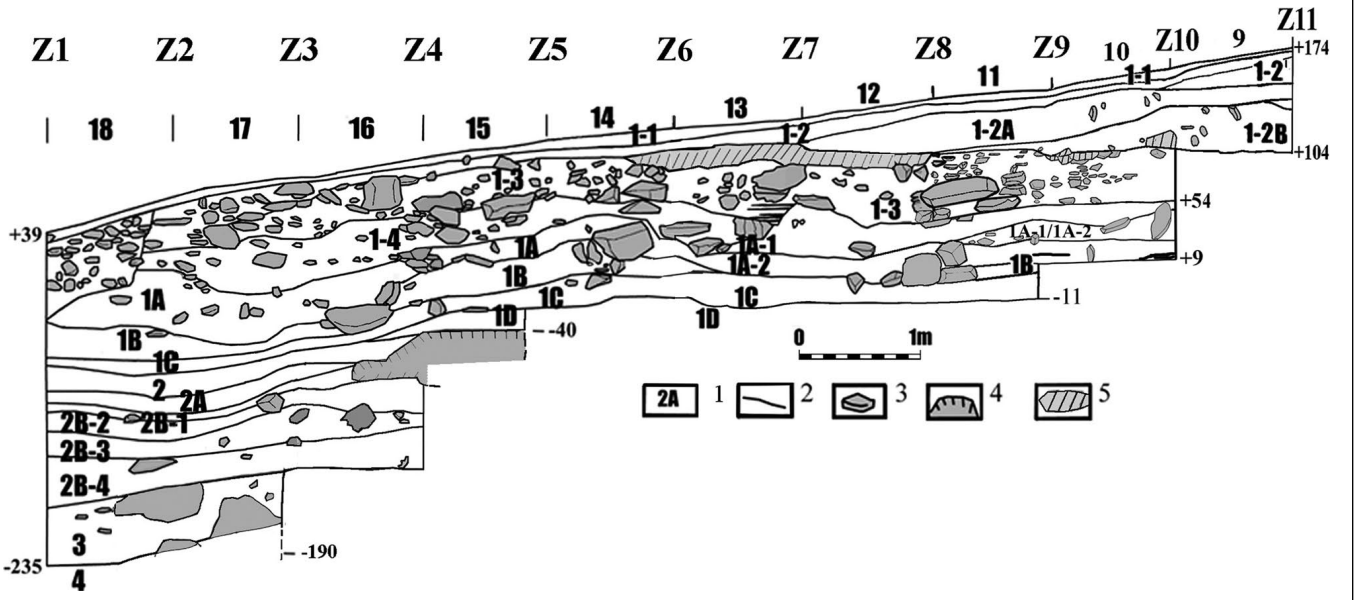


Рис. 6. Мезмайская пещера. Продольный разрез Z1Z11. 1 – обозначение слоёв, 2 – границы слоёв, 3 – камни, 4 – глыбы, 5 – брекчия

но, – следствие капельной эрозии. Между верхним эпипалеолитическим слоем 1-3 и слоем 1А определяется перерыв в осадконакоплении, подтверждаемый наличием следов капельной эрозии и значительного увлажнения пещеры, а также радиоуглеродными данными. В глубине пещеры слой 1А можно разделить на три горизонта.
Слой 1А-1 – суглинок жёлто-серого цвета с большим количеством щебня, сильно эродированный. Мощность до 20 см.
Слой 1А-1/1А-2 – суглинок серого цвета мощностью до 20–30 см.
Слой 1А-2 – суглинок жёлтого цвета, с большим количеством мелкой дресвы, мощностью до 20–30 см. Контакт слоя 1А с нижележащим слоем 1В неровный.
Слой 1В – супесь красно-коричневого цвета. Слой практически не содержит щебня. Максимальная мощность слоя – 45 см.
Слой 1С – суглинок серого цвета с очень большим количеством древесного угля. В слое встречаются единичные известняковые глыбы. Мощность слоя 1С не превышает 20 см. Слой 1С залегает с резким наклоном на запад, в соответствии с кровлей слоя 2, который, вероятно, был сильно размыт. Контакт с нижележащими слоями 1D и 2' – очень чёткий.
Слой 1D – супесь коричнево-бордового цвета, без включений. Залегает между слоем 1С и слоем 2. Он как бы «вложен» в углубление слоя 2. На пристенных участках слой примыкает к слою 2, который здесь обозначен как слой 2', так как на этом участке он имеет грязно-жёлтый цвет, в отличие от слоя 2. Максимальная мощность слоя 1D до 70 см.
Слой 2 – суглинок жёлто-коричневого цвета с небольшим количеством мелкого корродированного щебня, очень влажный. Мощность более 20 см. Это самый поздний в Мезмайской пещере слой, содержащий изделия среднепалеолитического возраста.
Слой 2А – суглинок фиолетового или фиолетово-коричневого цвета с небольшим количеством оглаженного корродированного щебня и редкими обломками кальцитовых натеков. Максимальная мощность слоя – около 40 см.
Слой 2В – суглинок коричневых оттенков, обильно насыщенный мелкой известняковой дресвой, встречаются более крупный известняковый щебень и глыбы, сильно корродированные, изредка попадаются обломки кальцитовых натёков. Окраска слоя неравномерная, отличается «полосчатостью».
2В-1 – светло-коричневый, *2В-2* – более тёмный, *2В-3* – светлый и *2В-4* – тёмно-коричневый. Несмотря на неравномерную окрашенность, слой хорошо выделяется по сильной насыщенности дресвой.
Слой 3 – суглинок жёлтого цвета, без дресвы. Щебня в слое почти нет, только изредка встречаются единичные обломки и плитки кальцитовых натеков. Максимальная мощность слоя до 90 см.
Слой 4 – суглинок светло-жёлтого цвета, переполненный огромными глыбами известняка и сталагмитовыми плитами. Мощность слоя изменяется от 10 до 20 см.
Слой 5 – суглинок жёлто-коричневого цвета, включает большое количество крупных глыб, угловатого щебня, дресвы, обломков сталагмитов, куски натёчных корок. Это самый щебнистый слой во всей стратиграфической колонке. Мощность изменяется от 20 до 40 см.
Слой 6 – суглинок ярко-жёлтого цвета, очень плотный. В слое совсем нет ни глыб известняка, ни щебня, ни дресвы. Слой мощностью 6–15 см залегает с наклоном в глубину пещеры.
Слой 7 – суглинок коричнево-бордового цвета, очень плотный, но в нижней части становится комковатым. В самой верхней части встречается большое количество сталагмитовых плит и упавших с потолка сталагмитов. Контакт слоёв 6 и 7 постепенный, мощностью 2–3 см, имеет жёлто-коричневый цвет. Максимальная исследованная мощность слоя достигает 70 см.
Слои 4–7 не содержат археологического материала.

Палеоэкология и палеогеография. Мезмайская пещера длительное время существовала как формирующаяся карстовая полость. В этот период происходило образование слоёв 7 и 6. Сталагмитовые полы, сталагмиты и упавшие с потолка сталактиты в слое 5 могут соответствовать времени, когда пещера была ещё подземной карстовой полостью, и в ней шёл активный процесс карстообразования. Обвальный горизонт в слое 4 может соответствовать этапу, когда был открыт вход в пещеру. В результате был нарушен микроклимат, с чем и связано активное разрушение свода пещеры. В слое 5 найдено много лесных форм грызунов (Apodemus sp., Pitumus sp.). В слое 4 (Golovanova et al., 1999) наблюдается небольшое доминирование форм альпийских лугов (Chionomys nivalis и др.).

Конец стадии 5 – начало стадии 4: 73–63 тыс. л.н. Этим периодом датируется слой 3. Датирование отложений раннего и среднего палеолита имеет ряд проблем. В последние годы в Мезмайской пещере проведена большая работа по абсолютному датированию. Только для самого раннего слоя 3 получено 17 радиоуглеродных дат в четырёх лабораториях. Даты варьируют от 27 тыс. до более 50 тыс. л.н. Семь дат находятся в интервале от 44 тыс. до более 50 тыс. л.н. Для серии из четырёх образцов в двух лабораториях по фрагментам одной кости (10–12 см длиной) получены даты с разницей в 12 тыс. лет.

Учитывая результаты радиоуглеродного датирования, показавшие, что возраст слоя 3 лежит за пределами этого метода, в Мезмайской пещере была проведена работа по сбору образцов на ЭПР-датирование. Сейчас получено 28 дат, в том числе шесть дат для слоя 3 в интервале от 73–63 тыс. л.н. (Skynner et al., 2003).

В нижнем культурном слое 3 представлены грызуны, обитавшие в лесу и в альпийских лугах. В составе фауны преобладает бизон, который по определению Г.Ф. Барышникова представлен мелкой формой степного бизона (Bison priscus). Генетические исследования установили, что это вымершая форма зубро-бизона (условно названная "бизон X"), которая появилась более 120 тыс. л.н. в результате гибридизации степного бизона и первобытного быка (Bos primigenius), стала прямым предком европейского зубра (Bison bonasus) (Soubrier et al., 2016). Бизон X преобладал в окрестностях Мезмайской пещера во время формирования слоев 3 и 2В-4, обитая совместно со степным бизоном и древним европейским зубром. Пещеру окружали открытые пространства.

Рубеж кислородно-изотопной стадии 5 и 4. Кислородно-изотопная стадия 4: пленигляциальный период – оледенение вюрм II, 75/71 –

60/58 тыс. л.н. На основании комплексного исследования слоя 2В-4 Мезмайской пещеры следует говорить о том, что он накапливался в самом конце кислородно-изотопной стадии 5, на рубеже стадии 4. Для слоя 2В-4 радиоуглеродное датирование даёт дату более 41 тыс. л.н., а ЭПР метод – 70–53 тыс. л.н. (10 дат). Это свидетельствует, что возраст отложений находится за пределом возможностей радиоуглеродного датирования. ЭПР-датирование значительно удревняет возраст слоя.

В слое 2В-4 представлены грызуны, обитавшие в лесу и в альпийских лугах. По данным палинологии, в слое 2В-4 доминируют травяно-кустарничковые растения, состав дендрофлоры ксерофилен и беден. Однако возраст слоя 2В-4 Мезмайской пещеры, расположенной на абсолютной высоте 1310 м, не может соответствовать пику похолодания в период кислородно-изотопной стадии 4, поскольку в этот период даже в окрестностях пещеры Матузка (слой 5А), расположенной на абсолютной высоте 720 м, определён субальпийский, холодный и влажный климат, значительно холоднее современного климата. Вероятно, в слое 2В-4 фиксируется самое начало похолодания, пещеру окружали открытые пространства. В составе фауны преобладает степной бизон (Bison priscus).

Конец кислородно-изотопной стадии 4: пленигляциальный период – 75/71–60/58 тыс. л.н. К этому холодному периоду относится слой 2В-3. Основываясь на ЭПР датах 55–56 тыс. л.н., его можно коррелировать с концом КИС 4 или со стадиалом Heinrich 6 (H6). Видимо в самом конце этого периода в регионе появляется зубр, что было установлено генетическими исследованиями (Soubrier et al., 2016) образца из слоя 2В-3, для которого получена радиоуглеродная дата: >56300 (A4093). Палинологические спектры характеризуются низкой концентрацией древесных и высокой концентрацией трав Asteraceae (15–25%), Cichoreaceae, Rosaceae, а также высокой концентрацией суальпийских растений (Scabiosa). Реконструируется холодный и сухой климат.

Межстадиалам Oerel и Glinde в интервале от 55–56 до 45 (?) тыс. л.н. Этому периоду потепления соответствует слой 2В-2, для которого имеется дата (Pinhasi et al., 2011): >44400 л.н. (OxA21830). По палинологическим данным климат был тёплый и сухой. В палинологических спектрах доминировали травы, но древесные составляли до 15–20%: Picea, Abies, Pinus, Quercus, Ulmus. Среди трав преобладали Asteraceae (до 50%). Пещеру окружали лесостепные ландшафты (Golovanova et al., 2010).

Похолодание Heinrich 5 (H5). Этому периоду в разрезе Мезмайской соответствует слой 2В-1. Исследования последних лет в Мезмай-

ской пещере (Golovanova et al., 2010) позволили установить наличие в слое 2В-1 вулканического пепла. По химическому составу пепел слоя 2В-1 наиболее близок пеплам горы Таш-Тебе, расположенной около Эльбруса. Это извержение существенно повлияло на ухудшение климата в регионе. Палинологические спектры характеризуются низким содержанием пыльцы. После тёплого и сухого климата слоя 2В-2 в слое 2В-1 зафиксирован холодный и сухой климат.

Межстадиал хенгело (40–36 тыс. л.н.). С эти периодом сихронизируется слой 2А. Абсолютные даты, полученные для слоя 2А Мезмайской пещеры (36–38 тыс. л.н., по ^{14}C, и около 40 тыс. л.н., по ЭПР), также соответствуют возрасту Hengelo. Слой 2А, как сформировавшийся на пепле слоя 2В-1, также содержит вулканический пепел. Климат прохладный, сухой, но более влажный, чем в предшествовавший период. Палинологические спектры характеризуются высоким содержанием пыльцы травянистых, доминирует Asteraceae. Среди древесных появляются: Alnaster, Juglans.

К началу похолодания между хенгело и денекамп, от 40/36 до 32 тыс. л.н. относится слой 2 с радиоуглеродными датами: 32–47 тыс. л.н., ЭПР даты: 36–42 тыс. л.н. (Skynner et al., 2003; Pinhasi et al., 2011). Климат холодный и сухой. Пещеру окружали субальпийские луга. Преобладали мезоксерофильные травяно-кустарничковые растения, с верхами слоя 2 связан уровень обеднения дендрофлоры. Характерны грызуны альпийских лугов. В верхних среднепалеолитических слоях 2 и 2А возрастает роль кавказского тура (capra caucasica).

С периодом вулканического извержения Казбека около 40 тыс. л.н. связано формирование слоя 1D (Golovanova et al., 2010), который сохранился только в глубине пещеры. Геохимическое изучение определило в слое 1D вулканический пепел, который был сопоставлен с высококалиевыми базальтами – андезитовыми базальтами. Эти породы характерны для вулканитов Казбека. По-видимому, формирование этого слоя связано с вулканическим извержением Казбека около 40 тыс. л.н. Палинологические спектры характеризуются очень низкой концентрацией пыльцы. Asteraceae, Scabiosa, Apiaceae достигают максимальных значений, пыльца Artemisia составляет до 30%. Реконструируется очень холодный и сухой климат.

Расстояние от горы Казбек до Мезмайской пещеры более 250 км по прямой. А слой вулканического пепла достигает мощности 50–70 см, что свидетельствует о большой мощности данного извержения на

Кавказе. По времени оно совпадает с извержением Кампанийского игнимбрита (Campanian Ignimbrite – CI) на Флегрейских полях в Италии (Fedele et al., 2008). Это извержение было крупнейшим вулканическим извержением в Средиземноморском бассейне за последние 200 тыс. лет. Многочисленные даты методом $^{40}Ar/^{39}Ar$ определяют абсолютный возраст извержения CI в интервале от 38 до 41 тыс. л.н. Данное извержение имело внезапный и разрушительный эффект на экологию Восточного Средиземноморья, Восточной и Центральной Европы, которые оказались в зоне непосредственного воздействия выброшенных извержением масс вулканического пепла (тефра Y5), и оказало влияние на резкое похолодание климата в Северном полушарии, вызвав эффект "вулканической зимы" (Fedele et al., 2008). Это событие стало прелюдией сильного глобального похолодания и аридизации климата Земли, известного как хейнрик 4. Выброшенный этим извержением пепел покрыл 14×10^6 км^2 и зафиксирован на расстоянии более 1500 км от его источника на Кипре и в Костенках на Среднем Дону (Holliday et al., 2007). В Восточной Европе слой пепла Y5 варьирует от 1 до 2 см в восточной части установленной зоны пеплопада (по линии Пенза – Ростов-на-Дону) и от 5 до 8 см на юге Украины и в Молдове, составляя в среднем 3-4 см.

Времени Брянского интерстадиала (36–22 тыс. л.н.) соответствуют слои 1С, 1В, 1А1, 1А1/1А2 и 1А2 верхнего палеолита Мезмайской пещеры. Для самого раннего позднепалеолитического слоя 1С имеется 11 радиуглеродных дат, на основании которых календарный (т.е. калиброванный) возраст слоя 1С определяется в интервале 38–36 тыс. л.н. (Pinhasi et al., 2011). Для слоя 1В получено семь радиоуглеродных дат, определяющих время формирования слоя в интервале 37–28 тыс. л.н. Для слоёв 1А1, 1А1/1А2 и 1А2 к настоящему времени получено семь радиуглеродных дат, которые определяют возраст этих отложений в интервале от 33 до 22 тыс. л.н. Климатические условия меняются. По данным палинолога Т.В. Сапелко в начале формирования нижних слоёв появляются Picea и Betula, отмечаются высокие показатели ксерофитов (Golovanova et al., 2010). Позднее появляются Abies, Pinus и широколиственные, а также Fagus. Ксерофиты исчезают, что указывает на увеличение влажности. Палинологические данные позволяют реконструировать лесостепные условия. Пещера располагалась на границе лесной зоны. Климат вначале был тёплым и сухим, затем отмечается увеличение влажности.

Периоду максимума последнего оледенения (около 25/24–19 тыс. л.н.) в стратиграфической колонке Мезмайской пещеры соответствует слой 1-4,

который представляет собой уровень эрозии отложений после максимума последнего оледенения. На участках, ближе к выходу из пещеры этот слой в виде эрозионных ям (капельная и снежная эрозия) врезается в нижележащие слои 1А1, 1А1/1А2 и 1А2. В глубине пещеры слой 1-4 не представлен. На смешение материалов в слое 1-4 указывают радиоуглеродные даты, фиксирующие временно́й интервал между 21 и 16 тыс. л.н.

Периоду позднего ледниковья или финалу плейстоцена (18/17–12 тыс. л.н.) соответствует слой 1-3, для разных горизонтов которого имеется четыре радиоуглеродные даты, которые определяют калиброванный возраст слоя от 17 до 12 тыс. л.н. (Голованова и др., 2016а). Согласно палинологическим данным (Golovanova et al., 2010), слой 1-3 формировался в период климатического оптимума при благоприятных условиях распространения широколиственных лесов. Реконструируется тёплый и сухой климат. Преобладают копытные: бизон, козлообразные, олень.

Слой 1-3 перекрыт мощным слоем брекчии (до 10 см), особенно хорошо сохранившимся на пристенных участках. Этот уровень брекчии коррелируется с *Молодым Дриасом: 11,9–12,6 тыс. л.н.* Сейчас сложно определить отложения, которые имеют возраст между 12 и 8 тыс. л.н.

С началом теплого *атлантического периода (8,3–5,2 тыс. л.н.)* можно коррелировать слой 1-2В, который залегает непосредственно на брекчии. Предварительно, на основании радиоуглеродного датирования, можно оценить наиболее ранний возраст формирования слоя 1-2В как 8–7,5 кал. л.н. (Голованова и др., 2016б). Наличие в составе фауны грызунов альпийских лугов (*Marmota sp.* и *Cricetus sp.*) и типичного высокогорного копытного (*Capra caucasica*) дают основание предполагать, что в этот период пояс альпийских лугов располагался гораздо ближе к пещере, чем в настоящее время. На основании палинологического анализа можно сделать заключение, что пещера в период формирования слоя 1-2В находилась в верхнем лесном поясе, на границе с альпийскими лугами. В палинологическом спектре преобладает пыльца древесных пород (более 50%), в основном сосна и пихта. Общее количество пыльцы трав не превышает 10%. Доминирует пыльца *Poaceae, Cyperaceae, Polygonaceae.* О влажности климата свидетельствует находка пыльцы лапины, любящей влажные места обитания, а также прибрежно-водные растения.

Вышележащие голоценовые отложения Мезмайской пещеры требуют дополнительного исследования. Последний год раскопок (2013) позволил выявить в глубине пещеры дополнительно пять слоёв, содержащих керамику и датированных от бронзового века до средневе-

ковья. Предварительный палинологический анализ свидетельствует о преобладании сосны и широколиственных пород. Пещера располагалась на границе лесной зоны. Климат теплый и сухой.

Обсуждение и выводы

Пещеры Лагонакского нагорья – Мезмайская и Матузка, содержащие многометровые отложения, дают возможность проследить динамику изменения палеоэкологии от позднего плейстоцена до голоцена. В настоящее время эти археологические памятники служат опорными для всего северо-западного Кавказа. Опираясь на междисциплинарное изучение данных стратиграфических разрезов, удалось синхронизировать (Голованова, Дороничев, 2003, 2005; Golovanova, 2015) и другие пещерные археологические памятники этого региона, в первую очередь памятники, которые не имеют абсолютных датировок (Баракаевская, Монашеская пещеры, Губский навес 1). Изучение отложений пещер с использованием данных естественных наук, опирающихся на относительную периодизацию и датирование, при синхронизации с результатами абсолютного датирования существенно корректирует результаты. Первоначальная хронология и периодизация для Мезмайской пещеры и Матузки строилась на данных радиоуглеродного датирования и относительной хронологии смежных наук (Голованова и др., 1995а,б, 1998). Однако последующие исследования показали, что самые ранние отложения этих пещер древнее 45 тыс. л.н., поэтому использование радиоуглеродного метода невозможно. Были проведены работы по датированию методом ЭПР (электоронно-парамагнитный резонанс), которые позволили получить более корректные даты (Skinner et al., 2003), которые хорошо согласуются с современными данными естественнонаучных исследований.

Изучение отложений пещер на Лагонакском нагорье дало возможность изучить культурные отложения, содержащие свидетельства заселения этого региона, начиная с микулинского межледниковья около 130 тыс. л.н. (слой 7 в Матузке). Наиболее ранние антропологические находки, обнаруженные в Матузке (слои 6, 5В: около 105–70 тыс. л.н.), принадлежат неандертальцу. Сейчас это самые древние останки неандертальцев, найденные на Кавказе. В Мезмайской пещере найдены останки трёх особей неандертальцев: в слое 2 и 3. Наибольший интерес представляет погребение новорождённого неандертальца (Мез 1) возрастом 63–73 тыс. л.н., найденное в основании слоя 3 (Голованова, 2016). По-

гребение новорождённого неандертальца в Мезмайской пещере – самое древнее погребение сегодня на всей территории нашей страны. Возраст неандертальца из Мезмайской пещеры составляет всего две недели после рождения. Сейчас это не только неандерталец самого юного возраста (1–2 недели) (Понс де Леон и др., 2007), но и наиболее полно и хорошо сохранившийся скелет неандертальцев любого возраста в мире. Он включает череп, нижнюю челюсть, 14 коронок зубов и 141 определимую кость посткраниального скелета. Новейшие генетические исследования (Hajdinjak et al., 2018) популяционного разнообразия неандертальцев Евразии позволили установить, что поздний кавказский неандерталец из слоя 2 (Mez 2, около 40 тыс. л.н.) наиболее близок поздним европейским неандертальцам из пещеры Виндия (Хорватия), пещер Гойе Три и Спи (Бельгия) и пещеры ле Котте (Франция), чем раннему неандертальцу (Mez 1) из Мезмайской пещеры, датированному 60–70 тыс. л.н. Это указывает на сокращение генетического разнообразия и популяционный турновер (смену населения) в конце эпохи обитания неандертальцев. Одним из вариантов объяснения этого турновера предложена гипотеза частичного замещения популяции поздних неандертальцев в Западной Европе неандертальцами с Кавказа, южной Европы или Западной Азии. Генетические исследования неандертальцев из Мезмайской пещеры подтвердили археологические данные о близости культуры (рис. 7) неандертальцев северо-западного Кавказа микокским индустриям Восточной и Центральной Европы. Эти исследования указывают также на отсутствие генетических признаков смешения поздних неандертальцев Кавказа и Западной Европы с современными людьми.

Синхронизируя данные по палеоэкологии, полученные в пещерах Матузка и Мезмайская, можно сказать, что в период обитания неандертальцев на северо-западном Кавказе и конкретно на Лагонакском нагорье фиксируются несколько крупных климатических этапов.

Эемское (микулинское) межледниковье (130/126–118/115 тыс. л.н.) – слой 7 Матузки.

Интерстадиал брёруп (105–92 тыс. л.н.) – средняя часть слоя 6 в пещере Матузка.

Интерстадиал оддераде (84–74 тыс. л.н.) – слой 5В в Матузке и слои 3 и 2В4 Мезмайской. Хотя в этот период в Матузке определён тёплый климат лесостепных предгорий колхидской ботанико-географической провинции, а в Мезмайской состав дендрофлоры ксерофилен и беден, доминируют травяно-кустарничковые растения.

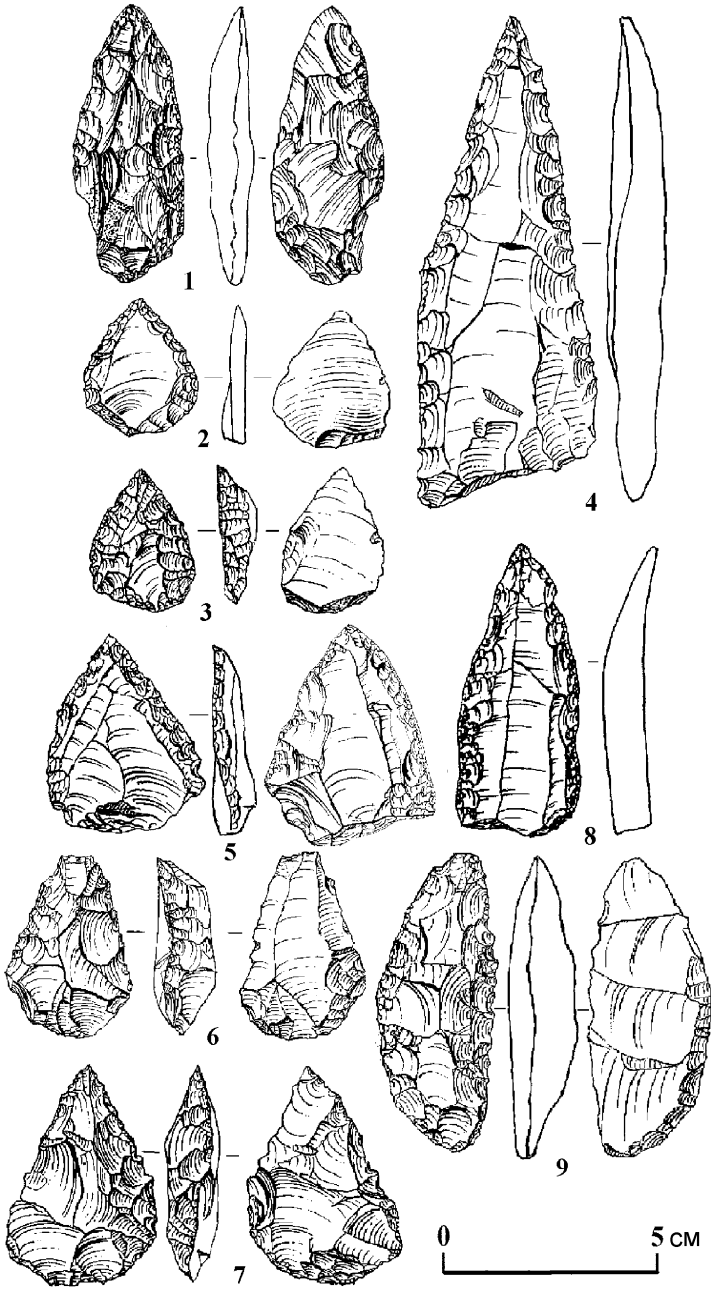


Рис. 7. Среднепалеолитические орудия из Мезмайской пещеры

Учитывая значительную разницу абсолютных высот Матузки (720 м) и Мезмайской (1310 м) можно допустить, что неандертальцы в этот период посещали обе пещеры. Хотя слой 2B4 Мезмайской, возможно, формировался уже в начале КИС 4.

Кислородно-изотопная стадия 4: плениглициальный период – оледенение вюрм II, 75/71–60/58 тыс. л.н. Этому периоду соответствуют слой 2B3 Мезмайской и слой 5A Матузки. В разрезах обеих пещер в это время фиксируется значительное похолодание.

Межстадиалам Oerel и Glinde в интервале от 55–56 до 45 (?) тыс. л.н. Период потепления зафиксирован в слое 2B2 Мезмайской и в нижней части слоя 5 Матузки.

Похолодание Heinrich 5 (H5) – с этим периодом сихронизируется слой 2B1 Мезмайской, для которого реконструируется холодный и сухой климат, и слои 4D, 4C Матузки, в которых в этот период отмечается абсолютный максимум пыльцы сосны.

Межстадиал хенгело (40–36 тыс. л.н.) – слой 2A Мезмайской, где определён климат прохладный и сухой, а также слои 4A, 4B, где реконструируется умеренно тёплый климат, прохладнее и суше современного.

Похолодание между хенгело и денекамп, от 40/36 до 32 тыс. л.н. – слой 2 Мезмайской, который формировался в условиях холодного и сухого климата. С этим этапом также можно предварительно синхронизировать слои 3A, 3B и 3C пещеры Матузка, для которых определён холодный и влажный климат.

Неандертальцы исчезают в регионе северо-западного Кавказа после катастрофических событий, зафиксированных в слое 1D Мезмайской пещеры. Изучение вулканических пеплов слоя 1D (Golovanova et al., 2010) позволило высказать гипотезу о решающем значении в исчезновении неандертальцев не современного человека, а катастрофического вулканического извержения в Италии, которое произошло около 40 тыс. л.н. и с которым синхронизируется период вулканического извержения Казбека также около 40 тыс. л.н. Эти извержения оказали глобальное влияние на климат Северного полушария.

Брянский интерстадиал (36–22 тыс. л.н.) – слои 1C, 1B, 1A1, 1A1/1A2 и 1A2 Мезмайской пещеры. В этот период, в верхнем палеолите, около 40/38 тыс. л.н. происходит заселение региона первыми Homo sapiens. В слое 1C Мезмайской пещеры сохранилась стоянка начала верхнего палеолита, индустрия которой ассоциируется с современным человеком. Ранний верхний палеолит всего Западного Кавка-

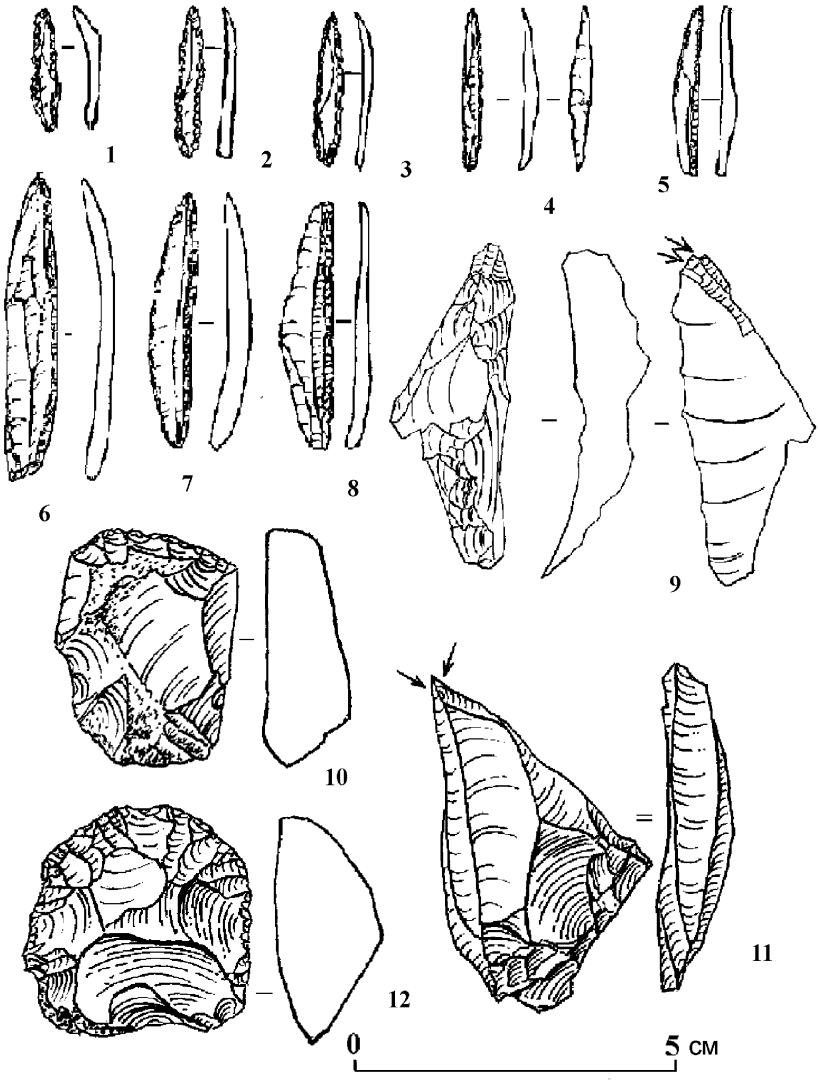


Рис. 8. Орудия верхнего палеолита Мезмайской пещеры

за наиболее близок ахмарской индустрии Леванта, которая имеет такой же и более ранний возраст (рис. 8). Направление миграции людей верхнего палеолита на Кавказ с юга (с территории юго-западной Азии) хорошо подтверждается изучением транспортировки обсидиана в Мезмайскую пещеру с юга Грузии (Doronicheva, Shackley, 2014).

Период максимума последнего оледенения (около 25/24–19 тыс. л.н.) – слой 1-4 Мезмайской пещеры.

Период позднего ледниковья или финал плейстоцена (18/17–12 тыс. л.н.) – слой 1-3, сформировавшийся в период позднего ледниковья, включает несколько периодов активного обитания в Мезмайской пещере. Материалы этого времени близки многим другим эпипалеолитическим памятникам как Северного, так и Южного Кавказа (Голованова, Дороничев, 2012). Для этого благоприятного климатического периода на Кавказе известно наибольшее количество памятников палеолита.

Молодой Дриас: 11,9–12,6 тыс. л.н. – период похолодания, с которым синхронизируется уровень брекчии, перекрывающий слой 1-3 Мезмайской. Этот важный этап разделяет эпоху плейстоцена и голоцена.

Атлантический период (8,3–5,2 тыс. л.н.) – слои 1-2В. В Мезмайской пещере сохранилась стоянка начала голоцена. По времени она совпадает с началом керамического неолита в Леванте. Состав каменной индустрии, в частности острия, имеют определённые аналогии в неолите Леванта. Керамика близка материалам неолитических памятников региона (Каменномостская, Нижнешиловская стоянки). В настоящее время это единственная изученная на современном уровне и имеющая абсолютные даты неолитическая стоянка на северо-западном Кавказе.

Человек продолжал посещать пещеры Мезмайская и Матузка также и в голоцене: в бронзовом веке, железном, средневековье и вплоть до современности.

Пещеры Лагонакского нагорья, содержащие культурные слои позднего плейстоцена и голоцена, позволили создать опорную шкалу динамики изменения палеоэкологии на северо-западном Кавказе и проследить историю заселения региона – от неандертальцев, имевших культурную и генетическую близость с неандертальцами Восточной и Центральной Европы, до современного человека, культура которого, начиная с раннего верхнего палеолита, близка Южному Кавказу и Ближнему Востоку.

Благодарности. Авторы выражают благодарность Управлению по охране, реставрации и эксплуатации историко-культурных ценностей департамента культуры Краснодарского края и Краснодарскому государственному историко-археологическому музею-заповеднику имени Е.Д. Фелицына, Национальному музею Республики Адыгея за помощь в организации и проведении раскопок в пещерах Матузка и Мезмайская, а также Фонду Лики и Фонду Венер-Грен для антропологических

исследований, Национальному географическому обществу (США) (гранты 1991, 1994–1995, 1997, 2000–2001, 2003–2004, 2006–2009, 2011, 2013), Фонду Сороса (1998–1999) и Фонду Общества Макса Планка, Германия (2006, 2009, 2014), Фонду А.Н. Шултц Университета Цюрих, Швейцария (2003), программе INTAS (2000–2004) за финансовую и научную поддержку. Изучение неолита в Мезмайской пещере было возможно при поддержке РГНФ, грант (2013) № 13-01-18006. В части исследования явлений почвообразования и выветривания работа выполнена при поддержке проекта РНФ 14-27-00133.

Литература

Величко А.А., Антонова Г.В., Зеликсон Э.В., Маркова А.К., Моносзон М.Х., Морозова Т.Д., Певзнер М.А., Сулейманов М.Б., Халчева Т.А. Палеогеография стоянки Азых – древнейшего поселения первобытного человека на территории СССР // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1980. № 3. С. 20–35.

Голованова Л.В. Работы Северо-Кавказского палеолитического отряда // Археологические открытия 1986. М., 1988. С. 120–122.

Голованова Л.В. Древнейшее погребение на Кавказе // VI «Анфимовские чтения» по археологии Западного Кавказа. Краснодар, 2016. С. 60–68.

Голованова Л.В., Барышников Г.Ф., Левковская Г.М., Несмеянов С.А. Многослойная пещерная мустьерская стоянка Матузка на Северном Кавказе (по исследованиям 1985-89 гг.). Часть 1 // Российская археология. 1995а. № 3. С. 105–118.

Голованова Л.В., Барышников Г.Ф., Левковская Г.М., Несмеянов С.А. Многослойная пещерная мустьерская стоянка Матузка на Северном Кавказе (по исследованиям 1985-89 гг.). Часть 2 // Российская археология. 1995б. № 4. С. 77–86.

Голованова Л.В., Дороничев В.Б. Палеолит Северо-Западного Кавказа // Сб. материалов по археологии Кубани. Краснодар, 2003. С. 3–44.

Голованова Л.В., Дороничев В.Б. Средний палеолит Кавказа. Археологический альманах. Вып. 13. Донецк, 2004. С. 18–66.

Голованова Л.В., Дороничев В.Б. Экологические ниши и модели адаптации в среднем палеолите Кавказа // Материалы и исследования по археоологии Кубани. Вып. 5. Краснодар, 2005. С. 3–72.

Голованова Л.В., Дороничев В.Б. Имеретинская культура в верхнем палеолите Кавказа: прошлое и настоящее // Первобытные древности Евразии. К 60-летию А.Н. Сорокина. М., 2012. С. 59–102.

Голованова Л.В., Дороничев В.Б., Левковская Г.М., Лозовой С.П., Несмеянов С.А., Поспелова Г.А., Романова Г.П., Харитонов В.М. Пещера Матузка. СПб.: 2006. 194 с.

Голованова Л.В., Дороничев В.Б., Дороничева Е.В., Кулькова М.А., Сапелко Т.В., Спасовский Ю.Н. Новые данные о неолите Северо-Западного Кавказа из Мезмайской пещеры // Российская археология. 2016б. № 3. С. 5–19.

Голованова Л.В., Хоффекер Д.Ф., Харитонов В.М., Романова Г.П. Мезмайская пещера (результаты предварительного изучения 1987–95 гг.) // Российская археология. 1998. № 3. С. 85–98.

Дороничев В.Б., Голованова Л.В. Раскопки в пещере Матузка, Северо-Западный Кавказ // Археологические открытия 2007. М., 2010. С. 259–261.

Кударские пещерные палеолитические стоянки Юго-Осетии. Вопросы стратиграфии, экологии, хронологии. М.: 1980. 180 с.

Неандертальцы Гупсского ущелья на Северном Кавказе. Майкоп: Меоты, 1994. 238 с.

Несмеянов С.А. Геоморфологические аспекты палеоэкологии горного палеолита (на примере Западного Кавказа). М.: Научный мир, 1999. 391 с.

Николаев С.В. Литология, геохимия, биостратиграфия, палеогеография голоцена Денисовой пещеры // Деревянко А.П., Молодин В.И. Денисова пещера. Ч. 1. Новосибирск: Наука, 1994. С. 207–244.

Первобытный человек, его материальная культура и природная среда в плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1974. 374 с.

Понс де Леон М.С., Голованова Л.В., Дороничев В.Б., Романова Г.П., Золликофер К.П.Е. Компьютерная реконструкция новорожденного неандертальца из Мезмайской пещеры // Вест. антропологии. Научный альманах. Вып. 15. Ч. 1. Посвящается 100-летию со дня рождения М.М. Герасимова. М., 2007. С. 86–93.

Черняховский А.Г. Состав отложений, выполнявших Баракаевскую пещеру // Неандертальцы Гупсского ущелья на Северном Кавказе. Майкоп: Меоты, 1994. С. 64–68.

Aitken M.J., Stokes S. Climatostratigraphy // Chronometric Dating in Archaeology / Taylor R., and Aitken M., eds. New York, London: Plenum Press, 1997. P. 1–30.

Fedele F.G., Giaccio B., Hajdas I. Timescales and cultural process at 40,000 BP in the light of the Campanian Ignimbrite eruption, Western Eurasia // Journ. of Human Evolution. 2008. V. 55. P. 834–857.

Gamble C. The Paleolithic Societies of Europe. Cambridge: University Press, 1999. 471 p.

Golovanova L.V., Hoffecker J.F., Kharitonov V., Romanova G. Mezmaiskaya Cave: neanderthal occupation in the Northern Caucasus // Current Anthropology. 1999. № 1. P. 77–86.

Golovanova L.V., Doronichev V.B., Kulkova M.A., Cleghorn N., Sapelko T.V., Shackley M.S. Significance of ecological factors in the Middle to Upper Paleolithic transition // Current Anthropology. 2010. V. 51. № 5. P. 655–691.

Golovanova L.V. Les homes de Néandertal du Caucase du Nord: entre l'Ouest et l'Est // L'Anthropologique. 2015. V. 119. P. 254–301.

Hajdinjak M., Petr M., Stenzel U., Rougier H., Crevecoeur I., Semal P., Soressi M., Talamo S., Hublin J.-J., Gušić I., Kućan Ž., Pavao R., Golovanova L.V., Doronichev V.B., Posth C., Krause J., Korlević P., Nagel S., Nickel B., Prüfer K., Kelso J., Fu Q., Meyer M., Pääbo S. Genetic analyses of five late Neandertals // Proc. of the European Society for the study of Human Evolution (PESHE). 2016. V. 5. 116 p.

Holliday V.T., Hoffecker J.F., Goldberg P., Macphail R.I., Forman S.L., Anikovich M., Sinitsyn A. Geoarchaeology of the Kostenki–Borshchevo Sites, Don River Valley, Russia // Geoarchaeology: An International Journal. 2007. V. 22. № 2. P. 181–228.

Mellars P.A. The Neanderthal legacy: an archaeological perspective from Western Europe. Princeton: Princeton University Press, 1996. 471 p.

Pinhasi R., Higham T.F.G., Golovanova L.V, Doronichev V.B. Revised age of late Neanderthal occupation and the end of the Middle Paleolithic in the Northern Caucasus // Proc. of the National Academy of Sciences USA. 2011. V. 108 (21). P. 8611–8616.

Skinner A.R., Blackwell B.A.B., Martin S., Blickstein J.I.B., Golovanova L.V., Doronichev V.B. ESR Dating at Mezmaiskaya Cave, Russia // Applied Radiation and Isotopes. 2005. V. 62. № 2. P. 219–224. doi: 10.1016/j.apradiso.2004.08.008.

Soubrier J., Chen K., Bollongino R., Burger J., Doronichev V., Limmerveen J., Golovanova L., Haak W., Ho S.Y.W., Kosintsev P., Larson G., Lee M.S.Y., Scheu A., Shapiro B., Vorobiev A., Cooper A. Paleoclimatic impacts on European bovid megafauna in the Late Pleistocene // Nature Communications. 2016. doi: 10.1038/ncomms 13158.D.

УДК: 551.44; 551.555(24)

Температурно-динамические типы пещерных входов

© 2018 г. А.П. Дегтярев

Комиссия спелеологии и карстоведения
Московского городского отделения РГО
degtyarev_a@mail.ru

Temperature-dynamic types of cave entrances

A.P. Degtyarev

Commission of speleology and karstology,
Moscow city branch of Russian Geographical Society
degtyarev_a@mail.ru

The article deals with different types of air circulation of multi-entrance cave systems in different seasons. Based on the theory of V.S. Lukin about the temperature anomalies of cave entrances, the author substantiates the importance of these anomalies for the character of seasonal air circulation in the caves. Cave entrances are classified locally by the air circulation to: "upper", "lower" and "dead zone (seasonally inactive)" entrances. By temperature regime entrances divided on "cold", "warm" and "neutral." The concept of "correct" (the direction of the airflow changes seasonally) and "incorrect" (one-way flow in all seasons) entrances is introduced. Possible and prohibited functional combinations of entrances types are considered. Thus, a four-factor classification of cave entrances is obtained which includes ten temperature-dynamic types. Four of these types are described for the first time.

Key words: ***cave air circulation, temperature anomalies at cave entrances, underground temperature, types of cave entrances, multi-entrances cave systems.***

В статье рассматриваются различные типы воздушной циркуляции многовходовых пещерных систем в разные сезоны. Основываясь на теории В.С. Лукина о температурных аномалиях пещерных входов, автор обосновывает значение этих привходовых аномалий для характера сезонных циркуляции воздуха в пещере. Входы классифицируются по месту в воздушной циркуляции («верхние», «нижние» и «входы мёртвой зоны») и по температурному режиму («холодные», «тёплые» и «нейтральные»). Вводится понятие о «правильных» (направление тока воздуха сезонно меняется) и «неправильных» (поток воздуха односторонний во все сезоны) входах. Рассмотрены возможные и запрещённые функциональные сочетания типов входов. Таким образом, разработана четырёхфакторная классификация пещерных входов, включающая десять температурно-динамических типов, из них четыре описаны впервые.

Ключевые слова: ***многовходовые пещерные системы, подземная температура, температурные аномалии у пещерных входов, типы пещерных входов, циркуляция воздуха в пещерах.***

Введение

Обширные пещерные системы в горах с большим количеством входов имеют сложную систему циркуляции воздуха, которая может изменяться в разные сезоны года. Для понимания предложенной в данной статье температурно-динамической классификации входов в многовходовых пещерных системах нам понадобится владение понятиями о положительных и отрицательных температурных аномалиях в пещерах.

Впервые механизм образования температурных аномалий в пещерных галереях обосновал В.С. Лукин (1965). Для пещер с двумя и более входами характерны температурные аномалии: положительные у верхних входов и отрицательные у нижних (заштрихованные области А+ и А– на рис. 1). В верхний вход летом засасывается тёплый

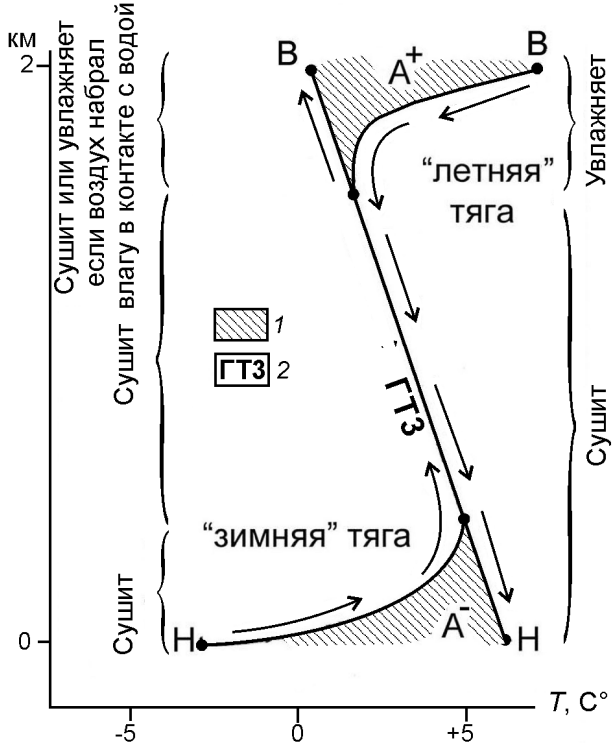


Рис. 1. Схема формирования и функционирования температурных аномалий пещер.
1 – зона температурных аномалий; 2 – главная температурная зависимость

поверхностный воздух. Зимой, наоборот, через тот же вход поток глубинного воздуха выходит наружу.

Глубинный воздух на всём или почти на всём диапазоне высот между входами гораздо теплее зимнего воздуха атмосферы. Его температура равна температуре соответствующего участка прямой главной температурной зависимости (ГТЗ на рис. 1), или, иначе говоря, температуре пород глубинных областей карстового массива. Поэтому воздух «зимней» тяги не компенсирует летний прогрев. Следовательно, суммарное температурное воздействие двух сезонных разнонаправленных потоков воздуха не будет среднегодовой температуре на поверхности, а смещено в более тёплую область. Это и есть «положительная температурная аномалия у верхних входов».

Совершенно симметрично образуется «отрицательная температурная аномалия у нижних входов». «Нижние» и «верхние» входы мы понимаем в функционально-динамическом смысле как нижние и верхние крайние точки подземной воздушной циркуляции. Они могут не совпадать с орографическим понятием нижних и верхних входов пещерной системы. Функционально «верхний» вход может находиться на более низких высотах, чем «нижний» той же системы, например, если воздушная циркуляция в системе разбилась на несколько меньших локальных циркуляции. Более подробно это описано в нашей работе (Дегтярев, 2008).

Разница между входами состоит в том, что через нижний вход зимой в пещеру засасывается внешний холодный воздух, а летом из пещеры вытекает воздух с температурой массива. Суммарное воздействие на стены пещеры теперь смещено в отрицательную сторону от среднегодовой температуры атмосферы. Кроме «тёплых» и «холодных» температурных аномалий у входов (или попросту «тёплых» и «холодных» входов), как мы увидим ниже, существует класс «нейтральных» входов, к которым не приурочена выраженная температурная аномалия.

Следующее понятие, которое мы будем использовать, это понятие о «правильных» и «неправильных» входах, имея в виду входы, через которые происходит «правильная» и «неправильнная» циркуляция воздуха.

Для анализа и характеристики пещерных входов в качестве объектов исследований были использованы отдельные участки одной из самых обширных пещерных систем Кавказа – пещерной системы Снежной (Хипстинский карстовый массив). Система циркуляции воздуха на анализируемых участках пещеры исследовалась как автором, так и другими спелеологами в разные сезоны года.

Некоторые примеры

В качестве примера возьмём сначала участок пещерной системы Снежная, где с ней сообщаются шахты Каньон и Самохват. Пещеры Самохват и Каньон – это два шахтных ствола, идущих параллельно на расстоянии около 50 м один от другого до глубины около 250 м (рис. 2), где они соединяются. Далее прослеживается воздушная связь этой системы каналов с пещерной системой, верхняя (снежная) часть которой по отношению к ним служит верхним входом. И если бы обе эти пещеры были классическими нижними входами, то около обоих входов имелись бы отрицательные температурные аномалии, характерные для нижних входов. На самом же деле пещера Каньон, как и положено «правильному» нижнему входу, зимой засасывает воздух, а летом воздух из него вытекает.

А пещера Самохват – «неправильный» нижний вход, так как из него круглый год вытекает воздух. Впервые это описал и дал явлению правильное объяснение А.Л. Шелепин (1995). Кратко опишем эту систему вентиляции: зимой, когда вход в пещеру Самохват должен засасывать воздух, на самом деле отсюда вытекает воздух, засасывая воздух из пещеры Каньон. Так происходит потому, что канал шахты Каньон имеет очень большое сечение и широкий вход. Воздух в этом канале не успевает прогреться. Получается, что в точке соединения двух пещер воздух из

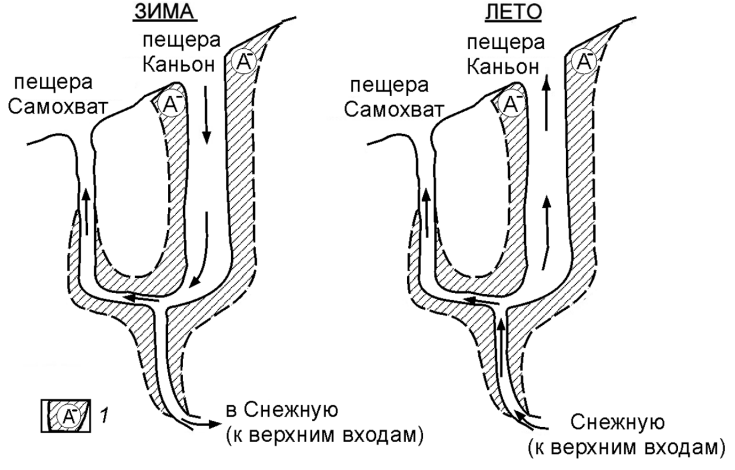


Рис. 2. Функциональная схема воздушной циркуляции системы Каньон – Самохват – Снежная.
1 – зона отрицательной температурной аномалии

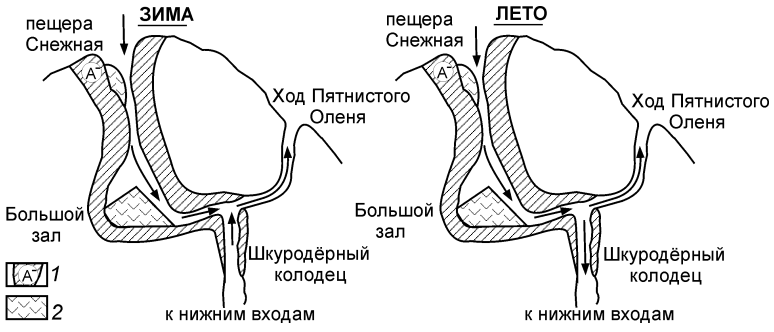


Рис. 3. Функциональныя схема циркуляции воздуха в системе Снежная – Пятнистого Оленя – нижние входы.
1 – отрицательная температурная аномалия, *2* – снег и лёд

пещеры Самохват подпирается снизу холодным более тяжёлым воздухом из пещеры Каньон. Это то же самое, как если бы канал пещеры Самохват выходил не в пещеру Каньон, а «на улицу». Но если у пещеры Самохват на верхнем (вход) и на нижнем концах канала (на развилке) находится зимняя внешняя атмосфера, то воздух, прогреваясь, перетекает от нижнего входа к верхнему. Если бы Каньон был узкой пещерой, то воздух в нём прогрелся бы, и тяга в пещере Каньон уравновесила бы тягу в пещере Самохват. А тяга в пещерной системе Снежная пересилила бы обе тяги, и поток воздуха пошёл бы по обоим каналам вниз к Снежной.

В качестве другого примера рассмотрим сложный случай циркуляции воздуха, который был отмечен у главного входа в пещерную систему Снежная (рис. 3). На рисунке показан один из верхних входов в систему, парадоксальным образом имеющий отрицательную температурную аномалию, притом «неправильную». Здесь ситуация сходна с пещерой Самохват: через главный вход воздух круглогодично течёт в одну и ту же сторону. Но у пещеры Самохват ток воздуха всегда направлен наружу, а у Снежной, наоборот, – всегда внутрь пещеры. Причины такого поведения достойны отдельного разбора. Отметим лишь, что для существования таких аномальных однонаправленных токов воздуха необходима как минимум трёхвходовая система.

В первом примере входы пещеры Самохват и Каньон – это нижние входы, а у пещеры Снежной – верхние входы. Во втором случае верхними входами служат колодец Снежной и выход из хода Пятнистого Оленя, а нижними – нижние входы пещерной системы. Отрицательная температурная аномалия Снежной связана с огромным количеством лавинного снега,

накопленного в Большом зале пещеры в виде снежно-ледяного конуса объёмом от 50 до 96 тыс. м^3 (на глубинах 130–180 м), и крупным снежником во входной системе каналов (глубины от –30 до –120 м). Оба снежника бóльшую часть года «тёплые», т.е. имеют температуру близкую к 0 °С.

Летом стекающий в пещеру тёплый воздух внешней атмосферы тратит энергию на таяние снега и уже на дне входного колодца сильно охлаждается. Измерения показали разброс значений температуры воздуха – от 0,9 до 0 °С. На участке до конца снежно-ледяной части на глубине 180 м от поверхности полость и снег могут охлаждаться ниже нуля за счёт накопления зимнего холода при нисходящей тяге в холодном мешке. Холодный воздух из входа, стекающий в Большой зал, не даёт тёплому воздуху из глубины полости проникать в Большой зал, нарушая естественную печную тягу воздуха.

Воздух в Большом зале, где расположен снежный конус, оказывается всегда холоднее глубинного воздуха. Поэтому он стекает вниз к тройной развилке (верх колодца 23 м и начало входа в ход Пятнистого Оленя на глубине 180 м). Там воздух смешивается с восходящим воздухом из глубины пещеры и выходит наружу через ход Пятнистого Оленя. Получается, что со стороны Большого зала воздух круглогодично движется вниз. Д. Усиков утверждает, что наблюдал зимнюю тягу от колодца 23 м в сторону Большого зала. Это вполне возможно в случае закупорки снегом входа в пещеру Пятнистого Оленя. Такое может случаться довольно часто, учитывая, что этот вход находится на лавиноопасном участке и располагается на дне балки. В этом случае трёхвходовая система превращается в двухвходовую и «неправильность» исчезает на всё время закупорки входа в пещеру.

Ниже этой развилки воздух движется, как и положено для верхнего входа, – летом вниз, а зимой вверх. Но температурная аномалия отрицательна и выше и ниже развилки. Почему выше развилки – мы только что разобрали. А ниже она отрицательная потому, что летом нисходящий воздух охлаждает канал. Это значит, что канал ниже развилки охлаждается летом и греется зимой (ещё одна парадоксальная ситуация), тогда как у «правильных» верхних входов, наоборот, летом канал греется, а зимой охлаждается.

А что же ход Пятнистого Оленя? Зимой он, очевидно, выдаёт наружу смесь тёплого воздуха из глубины пещеры и холодного со стороны Большого зала (см. рис. 3). При этом тяга задаётся тёплым воздухом, а холодный воздух лишь пассивно подсасывается. Летом можно было бы

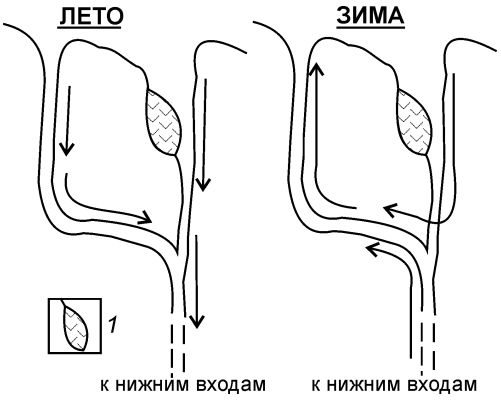


Рис. 4. Функциональная схема «верхнего правильного» и «верхнего неправильного» входов, работающих в паре.
1 – снег и лёд

ожидать, что вход будет работать на всасывание воздуха, т.е. действовать как «правильный» верхний вход. Но выход воздуха был недавно найден на южной стороне хребтика, в котором заложен основной вход Снежной, в 90 м ниже по склону от этого входа. Здесь всегда ветер дует наружу, он тоже «неправильный»: не может образовать ни отрицательной, ни положительной аномалии, он температурно нейтрален.

Таким образом, у нас уже пара «неправильных» входов, работающих вместе, обслуживающих одну систему циркуляцию воздуха в пещерной системе. В чём причина этой «неправильности»? В Ходе Пятнистого Оленя воздух с температурой 3 °С, конечно, тяжелее воздуха летней атмосферы вне пещеры. Но со стороны Большого зала этот воздух подпирается ещё более холодным воздухом с температурой около 0 °С. Относительно воздуха из Большого зала воздух в ходе Пятнистого Оленя более тёплый, и архимедова сила выталкивает его вверх. Достаточно высокий столб холодного воздуха, стоящего выше Большого зала, перевешивает более тёплый воздух в более короткой ветви хода Пятнистого Оленя. Летом через него дует неразбавленный холодный воздух со стороны Большого зала. По пути он частично нагревается от стенок, прогретых в течение зимы более тёплым глубинным воздухом, и выходит наружу при температуре 3,2 °С. Попутно заметим, что вход в пещеру Пятнистого Оленя мог бы оказаться «правильным», если бы он был выше главного входа или лишь чуть ниже (рис. 4). Тогда у нас в паре работали бы верхний «неправильный» и верхний «правильный» входы.

Обсуждение

В классической карстологической литературе классификация входов по температурно-динамическому режиму сводится к нескольким типам: А) пещера с одним верхним входом – тип «холодный мешок»; Б) пещера с одним нижним входом (более редкий тип «тёплый мешок»); В) пещера с отсутствием входа (или с очень узким входом, через который воздухообмен затруднен); температура в такой полости равна температуре окружающих пород (иногда это зона сезонных колебаний температур, а иногда это нейтральная зона); Четвёртый и пятый типы представляют собой двухвходовую систему, в которой различают верхний (Г) и нижний (Д) входы.

Отечественные авторы используют работы В.С. Лукина и отмечают положительные температурные аномалии у верхних входов и отрицательные – у нижних. Особый случай «неправильного» входа на примере пещеры Самохват, как уже отмечалось, описал лишь А.Л. Шелепин. «Западные» авторы с теорией В.С. Лукина в основном не знакомы и понятием «температурная аномалия» не оперируют вовсе. Кратко суть теории Лукина излагает G. Badino (2010). Он даже в качестве примера указывает Кунгурскую пещеру, в которой работал В.С. Лукин. Однако Лукина он не упоминает и ссылку не даёт, хотя тезисы Лукина опубликованы и на английском языке в 1961 г. (Lukin, 1961) и на русском в 1965 г.

Незнание западными авторами рассматриваемой теории особенно удивительно, хотя теория В.С. Лукина полностью объясняет такой феномен как оледенение многовходовых пещер. Европейские авторы правильно отмечают, что оледенение пещер происходит в нижних входах на зимней тяге, но обходят стороной принципиальный вопрос: в чём же асимметрия летней и зимней тяги и почему летняя тяга не ликвидирует полностью запас холода, накопленный зимой?

Возвращаемся к теме классификации входов. На самом деле температурно-динамических типов входов больше, чем шесть, перечисленные в литературе. Наиболее очевидный случай, упущенный всеми без исключения авторами, это вариант Е: нейтральный вход «мёртвой зоны» (зоны с нулевой тягой). Такие входы по высоте расположены приблизительно посредине между верхними и нижними (рис. 5, а). Ток воздуха по ним может совсем не идти, так как давление в таком канале уравновешено с внешним. Летом и зимой это так, но в межсезонье поток воздуха в таких входах может появиться. Это возможно, если верхние и нижние входы высотно разнесены на величины порядка километра и более. В этом слу-

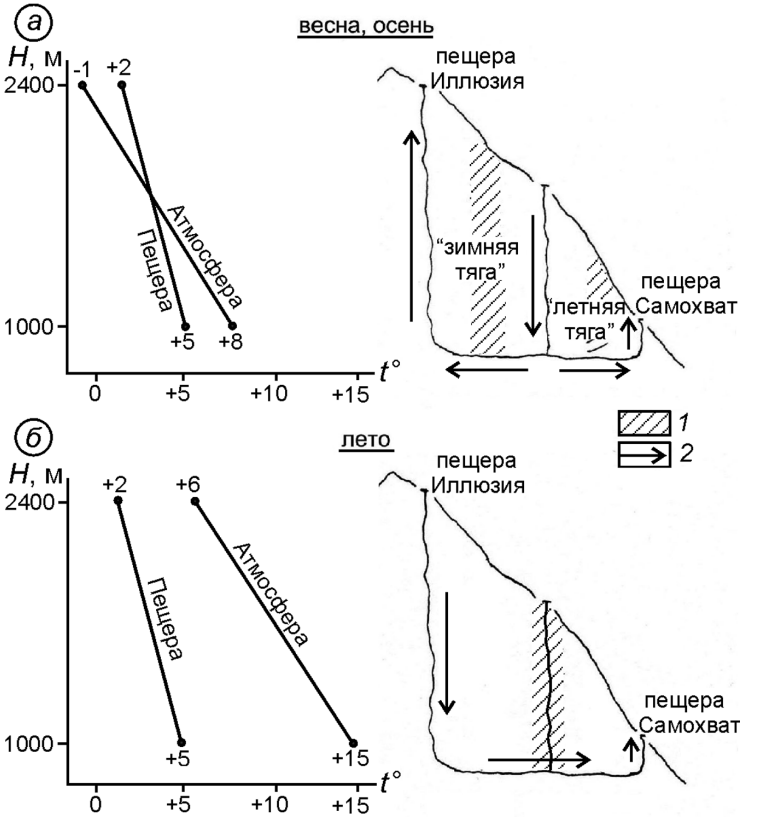


Рис. 5. Схема «летней» циркуляции с «мёртвой зоной» (*а*) и распад единой воздушной циркуляции на две – «летнюю» и «зимнюю» с образованием «мёртвых зон» для каждой из них (*б*)
1 – «мёртвая зона; 2 – потоки воздуха

чае верхняя часть пещеры переходит на зимний тип циркуляции, а в нижней части может сохраняться летняя тяга. В это время входы «мёртвой зоны» могут работать на всасывание воздуха внутрь пещеры (рис. 5, б).

Мёртвая зона временно исчезает, но появляются две новые – для каждой из двух циркуляций своя. Обратный случай (вход мёртвой зоны работает на выдачу воздуха) невозможен, поскольку зона летней циркуляции не может появиться, располагаясь орографически выше зоны зимней циркуляции. Хотя воздух такими входами засасывается из атмосферы, в межсезонье он близок по температуре к средней температуре пещеры, поэтому выраженной температурной аномалии близ этих входов не воз-

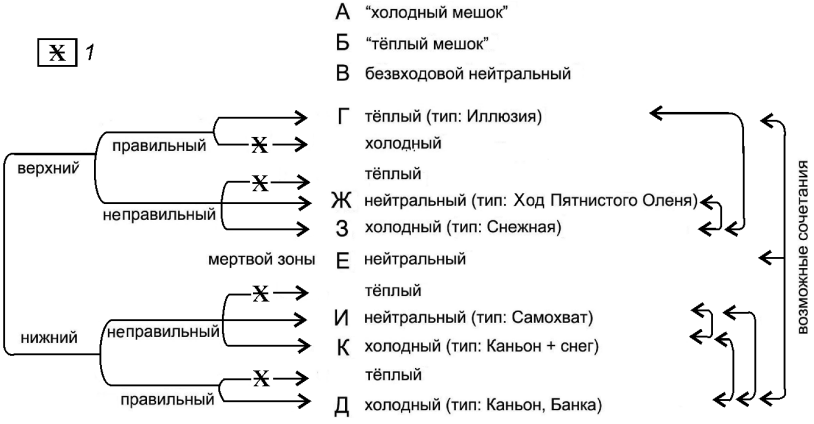


Рис. 6. Классификация температурно-динамических типов пещерных входов. *1* – невозможный вариант

никает. Таковы характерные особенности входов данного типа: работают только на «вдох» и только в межсезонье, летом и зимой не активны, не образуют температурных аномалий (это температурно нейтральный тип).

Теперь рассмотрим целый класс «неправильных» входов. Описанные выше «неправильные» типы функционируют только в связке с соседним входом. А он может быть, как отмечалось выше, как правильным, так и «неправильным». И пара «правильный» – «неправильный» не идентична паре «неправильный» – «неправильный». Поэтому классификация здесь оказывается более сложной. В характеристике каждого типа входа присутствуют сразу четыре параметра: «верхний – нижний»; «правильный – неправильный»; «холодный – тёплый – нейтральный»; важно, в паре с каким входом он работает.

Примеры приведены на рис. 6: Г – верхний «правильный» (тёплый), пример – пещера Иллюзия; З – верхний «неправильный» холодный, пример – пещера Снежная; Ж – верхний «неправильный» нейтральный, пример – пещера Ход Пятнистого Оленя; Д – нижний «правильный» холодный, примеры – пещеры Каньон, Банка; И – нижний «неправильный» нейтральный, пример – пещера Самохват. Последний, ранее не описанный тип – это К – нижний «неправильный» холодный. Привести в качестве примера этого типа известную пещеру автор не берётся, но условия её существования легко вообразить. Это должен быть широкий провал, круглый год забитый снегом, и притом он должен быть нижним входом (рис. 7). Например, если бы ствол пещеры Каньон забивался

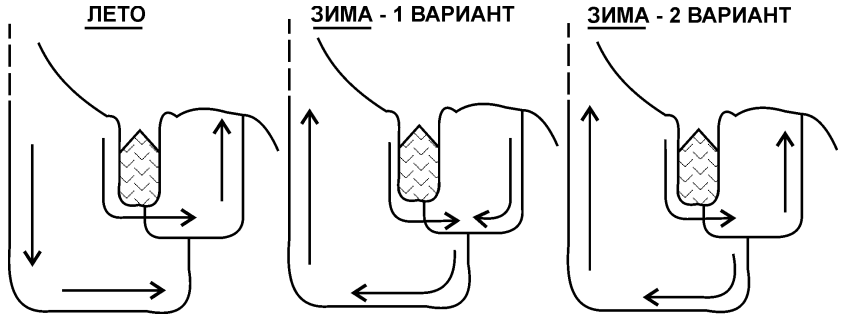


Рис. 7. Два варианта функционирования парных нижних входов: «неправильный» – «неправильный» и «неправильный» – «правильный»

снегом, то как раз получился бы такой вход. Он мог бы функционировать в паре как с «правильным» (см. рис. 7, первый вариант), так и с «неправильным» нейтральным входом (см. рис. 7, второй вариант).

Не все комбинации свойств входов совместимы. Так, невозможны комбинации: верхний «правильный» – холодный, верхний – «неправильный» – тёплый, нижний – «неправильный» – тёплый и нижний – «правильный» – тёплый. Читатели могут сами убедиться в этом, попробовав построить соответствующие функциональные схемы. Приведенная выше классификация представлена в виде схемы на рис. 6.

Интересно проанализировать эту схему с точки зрения симметрии. «Холодному» типу А симметричен «тёплый» тип Б, а промежуточен «нейтральный» тип В. «Тёплому» типу Г симметричен «холодный» тип Д при промежуточном нейтральном типе Е. Можно назвать это антисимметрией с чередованием «тёплый» – «холодный». В «неправильных» входах симметрия нарушена: невозможны «тёплые» неправильные входы – как нижние, так и верхние. Второе нарушение симметрии в том, что не все существующие типы входов могут работать в паре. Если у нижних входов возможны все комбинации между типами, то у верхних входов не все. Невозможна работа в паре типа «Г – пещера Иллюзия» и типа «Ж – пещера Ход Пятнистого Оленя». Где же потеряна симметрия? Ведь нижние и верхние входы, казалось бы, должны быть симметричны? Могут ли быть другие типы, симметричные к З) или к К)?

Ответ отрицательный. Нижний «неправильный» тёплый канал (симметричный пещере Снежной) существовать не может, так как нет аккумулятора тепла, симметричного аккумулятору холода (масса снега), который в летний полуцикл толкал бы воздух внутрь пещеры. Здесь

разные «движители» воздуха. В примере с парой пещер Снежная – Ход Пятнистого Оленя энергетическим движителем служит круглогодичное существование снежного конуса, который, охлаждая воздух, может заставить его двигаться только вниз. Для пары пещера Самохват – пещера Каньон энергетический движитель – солнечная энергия, которая, нагревая внешнюю атмосферу, делает последнюю летом и зимой то теплее, то холоднее воздуха внутри системы и может обеспечить движение воздуха то вниз, то вверх. Верхний «неправильный» тёплый тип (симметричный пещере Самохват) невозможен, так как для его возникновения должен был бы существовать «антипровал», по геометрии как перевёрнутый стакан, и в нём должен был бы скапливаться тёплый воздух, который, в свою очередь, создал бы «неправильный» тёплый вход. Таких «антипровалов» не известно, и вряд ли они возможны.

Заключение

Мы установили десять температурно-динамических типов пещерных входов, четыре из которых ранее в литературе описаны не были. Впервые предложена классификация температурно-динамических типов пещерных входов, основанная на противопоставлении понятий: «верхний вход» – «нижний вход» – «вход мертвой зоны»; «правильный вход» – «неправильный»; «холодный» – «тёплый» – «нейтральный», в зависимости от пары, с каким входом работает.

Литература

Дегтярев А.П. Трактат о пещерных ветрах. 2008. Интернет-публикация. http://club13mm.ru/biblio/

Лукин В.С. Температурные аномалии в пещерах Предуралья и критический анализ теорий подземного холода // Пещеры. 1965. Вып. 5(6). С. 164–172.

Шелепин А.Л. Ветер в пещерах. 1995. Интернет-публикация. http://hinko.org/hinko/Dowloads/11/1/XI-1-04.pdf

Badino G. Undeground meteorology // Acta carstologica. 2010. V. 39. № 3. P. 427–448.

Lukin V.S. Temperature anomalies in the Pre-Ural caves and experience of their quantitative basing // Die Hohle. 1961. V. 12. № 2/3. P. 58.

УДК: 551.44

Проблемы изучения Икских пещер

© 2018 г. А.А. Гунько

Набережночелнинский государственный педагогический университет
gunko.a@mail.ru

Problems of Ikskie caves studying

A.A. Gunko

Naberezhnye Chelny State Pedagogical University
gunko.a@mail.ru

The article describes the caves of the Iks karst site located in the western part of Bashkortostan republic. Caves have been studied and described for 250 years. The descriptions of the various authors do not coincide with each other. Currently, on the site there are two caves 56 m and 155 m long. Also there is grotto with petrochemicals. The karst site experienced a great anthropogenic impact due to the development of local industry and the construction of railways and roads. As a result, some of the caves were lost or destroyed by quarries. The site has potential for further search and exploration of caves. In its territory, more than 20 sites of adsorption of temporary watercourses were found.

Key words: ***Bashkortostan, caves, history of caves study.***

Пещеры Икского карстового участка, расположенного в западной части Республики Башкортостан, известны уже 250 лет, но разные их описания не совпадают друг с другом. В настоящее время здесь доступны две пещеры длиной 56 и 155 м, а также грот, заполненный нефтепродуктами. Карстовый участок испытал большую антропогенную нагрузку из-за развития местной промышленности и строительства железных и автомобильных дорог; ныне часть пещер утеряна или уничтожена карьерами. Участок перспективен для дальнейшего поиска и изучения пещер: здесь обнаружено более 20 мест поглощения временных водотоков.

Ключевые слова: ***Башкортостан, история изучения пещер, пещеры.***

Икские пещеры относятся к числу интереснейших карстовых объектов Поволжья. Они расположены на правом берегу р. Ик в пределах северной окраины г. Октябрьский (Республика Башкортостан) и приурочены к гипсовым толщам кунгурского яруса нижней перми. Активное проявление карстовых процессов сделало этот участок знаменитым уже в XVIII в., когда он был впервые описан в литературе. С этого времени провалы и пещеры Ика многократно исследовались: на небольшой территории было описано множество полостей, часто фигурирующих под одними и теми же названиями, но практически не совпадающих по

указанным морфологическим особенностям и местоположению. В настоящей статье будут рассмотрены причины этого, а также современное состояние пещер и перспективы дальнейших исследований.

Изучение Икских пещер

Впервые об Икской пещере становится известно из опубликованных в 1770 г. «Дневных записок» Н.П. Рычкова, руководителя отряда академической экспедиции. Пещера, согласно описаниям Рычкова, располагалась на нагорной стороне р. Ик рядом с башкирской деревней Мескеу. Вход в неё открывался в глубине «*круглой и при том весьма крутой ямы*». Внутри было обнаружено озеро, частично покрытое льдом. Рычков описал крупный зал длиной 25, шириной 10 и высотой около 2 сажень. Рассматривая вопрос происхождения пещеры, он обратил внимание, что вокруг расположено большое количество «*глубоких ям*», на дне которых виднелись отверстия под землю. Отвергнув версию искусственного происхождения пещер, Рычков указал, что «*они без сомнения имеют свое происхождение от силы под землею стремящейся воды, коя, прорвав местами мягкую землю, сделала сии глубокие пропасти*» (Рычков, 1770). Отрядом Рычкова был составлен план округи с нанесённой на него схемы пещеры.

В 1845 г. при изучении отложений пермской системы карстовый участок и Икские пещеры осматривал геолог Р. Мурчисон (1849). В 1847 г. пещеры «*при татарской деревни Абсалямовой*» и глубокие котлообразные провалы описывались в «Журнале Министерства Внутренних Дел» (Журнал.., 1847). В сводке Горного департамента о каменоломнях России они упоминаются дважды как не связанные друг с другом – сначала при описании Самарской губернии: «*В гипсовой же породе образовались в некоторых местах подземные полости, какова обширная пещера близ башкирской деревни Абсалямова Бугульминскаго уезда…*»; а затем уже Уфимской губернии: «*В крутых береговых возвышенностях верховий р. Ика нередко встречаются в гипсе пещеры, из коих самая значительная, Икская, находится в Белебейском уезде, в 30 верстах от Троицкого завода…*» (Азанчеев, 1894).

В 1913 г. Икскую пещеру обследует П.Л. Драверт. Он не обнаружил в ней льда, что, по его мнению, было связано с вырубкой леса, защищавшего его от таяния. Драверт описал еще одну пещеру со льдом, находившуюся к северо-востоку у деревни Максютово (Драверт, 1916). В том же году участок Икского карста изучался М.Э. Ноинским (1913). В 1933 г.

пещеру Крясь-Тишик (Крясь-Тишек, Керез Тишик – в пер. с татарского «сота», «сотовая дыра») посетил геолог Г.В. Вахрушев. Позднее в своей статье он высказал предположение, что Крясь-Тишик была именно той пещерой, которую описал Рычков в XVIII в. (Вахрушев, 1965).

В 1941 г. здесь работал один из отрядов Экспедиции особого назначения (ЭОН). В материалах ЭОН был упомянут целый ряд пещер. Одна из них – пещера Апселямовская у села Московка близ железнодорожного моста через р. Ик. Вход в неё представлял собой широкую щель, разделённую столбом-целиком. Через 12 м оба прохода соединялись в обширный зал площадью 80–100 м^2 и высотой 1–4 м. В конце зала находился крупный вывал из кровли, за которым пещера сужалась и переходила в понижающийся тупиковый ход. Зимой при обследовании пещеры наблюдались скопления льда. По словам местных жителей, он сохранялся и летом. Помимо Апселямовской в отчёте экспедиции значилась также пещера, описанная Рычковым (на основе его записок), и пещера в районе деревни Московка.

В 1949 и 1962 гг. участок обследовал Б.В. Васильев, сделавший описание трёх пещер (Васильев, 1949). Вход в первую пещеру располагался у деревни Московка возле алебастрового завода на высоте 13–15 м над р. Ик (в межень) и представлял собой небольшой колодец. Две другие пещеры были осмотрены между деревнями Московка и Максютово. Одна из них – Ледяная – находилась в 500 м от деревни Максютово. Вход в неё в виде щели открывался на дне провала. Внутри был осмотрен грот высотой до 5 м, шириной около 40 м. На дне наблюдался слой льда толщиной 0,2 м. Вторая пещера, названная Водяной, находилась в 150 м к юго-востоку от Ледяной. Щелевидный вход в неё также находился на дне провальной воронки. За ним располагался грот высотой 7 м, шириной 50 м и примыкающий к нему коридор длиной 70 м (Васильев, 1962).

В 1953 г. исследованием Икских пещер занимался А.В. Ступишин. Он высказал мнение, что пещеры Ледяная и Водяная были остатками более крупной пещеры, в прошлом описанной Н.П. Рычковым. Ступишин определил протяжённость Водяной пещеры в 100 м при объёме до 1000 м^3, а протяжённость Ледяной в 40 м при объёме 8000 м^3. Он отметил, что высота пещерных сводов достигает критической высоты и близка к средней глубине карстовых провалов на участке. В одном из провалов Ступишин открыл ранее не описанную пещеру Новая, находившуюся на глубине 11–13 м от поверхности. Она имела «*вид длинного коридора, протяженностью до 120 м при ширине до 14 м и*

высоте потолка в 1,7 м» (Ступишин, 1967). Ступишин отнёс пещеры к полостям, разработанным временными подземными водотоками, возникающими за счёт талых и дождевых вод, поглощавшихся понорами.

Летом 1960 г. пещеры между деревнями Московкой и Максютово осмотрел Г.В. Вахрушев. Он обнаружил доступными три пещеры с озерцами. В одной из них он нашёл многолетний лёд. Судя по описанию, он посетил пещеры Ледяную, Водяную и Новую, открытую Ступишиным (Вахрушев, 1965). В 1964 г. пещеры обследовали спелеологи А.Ф. Рыжков и А.П. Панов. К этому времени вход в пещеру Крясь-Тишик оказался обрушен при работе алебастрового карьера. Они осмотрели Ледяную и Водяную пещеры, находившиеся в 1,5 км к западу от Максютово, и определили их общую длину – 113 м. Они также описали «*один из главных гротов*» – Нефтяной. Сбросы нефти в грот с местного нефтедобывающего предприятия образовали в нём нефтяное озеро площадью 200 м² и глубиной 1 м (Максимович, Рубель, 1966).

В последующие десятилетия район Икских пещер не раз осматривался спелеологами, но каких-либо крупных открытий сделано не было. С конца 1990-х годов пещеры часто посещались членами туристско-краеведческого клуба из г. Туймазы (руководитель И.М. Данилко). Вблизи завода стройматериалов, в 1,5 км к югу от моста через р. Ик, ими была обследована пещера, простиравшаяся под территорией завода. Кроме этого, членами клуба в одной из воронок около Максютовского гипсового карьера исследовалась пещера Малая Максютовская.

В 2003 г. территорию вокруг с. Максютово изучали спелеологи г. Набережные Челны (рук. А.А. Гунько, Г.Р. Низамова). Был обследован Нефтяной грот и ряд полостей длиной от 6 до 10 м, попасть в которые можно было через узкие щели-поноры в бортах провалов и карстовых логов. В 2017 г. автором, совместно с А.П. Гунько, проводилось повторное изучение района Икских пещер. Была обследована пещера под заводом стройматериалов, пещера Малая Максютовская и Нефтяной грот, а также карстовые лога на участке между селами Максютово, Япрыково и Бахчисарай.

Современное состояние пещер

Пещера Малая Максютовская находится в 900 м к северо-западу от села Максютово, в 200 м севернее действующего гипсового карьера. Вход в пещеру расположен в основании гипсового обнажения в борту

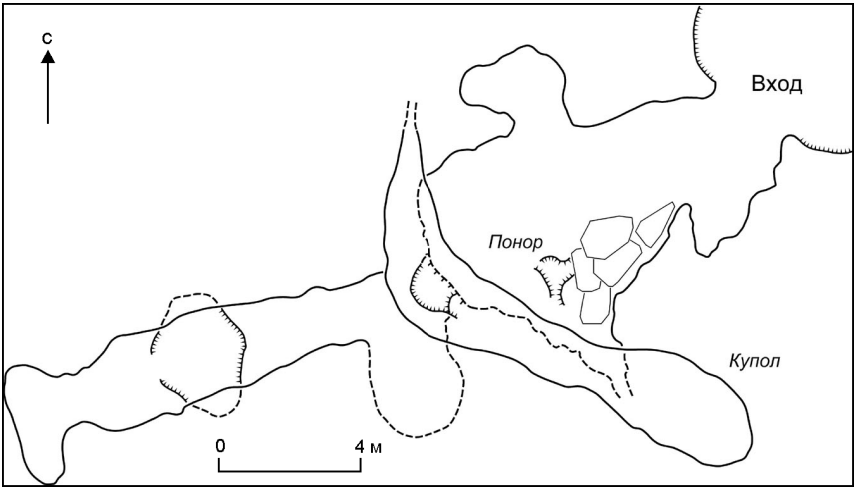


Рис. 1. План пещеры Малая Максютовская. Съёмка А.А. Гунько и А.П. Гунько, 2017 г.

провальной воронки. Это действующий понор при поглощении талых и дождевых вод с небольшого карстового лога. Ширина входа 2,3 м, высота 0,5–0,7 м. По шлейфу наносов можно спуститься в небольшой зал, ориентированный на запад. Его протяжённость 10 м, ширина до 6,5 м, высота до 1,6 м. Пол зала заполнен наносами, а в южной части наблюдаются крупные осевшие глыбы, между которыми прослеживается «русло» временных водотоков с поверхности. Водотоки уходят в сужающийся карстовый колодец глубиной 2,5 м. К югу от зала простирается система узких лазов, а к северу имеется небольшое ответвление длиной 3 м. В западной части зала расположен проход в галерею, огибающую зал с запада и юга. В прошлом галерея представляла собой часть уже описанного зала, но в процессе развития, связанного в том числе с гравитационным ростом, оказалась обособлена. Высота её более 4 м, ширина 1,2–2,3 м. К юго-востоку галерея за счёт нагромождения глыб испытывает подъём. Здесь отмечается обвальный купол, уже достигший некарстующихся пород. У прохода в зал в полу галереи между глыбами находится узкий лаз, через который можно проникнуть в другую галерею, простирающуюся на юго-запад. Галерея имеет ширину 1,3–2,4 м, протяжённость 12,5 м. Высота свода в её центральной части составляет 2,6 м. В конце галерея расширяется до 3,4 м. Общая протяжённость проходимой части Малой Максютовской составляет 56 м (рис. 1).



Рис. 2. Укреплённый свод Нефтяного грота. Фото А.А. Гунько

В 600 м к западу от карьера и в 280 м к юго-востоку от нефтебазы в борту карстового лога расположен так называемый Нефтяной грот, являвшийся, по мнению исследователей 1960-х годов, частью крупной пещеры. Свод грота постоянно обрушается. В настоящее время он укреплён деревянными опорами и имеет ширину около 6 м, высоту до 1,7 м (рис. 2). Он постепенно понижается и смыкается с зеркалом нефтяного озера. Грот сильно закопчён, внутри и вблизи его ощущается резкий запах нефтепродуктов.

Вход в третью доступную пещеру расположен на юго-восточной окраине завода стройматериалов в пределах села Московка. Он открывается на глубине 4 м от поверхности в борту небольшой воронки размером 8×5 м. От входа в юго-западном направлении короткий ход приводит в обширный зал размером 12×14 м, частично заполненный поверхностными наносами. В современных наносах содержится много мусора, в том числе резиновые автопокрышки. Зал разделён небольшой колонной на две части – южную, с развивающимся обрушением свода и нагромождением гипсовых глыб, и северную с низким потолком из-за конуса наносов. От северной части сначала в северо-восточном, а затем в северном направлении идёт понижающийся ход, шириной 3,3–4,5 м. Ход приводит в низкую камеру, высотой 0,5–0,7 м и диаметром около 6 м. От южной части зала пещера продолжается в западном направ-

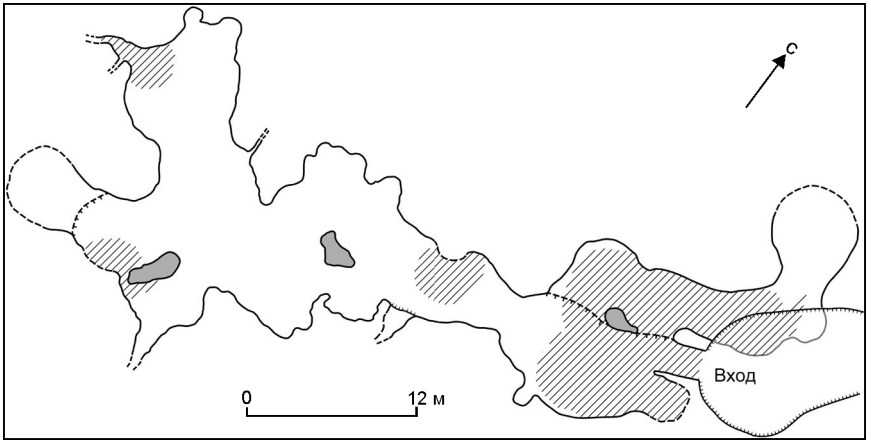


Рис. 3. План пещеры Абсалямовская. Съёмка А.А. Гунько и А.П. Гунько, 2017 г.

лении. Низкая галерея, шириной 4,7 м, перегорожена с севера глиняным конусом, проникающим через отверстие в своде. В этом месте, очевидно, имеется сообщение с близко расположенной поверхностью. За конусом галерея продолжается на расстояние 11 м. От неё в южном направлении два широких прохода ведут в протяжённый зал длиной 23 м, шириной до 8 м. Максимальная высота зала составляет 2,7 м. Зал имеет изгиб в направлении с востока на северо-запад. От него отходят три ответвления: первое – на запад, восходящий раздваивающийся ход, шириной в устье 1,3 м, второе шириной 4,7 м приводит в камеру шириной 6,6 м. Её свод понижается в западном направлении на расстояние более 8,5 м. Через небольшой лаз камера сообщается с третьим ответвлением. Оно имеет ширину 2,5–4,8 м и сужается, простираясь к югу. Общая протяжённость пещеры составляет 155 м. Пещера расположена всего в 4–6 м от поверхности в непосредственной близости от одного из корпусов завода и не совпадает ни с одним из описаний, сделанных прежде. Вероятнее всего, она представляет собой часть Абсалямовской пещеры (Крясь-Тишек), описанной в 1847 г. (рис. 3).

Перспективы исследований

Более чем за 250 лет, прошедших со времени первого упоминания Икских пещер, они многократно изучались и описывались. При этом отмечалась существенная разница в деталях описанной морфологии,

а также различия в данных о точном местоположении пещер. Закономерным результатом такого «описательного феномена» стал очерк об Икских пещерах в книге «Геологические памятники природы Республики Башкортостан», где так называемые пещеры Новая (она же в скобках – Водяная), Крясь-Тишек (Московская), Нефтяной грот и Ледяная оказались объединены на схеме в общую подземную систему (Гареев, 2004).

Причина этой необычной ситуации, на наш взгляд, заключается, в первую очередь, в изменениях ландшафта – с XIX в. эта территория испытала значительные антропогенные изменения: сведены леса между селами Максютово и Московка; построена, а затем упразднена железная дорога Бугульма–Уфа; разработаны крупные гипсовые карьеры; развивается нефтяная промышленность; возводятся заводы стройматериалов и первичной переработки нефти; ведётся дачное строительство; прокладываются линии электропередачи и новые дороги. Столь активное освоение территории привело к тому, что некоторые из пещер были уничтожены либо утеряны.

Вторая причина – интенсивная закарстованность Икского участка. Очевидно, полости, сформировавшиеся в гипогенных условиях, в период углубления долины р. Ик испытали омоложение за счёт перехвата поверхностного стока. Малая глубина расположения пещер, а также гравитационный дрейф полостей привёл к образованию большого числа провалов. Провалы, локализуя сток, оказали влияние на поверхность, где в покровных отложениях стали формироваться линейные эрозионные формы. Обособленные полости, вскрытые этими провалами, в разное время фиксировались на довольно значительной площади, часто в совершенно разных местах. При этом в публикациях и отчётах исследователи пытались привязать их к ранее известным пещерам. Отсюда неизбежно возникала путаница. Например, Ледяная пещера описывалась то в 500 м южнее Максютово, то в 1,5 км западнее. То же и с другими Икскими пещерами.

В настоящее время в перечне пещер Республики Башкортостан числится пять Икских пещер: Крясь-Тишек (Московская); Водяная (Максютовская 2); Новая (Максютовская 3); Максютовская; Ледяная (Максютовская 1) (Пещеры Поволжья.., 2010). В действительности же установить в точности, какие из ныне доступных полостей относятся к фрагментам изученных в прошлом пещер, – задача почти невыполнимая. Ещё более сложная задача – установление действительного

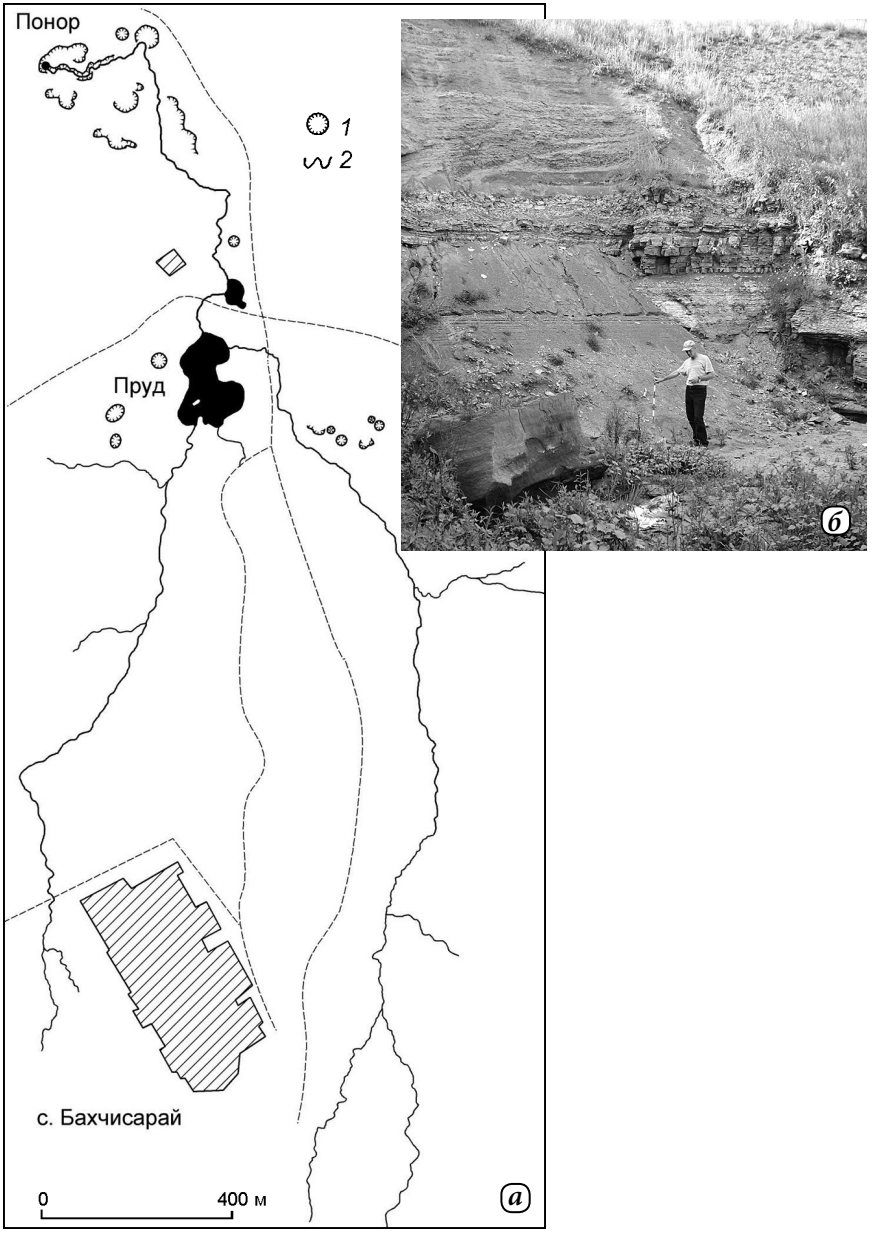


Рис. 4. Япрыкинско-Бахчисарайский карстово-эрозионный комплекс: *а*) план комплекса. *1* – карстовые воронки, *2* – водотоки, пунктир – дороги; *б*) на дне провала с основным поглощающим понором. Фото А.А. Гунько

положения Икской пещеры, описанной Н.П. Рычковым. В литературе XX в. эта пещера отождествлялась то с системой Ледяная–Водяная, то с пещерой Крясь-Тишек. Единственный источник, указывающий на местоположение пещеры, – карта, составленная Рычковым, однако она по современным представлениям весьма условна.

Сегодня участок Икских пещер продолжает оставаться перспективным для спелеологических исследований. Карстовый рельеф участка достаточно динамичен и при регулярных исследованиях возможно выявление новых пещер. Здесь скрыты обширные подземные пространства, активно поглощающие поверхностные водотоки. Отмечается более 20 карстово-эрозионных комплексов, состоящих из карстовых провалов и котловин, а также поверхностных эрозионных форм – оврагов, балок. Наибольший интерес представляет Япрыкинско-Бахчисарайский комплекс, имеющий разветвлённую систему постоянных и временных водотоков с площадью водосбора свыше 3 км^2 (рис. 4).

На базе одной из карстовых котловин был организован пруд, обеспечивающий водой животноводческую ферму. В нижнем течении объединённое русло водотоков имеет глубокий врез (с водопадами) и поглощается понором на дне карстового провала глубиной более 12–17 м от поверхности. В весенний период в провале образуется озеро диаметром более 50 м, глубиной до 10 м, которое затем полностью поглощается понором. В летнее время понор просматривается на глубину более 5 м и при необходимости может быть вскрыт.

К сожалению, на карстовом участке продолжается развитие нефтяного промысла (прокладка трубопроводов, бурение скважин) и расширение Максютовского карьера, провоцирующие глубокие изменения сложившегося карстового ландшафта и нарушение экологии. К примеру, на участке между Нефтяным гротом и гипсовым карьером в 2017 г. обнаружены следы несанкционированного слива нефтепродуктов в зону поглощения поверхностного водотока карстовой системой. Из доступных пещер лишь Малая Максютовская имеет хорошее экологическое состояние. Пещера в села Московка сильно замусорена, а Нефтяной грот более 50 лет остаётся заполненным нефтепродуктами. Подобное отношение к этой уникальной территории, а также недостаточное внимание со стороны природоохранных структур может привести к полному физическому уничтожению уже известных и ещё не открытых наукой подземных памятников природы.

Литература

Азанчеев Ю. Каменоломни и разработки простых полезных ископаемых в России. СПб: Горный департамент, 1894. 346 с.

Васильев Б.В. О некоторых закономерностях карстопроявлений в бассейне реки Ик (на юго-востоке Татарской АССР). Доклады АН СССР. 1949. Т. 65. № 4. С. 531–534.

Васильев Б.В. Карстовые пещеры в Октябрьском районе Башкирской АССР // Пещеры. 1962. Вып. 2. С. 47–48.

Вахрушев Г.В. Ледяные пещеры Башкирии в гипсах и ангидритах // Пещеры. 1965. Вып. 5 (6). С. 23–26.

Гареев Э.З. Геологические памятники природы Республики Башкортостан. Уфа: Тау, 2004. 296 с.

Драверт П.Л. К минералогии пермских отложений на реке Ик. Приложение к протоколам заседаний общества естествоиспытателей при Императорском Казанском университете. № 317. 1916. 23 с.

Журнал Министерства Внутренних Дел. Ч. XVIII. СПб.: Тип. Министерства внутренних дел, 1847. 530 с.

Максимович Г.А., Рубель Р.Б. На земле и под землей. Свердловск: Средне-Уральское книжное изд-во, 1966. 176 с.

Мурчисон Р.И. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. На основании наблюдений, произведенных Р.И. Мурчинсоном, Э. Вернейлем, А. Кейзерлингом. Ч. 1. СПб.: Тип. И. Глазунова и К., 1849. 1182 с.

Ноинский М.Э. Отчет о поездке для геологического обследования берегов реки Ик в месте перехода сооружаемой ж/д линии Бугульма–Чишма. Казань, 1913. 9 с.

Пещеры Поволжья, Урала и Приуралья. Статистический справочник. Набережные Челны: Набережночелнинский гос. пед. ун-т, 2010. 71 с.

Рычков Н.П. Журнал или дневные записки путешествия капитана Рычкова по разным провинциям Российского государства 1769 и 1770 годов. Ч. 1. СПб.: при Императорской Академии Наук, 1770. 132 с.

Ступишин А.В. Равнинный карст и закономерности его развития на примере Среднего Поволжья. Казань: Казанский гос. ун-т, 1967. 291 с.

УДК: 549.745:550.72:579.266

Особенности формирования спелеотемы «лунное молоко» в пещере Прощальная (Хабаровский край)

© 2018 г. О.С. Шадрина, Л.М. Кондратьева

Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, Хабаровск
oksasha.polevskaya@mail.ru

Features of speleothem "moonmilk" formation in the Proshchal'naya Cave (Khabarovsk Territory)

O.S. Shadrina, L.M. Kondratyeva

Institute of Water and Ecological Problems, Far East Branch of RAS, Khabarovsk
oksasha.polevskaya@mail.ru

The results of complex studies of the elemental composition of the speleothem "moonmilk" and natural water in the Proschal'naya Karst Cave, including the internal stream, drip and fracture water are presented. Microbiological cultivation methods, mass spectrometry and scanning electron microscopy were used to determine the factors of speleothem formation. It was shown that chemolithotrophic and heterotrophic bacteria (genera *Rhodoferax, Geothrix and Bacillus)* take part in initial stages of biofilm formation on rocks. These bacteria are capable of producing exopolymers in which various elements from natural waters can accumulate. Microstructure of "moonmilk" samples from the Proschal'naya Cave are represented by needle-tubular crystals and clavate structures immersed in a loose mycelial net.

Key words: ***dripwater, karst, «moonmilk», water of fractures.***

Представлены результаты комплексных исследований элементного состава натёчного образования «лунное молоко» и природных вод в карстовой пещере Прощальная, включая внутренний водоток, капельные и трещинные воды. Для определения факторов формирования натечного образования использованы методы микробиологического культивирования, масс-спектрометрия и сканирующая электронная микроскопия. Показано, что на первых этапах формирования биоплёнок на горных породах принимают участие хемолитотрофные и гетеротрофные бактерии, принадлежащие к родам *Rhodoferax, Geothrix* и *Bacillus*, способные продуцировать экзополимеры, в которых могут накапливаться различные элементы из природных вод. Микроструктура образцов «лунного молока» из пещеры Прощальная представлена игольчато-трубчатыми кристаллами и булавовидными структурами, погруженными в мицелиальную рыхлую сеть.

Ключевые слова: ***капельная вода, карст, натёчное образование «лунное молоко», трещинная вода.***

Состояние проблемы

Карстовые процессы развиваются в результате взаимодействия воды с горными породами. Обязательное условие образования карста – дренаж воды, интенсивность которого напрямую зависит от климата. Карстовые пещеры выступают в качестве автономных подземных экосистем, которые могут быстро откликаться на изменение климатических условий и состояния окружающей среды (Vesper et al., 2001; Musgrove, Banner, 2004). Трещиноватость горных пород, в том числе известняков, – это основной фактор, который приводит к развитию карста (Дублянский, Дублянская, 2004).

Экспериментальные исследования свидетельствуют о том, что циклы углерода и кальция, динамика карстовых процессов связаны не только с изменением климата. Общий сток углерода с карстовых водосборов в значительной степени зависит от карбонатного выветривания горных пород и происходящих изменений в землепользовании (Liu et al., 2015; Zeng et al., 2016).

Химически активные карстовые воды образуются при смешении поверхностной воды, содержащей кислород и углекислоту, с подземными водами. При миграции этих кислых вод растворяются известняки и доломиты. Доломит самый стабильный карбонатный минерал, широко распространённый в древних осадочных породах и редко встречающийся среди современных отложений. Генезис доломита до настоящего времени относится к дискуссионным вопросам (Zhang et al., 2012).

Среди карбонатных минералов в пещерах во всём мире чаще всего встречается кальцит с низким содержанием магния. Кальцит обладает низким диагенетическим потенциалом. Основная его форма $CaCO_3$ довольно стабильна, поэтому большинство исследователей палеоклимата используют кальцитовые сталагмиты для обоснования температурного режима и количества выпадавших осадков. Второй наиболее распространённый карбонатный минерал натёчных образований – арагонит, который может быть стабильным на протяжении многих тысяч лет в зависимости от местных условий. При изменении условий на поверхности Земли арагонит может превращаться в кальцит. Чаще всего арагонит встречали в пещерах среди доломитовых пород, особенно в районах тёплого климата. Однако совсем недавно австрийские исследователи показали, что арагонит может встречаться в альпийских пещерах при низких температурах (Spötl et al., 2016).

Формирование большинства натёчных образований (спелеотем) в пещерах связано с водой, которая может течь, капать, двигаться тонкими

плёнками (Hill, Forti, 2007). Расширение пустотного пространства карбонатных пород тесно связано с процессами их растворения и выщелачивания. Геохимический состав воды зависит от температурного режима и особенностей растворяющихся пород, с которыми взаимодействуют её потоки (Кадебская, 2016). При прохождении дождевой воды через почвенно-растительный слой происходит снижение pH за счёт гуминовых кислот, CO_2 и обменного водорода, соответственно растёт их агрессивность по отношению к карбонатным породам (Жабинская, 2003).

На специфику вторичного осаждения кальцита существенное влияние оказывает элементный состав капельной воды. Например, в присутствии *Mg, Sr* и *Ba* изменяются параметры осаждения $CaCO_3$. С другой стороны, при повышении температуры воздуха активизации биогеохимических процессов в поверхностных отложениях может увеличивать количество выделяемого CO_2 и наблюдаться повторное растворение карбонатов и, как следствие, изменение химического состава капельной воды (Wassenburg et al., 2012). Процессы, влияющие на соотношение *Mg/Ca* в капельной воде, включают время взаимодействия карстовых вод с породами, несогласованное растворение доломита и селективное выщелачивание *Mg* по отношению к *Ca* (Fairchild, Baker, 2000).

Вторичное осаждение кальцита происходит, когда вода взаимодействует с газовой фазой с более низким парциальным давлением CO_2. В пределах карстового водоносного горизонта пространство, занимаемое газом, увеличивается в более засушливых условиях. При изменении климата лимитирующее значение приобретает соотношение *Mg/Ca*, влияющее на динамический процесс взаимных переходов кальцит–арагонит–кальцит (Wong et al., 2011; Wassenburg et al., 2012). Многие исследователи считают, что древние арагонитовые спелеотемы следует тщательно изучать в сравнении с современным кальцитом, чтобы более точно интерпретировать экологические и климатические изменения в геологические периоды Земли.

Морфогенез карстовых полостей специалисты связывают с деятельностью микроорганизмов. Одним из факторов карстообразования служит растворение карбонатных минералов микробными метаболитами. Современный цикл кальция определяется, прежде всего, биологически опосредованными реакциями растворения (выщелачивания) и осаждения карбонатов (Заварзин, 2003). Активное преобразование микроорганизмами материнских пород обусловлено их способностью окислять и восстанавливать элементы с переменной валентностью, которые входят в состав кристаллической решётки минералов. В результате бактери-

ального метаболизма выделяющийся CO_2. создаёт благоприятную обстановку для растворения карбонатов. Минерал при этом может быть полностью разрушен или трансформирован в другой вторичный минерал (Максимович, Хмурчик, 2012).

Карбонаты кальция, осаждённые под действием биологических процессов или связанные с ними, наиболее широко распространены на Земле, по сравнению с $CaCO_3$ физико-химического генезиса (Skinner, 2005; Weiner, Dove, 2003). Принимая во внимание, что кальцит отличается большим разнообразием морфологии кристаллов, широко известные структуры из пещерных спелеотем были сгруппированы в несколько категорий (Frisia, Borsato, 2010): столбчатые, дендритные, микритовые, микроспаритовые и мозаичные кальциты. Предлагаемый порядок от столбчатых типов до мозаичного кальцита представляет собой правдоподобную иерархическую систему, которая учитывает изменения скорости капания (стекания) воды, постепенное увеличение индекса насыщения кальция и отношения *Mg/Ca* и, наконец, диагенетическое превращение.

Для пещер характерны многочисленные и разнообразные формы отложения минералов и натечных образований (Culver, Sket, 2015). Особый интерес среди спелеотем вызывает «лунное молоко» (*moonmilk*), которое формируется на вертикальных и горизонтальных поверхностях карстовых пещер (Sanchez-Moral et al., 2012). Описаны различные формы отложений «лунного молока»: натёки, пленки, толстые слои, налёты и прожилки в глине. Считают, что это вторично отложенный пластичный минерал (карбонат кальция), гидратированной, губчатой или пастообразной, творожистой или сухой массы белого (реже палево-кремового) цвета (Maciejewska et al., 2015).

Установлено, что биоплёнки белого и жёлтого цвета – самые обширные и мощные в районах с большим количеством осадков (Northup et al., 2011). Было доказано, что белый и жёлтый цвет спелеотем не является прогнозным фактором разнообразия сообщества. Так, по данным (Hathaway et al., 2014), структура микробного сообщества спелеотем зависит от географического расположения, содержания азота, органических веществ (ОВ), меди и количества осадков.

В результате исследований 14 пещер из разных географических зон, отличающихся экологическими условиями и химическими факторами, было показано, что цвет натёчных образований (белый, жёлтый или коричневый) определяется составом микробных сообществ, который зависит от структуры микробиоценозов вышележащих почв. Использование современных молекулярно-генетических методов и кластерного

анализа позволило доказать существенные таксономические различия в разнообразии сообществ спелеотем из разных пещер, в том числе имеющих разный цвет натёчных образований. Жёлтые и белые пленки не определяют разнообразие сообщества, а вот коричневый цвет был отнесён к строго положительному фактору для прогнозирования высокого разнообразия спелеотем. По мнению авторов, главным фактором, определяющим разнообразие сообщества, служит природа минералов, с которыми взаимодействуют микроорганизмы (Lavoie et al., 2017).

Исследования спелеотем в пещере туннельного типа в северной Швеции показали, что в натёчной коре происходит чередование слоёв: тёмных – содержащих органическое вещество и светлых – содержащих кальцит. Предполагают, что слои, богатые органическими веществами, отражают условия микробного роста в пещере в течение весенне-летних сезонов, в то время как неорганические слои представляют прирост спелеотем во время зимы или в начале весны (Sallstedt et al., 2014). Исследователи всё более склонны считать, что при формировании спелеотем ведущую роль играют органические соединения и микроорганизмы, и их образование не может быть продиктовано только абиотическими «неорганическими» процессами (De Choudens-Sánchez, González, 2009; Frisia, 2015).

Установлено, что представители филы *Actinobacteria* доминируют в структуре сообщества биоплёнок, обнаруженных во многих пещерах (Porca et al., 2012), но их число значительно падает в более сухих местообитаниях пещер. Актинобактерии встречаются в биопленках разного цвета: в коричневых до 37%, белых – 39%, желтых – до 44% (Lavoie et al., 2017). Установлено, что *Actinobacteria* способны к нитрат-зависимому окислению железа (Kanaparthi et al., 2013). Большинство выделенных микроорганизмов, окисляющих Fe (II) за счёт восстановления нитратов – миксотрофы, они нуждаются в сопутствующих органических веществах для поддержания своей активности (Laufer et al., 2016).

В связи с глобальным изменением климата и антропогенной нагрузкой на устойчивость экосистем всё более актуальными становятся исследования, объединяющие в единое целое многие биогеохимические процессы при взаимодействии воды с горными породами (Шварцев, 2012). Хотя известно, что микроорганизмам принадлежит важная роль в трансформации и разрушении горных пород, до сих пор остаётся спорным вопрос о механизмах формирования натёчных образований, включая «лунное молоко», и не определены ведущие факторы его формирования. Некоторые исследователи предпочитают использовать понятие «био-

масса лунного молока» (Summers et al., 2013), тем самым подчёркивая не только присутствие микроорганизмов, но и их значимую роль в формировании этого натёчного образования.

Ещё недавно считали (Boch et al., 2011), что для правильной интерпретации палеогеологических датировок большое значение имеют механизмы дегазации и скорость падения капель воды в пещерах. Однако в последних исследованиях натёчных образований установлено, что важнее всего состояние насыщения и отношение *Mg/Ca* в стекающих и капельных водах, а не обязательно скорость падения капель, которая может быть относительно постоянной. Была предложена (Frisia, 2015) упрощенная концептуальная модель иерархии структур в спелеотемах (микростратиграфия), которая позволяет распознавать изменения окружающей среды во время осаждения кальцитов с использованием следующих критериев: а) прогрессивный «гидрологический стресс»; б) постепенное увеличение насыщения капельной воды; с) постепенное увеличение содержания *Mg* и примесей (загрязнений); г) диагенез. Последовательность изменения структуры спелеотем приведена в графической форме и позволяет проводить прямое сравнение с серией геохимических данных.

Климатическая и экологическая значимость сходства или различий в геохимическом строении столбчатых сталагмитов и натёчных образований из пещер разных регионов мира может стать более надёжной основой для датировок изменения палеоклимата по сравнению с традиционной оценкой геологических временных рядов. Это особенно наглядно демонстрируется в голоцене (Frisia, 2015), когда изменения в геохимических значениях могут быть незначительными, а структура натёчных образований подвергается более существенной трансформации, которая связана с изменениями насыщенности природных вод разными элементами, скоростью водотока, поступлением частиц детрита или органических соединений.

Цель настоящей работы – определить вклад абиотических (состав природных вод) и биотических факторов (структура и активность микробных сообществ) в формировании натёчного образования «лунное молоко» из пещеры Прощальная (Хабаровский край).

Объекты и методы исследования

Пещера Прощальная относится к ландшафтному памятнику природы краевого значения и находится на юге Хабаровского края в районе имени Лазо в центральной части горной системы Сихотэ-Алинь. На отдельных

участках карстовых форм рельефа наблюдаются выходы на земную поверхность известняков палеозойского возраста, которые слагают днище долины р. Сегды-Селенка и её правый берег на протяжении около 6 км. На фоне высоких летних температур и большого количества атмосферных осадков (800–900 мм) в течение большей части года происходит растворение известняков под влиянием гумусовых кислот, поступающих из почв и взаимодействующих с карстующимися породами. По химическому составу карстовые воды Дальнего Востока относятся преимущественно к гидрокарбонатно-кальциевым, реже встречаются хлоридно-гидрокарбонатно-кальциевые со средней степенью минерализации (Берсенёв, 1989). На правом склоне долины р. Сагды-Селанка на высоте 50 м от его основания расположен вход в самую протяжённую на российском Дальнем Востоке пещеру Прощальная (Петров и др., 2000; Махинов и др., 2016). Пещера характеризуется множеством галерей, колодцев, залов разного размера, в которых встречаются натёчные образования разного цвета и консистенции. На участках распространения карстующихся пород почвы и грунты характеризуются высокой фильтрационной способностью. Почвенный покров представлен бурозёмами ненасыщенными с довольно мощным гумусовым горизонтом (более 30 см) под кедрово-широколиственным лесами и бурозёмами иллювиально-гумусовыми на террасах и пологих шлейфах склоновых отложений. Атмосферные осадки быстро проникают в породы по полостям и трещинам. В пещере обнаружен внутренний водоток с резко изменяющимся по сезонам уровнем воды (Махинов и др., 2016).

Образцы натёчного образования «лунное молоко» (рис. 1) разной консистенции и природных вод (капельной, трещинной, из внутреннего водотока) были отобраны в пещере Прощальная в весенне-осенний периоды 2014–2017 гг. во время спелеологических экспедиций турклуба «Оникс» Дальневосточного государственного университета путей сообщения под руководством В.О. Шадрина. Температура воздуха в пещере на момент отбора образцов составляла 3–4 °С.

Анализ структуры микробного сообщества спелеотемы «лунное молоко» проводили методом предельных разведений с использованием сред с разной концентрацией органических веществ (крахмал-аммиачный агар – КАА; рыбо-пептонный агар – РПА; РПА, разбавленный в 10 раз). В зависимости от поставленных задач культивирование проводили при разном температурном режиме: 9, 23, 37 и 43 °С. Активность роста микроорганизмов определяли на спектрофотометре Unico 2800. Для анализа биохимических свойств бактерий рода *Bacillus* использова-

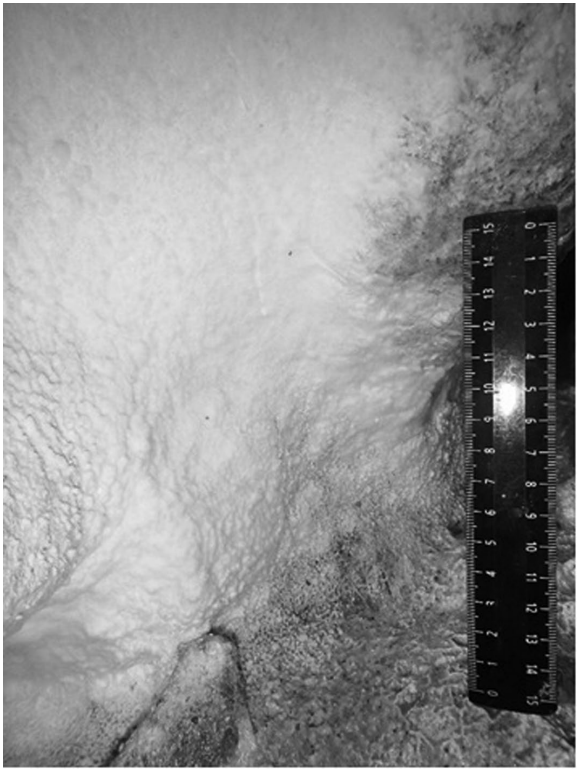


Рис. 1. Общий вид натёчного образования «лунное молоко» на стенах в пещере Прощальная

ли предложенную идентификационную таблицу (Васильев и др., 2013). Количественный анализ полимеразной цепной реакции (ПЦР анализ) проводили согласно общепринятым методикам (Kubista et al., 2006).

Анализ общего содержания ионов металлов в природных водах и спелеотеме «лунное молоко» проводили в Хабаровском инновационно-аналитическом центре при Институте тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН. Пробы воды анализировали методом TotalQuant на ICP-MS фирмы PerkinElmer (США) по стандартным методикам (аналитики Е.М. Голубева, А.О. Штарева). Микроструктуру «лунного молока» исследовали с помощью сканирующего электронного микроскопа (EVO-40HV, Carl Zeiss, Германия) с напылением платины в режиме вторичных электронов (оператор Н.С. Коновалова). Для определения элементного состава использовали кремний-дрейфовый рентгеновский детектор X-MAX 80 мм^2.

Результаты и обсуждение

По гидрометеорологическим данным в районе исследования в весенний период среднее количество выпавших осадков составило в 2015 г. 105 мм, в 2016 г. 136 мм и в 2017 г. 48 мм. Известно, что часть стока р. Сагды-Селанка у подножья пещеры Прощальная теряется под землёй (Махинов и др., 2016); сезонные наблюдения, подтверждённые химическим анализом, показали, что направление водотока может изменяться в зависимости от уровня поверхностных вод. За время циркуляции воды в пещере внутренний водоток обогащается ионами кальция и в зависимости от сезона оказывает влияние на химический состав поверхностных вод р. Сагды-Селанка.

Исследования природных вод. В осенний период 2015 г. было установлено, что содержание индикаторного элемента кальция в воде р. Сагды-Селанка было выше, чем весной (табл. 1). Это может быть связано с весенним разбавлением поверхностного водотока во время снеготаяния, а в период межени выносом воды с повышенным содержанием кальция из внутреннего водотока пещеры в реку. По химическому составу в зимний период, когда в пещере фактически отсутствует капельная и трещинная вода, внутренний водоток может питаться главным образом втекающими водами р. Сагды-Селанка. В конце зимнего периода (февраль, 2018 г.) различий в содержании основных элементов во внутреннем водотоке и в р. Сагды-Селанка не обнаружено. Об отсутствии влияния инфильтрационных вод говорит низкое содержание в воде алюминия: 0,23–1,73 мкг/л. В весенний период в капельной воде его содержание может варьировать в пределах 214–344 мкг/л.

За весь период наблюдений максимальное содержание *Ca, Fe* и *Mn* было обнаружено в капельной воде в весенний период. Обогащение вод железом происходит как вследствие выщелачивания и растворения железистых минералов и пород, так и в результате обменных реакций, происходящих в поровых растворах горных пород. Следует также отметить сезонную асинхронность в содержании *Mn* в капельной и трещинной воде. В ноябре 2015 г. в трещинной воде содержание *Mn* было значительно выше, чем в капельной воде и водотоках. Весной 2016 г. концентрация *Mn* в трещинной воде была ниже, чем в других пробах воды (Полевская, Голубева, 2017). Это может быть связано с характером инфильтрации воды через разные каналы после весеннего снеготаяния и осенних дождей. Важную роль играют, органические вещества, определяющие интен-

Таблица 1. Динамика элементного состава воды во внутреннем водотоке (ВВ) пещеры Прощальная и р. Сагды-Селанка (С-С) в 2015–2018 гг.

Элементы	Объект	05. 2015	11. 2015	05. 2016	05. 2017	02.2018
Al	ВВ	40,56	14,43	154,73	24,73	0,23
	С-С	55,56	24,56	80,07	90,75	1,73
Ca	ВВ	10115,49	11832,49	9029,58	9814,30	13648,23
	С-С	4941,57	11574,59	7319,85	6593,93	12871,83
Mn	ВВ	1,34	1,28	8,85	0,34	<0.001
	С-С	1,54	1,12	2,81	3,14	<0.001
Fe	ВВ	79,90	55,09	132,27	97,49	10,22
	С-С	79,14	62,27	72,21	127,95	17,39
Zn	ВВ	1,82	<0,001	<0,001	2,72	1,53
	С-С	3,77	5,52	0,98	5,68	<0,001
Cu	ВВ	5,17	0,08	<0,001	0,44	8,07
	С-С	4,16	0,28	<0,001	1,68	3,78
As	ВВ	0,41	0,46	0,55	0,62	0,54
	С-С	0,43	0,43	0,56	0,53	0,55
Hg	ВВ	<0,001	<0,001	<0,001	0,31	<0,001
	С-С	<0,001	<0,001	0,002	0,17	<0,001
Pb	ВВ	<0,001	0,21	<0,001	0,094	<0,001
	С-С	0,003	0,76	0,12	0,18	<0,001

сивность микробиологических процессов на биогеохимическом барьере «вода–порода» и влияющих на содержание растворённых форм *Fe* и *Mn*.

Из проб воды разного генезиса были изолированы 50 штаммов бактерий. На основании различных культурально-морфологических характеристик были отобраны 10 штаммов для изучения биохимической активности. Установлено, что штаммы, выделенные из речной и трещинной воды, наиболее активно использовали в качестве источника углерода моносахара: *β*–галактозу, глюкозу, маннозу и арабинозу. Штаммы бактерий, выделенных их речной воды и внутреннего водотока, утилизировали дисахариды: лактозу и сахарозу. Известно, что гидролиз ди-, три- и полисахаридов катализирует фермент карбогидраза, регулирующий равновесие между разными формами неорганического углерода, в том числе бикарбоната, участвующего в осаждении кальция в природе (Smith, Ferry, 2000). Некоторые штаммы, изолированные из трещинной воды и один представитель капельной воды использовали для жизнедеятельности аминокислоты (аргинин, лизин, орнитин). Спирты (инозит, сорбит, манит) активно утилизировали штаммы внутреннего водотока и трещинной воды.

Максимальную активность по отношению к используемым источникам углерода проявили бактерии, изолированные из трещинной воды. Все эти микроорганизмы могли проявлять биохимическую активность при колонизации пород и принимать участие в формировании «лунного молока».

Структура и активность микробного сообщества «лунное молоко». В последние годы появилось много сведений, которые дают основание полагать, что натёчное образование «лунное молоко» с большой долей вероятности можно отнести к биоминералам, которые формировались при участии бактериальных биоплёнок. Во многих работах приведены убедительные данные о присутствии в спелеотеме «лунное молоко» различных групп микроорганизмов, показана их важная роль в процессе осаждения кальция (Portillo, Gonzales, 2011). Экспериментально доказано, что некоторые бактериальные культуры, выделенные из «лунного молока» на селективных средах, содержащих растворимые соли кальция, были способны к кристаллизации кальцита (Baskar et al., 2006).

При анализе структуры микробного сообщества из «лунного молока» пещеры Прощальная (май 2016 г.) было установлено, что в образцах, имеющих творожистую массу, преобладали гетеротрофные микроорганизмы, потребляющие высокие концентрации азотсодержащих органических веществ (NOB), а в образцах маслянистой консистенции – микроорганизмы, предпочитающие низкие концентрации NOB. Наибольшее разнообразие морфотипов колоний культивируемых бактерий отмечено на среде с низкой концентрацией ОВ. Существенный вклад в разнообразие микроорганизмов вносили нитрифицирующие бактерии, однако крахмал как источник углерода микроорганизмы утилизировали менее активно.

При низких концентрациях ОВ развивались бактерии, образующие крупные слизистые колонии. Согласно литературным данным слизистые полимерные соединения способствуют более интенсивной адгезии бактериальных клеток к поверхности (Maciejewska et al., 2015). Микроорганизмы и их внеклеточные полимерные вещества выступают как эффективные центры формирования новых микроструктур за счёт инкрустации биоплёнок химическими элементами (Perry et al., 2004). Биополимеры могут участвовать в катионном обмене и ингибировать отложение минералов, если в воде присутствуют очень высокие концентрации ионов Ca^{2+} или Mg^{2+}.

Важное роль в развитии первопоселенцев играет температурный режим. Согласно проведённым исследованиям, бактерии, выделенные из «лунного молока» пещеры Прощальная, росли при широком диапазоне

температур: активный рост наблюдали при 23 и 37 °С, умеренный – при 43 °С, замедленный – при 9 °С. Оптимальная температура роста для большинства штаммов составляла 23 °С. Они были отнесены к мезофильным микроорганизмам. Три штамма, растущие при 9 и 23 °С, были отнесены к факультативным психрофильным бактериям. Строгие (облигатные) психрофилы не способны к росту при температуре выше 20 °С (Заварзин, Колотилова, 2001). При исследовании грунтов из двух пещер Дальнего Востока (Кузнецовская и Лисья) диапазон оптимальных температур для роста бактерий составлял 25–29 °С (Овсянкина, 2012).

В структуре микробного сообщества «лунного молока» из пещеры Прощальная методом количественного ПЦР анализа были идентифицированы железобактерии родов *Rhodoferax* и *Geothrix*, которые часто встречаются в железосодержащих грунтовых водах и могут прикрепляться к поверхности минеральных частиц путём продуцирования слизистых биополимеров (Finneran et al., 2003). Эта группа бактерий может выступать в роли первичных колонизаторов, создавая условия для развития органотрофных бактерий, инициируя первую стадию образования спелеотемы «лунное молоко».

На основании культурально-морфологических характеристик среди выделенных штаммов были идентифицированы типичные хемоорганотрофные бактерии рода *Bacillus*. Их влияние на карбонатные породы остаётся предметом дискуссии (Власов, 2016). С одной стороны, они могут участвовать в выветривании горных породы путём выщелачивания основных элементов (Štyriaková et al., 2012). С другой стороны, бактериальные полимерные слизи могут служить катализаторами процессов биогенного минералообразования (Ercole et al., 2007). Известно, что бактериальные клетки служат не только центрами кристаллообразования, они влияют на морфологию и размер кристаллов, минеральный состав и растворимость карбонатов. Так, в присутствии бактерий *Bacillus pasteurii* происходило образование более крупных слаборастворимых кристаллов $CaCO_3$ (Mitchel, Ferris, 2006). Следовательно, выделенные штаммы спорообразующих бактерий рода *Bacillus* могут принимать участие в накоплении биомассы «лунного молока» в пещере Прощальная и вносить свой вклад в его элементный состав.

Экспериментально показано, что микроорганизмы, входящие в состав «лунного молока», могут использовать для роста и развития органические вещества, которые продуцируются в результате метаболизма микробных комплексов и лизиса бактериальных клеток. Ак-

тивный рост микроорганизмов был установлен *in vitro* в присутствии дрожжевого экстракта (ДЭ) при температуре 4 и 23 °С. Без добавления ДЭ при низкой температуре в течение 30 суток происходило полное растворение 1 г $CaCO_3$ с образованием слизистых тяжей. В варианте эксперимента при содержании 5 г $CaCO_3$ наблюдали склеивание не растворившихся частиц кальцита в крупные слизистые конгломераты.

Ранее на примере пещеры Снежная (Абхазия) мы показали, что *in vitro* в присутствии примесей NOB процесс растворения кристаллов $CaCO_3$ ускорялся (Кондратьева и др., 2016; Кондратьева, Полевская, 2017). В результате формирования биопленок происходило обильное слизеобразование и синтез органических кислот, которые способствовали растворению карбонатов кальция.

Микроструктура «лунного молока». В формировании микроструктур натёчных образований большое значение имеет качественный состав поступающих поверхностных и подземных вод, который зависит от климатических и сезонных условий. Например, в пещерах Италии в спелеотеме «лунное молоко» кроме кальция были определены органические углерод и азот, а также *Al*, *Si* и *Fe* (Summers et al., 2013). Авторы считают, что этот элементный состав зависит от качества поступающей воды.

Анализ электронных изображений образца «лунного молока» из пещеры Прощальная показал, что его микроструктура была представлена в основном игольчато-трубчатыми кристаллами, погруженными в мицелиальную рыхлую сеть. Впервые в массе «лунного молока» в пещере Прощальная мы обнаружили булавовидные наноструктуры (рис. 2). Трубчатые микрострукуры отличились довольно богатым химическим составом (табл. 2). Кроме основных элементов, характеризующих их карбонатный генезис (*C*, *O*, *Ca*) в них стабильно примутствовали *Al*, *Si* и *Fe*, редко встречался *Mn*. Только в одном из локусов присутвовали микропримеси *Mg* и *S*.

Доминирующим компонентом в булавовидных наноструктурах выступает *Ca*, хотя его доля значительно ниже, чем в трубчатых структурах. Из всех обследованных микроструктур, входящих в состав «лунного молока», только в этих образованиях отмечена повышенная доля *Na*, изредка встречались примеси *S*. Стоит также подчеркнуть, что в обнаруженных нами нанотрубках и булавовидных микроструктурах крайне редко встречались микропримеси *Mg*. На этом основании можно предположить, что в период формирования массы «лунного молока» на фоне снижения количества осадков происходило в основном осаждение *Ca*, не содержащего *Mg*, не смотря на его присутствие в грунтовых водах.

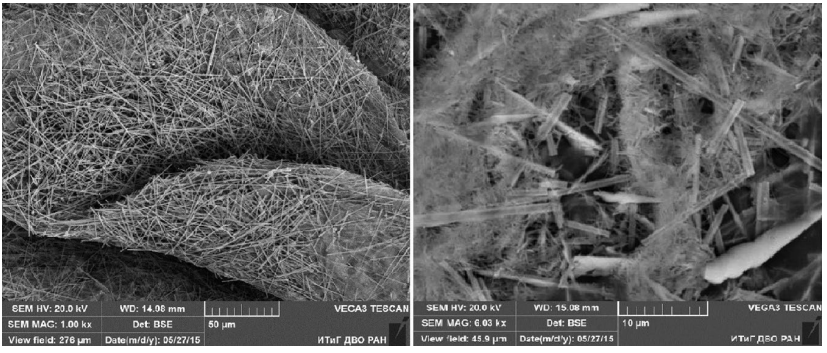


Рис. 2. СЭМ изображение массы «лунного молока» из пещеры Прощальная: слева увеличение в 1 тыс. раз, справа – 6 тыс. раз

Мы отметили высокое сходство между электронными изображениями трубчатых структур, погруженных в сетчатый матрикс «лунного молока» из пещеры Прощальная, с микроструктурами, называемыми в литературе разными терминами: «кальцитовые нановолокна» (*calcitic nanofibres*), игольчатые волокна кальцита (*needle fibre calcite*), трубчатые и нитевидные структуры (*tubular- and filament-like structure*). Так называемые кальцитовые нановолокна, которые повсеместно распространены при взаимодействии воды с карбонатными породами, считают вторичными карбонатами. Однако их генезис до сих остаётся спорным вопросом, предполагаются разные механизмы их образования: в результате физико-химических процессов, минерализации палочковидных бактерий или осаждения кристаллов кальцита на органических матрицах; кальцинирование мицелия грибов или актинобактерий (Canaveras et al., 2006; Cailleau et al., 2009; Bindschedler et al., 2014; Maciejewska et al., 2015). Для получения достоверного ответа необходимы дополнительные исследования в разных пещерах.

Заключение

Формирование натёчного образования «лунное молоко» в пещере Прощальная в значительной степени зависит от соотношения многих элементов, поступающих с капельной и трещинной водой. Обнаруженные в его составе специфические кальций содержащие микроструктуры (трубчатые, булавовидные и мицелиальные) могут отражать сложные биогеохимические процессы, происходящие

Таблица 2. Элементный состав микроструктур, входящих в состав лунного молока из пещеры Прощальная

Элементы	Атомный вес, %		
	трубчатые наноструктуры	булововидные наноструктуры	мицелиальные формы
C	18–20	20–24	20–23
O	58–60	62–68	62–66
Ca	15–20	6–13	10–15
Na	–	0,15–0,5	0,5–1,32
Fe	0,18–0,26	–	–
Mn	0,10–0,11	–	–
Si	0,7–1,04	–	0,08–0,19
Al	0,53–0,73	–	–
Mg	0,05	–	–
S	0,05–0,07	–	0,26–0,75

в настоящее время под влиянием гидрологических и климатических факторов в районе локализации этой пещеры. Они определяют объёмы поступления грунтовых вод, длительность их взаимодействия с горными породами и структуру микробных комплексов, участвующих в формировании натечного образования «лунное молоко» и отвечающих за его микроструктуру и элементный состав.

В микробном сообществе «лунного молока» из пещеры Прощальная роль «первичных колонизаторов» могут играть хемолитотрофные представители железобактерий родов *Rhodoferax* и *Geothrix* и хемоорганотрофные бактерии рода *Bacillus.* Для формирующихся биоплёнок источниками питания могут выступать органические вещества, поступающие с инфильтрационными водами и метаболиты хемолитоавтотрофных первопоселенцев.

На основании проведённых исследований и имеющихся литературных данных можно предположить, что формирование и функционирование спелеотемы «лунное молоко» может происходить поэтапно:

1) необратимая адгезия (прикрепление) микроорганизмов-первопоселенцев (автотрофов и хемолитотрофов) из окружающей среды к поверхности материнской породы;

2) развитие биопленки в результате усложнения структуры микробных комплексов, утилизация природных органических веществ и продукция высокомолекулярных полимерных соединений;

3) изменение химического состава «лунного молока» в результате активного роста органотрофных микроорганизмов за счёт утилизации метаболитов первопоселенцев и аккумуляция различных элемен-

тов из природных вод (трещинной, капельной) на поверхности клеток и в массе полимерного матрикса.

Последний этап развития биоплёнки «лунного молока» определяется гидрологическими условиями: если дренаж воды продолжается, происходит периодическая дисперсия (распространение, расселение) микроорганизмов. В случае прекращения доступа воды начинается процесс коркообразования, когда после инкрустации бактериальных биоплёнок различными элементами и их обезвоживания на поверхности материнской породы образуются минеральные корки.

Литература

Берсенёв Ю.И. Карст Дальнего Востока. М.: Наука, 1989. 172 с.

Васильев Д.А., Калдыркаев А.И., Феоктистова Н.А., Алёшкин А.В. Идентификация бактерий Bacillus cereus на основе их фенотипической характеристики. Ульяновск: НИИЦМиБУлГСХА им. П.А. Столыпина, 2013. 98 с.

Власов А.Д. Разработка научно-методических подходов к мониторингу объектов культурного наследия в антропогенных ландшафтах на основе исследования литобионтных систем. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. биол. наук. Российский гос. пед. ун-т имени А.И. Герцена». СПб., 2016. 24 с.

Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н. Карстоведение. Ч. I. Общее карстоведение. Пермь: Пермский гос. ун-т, 2004. 306 с.

Жабинская Т.Б. Формирование химического состава подземных вод Воронцовского карстового массива (Западный Кавказ) // Зап. Горного института. 2003. Т. 155. № 2. С. 27–29.

Заварзин Г.А., Колотилова Н.Н. Введение в природоведческую микробиологию. М.: Издательский Дом «Университет», 2001. 256 с.

Заварзин Г.А. Лекции по природоведческой микробиологии. М.: Наука, 2003. 348 с.

Кадебская О.И. Процессы современного минералообразования в карбонатных пещерах Урала, связанные с различными микроклиматическими обстановками // Геогр. вестник. 2016. № 1 (36). С. 5–17.

Кондратьева Л.М., Полевская О.С., Литвиненко З.Н., Голубева Е.М., Коновалова Н.С. Роль микробного сообщества в формировании натёчного образования «лунное молоко» в карстовой пещере Снежная (Абхазия) // Микробиология. 2016. Т. 85. № 5. С. 598–608.

Кондратьева Л.М., Полевская О.С. Микроорганизмы и образование спелеотемы «лунное молоко» в карстовых пещерах // *Биосфера*. 2017. Т. 9, № 2. С. 152–165.

Максимович Н.Г., Хмурчик В.Т. Влияние микроорганизмов на минеральный состав и свойства грунтов // Вест. Пермского ун-та. Сер. Геология. 2012. Вып. 3 (16). С. 47–54.

Махинов А.Н., Крюкова М.В., Махинова А.Ф. Роль карстовых явлений в формировании долинного ландшафта реки Сагды-Селанка (центральный Сихотэ-Алинь) // Вест. ДВО РАН. 2016. № 5. С. 86–93.

Овсянкина (Воробьева) С.В. Влияние температуры на рост психрофильных бактерий, выделенных из пещер Дальнего Востока, Средней Сибири и Западного Кавказа // Вест. Красноярского гос. аграрного ун-та. 2012. Вып. 9. С. 117–121.

Петров Е.С., Новороцкий П.В., Леншин В.Т. Климат Хабаровского края и Еврейской автономной области. Владивосток, Хабаровск: Дальнаука, 2000. 173 с.

Полевская О.С., Голубева Е.М. Взаимодействие подземных и поверхностных вод при карстообразовании // Материалы конф. с междунар. участием «Регионы нового освоения. Естественные сукцессии и антропогенная трансформация природных комплексов». Хабаровск. 2017. С. 234–237.

Шварцев С.Л. Внутренняя эволюция геологической системы вода-порода // Вест. РАН. 2012. № 3. С. 242–251.

Baskar S., Baskar R., Mauclaire L., McKenzie J.A. Microbially induced calcite precipitation in culture experiments: Possible origin for stalactites in Sahastradhara caves, Dehradun, India // Current Science. 2006. V. 90. № 1. P. 58–64.

Bindschedler S., Cailleau G., Braissant O., Millière L., Job D., Verrecchia E.P. Unravelling the enigmatic origin of calcitic nanofibres in soils and caves: Purely physicochemical or biogenic processes? // Biogeosciences. 2014. V. 11. P. 2809–2825.

Boch R., Spötl C., Frisia S. Origin and paleo environmental significance of lamination in stalagmites from Katerloch Cave, Austria // Sedimentology. 2011. V. 58. P. 508–531.

Cailleau G., Verrecchia E.P., Braissant O., Emmanuel L. The biogenic origin of needle fibre calcite // Sedimentology. 2009. V. 56. P. 1858–1875.

Canaveras J.C., Cuezva S., Sanchez-Moral S., Lario J., Laiz L., Gonzalez J.M., Saiz-Jimenez C. On the origin of fiber calcite crystals in moonmilk deposits // Naturwissenschaften. 2006. V. 93. P. 27–32.

Culver D.C., Sket B. Hotspots of subterranean biodiversity in caves and wells // Journ. of Cave and Karst Studies. 2000. V. 62. № 1. P. 11–17.

De Choudens-Sánchez V., González L.A. Calcite and aragonite precipitation under controlled instantaneous supersaturation: elucidating the role of $CaCO_3$ saturation state and Mg/Ca ratio on calcium carbonate polymorphism // Journ. of Sedimentary Research. 2009. V. 79. P. 363–376.

Ercole C., Cacchio P., Botta A.L., Centi V., Lepidi A. Bacterially induced mineralization of calcium carbonate: The role of exopolysaccharides and capsular polysaccharides // Microscopy and Microanalysis. 2007. № 13. P. 42–50.

Fairchild I.J., Baker A. Speleothem science: from process to past environments. Oxford: John Wiley & Sons. 2012. 450 p.

Finneran K.T., Johnsen C.V., Lovley D.R. Rhodoferax ferrireducens sp. nov., a psychrotolerant, facultatively anaerobic bacterium that oxidizes acetate with the reduction of Fe(III) // Intern. Journ. of Systematic and Evolutionary Microbiology. 2003. V. 53. P. 669–673.

Frisia S., Borsato A. Karst. Ch. 6 // Developments in Sedimentology. 2010. V. 61. P. 269–318.

Frisia S. Microstratigraphic logging of calcite fabrics in speleothems as tool for Paleoclimate studies // Intern. Journ. of Speleology. 2015. V. 44. № 1. P. 1–16.

Hathaway J.J.M., Garcia M.G., Moya Balasch M., Spilde M.N., Stone F.D., Dapkevicius M. et al. Comparison of bacterial diversity in Azorean and Hawaiian lava cave microbial mats // Geomicrobiological Journ. 2014. V. 31. № 3. P. 205–220.

Hill C.A., Forti P. Cave mineralogy and the NSS: past, present, future // Journ. of Cave and Karst Studies. 2007. V. 69. P. 35–45.

Kanaparthi D., Pommerenke B., Casper P., Dumont M.G. Chemolithotrophic nitrate-dependent Fe(II)-oxidizing nature of actinobacterial subdivision lineage TM3 // The Intern. Society for Microbial Ecology Journ. 2013. V. 7. № 8. P. 1582–1594.

Kubista M., Andrade J. M., Bengtsson M., Forootan A., Jonake J., Lind K., Sindelka R., Sjoback R., Sjogreen B., Strombom L., Stahlberg A., Zoric N. The real-time polymerase chain reaction // Molecular Aspects of Medicine. 2006. V. 27. P. 95–125.

Laufer K., Røy H., Jørgensen B.B., Kappler A. Evidence for the existence of autotrophic nitrate-reducing Fe(II)-Oxidizing bacteria in marine coastal sediment // Applied Environmental Microbiology. 2016. V. 82. № 20. P. 6120–6131.

Lavoie K.H., Winter A.S., Read K.J.H., Hughes E.M., Spilde M.N., Northup D.E. Comparison of bacterial communities from lava cave microbial mats to

overlying surface soils from Lava Beds National Monument, USA // PLOS ONE. 2017. V. 12. № 2. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0169339.

Liu H., Liu Z., Macpherson G.L., Yang R., Chen B., Sun H. Diurnal hydrochemical variations in a karst spring and two ponds, Maolan Karst Experimental Site, China: Biological pump effects // Journ. of Hydrology. 2015. V. 522. P. 407–417.

Maciejewska M., Pessi I.S., Arguelles-Arias A., Noirfalise P., Luis G., Ongena M., Barton H., Carnol M., Rigali S. Streptomyces lunaelactis sp. nov., a novel ferroverdin A-producing *Streptomyces species* isolated from a moonmilk speleothem // Antonie van Leeuwenhoek. 2015. V. 107. № 2. P. 519–531.

Mitchell A.C., Ferris F.G. The influence of *Bacillus pasteurii* on the nucleation and growth of Calcium Carbonate // Geomicrobiology Journ. 2006. V. 23. P. 213–226.

Musgrove M., Banner J.L. Controls on the spatial and temporal variability of vadose dripwater geochemistry: Edwards Aquifer, Central Texas // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2004. V. 68. № 5. P. 1007–1020.

Northup D.E., Melim L.A., Spilde M.N., Hathaway J.J.M., Garcia M.G., Moya M. et al. Lava cave microbial communities within mats and secondary mineral deposits: Implications for life detection on other planets // Astrobiology. 2011. V. 2. P. 1–18.

Perry T.D., Duckworth O.W., McNamara C.J., Martin S.T., Mitchell R. Effects of the biologically produced polymer alginic acid on macroscopic and microscopic calcite dissolution rates // Environmental Science and Technology. 2004. V. 38. P. 3040–3046.

Porca E., Jurado V., Žgur-Bertok D., Saiz-Jimenez C., Pašić L. Comparative analysis of yellow microbial communities growing on the walls of geographically distinct caves indicates a common core of microorganisms involved in their formation // *FEMS Microbiol Ecol.* 2012. V. 81. № 1. P. 255–266.

Portillo M.C., Gonzales J.M. Moonmilk deposits originate from specific bacterial communities in Altamira Cave (Spain) // Microbial Ecology. 2011. V. 61. P. 182–189.

Sallstedt T., Ivarsson M., Lundberg J., Sjöberg R., Vidal Romaní J.R. Speleothem and biofilm formation in a granite/dolerite cave, Northern Sweden // Intern. Journ. of Speleology. 2014. V. 43. № 3. P. 305–313.

Sanchez-Moral S., Portillo M.C., Janices I., Cuezva S., Fernandez-Cortes A., Cañaveras J.C., Gonzalez J.M. The role of microorganisms in the formation of calcitic moonmilk deposits and speleothems in Altamira Cave // Geomorphology. 2012. V. 139. № 2. P. 285–292.

Skinner H.C.W. Biominerals // Mineral. Magazin. 2005. V. 69. P. 621–641.

Smith K.S., Ferry J.G. Prokaryotic Carbonic Anhydrases // FEMS Microbiol. Review. 2000. V. 24. P. 335–366.

Spötl C., Fohlmeister J., Cheng H., Boch R. Modern aragonite formation at near-freezing conditions in an alpine cave, Carnic Alps, Austria // Chemical Geology. 2016. V. 435. P. 60–70.

Štyriaková I., Štyriak I., Oberhänsli H. Rock weathering by indigenous heterotrophic bacteria of Bacillus spp. at different temperature: a laboratory experiment // Minerology and Petrology. 2012. № 105. P. 135–144.

Summers En.A., Paoletti M.G., Beggio M., Dorigo L., Pamio A., Gomiero T., Furlan C., Brilli M., Dreon A.L., Bertoni R., Squartini A. Comparative microbial community composition from secondary carbonate (moonmilk) deposits: implications for the Cansiliella servadeii cave hygropetric food web // Intern. Journ. of Speleology. 2013. V. 42. № 3) P. 181–192.

Zeng C., Liu Z., Zhao M., Yang R. Hydrologically-driven variations in the karst-related carbon sink fluxes: Insights from high-resolution monitoring of three karst catchments in Southwest China // Journ. of Hydrology. 2016. V. 533. P. 74–90.

Zhang F., Xu H., Konishi H., Shelobolina E.S., Roden E. Polysaccharide-catalyzed nucleation and growth of disordered dolomite: A potential precursor of sedimentary dolomite // American Mineralogist. 2012. V. 97. № 4. P. 556–567.

Vesper D.J, Loop C.M, White W.B. Contaminant transport in karst aquifers // Theoretical and Applied Karstology. 2001. № 13–14. P. 101–111.

Wassenburg J.A., Immenhauser A., Richter D.K., Jochum K.P., Fietzke J., Deininger M., Goos M., Scholz D., Sabaoui A. Climate and cave control on Pleistocene/Holocene calcite-to-aragonite transitions in speleothems from Morocco: Elemental and isotopic evidence // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2012. V. 92. P. 23–47.

Weiner S., Dove P.M. An overview of biomineralization processes and the problem of the vital effect // Mineralogical Society of America: Chantilly, USA, 2003. V. 54. P. 1–29.

Wong C. I., Banner J. L., Musgrove M. Seasonal drip water Mg/Ca and Sr/Ca variations driven by cave ventilation: implications for and modeling of speleothem paleoclimate records // Geochimica, Cosmochimica Acta. 2011. V. 75. P. 3514–3529.

УДК 574

Экологические и гигиенические вопросы безопасности пещер

© 2018 г. С.Е. Мазина[1, 2], Т.Н. Лащенова[2, 3]

[1]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;
[2]Российский университет дружбы народов, Москва;
[3]Федеральный медико-биологический центр им. А.И. Бурназяна,
Федеральное медико-биологическое агентство России, Москва
conophytum@mail.ru

Ecological and hygienic problems of cave safety

S.E. Mazina[1, 2], T.N. Lashenova[2, 3]

[1]Lomonosov Moscow State University; [2]RUDN University, Moscow; [3]State Research Center Burnasyan Federal Medical Biophysical Center of Federal Madical Biological Agency
conophytum@mail.ru

The article deals with the safety of caves. The main indicator components of ecosystems that need to be analyzed to assess the safety of caves for humans and to assess the state of cave ecosystems are discussed. The problem of identification of vulnerable parts of ecosystems (populations, communities, biotopes, etc.) for anthropogenic impact is the weak knowledge of caves. The greatest human impact is on the show caves but it is easy to regulate. The relative isolation of the cave environment from the influence of subaerial factors determines the features of ecotopes. Considering the safety of caves for humans, it is necessary to pay attention to the radiation and microbiological environment. It is important to conduct a comprehensive radiation survey of the caves. Analysis of the composition and abundance of microbiota including sanitary indicative species can help in the primary assessment of anthropogenic load. To monitor the microbiological characteristics of the caves it is necessary to optimize the methodology.
Keywords: ***ecosystems, karst caves, microbiota, micromycetes, radiation.***

Обсуждаются основные индикаторные компоненты экосистем, которые необходимо анализировать для оценки безопасности пещер для человека и для оценки состояния пещерных экосистем. Проблема выявления уязвимых для антропогенного воздействия частей экосистем (популяций, сообществ, биотопов и пр.) состоит в слабой изученности пещер. Наибольшее антропогенное воздействие приходится на экскурсионные оборудованные пещеры, но его легко регулировать. Относительная изоляция пещерной среды от влияния наземных факторов определяет особенности экотопов. Безопасность пещер для человека связана с состоянием их радиационной и микробиологической обстановки. Необходимы комплексные дозиметрические обследования пещер. Анализ состава и обилия микробиоты, в том числе санитарно показательных видов, может помочь в первичной оценке антропогенной нагрузки. Для мониторинга микробиологических характеристик пещер необходимо оптимизировать методологию.
Ключевые слова: ***карстовые пещеры, микробиота, микромицеты, радиация; экосистемы.***

Введение

В последние годы идёт активное обсуждение различных аспектов охраны карстовых экосистем в целом и пещер в частности. Это связано с проблемой разработки концепции их устойчивого развития при учёте особенностей карстовых природных объектов, ландшафтного и биологического разнообразия пещер. Предлагаются упрощенные схемы анализа антропогенного прессинга (в частности, примитивные балльные оценки, визуальные оценочные критерии, упрощенные биологические тесты и пр.).

Большинство учёных сходится во мнении, что подземные карстовые экосистемы слабо исследованы, а однозначная трактовка скорости и направления процессов, как естественной эволюции подземных экосистем, так и антропогенного вектора отсутствует. Существующие между учёными разногласия усугубляются методическими сложностями при проведении исследований в пещерах, которые имеют свою специфику и должны учитывать экологические особенности таких объектов, и, как следствие, это приводит к слабой сравнимости полученных результатов. Большую роль играет коммерческая составляющая исследований, часто ассоциированных с эксплуатирующими организациями, политическими или «экологическими» спонсируемыми акциями, для которых на первое место выходят иные интересы. Состояние дел также усугубляется труднодоступностью многих пещер, что приводит к необходимости либо получать разрешение на исследование (в случае фактически закрытых пещер или эксплуатируемых объектов), либо пользоваться услугами спортсменов-спелеологов для получения материалов из пещер.

Очевидно, что для определения реального состояния пещеры необходима комплексная оценка каждого объекта со стандартизацией тестового набора оценочных параметров и индивидуализацией допустимых изменений. При этом возможно использование ряда универсальных санитарно-гигиенических показателей для оценки состояния экосистем пещер вообще и их безопасности для посещения человеком в частности. Однако эти показатели должны быть оптимизированы для применения в пещерах. Оценка адекватности применения санитарно-гигиенических критериев, практикуемых для наземных экосистем, относительно пещер не проводилась, а знание биотопов пещер и особенностей подземной биоты заставляет усомниться в достоверности оценок, полученных в результате применения классической методологии.

Неоднородность пещерной среды и дискретность распространения биоты, а также различия сочетаний физико-химических параметров в пещерах обусловливают уникальность каждой полости, что усложняет сравнительные оценки и выбор единых подходов анализа их состояния. Решение проблемы состоит в выделении минимальных ландшафтных единиц, которые будут в том или ином сочетании присутствовать в разных пещерах. Эти единицы необходимо охарактеризовать и на основе комплексного анализа выявить наиболее чувствительные к разным воздействиям ландшафтные единицы, их экотопы, или отдельные компоненты экотопов, которые будут использованы для оценок состояния экосистем пещер и гигиенической оценки нагрузки на биоту и человека. Такой подход требует критического анализа в первую очередь биоразнообразия и состава сообществ различных пещер, а также выявление особенностей биотопов пещер с позиции безопасности как для пещерной экосистемы, так и для человека. Исходя из накопленной о карстовых экосистемах информации, можно выделить два фактора, по которым в первую очередь должны оцениваться экологические риски – это радиация и микробиота.

Пещерные биотопы

Пещеры относятся к экстремальным местообитаниям. По аналогии с классификацией горных стран (Самойлова, Авессаломова, 2014), можно предложить следующие критерии для анализа региональных различий: географическое положение (принадлежность к широтной зоне и долготному сектору); орографический фактор, морфологическое строение (геолого-тектонические, геоморфологические особенности, гидротермические параметры); высота расположения; ландшафты; экологический потенциал (продуктивность) и другие экологические особенности.

Карстовые явления развиваются в растворимых природными водами породах, в основе их возникновения лежат процессы растворения и выщелачивания (Гвоздецкий, 1981). Чаще всего встречаются и лучше изучены карстовые явления в известняках, самых распространённых растворимых породах, а также в гипсах. Карстовые формы подразделяют на поверхностные и подземные, к подземным относятся карстовые колодцы и шахты, пропасти, пещеры. В основу классификации положен генезис и морфологические характеристики карстовых форм (Гвоздецкий, 1981).

Постулируется, что подземная среда, за исключением входной части, отличается постоянным микроклиматом (Чикишев, 1975; Malloch,

Khan, 1988). Подземная среда устойчива к поверхностным изменениям, карстовые пещеры характеризуются постоянной высокой влажностью воздуха и субстратов, неизменным температурным режимом. Экосистемы пещер обычно относятся к олиготрофным, они находятся в динамической зависимости от поверхностных факторов, а взаимодействие происходит за счёт потоков (водных, воздушных, животные, человек) (Gillieson, 1996; Laiz et al., 2000, Turin, Plummer, 2000).

Развитие карстовых полостей связывают с процессами растворения пород за счёт воздействия угольной кислоты или с сернокислотным спелеогенезом (Hill, 1987; Forti, 1988; Palmer, 1991). Ионный состав воздуха соответствует составу пород, в которых заложена пещера. Химические процессы оказывают влияние на состав атмосферы, в карстовых пещерах повышен уровень углекислого газа, состав атмосферы определяется также наличием источников подземных газов (Smith, 1997; Forbes, 2000).

В формировании агрессивных для карстующихся пород вод основной фактор – ландшафтный, при этом агрессивность вод увеличивается в районах задернованного и горного карста (Гвоздецкий, 1972). Гидрологические характеристики полостей влияют как на скорость растворения пород, так и на физико-химические характеристики подземной среды, на состав пещерных воздушных аэрозолей. Отмечена роль микроорганизмов в формировании агрессивности природных вод (Caumartin, 1963). Выделяют три зоны циркуляции водных потоков в пещерах: ненасыщенная область вертикальной циркуляции внутри эпикарста или вадозная зона; насыщенная или эпифриатическая зона; зона глубинной циркуляции или фреатическая (White, 2002).

Антропогенное влияние на карстовые подземные системы может происходить путём непосредственного воздействия человека на подземную среду или косвенно, через изменения поверхностных экосистем (Johnson, 1979). Любая туристская деятельность, связанная с пещерами, сильно влияет на подземные экосистемы, но степень влияния зависит от вида туризма. Выделяются следующие виды туризма по отношению к пещерам: массовый экскурсионный, самодеятельный, спортивный, исследовательский. Антропогенная нагрузка на подземные полости возрастает при оборудовании пещер для экскурсионных целей, которое включает устройство экскурсионной тропы, искусственное освещение внутри полости и создание туристской инфраструктуры на поверхности. Обустройство экскурсионного маршрута часто сопровождается перестройкой пещеры,

созданием дополнительных входов. Искусственное освещение в большинстве случаев приводит к значительным изменениям подземных экосистем.

Популярные в спортивном туризме пещеры также испытывают повышенную антропогенную нагрузку, поскольку спортивная сложность пещер способствует большому притоку групп, часто не обладающих достаточной квалификаций для оптимального прохождения пещеры. Это приводит к увеличению времени пребывания людей под землёй, необоснованной организации подземных базовых лагерей, разрушению естественных препятствий, превышению необходимого использования альпинистской техники, замусориванию пещер, а в случае чрезвычайных ситуаций к спасательным работам, разрушительным для пещер. Исследовательская деятельность спелеотуристов приводит к прохождению новых участков в известных пещерах и открытию неизвестных пещер, но в последние годы для совершения первопрохождений стали массово использоваться проходческие методы, т.е. расширение естественных ходов и разрушение многих пещерных образований, часто совсем необоснованные.

Нередко изменения подземной экосистемы под воздействие антропогенных факторов необратимы. При оценке уязвимости пещеры необходимо её исследование разными специалистами, с учётом всех факторов. Если в процессе подготовки музеефикации пещер такие исследования проводятся, то посещение остальных пещер практически не контролируется. Слабо разработана законодательная база и методы оценки возможностей использования подземных полостей в различных целях. Сложность проблемы заключается в необходимости комплексного подхода и учёте геологических, географических, биологических, минералогических, гидрологических критериев. Известна попытка разработки методики оценки спелеообъектов, претендующих на природоохранный статус, но набор объектов ограничен пещерами Горного Крыма (Лукьяненко, 2006).

Поскольку оборудование пещеры в качестве экскурсионного объекта преследует в первую очередь знакомство посетителей с природным богатством подземного мира, то и освещение должно способствовать созданию правильного эстетического восприятия. Оборудование пещеры должно проходить с учётом экологических аспектов, с минимальным уроном подземной среде, в расчёте на длительную эксплуатацию подземной полости. Отмечено, что для каждой пещеры уровень антропогенной нагрузки строго индивидуален и вопросы специфики оборудования, в том числе и осветительными приборами, должны прорабатываться ещё на этапе проектирования (Culver, Sket, 2004).

Пещерные экосистемы большей частью гетеротрофные, они существуют за счёт органического вещества, попадающего с поверхности с водными и воздушными потокам, троглофитными организмами (Бирштейн 1940, 1985; Stevens, McKinley, 1995; Laiz et al., 1999). Появление освещения в подземной среде приводит к изменению микроклимата и активному росту фотосинтезирующих организмов. Это не только ухудшает эстетическое восприятие пещеры, но и способствует накоплению органического вещества, в результате увеличивается количество гетеротрофных организмов, среди которых встречаются патогенные для человека виды (Johnson, 1979). Рост микрофлоры приводит к разрушению субстратов пещер, в том числе и уникальных минеральных образований (Jennings, 1985; Forti, 2001; Мазина, 2008).

В пещерах при искусственном освещении развиваются папоротники, мхи, водоросли и цианобактерии, иногда отмечают проростки покрытосемянных (Kubesova 2001, 2004; Pentecost, Zhoohui, 2001). Общепринятый термин для организмов, растущих в оборудованных подземных полостях вблизи источников освещения – «ламповая флора».

При разработке освещения экскурсионных пещер необходимо учитывать следующие факторы: 1) экологический – источники освещения должны устанавливаться с учётом сохранности биотопа пещеры, важно также снизить возможности развития фотосинтезирующих организмов; 2) безопасность – необходимо хорошее освещение экскурсионной тропы, чтобы обеспечить безопасное передвижение экскурсантов по пещере, параметры электросети и ламп должны соответствовать требованиям эксплуатации в подземной среде; 3) эстетический – освещение экскурсионной пещеры предполагает выделение основных элементов рельефа, интересных натёчных образований, структуры и цвета породы, показ объема полости; освещение должно быть приятно для глаз, следует избегать открытых ламп, по возможности маскировать осветительные приборы.

Сохранность экосистемы пещеры при оборудовании зависит не только от масштабности и корректности проводимых строительных работ, но также и от последующей грамотной эксплуатации, расчёте оптимальной суточной и сезонной нагрузки. Немаловажную роль играет подбор осветительных приборов, которые не должны, даже при длительной работе, приводить к изменениям физико-химических параметров полости, а также способствовать минимизации роста «ламповой флоры». Основной проблемой остаётся рост фотоавтотрофных организмов, оп-

тимизировать освещение невозможно без учёта особенностей экологии и физиологии организмов, составляющих «ламповую флору».

Поток посетителей и рост «ламповой флоры» способствует изменению состава биоты пещеры, в первую очередь разнообразия микроорганизмов. Появляются ассоциированные с человеком виды, заносятся виды с поверхности, подключается первичная продукция видов-фототрофов при условии искусственного освещения, меняются трофическик цепи.

Микробиота пещер

Относительно микробного разнообразия пещер существует несколько противоречивых точек зрения, активно обсуждаемых в литературе. Считается, что пещеры могут быть стественными резервуарами хранения древних микроорганизмов из-за их изолированности от внешней среды. Это предположение оспаривается для пещерных систем, где присутствуют постоянные водотоки и активная вентиляция. Высказывается мнение, что большинство пород имеют достаточную пористость и проницаемость, обеспечивающую непрерывное поступление с поверхности микроорганизмов, среди которых могут быть адаптированные к подземной среде формы (Caumartin, 1963; Engel, 2010).

Обсуждается роль микробиоты в формировании вторичных минеральных образований пещер, присутствие микроорганизмов в составе отложений (лунное молоко и другие карбонатные натеки) трактуется как связанный с микробиотой генезис (Went, 1969). Доказана роль микроорганизмов в формировании железомарганцевых минералов (Spilde et al., 2005; Northup et al., 2003), но чаще всего прямых доказательств образования минеральных отложений микроорганизмами получить не удаётся (Taboroši, 2006). Отмечена роль сероокисляющих бактерий в продукции серной кислоты и растворении известняковых пород (Engel et al., 2004).

Использование различных микроскопических и культуральных методов показало, что микробиота в пещерах состоит из бактерий, актиномицетов, грибов и ультрамикроскопических форм. Предполагается, что в подземных сообществах могут обитать эндемичные виды, а в некоторых регионах и криптические. Среди подземных видов есть хемолитоавтотрофы (получают энергию от окисления неорганических соединений), а гетеротрофы подразделяются на тех, кто использует органические вещества троглофилов, троглобионтов или приносимые с поверхности. Обсуждаются вариации цепей питания; дискретность распространения

микробиоты и определяющие её факторы; взаимосвязи между потоками с поверхности и развитием микробиоты; микроорганизмы, связанные с водными местообитаниями, от капельной и плёночной влаги до подземных рек и озёр; способы организации пещерных сообществ, в том числе биопленки и микробные маты; адаптивные возможности подземных видов и конкуренция с наземными видами, попадающими в пещеру; методические аспекты выявления видов активных и хранящихся в пещерах и пр. (Northup, Lavoie, 2001; Barton, 2006; Engel, 2010).

Относительно патогенной микробиоты высказываются мнения, что её развитие в пещерах связано с антропогенным воздействием, а многие традиционные способы оценки санитарно-гигиенического состояния вод и грунтов по микробиологическим показателям успешно применяются в пещерах (Barton, 2006; Jurado et al., 2010; Мазина и др., 2015).

Известны многочисленные случаи загрязнений грунтов и водотоков пещер фекальными формами микроорганизмов (Jurado et al., 2010; Мазина и др., 2015), показатели общего микробного числа и микромицетов для непосещаемых пещер в среднем ниже, чем на поверхности вне пещер, а бактерии группы кишечной палочки, клостридий отсутствуют в пещерах. Ситуция меняется при интенсивной антропогенной нагрузке, такие воздействия, как выпас скота, рекреационная деятельности на поверхности массивов, могут спровоцировать загрязнение пещер, в первую очередь в результате превышения возможностей природной самоочистки вод (Caldwell, 1991). Бактериальные загрязнения, непосредственно попадающие в пещеру с человеком, могут сохраняться длительное время, а ряд микроорганизмов, в том числе кишечная палочка, способны развиваться в пещерных условиях (Northup et al., 2000; Мазина и др., 2016а).

Развитие пещерной гетеротрофной микобиоты связано с органическим веществом, поступающим с поверхности, либо с видами-троглобионтами и их трофическими цепями. Пропагулы грибов способны длительно сохраняться в пещерах в неактивном состоянии, ожидая изменения условий. Микромицеты могут находиться в субстратах в угнетённом состоянии вследствие периодичности поступления питательных веществ или их недостатка, либо приспосабливаться к нехватке питательных веществ, как виды-олиготрофы (Vanderwolf et al., 2013).

В целом пещеры можно рассматривать как местообитания с низкой плотностью микобиоты, где существует конкуренция, в первую очередь за субстрат, между способными к росту в подземной среде видами. При появлении органического вещества происходит его потре-

бление как видами, привнесёнными с поверхности, в первую очередь вместе с этим органическим веществом, так и видами аборигенными (Vanderwolf et al., 2013).

Производимое в пещере органическое вещество должно в первую очередь потребляться аборигенными видами, но возможны и исключения, например в условиях пещер промывного типа при наличии значительного вноса пропагул с поверхности и высокой их концентрации на субстратах. Зачатки микромицетов с поверхности могут активно развиваться при попадании троглобионтной органики на участки их накопления, особенно учитывая, что почвенные виды могут быть в значительной степени адаптированы к пещерной среде.

Пещеры считают относительно изолированными от поверхности экосистемами, но в них происходит постоянный взаимообмен с поверхностью и существует устойчивая система связующих потоков, в том числе и пропагул микромицетов. Это подтверждается сравнительными исследованиями видового состава грибов в пещерах и на поверхности (Koilraj et al., 1999; Grishkan et al., 2004). Посещение человеком оказывает влияние на пещерную среду, как в плане заноса органического вещества, так и в привносе неспецифичных видов и даже потенциально опасных видов, а также в преобразовании биотопа пещер и перемещении видов внутри подземных систем (Vanderwolf et al., 2013; Мазина и др., 2017).

Анализ динамики видового состава на органическом веществе антропогенного происхождения и сравнительный анализ разнообразия видов в пещерах и на поверхности, заставляет предполагать, что конкуренция может быть значительно более острой, чем кажется на первый взгляд. Поверхностные виды, на относительно постоянной основе заносимые в пещеру, и адаптированные к почвам и грунтам данной местности, представляют для пещерных аборигенов более–менее привычных конкурентов, тогда как привнесённые из других регионов микромицеты могут оказаться значительно более конкурентоспособными. Например, попадание в устойчивую пещерную среду видов из других регионов может вызвать локальные вспышки развития видов на подходящем субстрате среди менее конкурентоспособных микромицетов. Подобные заносы, в случае патогенных видов, могут провоцировать развитие эпидемий (Vanderwolf et al., 2013). В частности, синдром белого носа у летучих мышей, вызываемый грибом *Pseudogymnoascus destructans*, – его эпидемии связывают с появлением в пещерах Европы патогенных штаммов этого вида, привнесённых человеком из других регионов (Vanderwolf et al., 2013).

Пещерная среда в целом благоприятна к развитию микромицетов, в частности психротолерантных и психрофильных видов, численность которых высока и в почвах, особенно в переходные периоды межсезонья. При изменении биотопов, попадании в пещеры поверхностного органического вещества, например, древесины, продуктов питания человека или фекальных масс, либо при нарушении ландшафтов, разрушении биоплёнок, смывов их со сводов полости или механическом удалении отложений и пород, образуются локальные местообитания, где начинается первичное заселение и происходит неспецифичная для пещеры сукцессия, а поверхностные виды могут оказаться более конкурентоспособными. В пещерах с высокой посещаемостью, особенно при условии накопления органического вещества антропогенной природы, отмечают повышение численности микромицетов на субстратах, в водах и в воздухе (Vanderwolf et al., 2013; Мазина и др., 2016б).

Высказывается мнение, что разнообразие грибов в пещерах тропиков выше по сравнению с умеренными регионами (Frohlich, Hyde, 1999), но существует и иная точка зрения (Amend et al., 2010). Однако нужно учитывать, что подавляющее число работ проведено в пещерах умеренной зоны (Vanderwolf et al., 2013). Для пещер с высокими температурами характерно увеличение доли патогенов среди выявляемых грибов, особую опасность представляет *Histoplasma capsulatum* (Hasenclever et al., 1967).

Таким образом, микробиота – это один из показателей антропогенного воздействия на среду пещер, как прямого, так и опосредованного. Анализ состава и количества микроорганизмов и динамика их изменений необходимы для понимания текущей экологической ситуации в пещерах. Важный аспект – анализ потоков, посредством которых микробиота поступает в полости, и совершенствование методов выявления аборигенных и вносимых видов.

Радиация в пещерах

Естественный радиационный фон на планете различается в соответствии с выделяемыми геохимическими провинциями. В разных частях планеты природный радиационный фон имеет разное значение, но в среднем природная дозовая нагрузка на человека составляет около 2 мЗв/год (Радиационная…, 2013). На открытых участках территории на уровне 0,1 м от поверхности земли фоновое значение мощности амбиентной дозы гамма излучения (МАЭД ГИ) находится в интервале 0,15–0,3 мкЗв/ч и чаще

всего равно примерно 0,15 мкЗв/ч. В случае превышения показателя МАЭД ГИ, необходимо проводить более детальное обследование территории.

Знание возможного содержания естественных радионуклидов важно для оценки состояния пещер при превышении максимальной эквивалентной дозы гамма излучения (МАЭД ГИ). Влиять на содержание природных радионуклидов нельзя, но контролировать необходимо. В случае выявления превышения допустимого ограничения эффективной дозы облучения, обусловленной суммарным воздействием всех природных источников излучения, для населения устанавливаются ограничения на пребывание, вплоть до полного запрета, согласно пункту 5.3.1. норм радиоактивной безопасности НРБ-99/2009.

Природные радионуклиды – необходимая составная часть любого минерала. Среди осадочных пород, для которых характерно карстообразование, большинство пород (доломит, гипс, известняк) и минералов (кальцит) обладают низкой природной радиоактивностью. Магматические породы, в которых образованы полости, могут иметь повышенный гамма-фон за счёт сложения их гранитами, которые содержат природные редкоземельные элементы и их изотопы. Содержание природных радионуклидов в минералах колеблется в определённых интервалах в зависимости от геологических условий их формирования. Например, в почве присутствуют природные радионуклиды двух радиоактивных семейств ^{232}Th и ^{238}U. Среднее удельное содержание ^{40}K, ^{226}Ra и ^{232}Th зависит от механического состава почвы, определяются фазовым составом групп глинистых минералов, и меняется примерно от 300 до 1000 Бк/кг для ^{40}K, от 20 до 30 Бк/кг ^{226}Ra и от 30 до 40 Бк/кг ^{232}Th (Левин и др., 2008).

Есть пещеры, где скапливаются глины и глинистые отложения, имеющие повышенное содержание ^{226}Ra и ^{232}Th. Продуктами их распада служат изотопы радона ^{222}Rn и торона ^{220}Rn, которые могут накапливаться в пещерах. Выделение изотопов радона и торона также возможно из подземных вод, которыми они насыщаются вследствие повышенного содержания природных радионуклидов и продуктов их распада в воде. Существует связь между геологической активностью и интенсивностью выделения радона, которая приводит к его накоплению в полостях пещер. Опасность радона обусловлена воздействием альфа-частиц, образующихся при распаде ^{222}Rn, на дыхательных пути и лёгкие человека. Это воздействие может быть причиной развития раковых заболеваний. Длительное пребывание человека в условиях такого повышенного радиационного фона нежелательно для здоровья. Длительное пребывание мо-

жет существенно превысить дозовые ограничения для природных радионуклидов в соответствии с требованиями норм и правил радиационной безопасности (НРБ-99/2009). В соответствии с директивой Европейского Союза установлены экологические нормативы по среднегодовой объёмной активности радионуклидов в воздухе 300 Бк/м^3 (Council…, 2013). В России этот показатель ниже и составляет 200 Бк/м^3.

В настоящее время данные об опасности низких концентраций радона для здоровья человека противоречивы (Cigna, 2005). Считается, что ^{222}Rn сам по себе не является серьёзной угрозой здоровью, но опасность представляет высокая концентрация дочерник нуклеотидов ^{222}Rn (^{218}Po, ^{214}Pb, ^{214}Bi, и ^{214}Po), которые служат причиной канцерогенеза (Henshaw et al., 1990; Bridges et al., 1991).

В дозиметрии радона важную роль играют короткоживущие продукты его распада (Vaupotic, Kobal, 2004), но основная дозовая нагрузка формируется за счёт радона и торона. Концентрация торона в пещерах обычно находится в диапазоне от 5 до 15% от значений радона (Cigna, 2005), но в некоторых исследованиях выявлено значительное превышение концентрации торона над радоном (Chen et al., 2011). В таких случаях можно говорить о переоценке вклада радона в естественную дозу, кроме того, торон служит помехой в обнаружении радона (Yasuoka et al., 2010), следовательно, обеспечивает завышение эффективной дозы, получаемой человеком.

Аккумуляцию радона в пещерах связывают с их относительной изоляцией, слабой выентиляцией полостей (Gunn, 2003). В обзорах предоставлена информация об изменении содержания ^{222}Rn в пещерах. Средние значения, по данным различных авторов, находятся в диапазоне концентраций: 0,3–10,6 кБк/м^3 (Halk et al., 1992), 4,5–8,9 кБк/м^3 (Hyland, Gunn, 1994), 2,8 кБк/м^3 (Halk et al., 1995, 1997), 0,5–0,8 кБк/м^3 (Solomon et al., 1996), 2,5 кБк/м^3 (Cigna, 2005), 0,5–8,3 кБк/м^3 (Somlai et al., 2011). Высокие концентрации отмечены для некоторых пещер: 155 кБк/м^3 в пещере Giants Hole в Дебришире в Англии (Gunn et al., 1991); 88 кБк/м^{3}в экскурсионной пещере на севере Греции (Papastefanou et al., 2003), 84 кБк/м^3 в Hollow Ridge Cave во Флориде (Kowalczk, Froelich, 2010); 50,5 кБк/м^3 в пещере Castañar в Испании (Lario et al., 2006).

Для пещер на территории Российской Федерации известны концентрации радона в Кунгурской ледяной пещере (Пермский край) где на разных участках зафиксирована концентрация радона от 4777 Бк/м^3 до 10030 Бк/м^3 (Кунгурская…, 2005). Для Воронцовской пещеры (Краснодарский край) объёмная активность радона составляла от 10 до 5 900 Бк/м^3 (Фомин, 2006).

В породах перенос радона происходит за счёт диффузии по каналам и микропорам, а также в растворах вместе с движущейся жидкостью. Диффузия зависит от проницаемости пород, на которую влияет структура пород, пористость, структура массива – наличие разломов, слабопроницаемых пород и пр. (Tanner, 1978). В глинах и сланцах из-за высокого содержания жидкости диффузия замедлена. Основным фактором выноса радона считается транспортировка с грунтовыми водами. Кроме того, в глинистых отложениях пещер могут накапливаться уран и радий (Cigna, 2005).

Распространение радона в пещерах зависит от пород, структуры массива, наличия вод и отложений, концентрации ^{226}Ra в породе, атмосферного давления и пр. В воздухе пещер немного микроорганизмов, пыли и других аналогичных поверхностных частиц, а влажность повышена и пещерные аэрозоли минерализованы, что может играть роль в распространении радона. В частности, отмечено локальное снижение концентрации радона в экскурсионных пещерах в непосредственной близости к тропам, на участках с повышенной запылённостью воздуха. В то же время обнаружено, что поток посетителей влияет на динамику радона из-за дополнительно перемещения воздушных масс. Например, в пещере Фразасси (Италия) концентрация радона снижалась в экскурсионное время, тогда как ночью она повышалась (Cigna, 2005). Известно, что ^{222}Rn существенно тяжелее воздуха, поэтому он скапливается внизу, у пола, может заполнять нижние участки залов и галерей.

Уникальность геоморфологии подземных полостей не даёт возможности проводить математический анализ эманации радона в карстовых массивах – эти исследования требуют непосредственных наблюдений в динамике. Отмечено, что изменение концентрации радона в пещерах носит сезонный характер, а также зависит от гидродинамических характеристик и геологических изменений полостей, например, связано с тектоническими движениями и явлениями (Cigna, 2005).

Концентрация радона может заметно различаться в пещерах одного региона и одного массива, например, в пещерах о. Майорка в Испании отмечены уровни колебания радона от нижнего предела обнаружения до 3060 Бк/м^3, а также сезонные изменения – повышение концентрации радона в летний период (Dumitru et al., 2015). В другой испанской пещере Castañar, наоборот, констатировали повышенные концентрации радона воздухе в холодные и влажные сезоны (37,4 кБк/м^3) и спад в летний период при тёплом и сухом воздухе

(20,3 кБк/м^3), связывая это явление с активной вентиляцией в летний период и закупоркой пор в породе влагой во влажные сезоны. При анализе концентраций радона в пещерах отмечено, что существует взаимосвязь с воздушными и водными потоками, с трещиноватостью пород и размером трещин, геохимическими особенностями пород, в первую очередь известняка. Выявлена корреляция содержания радона с морфологией полости и удалённостью от входа на примере пещер Польши (Przylibski, 1999). Обнаружена зависимость радона от наружной температуры воздуха на поверхности (Gregorič et al., 2011).

Предполагается, что в пещерах достигается равновесная концентрация радона, причём равновесие – это функция коэффициента воздушного обмена (Swedjemark, 1983). Известны работы, где на основании анализа концентрации радона в атсмосфере оценивали воздушные потоки в пещере и интенсивность вентиляции (Kowalczk, Froelich, 2010). Радон рассматривают как естественный индикатор для изучения транспортных процессов в литосфере, гидросфере и атмосфере, и работа с ним служит важной фундаментальной задачей. В частности, применение изотопных методов может предоставить информацию о динамике микроклимата в пещерах (Hakl et al., 1995, 1997).

18-летние исследования демонстрируют тенденцию сезонной флуктуации радона с минимумом в зимний период и летним максимумом (Hakl et al., 1997; Cigna, 2005). Однако могут быть периодические изменения концентрации, которые определяются какими-то иными параметрами (Cigna, 2005).

При выявлении высоких концентраций радона в пещерах необходимо принимать меры по обеспечению безопасности посетителей и персонала, в частности, сокращение времени работы, регулирование продолжительности экскурсий, применение для посетителей специальных защитных фильтрующих масок. Кроме того, предлагается наладить мониторинг эманации радона, устанавливать периодичность выбросов и регулировать посещение в соответствии с динамикой концентрации радона.

Риски для спелеологов и работников пещер от воздействия ионизирующего излучения оцениваются как низкие (Field, 2007). Но отмечается, что поглощённая доза может значительно варьировать в зависимости от времени и эманации радона в полости, что требует измерений интегральных характеристик излучения, а также постоянного мониторинга динамики концентрации радона на разных участках пещеры.

Для снижения концентрации радона в производственных помещениях или шахтах рекомендовано использовать искусственную вентиляцию, однако этот способ не подходит для пещер, поскольку влечёт изменение микроклимата. Другой вариант – герметизация источников распространения радона, что также не подходит для пещер (Cigna, 2005; Gunn et al., 1991; Fijalkowska-Lichwa, 2014).

Заключение

Подземный мир уникален и требует бережного отношения. В пещерах человек находится в экстремальных условиях среды. Безопасное посещение пещер складывается из множества факторов. В музеефицированных пещерах оборудуются специальные маршруты, экскурсоводы сопровождают посетителей, проводится мониторинг подземной среды. Туризм и подземные спелеологические исследования связаны с множеством рисков, уменьшить которые можно специальной подготовкой людей, использованием качественного снаряжения и соблюдением техники безопасности. Накопление знаний об экологии пещер и их эволюции даёт возможность корректировать сложившиеся представления о поведении в пещерах и повышать эффективность работы в них. Важно заботиться о сохранности пещер, оптимизировать антропогенную нагрузку, снижать негативное воздействие на пещерные экосистемы.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 17-55-40003.

Литература

Бирштейн Я.А. Генезис пресноводной, пещерной и глубоководной фаун / Сб. основных биогеогр. Работ / Под ред. Г.М. Беляева. М.: Наука, 1985. 248 с.

Бирштейн Я.А. Жизнь в пещерах: Эколого-систематический очерк // Успехи соврем. биологии. 1940. Т. 13. Вып. 3. С. 385–402.

Гвоздецкий Н.А. Проблемы изучения карста и практика. М.: Мысль, 1972. 392 с.

Гвоздецкий Н.А. Карст. М.: Мысль, 1981. 214 с.

Кунгурская ледяная пещера: опыт режимных наблюдений / Под ред. В.Н. Дублянского. Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 376 с.

Левин М.Н., Негробов О.П., Гитлин В.Р., Селиванова О.В., Иванова О.А. Природный радиационный фон. Учебное пособие. Воронеж: Изд-во Воронежского гос. ун-та. 2008. С. 11–13.

Лукьяненко Е.А. Конструктивно-географические основы охраны и использования карстовых пещер горного Крыма. Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Симферополь, Таврический национальный ун-т имени В.И. Вернадского. 2006. 187 с.

Мазина С.Е. Преобразование вторичных минеральных отложений экскурсионных пещер // Минералогия техногенеза-2008 / Под ред. С.С. Потапова. Миасс: Ин-т минералогии УрО РАН, 2008. С. 70–78.

Мазина С.Е., Базарова Е.П., Концевова А.А. Санитарно-показательная микробиота пещерной системы Снежная-Иллюзия-Меженного // Фундаментальные исследования. 2015. № 2. Часть 26. С. 5808–5814.

Мазина С.Е., Горяева О.В., Попкова А.В. Загрязнение пещер при проведении длительных экспедиций // Пещеры как объекты истории и культуры: сб. материалов Междунар. науч. форума. 19–22 апреля, 2016 г., Воронеж-Дивногорье, Россия. Воронеж: Издат.-полиграфич. центр «Научная книга», 2016а. С. 155–157.

Мазина С.Е. Попкова А.В., Зволинский В.П., Концевова А.А., Тальберг П.И., Горяева О.В. Феномен накопления пропагул микромицетов в зале Победы в пещерной системе Снежная и оценка вирулентности выделенных штаммов // Успехи медицинской микологии. Т. 16. М.: Национальная академия микологии, 2016б. С. 92–95.

Мазина С.Е., Концевова А.А., Маннапова Р.Т., Тальберг П.И. Микромицеты пещеры «Женевская» (Красноярский край) // Соврем. микология в России. М.: Национальная академия микологии, 2017. Т. 6. С. 226–228.

НРБ-99/2009 Нормы радиационной безопасности. Зарегистрировано в Минюсте РФ 14 августа 2009 г. Регистрационный № 14534.

Радиационная обстановка на территории России и сопредельных государств в 2012 году. Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды Росгидромет, ФГУП «Тайфун». Обнинск. 2013. 344 с.

Самойлова Г.С., Авессаломова И.А. Горные регионы России: морфометрический анализ и ландшафтное разнообразия // Вопросы географии. Вып. 137. Горные исследования. Горные регионы северной Евразии. Развитие в условиях глобальных изменений / Отв. ред. В.М. Котляков, Ю.П. Баденков, К.В. Чистяков. М.: Издательский дом «Кодекс», 2014. С. 39–63.

Фомин Г.В. Тритий и радон в районах цепочек карстовых пещер // Вопросы атомной науки и техники. Сер. Термоядерный синтез. 2006. Вып. 2. С. 69–73.

Чикишев А.Г. Пещеры на территории СССР. М.: Наука, 1975. 136 с.

Amend A., Seifert R., Samson R., Bruns Th. Indoor fungal composition is geographically patterned and more diverse in temperate zones than in the tropics // Proc. of the National Academy of Sciences. 2010. V. 107. № 31. P. 13748–13753. https://doi.org/10.1073/pnas.1000454107.

Barton H. Introduction to cave microbiology: A review for the non-specialist // Journ. of Cave and Karst Studies. 2006. V. 68. № 2. P. 43–54.

Bridges B., Cole J., Arlett C., Green M., Waugh A., Beare D., Henshaw D., Last R. Possible association between mutant frequency in peripheral lymphocytes and domestic radon concentrations // The Lancet. 1991. V. 337. № 8751. P. 1187–1189.

Caldwell E. Limnological survey of cavern pools // Report to Carlsbad Caverns National Park. 1991. 31 p.

Caumartin V. Review of the microbiology of underground environments // National Speleological Society Bulletin. 1963. V. 25. № 1. P. 1–14.

Chen J., Moir D., Pronk T., Goodwin T., Janik M., Tokonami S. An update on thoron exposure in Canada with simultaneous ^{222}Rn and ^{220}Rn measurements in Fredericton and Halifax. // Radiation Protection Dosimetry. 2011. V. 147. № 4. P. 541–547.

Cigna A. Radon in Caves // Intern. Journ. of Speleology. 2005. V. 34. № 1–2. P. 1–18.

Council of the European Union, 2014. Council Directive 2013/59/EURATOM of 5 December 2013 laying down basic safety standards for protection against the dangers arising from exposure to ionising radiation // Official Journ. of the European Union. 57. L13.

Culver D., Sket B. Biological monitoring in caves // *Acta Carsologica*. 2002. V. 31. P. 55–64.

Dumitru O., Onac B., Forno´s J., Cosma C. Radon concentration and effective dose assessment in Coves de Campanet (Mallorca Island, Spain). // Journ. of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 2015. V. 303. P. 885–890. doi:10.1007/s10967-014-3511-5.

Engel A., Stern L., Bennett P. Microbial contributions to cave formation: new insights into sulfuric acid speleogenesis // Geology. 2004. V. 32. P. 369–372.

Engel A. Microbial diversity of cave ecosystems // Geomicrobiology: Molecular and Environmental Perspective. Springer Science+Business Media B.V. 2010. P. 219–238. doi: 10.1007/978-90-481-9204-5_10.

Field M. Risks to cavers and cave workers from exposures to low-level ionizing a radiation from ^{222}Rn decay in caves // Journ. of Cave and Karst Studies. 2007. V. 69. № 1. P. 207–228.

Fijałkowska–Lichwa L. Short–term radon activity concentration changes along the Underground Educational Tourist Route in the Old Uranium Mine in Kletno (Sudety Mts., SW Poland) // Journ. of Environmental Radioactivity. 2014. V. 135. P. 25–35.

Forbes J. Geochemistry of Carlsbad Cavern pool waters, Guadalupe Mountains, New Mexico // Journ. of Cave and Karst Studies. 2000. V. 62. P. 127–134.

Forti P. The role of the sulfide-sulfate reaction in the speleogenesis // Proc. of 1st Congress of FEALC. Ouro Preto, Brasil, 1988. P. 71–73.

Forti P. Biogenic Speleothems: An Overview // Intern. Journ.. of Speleology. 2001. V. 30. № 1. P. 39–56.

Frohlich J., Hyde K. Biodiversity of palm fungi in the tropics: are global fungal diversity estimates realistic? // Biodiversity & Conservation. 1999. V. 8. № 7. P. 977–1004.

Gillieson D. Caves: Processes, Development, Management. Cambridge: Blackwell Publishers Ltd, 1996. 324 p.

Grishkan I., Nevo E., Wasser S. Micromycetes from the Saline Arubotaim Cave: Mount Sedom, the Dead Sea Southwestern Shore, Israel // Journ. of Arid Environments. 2004. V. 57. № 4. P. 431–443.

Gunn J. Radon in caves // Encyclopedia of Caves and Karst Sciences. London: Fitzroy Dearborn (an imprint of Taylor & Francis Books, Inc.), 2003. P. 617–619.

Gunn J., Fletcher S., Hyland R. Health implications of radon in British caves // Environmental Geochemistry and Health. 1991. V. 13. № 3. P. 149–149.

Hakl J., Hunyadi I., Csige I., Geczy G., Lenart L., Torocsikll I. Outline of natural radon occurrences on karstic terrains of Hungary. // Radiation Protection Dosimetry. 1992. V. 45. № 1–4. P. 183–186.

Hakl J., Hunyadi I., Varhegyi A. Radon monitoring in caves // Radon measurements by etched track detectors / Eds. S.A. Durrani, R. Ilic. World Scientific, 1995. P. 261–283.

Hakl J., Hunyadi I., Csige I., Geczy G., Lenart L., Varhegyi A. Radon transport phenomena studied in karst caves // Intern. experiences on radon levels and exposures. Radiat Meas. 1997. V. 28. № 1–6. P. 675–684.

Hasenclever H., Shacklette M., Young R., Gelderman G. The natural occurrence of Histoplasma capsulatum in a cave: epidemiological aspects // American Journ. of Epidemiology. 1967. V. 86. P. 238–245.

Henshaw D., Eatough P., Richardson R. Radon: A causative factor in the induction of myeloid leukaemia and other cancers in adults and children? // The Lancet. 1990. V. 335. № 8696. P. 1008–1112.

Hill C. Geology of Carlsbad Cavern and other caves in the Guadalupe Mountains, New Mexico and Texas // New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Bulletin. 1987. V. 117. 150 p.

Hyland R., Gunn J. International comparison of cave radon concentrations identifying the potential alpha radiation risks to British cave users // *Health Physics.* 1994. V. 67. № 2. P. 176–179.

Gregorič A., Zidansek G., Vaupotic J. Dependence of radon levels in Postojna Cave on outside air temperature // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2011. V. 11. № 5. P. 1523–1528.

Jennings J. Karst Geomorphology. Oxford: Blackwell, 1985. 293 p.

Johnson K. Control of Lampenflora at Waitomo Caves, New Zealand, Cave Management in Australia III // Proc. of the 3rd Australasian Cave Tourism and Management Conf. 1979. V. 30. P. 105–122.

Jurado V., Laiz L., Rodriguez-Nava V., Boiron P., Hermosin H., Sanchez-Moral S., Saiz-Jimenez C. Pathogenic and opportunistic microorganisms in caves // Intern. Journ. of Speleology. 2010. V. 39. № 1. P. 15–24.

Koilray A., Marimuthu G., Natarajan K., Saravanan S., Maran P., Hsu M. Fungal diversity inside caves of Southern India // Current Science. 1999. V. 77. № 8. P. 1081–1083.

Kowalczk A., Froelich P. Cave air ventilation and CO_2 outgassing by radon-222 modelling: how fast do caves breathe // *Earth Planetary Science Letters*. 2010. V. 289. P. 209–219.

Kubesova S. Bryophyte flora at lamps in public caves in the Moravian Karst (Czech Republic) // Acta. Mus. Morav., Sci. Biol, 2001. 86 p.

Kubesova S. Mechorosty v blizkosti svetel ve trech pristupnych jeskynich na severni Morave // 3 narodni speleologicky congress. 8–9 October 2004. Moravsky kras Sloup. 2004. P. 41–42.

Laiz L., Groth I., Gonzalez I., Saiz-Jimenez C. Microbiological study of the dripping water in Altamira Cave (Santillana del Mar, Spain) // Journ. of Microbiological Methods. 1999. V. 36. P. 129–138.

Laiz L., Groth I., Schumann P., Zezza F., Felske A., Hermosin B., Saiz-Jimenez C. Microbiology of the stalactites from Grotta dei Cervi, Porto Badisco, Italy // International Microbiology. 2000. V. 3. P. 25–30.

Lario J., Sanchez-Moral S., Cuezva S., Taborda M., Soler V. High Rn-222 levels in a show cave (Castanar de Ibor, Spain): proposal and application

of management measures to minimize the effects on guides and visitors // Atmosphere Environment. 2006. V. 40. P. 7395–7400.

Malloch D., Khan R.S. Three fungal records from the Cave of Ramioul // Bulletin des Chercheurs de Wallonie. 1988. V. 28. P. 189–197.

Northup D., Dahm C., Melim L., Spilde M., Crossey L., Lavoie K., Mallory L., Boston P., Cunningham K., Barns S. Evidence for geomicrobiological interactions in Guadalupe caves // Journ. of Cave and Karst Studies. 2000. V. 62. № 2. P. 80–90.

Northup D., Lavoie K. Geomicrobiology of Caves: A Review // Geomicrobiology Journ. 2001. V. 18. P. 199–222.

Northup D., Barns S., Yu L. Diverse microbial communities inhabiting ferromanganese deposits in Lechuguilla and Spider caves // *Environmental Microbiology*. 2003. V. 5. P. 1071–1086.

Palmer A. Origin and morphology of limestone caves // Geological Society of America Bulletin. 1991. V. 103. P. 1–21.

Papastefanou C., Manolopoulou M., Stoulos S., Ioannidou A., Gerasopoulos E., Radon concentrations and absorbed dose measurements in a Pleistocenic cave // Journ. of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 2003. V. 258. № 1. P. 205–208.

Pentecost A., Zhoohui Z. The distribution of plants in Scoska cave, North Yorkshire and their relationship to light intensity // Intern. Journ. of Speleology. 2001. V. 30 A. P. 27–37.

Przylibski T. Radon concentration changes in the air of two caves in Poland // Journ. of Environmental Radioactivity. 1999. V. 45. № 1. P. 81–94 https://doi.org/10.1016/S0265-931X(98)00081-2.

Smith G. Carbon dioxide, caves, and you // Proc. of the 21st Biennial Australian Speleological Federation Conf. 1997. V. 133. P. 20–23.

Solomon S., Langroo R., Lyons R., James J. Radon exposure to tour guides in Australian show caves // Environment International. 1996. V. 22. P. 409–413.

Somlai J., Hakl J., Kavasi N., Szelier G., Szabo P., Kovacs T. Annual average radon concentration in the show caves of Hungary // Journ. of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 2011. V. 287. № 2. P. 427–433.

Spilde M., Northup D., Boston P., Schelble R., Dano K., Crossey L., Dahm C. Geomicrobiology of cave ferromanganese deposits: a field and laboratory investigation // Geomicrobiol Journ. 2005. V. 22. P. 99–116.

Stevens T., McKinley J. Lithoautotrophic Microbial Ecosystems in Deep Basalt Aquifers // Science. 1995. V. 270. № 5235. P. 450–455.

Swedjemark G.A. The equilibrium factor F // Health Physics. 1983. V. 45. № 2. P. 453–462.

Taboroši D. Biologically influenced carbonate speleothhems // Perspectives on Karst Geomorphology, Hydrology, and Geochemistry – A tribute volume to Derek C. Ford and William B. White. P. Geological Society of America Special Paper 404. 2006. P. 307–317.

Tanner A. Radon migration in the ground: A Supplementary Review // Natural Radiation Environment III, 1978. Series 51, CONF-780422, 1. P. 5–56.

Turin H., Plummer M. Lechuguilla cave pool chemistry, 1986-1999 // *Journ. of Cave and Karst Studies*. 2000. V. 62. № 2. P. 135–143.

Vanderwolf K., Malloch D., McAlpine D.F., Forbes G.J. A world review on fungi, yeasts, and slime molds in caves // Intern. Journ. of Speleology. 2013. V. 42. № 1. P. 77–96. http://dx.doi.org/10.5038/1827-806X.42.1.9.

Vaupotic J., Kobal I. Unattached fraction of radon decay products as a crucial parameter for radon dosimetry in Postojna cave // Acta Carsologica. 2004. V. 33. № 1. P. 85–100.

Went F. Fungi associated with stalactite growth // Science. 1969. V. 166. № 3903. P. 385–386.

White W. Karst hydrology: recent developments and open questions. // Engineering Geology. 2002. V. 65. P. 85–105.

Yasuoka Y., Sorimachi A., Ishikawa T., Hosoda M., Tokonami S., Fukuhori N., Janik M. Separately measuring radon and thoron concentrations exhaled from soil using AlphaGuard and liquid scintillation counter methods // Radiation Protection Dosimetry. 2010. V. 141. № 4. P. 412–415.

УДК 551.44

Обоснование заповедного статуса карстовых полостей Республики Крым на основе оценки спелеоресурсного потенциала

© 2018 г. Г.Н. Амеличев

Институт спелеологии и карстологии Крымского федерального университета имени В.И. Вернадского, Симферополь
lks0324@yandex.ru

Substantiation of the reserve status of karst caves in the Republic of Crimea based on speleoresource potential evaluation

G.N. Amelichev

Institute of speleology and karstology of the V.I. Vernadsky Crimean Federal University, Simferopol
lks0324@yandex.ru

The paper presents the method for assigning of reserved status to karst caves in territory of the Republic of Crimea. The main stages of the procedure are described, including the creation of individual cave's passport, resource potential revealing and its evaluation, and the definition of the reserved status. On the base of statistic analysis of almost 1500 caves ecological resources, 124 particulary valuable speleological objects have been revealed which pretend to be included to the natural reserve fund of the Republic of Crimea. According to the total number of caves with reserved status, the Main Range of the Crimean Mountains is leading, and the leading parts of it are Ay-Petri (41 caves), Karaby (26), Chatyrdag (14) and Dolgorukovsky (14) karst massives.

Key words: ***karst cavity, potential of caves, protected status, Republic of Crimea, resource specially protected natural territory.***

В работе представлена методика присвоения заповедного статуса карстовым полостям на территории Республики Крым. Описаны основные этапы процедуры, включающие создание индивидуального паспорта пещеры, выявление ресурсного потенциала и его количественная оценка, определение заповедного статуса. На основе статистического анализа экологических ресурсов почти 1500 пещер выявлено 124 особо ценных спелеологических обьекта, претендующих на внесение в природно-заповедный фонд Республики Крым. По общему количеству пещер с заповедным статусом лидирует Главная гряда Крымских гор, а внутри нее Ай-Петринский карстовый массив (41 полость), Карабийский (26), Чатырдагский (14), Долгоруковский (14).

Ключевые слова: ***заповедный статус, карстовая полость, особо охраняемая природная территория, Республика Крым, ресурсный потенциал пещер.***

Введение

По состоянию на 1 апреля 2018 г. в Крыму насчитывается 199 единиц территорий и объектов природно-заповедного фонда. Их общая площадь составляет более 2,4 тыс. км^2 (около 9% площади полуострова), что приближается к рекомендуемому ООН оптимальному уровню заповедной насыщенности для регионов мира (Биологическое разнообразие…, 1999; Ена и др., 2000). Среди территорий и объектов заповедного фонда Крыма два заказника и 73 памятника природы геологической направленности. Среди последних более 40% приходится на спелеологические объекты.

Несмотря на постоянное совершенствование природоохранной политики прирост заповедной доли карстовых полостей и качество их охраны оставляют желать лучшего. Существенным недостатком предыдущих методик выделения заповедных объектов и территорий был субъективизм, позволявший «на глазок» определять природоохранный ранг, решать вопрос о включении той или иной пещеры в заповедный реестр. Инструкции, которые регулируют процесс заповедания спелеологических объектов, на сегодня фактически отсутствуют.

В начале 2000-х годов в Крыму в Лаборатории карстоведения и спелеологии Таврического национального университета имени В.И. Вернадского (ныне Института карстологии и спелеологии Крымского федерального университета имени В.И. Вернадского) была разработана методика количественной оценки природоохранной значимости карстовых полостей (Амеличев, Лукьяненко, 2003), которая позволяет обоснованно определять заповедный статус каждой пещеры. При оценке 867 спелеологических объектов, занесённых на тот период в Кадастр карстовых полостей Крыма, было выявлено 103, обладающих признаками памятников природы местного и государственного значения. Часть из них попала в природоохранный реестр. Были отмечены особенности методики, связанные с её региональным характером (пещеры, выявленные в одном регионе как редкие или уникальные по своим природным данным, в другом регионе могут оказаться типичными, широко распространёнными) и зависимостью результатов оценки от степени карстолого-спелеологической изученности территории. Последний факт обусловил процесс постоянного совершенствования самой методики и необходимость периодической (пятилетней) переоценки спелеоресурсного потенциала полуострова в связи с высокой активностью спелеологических исследований (Касьян,

Верченко, 2009; Пронин, 2011 и др.), бурным ростом количества пещер и появлением новых уникумов подземного мира.

Последний анализ, выполненный в 2013 г. и базирующийся на спелеоресурсной оценке 1017 пещер Крыма (Амеличев и др., 2014), выявил 115 спелеологических объектов заповедного ранга. В 2016 г. благодаря усилиям Русского географического общества и Российского союза спелеологов был успешно выполнен всероссийский проект «Создание электронного кадастра пещер России и крупных пещер ближнего зарубежья». Крымский региональный центр по учёту и документации пещер внёс в него более 1400 полостей. К началу 2018 г. их количество полостей достигло 1629, из которых 1497 пещер имеют кондиционные индивидуальные паспорта, позволяющие провести очередную ревизию спелеоресурсного потенциала.

В связи с ограниченностью и малодоступностью публикации, знакомящей с методиками оценки спелеоресурсного потенциала и определения заповедного статуса пещер, а также изменениями, внесёнными в последние годы в оценочные критерии и шкалы, цель данного сообщения – знакомство с основными положениями методики и новыми результатами оценки карстовых полостей и закарстованных территорий Крыма.

Алгоритм заповедания

В общих чертах процедура заповедания и оценки пещерных ресурсов выглядит следующим образом (рис. 1).

Первый шаг процедуры – создание индивидуального паспорта пещеры. В настоящее время для карстовых полостей России и ближнего зарубежья, вносимых в информационно-поисковую систему (ИПС) Кадастра пещер России на общедоступном сайте www.speleoatlas,ru, структура такого паспорта разработана. Она основывается на методических рекомендациях, изложенных в многочисленных отечественных (Дублянский, 1977; Проблемы…, 1983; Голод и др., 1984; Гидрогеология…, 1987) и зарубежных (Ford, Williams, 2007; Palmer, 2007 и др.) работах. При создании паспорта учтён опыт целого поколения советских спелеологов (Дублянский, Комарова, 1969; Дублянский и др., 1980; Дублянский, Илюхин, 1982) и национальных спелеологических обществ и организаций постсоветского пространства (Монахова и др., 2002; Геоморфология…, 2002 и др.; Климчук и др., 2008; Пещеры…, 2010). Изложенные в паспорте данные позволяют

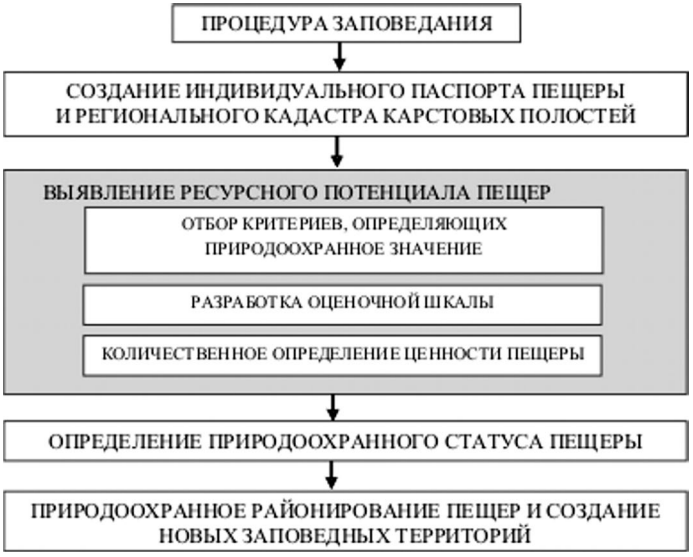


Рис. 1. Схема-алгоритм процедуры заповедания карстовых полостей

более объективно оценить экологическое состояние пещеры и разработать эффективные меры по оптимизации ее природопользования.

Второй шаг – выявление ресурсного потенциала пещер – состоит из нескольких этапов. На первом этапе происходит отбор критериев, определяющих природоохранное значение карстовых полостей. Это должны быть критерии экологической направленности, отвечающие за вещественно-энергетический состав, способность к поддержанию и восстановлению пещерной среды и устойчивость подземного ландшафта. К морфологическим критериям спелеоландшафтов относятся полостные формы и их размеры; к геологическим – скальные и рыхлые отложения, минеральные и натёчные образования, обвальные и снежно-ледяные накопления; к гидрологическим – все водопроявления пещер (реки, ручьи, озёра, источники, сифоны); к климатическим – термика, влажность и движение воздуха, газовый состав, радиационное состояние и лечебные свойства воздушной среды; к биологическим – все проявления троглобионтной и троглофильной флоры и фауны. Отмеченные объекты представляют собой результат комплексного взаимодействия средообразующих компонентов и, в свою очередь, сами формируют пещерную среду.

Второй этап заключается в разработке оценочной шкалы критериев, которая основывается на определении частоты встречаемости и степени

представительности пещерных ресурсов и достопримечательностей (типов отложений и вод, физико-химических аномалий, эндемизма флоры и фауны и пр.) в регионе (Голод и др., 1984). Согласно теории статистики (Некос, Снопик, 1984) для разграничения качественных градаций шкалы (типичные, редкие, уникальные объекты и явления) и подведения под них количественной основы, были использованы часто применяемые для классификационных целей одно- и двухсигмовый пределы распределения частоты встречаемости, соответствующие 5 и 34%. Таким образом, если в регионе достопримечательный объект или явление встречаются менее чем в 5% случаев, они относятся к уникальным, от 5 до 34% – к редким, более 34% – к типичным. Первые из них оцениваются в 100 баллов, вторые – в 10, третьи – в 1 балл. Соглашаясь, что выбор номинальной, прогрессивной шкалы также субъективен, как и выбор любой другой обычной шкалы, следует отметить, что она более оптимальна для использования группами спелеологов, не имеющих специальной подготовки, а при логарифмировании легко переходит в обычную. Кроме того, такой подбор шкалы практикуется в природоохранной оценке карстовых объектов на территории России (Голод и др., 1984).

Третий этап – количественное определение ценности пещеры – заключается в дифференциальной оценке отдельных спелеоресурсов разных категорий по разработанной шкале и выведении среднего интегрального показателя ценности каждой полости.

Трёхэтапный процесс выявления и оценивания ресурсного потенциала карстовых полостей позволяет перейти к третьему шагу процедуры заповедания – определению их природоохранного статуса. Принятые в России, в том числе в Крыму, статусы особо охраняемых природных территорий регионального и федерального значения, должны определяться на основе численных методов классифицирования природных объектов. Для этого необходимо иметь интегральные оценочные данные по всем пещерам региона. По этим данным определяется среднее оценочное значение ($X_{ср.}$) и среднеквадратическое отклонение (δ). Пещеры со средним баллом более $X_{ср.} \pm 2\delta$ – это уникальные памятники природы федерального значения и требуют неотложных мер по их исследованию и охране. Доступ к наиболее ценным спелеоресурсам в них должен быть полностью прекращён. Полученный сигнал о наличии подобной полости должен служить началом мероприятий по дополнительному обследованию и изучению с привлечением специалистов и организации практической охраны.

Пещеры со средним баллом от $X_{ср.} \pm \delta$ до $X_{ср.} \pm 2\delta$ содержат множество редких достопримечательностей и являются памятниками природы регионального значения. Для сохранения выявленных в них ценных объектов необходимо принять меры по ограничению (регулированию) посещения пещеры. Карстовые полости со средней оценкой менее $X_{ср.} \pm \delta$ типичны для данной местности и не требуют принятия специальных мер охраны, однако в силу возможного дальнейшего прохождения и обнаружения в них новых, более ценных достопримечательностей необходимо взять эти объекты на учёт. Их посещение может быть свободным.

Четвёртый этап процедуры заповедания направлен на выявление приоритетных территорий для организации спелеологических заказников, заповедников и национальных парков, которые объединяли бы единым режимом охраны карстовые полости, обладающие наиболее ценными и типичными свойствами. Он подразумевает переход от локального к региональному уровню процесса заповедания спелеологических объектов. В данной работе этот этап не рассматривается.

Критерии природоохранной значимости и их количественная оценка

Морфолого-генетические критерии. Морфология и генезис карстовых полостей – тесно связанные между собой характеристики, часто диагностируемые по размеру, соотношению метрических показателей и взаиморасположению составных полостных элементов. Для развития, функционирования, поддержания экологического равновесия (стабильности) любому природному комплексу, включая пещеры, необходимо географическое пространство. Для пещерных экосистем таким пространством выступает объём полости либо её линейные характеристики (длина, глубина). Установлено, что полости, обладающие большими объёмами, имеют богатый ресурсный потенциал (Дублянский и др., 2002; Кунгурская…, 2005 и др.). В них лучше выражены разнообразные типы отложений, зоны климатической неоднородности, геохимические аномалии, гидрологический режим (для обводненных), видовое разнообразие флоры и фауны.

В Крыму подземные карстовые полости по протяжённости (числитель) и глубине (знаменатель) подразделяются на четыре категории (Дублянский, Дублянская, 1996): крупнейшие (более 5 км/более 500 м), крупные (более 0,5 км/более 100 м), значительные (более 100 м/более 50 м) и прочие (менее 100 м/менее 50 м). На начало 2018 г. количество

пещер по категориям составило 3, 77, 178 и 1239 штук, соответственно. Полости первых трёх категорий – это подземные комплексы, наиболее полно представленные в ландшафтном плане и обладающие рядом ценных и редких природных образований и явлений. Чаще всего именно они претендуют на присвоение высокого природоохранного статуса.

На протяжении 40 лет в Крыму доминировала морфолого-генетическая классификация карстовых полостей В.Н. Дублянского (1971, 1977), которая по современным представлениям характеризует эпигенный механизм спелеогенеза (Климчук, 2013). Согласно этой классификации все природные пещеры делятся на четыре класса. Самый многочисленный из них класс коррозионно-эрозионных полостей (44% от общего числа), включающий пещеры-поноры и шахты-поноры, вскрытые пещеры и пещеры-источники, формирование которых происходило в основном под воздействием сконцентрированных потоков поглощённых поверхностных вод. Вторые по количеству пещеры нивально-коррозионного класса (36% от общего числа). Они имеют небольшие размеры, простую полостную конфигурацию и молодой возраст. Поэтому комплекс ландшафтных компонентов в них выражен не всегда полно.

Некоторые нивально-коррозионные колодцы и шахты служат накопителями перелетовывающего снега и льда. В 40 из них имеются многолетние скопления снега суммарным объёмом до 10 000 м^3. Полости коррозионно-гравитационного класса самые малочисленные, однако благодаря своей специфичности иногда содержат уникальные явления, обладают экзотическими свойствами, выдвигающими их в ряд природоохранных объектов. Например, многие из них на Южнобережье Крыма несут следы материальной и духовной культуры прошлого, представляют собой известные археологические памятники. Среди коррозионно-абразионных пещер встречаются оригинальные по акустическим свойствам полости, интересны каналы, вскрывающие субмаринные источники.

Спелеогенетические исследования, проводившиеся в Крыму в последнее десятилетие, привели к выделению гипогенного типа пещер (Климчук и др., 2013; Амеличев и др., 2016), который широко признаётся во всём мире (Климчук, 2013; Hypogene…, 2017). Это полости различных размеров, но специфической конфигурации и расположения, определяемых растворяющим действием восходящих напорных потоков в гидравлически закрытых системах, работавшие в прошлом, а ныне находящиеся у поверхности в реликтовом состоянии. Ценность таких пещер заключается в уникальной палеогеографической инфор-

Таблица 1. Природоохранная оценка морфолого-генетических критериев карстовых полостей Крыма

Морфолого-генетические критерии	Количество пещер, шт.	Процент встречаемости	Природоохранная категория	Оценочный балл
Генетические типы и классы пещер*				
КЭ	662	44	типичные	1
НК	539	36	типичные	1
КГ	65	4	уникальные	100
КА	117	8	редкие	10
ГГ	114	8	редкие	10
Объёмные размеры				
>100 тыс. м^3	2	<1	уникальные	100
10–100 тыс. м^3	30	2	уникальные	100
1–10 тыс. м^3	166	11	редкие	10
<1 тыс. м^3	1299	>86	типичные	1
Линейные размеры (длина/глубина)				
>5 км/>500 м	3	<1	уникальные	100
>500 м/>100 м	77	6	редкие	10
>100 м/>50 м	178	12	редкие	10
<100 м/<50 м	1239	>81	типичные	1

*Типы пещер: эпигенный (классы: КЭ – коррозионно-эрозионный, НК – нивально-коррозионный, КГ – коррозионно-гравитационный, КА – коррозионно-абразионный) и гипогенный (ГГ).

мации, сохранившейся в виде морфологических, седиментологических, изотопно-геохимических и других данных, представляющих интерес для ретроспективного и прогнозного моделирования природных процессов, протекавших в гидрогеологически закрытых обстановках.

Таким образом, морфология и генезис полости контролируют большинство изменений поступающих с поверхности и из недр потоков вещества и энергии, а размерные характеристики служат своеобразным показателем степени устойчивости подземной экосистемы. Благодаря буферной роли подземных карстовых ландшафтов в них сформировались необычные, уникальные природные обстановки, требующие обязательного изучения и сохранения.

В итоге к морфолого-генетическим критериям, имеющим средообразующее и природоохранное значение, относим объём и линейные (размерные) характеристики пещеры, а также генетический тип и класс пещер. В соответствии с региональной повторяемостью определена их природоохранная категория и оценка (табл. 1). Выделенные

критерии в отличие от последующих являются атрибутивными для карстовых полостей, поэтому минимальная средняя оценка, которую может получить карстовая полость по этим показателям, составляет 1 балл. Среднее максимальное значение составит 100 баллов.

Геологические критерии. Одними из наиболее ценных образований пещерной среды являются отложения. По классификации Соколова–Максимовича (Максимович, 1963) они разделяются на следующие генетические типы: остаточные, обвальные, водные механические, водные хемогенные, криогенные, органогенные, антропогенные. В последние годы многие исследователи (Климчук и др., 1994; Speleogenesis…, 2000) выделяют дополнительно отложения аэрозольного генезиса. Каждый из выделенных типов может быть представлен редкими и ценными минералого-петрографическими образованиями местного (автохтонного) и чуждого (аллохтонного) происхождения.

Остаточные отложения формируются в результате аккумуляции нерастворимого остатка карстующихся пород. Нерастворимый остаток состоит из глинистых и песчанистых частиц, содержание которых в растворимой породе может достигать 1–10%, а иногда и больше. «Чистые» остаточные отложения крайне редки, так как смешиваются с осадками иного происхождения, принесёнными из других галерей и с поверхности. Остаточные глины, известные под экзотическим названием «леопардовы шкуры», – их лучше всего сохранившийся чистый вид, встречающийся в карстовых полостях Крыма и образующийся в результате избирательного растворения с участием микробов. Исследование этих отложений может дать интересные сведения о древних и современных экологических обстановках в пещерах.

Обвальные отложения – частый компонент карстовых полостей любого типа. Они представлены обломочным материалом самых разных размеров (от 1 см до 2–6 м в поперечнике). Крупные обвальные тела объёмом более 1000 м^3 – явление редкое. Они строго локализованы и образуют огромные обвальные конусы высотой 10–15 м и более. Интересны сейсмо-гравитационные глыбы и блоки весом до 100–2500 т, а также крупные поваленные натёчные колонны длиной 8–10 м, диаметром 4–6 м и весом от 6 до 130 т. Перемещение этих объектов происходило под действием силы тяжести, а «спусковым крючком» стал сейсмический толчок. Ориентация карстовых полостей и характер размещения в них обвальных отложений по отношению к сейсмическим очагам Крыма свидетельствует о возможности

уточнения схем микросейсмического районирования закарстованных территорий (Дублянский и др., 1995).

Водные механические отложения состоят из аллювия пещерных рек, осадков озёр и терригенного и глинистого материала, попавшего с поверхности. Большая часть этих отложений имеет аллохтонное происхождение и несёт информацию о расположении водосборных бассейнов в области денудации (питания), из которой поступал материал. В пещерах Крыма известно более 50 минералов, многие из которых встречены на полуострове впервые (Тищенко, 2008). Ценными отложениями служат фракции тяжёлых минералов аллохтонного генезиса, аккумулирующиеся в руслах пещерных водотоков. Размер и форма обломков пещерного аллювия свидетельствует о палеогидрологических условиях существования карстовых полостей, изменениях их водного режима в течение длительных геологических эпох, позволяет рассчитать средние и максимальные скорости и расходы подземных потоков.

Водные хемогенные отложения – это наиболее известные и ценные образования эпигенных карстовых полостей. Они подразделяются на субаэральные и субаквальные (Дублянский, 1977). Наибольшей популярностью среди первых пользуются сталактиты, сталагмиты, натёчные коры, которые встречаются в большинстве полостей Крыма и составляют основу пещерного убранства. Самый длинный отдельный сталактит (6 м) зафиксирован в пещере Геофизическая на Ай-Петринском массиве, а самая высокая натёчная колонна – 20 м в шахте Крубера на Караби (Дублянский, Дублянская, 1996). Среди редких натёчных форм в воздушной среде образуются причудливые каменные цветы (антолиты), кораллиты (кораллоиды, попкорн), спирали (геликтиты) и другие эксцентричные образования.

К более редким аккумулятивным формам относятся субаквальные отложения. Это связано с малой современной водообильностью карстовых полостей Крыма и быстрым разрушением этих образований в безводных условиях. К самым ценным отложениям (формам) субаквальной группы относятся туфы, пещерный жемчуг, плотины-гуры, кальцитовые пленки и забереги, лунное молоко. Например, в шахте Бездонная на Чатырдаге известно местонахождение, содержащее 16185 жемчужин-оолитов размером от 0,1 до 2,7 см. У входа в Красную пещеру расположена самая большая туфовая площадка (400 000 м^3), а в самой пещере – около сотни гуровых озёр.

Слоисто-концентрическая структура хемогенных отложений – превосходный индикатор палеогидрологических условий территории,

фаз активности Солнца, общей увлажнённости территории. Положение отдельных морфоскульптур и их ориентировка в пространстве указывают на изменения, связанные с тектоническим режимом.

Криогенные отложения (многолетние снег и лёд) в Крыму представлены в основном в карстовых полостях нивально-коррозионного класса, обладающих значительными входами и глубиной. Накапливаясь в зимний период путём ветрового перераспределения и в результате срыва надвходовых карнизов, снег может перелетовывать в полостях в течение нескольких лет и впоследствии трансформироваться в лёд. В пещере Большой Бузлук (плато Караби) возраст пещерного льда, объём которого в 1961 г. достигал 1800 м^3, составляет около 50 лет. В шахте Водопойная зафиксирована снежная пробка мощностью 12 м (Дублянский, Дублянская, 1996). Самая большая плотность карстовых полостей со снегом наблюдается на Чатырдаге. Здесь же расположена шахта Бездонная с самым глубоким (более 140 м) залеганием снежного конуса (Душевский, Шутов, 1987).

Кроме большой водорегулирующей роли, карстовые полости со снегом и льдом служат хорошими индикаторами современных экологических условий. Их мониторинг позволяет оперативно реагировать на происходящие изменения окружающей среды. В связи с этим полости, круглогодично содержащие криогенные отложения, должны быть взяты под охрану.

Органогенные отложения в пещерах Крыма представлены гуано, фосфоритами, костяной брекчией, селитрой (Дублянский, 1977; Тищенко, 2008). Скопления гуано – это минерализованные продукты жизнедеятельности живых организмов, накапливающиеся в пещерах, которые служили (служат) убежищем для диких животных или загонами для скота. В настоящее время гуано является ценным минеральным удобрением, которое отдельные страны даже экспортируют за рубеж. В Крыму гуано и связанные с ними фосфориты известны в нескольких десятках пещер, но не образуют больших залежей. Крупные местонахождения костяной брекчии обнаружены более чем в 30 пещерах Горного Крыма (Бачинский, Дублянский, 1968; Времир, Ридуш, 2008). Фоссилизированные костные остатки в основном принадлежат пещерному медведю, пещерному льву, пещерной гиене, косуле, оленю обыкновенному, грызунам, северным видам птиц. Но встречаются и остатки мамонта, шерстистого носорога, морских животных. Скопления биогенной селитры из пещер Предгорного Крыма использова-

лись для производства пороха во время англо-франко-русской войны 1854–1855 гг. (Дублянский, 2000).

Результаты исследования органогенных отложений используются для палеогеографических реконструкций и определения возраста отдельных частей карстовых систем. Костеносные пещеры должны охраняться как бесценный источник палеонтологической информации.

Антропогенные отложения в пещерах представлены продуктами жизнедеятельности человека (поделки из костей животных, керамические и металлические изделия, отходы при изготовлении орудий труда, погребения и пр.). В Предгорном Крыму чаще всего археологические находки попадаются в реликтовых гипогенных пещерах, в горной части – в полостях коррозионно-эрозионного класса, а на южнобережном склоне тяготеют к коррозионно-гравитационным полостям, заложенным в массивах-отторженцах, спускающихся водораздельными гребнями от яйлинских обрывов к берегу Чёрного моря. Многие пещеры длительное время служили человеку убежищем и содержат несколько ископаемых культурных слоёв. Палеолитические находки в пещерах Чокурча, Киик-Коба и некоторых других принесли им мировую известность и потому представляют огромный историко-археологический интерес.

Отложения гидравлически закрытых обстановок встречаются в карстовых полостях гипогенного типа, они могут быть связаны как с термальными так и холодными водами. В зависимости от температуры поступающих из недр флюидов здесь происходит выпадение из вод лимонита, вада, арагонита, андреита, кальцита. В некоторых пещерах Крыма встречаются редкие образования – исландский шпат, барит, гипс и другие минералы, которые могут использоваться в оптике, медицине, ювелирном деле. Последние открытия в области изотопной геохимии и гипогенной диагностики (Dublyansky et al., 2014; Амеличев и др., 2015, 2016) позволяют восстанавливать условия, в которых происходила садка этих минералов, а методики абсолютной датировки – определять периоды с различной геотермальной активностью Крымских гор.

В соответствии с встречаемостью отмеченных выше геологических критериев определена их природоохранная категория и оценка (табл. 2). Диапазон изменения средней оценки геологических критериев лежит в пределах от 0 до 100 баллов. Нулевой балл присваивается анализируемым геологическим объектам и явлениям, отсутствующим в полости, или сведений, о которых не содержится в индивидуальном паспорте пещеры и региональном кадастре. В случае встречи в полости объектов

Таблица 2. Природоохранная оценка геологических критериев карстовых полостей Крыма

Геологические критерии	Количество пещер, шт.	Процент встречаемости	Природоохранная категория	Оценочный балл
Остаточные глины				
Автохтонные	14	1	уникальные	100
Полигенетические	647	43	типичные	1
Обвальные отложения				
Крупные обвальные тела и поваленные сталагнаты	316	21	редкие	10
Субтерральные концентрические натеки				
Сталактиты, сталагмиты	709	47	типичные	1
Субтерральные эксцентрические натеки				
Антолиты, кораллиты, геликтиты	210	14	редкие	10
Субаквальные отложения				
Туфы	11	1	уникальные	100
Пещерный жемчуг и лунное молоко	34	2	уникальные	100
Гуры	60	4	уникальные	100
Криогенные отложения				
Многолетний снег и лед	94	6	редкие	10
Органогенные отложения				
Гуано, костяная брекчия, селитра	92	6	редкие	10
Антропогенные отложения				
Продукты жизнедеятельности человека, погребения	52	3	уникальные	100
Отложения гидравлически закрытых обстановок				
Исландский шпат, барит, гипс	28	2	уникальные	100

типичной, редкой и уникальной категории присваивается балл высшей категории. Превалирующее по сравнению с другими количество геологических критериев объясняется тем, что карстовые полости служат, по выражению В.Б. Михно (1990), литогенными ландшафтами, в которых главную системообразующую роль играет геологическая основа.

Климатические критерии. Климат карстовых полостей – важная составная часть подземных ландшафтов. Его изучение позволяет определить условия образования различных натёчных форм и льда, пребывания под землёй человека и иных живых организмов. Климатическая характеристика карстовой полости слагается из оценки интенсивности движения воздуха, его температуры и влажности, условий конденсации влаги, на основании которых строятся климатические классификации пещер и шахт. Часто к климатическим свойствам стали относить газовый состав воздуха, радиационный фон, звуковые

и оптические явления, лечебно-оздоровительный эффект воздушной среды пещер (Дублянский, 2000; Дублянский, Дублянская, 2004).

Основными причинами движения воздуха в карстовых полостях служат наличие перепада давления между входами (входной и дальней частью), эффект разряжения, возникающий при сильных ветрах на поверхности или движении воды под землёй, разница в удельном весе влажного и сухого воздуха. В карстовых полостях, имеющих входы на разной высоте, в тёплый период воздух находится в нисходящем, а в холодный – в восходящем движении. Известны примеры внесезонного знакопеременного движения воздуха, известного под названием пещерного дыхания. В восходящих пещерах летом застаивается тёплый, а в нисходящих зимой – холодный воздух. Скорость движения воздуха в карстовых полостях Крыма колеблется в разные сезоны от 0,005 до 10 м/с и зависит от размеров и ориентировки входа, изолированности и объёма полости. Чем интенсивнее в ней движется воздух, тем быстрее происходит его обновление. Количественно интенсивность обновления воздуха в полости определяют с помощью коэффициента воздухообмена (отношение общего объёма воздуха, проходящего через полость в сутки, к её объёму, раз/сут). По величине коэффициента воздухообмена выделяют два типа пещер: описанный выше динамический (более 5 раз/сут) и статический (до 5 раз/сут).

В статических пещерах со спокойной атмосферой наиболее чётко фиксируются такие редкие явления как газовые, радиационные и геотермальные аномалии и наблюдаются оптимальные условия для формирования и сохранения ценных лечебных свойств подземного воздуха, используемых в спелеотерапии.

К газовым аномалиям относятся участки подземной атмосферы, в которых содержание отдельных газов выше (ниже) фонового по пещере на величину $X_{ср.} \pm 3\delta$, где $X_{ср.}$ – средняя концентрация (объёмные проценты) конкретного газа в пещере, а δ – среднеквадратическое отклонение. Кроме того, к аномальным по газовому составу относятся полости, в которых содержание отдельных газов выше фонового для всех полостей Крыма на величину $X_{ср.} \pm \delta$. Для метана (CH_4) и углекислого газа (CO_2) из пещер Горного Крыма средними являются величины 0,25 и 1,60 объёмных процента, соответственно. Аномальные газопроявления CH_4 и CO_2 приурочены к активным разломным зонам, по которым углеводородные флюиды поступают из нижнего структурного этажа Крымских гор в верхний (Гордиевич и др., 1963).

Например, метановые аномалии наблюдаются в пещерах Скельская – 0,55, Сюндюрлю – 0,74, Гвоздецкого – 0,85, Молодёжная – 1,32, Кристальная – 6,71 объёмных процента, а углекислотная – в шахте Бездонная на Агармыше – 4,0 объёмных процента.

Радиационные аномалии, связанные с радоном, выявлены в карстовых полостях Крыма относительно недавно (Климчук, Наседкин, 1992). Они связаны с наличием в пещерной атмосфере альфа-активных изотопов радона, которые благодаря замкнутости подземного пространства могут накапливаться до высоких концентраций. Установлено, что аномальные концентрации радона и его продуктов распада чаще всего приурочены к конечным, слабо вентилируемым заглиненным галереям, наиболее перспективным для первопрохождений. Среднее содержание радона в статической пещере Мраморной (Чатырдаг) составляет 8673, а в динамической пещере Холодной (там же) – 856 Бк/м^3.

Геотермальные аномалии в карстовых полостях могут быть связаны с локальным подтоком тёплых или холодных струй воздуха и наиболее чётко фиксируются в удалённых от входа частях по отклонению от её среднегодовой температуры. Среднегодовая температура воздуха в коррозионно-эрозионных полостях колеблется от 4,4 (каскадные шахты-поноры) до 11,0 °С (верхние этажи пещер-источников), а абсолютная влажность от 6 до 10 мм. ртутного столба (Дублянский, 1977). Аномальных пещер по температуре и влажности воздуха в Крыму не выявлено.

Пещерный микроклимат статических полостей часто обладает лечебными свойствами, позволяющими значительно улучшить физическое состояние больных, страдающих аллергическими заболеваниями, нарушениями функций дыхательной, иммунной систем и пр. К лечебным факторам подземной среды относят экранирование от индустриальных электромагнитных полей, высокую физическую, химическую и биологическую чистоту воздуха, отсутствие техногенных аллергенов, высокую аэроионизацию, стабильный микроклимат и наличие биопозитивных аэрозолей и особенно положительный психоэмоциональный эффект (Файнбург и др., 1994).

В итоге к климатическим критериям, имеющим средообразующее и природоохранное значение, относим газовые (метановые, углекислотные, радоновые) аномалии, лечебные свойства пещерной атмосферы (экранирование от электромагнитных полей, высокую физическую, химическую и биологическую чистоту воздуха, отсутствие техногенных аллергенов, высокую аэроионизацию), пещерное дыха-

Таблица 3. Природоохранная оценка климатических критериев карстовых полостей Крыма

Климатические критерии	Количество пещер, шт.	Процент встречаемости	Природоохранная категория	Оценочный балл
Динамика воздушной среды				
Пещерное дыхание	308	20	редкие	10
Физико-химические параметры воздушной среды				
Лечебные свойства	28	2	уникальные	100
Газовые аномалии				
Метановые, углекислотные, радоновые	17	1	уникальные	100

ние. В соответствии с встречаемостью определена их природоохранная категория и дана оценка (табл. 3).

Диапазон изменения средней оценки климатических критериев лежит в пределах от 0 до 70 баллов. Указанные критерии являются результатом взаимодействия атмо-, лито- и гидрогенного компонентов пещерной среды, формируются при наложении факторов экзогенного и эндогенного характера, их показатели обладают высокой динамичностью, относительно устойчивым режимом и поэтому требуют обязательной охраны.

Гидрологические критерии. Гидрологические (гидрогеологические) особенности карстовых полостей Крыма имеют особенно важное природоохранное значение. Карстовые коллекторы выступают основным источником и главным резервуаром высококачественных пресных вод региона. При этом карстовые полости (в основном коррозионно-эрозионного класса) служат своеобразными естественными трубопроводами, по которым подземные воды поступают из области питания (пещеры-поноры, шахты-поноры) через область транзита (вскрытые пещеры) к очагам разгрузки (пещеры-источники). При хорошей канализованности карстовых массивов подземные потоки имеют большие скорости движения (максимум до 10 м/с), которые препятствуют очищению воды от различных видов загрязнения и способствуют быстрому распространению загрязнителей (Шестопалов и др., 2009). Поэтому обязательный охранный статус должны иметь все полости, в которых наблюдаются постоянные и временные водотоки, связанные с ними водопады, грифоны, эставеллы, а также пещеры, где активно формируются конденсационные воды. Пещеры-источники, воды которых используются для централизованного водоснабже-

ния крупных населённых пунктов, должны быть объявлены особо охраняемыми природными объектами. Очень ценными являются также пещеры с наличием таких пунктов подземной гидрографии как озёра и сифоны, которые могут быть не связаны с водотоками, а формируются за счёт инфильтрационной и конденсационной капели.

Кроме самих гидрографических объектов, ценны в научном отношении аномальные режимные характеристики водопроявлений пещерной среды (температура, минерализация, химический состав, расходы, колебания уровней). Они выделяются по той же методике, что и для микроклиматических показателей.

В карстовых полостях Крыма проявления современной гидротермальной деятельности пока не встречены, хотя в карбонатных коллекторах равнинной части известны скважины, дающие карстовые воды с температурой более 40 °С. Минерализация вод может колебаться в широких пределах и зависит от положения пещер в разных гидродинамических зонах. Её значения сверху вниз по разрезу нарастают, однако сам прирост величины в этом же направлении уменьшается. Значимых аномалий в пещерах она не образует. Для карстовых районов Крыма наиболее распространены по химическому составу гидрокарбонатный кальциевый и гидрокарбонатный магниево-кальциевый типы вод (97% водопроявлений).

Расход водных потоков, которые протекают через различные карстовые полости, также изменчив. Карстовые источники в зависимости от сезона могут иметь дебит от весьма незначительного (менее 0,01 л/с) до гигантского (более 10000 л/с). В Горном Крыму только 19 источников с расходом более 100 л/с дают 75% родникового стока (Дублянский, Дублянская, 1996). 15 из них связаны с пещерами и могут играть важную роль для централизованного водоснабжения. Около 100 млн $м^3$ воды в год дополнительно могут дать субмаринные источники, связанные с карстовыми коллекторами на побережье Черного моря (Юровский, 2013).

Значительные и притом внезапные (иногда на протяжении 2–3 часов) изменения расхода подземных потоков вызывают быстрый *подъём уровня воды* в пещерах и шахтах. Высота и продолжительность подъёма зависят от пропускной способности полости (наличие узостей, залов, обвальных отложений) и количества поступающей воды. Если полость плохо канализована, имеет малые уклоны и много сифонов, сильно извилиста и заглинена, она обладает высокой вероятностью подтопления. Для пребывания человека под землёй опасным считается

Таблица 4. Природоохранная оценка гидрологических критериев карстовых полостей Крыма

Гидрологические критерии	Количество пещер, шт.	Процент встречаемости	Природоохранная категория	Оценочный балл
Гидрографические объекты				
Водотоки	48	3	уникальные	100
Озера, сифоны	191	13	редкие	10
Гидрохимические типы*				
ГК, ГМК	380	25	типичные	1
СГКМ	15	1	уникальные	100
Гидродинамические характеристики				
Расход >100 л/с	15	1	уникальные	100
Подъём уровня воды >1 м	44	3	уникальные	100

*ГК – гидрокарбонатный кальциевый, ГМК – гидрокарбонатный магниево-кальциевый, СГКМ – сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый

подъём уровня воды более 1 м (Амеличев, 2014). Эта отметка преодолевается в 44 пещерах (Партизанская, Узунджа – 1,5 м; Солдатская, Мира – 2 м; Эгиз-Тинах-1,2, Нассонова – 3 м; Джурла – 4 м; Эмине-Баир, Карасу-Баши, Джур-Джур – 5 м; Аянская – 6 м; Красная – 7 м; Ени-Сала-3 – 8,5 м; Кирилловская – 10 м; Каскадная – 13 м). Максимальная величина подъёма уровня карстовых вод (более 40 м) зафиксирована в Скельской пещере на Айпетринском массиве. Периодически подтопляется большинство пещер-источников Крыма и некоторые вскрытые пещеры. Подтопление вызывает сокращение (расширение) ареалов обитания спелеофауны, изменение воздушной циркуляции в полости, развитие специфических хемогенных отложений и поэтому является комплексным показателем состояния пещерной среды.

Таким образом, к гидрологическим критериям, имеющим средообразующее и природоохранное значение, относим наличие любых подземных гидрографических объектов (водотоков, озёр, сифонов и пр.) и их гидрохимических и гидродинамических характеристик (расходов, уровней). В соответствии с встречаемостью в пещерах определена их природоохранная категория и оценка (табл. 4).

Диапазон изменения средней оценки гидрологических критериев лежит в пределах от 0 до 100 баллов. Особая важность гидрологических критериев заключается в том, что вода выступает основным условием формирования полостного пространства, отвечает за миграцию вещества и передачу энергии, контролирует развитие троглоби-

онтной флоры и фауны, служит ярким индикатором экологического состояния подземных ландшафтов.

Органический мир. Подземная флора и фауна – неотъемлемая часть экосистем карстовых полостей. Растения и животные, обитающие в пещерах, выступают в роли чутких живых индикаторов экологического состояния подземной среды. Они быстрее и острее всего реагируют на все изменения условий жизнеобитания. Это связано с тем, что экологическая ниша, которую они занимают, очень узка, как по физико-химическим, так и по географическим параметрам. А поэтому органический мир пещер очень раним и требует сохранения.

Мир растений в пещерах значительно беднее, чем на поверхности и существенно отличается рядом внешних черт и внутренних физиологических процессов. Большинство растительных организмов афотической части пещер принадлежит к низшим формам (бактерии, водоросли, грибы, лишайники). Редкие высшие растения, попадающие сюда, практически лишены хлорофила и поэтому бесцветны. Количество высших растений значительно увеличивается в привходовой (фотической) части. Здесь для развития цветковых и лишайников хватает 0,4%, а для папоротников и водорослей – даже 0,05% нормального дневного света. Среди спелеофлоры Крыма преобладают петрофитные (кальцефилы) тене- и влаголюбивые виды, для которых карстовая полость выступает в качестве своеобразного рефугиума среди преобладающих на поверхности степных сообществ. В случае изменения климата в сторону увлажнения пещеры могут выступать как центры расселения влаголюбивой флоры, т.е. выполнять функцию поддержания биологического разнообразия (Амеличев, 2005). К сожалению, данных о распространении спелеофлоры в Крыму пока недостаточно для анализа их в качестве биологического критерия.

Животный мир пещер подразделяют на три группы: троглобионтов, троглофилов и троглоксенов (Тимофеев и др., 1991).

Троглобионты – животные, проводящие под землёй всю жизнь и здесь же размножающиеся. Биологические следствия подземной изоляции – атрофирование глаз, окраски, крыльев, утончение кожного покрова, усиление органов обоняния и осязания, слуховых органов, воспринимающих звуковые колебания разной частоты. Последствия изоляции привели к сужению зоны термической адаптации и низкому уровню интенсивности дыхания у подземных животных по сравнению с поверхностными.

Таблица 5. Природоохранная оценка биологических критериев карстовых полостей Крыма

Биологические критерии	Количество пещер, шт.	Процент встречаемости	Природоохранная категория	Оценочный балл
Спелеофауна				
Троглобионты	54	4	уникальные	100
Троглофилы	114	8	редкие	10

В полостях, населённых животными организмами, сложились устоявшиеся трофические цепи, в основе которых лежит известняковый и глинистый субстрат. Например, бактерии питаются минеральными солями и органическими соединениями, содержащимися в глинах; бактерий поедают одноклеточные существа протисты; протистов – глиноеды; глиноедов – хищники (жужелицы, стафилиниды, сенокосцы и др.). Некоторые бактерии участвуют в образовании редких отложений (лунное молоко, кальцитовые цветы и др.) и коррозионных микроформ. В целом количество троглобионтных видов невелико, но среди них много эндемиков и реликтов.

Троглофилы – пещеролюбивые виды животных, иногда образующие обособленные сообщества, могущие обитать и на поверхности. Они используют пещеры как укрытия или для охлаждения организма. Так морские пещеры Тарханкутского полуострова признаны пригодными для реакклиматизации и сохранения популяции черноморского тюленя-монаха. Убежищем ручьевой форели служили пещеры-источники Пания, Желтая и др. Ареалы обитания 11 редких видов летучих мышей тесно коррелируют с областями распространения карстующихся пород и развитых в них пещер.

Троглоксены – животные, обитающие на поверхности и случайно попадающие под землю активно (насекомые, амфибии) или пассивно (с воздушными и водными потоками).

В итоге, к биологическим критериям, имеющим средообразующее и природоохранное значение, относим наличие любых троглобионтных и троглофильных представителей спелеофауны. В соответствии с встречаемостью в пещерах определена их природоохранная категория и дана оценка (табл. 5).

Диапазон изменения средней оценки биологических критериев лежит в пределах от 0 до 100 баллов. Таким образом, органический мир пещер как бы фокусирует в себе результаты развития подземных

экосистем. Он замыкает на себе все существующие между спелеоландшафтными компонентами связи и чутко реагирует на происходящие изменения. Сохранение этого уникального мира – безотлагательная задача научных и природоохранных организаций.

Оценка природоохранной значимости и определение заповедного статуса пещер Крыма

Следующий шагом после определения природоохранной категории и балльного ранжирования отобранных критериев – оценка природоохранной значимости самих пещер Крыма. Для этого каждая пещера оценивалась по 3 морфометрическим, 11 геологическим, 3 климатическим, 5 гидрологическим и 1 биологическому критериям. Затем рассчитывался средний балл для всех 23 критериев, который и определял природоохранную значимость полости.

По результатам оценки установлено, что частота (плотность) распределения резко снижается от низких оценок к высоким и описывается уравнением степенной функции $y = 6{,}6548x^{-2{,}166}$, где y – частота, x – спелеоресурсная (природоохранная) оценка, баллы (рис. 2). Максимальное количество баллов (63,17) получила Красная пещера (Долгоруковский массив). На втором месте оценка Скельской пещеры (37,52). Далее по убывающей с максимальной разницей оценок в 3–4 балла следует группа из 60 пещер.

Более 85% всех оценок приходится на интервал от 0 до 5 баллов. Здесь же находится среднее арифметическое значение (2,3) всей анализируемой генеральной совокупности оценок. Односигмовый предел (значение среднеквадратического отклонения 4,8) позволяет опреде-

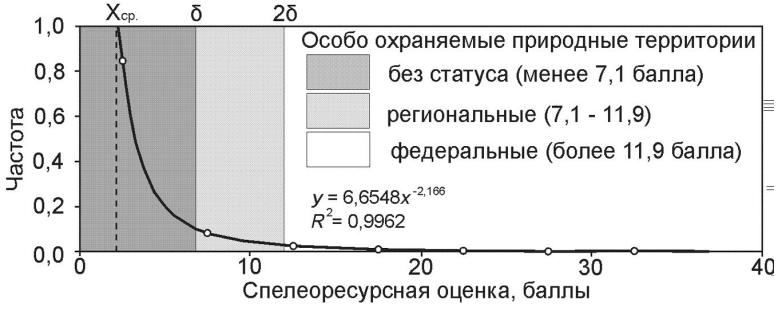


Рис. 2. Определение рекомендуемого заповедного статуса пещер Крыма

лить оценочный диапазон, к которому принадлежат полости, не обладающие высокой природоохранной значимостью и, следовательно, не претендующие на присвоение охранного статуса. Он имеет пределы $X_{ср.} \pm \delta$, т.е. реально от 0,13 до 7,1 балла. Сюда входит 92% полостей из всей совокупности. Двухсигмовый предел определяет границы оценок для пещер, идентифицируемых как особо охраняемые объекты регионального значения (см. рис. 2). Нижняя граница для них составляет 7,1, верхняя – 11,9 балла. В этом интервале находится 61 полость, или 4%. Пещеры с оценками более 11,9 балла относим к особо охраняемым объектам федерального значения. Их 63, или также 4%.

В итоге было выделено 124 карстовых полости, обладающих наивысшим спелеоресурсным потенциалом и природоохранной значимостью. Это более чем в 4 раза превышает число зарегистрированных в официальном перечне пещер-памятников природы Крыма. Наибольшее количество редких и уникальных пещер сосредоточено на Айпетринском массиве (41). За ним следуют Карабийский (26), Долгоруковский (14) и Чатырдагский (14) массивы.

Литература

Амеличев Г.Н. Карстовые полости заповедных территорий Крыма как рефугиумы троглобионтной флоры и фауны // Заповедники Крыма: заповедное дело, биоразнообразие, экообразование. Ч. 1. Симферополь, 2005. С. 4–10.

Амеличев Г.Н. Техника безопасности при проведении карстолого-спелеологических исследований. Симферополь: УИСК, 2014. 16 с.

Амеличев Г.Н., Климчук А.Б., Токарев С.В., Меметова Э.И. Кадастр карстовых полостей Крыма: прошлое, настоящее, будущее // Геополитика и экогеодинамика регионов. 2014. Т. 10. Вып. 1. С. 345–351.

Амеличев Г.Н., Лукьяненко Е.А. Оценка спелеоресурсного потенциала карстовых полостей и массивов Горного Крыма // Географія і сучасність. Вип. 10. Київ: КНПУ, 2003. С. 134–154.

Амеличев Г.Н., Тимохина Е.И., Токарев С.В. К выявлению гипогенного карста на Главной гряде Крымских гор // Теория и методы соврем. геоморфологии. Материалы XXXV Пленума Геоморфологич. комиссии РАН. Симферополь, 2016. С. 159–165.

Амеличев Г.Н., Тимохина Е.И., Токарев С.В., Амеличев Е.Г., Науменко В.Г. Идентификация гипогенного карста на северном склоне Карабий-

ского массива (Горный Крым) // Уч. зап. Крымского федерального ун-та имени В.И. Вернадского. 2015. Т. 1 (67). № 1. С. 91–107.

Бачинский Г.А., Дублянский В.Н. О времени и палеогеографической обстановке образования карстовых полостей Крыма // Природная обстановка и фауны прошлого. Вып. 4. Киев: Наукова думка, 1968. С. 79–101.

Биологическое и ландшафтное разнообразие Крыма: проблемы и перспективы // Вопросы развития Крыма. Вып. 11. Симферополь: СОНАТ, 1999. 180 с.

Времир М., Ридуш Б. Аккумуляция костных остатков в карстовых полостях Горного Крыма // Свет. 2005. № 1 (27). С. 25–32.

Геоморфология Кавказа: новые идеи и подходы. Тбилиси, 2002. 149 с.

Гидрогеология и карстоведение. Методика изучения карста: Межвузовский сборник научных трудов. Пермь: Пермский ун-т, 1987. 184 с.

Голод В.М., Мавлюдов Б.Р., Киселев В.Э., Каплан Ю.М., Ковриженых Е.В. Рекомендации по выявлению, учету, оформлению и организации охраны пещер и карстовых объектов в качестве государственных памятников природы. М.: Всерос. об-во охраны природы, 1984. 50 с.

Гордиевич В.А., Куришко В.А., Лычагин Г.А., Ришес Е.А., Ткачук В.Г. Гидрогеология Крыма и перспективы его нефтегазоносности. Киев, 1963. 112 с.

Дублянский В.Н. Генезис и гидрогеологическое значение крупных карстовых полостей Украины. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. докт. геол.-мин. наук. Пермский гос. ун-т имени А.М. Горького. Пермь, 1971. 40 с.

Дублянский В.Н. Занимательная спелеология. Челябинск: Урал-ЛТД, 2000. 525 с.

Дублянский В.Н. Карстовые пещеры и шахты Горного Крыма. Л.: Наука, 1977. 181 с.

Дублянский В.Н., Амеличев Г.Н., Вахрушев Б.А. Палеосейсмическая активность Горного Крыма // Сейсмологич. Бюлл. Украины за 1992 г. Симферополь, 1995. С. 118–123.

Дублянский В.Н., Вахрушев Б.А., Амеличев, Г.Н., Шутов Ю.И. Красная пещера (опыт комплексных карстолого-спелеологических исследований). М.: Изд-во РУДН, 2002. 188 с.

Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н. Карстовая республика. Симферополь, 1996. 88 с.

Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н. Карстоведение: Учебное пособие. Пермь: Изд-во Пермского гос. ун-та, 2004. 306 с.

Дублянский В.Н., Илюхин В.В. Крупнейшие карстовые пещеры и шахты СССР. М.: Наука, 1982. 140 с.

Дублянский В.Н., Илюхин В.В. Лобанов Ю.Е. Методика описания пещер // М.: ЦРИБ Турист, 1980. 62 с.

Дублянский В.Н., Комарова М.В. Применение перфокарт при изучении карстовых полостей // Науч.-технич. информация. ВИНИТИ. Сер. № 4. М., 1969. С. 33–34.

Душевский В.П., Шутов Ю.И. Чатырдаг. Симферополь: Таврия, 1987. 90 с.

Ена В.Г., Ена Ал.В., Ена Ан.В., Ефимов С.А., Слепокуров А.С. Научно-прикладные основы создания природного национального парка «Таврида» и Большой эколого-этнографической тропы в Крыму. Симферополь: СОНАТ, 2000. 104 с.

Касьян Ю.М., Верченко А.В. МИПКару (проекту по маркировке и инвентаризации пещер Караби-яйлы) 10 лет // Свет. 2009. № 35. С. 36–39.

Климчук А.Б. Гипогенный спелеогенез, его гидрогеологическое значение и роль в эволюции карста. Симферополь: DIP, 2013. 180 с.

Климчук А.Б., Амеличев Г.Н., Андраш В.В., Гребнев А.Н., Зимельс Ю.Л., Куприч П.П, Пронин К.К., Ридуш Б.Т. Кадастр пещер Украины: методические материалы и перечень. Симферополь: УИСК-УСА, 2008. 75 с.

Климчук А.Б., Наседкин В.М. Радон в пещерах СНГ // Свет. 1992. Т. 4. № 6. С. 21–35.

Климчук А.Б., Наседкин В.М., Каннингем К.И. Пещерные минеральные образования аэрозольного генезиса // Вопросы физич. спелеологии. М.: МФТИ, 1994. С. 25–51.

Климчук А.Б., Тимохина Е.И., Амеличев Г.Н., Дублянский Ю.В., Шпетль К. Гипогенный карст Предгорного Крыма и его геоморфологическая роль. Симферополь: ДиАйПи, 2013. 204 с.

Кунгурская Ледяная пещера: опыт режимных наблюдений / Под ред. В.Н. Дублянского. Екатеринбург: Геологич. ин-т Уральского отделения РАН, 2005. 376 с.

Максимович Г.А. Основы карстоведения. Т. 1. Пермь, 1963. 444 с.

Михно В.Б. Закономерности формирования, региональные структуры и пути мелиорации меловых ландшафтов Восточно-Европейской равнины. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. докт. геогр. наук. М., 1990. 43 с.

Монахова Л.Б., Малков В.Н., Гуркало Е.И. Спелеоизученность и охрана пещер Пинежья // Проблемы экологии и охраны природы. Красноярск, 2002. С. 92–96.

Некос В.Е., Снопик Л.М. Численный анализ в природоохранных исследованиях. Харьков: РИГ Харьковского гос. ун-та, 1984. 122 с.

Пещеры Поволжья, Урала и Приуралья. Статистический справочник. Набережные Челны: Набережночелнинский гос. пед. ин-т, 2010. 71 с.

Проблемы изучения карстовых полостей гор южных областей СССР. Ташкент: ФАН, 1983. 150 с.

Пронин К.К. Морские пещеры Атлеша // Свет. 2011. № 37. С. 72–85.

Тимофеев Д.А., Дублянский В.Н., Кикнадзе Т.З. Терминология карста. М.: Наука, 1991. 260 с.

Тищенко А.И. Минералогическая изученность карстовых полостей Крыма // Спелеология и карстология. 2008. № 1. С. 81–84.

Файнбург Г.З., Шаров М.Т., Папулов Л.М., Николаев А.С. Некоторые параметры лечебной среды спелеотерапевтического стационара в выработках калийного рудника // Вопросы физической спелеологии. М.: Московский физ.-технич. ин-т, 1994. С. 111–117.

Шестопалов В.М., Климчук А.Б., Токарев С.В., Амеличев Г.Н. Оценка уязвимости подземных вод районов открытого карста (на примере массива Ай-Петри, Крым) // Спелеология и карстология. 2009. № 2. С. 11–29.

Юровский Ю.Г. Подземные воды шельфа. Задачи и методы изучения. Симферополь: ДИАЙПИ, 2013. 260 с.

Dublyansky Y.V., Klimchouk A.B., Spötl C., Timokhina E.I., Amelichev G.N. Isotope wallrock alteration associated with hypogene karst of the Crimean Piedmont, Ukraine // Chemical Geology. 2014. V. 377. P. 31–44.

Ford D., Williams P. Karst Hydrogeology and Geomorphology. Wiley, 2007. 578 p.

Hypogene Karst Regions and Caves of the World / Eds. A. Klimchouk, A. Palmer, J. De Waele, A. Auler, P. Audra. Springer, 2017. 911 p.

Palmer A.N. Cave geology. Dayton: Cave Books, 2007. 454 p.

Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers / Ed. A. Klimchouk, D. Ford, A. Palmer, W. Dreybrodt. Huntsville, 2000. 527 p.

СПЕЛЕСТОЛОГИЯ

УДК: 911.53[904::908:69.035](477.75)

Спелестологический обзор и районирование Южного Крыма

© 2018 г. Ю.А. Долотов

Комиссия спелеологии и карстоведения, Московское городское отделение РГО
dolotov@yandex.ru

Spelestological overview and zoning of the Southern Crimea

Yu.A. Dolotov

Commission of Speleology and Karstology,
Moscow branch of the Russian Geographical Society
dolotov@yandex.ru

The main aim of this work is Southern Crimea region (i.e. the Souhtern Coast macroslope and the Crimean Mountains Main Ridge) spelestological zoning improvement. According to the spelestological zoning scheme, this territory belongs to Mediterranean Country Mountain Crimean Province, South Crimean Division. The existing data on spelestological objects let us distinguish the following spelestological Regions: Upper Chernaya River, Baidary, Varnaut, Aia, Foros, Limen, Alupka, Gaspa, Yalta, Alushta, West Yaila, Chatyr-Dag, South Demerji, East Yaila. People of Southern Crimea often used multiple natural caves for their needs (dwellings, sanctuaries, temples, sepultures). Sometimes these caves were reconstructed. They also paid attention to the defense issues - from ancient castles construction to modern shelters. Nowadays transport tunnels (roads, waterlines), water drainage lines, avalanche galleries are being constructed.

Keywords: ***artificial underground cavities, Crimea Mountains, spelestological division, spelestological regions, spelestological zoning.***

Уточнено спелестологическое районирование Южного Крыма, то есть Главной гряды Крымских гор и макросклона Южного Берега. С точки зрения спелестологического районирования эта территория соответствует Южно-Крымской области Горнокрымской провинции Средиземноморской страны. Выделены несколько спелестологических районов: Верхне-Чернореченский, Байдарский, Варнаутский, Айский, Форосский, Лименский, Алупкинский, Гаспринский, Ялтинский, Алуштинский, Западно-Яйлинский, Чатыр-Дагский, Южно-Демерджийский, Восточно-Яйлинский. В Южном Крыму люди широко использовали многочисленные естественные пещеры в качестве жилищ, святилищ и храмов, мест погребений. В прошлом с этим приходилось считаться при строительстве древних замков с подземными элементами и иных убежищ. В наше время создаются дорожные, водоводные тоннели, а также дренажные противооползневые галереи.

Ключевые слова: ***искусственные подземные полости, Крымские горы, спелестологическое деление, спелестологическое зонирование, спелестологические районы.***

Введение

Накопление сведений об искусственных подземных сооружениях, служащих объектами изучения спелестологии (науки о подземных макрополостях, созданных или измененных в результате деятельности разумных существ) требует их систематизации и анализа, в частности, разработки спелестологического районирования, т.е. структурирования информации в физическом пространстве, что позволит выявить закономерности распространения спелестологических объектов. Особенно актуальна эта задача в связи с созданием кадастра пещер России, инициированного Русским географическим обществом (Информационно-поисковой системы «Пещеры»: https://speleoatlas.ru). В этом проекте используется схема спелестологического районирования, основанная на шестиуровневой иерархической классификации (Dolotov, 2017). К сожалению, схема таксонов, особенно на нижних уровнях, ещё недостаточно детализирована. Цель данной работы заключается в уточнении схемы районирования региона Южного Крыма, то есть Главной (Первой) гряды Крымских гор – нагорий Яйлы с межгорными котловинами и макросклона Южного Берега. Для этого мы сделаем обзор спелестологических объектов и проведём их группировку.

Эта территория с точки зрения спелестологического районирования соответствует Южно-Крымской области Горнокрымской провинции Средиземноморской страны.

Южно-Крымская спелестологическая область

Спелестологичская область – это территория, для которой характерен комплекс интересов и потребностей населения, удовлетворяемый производством специфического комплекса горных работ и сооружением объектов подземной архитектуры (терратектуры), продуктом которых служат искусственные подземные полости (Dolotov, 2017).

В Южном Крыму люди широко использовали многочисленные естественные пещеры. В карстовых гротах обитал человек палеолита (например, в привходовой части Аджи-Коба) и мезолита (например, Шпан-Кая) (Щепинский, 1987), используя Яйлинские плато как охотничьи угодья. В неолите (6–3 тысячелетия до н.э.) на Яйлах существовали многочисленные стоянки, о чём свидетельствуют археологические находки. В последующие эпохи на плато, по-видимому, люди постоян-

но не жили, но использовали как пастбище (Шутов, 1990). С древних времён довольно плотно были заселены прибрежные склоны.

Одной из важнейших потребностей населения в исторически беспокойном Крыму было обеспечение безопасности. На южном побережье (в целом менее доступном для захватчиков, чем другие части полуострова) было построено множество крепостей-исаров, из которых часть имела подземные элементы. В византийское время Горный Крым назывался страной Дори, которая была ограждена «длинными стенами», т.е. системой укреплений для защиты от кочевников. Новое развитие военные подземные сооружения получили в XX в.

Подземелий, связанных с культовыми задачами, здесь относительно меньше, чем в других частях Горного Крыма. Карстовые пещеры использовались как святилища – МАН, Ени-Сала-2 и др. (Дублянский, Ломаев, 1980), для погребений – Туакская, Бин-Баш-Коба, Сюндюрлю-Коба и др. (Мыц и др., 1999), размещения подземных храмов – Иограф 2, Басман 5, Данильча и др. (Дублянский, Ломаев, 1980), для пребывания отшельников – Иограф 1 (Турова, 2014б). Отмечены античные погребальные *склепы* (Стеллецкий, 1911).

В новое время проходились транспортные тоннели (дорожные, водоводные и пр.), дренажные противооползневые галереи. В последние годы широко распространилась методика расширения узостей в естественных пещерах при спелеологических исследованиях, что приводит к созданию разновидности исследовательских искусственных полостей. Открытым способом во многих местах Южного Крыма издавна добывался известняк и магматические скальные породы.

Спелестологические области подразделяются на районы. Спелестологический район – обособленная часть инженерно-геологической среды, благоприятной для производства специфического комплекса горных работ, в том числе сооружения объектов подземной архитектуры (терратектуры), в условиях относительной литологической однородности, ограниченная доступностью соответствующей породы для разработки (Dolotov, 2017). Говоря иначе, это территория, где доступен вид горной породы или трудноразделяемый комплекс горных пород, которые можно при существующих технологиях и общественных отношениях добывать как полезное ископаемое или использовать как среду для терратектурных сооружений. Иными словами спелестологический таксон рассматривается как комплексная зона геопространства, включающая местность, социум и технологию.

Имеющиеся сведения о спелестологических объектах на этой территории позволяют выделить следующие спелестологические районы: Верхне-Чернореченский, Байдарский, Варнаутский, Айский, Форосский, Лименский, Алупкинский, Гаспринский, Ялтинский, Алуштинский, Западно-Яйлинский, Чатыр-Дагский, Южно-Демерджийский, Восточно-Яйлинский (рис. 1).

Верхне-Чернореченский спелестологический район

Район расположен в верхнем течении р. Чёрной, в районе Чернореченского Каньона, между деревнями Озерное и Морозовка. Подземные сооружения заложены в крепких брекчиевидных титонских известняках.

Защищённый командный пункт Черноморского Флота (*Объект 221*; *Алсу*) расположен в урочище Алсу на восточном склоне горы Чирка-Баир (Нишан-Кая). Представляет собой недостроенный подземный командный пункт Черноморского Флота. Строительство его велось с 1978 по 1992 г. в обстановке строгой секретности. В подземном сооружении под 180-метровой толщей скальных пород должны были разместиться узел связи, информационно-вычислительный центр, автономная система жизнеобеспечения – электростанция, ёмкости для воды и топлива, система вентиляции и регенерации воздуха, кухня-столовая, медпункт. Внутренние помещения могли вместить сотни работников штаба. В плане это бункер глубокого заложения походит на огромную букву А – он сообщается с поверхностью двумя расходящимися тоннелями длиной по 500 м, в глубине соединяющиеся наклонными потернами-перемычками. Входы в тоннели перекрывались массивными противоатомными дверями со шлюзовыми камерами и были замаскированы под двухэтажные здания. В горном массиве сооружены три блока. Первые два (командный и аппаратный) предназначены для размещения основных командно-управленческие службы; в них строились четырёхэтажные помещения. Габариты этих блоков: высота и ширина – 16 м, длина 130 м. Были также пройдены две шахты глубиной 180 м, диаметром 4,5 м. Они служили для вентиляции и вывода антенных кабельных линий; при необходимости через шахты можно было подняться на поверхность по лестницам. Третий блок, технологический, с двухэтажным помещением, имеет меньшие размеры: высота 7,5 м, ширина 6 м, длина 130 м. Блоки соединялись между собой шестью проходными потернами с противооткольной облицовкой. Степень защищённости была предельно высокой.

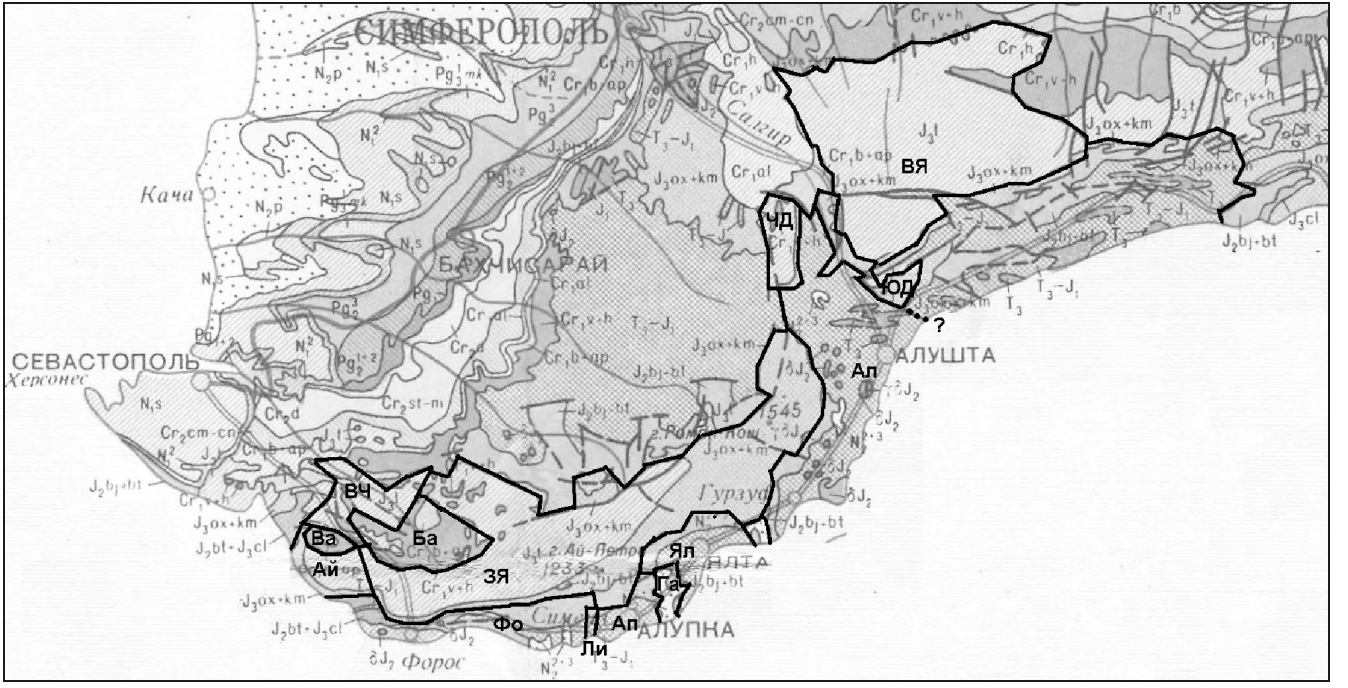


Рис. 1. Спелестологические районы Южно-Крымской сплестологической области: ВЧ – Верхне-Чернореченский; Ба – Байдарский; Ва – Варнаутский; Ай – Айский; Фо – Форосский; Ли – Лиманский; Ап – Алупкинский; Га – Гаспринский; Ял – Ялтинский; Ал – Алуштинский; ЗЯ – Западно-Яйлинский; ЧД – Чатыр-Дагский; ЮД – Южно-Демерджийский; ВЯ – Восточно-Яйлинский

Подземная площадь защищённого командного пункта Черноморского Флота составляла более 13 тыс. м^2, площадь многоярусных подземных помещений комплекса достигала 22 тыс. м^2, а объём превышал 80 тыс. м^3. Длина пешеходных коридоров комплекса превышала 3,5 км. В 1986–1987 гг. основные горнопроходческие работы были завершены и начался монтаж оборудования. В 1992 г. комплекс при 90%-ной готовности бросили (Иванов, 2005б). Бункер был разграблен и в настоящее время его использование для каких-либо целей не планируется.

Зильданташ. На горе Зильданташ, по словам местных жителей-татар, было поселение; там много ям, одна – глубокая, вероятно, колодец (Репников, 1940).

Байдарский спелестологический район

Район занимает котловину Байдарской долины, дно которой сложено преимущественно глинистыми породами нижнего мела (от валанжина до апта). В Байдарской долине, между сёлами Новобобровское, Россошанка и Родниковое, у перевала Демиркау, на северном склоне горы Кушкая и в устье балки Малташдере близ Скельской пещеры, на искусственных террасах зафиксированы следы поселений IV–VI вв. (Савеля, 1982). Здесь были широко распространены древние курганы с каменными могилами (каменными ящиками дольменного типа) внутри, а также земляные склепы и открытые каменные ящики.

В 3 км к северу от пос. Орлиное (бывшее Байдар) в лесу находится курган, насыпанный из щебня, диаметром 6,8 м и высотой 2,5 м, а в северной половине насыпи – потревоженная каменная гробница. У въезда в село Родниковое (бывшее Скеля) в 1907 г. был раскопан курган, внутри до 2,4 м насыпанный из щебня, где был большей каменный ящик, перекрытый одной монолитной плитой, внутри по камню расписанный чёрной краской в ёлочку. На запад от села на пашнях было выявлено много распаханных курганов, в которых в 1907 и 1926 гг. были раскопаны ещё несколько курганов с разорёнными каменными гробницами. В самом селе Новобобровское (бывшее Бага) в 1929 г. обнаружили, что центральная площадь поселения представляет собой обширный могильник, состоящий из перекрытых каменных могил на глубине до 0,5 м. В 2 км от села Широкое (бывшее Биюк-Мускомья) на южном склоне холма Айя или Азиз-баир имеется значительный могильник из земляных склепов. Один из них размером 2,4×2,2×1,2 м вскрыт местны-

ми жителями на глубине 2 м от поверхности (Репников, 1940). Между пос. Озёрное и селом Широкое, в месте слияния рек Байдарки и Чёрной, в урочище Тюлле, найдены следы земляных склепов позднеантичного и раннесредневекового периодов (Савеля, 1982).

Варнаутский спелестологический район

Район находится в котловине Варнаутской долины, сложенной глинистыми породами нижнего мела (от валанжина до апта). При прокладке дороги от шоссе к современному селу Резервное (бывшее Кучук-Мускомья) в 1911 г. на склоне холма на глубине 2 м были обнаружены два склепа, размерами 3,5×1,4×2,0 м. Они имели полукруглую форму, были сложены насухо из камней и внутри оштукатурены. Входное отверстие в склеп заставлялось плитой. В районе этих склепов имеется целый ряд подобных же погребений (Репников, 1940). Захоронения отнесены к I–II вв. н.э.

Айский спелестологический район

Район включает в себя зону массивов известняков титонского и оксфордского возраста, воздымающихся между мысом Айя и Байдарскими воротами. С севера район ограничен урочищем Аязьма, с северо-востока – Варнаутской долиной, с запада – урочищем Ласпи. Эта местность представляет собой замкнутое, мало доступное по природным условиям плато, прорезанное глубокими долинами, покрытое лесом и горными альпийскими лугами. Целые участки леса состоят здесь из одичавших грушевых или черешневых деревьев. Распространённость археологического подъёмного материала говорит о существовании здесь когда-то садоводства и вообще о сельском хозяйстве исчезнувшего населения. Здесь до последнего времени сохранялись старые колодцы с водой (Репников, 1940).

Кок-Кия-Исар. Развалины этого средневекового феодального замка находятся почти на вершине мыса Айя, на высоте около 600 м над ур. моря, на скале Кок-Кия-Исар над одноимённым урочищем. По аналогии с подобными замками горного Крыма ряд авторов полагают, что он существовал в XIV–XV вв., однако вокруг встречается керамика значительно более раннего времени, многие особенности строительства также не вполне характерны для позднего средневековья. На старых планах крепости отмечены руины церкви, цистерны для воды, фундамент маяка (Иванов, 2010, с. 75). Ф. Дюбуа де Монпере в 1840-х годах опубликовал

описание этого памятника: «На вершине я достиг крепости, обнесенной стеной приблизительно в два туаза, сложенной из кусков мраморовидного известняка и песчаника, соединенных известью. (…) Внутри стен неправильный четырехугольник, образованный стенами. На наиболее возвышенной самой изолированной точке я изучил фундаменты обнесенной стенами капеллы, а по соседству – четырехугольную вырубленную в скале дыру, про которую говорят, что она ведет к морю. Она засыпана камнями, и ее настоящая глубина составляет от 12 до 15 фт.». (Дюбуа де Монпере, 2009, с. 195). Возможно, это был водяной колодец.

Форосский спелестологический район

Район занимает участок макросклона Южного берега Крыма под известняковым уступом Главной гряды от Батилимана на западе до Голубого Залива на востоке. Район ограничен с юга морем, с севера – подножием Яйлы, с запада – горой Айя, с востока – Лименским хребтом. В геоморфологическом отношении для района характерно резкое сужение южного макросклона, высокая энергия рельефа, чётко выраженный эскарп верхнеюрских известняков, что обусловливает широкое развитие гравитационных и сейсмогравитационных явлений. В пределах района находятся несколько оползневых цирков. Здесь описано несколько крупных отторженцев верхнеюрских известняков (Ласпинский или Ильяс-Кая, Чабан-Таш, Сарыч, Форос, группы Кучук-Койских и Кикинеизских и др.), сползающих от обрыва Яйлы к морю по склону из юрских глин и аргиллитов и таврического флиша, с полосами среднеюрских эффузивно-интрузивных пород (Славин, 1975; Вахрушев, 2008).

Ильяс-Кая. В западных обрывах горы Ильяс-Кая над приметным скальным балконом находятся Ласпинские гроты. В них обнаружены культурные слои, содержащие керамику VII–X вв. и значительное количество костей коз и овец. Вероятнее всего, естественные гроты служили сезонной пастушеской стоянкой и убежищем для населения котловины в неспокойные времена. (Иванов, 2005а). Об их использовании пастухами писал ещё Ф. Дюбуа де Монпере. Он также описал местное святилище, которое находилось рядом с руинами храма на вершине горы Ильяс-Кая: «С церковью соседствовала священная пещера, высеченная в скале, со сводом из инкерманского камня. Туда спускаются по узкому отверстию, также высеченному в скале. Место отверстия – ключ свода – отмечено крестом; из этой пещеры выходит теплый и влажный

воздух, основная причина суеверия тех, кто приходит молиться святому о выздоровлении. Рядом с этими святыми местами повергает в дрожь зрелище разверзающейся под ногами пропасти, каких мало найдется в Крыму; ибо скала отвесна, и подножие ее ограждено чудовищными обрушениями, которые настолько сузили гребень горы, что невозможно рискнуть выбраться за пределы пещеры» (Дюбуа де Монпере, 2009, с. 190). Однако сейчас это подземелье никому не известно.

В Ласпи есть большой колодец, расположенный у нижней части дороги, ведущей к поместью (Тарасова, 2012).

Кучуккой. Для стабилизации Кучуккойского оползня в его верхней части в 1960-х годах была построена дренажная галерея длиной 226 м (Славин, 1975).

Биюк-Исар. В километре к северо-востоку от села Оползневое (бывшее Кикенеиз) возвышается группа скал-отторженцев, самая высокая из которых – Биюк-Исар (734 м). На ее вершине находилось укреплённое поселение. В западном борту основного массива Биюк-Исар была устроена вместительная водяная цистерна. Узкая, менее метра шириной, трещина была расширена в коридорообразный проход с высеченными в скале ступенями; в 5–7 м она приводит к вырубленной внутри скалы пятиугольной камере, оштукатуренной толстым слоем цемянки. Ныне цистерна сильно завалена камнем, и её полную глубину затруднительно оценить. По-видимому, в цистерну собирался конденсат из трещин скалы (Иванов, 2010, с. 75).

Знаменитая дача президента СССР М.С. Горбачева в районе Фороса была снабжена собственным бункером-убежищем (Кромешная, 1999).

С конца XIX в. в этом районе началось строительство дорожных тоннелей. Небольшой *тоннель у Байдарских Ворот* без крепления был пройден на старой севастопольской дороге восточнее горы Кызыл-Кая с храмом Вознесения Христова. *Мелассский автомобильный тоннель* в 1972 г. был проложен сквозь гряду вулканических пород Ай-Юри. Его длина около 200 м.

Лименский спелестологический район

Известняковый хребет, разделяющий Алупкинский и Лименский амфитеатры, оканчивающийся на побережье горой Кошка (Кош-кая, *татарское* «Соколиная скала»). Происхождение его не вполне ясно – то ли это сохранившийся отрог известняков Яйлы, то ли композиция нескольких огромных отторженцев яйлинских массивов.

Зафиксированы следы средневекового монашеского быта в естественных полостях в окрестностях пос. Симеиз (урочище Панеа) (Бобровский, 2010). В раннем средневековье здесь существовал укреплённый монастырь Панеа-исар, рядом – поселение Ай-Панда и могильник VIII–XIII вв. (Фадеева, 2002). В 1955 г. у подножия скалы Панеа при земляных работах был обнаружен уникальный для Южного Берега склеп, прямоугольный в плане, стены которого были сложены булыжником на цемянке, а арочный полуциркульный свод – из керченского камня. Рядом были отмечены подобные захоронения (Турова, 2014а).

Сквозь Лименский хребет проходит современный туннель водоснабжения с проложенной в нём трубой.

Алупкинский спелестологический район

Район ограничен с запада хр. Лимен и мысом Ай-Тодор с востока. Здесь расположен Алупкинский амфитеатр, который почти полностью заполнен четвертичными оползневыми телами, в том числе глыбовыми. На расстоянии 2–4 км от моря он замыкается обрывистым склоном Главной гряды с вершиной горы Ай-Петри.

В районе Алупки устроены противооползневые дренажные галереи (Славин, 1975).

Гаспринский спелестологический район

Район занимает огромный известняковый массив-отторженец от Яйлы, образующий гору Могаби с окрестными высотами, в том числе мыс Ай-Тодор.

Исар-Кая. На восточной окраине пос. Гаспра возвышалась приметная скала Исар-Кая, на вершине которой находились остатки укрепления XII–XIII вв. Гаспра-Исар. В 1963 г. скала была срыта при добыче известкового бута (Иванов, 2010, с. 148). На этом участке также находился пещерный храм, который был виден с дороги на Алупку (Пещерные…, 1884).

На восточной стороне Гаспринской гряды расположена отвесная скала Хачла-Каясы, также с феодальным замком на вершине; в начале ведущей наверх тропы, на северо-восточной стороне скалы расположен грот с остатками каменных кладок на входе. Видимо, он использовался в системе обороны укрепления Хачла-Каясы (Иванов, 2010, с. 149).

В 1950-х годах на горе Могаби действовало подземное помещение лаборатории по изучению процесса конденсации воды из воздуха (Ефремов, 1958).

Ялтинский спелестологический район

Район занимает большой, выраженный Ялтинский амфитеатр, прорезанный долинами рек Дерикойки и Учан-Су. Район ограничен мысами: с запада Ай-Тодор, образованным крупнейшим известняковым отторженцем, и с востока – Мартьян, сложенный известняковым осыпным материалом массандровской свиты. Западная часть амфитеатра сложена таврическими флишевыми оползневыми телами и обвальными телами массандровской свиты, среди которых выделяется гора Крестовая.

Массандра. В пос. Массандра, расположенном к востоку от Ялты, находится винодельческое предприятие «Массандра», обладающее крупнейшими винными погребами, хранящими одну из самых значительных в мире коллекций вин. Старейшее винодельческое предприятие России было основано в середине XIX в. По приказу М.С. Воронцова были заложены винодельни и винный погреб. В 1881 г. напротив старого подвала был построен двухэтажный полуподземный винный погреб с несколькими тоннелями и подъездами. В настоящее время он используется для долголетней выдержки крепких вин. В 1889 г. Массандра переходит во владение царской фамилии, а в 1891 г. Главным виноделом Удельного ведомства в Крыму и на Кавказе был назначен Л.С. Голицын.

В 1894 г. он закладывает первый в Российской империи подземный винный завод тоннельного типа для производства столовых и десертных вин. Его выработки были пройдены в глинистом сланце и выложены местным известняком с бетонным сводом. Первоначально работа шла взрывным способом, но взрывы создавали в грунте излишнюю трещиноватость, и от этого способа быстро отказались. Для строительства винзавода пригласили шахтёров, которые вели проходку вручную. В 1897 г. завершается строительство главного винного погреба для бочковой выдержки 3,5 млн литров вина и бутылочным отделением на 1 млн бутылок. Этот погреб представляет собой семь тоннелей длиной примерно по 150 м и до 5 м ширины, расходящихся веерообразно от центральной соединительной галереи длиной 115 м. Глубина заложения тоннелей от 8 м в начале до 55 м в конце, где устроены вентиляционные колодцы, выходящие на поверхность, благодаря

которым в подвале всегда сохраняется почти постоянная, считающая лучшей для выдержки вина температура воздуха – зимой в подвале 9–10 °С, летом не выше 18 °С. Помещение для бутылочной выдержки находится ниже главного погреба. Главная бутылочная галерея, на 400 тыс. бутылок, находится под центральной галереей погреба, а восемь остальных, длиной по 54 м и общей емкостью 600 тыс. бутылок, расположены в два этажа под наземным корпусом завода. В 1957 г. было построено новое здание завода с погребом размером 60×150 м для выдержки 10 млн литров вина, соединённым переходом с царскими подвалами (Маркевич и др., 1925; Собалев, 1947; Хохряков, 1964; Русанов, 2008; Валуйко, 2011).

Верхняя Массандра. Близ водопада Гова находится полуразрушенная римская катакомба с нишами для погребений, связанная с поселением первых веков н.э., располагавшемся ниже водопада (Важов, 1972).

Усадьба Мордвинова. При строительстве многоэтажного здания в центре Ялты, на границе сквера Юбилейного рабочие случайно наткнулись на подвалы. По данным сотрудников Ялтинского историко-литературного музея, это подвалы под торговыми павильонами графа Мордвинова. Их надземная часть была полностью уничтожена. Подвалы пострадали в годы гражданской войны. Во время Великой Отечественной войны и оккупации Крыма в них размещались немецкие склады; при отступлении немцы их взорвали. Входы в подземелье были засыпаны, а сами они частично обрушились. Долгое время подвалы фактически считались утраченными. Теперь ялтинские власти планируют устроить здесь музей. Под памятником Ленину на набережной находится подземный резервуар имения Мордвиновых. Он использовался для сбора родниковой воды и занимает объем около 250 м^3. Известна также легенда о подземном ходе под дворцом графа Мордвинова, построенном на рубеже XIX и XX вв. (Винник, 2015).

Убежища. На госдаче в районе санатория «Нижняя Ореанда» существовало подземное убежище (Тарасенко, 2012); подобные убежища имелись и на других советских дачах, предназначенных для руководящего состава правительства (Кромешная, 1999).

Ялтинский водоводный тоннель предназначен для подачи в Ялту воды из Счастливенского водохранилища, расположенного на р. Манаготра (притоке Бельбека) возле села Счастливого (бывшее Биюк-Узень-Баш) на северном склоне Главной Крымской гряды. Строительство гидротехнического комплекса шло с 1959 по 1963 г. Верхний

портал водовода располагается у села Счастливое, нижний – на окраине Ялты возле Васильевки. Туннель длиной 7216 м был пройден во флише и известняках на глубине до 1 км от поверхности земли и начал эксплуатироваться в 1964 г. Уже к 1980 г. возникла необходимость в ремонте тоннеля (Шутов, 1990). Было принято решение о строительства дублирующего водовода длиной 7253 м, который должен был пройти параллельно старому. Проходку тоннеля планировалось выполнять в четыре этапа и сдать в эксплуатацию через 3,5 года. Намеревались возвести перемычки между новым и старым тоннелями, чтобы можно было сразу направить воду по новому тоннелю и приступить к ремонту старого. Первая перемычка должна была появиться на расстоянии 0,8 км от начала тоннелей, вторая – на расстоянии 2,6 км. Но с распадом СССР финансирование работ было прекращено. К 1995 г. было пройдено всего 1615 м, причём постоянно закреплено было только 140 м, на остальной части нового тоннеля было установлено временное крепление железобетонными тюбингами. Недостроенный тоннель стал медленно, но неуклонно разрушаться. В 2001 г., удалось возвести постоянную бетонную крепь ещё на 400 м выработки. Старый тоннель находится в аварийном состоянии и в любое время может обрушиться, а на некоторых участках вообще разрушен лоток, по которому течёт вода (Колычев, 2000; Хорсун, 2014). В июле 2005 «Крымский финансовый портал» сообщил, что на данный момент пробито 2,2 км тоннеля (Ялтинский…, 2005). В 2017 г. СМИ сообщили, что принято решение о строительстве второй ветки Ялтинского туннеля (Для обеспечения…, 2017).

Алуштинский спелестологический район

Район охватывает Алуштинский амфитеатр и участок южного берега до мыса Мартьян. Против Алушты обрывы Главной гряды отступают на 15–20 км от берега. На обширном пространстве амфитеатра, сложенном таврическим флишем, развита овражно-речная сеть. На территории района расположено значительное количество куполовидных гор, образованных среднеюрскими лакколитами, часто образующих возвышенные мысы (Кастель, Кучук-Ламбат, Урага, Чамны-Бурун, Аю-Даг и др.). В восточной части района развиты оползни и имеются крупные известняковые массивы отторженцев (Дженевез-Кая, Адалары и др. в Гурзуфском амфитеатре). С запада район ограни-

чен краем Никитской Яйлы и массивом мыса Мартьян, образованном карбонатной обломочной толщей массандровской свиты.

Скала Дженевез-Кая (крымское 'Генуэзская скала') – один из отторженцев известняков Яйлы, лежащий на берегу Гурзуфской бухты. Почти вся скала находится на территории лагеря «Артек».

Тоннель Дженевез-Кая. В восточной части скалы Дженевез-Кая в 1913–1914 гг. был прорублен тоннель, открывающийся высоко над морем (Макаров, 1961, с. 66). Гурзуфская мещанка П. Тикунова хотела построить над морем подвесную канатную дорогу до Малого Адалара (Максимовский, 2002, с. 15), на котором находился её ресторан «Венеция». Для устройства такой дороги был вырублен в скале тоннель, длиной 30,5 м, шириной от 1,9 до 2 м и высотой от 2 до 2,2 м. Завершить строительство помешала первая мировая война (Тоннель…).

Малый Адалар. При строительстве ресторана «Венеция» на Малом Адаларе, представляющем собой фактически глыбовый развал, для организации помещений и тоннельных переходов широко использовались гроты, полости и щели между глыб. Стены полостей подрабатывались, закладкой устраивались стены и ступени. Ныне от ресторана, разрушенного землетрясением 1927 г., остались лишь руины (Гальчук, 2008).

Гора Кастель. На вершине в X–XIII вв. находилось обширное укреплённое поселение. Вне его на западном отроге горы стоял небольшой монастыря Ай-Прокул (или Ай-Брокул), то есть Святого Прокла (Иванов, 2010). Д.М. Струков отмечал, что гора Ай-Прокл (Ай-Прокул) имеет пещеру и предание о святом отшельнике (Струков, 1876, с. 51).

Гора Ай-Даниль (Св. Данила). На её вершине есть следы развалин храма и пещеры, удобной для жилья отшельника (Струков, 1876, с. 51).

Фамильный склеп Березиных–Соловьёвых, основателей курорта «Суук-Су», находится на территории лагеря «Артек». Склеп был построен в 1902–1903 гг. в насыпном холме. Слева и справа по сторонам помещения склепа расположены ниши – места для захоронения, закрывающиеся мраморными плитами. В годы гражданской войны склеп был разграблен, останки Березина перезахоронены в утерянной могиле. В 1997 г. склеп был частично отреставрирован (Фамильный…).

Коллектор Кумака-Дере. Но территории Артека, у самого подножия Аю-дага в море впадает небольшая речка Кумака. В 1960-х годах её долину засыпали, а речку заключили в подземный бетонный коллектор. Основное подземное русло имеет длину около 2 км, начинаясь на массандровских виноградниках и оканчиваясь в 50 м от моря. Не-

подалеку от нижнего портала коллектор принимает левый приток из парка Виннера (Полюхович, 2007).

Западно-Яйлинский спелестологический район

Район занимает западную часть Крымской яйлы от Байдарских ворот до восточных склонов Бабуганского массива. Нагорья Яйлы сложены среднеюрскими (оксфордскими и титонскими) крепкими известняками, слоистыми и массивными, местами рифогенными, лежащими на глинистых породах нижней юры. На Яйлах хорошо развиты карстовые процессы, приведшие к образованию большого количества карстовых пещер. Освоение подземного пространства в основном здесь выражалось в использовании уже существующих естественных пещер для различных целей, иногда с минимальными подработками и конструкционным строительством.

Басман. Хр. Басман, разделяющий бассейны верховьев рек Донги на востоке и Каспаны на западе, начинается на северном склоне Ялтинского горного массива. Верхняя часть хребта сложена толщей верхнеюрских известняков почти стометровой мощности. Здесь находится один из интереснейших археологических памятников раннего средневековья (VIII–X вв.) – комплекс естественных пещер Басмана. В девяти пещерах и гротах под северо-восточном обрывом Басмана вскрыт культурный слой. В них обнаружены следы приспособления под постоянное жильё: остатки крепид привходовых площадок, сложенных из камня, подтеска сводов и стен, гнёзда для балок и наклонных стропил навесов, следы деревянных лестниц, соединявших пещеры между собой и выводивших на верхнюю часть обрыва. Находки керамики датируются VIII–IX вв. Пещерное поселение существовало только в VIII–X вв. Из-за изменения военно-политической ситуации люди переселились из сырых пещер на пологие западные склоны массива. В конце X в. все мелкие и мало пригодные для жизни пещеры были заброшены.

Жилое сооружение с очагом, сложенным из бута на глине в большой пещере Басман-5, датируемое VIII–X в., было разрушено и погребено под упавшими со сводов плитами известняка, по-видимому, во время землетрясения 1292 г. На развалинах был сооружён миниатюрный каменный одноапсидный храм-часовня, который полностью располагался внутри пещеры. Северо-западная и юго-восточная стены постройки вплотную прилегали к стене пещеры и огромной натёчной

колонне. Внутренние размеры храма составляли 3,2×1,6 м, диаметр апсиды 1,3 м. Пол храма был выстлан плитами песчаника, кровля сделана из каменных черепиц. Вокруг храма расположены три могилы с неоднократными захоронениями. В конце XIV – начале XV вв. в результате сильного землетрясения храм был разрушен, а озеро в дальней части пещеры исчезло. Именно после этого пещерный комплекс Басман, более восьми столетий использовавшийся человеком как убежище и храм, был полностью заброшен (Иванов и др., 1963).

Данильча, пещера в левобережном обрыве р. Коккозки, в которой вскрыт культурный слой с костями животных и черепками средневековой керамики времени хазарского нашествия. В ней также найдены остатки небольшой церквушки, выстроенной под сводом привходовой части (Дублянский, Ломаев, 1980).

Сюндюрлю. Пещера расположена на восточных склонах Байдарской долины. Установлено, что она служила стоянкой для пастухов, начиная с рубежа между эпохами бронзы и раннего железа (конец IX–VIII вв. до н.э.), вплоть до XX в. Предполагают, что в первом зале было языческое святилище, превращенное в IX–X вв. в христианскую часовню (Веникеев, 1988).

Комплекс Иограф. На высоте около 1250 м над ур. моря на южном макросклоне Ялтинской яйлы, в верхней части хр. Иограф (Йерах-Хюль, Иограф-Кая, Иерах-Фоль-Каясы, Иран-Фоль, Евграф-Кая) между бывшими селениями Аутка и Ай-Васил расположен средневековый пещерный комплекс, состоящий из двух естественных карстовых пещер Иограф 2 и Иограф 1 (в археологической литературе они называются соответственно Иограф I и Иограф II). Это единственный достоверно известный на Южном Берегу христианский пещерный комплекс.

Иограф 2 (*Иограф I; Югpаф; Географ; Егpаф; Евгpаф*). Длина полости 61 м, амплитуда 10 м. Пещера представляет собой большой зал длиной около 10 м, шириной 12 м, высотой примерно 8 м с узкими тупиковыми ходами. В конце XIX – начале XX вв. в восточной части пещеры ещё можно было увидеть остатки христианского храма Св. Вознесения (Мальгин, 1995, с. 157). Судя по рисункам и описаниям Д.М. Струкова и Е.И. Висниовской, церковь представляла собой прямоугольное в плане строение с полукруглой апсидой, ориентированной на северо-восток, покрытое двускатной крышей, примыкающее к восточной стене пещеры. Позже Е. Висниовская отметила, что «постройка совершенно разрушена в 1900-х гг.». Вину за её разрушение некоторые авторы путеводителей начала XX в. возлагали на туристов тех времен, которые разобрали на сувениры це-

лый храм (Турова, 2002). По результатам раскопок 2012–2013 гг., храм представлял собой однонефную постройку, ориентированную на ВСВ. Его внутренние реконструируемые размеры (вместе с алтарной частью) 2,2×1,2 м. Наружный контур (реконструируемые размеры) 3,6×2,6 м. Между южной стеной храма и восточной стеной пещеры имеется естественна ниша с прочерченными изображениями крестов и надписями, а в культурном слое найдены многочисленные предметы личного благочестия и пр. Это свидетельствует, что ниша была особо почитаемым местом и использовалась для вотивных приношений (Турова, 2013; Турова, 2014б). Во время Великой Отечественной войны партизаны устроили в пещере наблюдательный пункт. В 1947 г. Иограф 2 была объявлена памятником природы (Мухин, Кузнецов, 2007, с. 46-47).

Иограф 1 (*Иограф II*). Длина 34 м, амплитуда 15 м. В путеводителях в 1920-х гг. её называют то «пещера отшельника», то «молельня». При исследовании пещеры Иограф 1 также были найдены предметы личного благочестия. Не исключено, что пещера могла служить в качестве кельи, однако, судя по незначительной мощности культурных напластований, непродолжительный период. Наличие фрагментов черепицы может свидетельствовать о существовании на входе некоего сооружения (Турова, 2014б).

Чатыр-Дагский спелестологический район

Район занимает нагорную часть Чатыр-Дага, сложенную среднеюрскими (оксфордскими и титонскими) крепкими известняками, подстилаемыми оксфодскими конгломератами и таврическим флишем.

Естественные пещеры нижнего плато Чатырдага с древнейших времён использовались как святилища, могильники и убежища (Дублянский, Ломаев, 1980). В конце XX – начале XXI вв. при оборудовании пещер Мраморная и Эмине-Баир-Хосар для экскурсий в них были расширены отдельные проходы и устроены дорожки.

Южно-Демерджийский спелестологический район

Район занимает сложенную верхнеюрскими конгломератами округу горы Южная Демерджи.

Лучистое 1. В 2 км к северу от села Лучистое (бывшее Демерджи) на холме расположен некрополь Лучистое 1, состоящий из трёх участ-

ков: северо-западный с погребениями конца IV–X вв.; восточный с погребениями VII–XII вв.; южный с погребениями XIII–XVIII вв. Захоронения в склепах, грунтовых и подбойных могилах конца IV–IX вв. принадлежат культуре *суук-су* (крымские готы). За период с 1982 по 2007 г. археологами раскопано 295 погребальных сооружений, в том числе 147 склепов. Склепы состоят из прямоугольного или трапециевидного в плане дромоса и камеры, соединённых небольшим коридорчиком. Большинство склепов ориентированы на северо-запад или на север, некоторые на юг или юго-запад. Все склепы были разрушены и их камеры заполнены материалом рухнувших сводов. Исследованные склепы законсервированы грунтом (Айбабин, Хайрединова, 2008).

Восточно-Яйлинский спелестологический район

Район охватывает сложенные среднеюрскими (оксфордскими и титонскими) крепкими известняками массивы восточной часть Крымских яйл: Северную Демерджи, Тырке, Долгоруковскую, Караби. Здесь в древности естественные пещеры также использовались как места погребений (Лысенко, 2014) и святилища (МАН, Ени-Сала 2), для жилья (Аджи-Коба, Шпан-Кая). Иногда небольшие пещеры подрабатывались и расширялись (Щепинский, 1987).

Поскольку яйлы этого района выражено разделены эрозионными врезами, их можно подразделить на спелестологические участки, считая каждую яйлу за участок.

Северо-Демерджийский спелестологический участок. Ю.Ю. Шевченко сообщил о сделанном в 1986 г. предположении В. Мыца о существовании здесь пещерного монастыря и рассказал о следах развалин на плато горы Пахкал-Кая и о ведущем вглубь отверстии, через которое по тесному подземному коридору можно попасть в галереи и в два маленьких помещения с уступами-лежанками (Шевченко, 2014). Более о подобном подземелье никто не слышал и при тщательном осмотре плато спелестологами в 2016 г. оно не было найдено. Да и какие-либо следы существования монастыря на плато отсутствуют (Лысенко и др., 2017). Однако на северном склоне горы удалось обнаружить небольшой низкий грот, частично замытый землёй. Скорее всего, он изначально имел естественное происхождение, но был явно увеличен и доработан человеком, а на входе перегорожен стеной (сообщение Д. Альбова, март 2016 г.). Грот похож на жилище отшель-

ника. Так что вполне возможно, культовое использование пещер на Пахкал-Кае имело место.

Долгоруковский спелестологический участок. *Урочище Кизил-Коба* (*Красное*). В самой Кизил-Кобе (Красной), крупнейшей карстовой пещере Крыма (длина 25 км, амплитуда 250 м), в древности (VII–VI вв. до н.э.) располагалось пещерное святилище земледельческого культа кизил-кобинской культуры, локализованное раскопками в её нижней привходовой части (Харанлых-Коба). На туфовой площадке близ входа в пещеру раскопками были открыты жилые землянка и полуземлянка VII–VI вв. до н.э. и колоколообразные зерновые ямы, заполненные золой и костями. Состав одновозрастных находок в пещере и на поверхности свидетельствует о вероятном культовом использовании урочища: на туфовой площадке под охраной жрецов или старейшин племени хранилось зерно для посева; у входа в пещеру приносились жертвы земледельческим божествам; в отдалённых подземельях Археологического кольца, не затапливаемых водой, складывались жертвенные дары, предназначенные подземным духам (Домбровский и др., 1962; Щепинский, 1963).

Площадка вновь была заселена не ранее второй половины III – начала IV вв., когда на ней была возведена усадьба, просуществовавшая до VI–VIII вв. В это время в сухих залах пещеры Кизил-Коба находились отсеки для хранения продуктов и склады для хранения вина. Раскопы в Археологическом кольце Нижней пещеры (Харанлых-Коба) дали обильные керамические находки, прежде всего обломков амфор III–IV вв. В меньшем количестве была найдена гончарная керамика II–III вв. и лепная посуда скифо-сарматского облика. Вероятно, здесь же в Харанлых-Кобе находились святилище и некрополь позднеантичного времени. Выше, в Средней пещере (Иель-Коба), в Черепковом зале, преобладали различные по форме и ёмкости лепные сосуды скифо-сарматского типа (горшки, миски, ковши). Здесь же находилась примитивно сложенная из бута кладка. По-видимому, устойчивый режим влажности и температуры позволил устроить в залах большие кладовые (Дублянский, Ломаев, 1980; Колотухин, 1996).

Жители усадьбы, помимо занятий сельским хозяйством, разрабатывали туф для строительных нужд. Распилка площадки, по археологическим данным, началась не позже III в. Площадка также сильно повреждена разработкой травертина, происходившей со средневекового времени до XIX в. Древние обитатели Кизил-Кобинского урочища

широко использовали гроты в обрывах туфовой площадки. Возможно, некоторые из гротов были образованы при добыче камня. Люди расширяли гроты, выравнивали полы, стены и потолки, видимо, вырубали в туфе небольшие хозяйственные помещения. Большинство таких пещер разрушено при последующих разработках камня на площадке, но несколько таких помещений до сих пор прослеживаются в обрывах. В числе естественных гротов, хранящих следы приспособления под жилье – известный *Ночлежный грот*, использовавшийся ещё в кизил-кобинскую эпоху жителями урочища и до недавнего времени как укрытие от непогоды для туристов (Домбровский, Щепинский, 1962; Щепинский, 1963, 1987).

Вниз по течению Краснопещерной речки, у развалин бывшей деревни Кучук-Янкой, в 1,4 км к югу от Красной пещеры находится некрополь Перевальное. Он состоит из грунтовых склепов, подбойных могил и могил с заплечиками, перекрытых камнем, датируемых III–IV вв. Для перекрытия могил использовался в том числе камень, добытый на туфовой площадке (Пуздровский, 1994).

Карабийский спелестологический участок. *Миледи*. Как пример искусственно расширенной в исследовательских целях карстовой пещеры можно привести Миледи на Караби, имеющую многочисленные узости, расширенные при прохождении. На глубине 230 м находится практически рукотворный меандр протяженностью 10 м. От глубины 300 м до дна (400 м) пещера состоит преимущественно из очень узких меандров, в которых разбита большая серия искусственных узостей (Илларионов, 2016).

Работы по расширению узостей на Караби также велись в пещерах Клепсидра, Дуэт, Анютины Глазки, Первомайская, Молодежная, Отважный Суслик и многих других.

Заключение

К сожалению, Южный Крым недостаточно изучен с точки зрения спелестологии и даже спелеоархеологии. Малочисленность известных спелестологических объектов, значительное количество укреплённых военных сооружений, не вписывающихся в предложенную классификацию, а также сложное геологическое и геоморфологическое строение Южного Берега не позволяют пока надёжно выделить и охарактеризовать здесь таксоны низших уровней иерархии (спелестоло-

гические участки и блоки). Необходимы дальнейшие исследования для решения этой проблемы.

Литература

Айбабин А.И., Хайрединова Э.А. Могильник у села Лучистое. Т. 1. Раскопки 1977, 1982–1984 годов. / Боспорские исследования. Supplementum 4. Симферополь–Керчь: АДЕФ-Украина, 2008. 336 с.

Бобровский Т.А. Пещерные монастыри на территории Украины // *Спелеология и спелестология: развитие и взаимодействие наук*. Сб. материалов междунар. науч.-практич. конф. Набережные Челны: Набережночелнинский гос. пед. ин-т, 2010. С. 261–272.

Важов В.И. Алушта–Ялта–Севастополь // Крым: путеводитель. Симферополь: Таврия, 1972. С. 91–106.

Валуйко Г.Г. Виноградарство и виноделие Украины. Симферополь: Таврида, 2011. 228 с.

Вахрушев И.Б. Сейсмодислокации Ласпи-Лименского района как объекты научного и познавательного туризма // Культура народов Причерноморья. 2008. № 125. С. 7–10.

Веникеев Е.В. Севастопольские маршруты. Путеводитель. Симферополь: Таврия, 1988. 144 с.

Винник С. В Ялте нашли подвалы имения графа Мордвинова // Российская Газета. 19 февраля 2015.

Гальчук Т. Как мы по Адаларам потоптались // Артек. 2008. № 7. С. 18–20.

Для обеспечения ЮБК водой в крымских горах пробурят семикилометровый тоннель // РИА Новости Крым. 03 апреля 2017. (https://crimea.ria.ru/society/20170403/1109804991.html)

Домбровский О.И., Щепинский А.А. Археологические загадки Красных пещер // Как раскрываются тайны. Симферополь: Крымиздат, 1962. С. 11–47.

Дублянский В.Н., Ломаев А.А. Карстовые пещеры Украины. Киев: Наукова думка, 1980. 180 с.

Дюбуа де Монпере Ф. Путешествие по Кавказу, к черкесам и абхазам, в Грузию, Армению и в Крым. В 6 томах. Париж, 1834. Т. 5, 6. Симферополь: Бизнес-Информ, 2009. 328 с.

Ефремов А. Ключи Тавриды // Вокруг Света. 1958. № 1. С. 45–48.

Иванов А.В. Крепости и замки Южного берега Крыма. Мир крымского средневековья. Севастополь: Библекс, 2010. 288 с.

Иванов А.В. Ласпи: от Айя до Сарыча. Историко-географические очерки. Симферополь: Библекс, 2005а. 192 с.

Иванов В.Б. Тайны Севастополя. Кн. 2. Тайны подземные. Севастополь: КИЦ «Севастополь», 2005б. 392 с.

Иванов Б.Н., Дублянский В.Н., Домбровский О.И. Басманские пещеры в Горном Крыму // Крымское государственное заповедно-охотничье хозяйство. Симферополь: Крымиздат, 1963. С. 21–32.

Илларионов В. Пещерный нрав Миледи: спелеологи исследовали третью по глубине пещеру Крыма // МК Крым. 3 ноября 2016 г.

Колотухин В.А. Горный Крым в эпоху поздней бронзы – раннем железном веке. (Этнокультурные процессы). Материалы по археологии Крыма. Киев: Южногородские ведомости, 1996. 160 с.

Колычев В. Весь южный берег Крыма – от Гурзуфа до Фороса – останется без воды, если срочно не отремонтируют проложенный в недрах гор тоннельный водовод // Факты и комментарии. 25 октября 2000 г.

Кромешная Д. Подземный Севастополь // Остров Крым. 1999. № 1. (url: http://ok.archipelag.ru/part2/podzemniy-sevastopol.htm)

Лысенко А.В. Материалы эпохи средневековья из пещеры Туакская в Горном Крыму // История и археология Крыма. 2014. Вып. 1. Симферополь: Бизнес-Информ, С. 400–405.

Лысенко А.В., Тесленко И.Б., Мусин А.Е. Средневековый христианский храм на горе Пахкалкая в Южном Крыму // В камне и в бронзе. Сб. статей в честь Анны Песковой. *Тр.* Ин-т истории мировой культуры РАН. Т. XLVIII. СПб.: ИИМК РАН; Невская книжная типография. 2017. С. 291–310.

Макаров М.Н. Гурзуф. Симферополь: Крымиздат, 1961. 84 с.

Максимовский А.Н. Гурзуф. Симферополь: Бизнес-Информ, 2002. 62 с.

Мальгин А.В. Из наследия А.Л. Бертье-Делагарда // Крымский музей. 1994. Вып. 1. Симферополь: Таврия, 1995. С. 151–169.

Маркевич А.И., Полканов А.И., Эрнст Н.Л. (ред.) Путеводитель по Крыму. Симферополь: Крымгосиздат, 1925. 267 с.

Мухин В.В., Кузнецов А.Я. Крымские горы: возвращение к истокам. Занимательное пособие для экскурсоводов и пешеходов. Киев: ВД «Стилос», 2007. 258 с.

Мыц В.Л., Лысенко А.В., Жук С.М. Пещерный позднеантичный некрополь на г. Ай-Никола // Херсонесский сборник. Вып. 10. Севастополь, 1999. С. 169–180.

Пещерные памятники в Крыму. Тр. Киевской Духовной Академии. Т. 4. 1884.

Полюхович Д. «Деды» подземелья // Артек. 2007. № 5. С. 24.

Пуздровский А.Е. Могильник III–IV вв. н.э. у с. Перевальное в Крыму // Византия и народы Причерноморья и Средиземноморья в раннее средневековье (IV–IX вв.). Тезисы докладов конф. Симферополь, 1994. С. 55–56.

Репников Н.И. Материалы к археологической карте юго-западного нагорья Крыма. 1939/40 // ЛОИА, ф. 10, д. 1.

Русанов И.В. Винный туризм в Крыму. Севастополь: Библекс, 2008. 216 с.

Савеля О.Я. Работы Севастопольской экспедиции // Археологические открытия 1981 года. М.: Наука, 1982. С. 314–316.

Славин В.И. Современные геологические процессы в юго-западном Крыму. М.: МГУ, 1975. 198 с.

Собалев Н. Винкомбинат Массандра. Симферополь: Крымиздат, 1947. 124 с.

Стеллецкий И.Я. О признаках новой христианской катакомбы в Крыму. М.: Русская Печатня, 1911. 10 с.

Струков Д.М. Древние памятники христианства в Тавриде. М., Университетская типография (Катков), 1876. 51 с.

Тарасенко Д.Н. Подземный Крым. Симферополь: Н. Оріанда, 2012. 256 с.

Тарасова М.Б. «Ласпи» – имение французских аристократов // Воронцовы и русское дворянство: между Западом и Востоком. XIV Крымские междунар. Воронцовские научные чтения. Симферополь: Н. Оріанда, 2012. С. 303–331.

Тоннель в скале Дженевез-Кая // Крым: журнал-путеводитель. (http://журналкрым.рф/bolshaya_yalta/pamyatniki_arkheologii_bolshoj_yalty/190-tonnel-v-skale-dzhenevez-kaya.html)

Турова Н.П. Пещерный христианский комплекс Иограф на юге Крыма // Stratum plus. 2013. № 6. С. 79–105.

Турова Н.П. Полевые и историко-архивные материалы «Симеизского склепа 1955 г.» в фондах Ялтинского историко-литературного музея // Материалы по археологии, истории и этнографии Таврии. Вып. 19. Симферополь – Керчь, 2014а. С. 118–146.

Турова Н.П. Средневековые христианские храмы на ЮБК по полевой картотеке Е.И. Висниовской // История Южного берега Крыма.

Сб. науч. трудов VI Дмитриевских чтений. Симферополь: Таврия-Плюс, 2002. С. 9–31.

Турова Н.П. Средневековый пещерный комплекс хребта Иограф над г. Ялтой // Материалы по археологии и истории античного и средневекового Крыма. Вып. 6. Севастополь–Тюмень, 2014б. С. 93–173.

Фадеева Т.М. Тайны горного Крыма. Симферополь: Бизнес-Информ, 2002. 256 с.

Фамильный склеп Березиных // Артек (http://artek.org/lazurnyy/familnyy-sklep-berezinyh/).

Хорсун М.Д. Рассекреченный Крым: От лунодрома до бункеров и ядерных могильников. СПб.: Амфора, 2014. 188 с.

Хохряков Ю.А. Южный берег Крыма. Симферополь: Крым, 1964. 160 с.

Шевченко Ю.Ю. Христианские пещерные святыни. Т. 1. Ч. 2. Распространение пещерных святынь в древней христианской традиции. Saarbrucken: LAP, 2014. 588 с.

Шутов Ю.И. Большой каньон Крыма: Путеводитель. Симферополь: Таврия, 1990. 77 с.

Щепинский А.А. Красные пещеры. Симферополь: Таврия, 1987. 80 с.

Щепинский А.А. Пещерные святилища эпохи раннего железа в Горном Крыму // Тр. Комплексной карстовой экспедиции АН УССР. Вып. 1. Киев: АН УССР, 1963. С. 138–151.

Ялтинский водоводный тоннель // Дегустационный Зал. 2005. (http://irsl.narod.ru/notes/yalta-tonnel.html)

Dolotov Yu. Principles of spelestological zoning // Hypogea 2017. Proc. of the Intern. Congress of Speleology in Artificial Caves. Cappadocia, Turkey, 6–10 March 2017. İstanbul: Dijital Düşler, 2017. P. 521–533.

Сведения об авторах

Александровский Александр Леонтьевич – доктор географических наук, ведущий научный сотрудник отдела географии и эволюции почв Института географии РАН, Москва
E-mail: *alexandrovski@igras.ru*

Амеличев Геннадий Николаевич – кандидат географических наук, доцент Крымского федерального университета имени В.И. Вернадского, ведущий специалист Института спелеологии и карстологии этого университета
E-mail: *lks0324@yandex.ru*

Голованова Любовь Витальевна – кандидат исторических наук, научный сотрудник Автономной некоммерческой организации «Лаборатория доистории», Санкт-Петербург
E-mail: *labprehistory@yandex.ru*

Головачёв Илья Владимирович – доцент кафедры «Геология и геохимия горючих ископаемых» геолого-географического факультета Астраханского государственного университета; учёный секретарь Астраханского областного отделения РГО
E-mail: *bask_speleo@mail.ru*

Грабенко Евгений Александрович – кандидат географических наук, доцент Майкопского государственного университета, старший научный сотрудник Кавказского государственного природного биосферного заповедника, Майкоп
E-mail: *grabenko@inbox.ru*

Гунько Алексей Александрович – спелеолог, методист Набережночелнинского государственного педагогического университета, г. Набережные Челны, Татарстан
E-mail: *gunko.a@mail.ru*

Гусев Александр Сергеевич – доктор физико-математических наук, старший научный сотрудник Государственного астрономического института имени П.К. Штернберга Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова
E-mail: *gusev@sai.msu.ru*

Дбар Роман Саидович – кандидат биологических наук, директор Института экологии Академии наук Абхазии, Сухум
E-mail: *romandbar@mail.ru*

Дегтярев Александр Петрович – спелеолог, член комиссии спелеологии и карстоведения Московского городского отделения РГО
E-mail: *degtyarev_a@mail.ru*

Долотов Юрий Аркадьевич – спелестолог, член комиссии Спелеологии и карстоведения Московского городского отделения РГО
E-mail: *dolotov@yandex.ru*

Дороничев Владимир Борисович – кандидат исторических наук, директор Автономной некоммерческой организации «Лаборатория доистории», Санкт-Петербург
E-mail: *labprehistory@yandex.ru*

Еремеев Владислав Борисович – спелеолог, ООО «Альпика-спецтехнологии», г. Москва; Московское отделение Русского географического общества
E-mail: *ropeworks@mail.ru*

Захаров Евгений Викторович – спелеолог, Сочинское городское отделение Русского географического общества
E-mail: *zaharii@yandex.ru*

Кадебская Ольга Ивановна – доктор геолого-минералогических наук, заведующая Кунгурского стационара-лаборатории Горного института Уральского отделения РАН, Пермь
E-mail: *icecave@bk.ru*

Килин Юрий Афанасьевич – кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры динамической геологии и гидрогеологии геологического факультета Пермского государственного национального исследовательского университета, Пермь
E-mail: *iks-org@mail.ru*

Кимбер Валентин Борисович – спелеолог, Сочинское городское отделение Русского географического общества

Клементьев Алексей Михайлович – кандидат географических наук, научный сотрудник лаборатория кайнозоя Института земной коры СО РАН, Иркутск
E-mail: *klem-al@bk.ru*

Кобылкин Дмитрий Владимирович – кандидат географических наук, старший научный сотрудник лаборатория геоморфологии Институт географии имени В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск
E-mail: *agrembrandt@inbox.ru*

Кондратьева Любовь Михайловна – доктор биологических наук, профессор, главный научный сотрудник, Института водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск
E-mail: *kondratevalm@gmail.com*

Кудерина Татьяна Маратовна – кандидат географических наук, старший научный сотрудник отдела физической географии и проблем природопользования Института географии РАН, Москва
E-mail: *tmkud@yandex.ru*

Лащенова Татьяна Николаевна – доктор биологических наук, кандидат химических наук, ведущий научный сотрудник Федерального медико-биологического центра имени А.И. Бурназяна, Москва
E-mail: *tlaschenova@yandex.ru*

Лускань Елена Михайловна – спелеолог, секретарь комиссии по спелеологии и карстоведению Архангельского центра Русского географического общества
E-mail: *doronina21659@yandex.ru*

Мавлюдов Булат Рафаэлевич – кандидат географических наук, старший научный сотрудник отдела гляциологии Института географии РАН, Москва; председатель Комиссии спелеологии и карстоведения Московского городского отделения РГО
E-mail: *mavlyudov@igras.ru*

Мазина Светлана Евгеньевна – кандидат биологических наук, старший научный сотрудник химического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова
E-mail: *conophytum@mail.ru*

Медведев Андрей Александрович – кандидат географических наук, зав. отделом картографии Института географии РАН, Москва

Минкевич Ирина Игоревна – кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры динамической геологии и гидрогеологии геологического факультета Пермского государственного национального исследовательского университета, Пермь
E-mail: *iks-org@mail.ru*

Морозов Олег Николаевич – кандидат географических наук, руководитель геолого-спелеологического кружка "Долган", село Багдарин Баунтовского района Республики Бурятия
E-mail: *moleg.61@mail.ru*

Резван Владимир Дмитриевич – спелеолог, старший преподаватель кафедры гражданского права и процесса Сочинского института (филиала) Российского университета дружбы народов, Сочинское городское отделение Русского географического общества

Селянина Светлана Борисовна – кандидат технических наук, ведущий научный сотрудник Федерального исследовательского центра комплексного изучения Арктики имени Н.П. Лаверова РАН, г. Архангельск
E-mail: *gumin@fciarctic.ru*

Токарев Игорь Владимирович – кандидат геолого-минералогических наук, ведущий специалист Ресурсного центра «Рентгенодифракционные

методы исследования» Научного парка Санкт-Петербургского государственного университета
E-mail: *tokarevigor@gmail.com*

Токарев Сергей Викторович – ассистент кафедры землеведения и геоморфологии Крымского федерального университета имени В.И. Вернадского
E-mail: *tokcrimea@list.ru*

Филиппов Андрей Григорьевич – карстовед, кандидат геолого-минералогических наук, Karst Research Inc., Canada
E-mail: *andrei_filippov @hotmail.com*

Цурихин Евгений Анатольевич – научный руководитель спелеоклуба г. Екатеринбурга, заведующий центром индустриального рыбоводства Уральского филиала Госрыбцентра, Екатеринбург
E-mail: *grc-ural@mail.ru*

Шаврина Елена Васильевна – кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Государственного природного заповедника «Пинежский»
E-mail: *elenashavrina@mail.ru*

Шадрина Оксана Сергеевна – аспирант Института водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск
E-mail: *oksasha.polevskaya@mail.ru*

Шелепин Алексей Леонидович – доктор физико-математических наук, профессор Российского технологического университета МИРЭА, Москва
E-mail: *alex@shelepin.msk.ru*

Экба Январби Алиевич – доктор географических наук, профессор, зам. директора Института экологии Академии наук Абхазии, Сухум
E-mail: *ekba-yan@yandex.ru*

Научное издание

ВОПРОСЫ ГЕОГРАФИИ

Сборник 147

СПЕЛЕОЛОГИЯ И КАРСТОВЕДЕНИЕ

Утверждено к печати
Учёным советом Института географии РАН

На обложке:
Вход в пещеру Ленинградская на Хипстинском массиве, Абхазия.
Фото Б.Р. Мавлюдова

Оригинал-макет выполнен П.Р. Накаловым
Рисунки подготовлены Л.В. Набоковой

Подписано к печати 12.11.18
Формат 60 × 90 1/16
Печать офсетная
Усл. печ. л. 26
Тираж 150 экз. Заказ № 18-1349

Русское географическое общество
Штаб-квартира Русского географического общества в Москве
109012, Москва, Новая пл., 10, стр. 2
e-mail: rgo@rgo.ru
www.rgo.ru

ООО «Издательский дом «Кодекс»
г. Москва, Графский переулок, д. 9, стр. 2.

Отпечатано в ООО «ТИПОГРАФИЯ КЕМ»
г. Москва, Графский переулок, д. 9, стр. 2.
Тел.: (495) 933-59-00

9 785604 096994

PROBLEMS OF GEOGRAPHY

ISSN 0372-5758

147

SPELEOLOGY AND KARSTOLOGY