

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

Научный журнал

2017

№ 2

Зарегистрирован в Федеральной службе по надзору в сфере
массовых коммуникаций, связи и охраны культурного наследия
(свидетельство о регистрации ПИ № ФС77-66443 от 14 июля 2016 г.)

Учредитель – Томский государственный университет

Адрес редакции и издателя: 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, Национальный исследовательский Томский государственный университет, геолого-географический факультет. Сайт: <http://journals.tsu.ru/geo/>

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор: Эрнст Р.Э., профессор Карлетонского университета, Оттава, Канада.

E-mail: Richard.Ernst@Carleton.ca

Заместитель главного редактора: Врублевский В.В., д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия.

E-mail: vasvr@yandex.ru

Ответственный секретарь: Асочакова Е.М., канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

Гордиенко И.В., д-р геол.-минерал. наук, чл.-кор. РАН, Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Гутак Я.М., д-р геол.-минерал. наук, профессор Сибирского государственного индустриального университета, Новокузнецк, Россия

Евсеева Н.С., д-р геогр. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

Земцов В.А., д-р геогр. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

Изох А.Э., д-р геол.-минерал. наук, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Конторович А.Э., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

Коротеев В.А., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Кузьмин М.И., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия

Парначев В.П., д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

Поздняков А.В., д-р геогр. наук, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

Поляков Г.В., д-р геол.-минерал. наук, чл.-кор. РАН, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Реведагто В.В., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Рихванов Л.П., д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского политехнического университета, Томск, Россия

Савичев О.Г., д-р геогр. наук, профессор Томского политехнического университета, Томск, Россия

Сазонов А.М., д-р геол.-минерал. наук, профессор Сибирского федерального университета, Красноярск, Россия

Склярков Е.В., д-р геол.-минерал. наук, чл.-кор. РАН, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Соломина О.Н., д-р геогр. наук, чл.-кор. РАН, директор Института географии РАН, Москва, Россия

Худолей А.К., д-р геол.-минерал. наук, профессор Санкт-Петербургского государственного университета, Санкт-Петербург, Россия

Цыганков А.А., д-р геол.-минерал. наук, Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Чернышов А.И., д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

Шварцев С.Л., д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского политехнического университета, Томск, Россия

Ярмолюк В.В., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

Бэнкс Давид, CGeol, компания Holymoog Consultancy, Честерфилд, Университет Глазго, Великобритания

Гутierrez-Алонсо Г., профессор Университета Саламанки, Саламанка, Испания

Покровский О.С., ведущий научный сотрудник обсерватории Миди-Пиренейз Национального центра научных исследований, Тулуза, Франция

Чамберлейн К.Р., профессор, Университет Вайоминг, Ларамы, США

Чан Чонг Хоа, Геологический институт Вьетнамской Академии наук и технологий, Ханой, Вьетнам

Эрнст А.А., профессор, Гамбургский университет, Гамбург, Германия

РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

Гертнер И.Ф., канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Горбатенко В.П.**, д-р геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Гринев О.М.**, канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Катунин Д.А.**, канд. филол. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Краснова Т.С.**, канд. геол.-минерал. наук, начальник научного управления, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Лещинский С.В.**, д-р геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Лычагин Д.В.**, д-р физ.-мат наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Ромашова Т.В.**, канд. геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Севастьянов В.В.**, д-р геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Татьянин Г.М.**, канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Хромых О.В.**, канд. геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия.

Founder –Tomsk State University

“Geosphere Research”

International standard serial edition number: 2542-1379

Languages: Russian, English

Publication are non-commercial basis (FREE)

Open access

Contacts: 36 Lenin Avenue, Tomsk, Russia, 634050. Tomsk State University. Faculty of Geology and Geography;
<http://journals.tsu.ru/geo>

EDITORIAL BOARD

Editor-in-Chief: **Richard E. Ernst**, Professor of the Carleton University, Ottawa, Canada.

E-mail: Richard.Ernst@Carleton.ca

Deputy Editor-in-Chief: **Vassily V. Vrublevskii**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

E-mail: vasvr@yandex.ru

Executive Editor: **Evgeniya M. Asochakova**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Assistant Professor, Tomsk State University, Tomsk, Russia

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

Gordienko I.V., Corresponding Member of RAS, Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia

Gutak Ya.M., Professor of the Siberian State Industrial University, Novokuznetsk, Russia

Evseeva N.S., Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

Zemtsov V.A., Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

Izokh A.E., Professor, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Kuzmin M.I., Member of RAS, A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia

Parnachov V.P., Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

Pozdnyakov A.V., Professor, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

Polyakov G.V., Corresponding Member of RAS, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Reverdatto V.V., Member of RAS, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Rikhvanov L.P., Professor of the Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

Savichev O.G., Professor of the Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

Sazonov A.M., Professor of the Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia

Sklyarov E.V., Corresponding Member of RAS, Institute of the Earth Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

Solomina O.N., Corresponding Member of RAS, Director of the Geography Institute RAS, Moscow, Russia

Khudoley A.K., Professor of the St. Petersburg University, St. Petersburg, Russia

Tsygankov A.A., Director of the Geological Institute of SB RAS, Ulan-Ude, Russia

Chernyshov A.I., Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

Shvartsev S.L., Professor of the Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

Yarmolyuk V.V., Member of RAS, Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia

David Banks, CGeol, Holymoor Consultancy, Chesterfield, UK

Gabriel Gutierrez-Alonso, Professor of the Salamanca University, Salamanca, Spain

Pokrovsky O.S., Leading Scientist, the Observatory Midi-Pyrénées of CNRS, Toulouse, France

Tran Trong Hoa, Chief Scientist, Geological Institute of the Vietnam Academy of Sciences and Technologies, Hanoi, Vietnam

Chamberlain K.R., Research Professor, Department of Geology & Geophysics, University of Wyoming, Laramie, USA

Ernst A.A., Professor of the Hamburg University, Hamburg, Germany

EDITORIAL COUNCIL

Gertner I.F., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Gorbatenko V.P.**, Dr. Sci. (Geogr.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Grinev O.M.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Katunin D.A.**, Cand. Sci. (Philol.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Krasnova T.S.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Leshchinskiy S.V.**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Lychagin D.V.**, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Romashova T.V.**, Cand. Sci. (Geogr.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Sevast'yanov V.V.**, Dr. Sci. (Geogr.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Tat'yanin G.M.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Khromykh O.V.**, Cand. Sci. (Geogr.), Tomsk State University, Tomsk, Russia

СОДЕРЖАНИЕ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ, ГИДРОЛОГИЯ

Евсеева Н.С., Квасникова З.Н., Каширо М.А., Батманова А.С. Современный эоловый морфолитогенез холодного периода года на юго-востоке зоны подтайги Западно-Сибирской равнины	6
Шейнкман В.С. Пластовые залежи подземного льда в свете данных об оледенении Сибири	14

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ

Жимулев Ф.И., Гиллеспи Дж., Глорие С., Ветров Е.В., Борискина В.И., Караковский Е.А., Де Граве Й. Возраст питающих провинций Горловского передового прогиба: результаты датирования детритовых цирконов из песчаников балахонской серии	33
Коноваленко С.И., Ананьев С.А. Условия образования ферропедрисита – нового литиевого амфибола Сутлугского проявления (Восточная Тува)	49
Ойдул Ч.К., Леснов Ф.П. Геология, вещественный состав, возраст и условия формирования Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации (Юго-Западная Тува)	55

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ

Гутак Я.М., Антонова В.А. Корреляция средне-верхнедевонских отложений севера Кузбасса и Томь-Колыванской области	68
Подобина В.М. Создание новой системы фораминифер	77

ПАМЯТНАЯ ДАТА

Малолетко А.М. 135 лет со дня рождения Габриэля Гранё, финского ученого, исследователя Алтая	86
---	----

CONTENTS

GEOMORPHOLOGY, HYDROLOGY

- Evseeva N.S., Kvasnikova Z.N., Kashiro M.A., Batmanova A.S.** Modern aeolian morpholithogenesis of cold period in the South-East part of the Sub-Taiga Zone of the West Siberian Plain 6
- Sheinkman V.S.** Bedded ground ice bodies in the light of data of Siberia's glaciation 14

MINERALOGY, PETROLOGY

- Zhimulev F.I., Gillespie J., Glorie S., Vetrov E.V., Boriskina V.I., Karakovskiy E.A., De Grave J.** The age of the source provenance of the Gorlovo foreland basin: detrital zircon U/Pb ages of balakhon group sandstones 33
- Konovalenko S.I., Ananyev S.A.** Genesis of Ferropedrizite – a new lithium amphibole of the Sutlug occurrence (Eastern Tuva) 49
- Oydup Ch.K., Lesnov F.P.** Geology, mineral composition, age and conditions of formation monuntains ophiolite association (South-Western Tuva) 55

PALEONTOLOGY, STRATIGRAPHY

- Gutak Ja.M., Antonova V.A.** Correlation of the Middle-Upper Devonian deposits of the North of Kuzbas and the Tom-Kolyvan region 68
- Podobina V.M.** Creation of new Foraminiferal system 77

MEMORABLE DATE

- Maloletko A.M.** 135 years from the birthday of Gabriel Granö, Finnish scientist, researcher of Altai region 86

ГЕОМОРФОЛОГИЯ, ГИДРОЛОГИЯ

УДК 551.435.7 (-925.11)

СОВРЕМЕННЫЙ ЭОЛОВЫЙ МОРФОЛИТОГЕНЕЗ ХОЛОДНОГО ПЕРИОДА ГОДА НА ЮГО-ВОСТОКЕ ЗОНЫ ПОДТАЙГИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

Н.С. Евсеева, З.Н. Квасникова, М.А. Каширо, А.С. Батманова

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

На пашне зоны подтайги юго-востока Западно-Сибирской равнины в холодный период года развиваются эоловые процессы – дефляция и аккумуляция. Выделено две стадии их развития: 1 – со времени образования устойчивого снежного покрова до времени его максимального накопления; 2 – во время снеготаяния. В первую стадию в снеге накапливается от 0,8 до 879 г/м² эоловых осадков; во вторую – от 0,1 до 320 г/м². Эоловые осадки имеют тесную генетическую связь с почвами региона. Для эолового процесса характерна 5–6-летняя цикличность проявления.

Ключевые слова: Западно-Сибирская равнина, подтайга, пашня, снег, дефляция, аккумуляция.

Введение

Эоловые процессы – сложные физические процессы взаимодействия воздушного потока с подстилающей поверхностью, развиваются во всех природных зонах Земли. Необходимые факторы для их протекания: наличие в поверхностных горизонтах значительного количества песчаных и пылеватых частиц; их слабая связность; достаточная для захвата и переноса частиц сила ветра; оголенность поверхности или слабое развитие растительного покрова. Вследствие этого наибольшее развитие эоловые процессы имеют в зонах пустынь, полупустынь и степей, где были изучены российскими и зарубежными учеными – В.А. Обручевым, Б.А. Федоровичем, Д.В. Наливкиным, А.Г. Гаель, А.Н. Сажиним и Ю.И. Васильевым, Г. Конке и А. Бертраном, У. Чепилом, Р. Багнольдом, Н. Ланкастером и др.

В пределах лесной зоны России, в том числе и юго-востока зоны подтайги Западно-Сибирской равнины, эоловые процессы изучены слабо. Анализ природных условий развития эоловых процессов зоны подтайги показал, что они в целом благоприятны для развития названных процессов: для территории характерны сильные или бурные ветры (≥ 15 м/с), ветер характеризуется порывистостью (до 20–25 м/с) [Евсеева, Слуцкий, 2005; Евсеева, 2009; Ананова, Заблицкая, 2010; Евсеева, Квасникова, 2010, 2015]; почвообразующими породами являются лессовидные отложения [Евсеева, Квасникова, 2015]. Но естественный растительный покров подтайги препятствует дефляции почв.

В результате в естественных ландшафтах зоны подтайги эоловые процессы развиты слабо и представлены перевеванием песчаных кос на приустьев-

вой пойме, раздуванием песков, супесей, суглинков в обнажениях водораздельных равнин и террас в долинах рек, а также аккумуляцией пыли, приносимой воздушными потоками.

Вырубка лесов, распашка земель привели к развитию природно-антропогенных эоловых процессов. Наиболее активно они развиваются на пашне, где проявляются в течение всего года и представлены дефляцией, транспортировкой материала и аккумуляцией.

По данным наших наблюдений, на исследуемой территории выделяются два периода (стадии) проявления эоловых процессов:

- 1) эоловые процессы холодного периода года (ХПГ): со времени образования устойчивого снежного покрова (октябрь–ноябрь) до его схода (март–апрель);
- 2) эоловые процессы теплого периода.

До настоящего времени эоловые процессы, развивающиеся на территориях с устойчивым снежным покровом, мало изучены. В то же время взаимодействие ветра и снега формирует целый ряд процессов, которые можно отнести к дефляции. В.В. Бутюгин в 2008 г. предложил называть их снеговетровыми [Инженерная геодинамика... 2013].

Цель данной работы – характеристика эоловых снеговетровых процессов холодного периода года.

Методы исследования

С целью исследования эоловых процессов в зоне подтайги юго-востока Западно-Сибирской равнины нами проведен анализ основных факторов их развития: скоростей ветра по данным авиаметрической станции аэропорта Томск (Богашево), метеостанции Томск и полевым измерениям; состава почв и почвообразующих пород, морфологии и морфометрии

рельефа, основных характеристик снежного покрова на ключевых участках. Ежегодно отбирались пробы снега из всей толщи и с поверхности эоловых волн разной степени загрязненности по опорным профилям длиной до 800 м с последующим изучением гранулометрического и химического состава эоловых отложений. С 2013 г. ведутся наблюдения за накоплением эоловых отложений в пылеуловителях по методу М. Рехайс [Reheis, 2003].

Результаты исследования и их обсуждение

Эоловые процессы на пашне юго-востока зоны подтайги Западно-Сибирской равнины ХПГ подразделяются на деструктивные и аккумулятивные. Дефляции

подвержены почвы в основном тяжелого гранулометрического состава, сформировавшиеся на лессовидных отложениях (серые лесные и их подтипы, дерново-подзолистые, черноземы оподзоленные и др.). Почвы обладают высокой распыленностью (содержание агрегатов < 1 мм достигает 40–88%) и уязвимы к сильным ветрам. Выявлена 5–6-летняя цикличность проявления процесса [Евсеева, Квасникова, 2015] (рис. 1).

Проявление снеговетровых процессов в ХПГ, по данным наших наблюдений, имеет две стадии (фазы) развития: 1 – от установления устойчивого снежного покрова до периода его максимального снегонакопления (в основном 2–3-я декада марта); 2 – в период снеготаяния, совпадающего с весенним максимумом буревой деятельности.

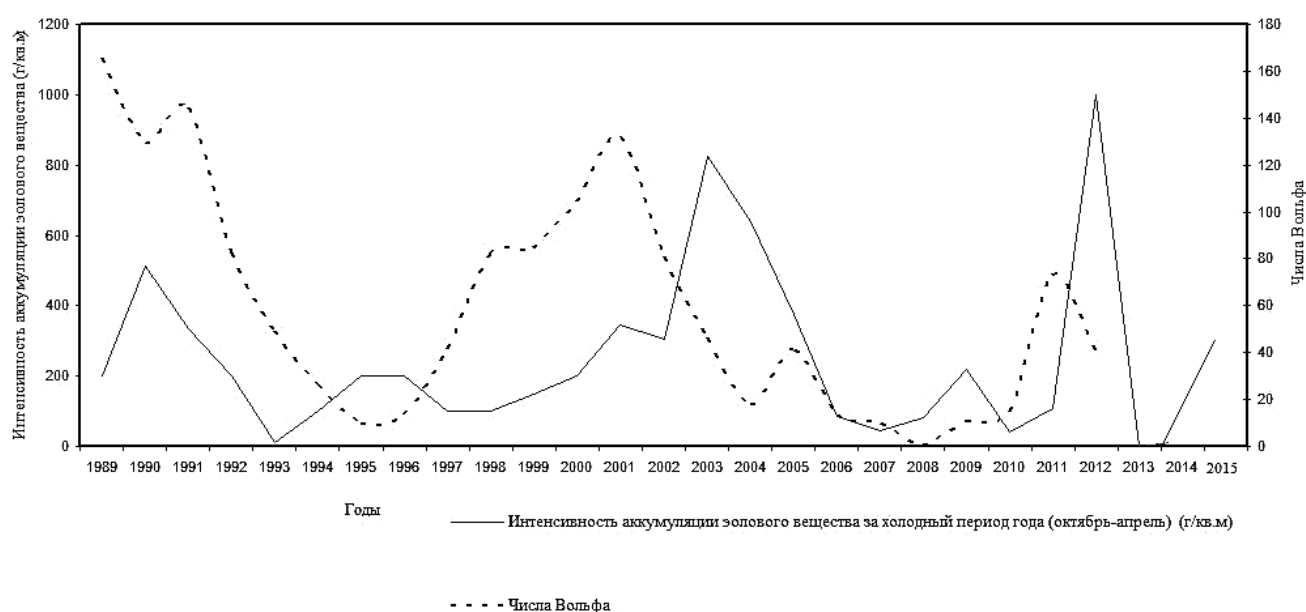


Рис. 1. Сопоставление цикличности проявления солнечной активности и интенсивности аккумуляции эолового материала на пашне Томь-Яйского междуречья (по: [Евсеева, 2005] с изменениями)

Fig. 1. Comparison of the cyclicity of the manifestation of solar activity and the intensity of accumulation of eolian material in the plowland of the Tom-Yai interfluvium (from [Evseeva, 2005] with additions)

Таблица 1

Примеры интенсивности эоловой аккумуляции в снежной толще в первую стадию развития на склонах южной экспозиции

Table 1

Examples of the intensity of eolian accumulation in the snow stratum in the first stage of development on the slopes of the southern exposure

Год наблюдения	Дата установления устойчивого снежного покрова	Дата проведения снегосъёмки	Интенсивность седиментации эолового наноса, г/м ²	
			Пашня	Кедровый лес
1990	19.10.1989	21.03.1990	До 512	–
1993	27.10.1992	24.03.1993	2,6–10,0	–
2003	04.11.2002	15.03.2003	До 824,0	–
2007	21.11.2006	16.03.2007	До 45,0	До 13,1
2012	27.10.2011	02.03.2012	24,6–878,7	2,6–6,6
2015	10.10.2014	14.03.2015	2,7–336,0	10,0–12,0
2016	15.10.2015	17.03.2016	0,8–42,0	0,23–1,0

В первую стадию развития эоловых процессов ХПГ дефляции подвержены наветренные склоны микро- и нанорельефа пашни, а также гребни пашни в случае глубокой осенней вспашки. Сильные ветры южных румбов, достигающие в порывах 20–25 м/с на высоте 1 м над поверхностью земли, периодически сдувают снег с названных элементов рельефа. Об этом свидетельствует и толщина снежного покрова: она изменяется на повышенных элементах рельефа от 0 до 30–40 см, в сугробах у лесополос, кромки леса – до 2–2,4 м, составляя в среднем 50–60 см. Выдутые частицы почвы отлагаются на снегу. Интенсивность аккумуляции эоловых осадков в снежной толще в совокупности с атмосферной пылью, приносимой воздушными потоками, неравномерна во времени и пространстве (см. табл. 1, рис. 2).

Толщина загрязненных прослоек снега в шурфе изменяется от 2–3 мм до 2–4 см, местами достигая 8–15 см. При проективном покрытии поля эоловой пылью в среднем 50–60% за период залегания снежного покрова на 1 га пашни может отлагаться от 4 кг/га до 4,4 т/га наноса.

Для второй стадии развития эоловых процессов в ХПГ также характерна различная интенсивность проявления. В это время снег прежде всего стает на плакорах и повышениях рельефа пашни, особенно на южных склонах. Интенсивность развития дефляции носит прерывистый характер, обусловленный высокой изменчивостью циркуляции атмосферы, скоростей ветра, выпадением осадков, температуры воздуха, почвы и др. Отбор проб снега за раз-

ные отрезки времени после снегопадов на опорных профилях показывает, что за короткие промежутки на поверхности снега может накапливаться значительная масса эолового материала (табл. 2).

Аккумуляция эолового материала происходит на поверхности снега неравномерно и с разной интенсивностью, что хорошо иллюстрируют примеры на опорном профиле (рис. 3) за 2008 и 2015 гг. В среднем по профилям накопилось 4,03 г/м² в 2008 г. и 88,15 г/м² в 2015 г.

При проективном покрытии поверхности снега эоловой рябью в 70% за короткий промежуток времени на 1 га пашни может отлагаться до 4,4 т/га наноса. В годы с активным развитием эоловых процессов во вторую фазу ХПГ эоловая рябь покрывает от 45–50 до 70–90% поверхности снега (2004 г.), а толщина наноса достигает 11–13 мм (1996, 2000 г.) до 30 мм (2003 г.).

Неравномерность накопления наноса связана с рядом причин: ветровым и температурными режимами, состоянием агрофона, мезо- и микрорельефом пашни, глубиной оттайки почвы на склонах разной экспозиции и др. Особенно значительное количество эолового материала накапливается во время бурь, когда порывы ветра достигают 20–25 м/с. В таких случаях, по данным наших наблюдений, в местах аккумуляции на эоловых волнах за сутки накапливается от 11,9 (09.03–10.03.2005) до 23,6 г/м² (20.03–21.03.2004). Гранулометрический состав эоловых осадков ХПГ характеризуется преобладанием пыли (до 90%), песка и ила (табл. 3).



A



B

Рис. 2. Примеры интенсивности развития эолового процесса в холодный период года: А – 2008 г., В – 2015 г.

Fig. 2. Examples of intensity of development of the eolian process in the cold period of the year: A – 2008, B – 2015

Таблица 2

Примеры интенсивности эоловой аккумуляции на поверхности снега во вторую стадию развития

Table 2

Examples of the intensity of eolian accumulation on the snow surface in the second stage of development

Год, дата снегосъёмки	Дата схода снежного покрова	Сроки наблюдения за аккумуляцией	Интенсивность аккумуляции, г/м ²	
			Пашня	Кедровый лес
21.03.1990	26.04.1990	25.03.1990–08.04.1990	18,2–102,4	18,0 (опушка)
24.03.1993	21.04.1993	16.03.1993–24.03.1993	0,39	–
		16.03.1993–11.04.1993	2,3–3,8	–
		09.03.2003–10.03.2003	11,9	–
15.03.2003	02.05.2003	13.03.2003–30.03.2003	0,095–173,1	–
		30.03.2003–13.04.2003	3,5–143,2	–
		16.03.2007–15.04.2007	0,37–16,9	1,0
16.03.2007	24.04.2007	16.03.2007–15.04.2007	0,37–16,9	1,0
02.03.2012	07.04.2012*	–	–	–
26.03.2013	21.04.2013	26.03.2013–28.04.2013	6,3–50,4	–
14.03.2015	24.04.2015	14.03.2015–21.04.2015	0,37–36,5	–
		14.03.2015–25.04.2015	3,9–320,0	–
		28.02.2016–16.03.2016	0,09–2,6	–
17.03.2016	12.04.2016	28.02.2016–02.04.2016	0,4–0,5	–
		28.02.2016–09.04.2016	1,0–15,2	–

* Снег сошел на 2–3 недели раньше обычного в период с 3 по 7 апреля 2012 г. [Экологический мониторинг, 2013], вследствие чего дефляция во время снеготаяния не была изучена.



А



В

Рис. 3. Примеры накопления эолового материала в холодный период года на поверхности снега у лесополосы во вторую стадию развития за разные годы: А – 2008 г.; В – 2015 г.

Fig. 3. Examples of accumulation of aeolian material in the cold period of the year on the surface of snow near the forest belt in the second stage of development for different years: А – 2008; В – 2015

В составе эоловых отложений в снеге содержатся гумус, биофильные макроэлементы и микроэлементы. Наличие первых свидетельствует о тесной генетической связи эолового наноса с почвами исследуемого региона. Содержание элементов питания растений в осадках в зависимости от степени загрязнения снега изменяется в значительных пре-

делах, например гумуса – от 1,5 до 4,3–5,1%; $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ – от 20,40 до 23,6 мг/экв. 100 г почвы и др. Сравнение среднего содержания микроэлементов (тяжелых металлов) в эоловых отложениях за 2001–2016 гг. показывает близость их химического состава с литогенным субстратом почв пашни (табл. 4).

Таблица 3

Гранулометрический состав эоловых осадков

Table 3

Granulometric composition of eolian sediments

Фракции, мм	Среднее содержание, %	Максимальное содержание, %	Минимальное содержание, %
1–0,25 песок средний	2,43	9,2	0,4
0,25–0,05 песок мелкий	17,9	20,7	6,83
0,05–0,01 пыль крупная	37,75	54,8	23,1
0,01–0,005 пыль средняя	9,45	17,0	0,3
0,005–0,001 пыль мелкая	10,98	18,2	3,84
меньше 0,001 ил	10,98	30,4	9,12

Таблица 4

Среднее содержание микроэлементов в эоловых отложениях и почвах пашни ключевого участка с 2001 по 2016 г., мг/кг

Table 4

The average content of microelements in the eolian sediments and soils to the key area of arable land 2001 to 2016, Mg/kg

Химический элемент	В эоловых отложениях	В почвах пашни (до 10 см)
Pb	19,1	17,1
Cu	25,8	26,0
Sn	2,8	3,8
Mn	694,2	626,0
Ba	299,2	278,6
Co	12,6	12,0
V	70,1	59,8
Sr	216,7	217,0
Cr	46,9	46,0
Ni	30,2	38,0
Zn	58,7	42,0

Как известно, движение выдутых частиц почвы происходит путем перекачивания, скачками и во взвешенном состоянии. К.С. Кальянов [Кальянов, 1976] отмечает, что почти 95% всего количества перемещаемых ветром частиц содержится в слое высотой до 15 см над поверхностью земли. Наши наблюдения показали, что во время бурь, сильных порывов ветра частицы почвы «подпрыгивают» над поверхностью снега в пределах струй ветра до 30–40 см. Диаметр комочков почвы при этом достигает 3–4 мм.

С целью определения интенсивности аккумуляции эоловой пыли на большой высоте нами использован метод М. Reheis [Reheis, 2003]. Метод заключается в установке простой, надежной ловушки для пыли, которая периодически очищается. Ловушка представляет собой кастрюлеобразную емкость,

установленную на высоте около двух метров над поверхностью земли. Стекланные шарики помещены на металлическую сетку, которая установлена в кастрюлеобразную емкость на 3–4 см ниже края. Высота в 2 м устраняет большинство сальтирующего песка. Шарики создают эффект щебнистой поверхности, которая препятствует выдуванию пыли, осевшей на дно емкости. В лабораторных условиях образец медленно сушат при температуре около +35°C; грубые органические вещества также удаляются во время этого процесса. Остальные минеральные вещества могут быть взвешены.

Наблюдения за разные отрезки времени показали, что наибольшее количество наноса накапливается на кромке кедрового леса, а минимальное – на наветренном склоне пашни (табл. 5).

Таблица 5

Интенсивность аккумуляции эолового наноса в пылеуловителях за разные отрезки времени [Евсеева, 2009]

Table 5

Intensity of accumulation of eolian deposit in dust collectors for different time intervals [Evseeva, 2009]

Местоположение точки наблюдения	Сроки наблюдения	Накопление эолового наноса в сроки наблюдения, г/м ²
Кедровый лес	06.11.2013–21.04.2014	17,2
	14.10.2014–14.03.2015	20,6
	14.03.2014–07.05.2015	4,8
Кромка кедрача	07.10.2015–17.03.2016	29,0
	02.04.2016–08.07.2016	79,3
Наветренный склон пашни, южная экспозиция	06.11.2013–21.04.2014	0,7
	14.10.2014–14.03.2015	4,1
	21.03.2015–07.05.2015	2,9
Лесополоса на пашне, склон южной экспозиции	06.11.2013–21.04.2014	2,1
	14.10.2014–14.03.2015	4,7
	21.03.2015–07.05.2015	3,9
	07.10.2015–02.04.2016	6,7
	02.04.2016–08.07.2016	23,0

Выводы

Анализ данных полевых наблюдений за эоловыми процессами на пашне юго-востока зоны подтайги за 1989–2016 гг. показывает, что скорости ветра здесь значительны и вызывают дефляцию почв, имеющих высокое содержание пыли (40–80%) [Евсеева, 2009].

Эоловые отложения имеют тесную генетическую связь с почвами региона, кроме того, в составе эоловых наносов присутствует и пыль, приносимая воздушными потоками из других регионов.

Выявлена 5–6-летняя цикличность проявления процесса (см. рис. 1). Это объясняется, по нашему мнению, как особенностями глобальной циркуляции атмосферы, проявляющейся в различных метеорологических характеристиках, так и региональными синоптическими процессами.

Наиболее дефляционными за ХПГ были 1990, 2003, 2012, 2015 гг. В названные годы, согласно Е.М. Любцовой [Любцова, 1994], на пашне развивалась эоловая миграция вещества от средней (100–200 г/м²) до сильной (200–500 г/м²) и очень сильной (500–1000 г/м²). Наиболее интенсивная дефляция почв в ХПГ наблюдалась в 2003 г. (до 824–997 г/м²) и в 2012 г. – до 878–1000 г/м². В остальные годы от-

мечалась умеренная (50–100 г/м²) и слабая – менее 50 г/м² эоловая миграция. Необходимо отметить, что в кедровом лесу, окаймляющем пашню с востока, за первую стадию развития эоловых процессов в ХПГ – от 0,23 до 24,8 г/м².

А.Н. Сажин [Сажин, 2004] отмечал, что современный эоловый морфогенез на распаханых землях степной зоны Евразии не приводит к образованию явно выраженных форм макрорельефа. В основном образуется эоловая рябь, бугры и валы навевания у различных преград, покровное скопление мелкозема в понижениях рельефа. Наши 27-летние наблюдения за современным эоловым морфолитогенезом на пашне зоны подтайги показывают, что и в подтайге крупных форм рельефа не образуется. Высота навесных валов в лесополосах достигает 0,53 м, а их ширина – до 0,3–1,3 м, также происходит покровное накопление эолового наноса на поверхности (эоловая рябь в годы с интенсивным проявлением дефляции в ХПГ покрывает до 70–90% площади пашни).

Эоловый процесс играет большую роль в миграции вещества как в пределах зоны подтайги, так и в системе разных сопряженных ландшафтов: пашня – лес – луг и т.д. С поверхности пашни выносятся гумус, биофильные элементы и микроэлементы.

ЛИТЕРАТУРА

- Ананова П.Г., Зяблицкая К.Н. Сильный ветер в районе г. Томска // Контроль окружающей среды и климата «КОСК-2010»: материалы VII Всерос. симп. Томск, 5–7 июля 2010 г. Томск : Аграф-Пресс, 2010. С. 202–204.
- Евсеева Н.С. Современный морфолитогенез юго-востока Западно-Сибирской равнины. Томск : Изд-во НТЛ, 2009. 484 с.
- Евсеева Н.С., Квасникова З.Н. Современные эоловые процессы юго-востока Западно-Сибирской равнины // Геоморфология. 2010. № 3. С. 40–46.
- Евсеева Н.С., Квасникова З.Н. Интенсивность и цикличность проявления эоловых процессов в агроландшафтах зоны подтайги бассейна Нижней Томи (Западная Сибирь) // Вестник Томского государственного университета. 2015. № 397. С. 233–239.

Евсеева Н.С., Слущкий В.И. Климатический фактор развития эоловых процессов на юго-востоке Западно-Сибирской равнины // География и природные ресурсы. 2005. № 4. С. 75–79.

Инженерная геодинамика территории России. М. : Издательский дом КДУ, 2013. 816 с.

Кальянов К.С. Динамика процессов ветровой эрозии почвы. М. : Наука, 1976. 142 с.

Любцова Е.М. Эоловая миграция вещества и ее роль в распространении фтора в ландшафтах юга Минусинской котловины // География и природные ресурсы. 1994. № 2. С. 86–91.

Сажин А.Н. Современный эоловый морфогенез в семиаридном поясе Евразии // Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования : материалы XXVIII Пленума Геоморфологической комиссии. Новосибирск, 2004. С. 234–236.

Экологический мониторинг: Доклад о состоянии и охране окружающей среды Томской области / гл. ред. А.М. Адам, ред. кол. Томск : Дельтаплан, 2013. 172 с.

Reheis M.S. Dust deposition in Nevada, California, and Utah, 1984–2002. U.S. Geological Survey, Open-File Report 03–138, 2003. 11 p.

Авторы:

Евсеева Нина Степановна, доктор географических наук, профессор, заведующая кафедрой географии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

Квасникова Зоя Николаевна, кандидат географических наук, доцент, кафедра географии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: zojkwas@rambler.ru

Каширо Маргарита Александровна, кандидат географических наук, доцент, кафедра географии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

Батманова Антонина Сергеевна, старший лаборант, кафедра географии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

Geosphere Research, 2017, 2, 6–13. DOI: 10.17223/25421379/3/1

N.S. Evseeva, Z.N. Kvasnikova, M.A. Kashiro, A.S. Batmanova

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

MODERN AEOLIAN MORPHOLITHOGENESIS OF COLD PERIOD IN THE SOUTH-EAST PART OF THE SUB-TAIGA ZONE OF THE WEST SIBERIAN PLAIN

The natural conditions in the subtaiga zone of the southeast of the West Siberian plain are favorable for the development of aeolian processes such as deflation, migration and accumulation of aeolian material. The vegetation prevents the spread of aeolian processes in natural landscapes.

Deforestation and plowing of the land which were particularly intense in the mid-twentieth century, led to the advent of natural-anthropogenic aeolian processes on arable land. These processes develop mainly on loamy soils in the studied area, while in other regions deflationary processes are common on lighter soils.

Both meso- and microrelief of arable land are complex. There is an alternation of the upper reaches of the gullies, hollows, and watersheds. The gullies have a depth of 15 m; the depth of the hollows is up to 5 m and their diameter up to 150 m. The steepness of slopes on arable land varies from 0–1 to 7°. The topography of the arable land creates an additional roughness of surface, which increases wind turbulence.

South winds prevail over the territory. Windward slopes are subjected to deflation. Transportation and accumulation occur on the leveled surface of arable land and the near natural barriers such as forest belts, forest edges, and road embankments. The studied area is characterized by strong winds, with the speed of ≥ 15 mps, and wind gusting to 20–25 mps. There are storms with wind speeds up to 34 mps. Thus, the wind speeds exceed the critical value for loamy soils (not more than 9–10 mps).

Parent material is loess loam, characterized by high dust content. Aeolian processes develop in the fields all over the year, but they have different intensity.

The paper contains the results of monitoring of aeolian processes in cold-season (October–April). Two stages of the development of aeolian processes are distinguished. The first stage starts since the formation of steady snow cover until the time of maximum accumulation (from October to the third decade of March). The second stage. The second stage occurs during snowmelt (from end of March to April). For both the first and the second phases irregularity of the accumulation of aeolian deposits in the profiles is marked.

At the first stage from 0.8 to 879 grams per cubic meter aeolian sediments are accumulated in the snow on the arable land; and from 0.1 to 320 grams per cubic meter sediments are accumulated at the second stage. During the period from 2007 to 2016 in the neighbouring pine woods there were not more than 12 grams per cubic meter deposits, this sedimentation level is much lower than on arable land. Aeolian sediments have mainly silty composition and a close genetic relationship with soils of the region, they contain humus, N, P, Ca, Mg. Aeolian process is characterized by from 1 to 6 year cycles of activity.

Keywords: West Siberian Plain, sub-taiga, arable land, snow, deflation, accumulation.

REFERENCES

Ananova L.G. and Zjablickaja, K.N. *Sil'nyy veter v rayone g. Tomsk* [Strong winds in the area of Tomsk] // Kontrol' okruzhajushhej sredy i klimata "KOSK-2010", VII Vserossijskii simpozium. Tomsk: «Agraf-Press», 2010. pp. 202–204. In Russian

Evseeva N.S. *Sovremennyy morfolitogenez yugo-vostoka Zapadno-Sibirskoy ravniny* [Modern morpholithogenesis in the southeast part of West Siberian plain]. Tomsk: NTL, 2009. 484 p. In Russian.

Evseeva N.S., Kvasnikova Z.N. *Sovremennyye eolovyye protsessy yugo-vostoka Zapadno-Sibirskoy ravniny* [Recent eolian processes in the south-eastern West Siberia] // *Geomorfologiya*. 2010. № 3. pp. 40–46. In Russian

Evseeva N.S., Kvasnikova Z.N. *Intensivnost' i tsiklichnost' proyavleniya eolovykh protsessov v agrolandshaftakh zony podtaygi basseyna Nizhney Tomi (Zapadnaya Sibir')* [The intensity and the cyclic occurrence of aeolian processes in agricultural landscapes of sub-taiga zone in the basin of the Lower Tom (Western Siberia)] // *Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta*. 2015. V. 397. pp. 233–239. In Russian

Evseeva N.S., Slutsky V.I. *Klimaticheskiy faktor razvitiya eolovykh protsessov na yugo-vostoke Zapadno-Sibirskoy ravniny* [Climatic factor of the development of aeolian processes in the southeastern of West Siberian Plain] // *Geografiya i prirodnyye resursy*. 2005. № 4. pp. 75–79. In Russian

Inzhenernaya geodinamika territorii Rossii [Engineering geodynamics of the territory of Russia]. Moscow: Publishing House KDU, 2013. 816 p. In Russian

Lyubtsova E.M. *Eolovaya migratsiya veshchestva i yeye rol' v rasprostraneniі flora v landshaftakh yuga Minusinskoy kotloviny* [Eolian migration of the substance and its role in the spread of fluoride in the landscapes of the South Minusinsk depression] // *Geografiya i prirodnyye resursy*. 1994. № 2. pp. 86–91. In Russian

Kaliyanov K.S. *Dinamika processov vetrovoj erozii pochvy* [Dynamics of wind erosion of the soil]. Moscow: Nauka, 1976. 142 p. In Russian

Sazhin A.N. *Sovremennyy eolovyy morfogenez v semiaridnom poyase Yevrazii* [The modern aeolian morphogenesis in the semi-arid belt of Eurasia] // *Rel'yefoobrazuyushchiye protsessy: teoriya, praktika, metody issledovaniya, Materialy XXVII Plenuma Geomorfologicheskoy komissii*. 2004. pp. 234–236. In Russian

Ekologicheskiy monitoring: doklad o sostoyanii i okhrane okruzhayushchey sredy Tomskoy oblasti [Ecological monitoring: The report on the state and Environmental Protection of Tomsk region] / Glav. red. A.M. Adam, redkol. Tomsk: Del'taplan, 2013. 172 p. In Russian

Reheis M.S. Dust deposition in Nevada, California, and Utah, 1984–2002. U.S. Geological Survey, Open-File Report 03–138, 2003. 11 p.

Author's:

Evseeva Nina S., Dr. Sci. (Geogr.), Professor, Head of the Department of Geography, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

Kvasnikova Zoya N., Cand. Sci. (Geogr.), Associate Professor, Department of Geography, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia. E-mail: zjkw@rambler.ru

Kashiro Margarita A., Cand. Sci. (Geogr.), Associate Professor, Department of Geography, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

Batmanova Antonina S., Senior Laboratory Assistant, Department of Geography, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

ПЛАСТОВЫЕ ЗАЛЕЖИ ПОДЗЕМНОГО ЛЬДА В СВЕТЕ ДАННЫХ ОБ ОЛЕДЕНЕНИИ СИБИРИ

В.С. Шейнкман

*Институт криосферы Земли СО РАН, Тюменский государственный университет,
Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия*

В ходе многолетнего исследования ледников и подземных льдов, на всем протяжении Сибири, автором собран фактический материал, на основе которого анализируется возможность погребения ледников в области развития многолетней мерзлоты и оценивается длительность их пребывания в таком состоянии. Сделан вывод, что в масштабе геологического времени существование погребенных ледников в Сибири нереально, а спорные, иногда относимые к реликтам древних ледников пластовые залежи подземного льда на севере Сибири не являются по происхождению ледниковыми.

Ключевые слова: оледенение, мёрзлые толщи, плейстоцен, подземные льды, пластовые залежи льда.

Введение

Большая часть Сибири лежит в области холодного континентального климата, и создание полноценной картины развития её природных льдов является актуальной, касающейся проблемы прогнозтики окружающей среды задачей. Одной из её сторон и предметом острых споров выступает вопрос о генезисе пластовых залежей подземного льда. Дебатируется этот, прежде всего, в плане правомерности или неправомерности отнесения залежей ко льдам погребённых ледников. Порой озвучивается, что решение найдено, но потом спор разгорается вновь. Как пример можно привести работы Е.Г. Карпова по залежи льда «Ледяная гора» на Енисее. Этот исследователь долгое время считал залежь результатом неоднократных инъекций напорных подземных вод [Карпов, Григорьев, 1978], но затем перешёл на точку зрения сторонников её ледникового происхождения, изложив новый взгляд в монографии [Карпов, 1986]. Однако вскоре в соавторстве с Т.П. Кузнецовой выходит ещё одна монография Е.Г. Карпова [1989], и в ней говорится, что гипотеза о ледниковом происхождении пластовых залежей льда себя не оправдывает, и, наряду с её критической оценкой, в [Кузнецова, Карпов, 1989] вновь развёрнута детальная картина их внутригрунтового происхождения.

Данный пример характерен и приведён не для того, чтобы показать непостоянство суждений определённого исследователя. Он демонстрирует: при решении задач такого рода возникают различные коллизии, даже одним автором один и тот же объект в разное время может освещаться с полярных позиций, и мешает в аналогичных ситуациях, прежде всего, односторонность оперирования данными. Цельное восприятие образа криосферы не подвергается сомнению, но нередко в подобных случаях спе-

циалисты-мерзлотоведы не вникают в детали гляциологических разработок, специалисты-гляциологи – в тонкости многолетнего промерзания горных пород, а геологи четвертичного направления обходят вниманием и то и другое. Иными словами, в исследовании объектов криосферы междисциплинарный подход декларируется, но на практике в отношении явлений, характеризующих разные её стороны, имеет место определённый недоучёт данных, особенно в плане взаимодействия мерзлотных и гляциальных процессов. В итоге накапливается потенциал противоположных мнений, и в отношении пластовых залежей подземного льда это проявляется особенно ярко.

В силу того что главный вопрос, разделяющий исследователей в данном случае, касается верификации внутригрунтового происхождения пластовых залежей подземного льда или применения к ним модели первично гляциального образования, при проведении анализа проблемы автором во главу угла было поставлено освещение её с разных точек зрения. Поскольку именно объединяя их с позиций общей методологии науки криологии Земли и осуществляя междисциплинарный контроль результатов, реально охватить многосторонность данной проблемы и найти для неё приемлемое на сегодня решение.

Основные дискуссионные моменты и история вопроса

Отнесение залежей льда к реликтам древних ледников может обсуждаться лишь после доказательства реальности их развития и погребения под осадками, способными предотвратить таяние льда. Суть проблемы, таким образом, касается разных подходов к развитию ледников в условиях холодного конти-

континентального климата Сибири. Общие закономерности этого процесса разобраны автором в [Шейнкман, 2010; Шейнкман, Мельников, 2014; Шейнкман, Плюснин, 2015; Sheinkman, 2011; 2016], поэтому здесь только отметим, что в итоге проведённого им анализа сделан вывод, что с позиций законов развития оледенения в Сибири нет базы для возникновения ледниковых щитов, а образования, принимаемые за их следы, отражают специфику формирования речной сети. Вначале основой палеогляциологических реконструкций здесь служили альпийские схемы, но уже в 1930–1940-е гг. многими учёными они подверглись критике – наиболее ёмко это выразил И.Г. Пидопличко, писавший о гипертрофированном восприятии былых ледников [Пидопличко, 1946]. В 1950–1960-е гг. благодаря программе Международного геофизического года (МГГ) было установлено, что к востоку от Урала работают схемы оледенения, отличные от альпийских построений. Но затем, взяв последние за основу, ряд авторов [Архипов, 2000; Гросвальд, 2004] опять представили модели материковых ледников Сибири и гипотезу захоронения на длительное время их реликтов [Каплинская, Тарноградский, 1976; Соломатин, 1977]. Причём, как показывает анализ литературы, по-прежнему разногласия возвращают нас к спору о концепции [Воейков, 1881], когда суть сводится к тезису: прав был или не прав её автор, отрицая широкое распространение ледников в глубине Евразии. Это затрагивает принципиальные вопросы развития природы внутри материка, и уже в начале спора в нем приняли участие многие ведущие учёные – концепцию [Воейков, 1881] одни из них поддерживали, другие стали её оппонентами [Черский, 1882; Берг, 1938; Обручев, 1951].

Подчеркнём: тренд оледенения используют при решении ключевых задач развития природы, и от модели, помещаемой в основу построений, зависит весь ход экстраполяций. Сегодня главные критерии формирования и сохранения различных льдов известны, и, используя краеугольный метод исследования – актуализм, по основным пунктам спора получить необходимую для его разрешения исходную информацию вполне реально. Уже не вызывает сомнения, что высокая снежность – благоприятный фактор для оледенения, но он препятствует развитию мерзлоты, а холодный континентальный климат способствует промерзанию пород, но противостоит широкому развитию ледников. Причём небольшая аккумуляция (в среднем до 50 г/см^2 в год), при высокой летней абляции, и чуткая реакции на ритмику квартера термохрон-криохрон с шагом около 20 тыс. лет, не дают ледникам Сибири достичь формы больше долинных потоков льда [Шейнкман, 2010; Sheinkman, 2011; Шейнкман, Мельников, 2014; Шейнкман, Плюснин, 2015]. В отличие от, например, Антарктиды – в её

центре аккумуляция составляет около $2,5 \text{ г/см}^2$ в год, но идёт она без абляции многие тысячи лет, или от Скандинавии, где аккумуляция до 200 г/см^2 в год позволяет ледникам при похолодании быстро наращивать ледовую массу до ледникового щита.

Сибирь расположена в основном южнее и около Полярного круга, и атрибутом здесь является тёплое лето, определяющее высокую абляцию на ледниках. Захоронение их в таких условиях на длительное время реально лишь в обстановках, возникающих крайне редко. Все ледники формируются здесь в горной местности, и морены, способные потенциально бронировать лёд, представлены преимущественно крупнообломочным материалом. Сквозь него, вызывая активное таяние льда под ним, с жидкими осадками, воздухом и талыми водами летом легко проникает тепло, и при омертвлении льда его масса, будучи невозобновляемой, не сможет стабилизироваться (в отличие от ситуаций с внутригрунтовым льдообразованием [Втюрин, 1972; Фельдман, 1977]). Она, по данным многолетнего изучения автора и сделанного им анализа литературы, будет геологически быстро (десятилетия – первые столетия) стаивать, так как для формирования многометровой насыпи, способной играть роль теплоизолятора, на ледниках Сибири возможностей нет. Даже на Северо-Востоке Сибири, в районе со среднегодовой температурой воздуха около -17°C и её минимумом для Северного полушария $-67,8^\circ\text{C}$, мёртвый лёд на ледниках обычно сохраняется, по данным наблюдений автора и опрошенных им очевидцев, в среднем до 100 лет.

Однако применение отмеченных критериев к обстановкам прошлого к единству мнений пока не приводит. Во многом дело упирается в накопленные традиции. Судя по литературе, первое объяснение залежам льда дал О.Е. Коцебу: исследуя в 1816 г. берега Аляски, льды в их обрывах он счёл преобразованным погребённым фирном [Коцебу, 2011]. Позднее, изучая побережье моря Лаптевых, А.Е. Фигурин [1825] сделал вывод, что большая часть его подземных льдов – результат замерзания воды в морозобойных трещинах, а И.А. Лопатин [1876] во время Туруханской экспедиции 1866 г. установил их отличие от пластовых льдов; хотя, определив для первых мерзлотный генезис, за вторыми он все же оставил механизм трансформации лежалого снега и занесения его (а также льдин водоёмов) илом и песком.

Но вскоре известный исследователь Арктики Э.В. Толль, будучи под сильным влиянием альпийских схем, вновь отнёс все подземные льды на её побережье к захоронениям метаморфизованного фирна [Толль, 1897]. Он считал мёрзлые толщи Сибири наследием былых эпох, его авторитет был высок, и многие авторы до 1950-х гг. относили подземные льды к погребённым реликтам прошлого. Ока-

зало это влияние и на основателя мерзлотоведения М.И. Сумгина: в первом своём обобщающем труде он писал о подземных льдах как о внутригрунтовых образованиях [Сумгин, 1927], а в последнем [Сумгин и др., 1940] – как об ископаемых свидетелях бывшего оледенения. Поколебало такой подход только вскрытие полигонально-жильного генезиса многих льдов и создание в 1950-х гг. цельной концепции льдообразования [Шумский, 1955; Попов, 1967; Втюрин, 1975; Романовский, 1977]. Хотя некоторые исследователи и сегодня обращаются к гипотезе [Толль, 1897], чтобы обосновать (как в [Гросвальд, 2004], например) для Сибири бывшие ледниковые щиты. Но не упоминают при этом, что Э.В. Толль их не предполагал – и он, и его последователи писали [Воллосович, 1905; Григорьев, 1932; Колосов, 1947] о маломощных ледниках-снежниках и фирновых полях площадного распространения. Их взгляды, в итоге, легли в основу концепции пассивного оледенения [Большаянов и др., 2013].

Что касается собственно термина «пластовый лёд», он стал применяться не так давно. В [Шумский, 1955] был предложен термин «интрузивные пласты льда» для инъекционных льдов. Затем генетическая нагрузка осталась в стороне, и акцент был перенесён на форму залежей. В [Втюрин, 1975], например, уточнено, что к залежеобразующим пластовым льдам следует относить различного генезиса крупные подземные ледовые тела толщиной свыше 0,3–0,5 м (близкая трактовка сегодня дана и в словаре [Геокриологический словарь, 2003]). Планомерное их изучение началось в 1960-е гг., причём практически одновременно на Чукотке [Гасанов, 1969], в Западной Сибири [Дубовиков, Корейша, 1964; Баулин, Дубиков, 1970; Дубиков, 2002; Крицук, 2010], в низовьях Енисея [Шмелев, 1967; Втюрин, 1972] и на севере американского материка [Maskay, 1971].

Название «пластовые льды» стало понятием собирательным, и затем на отдельном заседании Научного Совета по криологии Земли АН СССР было проведено их широкое обсуждение – результаты изданы в специальном выпущенном сборнике научных статей в 1982 г. [Пластовые льды... 1982]. Многие дала проведённая в Сибири в конце прошлого века обновлённая площадная геологическая съёмка. В частности, в Западной Сибири, порой считавшейся типичным регионом материкового оледенения, большинство исполнителей съёмки, на основе огромного массива полученных данных, констатировали для квартала широкое развитие криолитоге-неза, но покрытие ее ледниковым щитом отвергли [Кузин, 2005; Гусев и др., 2012; Жарков, Зиновьев, Трофимова, 2015]. Соответственно, и встречаемые здесь пластовые льды не могли считаться захороненными ледниковыми реликтами. Поэтому, хотя вопрос происхождения этих льдов во многом оста-

вался открытым, ответ на него, так или иначе, нужно искать в объяснениях иного характера.

Казалось бы, мнения, по крайней мере, в отношении детально изученных районов должны устояться. Однако рядом авторов по-прежнему безоговорочно поддерживаются и гипотеза о материковом оледенении Сибири [Архипов, 2000; Гросвальд, 2005], и отнесение к его реликтам многих пластовых льдов [Каплянская, Тарноградский, 1993; Соломатин, 2013]. Хотя в последние годы обобщены детальные исследования [Дубиков, 2002; Васильчук, Васильчук, 2010; Крицук, 2010; Васильчук, 2011; Стрелецкая и др., 2012], наряду с уже имеющимися проработками [Баулин, Дубиков, 1970; Втюрин, 1972; Гасанов, 1984] исключают возможность отнесения пластовых залежей льда к остаткам погребённых ледников.

Методы исследования и использованные материалы

Главная причина противоречий в отношении прошлого – приписывание разного происхождения одному генетическому типу явлений. Это ставит вопрос о верификации имеющихся гипотез, и, понимая под ними [Груза, Романовский, 1974] соответствующие известным фактам и объясняющие их взаимосвязи предположения, в нашем случае реально применить методологический подход [Гасанов, 1984], отработанный на многих порождённых холодом объектах. Суть его в том, что в ситуации, подобно нашей, противоречия разрешаемы, если, строго придерживаясь законов развития криосферы, также строго применять актуализм, используя его фундаментальный принцип переноса знаний о существующих объектах в прошлое – именно это помогает разобраться в сложном переплетении данных, когда явления интерпретируются с позиций разных составляющих науки криологии Земли. В целом же для наших объектов есть два пути верификация гипотез: прямых экстраполяций и стратегии проверки [Груза, Романовский, 1974]. Первый путь применим, когда имеется уверенность, что есть современные аналоги объектов прошлого; расхождения возникают, если анализируют не все факты, и снимаются в процессе дополнительного набора и более тщательного учёта эмпирических данных. Когда нет такой уверенности и необходимы эвристические процедуры – объединение фактов в рамках не поддающегося наблюдению явления и построение его модели с помощью обусловленных допущений, используется второй путь.

Применяя методику [Гасанов, 1984] и опираясь на многолетний опыт работы в разных районах, автор провел верификацию основных моделей погребения ледников и сохранения их реликтов – с учётом

возможных вариантов взаимоотношения залежей пластовых льдов и ледников. Частично этот вопрос был затронут им в [Мельников и др., 2013]; теперь он разобран в более широком аспекте, и поскольку в Сибири четвертичные образования отражают тесную связь различных криогенных процессов, анализ проведён в свете предложенной ранее [Мельников, 2014; Шейнкман, Мельников, 2014] концепции криоразнообразия. Под криоразнообразием подразумевается множество порождённых холодом объектов, и, изучая их несходные неповторяющиеся элементы, каждый из которых несёт свой особый объем информации, можно получить необходимое поле объективных перекрёстных данных. Используя их, автор сделал акцент на учёте, по возможности, всех порождённых холодом явлений, протекающих в условиях специфичных мерзлотно-гляциальных обстановок Сибири.

Верификация возможных моделей погребения ледникового льда в Сибири

Анализ с позиций общих подходов. Сторонники ледникового генезиса пластовых залежей льда привычно считают, что его погребение и затем длительная консервация под отложениями морены – это факт, не нуждающийся в Сибири в особых доказательствах. Часто при этом ссылаются на данные М.М. Корейши [1963], который описал бронирование отступающих горных ледников и затем отчленяющегося от них мертвого льда в условиях криолитозоны. Но описанное в [Корейша, 1963] бронирование ледников мореной не означает их погребение на длительное время [Мельников и др., 2013; Шейнкман, 2010; Шейнкман, Мельников, 2014]. М.М. Корейша, став позднее изучать пластовые льды [Дубиков, Корейша, 1964; Корейша, Хименков, Брыксина, 1981], исключил их ледниковое происхождение, сделав это в противовес авторам, вернувшимся в 1970-х [Каплянская, Тарноградский, 1976; Соломатин, 1977] к восприятию подобных льдов как реликтов материкового оледенения Сибири. Об их ледниковом генезисе эти авторы даже стали писать [Каплянская, Тарноградский, 1993] как о надёжно установленном факте. В [Соломатин, 2013], например, наряду с раскрытием в широком спектре хода формирования подземных льдов, о пластовых льдах, тем не менее, высказано однозначно: *«В настоящее время строго доказана погребённая глетчерная природа пластовых льдов... и остаётся открытым вопрос о происхождении лишь некоторых пластообразных залежей льдов...»* [Соломатин, 2013, с. 140]. Хотя есть и переходные мнения: например, в [Шполянская, 2015] для большинства пластовых льдов обоснован внутригрунтовый генезис, но упомянутая залежь «Ледяная гора» на Енисее все же сочтена за-

хороненным реликтом спускавшегося с плато Путорана ледника.

Обратимся ещё раз к работам М.М. Корейши: он долго изучал ледники, и его трудно обвинить в предвзятости к ледниковой гипотезе; в [Корейша, Хименков, Брыксина, 1981, с. 65–66] подчёркнуто: *«Очень заманчивые попытки объяснить генезис подземного льда действием одного механизма льдообразования, к сожалению, далеко не всегда могут привести даже к частному, региональному решению проблемы, не говоря уже о ее общем решении... С этой точки зрения поиски чисто внешних аналогий в строении, например, ледниковых метаморфических льдов и деформированных подземных являются методической ошибкой»*. Фактически этими словами озвучено, что к данной проблеме не должно быть упрощённых подходов – криоразнообразие отличается большим набором элементов, распознать взаимоотношение которых позволяет лишь строгий учёт всех вариантов их сочетания. Сегодня для этого уже есть пригодные для использования в Сибири, обобщающие широкий спектр данных по геологической деятельности ледников, работы [Лаврушин, 1976; Патерсон, 1984; Серебряный и др., 1984; Серебряный и др., 1989; Boulton, 1996; Большиянов, 2006], и, опираясь на них, раскрыть рассматриваемые явления вполне реально.

Подчеркнём: для геологически длительной консервации льда ледников даже среди мёрзлых толщ нужен соответствующий теплозащитный покров. Возьмём как пример обстановок с развитой криолитозоной Якутское Приполярье. В песчаных отложениях толщина сезонно-талого слоя здесь около 1 м, в мелкообломочных с заполнителем – увеличивается до 2,5 м и резко возрастает в крупнообломочном материале [Васильев, 1982]. В Сибири среди морен преобладает крупно- и грубообломочный материал небольшой мощности, и, как отмечено выше, летом сквозь него с жидкими осадками, воздухом и талыми водами легко проникает тепло, и при омертвлении льда его масса, будучи невозобновляемой, не сможет стабилизироваться и начнёт вытаивать. Нет здесь условий для формирования отмеченного плаща ни за счёт поставки нужного материала талыми ледниковыми водами, ни за счёт выработки и отложения так называемой ледниковой муки, которая продуцируется в придонных слоях (где нет условий для погребения крупных блоков льда – об этом речь пойдёт ниже). Иными словами, создание требуемой теплозащиты [Фельдман, 1977] ни из тонкодисперсных отложений малой мощности, ни из крупнообломочной толщи в несколько метров, на ледниках Сибири нереально, что будет показано ниже.

Напомним: расположены современные ледниковые центры в горной местности, и они же были очагами крупного оледенения во времена криохронов.

Рельеф может быть подчинён оледенению (покровные ледники) или оно подчинено ему (долинные ледники), но на равнинах ледников нет – они лишь предполагаются (как и захоронение льда в их пределах) сторонниками соответствующих гипотез. Их верификация по методике [Гасанов, 1984] возможна путём использования эвристических процедур – объединения данных по не поддающимся наблюдению явлениям, что связано с рядом допущений, обусловленность которых субъективна и нередко противоречит конкретике. Но, опираясь собственно на факт продуцирования морен, сторонники ледникового генезиса пластовых льдов априори допускают их длительное погребение мореной и относят эти льды к реликтам ледников, применяя модель моренообразования, созданную умозрительно для равнин Европы (аналогов предполагаемым равнинным покровным ледникам нет в современности). Хотя многие исследователи существование ледниковых щитов к востоку от Урала отвергают, и в любом случае ледовый седиментогенез здесь имеет свои особенности – рассмотрим их.

Потенциал погребения льда мореной приповерхностного мореносодержащего слоя. Ледник работает как конвейер: на него сносится, и им же перемещается в краевую часть осыпной материал со склонов вмещающих форм рельефа и обтекаемых льдом

останцов-нунатаков. В итоге формируется содержащий морену приповерхностный слой льда, толщина которого и объем обломков в нем зависят от активности их поступления и степени впаивания в лёд. В условиях Сибири летом крупные обломки не успевают днём, компенсируя их охлаждение ночью, накопить тепло для впаивания в лёд: они будут или лежать на поверхности, или локально затенять её и предохранять от таяния на некоторое время, образуя ледниковые грибы (рис. 1, I). Относительно глубоко проникают в лёд обломки размерности среднего щебня: летом они успевают днём прогреться полностью и впитать тепло, достаточное для впаивания в лёд даже на холодных ледниках Сибири на первые дециметры. Но мелкозём впаивается в лёд плохо – каждая его частица вбирает мало тепла и быстро отдаёт его льду. Обычно это (рис. 1, II) разносимый тальными водами песок и мелкий гравий: залегая дисперсно и затемняя лёд, они усиливают таяние, а если скапливаются, образуя местами сплошное покрытие, то на определённом участке это также предохранит подстилающий лёд от активного таяния. Но источников материала и условий, чтобы сформировать плащ площадного типа, способный на геологически длительный срок законсервировать крупные блоки льда, на ледниках Сибири нет.



Рис. 1. Различные варианты покрытия ледниковой поверхности обломочным материалом.

Ледник Азаровой, хребет Кодар. Июль, 2013 г.

I – ледниковый гриб, образованный в результате затенения и частичного предохранения льда от таяния под крупным обломком; II – остающийся на поверхности льда мелкозём; III – пылеватые эоловые отложения в фирновой области; IV – сплошное покрытие обломочным материалом краевой части ледника. Фото из архива автора

Fig. 1. Different modes of glacial surface covering by debris. Azarova's glacier, Kodar Range

I – glacial mushroom; II – small-grained debris remaining on the surface of ice; III – silty aeolian deposits in the firn area; IV – continuous glacial covering in the end part of the glacier. Photos from the author's archive

Автором [Чувардинский, 2012] отмечено, что обломки с поверхности могут прошивать всю толщу ледника и даже питать донную морену. Однако проплавить холодный лёд на большую глубину обломки без поступления к ним дополнительного тепла не в состоянии. Они могут проникать только через отдельные трещины, но это явление локальное. А в области питания ледника, где имеет нисходящее движение льда, лёд в основном чистый. Здесь оседает преимущественно оловый мелкозём – обычно он отделяет тонкими слоями разные порции снега, особенно сезонного (рис. 1, III). Общую картину это принципиально не меняет – масса такого материала невелика, как и редких обломков со склонов, которые достигают центральной части фирновых полей, и, будучи затем погребёнными под слоями питающей ледник снежной массы, вовлекаются в нисходящее движение льда.

Больше обломков аккумулируется по периферии ледника – в виде боковой морены у склонов и, поскольку он работает как конвейер, в его краевой части, которая в случае стационарности ледника станет перегружаться обломками. Крупные обломки будут, накапливаясь, вымачивать поверхность, и такой её облик создаёт у наблюдателя ощущение, особенно на горных ледниках, что здесь их слой имеет большую мощность, хотя она невелика и в этом случае (рис. 1, IV) – в целом количество обломков в объёме приповерхностного, содержащего морену льда обычно не превышает 25% [Серебряный, Орлов, Соломина, 1989].

Поскольку в краевой части ледников, особенно горных (рис. 2, II), концентрация обломков на поверхности возрастает, они начинают облекать основное тело льдистой конечной морены, которое большей частью складывается аккумулируемым здесь материалом базальной морены [Серебряный, Орлов, Соломина, 1989]. Доля крупных обломков в её объёме в любом случае значительна, и так как сквозь них летом легко проникает тепло, она тоже будет активно протавить. Даже когда бронирование усиливается при отступании ледников, предохранит это лёд ненадолго. Оно охватит значительную часть области абляции, и содержащий обломки приповерхностный лёд станет преобразовываться, вместе с другим вытаявающим материалом, в абляционную морену. Её сторонники ледникового генезиса пластовых льдов считают главным фактором их захоронения, но, повторим, сквозь материал такой морены с тальми водами и воздухом летом легко проникает тепло, и при омертвлении льда его масса стабилизироваться, будучи невозобновляемой, не может и вытаявает. Таким образом, приповерхностный мореносодержащий лёд в условиях холодных ледников Сибири не является фактором длительной консервации лежащего под ним чистого льда.

Отметим также, что ситуации, когда рельеф подчинён оледенению и когда оно подчинено ему, будут существенно отличаться. В первом случае источни-

ком материала, поступающего к поверхности ледника, являются расположенные далеко друг от друга борта его долины и редкие, обтекаемые потоком льда останцы-нунатаки, от которых протягиваются обособленные полосы срединной морены. Кроме того, в краевой зоне по плоскостям внутренних сколов могут изредка подниматься [Евтеев, 1964] отдельные порции мореносодержащего льда, формирующегося в придонном слое ледника, но его мощность невелика, как не велика в данном случае в совокупности и питание морен (см. ниже). Так что внешне ледник в основном будет выглядеть чистым. Накапливается тогда, главным образом по периферии потока льда, выдавленная к бокам и перемещённая к его концу донная морена [Серебряный, Орлов, Соломина, 1989], что хорошо видно на рис. 2, I, на котором показан один из выводных ледников Новой Земли. Причём в этой морене тоже преобладает материал, не препятствующий прониканию сквозь него летнего тепла.

Намного больше обломков содержит абляционная морена на горных ледниках. Оледенение в этом случае подчинено рельефу, и для сравнения с предыдущей ситуацией на рис. 2, II показан ледник Большой Правый Актру, полностью находящийся в пределах криолитозоны крупный холодный ледник на Алтае. (Вблизи границы питания у ледников на подошве слоя нулевых теплооборотов лёд охлаждён до температуры $\approx -14^{\circ}\text{C}$, на языке ледника – до -4°C , и со всех сторон они окружены мёрзлыми породами [Шейнкман, 2010; Шейнкман, Мельников, 2014].) Реагируя на текущее потепление климата и усиление абляции, ледник Большой Правый Актру отступает, его языковая часть мертвеет (рис. 2, II) и бронирована уже почти полностью. Поступает обломочного материала много: в отличие от покровных ледников его источник – большая поверхность склонов, поднимающихся над ледовым телом и активно подвергающихся в условиях криолитозоны выветриванию; способствуют перемещению обломков на ледник и активные коллювиальные процессы, обусловленные тектоникой. Значительную часть ледника покрывают и срединная морена, образующаяся при соединении у составляющих ледник потоков льда их боковых морен. Но даже при такой обеспеченности материалом чехол морены ненадолго задерживает вытаявание льда, что было подтверждено рядом надёжных свидетельств. В середине XX в. ледник Большой Правый Актру ещё соединялся с ледником Большой Левый Актру, спускающимся из соседней долины, а в конце XIX в. и с другими ледниками в верховьях долины Актру. Но, несмотря на расположение в области глубокого промерзания горных пород, ныне ледники разделяет пространство в несколько километров – ледниковый лёд на нем вытаял из-под морены, по свидетельству очевидцев, уже за первые десятилетия [Тронов, 1949], и сегодня в толще морены здесь фиксируются только текстуры, отражающие её последующее промерзание.

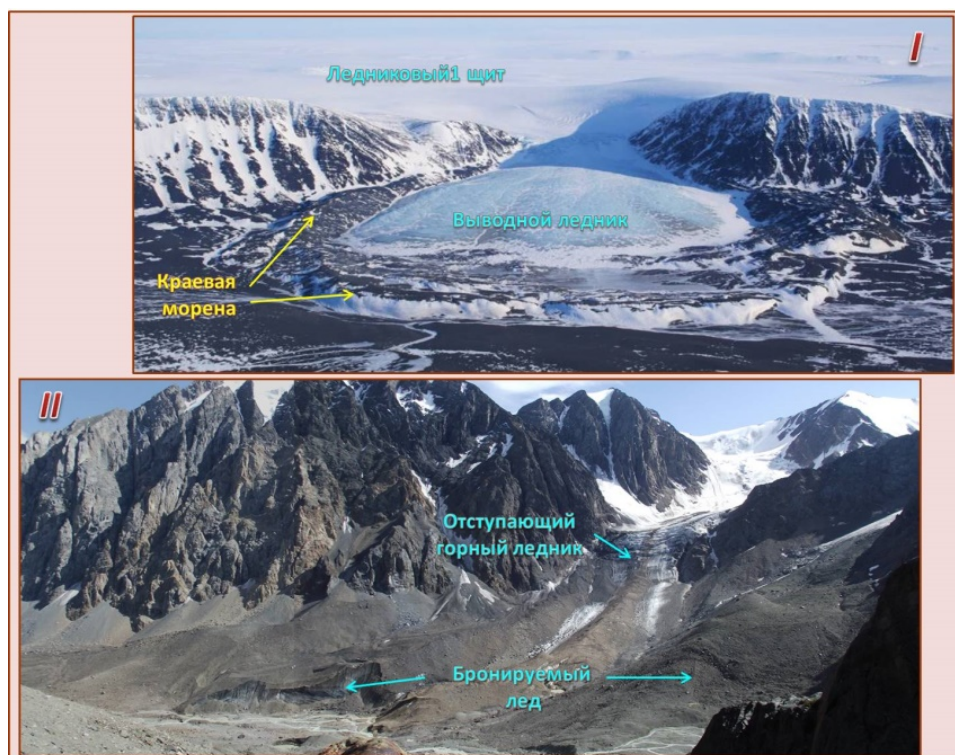


Рис. 2. Различный характер покрытия мореной покровных и горных ледников

I – один из выводных ледников Новой Земли (фото из <http://club.berkovich-zametki.com/wp-content/uploads/2014/06/Astronomicheskii-glacier-Inostrantseva-Gulf-Novaya-Zemlya.jpg>); *II* – ледник Большой Правый Актру, Северо-Чуйский хребет. Алтай; июль 2011 г. (фото из архива автора)

Fig. 2. Different character of moraine covering at ice sheets and at mountain glaciers

I – one of Novaya Zemlya's outlet glaciers (photo from the archive of <http://club.berkovich-zametki.com/wp-content/uploads/2014/06/Astronomicheskii-glacier-Inostrantseva-Gulf-Novaya-Zemlya.jpg>); *II* – Bol'shoi Praviy Aktru Glacier, North Chuiiski Range. Altai; July, 2011 (photos from author's archive)

Ещё характерный пример – долина Чаган-Узун, расположенная в условиях с более сильным промерзанием горных пород и с одним из крупнейших ледников Алтая в её верховьях – Софийским (рис. 3), где наблюдения автором ведутся уже много лет. Рассмотрим их (включая данные за последние десятилетия и результаты реконструкции положения морен малой ледниковой эпохи), подчеркнув следующее. Во-первых, долина Чаган-Узун расположена в зоне Алтайского минимума температур воздуха (-62°C), по глубине уступающего только Забайкальскому (-64°C) и Верхоянскому ($-67,8^{\circ}\text{C}$) минимумам. Во-вторых, для сравнения ситуаций есть данные наблюдений, полученные здесь в конце XIX в. В.В. Сапожниковым [Сапожников, 1901; Сапожников, 1912]. В-третьих, в 2003 г. в долине произошло сильное землетрясение интенсивностью около 9 баллов, по следам которого автору сразу удалось провести наблюдения, и в зоне свежих деформаций можно было отслеживать прежде скрытое строение мёрзлых толщ.

Ситуация у ледника Софийского на 1985 г., когда автор начал проводить наблюдения в данной долине,

отображена на рис. 3, *I*, а недавняя ситуация (на 2013 г.) – на рис. 3, *II*. Как видим, практически в отношении морен малой ледниковой эпохи она не отличается, так как погребённый ледниковый лёд здесь давно вытаял. На рис. 3, *III* для наглядности также представлена схема развития ледника в малую ледниковую эпоху, привязанная к реперным данным В.В. Сапожникова [1901, 1912], а на рис. 3, *IV* – трёхмерная модель долины. Согласно [Сапожников, 1901; Сапожников, 1912] в 1898 г. от нижнего края оз. Акколь до ледника было 150 м, и в 1911 г. ледник ещё упирался в верхний край озера, ниже которого виднелись из-под морены блоки ледникового льда. Но менее чем через полстолетия расстояние от ледника до озера, как было установлено преемниками В.В. Сапожникова, составляло более 1 км, причём весь погребённый лёд ниже озера к тому времени вытаял [Тронов, 1949].

В дополнение рассмотрим ситуацию в долине Чаган-Узун после землетрясения 2003 г. в пределах залегания различных морен мёрзлые толщи, вскрытые трещинами и сбросово-оползевыми деформациями, выделялись темной и влажной оттаиваемой

поверхностью, но погребённых льдов нигде не было обнаружено (рис. 4, I, II). Помимо льда-цемента встречались малоомощные инъекционные льды (рис. 4, III), но они обычны для данной долины, хотя фиксировались чаще, чем в прежние годы, так как блоковая тектоника порождала перераспределение потоков подземных вод и их внедрение в толщу пород в новых местах.

Потенциал погребения льда мореной придонного мореносодержащего слоя. Воздействие ледников на их ложе является другим элементом моренообразования. Часто, когда говорят о мореносодержащем

льде, как раз имеют в виду слои с основной мореной. В Сибири о таком льде говорить нужно скорее как о высокольдистой мёрзлой толще («ледниковой мерзлоте» по [Hughes, 1973]) – важном элементе седиментогенеза на ледниках [Лаврушин, 1976], но мощность и объём базальной морены, как выясняется сегодня, невелики; об этом свидетельствуют и опыт работы автора на разных ледниках, и проведённый им анализ литературы. К тому же сегодня строение многих ледников вскрыто бурением, что уже определило переосмысление многих процессов моренообразования.

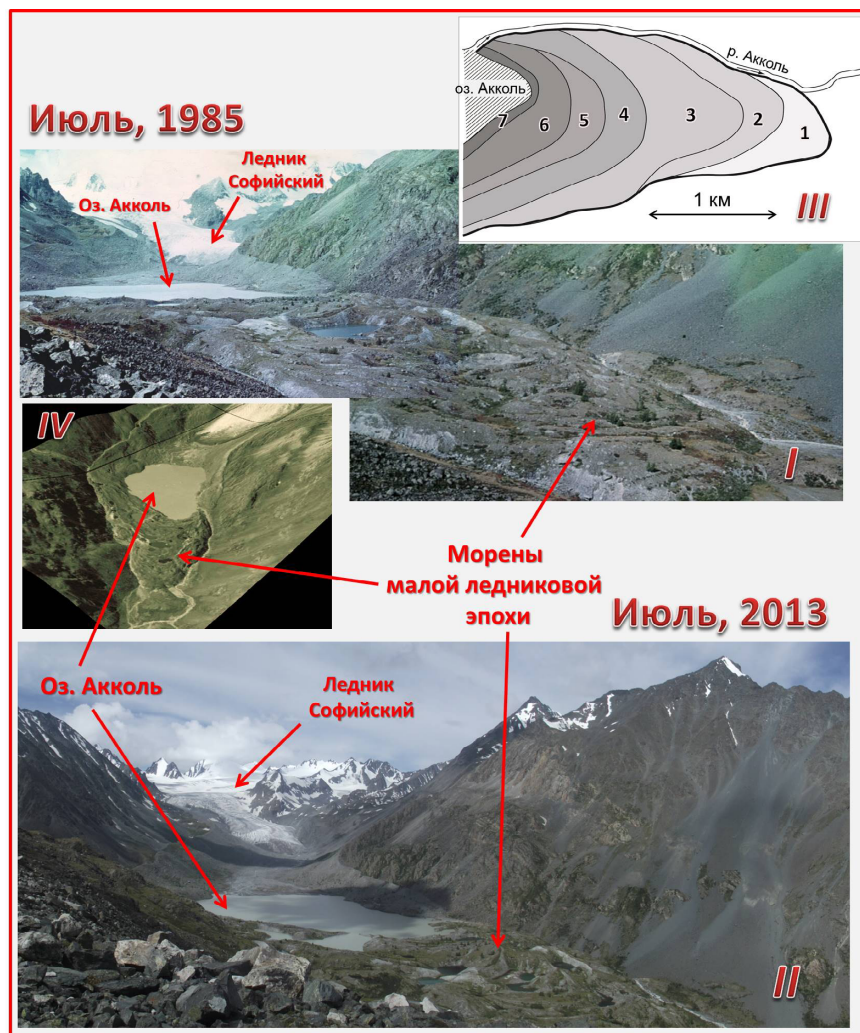


Рис. 3. Ледник Софийский и моренный комплекс малой ледниковой эпохи вблизи него, Южно-Чуйский хребет, Алтай

I – ситуация на июль 1985 г.; II – ситуация на июль 2013 г.; III – совместно с Ю.В. Паржаюком реконструкция разных положений ледника по данным геоморфологической и лишенометрической съёмки: 1 – начало XVII в.; 2 – середина XVII в.; 3 – конец XVII – начало XVIII в.; 4 – середина XVIII в.; 5 – конец XVIII – начало XIX в.; 6 – середина XIX в.; 7 – конец XIX в.; IV – трёхмерная модель долины на основе системы Google map. Фото из архива автора

Fig. 3. Sofiyskiy Glacier and the Little Ice Age moraine complex near it, South Chui Range, Altai

I – situation at a point of July 1985; II – situation at a point of July 2013; III – jointly with Y.V. Papzhayuk reconstruction of different state of the glacier by data of geomorphological and lichenometric survey: 1 – beginning of XVII century; 2 – middle of XVII cent.; 3 – end of XVII century – beginning of XVIII century; 4 – middle of XVIII century; 5 – end of XVIII century – beginning of XXI century; 6 – middle of XIX century; 7 – end of XIX century; IV – a three-dimensional model of the valley at a base of the Google map system. Photos from author's archive

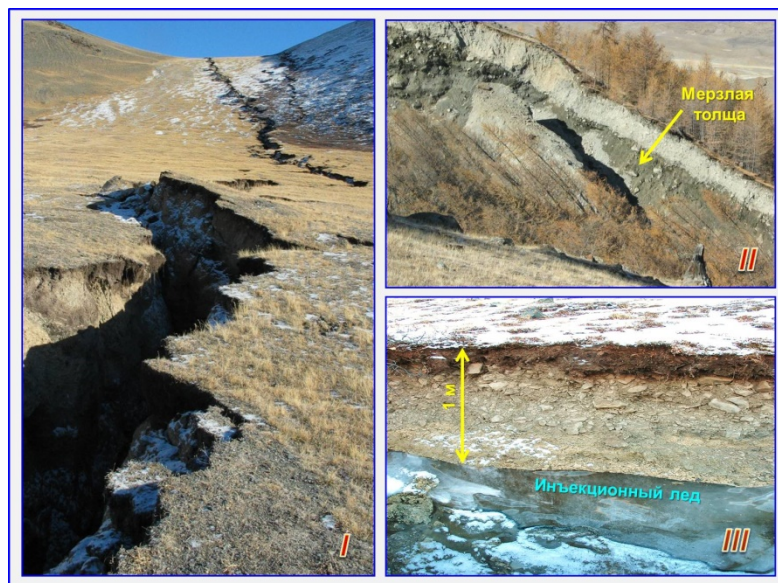


Рис. 4. Следствие тектонических деформаций горных пород в результате землетрясения 2003 г. в верховьях долины р. Чаган-Узун, Южно-Чуйский хребет, Алтай

Пояснения в тексте. Фото из архива автора

Fig. 4. Consequence of tectonic deformations in rocks as a result of the earthquake in 2013 in the upper reaches of the Chagan-Uzun Valley, South Chuiskiy Range, Altai

Explanations in the text. Photos from the author's archive

Долгое время считалось, что в основании ледниковых щитов содержащий морену слой льда имеет большую, сопоставимую с мощностью всего ледника толщину и в нем много обломочного материала. Но сегодня выяснено, что такие оценки завышены: это связано со стереотипом восприятия ледников по внешнему облику их краевой зоны: она в первую очередь предстаёт взгляду, нередко перегружена мореной (см. рис. 2), и таковыми ледники обычно запоминаются. В Антарктиде уже при изучении по программе МГГ геологической деятельности ледников заметная толща придонного мореносодержащего льда с обломками разной размерности (включая отдельные 1,5-метровые валуны) зафиксирована была только у края выводных ледников, причём его мощность (30–40 м) относительно толщины ледников была несопоставимо мала [Евтеев, 1964]. При рассредоточении материала во льду в местах соединения потоков льда иногда наблюдались слои с обломками мощностью до 100–150 м, но представлены обломки были тогда преимущественно дисперсно распределённым мелкозёмом. Характерно, что доля обломков в содержащем морену льду только у самого днища ледникового щита доходила до 25%, а в целом она составляла менее 2%, т.е. содержание в таком льду обломков невелико. Вытаяв, они распределяются в виде базальной морены около 70 см толщиной, лишь в отдельных местах несколько увеличивающей мощность до 1–3 м [Евтеев, 1964]. Позднее лёд Антарктиды был пройден серией сква-

жин, и как в отдалении от краевой части выводных ледников, так и на шельфе керны практически по всей толще льда были чистые [Gow, Epstein, Sheehy, 1979; Tulaczuk et al., 1998; Engelhard et al., 1990; Dowdeswell et al., 2004; Талалай, 2011; Talalay, 2013], только у самого ложа фиксировались малой мощности (первые метры) слои льда с включением мелкозёма. Причём в нём миллиметрами измерялись лишь отдельные частицы. Иными словами, мореносодержащего льда с включением заметной доли обломочного материала, тем более крупного, за пределами краевой зоны выводных ледников не обнаружено.

Аналогичная картина наблюдается на ледниковых щитах Арктики, многие из которых тоже пройдены бурением. Чтобы не перегружать текст перечислением данных, сошлёмся на не так давно опубликованные обзоры [Большаинов, 2006; Талалай, 2011; Чувардинский, 2012; Talalay, 2013] и для примера рассмотрим свежие материалы по керну 3054-м скважины GISP-2, прошедшей весь ледниковый щит Гренландии [Bierman et al., 2014]. Лишь у ложа ледника она зафиксировала слой льда с мелкими валунами около полуметра толщиной, выше которого располагался 13-метровый слой с рассеянными алевритовыми частицами. Весь остальной лёд был чистым. (Причём придонный лёд имел возраст около четверти миллиона лет и, будучи охлаждён до -9°C , был приморожен к ложу.) Более значительной мощности базальный мореносодержащий лёд отмечен в Арктике также лишь в краевой части ледников, куда пе-

ремещается влекомый ими материал. Например, описана его 35–40-метровая толща на ледниках Шпицбергена [Гляциология Шпицбергена, 1985], причём отмечено, что даже из такой толщи может образоваться лишь 5–7-метровый слой грубой морены.

Ледники Шпицбергена ещё находятся под влиянием Атлантики и единственные в островной Арктике лежат на не мёрзлом ложе, хотя у поверхности они холодные. Согласно теории ледники на теплом основании должны воздействовать на него намного активнее, чем примороженные к нему [Шумский, Красс, 1983; Патерсон, 1984; Boulton, 1996]. Однако исследования на различных тёплых и двуслойных ледниках показали [Серебряный и др., 1984; Гляциология Шпицбергена, 1985; Серебряный, Орлов, Соломина, 1989], что в объёме моренообразования существенных отличий у них от холодных ледников не прослеживается.

Лучше мореносодержащий лёд у ложа, как и в случае приповерхностного слоя, выражен на горных ледниках. В отличие от оледенения с караваеобразными ледовыми телами, с подчинённым ему рельефом, когда потоки льда растекаются от центра к периферии и в основном воздействуют на своё днище, горные ледники текут линейно и активно обрабатывают, в режиме подпруживания вмещаемыми долинами, не только основное ложе, но и его боковые, прибортовые части. Однако даже на крупнейших из них мощность придонного мореносодержащего льда обычно измеряется первыми метрами [Лаврушин, 1976; Серебряный и др., 1984; Серебряный, Орлов, Соломина, 1989]; объем обломков в нем составляет около 25%, в основном они продуцируются в зоне экзарации ледника и затем распределяются вдоль ложа языковой части. Некоторая доля обломков выдавливается потоком льда с днища к бортам, и максимально накопление морены естественно фиксируется в краевой части ледника, куда все транспортируется.

Так или иначе, сегодня имеются значимые результаты специальных исследований по изучению проводимой ледниками геологической работы (выполненных наиболее тщательно научной группой Л.Р. Серебряного [Серебряный и др., 1984; Серебряный, Орлов, Соломина, 1989]), и они убедительно показывают: обломочного материала в придонной части ледников продуцируется в целом немного. Он сносится в основном из зоны экзарации, распределяется тонким слоем вдоль ложа, и в любом случае под слоем мореносодержащего льда нет мощных блоков из чистого льда. У основания ледника, по сути, находится маломощная высокольдистая толща мёрзлых осадочных пород, составляющая его придонные слои, и ни о каком потенциальном захоронении здесь на долгое время мощных пластов чистого льда речи идти не может.

Не меняет принципиально, как было отмечено выше, картину данного плана и определённое увеличение доли обломков в моренах в краевой части ледника. Тем не менее сторонники ледникового происхождения пластовых льдов обычно отмечают, что в приведённых случаях речь идёт о ледниках, текущих по прочному скальному ложу, тогда как они рассматривают ситуацию, когда ледник растекается по равнине. На их взгляд, осадочные породы, выстилающие равнины, легко абсорбируются потоком льда и могут затем пойти на формирование плаща отложений, консервирующих ледник. Но это умозрительные построения.

С одной стороны, раскрытые в Сибири закономерности формирования гляциальных образований не позволяют ледникам существовать вне горноледниковых центров и быть крупнее долинных образований [Шейнкман, Мельников, 2014], а с другой – все современные ледники лежат на мёрзлом основании и таковыми, соответственно, они должны были быть в криохроны квартера [Шейнкман, 2010; Sheinkman, 2011; Talalay, 2013; Шейнкман, Мельников, 2014]. Сцементированные льдом мёрзлые осадки очень прочные, и в случае движения по ним льда его воздействие отличаться от ситуации на коренном ложе будет мало. Основные модели воздействия льда на его ложе тоже показывают, что в случае его холодного состояния сцепление мореносодержащего слоя с ним велико, и значимые сдвиговые деформации будут иметь место в лежащих выше слоях ледника [Шумский, Красс, 1983; Патерсон, 1984; Boulton, 1996]. Так что на ложе холодных ледников в основном будут протекать процессы его истирания и отламывания от него отдельных выступающих частей (что легче всего сделать потоку льда на участках выхода трещиноватых пород). Вместе с тем, в сравнении с такими ледниками, существенного повышения активности моренообразования не прослеживается и на ложе ледников с тёплым основанием [Серебряный и др., 1984; Серебряный, Орлов, Соломина, 1989].

Связано с процессом истирания пород у ложа, на наш взгляд, и образование валунных суглинков, обычно идентифицируемых как главный признак ледниковых отложений. Наблюдения автора на различных ледниках показали, что эта особая уплотнённая порода образуется в основном на конечной стадии формирования донной морены, перемещаемой в краевую часть ледника. Межвалунные полости, возникающие при таянии мёртвого льда, тогда заносятся мелкозёмом, представленным в немалой степени ледниковой мукой – продуктом истирания ледником ложа или перетирания движимых по нему обломков пород. Много этого продукта выносятся тальными водами, придавая белёсый цвет текущим изпод ледников водотокам, но значительная его часть

оседает при фильтрации талых вод через отлагаемую морену, и в краевой части ледников, где отфильтровывается больше частиц, накопление такого осадка идёт активней.

В зависимости от размеров ледника и длительности его стационарного стояния мощность образующих валунных отложений с тонкодисперсным заполнителем может достигать нескольких (порой и больше) метров. При циклическом развитии оледенения и наложении осадочных комплексов друг на друга они формируют сложно построенные тела из морен разных генераций [Серебряный, Орлов, Соломина, 1989; Мельников и др., 2013], которые в разрезах представлены характерными горизонтами, как, например, в разрезах среднего течения долины Чаган-Узун в 30 км ниже Софийского ледника (рис. 5, I). Здесь хорошо видно, что в такой морене валуны как бы взвешены в толще тонкого мелкозёма, образуя, по сути, атакситовую текстуру осадка (рис. 5, II). Это кардинально отличает данный тип отложений от обычно чередующихся с ними, промытых и сортированных, с черепитчатым залеганием обломков, слоистых ледниково-речных (обыч-

но – гравийно-галечных) осадков – самый тонкий мелкозём в заполнителе у них вымыт активно тёкшими водотоками (рис. 5, III). Будучи уплотнённой породой, моренные валунные суглинки могли бы экранировать приходящее сверху тепло. Но формируются они в основном в процессе и после оттаивания базальной морены на конечной стадии её развития в краевой части ледника – из маломощного содержащего морену льда, и только при достаточной выработке ледниковой муки. Причём идёт этот процесс в тех слоях, где практически нет чистого льда, когда накладывающийся сверху грубообломочный материал абляционной морены не мешает поступлению сквозь него тепла. Так как подобные суглинки – порода плотная, в последующем, при соответствующей силе её промерзания, она способна разбиваться полигонально-жильными льдами. На Алтае, находящемся на юге Западной Сибири, их следов нет (промерзание там не было достаточным), но восточнее – в Западной Туве, где холоднее, сеть псевдоморфоз по таким льдам (рис. 5, IV) неплохо прослеживается в толщах морен криохрона МИС-2 [Шейнкман, 2010; Sheink-man, 2011].

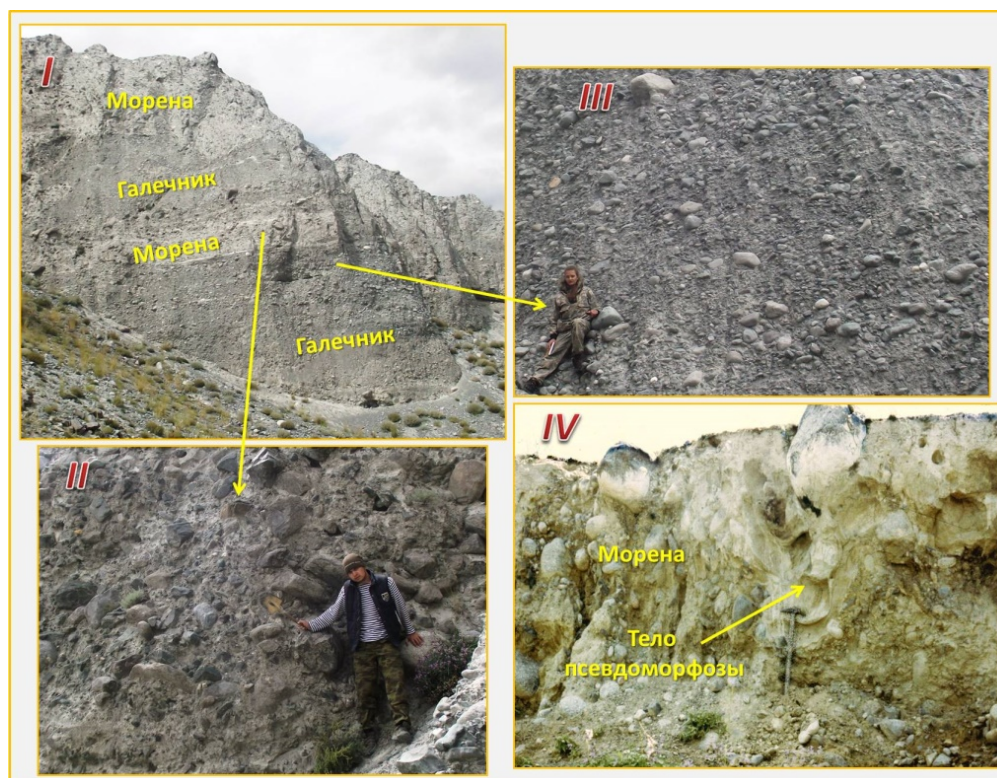


Рис. 5. Строение и характер различных основных морен

Пояснения в тексте. I–III – чередующиеся отложения основной морены и ледниково-речных осадков в разрезах среднего течения долины Чаган-Узун, Южно-Чуйский хребет, Алтай; IV – основная морена с псевдоморфозами по полигонально-жильному льду в долине р. Хемчик, Западная Тува, верховья р. Енисей. Фото из архива автора

Fig. 5. The structure and nature of the various major moraines

Explanations in the text. I–III – alternating basal till and glacial-river deposits in the sections of middle reaches of the Chagan-Uzun Valley, South Chuiskiy Range, Altai; IV – a basal moraine with pseudomorphs after polygonal wedge ice in the Khemchik Valley, Western Tuva, upper reaches of the Yenisei River. Photos from author's archive

Верификация отнесения собственно пластовых льдов к соответствующему их типу. Рассмотрим теперь непосредственно пластовые залежи льда, и для примера вновь обратимся к данным сторонника гипотезы ледникового происхождения этих льдов В.И. Соломатина. В презентации [Соломатин, Белова, 2012] им показаны залежи льда в Западном и Восточном секторе Российской Арктики, и наличие дислокаций в них отнесено к признакам ледникового генезиса, на его взгляд, объяснить их внутригрунтовое происхождение нельзя. Отдавая должное заслугам В.И. Соломатина в изучении вопросов подземного льдообразования, следует сказать, что он нередко замыкается в рамках своей гипотезы. В [Кузнецова, Карпов, 1989, с. 88], например, отмечалось: «Главным доказательством глетчерной природы льда у В.И. Соломатина является сам лёд – на нем сконцентрировано основное внимание автора. В то же время В.И. Соломатин не делает попытки с той же степенью детальности проанализировать перекрывающую толщу, условия её накопления».

Представленные в [Соломатин, Белова, 2012] залежи льда показаны на рис. 6. Однако отнести в прибрежной Арктике отображённые на рис. 6 тонкодисперсные, покрывающие и консервирующие залежь породы к продукту деятельности ледника, в свете изложенного выше, неправомерно. Хотя бы потому, что на ледниках Сибири нет механизма, способного обеспечить формирование такого покрова. Тем более что многими исследователями убедительно обосновано морское или аллювиальное происхождение отмеченных осадков [Корейша, Химен-

ков, Брыксина, 1981; Васильчук, 1982; Дубиков, 2002; Васильчук, Васильчук, 2010; Стрелецкая и др., 2012]. Что касается дислокаций льда в теле залежей, причины их могут быть разными, однако вывод сторонниками ледниковой гипотезы, как точно подмечено в [Большаинов, 2013, с. 238], обычно делается по схеме: «Есть дислокации, значит, они гляцио-тектонические. И больше для доказательства оледенения покровного типа ничего не требуется». Такая схема, конечно, не выдерживает критики.

Не будем повторять детали анализа [Васильев, 1982], добавим только, что в упомянутой презентации как доказательство ледникового генезиса залежей представлена крупным планом дислокация льда, отображённая на рис. 7, I. Но она не характерна для потока льда. Небольшие, без крупных разрывных нарушений, зигзагообразные дислокации пород это атрибут их очень медленного (миллиметры, редко – первые сантиметры в год) смещения, как в случае на рис. 7, II, где отображена обстановка в районе Мёртвого моря. Подобные дислокации в тектонически активных районах свойственны многим пластичным породам при их вертикальных и горизонтальных смещениях, что мы видим, в частности, в случае карбонатных меловых пород на рис. 7, II. Однако когда происходят быстрые смещения таких пород, в них будут иметь место разрывные нарушения (рис. 7, III). То же самое на ледниках: скорость даже самых медленно текущих холодных горных ледников составляет несколько метров в год, и для них характерны смещения льда гораздо больше, чем на рис. 7, I, и с разрывными деформациями.

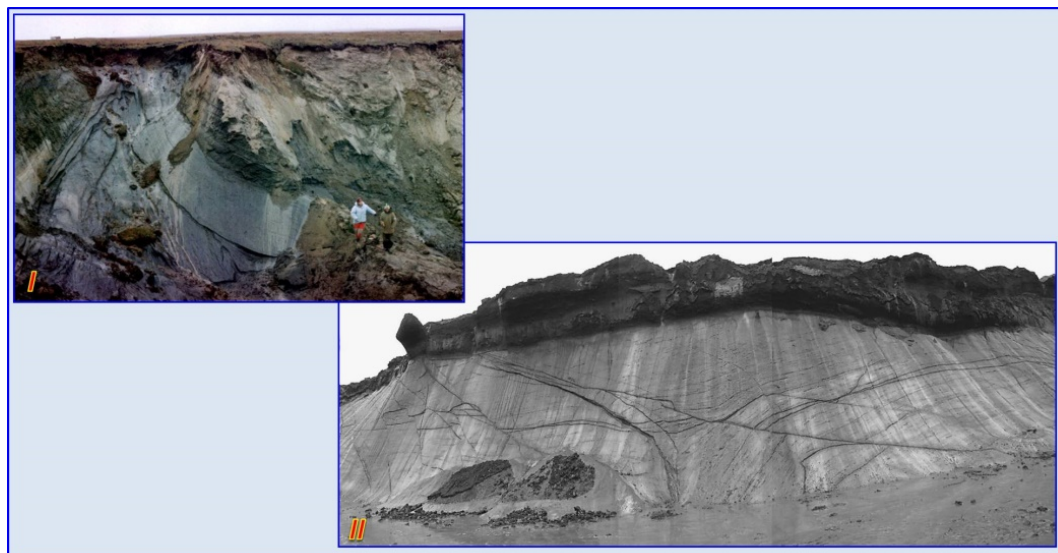


Рис. 6. Залежи пластового льда

I – на Карском побережье Байдацкая губа; II – на побережье Новосибирских островов [Соломатин, Белова, 2012]

Fig. 6. Bedding ice bodies

I – at the Kara sea coast; II – at the coast of New Siberian Islands. Photos from the V.I. Solomatina's presentation [Solomatina, Belova, 2012]



Рис. 7. Медленное горизонтальное зигзагообразное одноразовое смещение в толще залежи льда

I – признак течения ледника, обозначенного в [Соломатин, Белова, 2012]; *II* – аналогичное смещение блоков монолитных меловых карбонатных пород; *III* – их вертикальное смещение в бассейне Мёртвого моря. Фото из архива автора

Fig. 7. Slow one-time horizontal zigzagging displacement in the body of bedding ice

I – wrongly accepted in [Solomatin, Belova, 2012] as an indication of a glacial stream; *II* – analogous displacement of blocks of monolith Cretaceous carbonate rock; *III* – their vertical shifts in the Dead Sea basin. Photos from author's archive

Однако сторонники ледникового генезиса пластовых льдов относят к деформациям гляциального происхождения и встречающиеся, порой, в их толще крутоизогнутые слои. Но лёд хоть и вязкопластическая порода, порог пластичности ее при отмеченных скоростях течения льда не позволит изгибаться ему в крутоизогнутые формы, тем более на холодных ледниках – им более свойственны разрывные нарушения. Характерный пример – встречающиеся на всех ледниках и раскалывающие всю толщу льда различные трещины на участках обтекания потоком льда подлёдных ригелей.

Причины изогнутости слоёв в толще пластовых залежей льда, следовательно, нужно искать в воздействии медленно протекающих процессов деформирования льда и мёрзлых толщ – они характерны при длительном, многовековом промерзании горных пород. Этим вопросам посвящена обширная литература, и хотя многие из них пока не раскрыты, путь их решения лежит в этом направлении. Отметим также, что ряд химических и физических характеристик залежей льда могут трактовать в свою пользу и противники, и сторонники их внутригрунтового происхождения. Но первые из них обычно обходят вопрос о не характерных для льда ледников свойствах таких залежей; например присущее многим пластовым льдам на Севере Сибири высокое содержание бора, свойственное морским льдам [Дубиков,

2002], или обнаруженный в них принципиально иной, чем у льда ледников, набор палинологических спектров [Васильчук, Васильчук, 2010]. На фоне закономерностей, фиксирующих отсутствие возможностей для распространения ледников (и тем более формирования ледниковых покровов) вне горных сооружений Сибири [Sheinkman, 2011, 2016], такие факты говорят сами за себя.

Закключение

Криоразнообразие на всем протяжении квартера в Сибири было представлено тесно взаимодействующими ледниками и мерзлотными образованиями разного генезиса; здесь уже реально ставить исследования на основе вскрытия закономерностей развития современных криогенных геосистем и проводить затем уверенную экстраполяцию данных для получения характеристик объектов, не наблюдаемых ныне. Учитывая, что любая прогностика окружающей среды основывается на построении трендов, исходя из выявленных сценариев прошлого, анализ состояния криоразнообразия как индикатора природной среды позволяет выявлять ее тренды, детализируя события.

В целом проблема развития природных льдов в специфических условиях Сибири весьма многогранна, так как на окружающую среду в данном случае воздействует система криогенных элементов, тесно свя-

занных друг с другом и процессом формирования, и историей своего развития. В результате все компоненты криоразнообразия оказываются объединёнными в единую геосистему, которая функционирует, используя различные трансформации ледовой массы. Каждый из элементов криоразнообразия в рамках такой геосистемы формируется при строго определённых законах ее организации параметрах, поэтому, на перекрестии таких характеристик выявляются весьма информативные показатели окружающей среды. Именно с таких позиций ясно просматривается, что в квартере ледники Сибири формировались как представители горного, а не покровного оледенения, и при бронировании мореной не могли быть захоронены на длительное время, несмотря на их приуроченность к области криолитозоны.

Так или иначе, по всем направлениям проверки гипотезы, проведённой автором согласно методике [Гасанов, 1984], вопрос об отнесении к реликтам покровных ледников пластовых залежей подземного льда отклоняется. С одной стороны, не могут быть приняты в данном случае допущения о реальности захоронения и длительной сохранности льда ледников в Сибири, а с другой – условий для развития материкового оледенения в регионе, как показали проведённые автором исследования, нет.

Работа выполнена при поддержке программы РАН – ОНЗ-12, интеграционного проекта СО РАН № 144, также партнёрских проектов ИКЗ СО РАН – Тюменский госуниверситет ГУ и ИКЗ СО РАН – Тюменский индустриальный университет.

ЛИТЕРАТУРА

- Архипов С.А.** Главные геологические события позднего плейстоцена (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 6. С. 792–799.
- Баулин В.В., Дубиков Г.И.** Пластовые залежи подземного льда // Труды ПНИИИС. 1970. Т. II. С. 175–193.
- Берг Л.С.** Основы климатологии. Л. : Учпедгиз, 1938. 456 с.
- Большакиев Д.Ю.** Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб. : ААНИИ, 2006. 296 с.
- Большакиев Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г.** Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб. : ААНИИ, 2013. 266 с.
- Васильев И.С.** Закономерности сезонного протаивания грунтов в Восточной Якутии. Новосибирск : Наука, 1982. 136 с.
- Васильчук Ю.К.** Гомогенные и гетерогенные пластовые ледяные залежи в многолетнемерзлых породах // Криосфера Земли. 2011. Т. XV, № 1. С. 40–51.
- Васильчук А.К., Васильчук Ю.К.** Палинологическая индикация неглетчерного происхождения пластовых льдов // Инженерная геология. 2010. № 1. С. 24–38.
- Воейков А.И.** Климатические условия ледниковых явлений, настоящих и прошедших // Записки Минералогического Общества. 1881. Сер. 2. Ч. 16. С. 21–90.
- Воллосович К.А.** Доклад о геологическом строении Новосибирских островов и Земли Беннета, а также о связи их тектоники с данными, имеющимися по части геологического строения северной части Сибирского материка // Записки Минералогического общества. 1905. Сер. II. Ч. 43, вып. 2. С. 84–87.
- Втюрин Б.И.** Подземные льды СССР. М. : Наука, 1975. 215 с.
- Втюрин Б.И.** Залежеобразующие подземные льды в низовьях Енисея // Труды ПНИИИС. 1972. Т. XVIII. С. 175–182.
- Гасанов Ш.Ш.** Синтез криолитологического знания. М. : Наука, 1984. 88 с.
- Гасанов Ш.Ш.** Строение и история формирования мерзлых пород Восточной Чукотки. М. : Наука, 1969. 167 с.
- Геокриологический словарь** / ред. В.В. Баулин, В.Э. Мурзаева. М. : ГЕОС, 2003. 140 с.
- Гляциология Шпицбергена** / ред. С.А. Житникова. М. : Наука, 1985. 200 с.
- Григорьев А.А.** Об оледенении Якутии в четвертичный период // Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. 1932. Вып. 1. С. 31–42.
- Гросвальд М.Г.** Арктика в последний ледниковый максимум и в голоцене – океанские выбросы, материковые и морские льды, их движение и связь с климатом // Материалы гляциологических исследований. 2004. № 96. С. 47–54.
- Груза В.В., Романовский С.И.** Принцип актуализма и логика познания геологического прошлого // Известия АН СССР Серия геол. 1974. № 2. С. 125–134.
- Гусев Е.А., Костин Д.А., Маркина Н.В., Рекант П.В., Шарин В.В., Доречкина Д.Е., Зархидзе Д.В.** Проблемы картирования и генетической интерпретации четвертичных отложений арктического шельфа России (по материалам ГТК41000/3) // Региональная геология и металлогения. 2012. № 50. С. 5–14.
- Дубиков Г.И.** Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. М. : ГЕОС, 2002. 248 с.
- Дубиков Г.И., Корейша М.М.** Ископаемые инъекционные льды на полуострове Ямал // Известия АН СССР. Сер. геогр. 1964. № 5. С. 58–65.
- Евтеев С.А.** Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды. М. : Наука, 1964. 120 с.
- Жарков В.А., Зиновьев Е.В., Трофимова С.С.** О первой находке ARACITES INTERGLACIALIS WIELICZK в бассейне Печоры // Уральский геологический журнал. 2015. № 5 (107). С. 13–40.
- Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д.** Гляциальная геология. СПб. : Недра, 1993. 328 с.
- Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д.** Реликтовые глетчерные льды на севере Западной Сибири и их роль в строении районов плейстоценового оледенения криолитозоны // Доклады Академии наук СССР. 1976. Т. 231, № 5. С. 1185–1187.
- Карпов Е.Г.** Подземные льды Енисейского Севера. Новосибирск : Наука, 1986. 134 с.

- Карпов Е.Г., Григорьев Н.Ф.** Мощная пластовая залежь подземного льда на Енисее у широты Полярного круга // Мерзлотные исследования. М. : Изд-во МГУ, 1978. Вып. XVIII. С. 149–156.
- Колосов Д.М.** Проблемы древнего оледенения Северо-Востока СССР. М. ; Л. : Изд-во Главсевморпути, 1947. 175 с.
- Корейша М.М.** Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята. М. : Изд-во АН СССР, 1963. 170 с.
- Корейша М.М., Хименков А.Н., Брыксина Г.С.** О происхождении пластовых залежей подземного льда на севере Западной Сибири // МГИ. 1981. № 41. С. 62–66.
- Коцебу О.Е.** Путешествия вокруг света. М. : Дрофа, 2011. 966 с.
- Крицук Л.Н.** Подземные льды Западной Сибири. М. : Научный мир, 2010. 352 с.
- Кузин И.Л.** Геоморфология Западно-Сибирской равнины. СПб. : Изд-во Гос. полярной академии, 2005. 176 с.
- Кузнецова Т.П., Карпов Е.Г.** Условия формирования ледоминального комплекса Ледяной горы. Якутск : ИМ СО АН СССР, 1989. 172 с.
- Лаврушин Ю.А.** Строение и формирование морен материковых оледенений. М. : Наука, 1976. 237 с.
- Лопатин И.А.** Некоторые сведения о ледяных слоях в Восточной Сибири // Приложение № 1 к XXIX тому Записок Императорской Академии Наук. СПб., 1876. С. 3–32.
- Мельников В.П.** К созданию цельного образа криосферы // Криосфера Земли. 2014. Т. XVIII, № 4. С. 3–12.
- Мельников В.П., Спектор В.Б., Шейнкман В.С., Федоров А.Н., Галанин А.А., Спектор В.В., Пушкарь В.С., Кадота Т.** Экспериментальное исследование изотопного состава ледников хребта Сунтар-Хаята // Криосфера Земли. 2013. Т. XVII, № 4. С. 63–73.
- Обручев В.А.** Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии // Избранные работы по географии Азии. М. : Географгиз, 1951. Т. 3. С. 49–128.
- Патерсон У.С.Б.** Физика ледников. М. : Мир, 1984. 473 с.
- Пидопличко И.Г.** О ледниковом периоде. Киев : Изд-во АН УССР, 1946. Вып. 1. 171 с.
- Пластовые льды криолитозоны** / под ред. А.И. Попов. Якутск : ИМ СО РАН, 1982. 140 с.
- Попов А.П.** Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М. : Изд-во МГУ, 1967. 304 с.
- Романовский Н.Н.** Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск : Наука, 1977. 215 с.
- Сапожников В.В.** Катунь и ее истоки. Путешествия 1897–1899 годов. Томск : Паровая типо-литография П.И. Макушина, 1901. 271 с.
- Сапожников В.В.** Пути по русскому Алтаю. Томск : Типо-литография Сибирского товарищества печатного дела, 1912. 169 с.
- Серебряный Л.Р., Орлов А.В., Соломина О.Н.** Морены – источник гляциологической информации. М. : Наука, 1989. 236 с.
- Серебряный Л.Р., Голодковская Н.А., Орлов А.В., Малясова Е.С., Ильвес Э.О. и др.** Колебания ледников и процессы моренонакопления на Центральном Кавказе. М. : Наука, 1984. 216 с.
- Соломатин В.И.** Физика и география подземного оледенения. Новосибирск : Гео, 2013. 346 с.
- Соломатин В.И.** Ископаемые реликты ледникового льда на севере Западной Сибири // МГИ. 1977. Вып. 29. С. 233–240.
- Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Рекант П.В., Арсланов Х.А.** Подземные льды в четвертичных отложениях побережья Карского моря как отражение палеогеографических условий конца неоплейстоцена – голоцена // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2012. № 72. С. 28–59.
- Сумгин М.И.** Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. Владивосток : Дальневосточная геофизическая обсерватория, 1927. 369 с.
- Сумгин М.И., Качурин С.П., Толстихин Н.И., Тумель В.Ф.** Общее мерзловедение. М. ; Л. : Изд-во АН СССР, 1940. 336 с.
- Талалай П.Г.** Самый древний лед Антарктиды: поиски и решения // Природа. 2011. № 4. С. 19–25.
- Толль Э.В.** Ископаемые ледники Новосибирских островов, их отношение к трупам мамонтов и к ледниковому периоду // Записки Императорского Русского Географического общества. 1897. Т. XXXII, № 1. С. 130–152.
- Тронов М.В.** Очерки оледенения Алтая. М. : Гос. изд-во геогр. лит., 1949. 376 с.
- Фельдман Г.М.** Прогноз температурного режима грунтов и развития криогенных процессов. Новосибирск : Наука, 1977. 190 с.
- Фигурин А.Е.** Извлечение из записок медико-хирурга Фигурина, веденных во время описи берегов Северо-Восточной Сибири // Записки Российского Адмиралтейства. СПб., 1825. Т. V. С. 259–328.
- Черский И.Д.** К вопросу о следах древних ледников в Восточной Сибири // Известия Восточно-Сибирского отдела Императорского Русского Географического общества. 1882. Т. 12, № 4–5. С. 28–62.
- Чувардинский В.Г.** Результаты сквозного разбуривания ледниковых покровов Арктики и Антарктиды и их значение для решения проблем четвертичного периода // Известия РГО. 2012. Т. 144, вып. 2. С. 28–41.
- Шейнкман В.С.** Оледенение гор Сибири: взаимодействие ледников и криогенных и льдов // Лед и снег. 2010. № 4 (112). С. 101–110.
- Шейнкман В.С., Мельников В.П.** Ледники Сибири как компонент криолитогенно-гляциальных геосистем // Криосфера Земли. 2014. Т. XVIII, № 2. С. 3–23.
- Шейнкман В.С., Плюснин В.М.** Оледенение севера Западной Сибири: спорные вопросы и пути их решения // Лед и снег. 2015. № 1 (128). С. 103–120.
- Шмелев Л.М.** Происхождение пластовых залежей подземного льда в низовьях р. Енисей // Известия АН СССР. Сер. географ. 1967. № 2. С. 108–115.
- Шполянская Н.А.** Плейстоцен-голоценовая история развития криолитозоны Российской Арктики глазами подземных льдов. Москва ; Ижевск : Ин-т компьютерных исследований, 2015. 370 с.
- Шумский П.А.** Основы структурного ледоведения. М. : Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.
- Шумский П.А., Краусс М.С.** Динамика и тепловой режим ледников. М. : Наука, 1983. 87 с.

Соломатин В.И., Белова Н.Г. Доказательства погребенного глетчерного происхождения пластовых льдов // Труды десятой международной конференции по мерзлотоведению TICOP. Салехард, 25–29 июня 2012 г. Салехард : Печатник, 2012. Т. 3. С. 493–497.

Bierman P.R., Corbett L.B., Graly J.A., Neumann T.A., Lini A., Crosby B.T., Rood D.H. Preservation of a Preglacial Landscape Under the Center of the Greenland Ice Sheet // *Science*. 2014. V. 344. P. 402–405.

Boulton G.S. Theory of glacial erosion, transport and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation // *Journal of Glaciology*. 1996. V. 42, № 140. P. 43–62.

Dowdeswell J.A., O Cofaigh C., Pudsey C. Thickness and extent of the subglacial till layer beneath an Antarctic paleo-ice stream // *Geology*. 2004. № 32. P. 13–16.

Engelhard H., Humprey N., Kamb B., Fahnestock M. Physical conditions at the base of fast moving Antarctic Ice Stream // *Science*. 1990. V. 248, № 14. P. 57–59.

Gow J., Epstein S., Sheehy W. On the origin of stratified debris in ice cores from the bottom of the Antarctic ice sheet // *Journal of Glaciology*. 1979. V. 23, № 89. P. 185–192.

Hughes T. Glacial permafrost and Pleistocene ages // Second International Conference on permafrost. Washington. Nat. Acad. Sci. 1973. P. 213–222.

Mackay J.R. The origin of massive ice beds in permafrost; Western Arctic Coast, Canada // *Canadian Journal of Earth Science*. 1971. V. 8, № 4. P. 397–422.

Sheinkman V.S. Quaternary glaciation in North-Western Siberia – New evidence and interpretation // *Quaternary International*. 2016. V. 420. P. 15–23.

Sheinkman V.S. Quaternary Glaciations – Extent and chronology. Chapter: Glaciation in the High Mountains of Siberia. INQUA. Amsterdam : Elsevier, 2011. P. 883–907.

Talalay P.G. Subglacial till and bedrock drilling // *Cold Regions Science and Technology*. 2013. V. 86. P. 142–166.

Tulaczuk S., Kamb W.B., Scherer R.P., Engelhard H.F. Sedimentary processes at the base of a West Antarctic Ice Stream: Constraints from textural and compositional properties of subglacial debris // *Journal of Sedimentary Research*. 1998. V. 68, № 3. P. 487–496.

Автор:

Шейнкман Владимир Семёнович, кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник, Институт криосферы Земли СО РАН, Тюменский государственный университет, доцент, Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия.

E-mail: vlad.sheinkman@mail.ru

Geosphere Research, 2017, 2, 14–32. DOI: 10.17223/25421379/3/2

V.S. Sheinkman

Earth Cryosphere Institute SB RAS; Tyumen State University; Tyumen Industrial University, Tyumen, Russia

BEDDED GROUND ICE BODIES IN THE LIGHT OF DATA OF SIBERIA'S GLACIATION

As a result of author's study of the glaciers and ground ice for many years, all over Siberia, a large factual material has been collected, and on such a base possibility of burying the glaciers in the permafrost area has been analyzed, and duration of their stay in such a state has been estimated. Siberia's glaciers developed only valley forms interacting with permafrost, and their features are more characteristic for permafrost phenomena, whereas ice sheets have not developed there in the Quaternary. Also a conclusion has been drawn that an existence of buried glaciers is unreal in a scale of geological time, and the disputed bedding ground ice bodies in Siberia, which are sometimes attributed to remains of ancient glaciers, have not been of glacial origin. Some researchers, nevertheless, suppose Pleistocene ice sheets extending over North Siberia; besides, some of them consider ground ice bodies as relics of those sheets. Though there is not today enough clear explanation to unfold origin of all ground ice bodies, development in their observed variety have to be explained based on current knowledge of geocryology.

According to dependable data obtained in long-term research from all glaciated areas of Siberia, neither ice sheets, nor any glaciers can be saved for a long time in a state of dead ice. It is impossible even in Northeastern Siberia, the coldest area of the Northern Hemisphere, where annual air temperatures are as low as -17°C , and the absolute temperature minimum has been registered as of -67.8°C . However the characteristic feature of Siberia's continental climate is a short, but at the same time hot summer. In such a situation the coarse moraine material covering dead glaciers cannot preserve their ice bodies from melting. Moraine debris is not a good heat insulator, and active summer heat is able to penetrate deep through the debris into the ice body of the dead glaciers by air and melt water. The longest time to save the buried ice under a moraine cover is of about 100–150 years only even in the coldest areas of Siberia, and though some ice bodies of permafrost and, respectively, glaciers can be resembled each other, there is no reason to consider the currently inexplicable ice phenomena as relics of ancient glaciation.

Keywords: *Glaciation, permafrost, Pleistocene, ground ice, bedding ice bodies.*

REFERENCES

Arkhipov S.F. *Glavnye geologicheskie sobytiya pozdnego pleystotsena (Zapadnaya Sibir')* [The main geological events of the late Pleistocene (Western Siberia)] // *Geologia i Geofizika*. 2000. V. 41. № 6. pp. 792–799. In Russian

Baulin V.V., Dubikov G.I. *Plastovye zalezhi podzemnogo l'da* [Bedding bodies of underground ice] // *Trudi PNIIS*. 1970. V. II. pp. 175–193. In Russian

- Berg L.S. *Osnovi klimatologii* [Fundamentals of climatology]. Leningrad: Uchpedgiz, 1938. 456 p. In Russian
- Bol'shiyanov D.Y. *Passivnoe oledenenie Arktiki i Antarknidi* [Passive glaciation of Arctic and Antarctic]. St-Petersburg: AASRI, 2006. 296 p. In Russian
- Bol'shiyanov D.Y., Makarov A.S., Shnaider V., Shtof G. *Proiskhozhdenie i razvitie del'ti reki Leni* [Origin and development of Lena River's delta]. St-Petersburg: AASRI, 2013. 266 p. In Russian
- Vasil'chuk Y.K. *Gomogennye i geterogennye plastovye ledyanie zalezhi v mnogoletnemerzlykh porodakh* [Homogeneous and heterogeneous bedding ice bodies in permafrost rock] // *Kriosfera Zemli*. 2011. V. XV. № 1. pp. 40–51. In Russian
- Vasil'chuk A.K., Vasil'chuk Y.K. *Palinologicheskaya indikatsiya negletchernogo proiskhozhdeniya plastovikh l'dov* [Palynological indication of non-glacier origin of bedding ice bodies] // *Inzhenernaya geologia*. 2010. № 1. pp. 24–38. In Russian
- Vasil'ev I.S. *Zakomernosti sezonnogo protaivaniia gruntov v Vostochnoi Yakutii* [Regularities of seasonal thawing the grounds in Eastern Yakutia]. Novosibirsk: Nauka, 1982. 136 p. In Russian
- Voeikov A.I. *Klimaticheskie uslovia lednikovikh yavleniy, nastoyashchikh i proshedshikh* [Climatic conditions of modern and past glacial phenomena] // *Zapiski Mineralogicheskogo Obshchestva*. 1881. Ser.2. Part 16. pp. 21–90. In Russian
- Vollosovich K.A. *Doklad o geologicheskoy stroenii Novosibirskikh ostrovov i Zemli Benneta, a takzhe o svyazi ikh tektoniki s danimi, imeyushchimisya po chasti geologicheskogo stroeniya severnoy chasti Sibirskogo materika* [Report about both geological structure of New Siberian Islands and Bennet's Land, and also connection of their tectonics with data concerning geological structure of the Siberian continent] // *Zapiski Mineralogicheskogo Obshchestva*. 1905. Ser. 2. P. 43. № 2. pp. 84–87. In Russian
- Vtyurin B.I. *Podzemnie l'di SSSR* [Ground ice of the USSR]. Moscow: Nauka, 1975. 215 p. In Russian
- Vtyurin B.I. *Zalezheobrazuyushchie podzemnie l'di v nizov'yakh Eniseya* [Bedding ground ice in the down reaches of Yenisei] // *Trudi PNIIS*. 1972. T. XVIII. pp. 175–182. In Russian
- Gasanov S.S. *Sintez kriolitologicheskogo znaniya* [Synthesis of cryolithological knowledge]. Moscow: Nauka, 1984. 88 p. In Russian
- Gasanov S.S. *Stroenie i istoriya formirovaniya merzlykh porod Vostochnoy Chukotki* [Structure and history of permafrost formation in Eastern Chukotka]. Moscow: Nauka, 1969. 167 p. In Russian
- Geokriologicheskii slovar'* [Geocryological dictionary]. Eds. by Baulin V.V., Murzaeva V.A. Moscow: GEOS, 2003. 140 p. In Russian
- Glatsiologiya Shpitsbergena* [Glaciology of Spitsbergen]. Ed. by Zhitnikova S.A. Moscow: Nauka, 1985. 200 p. In Russian
- Grigoriev A.A. *Ob oledenenii Yakutii v chetvertichnyy period*. About glaciation of Yakutia during the Quaternary // *Trudi Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. Leningrad. 1932. № 1. pp. 31–42. In Russian
- Grosvald M.G. *Arktika v posledniy lednikoviy maksimum i v golotsene – okeanskaya vibrosi i morskaya l'di, ikh dvizhenie i svyaz' s klimatom* [Arctic during the Last Glacial maximum and Holocene – ocean discharges, continental and sea ice, their movement and relationship with climate] // *Materialy glatsiologicheskikh issledovaniy*. 2004. pp. 47–54. In Russian
- Gruza V.V., Romanovskiy S.I. *Printsip aktualizma i logika poznaniya geologicheskogo proshlogo* [Principal of actualism and logic of cognition of the geological past] // *Izvestia AN SSSR. Seriya geologicheskaya*. 1974. № 2. pp. 125–134. In Russian
- Gusev E.F., Kostin D.A., Markina N.V., Rekant P.V., Sharin V.V., Dorechkina D.E., Zarkhidze D.V. *Problemy kartirovaniya i geneticheskoy interpretatsii chetvertichnykh otlozheniy arkticheskogo shelfa Rossii (po materialam GGK41000/3)* [Problems of mapping and genetic interpretation of Quaternary deposits in Russian Arctic's shelf (on the material of GGK41000/3)] // *Regionalnaya geologia i metallogeniya*. 2012. № 50. pp. 5–14. In Russian
- Dubikov G.I. *Sostav i kriogennoye stroenie merzlykh tolshch Zapadnoy Sibiri* [Composition and cryogenic structure of permafrost in Western Siberia]. Moscow: GEOS, 2002. 248 p. In Russian
- Dubikov G.I., Koreisha M.M. *Iskopaemiy in'ektsionnyy l'd na poluostrove Yamal* [Fossil injection ice in the Yamal Peninsula] // *Izvestia AN SSSR. Seriya geograficheskaya*. 1964. № 5. pp. 58–65. In Russian
- Evteev S.A. *Geologicheskaya deyatel'nost' lednikovogo pokrova Vostochnoy Antarktidy* [Geologic activity of the East Antarctic Ice Sheet]. Moscow: Nauka, 1964. 120 p. In Russian
- Zharikov V.A., Zinoviev E.V., Trofimova S.S. *O pervoy nakhodke ARACITES INTERGLACIALIS WIELICZK v basseine Pechori* [About the first finding of ARACITES INTERGLACIALIS WIELICZK in Pechora's Basin] // *Uralskiy geologicheskii zhurnal*. 2015. № 5 (107). pp. 13–40. In Russian
- Kaplianskaia F.A., Tarnogradskiy V.D. *Glatsialnaya geologia* [Glacial Geology]. St-Petersburg: Nedra, 1993. 328 p. In Russian
- Kaplyanskaia F.A., Tarnogradskiy V.D. *Reliktovye gletshernye l'di na severe Zapadnoy Sibiri i ikh rol' v stroenii raionov pleistotsenovogo oledeniya kriolitozoni* [Relic glacial ice in the North of Western Siberia and their role in structure of regions of the Pleistocene glaciation of cryolithozone] // *Doklady Akademii nauk SSSR*. 1976. V. 231. № 5. pp. 1185–1187. In Russian
- Karpov E.G. *Podzemnie l'di Yeniskogo Severa* [Underground ice of the North Yenisei area]. Novosibirsk: Nauka, 1986. 134 p. In Russian
- Karpov E.G., Grigoriev N.F. *Moshchnaya zalez' podzemnogo l'da na Yenisee u shiroti Polyarnogo kruga* [Thick bedding body of underground ice at Yenisei at latitude of the Arctic Circle] // *Merzlotnye issledovaniya*. V. XVIII. Moscow: Izd-vo MGU, 1978. pp. 149–156. In Russian
- Kolosov D.M. *Problemy drevnego oledeniya Severo-Vostoka SSSR* [Problems of ancient glaciation of the North-East of the USSR]. Moscow-Leningrad: Izd-vo Glavsevmopputi, 1947. 175 p. In Russian
- Koreisha M.M. *Sovremennoye oledenenie khrebtov Suntar-Khaiata* [Modern glaciation of Suntar-Khaiata Range]. Moscow: Izd-vo AN SSSR, 1963. 170 p. In Russian
- Koreisha M.M., Khimenkov A.N., Briskina G.S. *O proiskhozhdenii plastovikh zalezhei podzemnogo l'da na severe Zapadnoy Sibiri* [About origin of bedding ice bodies in the North of Western Siberia] // *Materialy glatsiologicheskikh issledovaniy*. 1981. № 41. pp. 62–66. In Russian
- Kotsebu O.E. *Puteshestvia vokrug sveta* [Travels around the world]. Moscow: Drofa, 2011. 966 p. In Russian
- Kritsuk L.N. *Podzemnie l'di Zapadnoy Sibiri* [Underground ice Western Siberia]. Moscow: Nauchnyi mir, 2010. 352 p. In Russian
- Kuzin I.L. *Geomorfologiya Zapadno-Sibirskoi ravniny* [Geomorphology of Western Siberian Plain]. St-Petersburg: Izd-vo Polyarnoy akademii, 2005. 176 p. In Russian

- Kuznetsova T.P., Karpov E.G. *Uslovia formirovaniya ledomineral'nogo kompleksa Ledyanoi gori* [Conditions of forming the ice-mineral complex of Ice Hill]. Yakutsk: IM SO RAN USSR, 172 p. In Russian
- Lavrushin Y.A. *Stroenie i formirovanie moren materikovikh oledeneniya* [Structure and formation of continental glaciations]. Moscow: Nauka, 1976. 237 p. In Russian
- Lopatin I.A. *Nekotorye svedeniya o ledyanikh sloyakh Vostochnoi Sibiri* [Some data about ice layers in Eastern Siberia] // *Prilozhenie № 1 k XXIX tomu Zapisok Imperatorskoi Akademii Nauk*. St-Petersburg. 1876. pp. 3–32. In Russian
- Melnikov V.P. *K sozdaniyu tsel'nogo obraza kriosferi Zemli* [To the creation of the whole image of Earth's cryosphere] // *Kriosfera Zemli*. 2014. V. XVIII. № 4. pp. 3–12. In Russian
- Melnikov V.P., Spector V.B., Sheinkman V.S., Fedorov A.N., Galanin A.A., Spector V.V., Pushkar' V.S., Kadota T. *Eksperimental'nie issledovaniya izotopnogo sostava lednikov Suntar-Khayata* [Experimental research of isotopic composition of glaciers in Suntar-Khayata Range] // *Kriosfera Zemli*. 2013. V. XVII. № 4. pp. 63–73. In Russian
- Obruchev V.A. *Priznaki lednikovogo perioda v Severnoi i Tsentral'noi Azii* [Showings of the Glacial Period in North and Central Asia] // *Izbrannie raboti po geografii Azii*. Selected works on geography of Asia. Moscow: Gosudarstvennoe izdatel'stvo geograficheskoi literature. 1951. V. 3. pp. 49–128. In Russian
- Paterson W.S.B. *Fizika lednikov* [The physics of glaciers]. Moscow: Mir, 1984. 473 p. In Russian
- Pidoplichko I.G. *O lednikovom periode* [About the Glacial Period]. Kiev: Izd-vo AN USSR, № 1. 1946. 171 p. In Russian
- Plastovie l'di kriolitozoni [Bedding ice of cryolithozone]. Ed. Popov A.I. Yakutsk: IM SO AN SSSR, 1982. 140 p. In Russian
- Popov A.I. *Merzlotnie yavleniya v zemnoy kore (kriolitologia)* [Permafrost phenomena in the earth crust (cryolithology)]. Moscow: MGU, 1967. 304 p. In Russian
- Romanovskiy N.N. *Formirovanie poligonal'no-zhil'nykh struktur* [Formation of polygonal-wedge structures]. Novosibirsk: Nauka. 1977. 215 p. In Russian
- Sapozhnikov V.V. *Katun' I eyo istoki. Puteshestvia 1897-1899 godov* [Katun' and its sours. Travels of 1897–1899 yrs]. Tomsk: Parovaia tipo-litografiya P.I. Makushina, 1901. 271 p. In Russian
- Sapozhnikov V.V. *Puti po Russkomu Altaiu* [Routes across Russian Altai]. Tomsk: Tipo-litografiya Sibirskogo Tovarishchestva pechatnogo dela, 1912. 169 p. In Russian
- Serebryaniy L.R., Orlov A.V., Solomina O.N. *Moreni – istochnik glatsiologicheskoi informatsii* [Moraines – issues of glaciological information]. Moscow: Nauka, 1989. 236 p. In Russian
- Serebryaniy L.R., Golodkovskaya N.A., Orlov A.V., Malyasova E.S., Il'ves E.O. I. et al. *Kolebaniya lednikov i protsessy morennoakopleniya na Tsentral'nom Kavkaze* [Fluctuations of glaciers and processes of moraine accumulation in Central Caucasus]. Moscow: Nauka, 1984. 216 p. In Russian
- Solomatina V.I. *Fizika i geografiya podzemnogo oledeneniya* [The physics and geography of underground glaciation]. Novosibirsk: Geo, 2013. 346 p. In Russian
- Solomatina V.I. *Iskopaemye relikti lednikovogo l'da na severe Zapadnoi Sibiri* [Fossil relics of glacial ice in the North of Western Siberia] // *Materialy glatsiologicheskikh issledovaniy*. 1977. № 29. pp. 233–240. In Russian
- Streletskaia I.D., Gusev E.A., Vasil'ev A.A., Rekant P.V., Arslanov K.A. *Podzemnye l'dy v chetvertichnykh otlozheniyakh Karsogo morya kak otrazhenie paleogeograficheskikh usloviy kontsa neopleistotsena-golotsena* [Underground ice in the Quaternary deposits of the Kara Sea coast as a reflection of paleogeographical conditions in the end of the Neo-Pleistocene – Holocene] // *Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. 2012. № 72. pp. 28–59. In Russian
- Sumgin M.I. *Vechnaia merzlota pochvy v predelakh SSSR* [Permafrost of soils in the bounds of the USSR]. Vladivostok: Dal'nevostochnaya geofizicheskaya observatoriya. 1927. 369 p. In Russian
- Sumgin M.I., Kachurin., Tolstikhin N.I., Tumel' V.F. *Obshchee merzlotovedenie*. [General geocryology]. Moscow-Leningrad: AN USSR, 1940. 336 p. In Russian
- Talalai P.G. *Samyy drevniy l'od Antarktidy: poiski i resheniya* [The most ancient ice of Antarctic: searches and solutions] // *Priroda*. 2011. № 4. pp. 19–25. In Russian
- Toll' E.V. *Iskopaemye ledniki Novosibirskikh ostrovov, ikh otnosheniye k trupam mamontov i k lednikovomu periodu* [Fossil glaciers of New Siberian Islands, their relationship with mammoth corpses and Glacial Period] // *Zapiski Imperatorskogo Russkogo Geograficheskogo obshchestva*. 1897. V. XXXII. № 1. pp. 130–152. In Russian
- Tronov M.V. *Ocherki oledeneniya Altaia* [Sketches of Altai glaciation]. Moscow: Gosudarstvennoe izdatel'stvo geograficheskoi literature, 1949. 376 p. In Russian
- Feldman G.M. *Prognoz temperaturnogo rezhima gruntov i razvitiya kriogennikh protsessov* [Prognosis of ground temperature regime and development of cryogenic processes]. Novosibirsk: Nauka, 1977. 190 p. In Russian
- Figurin A.E. *Iz vlechenie iz zapisok medico-khirusga Figurina, vedennykh vo vremya opisi beregov Severo-Vostochnoi Sibiri* [Extract from the notes of medical surgeon Figurin, carried out during description of North-Eastern Siberian coast] // *Zapiski Rossiyskogo Admiralteistva*. St-Petersburg. 1825. V. 5. pp. 259–328. In Russian
- Cherskiy I.D. *K voprosu o sledakh drevnykh lednikov v Vostochnoi Sibiri* [To the question of evidence of ancient glaciers in Eastern Siberia] // *Izvestiya Vostochno-Sibirskogo otdela Imperatorskogo Russkogo Geograficheskogo obshchestva*. 1882. V. 12. № 4–5. pp. 28–62. In Russian
- Chuvardinskiy V.G. *Rezultaty skvoznoy razburivaniya lednikovikh pokrovov Arktiki i Antarktidy i ikh znachenie dlya resheniya problem chetvertichnogo perioda* [Results of through drilling the Arctic and Antarctic ice sheets and their signification for solving problems of the Quaternary] // *Izvestiya RGO*. 2012. V. 144. № 2. pp. 28–41. In Russian
- Sheinkman V.S. *Oledeneniye gor Sibiri: vzaimodeystvie lednikov i kriogennikh l'dov* [Glaciation of Siberia: interaction of glaciers and cryogenic ice] // *L'od i sneg*. 2010. № 4 (112). pp. 101–110. In Russian
- Sheinkman V.S., Melnikov V.P. *Ledniki Sibiri kak component kriolitogennno-glatsial'nykh geosistem*. [Glaciers of Siberia as a component of cryogenic-glacial geosystems] // *Kriosfera Zemli*. 2014. V. XVIII. № 2. pp. 3–23. In Russian

- Sheinkman V.S., Plyusnin V.M. *Oledenenie severa Zapadnoi Sibiri: spornie voprosi i puti ikh reshenia* [Glaciation of North-Western Siberia: discussion questions and ways for their solution] // *L'od i sneg*. 2015. № 1 (128). pp. 103–120. In Russian
- Shmelyov L.M. *Proiskhozhdenie plastovykh zalezhei podzemnogo l'da v nizov'yakh Eniseia* [Origin of bedding ice bodies in Down Yenisei River] // *Izvestia AN SSSR. Seria geograficheskaya*. 1967. № 2. pp. 108–115. In Russian
- Shpolyanskaya N.A. *Pleistotsen-golotsenovaia istoria razvitiia kriolitozoni Rossijskoi Arktiki glazami podzemnykh l'dov* [Pleistocene-Holocene history of permafrost development of Russian Arctic by eyes of underground ice]. Moscow-Izhevsk: Institute of computer researches. 2015. 370 p. In Russian
- Shumskiy P.A. *Osnovi strukturnogo ledovedeniia* [Foundation of structural ice knowledge]. Moscow: Ed. AS USSR, 1955. 492 p. In Russian
- Shumskiy P.A., Krass M.S. *Dinamika i teplovoi rezhim lednikov* [Dynamics and heat regime of glaciers]. Moscow: Nauka, 1983. 87 p. In Russian
- Solomatina V.I., Belova N.G. *Dokazatel'stva pogrebennogo gletchernogo proiskhozhdeniya plastovykh l'dov* [Evidence of buried glacial origin of formation ice] // *Trudy desyatoy mezhdunarodnoy konferentsii po merzlotovedeniyu TICOP*. Salekhard, 25–29 iyunya 2012 g. T. 3. Salekhard: Pechatnik, 2012. pp. 493–497. In Russian
- Bierman P. R., Corbett L.B., Graly J.A., Neumann T.A., Lini A., Crosby B.T., Rood D.H. Preservation of a Preglacial Landscape Under the Center of the Greenland Ice Sheet // *Science*. 2014. V. 344. pp. 402–405.
- Boulton G.S. Theory of glacial erosion, transport and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation // *Journal of Glaciology*. 1996. V. 42. № 140. pp. 43–62.
- Dowdeswell J.A., O Cofaigh C., Pudsey C. Thickness and extent of the subglacial till layer beneath an Antarctic paleo-ice stream // *Geology*. 2004. № 32. pp. 13–16.
- Engelhard H., Humprey N., Kamb B., Fahnestock M. Physical conditions at the base of fast moving Antarctic Ice Stream // *Science*. 1990. V. 248. № 14. pp. 57–59.
- Gow J., Epstein S., Sheehy W. On the origin of stratified debris in ice cores from the bottom of the Antarctic ice sheet // *Journal of Glaciology*. 1979. V. 23. № 89. pp. 185–192.
- Hughes T. Glacial permafrost and Pleistocene ages // *Second International Conference on permafrost*. Washington. Nat. Acad. Sci. 1973. pp. 213–222.
- Mackay J.R. The origin of massive ice beds in permafrost; Western Arctic Coast, Canada // *Canadian Journal of Earth Science*. 1971. V. 8. № 4. pp. 397–422.
- Sheinkman V.S. Quaternary glaciation in North-Western Siberia – New evidence and interpretation // *Quaternary International*. 2016. V. 420. pp. 15–23.
- Sheinkman V.S. Quaternary Glaciations – Extent and chronology. Chapter: Glaciation in the High Mountains of Siberia. INQUA. Amsterdam. Elsevier. 2011. pp. 883–907.
- Talalay P.G. Subglacial till and bedrock drilling // *Cold Regions Science and Technology*. 2013, V. 86. pp. 142–166.
- Tulaczuk S., Kamb W.B., Scherer R.P., Engelhard H.F. Sedimentary processes at the base of a West Antarctic Ice Stream: Constraints from textural and compositional properties of subglacial debris // *Journal of Sedimentary Research*. 1998. V. 68. № 3. pp. 487–496.

Author:

Sheinkman Vladimir Sem., PhD, Cand. Sci. (Geogr.), Leading Scientific Worker, Earth' Cryosphere Institute SB RAS, Leading scientific worker of the Tyumen State University; Assistant Professor, Tyumen Industrial University, Tyumen, Russia.
E-mail: vlad.sheinkman@mail.ru

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ

УДК 551.263.22

ВОЗРАСТ ПИТАЮЩИХ ПРОВИНЦИЙ ГОРЛОВСКОГО ПЕРЕДОВОГО ПРОГИБА: РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПЕСЧАНИКОВ БАЛАХОНСКОЙ СЕРИИ

Ф.И. Жимулев¹, Дж. Гиллесп², С. Глорие², Е.В. Ветров^{3, 1}, В.И. Борискина¹,
Е.А. Караковский¹, Й. Де Граве⁴

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

² Tectonics, Resources and Exploration (TraX), Department of Earth Sciences, University of Adelaide, Adelaide, Australia

³ Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия

⁴ Laboratory for Mineralogy and Petrology, Department of Geology, Ghent University, Ghent, Belgium

В результате U/Pb LA-ICP-MS датирования детритовых цирконов из пермских песчаников балахонской серии в Горловском передовом прогибе были выявлены следующие возрастные популяции цирконов: неопротерозойская (840–710 млн лет, 14%), кембрийско-раннеордовикская (530–460 млн лет с максимумом на 498 млн лет, 28%) и каменноугольно-пермская (380–280 млн лет с максимумом на 322 млн лет, 50%).

Ключевые слова: U/Pb геохронология, Западная Сибирь, циркон, форландовый бассейн, моласса.

Введение

Уран-свинцовое датирование обломочного циркона из осадочных последовательностей является широко распространенным методом изучения истории геологического развития осадочных бассейнов и складчатых областей. Данный метод позволяет определять время главных этапов магматической активности в питающих провинциях, делать предположения об относительном положении различных блоков земной коры, устанавливать время эрозионного вскрытия плутонов, ограничивать сверху возраст самих осадочных толщ, устанавливать палеотектонические условия формирования осадочных бассейнов (напр., [Safonova et al., 2010; Wang et al., 2011; Choulet et al., 2012; Gladkochub et al., 2013; Letnikova et al., 2013; Kovach et al., 2016; Chen et al., 2016a] и др.).

В пределах Алтае-Саянской складчатой области (АССО) подобные исследования стали проводиться только в последнее десятилетие [Glorie et al., 2014; Chen et al., 2015, 2016b]. В настоящее время данные о возрасте детритовых цирконов отсутствуют для многих складчатых зон и палеобассейнов АССО, что затрудняет историко-геологические реконструкции этого сложного региона.

Целью данной работы является определение питающих провинций и палеотектонических условий формирования Горловского угленосного бассейна, расположенного в зоне сочленения каледонских и герцинских складчатых систем АССО (рис. 1). Каледонские структуры рассматриваемого региона представлены Салаирской, а герцинские – Колывань-Томской складчатыми зонами (КТСЗ) [Матвеевская

1969; Врублевский и др., 1987; Zonenshain et al., 1990; Росляков и др., 2001].

Тектоническая эволюция Горловского прогиба является результатом позднепалеозойских коллизионных процессов, приведших к формированию чешуйчато-покровной структуры КТСЗ. КТСЗ рассматривается как внешняя, периконтинентальная часть более крупной Центрально-Западносибирской складчатой системы, внутренние области которой перекрыты чехлом Западно-Сибирской плиты (ЗСП) [Сотников и др., 1999]. Геохронологические исследования обломочного циркона из синколлизонного Горловского бассейна позволят установить возраст магматических образований, не обнаженных внутренних областей Центрально-Западносибирской складчатой системы, датировать главные этапы тектонического развития северного Салаира и охарактеризовать палеотектонические условия образования Горловского палеобассейна. В настоящей работе приведены результаты датирования детритовых цирконов из песчаников верхнекарбон-нижне-пермской балахонской серии, которая слагает осевую часть Горловского передового прогиба и рассматривается как угленосная континентальная моласса.

Геологическое строение Горловского прогиба

Горловский прогиб является юго-западной частью Горлово-Зарубинского прогиба, протягивающегося вдоль фронта надвигов КТСЗ примерно на 450 км. Горлово-Зарубинский прогиб распадается на два изолированных бассейна – Горловский и Зарубинский, разделенные северо-западной частью Салаирского неотектонического поднятия.

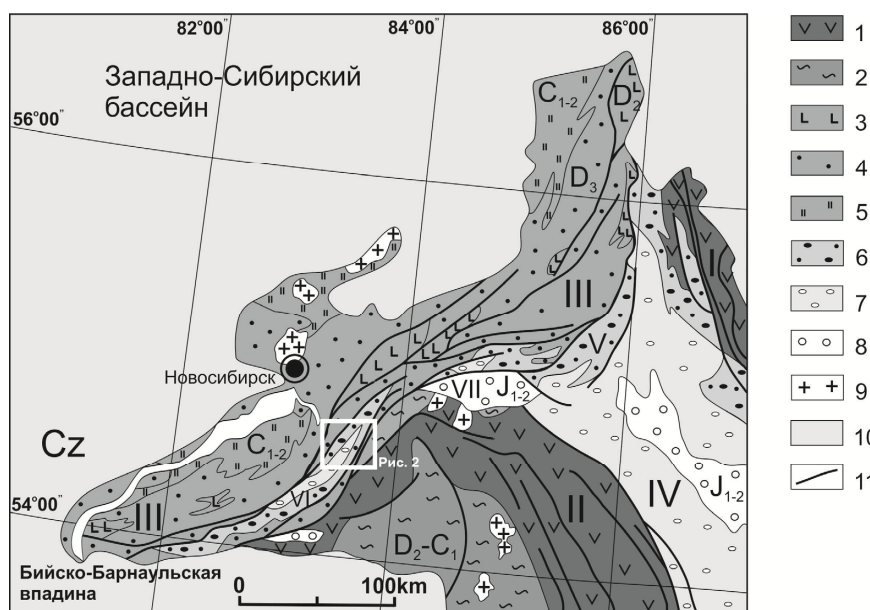


Рис. 1. Геологическая позиция Горловского прогиба (по: [Geological map... 2008] с упрощениями)

1 – Каледониды Салаира и Кузнецкого Алатау нерасчлененные; 2 – среднедевонско-раннекарбоновые отложения, деформированный чехол эпикаледонских впадин; 3 – среднедевонские вулканогенные и вулканомиктовые отложения Колывань-Томской складчатой зоны (КТСЗ), буготакская, тогучинская и митрофановская свиты; 4 – верхнедевонские терригенные отложения КТСЗ, пачинская и юргинская свиты; 5 – нижнекарбоновые отложения КТСЗ, инская серия; 6 – карбон-нижнепермские отложения Горловского, Зарубинского и Кузнецкого прогибов; 7 – средне-верхнепермские отложения Горловского, Зарубинского и Кузнецкого прогибов; 8 – ранне-среднеюрские отложения наложенных впадин; 9 – гранитоидные интрузии; 10 – мел-кайнозойские отложения чехла Западно-Сибирской плиты; 11 – главные разломы и надвиги.

Римскими цифрами обозначены главные тектонические единицы: I – Кузнецкий Алатау, II – Салаирский кряж, III – Колывань-Томская складчатая зона, IV – Кузнецкий прогиб, V – Зарубинский прогиб, VI – Горловский прогиб, VII – Доронинская впадина, VIII – Западно-Сибирская плита

Fig. 1. Geological position of the Gorlovo basin (simplified after [Geological map... 2008])

1 – Early Paleozoic (Caledonian) Salair and Kuznetsk Alatau terranes; 2 – Middle Devonian – lower Carboniferous deposits, deformed sedimentary cover of the basins overprinted at the Caledonian basement; 3 – Middle Devonian volcanics and sediments of the KTFZ (bugotak, mitrofanovo and toguchin formations); 4 – Upper Devonian terrigenous and carbonate deposits of the KTFZ (pacha and yurga formations); 5 – Early Carboniferous deposits of the KTFZ, shales and limestones, Inya Group; 6 – Carboniferous – lower Permian deposits of the Gorlovo, Zarubin and Kuznetsk basins; 7 – Middle-upper Permian deposits of the Gorlovo, Zarubin and Kuznetsk basins; 8 – Early-Middle Jurassic deposits of the overprinted basins; 9 – Granite intrusions; 10 – Cretaceous – Cenozoic deposits, sedimentary cover of the West Siberian basin; 11 – main faults and thrusts.

Tectonic units I – Kuznetsk Alatau terrane; II – Salair terrane; III – Kuznetsk basin; IV – Kuznetsk basin; V – Zarubin basin; VI – Gorlovo basin; VII – Doronin basin; VIII – West Siberian basin

Данное поднятие наследует древний структурный план зоны сочленения каледонид Салаира и герцинид КТСЗ, в пределах Горлово-Зарубинского прогиба ему соответствует зона воздымания шарнира. Переходим в поле распространения карбоновых континентальных моласс, выполняющих прогибы, подчеркивается сочленением двух выпуклых к юго-востоку структурных дуг, образованных фронтальным надвигом КТСЗ. Поднятие северо-западной части Салаира образует северо-восточное замыкание Горловского прогиба, расположенное примерно на 84-м градусе в.д. Юго-западное замыкание Горловского прогиба скрыто под кайнозойскими осадками Бийско-Барнаульской впадины.

Горловский прогиб в плане имеет форму линзы, выпуклой в юго-восточном направлении, согласно дугообразному изгибу КТСЗ (рис. 1). Длина прогиба превышает 200 км, ширина составляет 13–18 км. В

структурном отношении Горловский прогиб представляет собой резко асимметричную грабен-синклиналь юго-восточной вергентности (рис. 2). Для северо-западного крыла, обращенного к аллохтонам КТСЗ, характерно крутое залегание (70–80°), иногда переходящее в вертикальное или запрокинутое. При общем конформном положении Горловского прогиба по отношению к КТСЗ контакты стратиграфических подразделений, выделяемых в прогибе, срезаются фронтальным надвигом КТСЗ. Надвиговый фронт КТСЗ образован зоной Каменско-Митрофановского надвига [Бабин и др., 2014]. Юго-восточное крыло Горловского прогиба более пологое. Юго-восточная граница Горловского прогиба представлена зоной Томско-Каменского надвига юго-восточной вергентности, по которой осадочные комплексы Горловского прогиба надвинуты на каледониды Салаира, перекрытые прерывистым чехлом девонско-нижнекарбонового возраста.

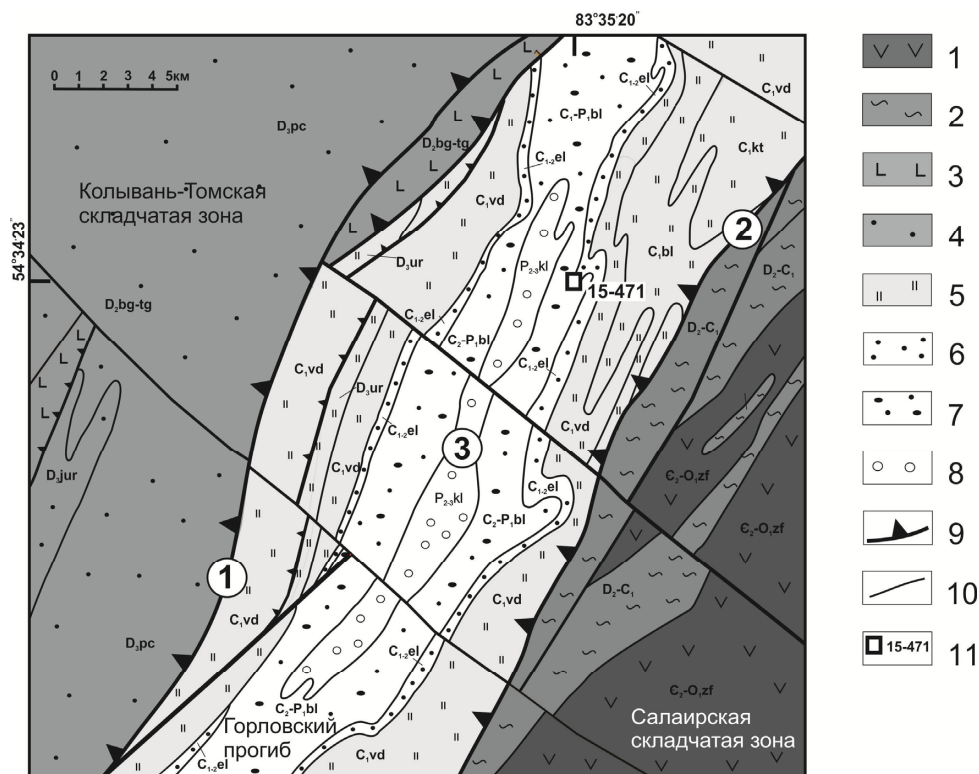


Рис. 2. Схема геологического строения центральной части Горловского прогиба (по: [Котельников и др., 2008] с упрощениями) и место отбора образца для геохронологических исследований

1 – среднекембрийско-нижнеордовикские вулканогенные и вулканомиктовые породы зелено-фиолетовой серии; 2 – среднедевонские вулканогенные и нижнекарбоновые терригенные отложения, деформированный эпикаледонский чехол; 3 – среднедевонские вулканогенные и вулканомиктовые отложения Колывань-Томской складчатой зоны (КТСЗ), буготакская свита; 4 – верхнедевонские терригенные отложения КТСЗ, пачинская и юргинская свиты; 5–8 – осадочное выполнение Горловского прогиба: 5 – верхний девон – визейский ярус, отложения ургунской толщи, китернинской, беловской и выдрихинской свит; 6 – елбашинская свита; 7 – балахонская серия; 8 – кольчугинская серия; 9 – надвиги, ограничивающие Горловский прогиб; 10 – разломы; 11 – место отбора и номер образца для геохронологических исследований. Цифрами в кругах обозначены: 1 – Каменско-Митрофановский надвиг; 2 – Томско-Каменский надвиг; 3 – Листвянская синклиналь.

Fig. 2. Geological sketch map of the central part Gorlovo basin, with sampling site (simplified after Kotelnikov et al., 2008)

1 – Middle Cambrian-Early Ordovician volcanic and volcanoclastic rocks of the Green-Violet Group; 2 – Middle Devonian volcanics and Upper Devonian-lower Carboniferous terrigenous deposits, deformed epicaledonian sedimentary cover; 3 – Middle Devonian volcanic and volcanoclastic rocks of the KTFZ (bugotak formation); 4 – Upper Devonian terrigenous and carbonate deposits of the KTFZ (pacha and yurga formations); 5–8 – sedimentary cover of the Gorlovo basin: 5 – Upper Devonian-Visean (sediments of the urgun, kiternia, belovo and vydrikh formations); 6 – Elbashin formation; 7 – Balakhon Group; 8 – Kolchugino Group; 9 – thrusts, bounded Gorlovo basin; 10 – faults; 11 – position and number of the sample for geochronology study. Number in the circles: 1 – Kamensko-Mitrofanovskiy thrust; 2 – Tomsk-Kamenskiy thrust, 3 – Listvyan syncline

Горловский прогиб представляет собой не автохтон, а шарьированный параавтохтон, поэтому нередко рассматривается в качестве одной из тектонических пластин аллохтона КТСЗ.

Осадочное выполнение прогиба представлено преимущественно терригенными отложениями, накопившимися в интервале поздний девон – пермь [Казеннов и др., 1978; Котельников и др., 2008]. В основании прогиба залегает вулканогенно-терригенная укропская свита франского возраста, представленная вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами с подчиненным количеством основных эффузивов. Разрез наращивается мелководно-морскими отложениями фаменско-визейского возраста, включающими ряд свит, различающихся соотношением карбонатных и терриген-

ных пород. Преимущественно терригенный состав имеет подонинская свита раннефаменского возраста, выше залегают известняки, мергели и алевролиты ургунской, китернинской и беловской свит, которые вновь сменяются алевролитами, аргиллитами и песчаниками выдрихинской свиты.

Венчает разрез прогиба мощный комплекс терригенных отложений, с несогласием перекрывающий нижележащие отложения и охватывающий стратиграфический интервал от серпуховского яруса карбона до поздней перми. В его составе выделяются елбашинская свита серпуховско-башкирского возраста мощностью около 500 м, балахонская серия среднего карбона – ранней перми (1150 м) и кольчугинская серия средней–поздней перми (900 м).

Елбашинская свита представлена алевролитами, аргиллитами, в том числе углистыми, песчаниками с линзами мелкогалечных конгломератов. Балахонская серия сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами и содержит пласты каменных углей, представляющие промышленный интерес. Кольчугинская серия образована чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников, и только в нижней части включает редкие и маломощные прослои каменных углей, не имеющие практического значения. Елбашинская свита интерпретируется как морская, а балахонская и кольчугинская серии – как континентальная моласса [Сотников и др., 1999].

Нижняя часть осадочного выполнения Горловского прогиба хорошо сопоставляется с разрезом КТСЗ, Вулканогенные отложения укропской свиты являются аналогом тогучинской и верхней части буготакской свиты, возраст которой по последним данным является позднеживетским [Язиков и др., 2015]. В пределах Горловского прогиба верхнедевонско-турнейские отложения характеризуются меньшими мощностями и более мелководными фациями. Например, терригенным и терригенно-карбонатным отложениям подонинской и ургунской свит, имеющим суммарную мощность не более 300 м, в КТСЗ соответствует полуторакилометровая толща флиша – юргинская свита. В визейское время депоцентр осадконакопления смещается по направлению к континенту, из КТСЗ в Горловский прогиб, а карбонатное осадконакопление турнея – раннего визе в пределах прогиба сменяется терригенным (поздневизейская выдрихинская свита). К моменту начала накопления молассы Горловского прогиба осадконакопление в пределах КТСЗ полностью прекращается. Именно верхний структурный ярус Горловского прогиба, сложенный угленосной молассой и не имеющий стратиграфических аналогов в смежных тектонических зонах, образует структуру глубокого линейного прогиба.

Внутренняя структура Горловской грабен-синклинали характеризуется интенсивной разнопорядковой складчатостью и разломной тектоникой [Марус, Музыка, 1979]. Общая ориентировка внутренних структур прогиба конформна его границам и повторяет их дугообразный изгиб. Продольными нарушениями прогиб расчленен на приподнятые северо-западное и юго-восточное крылья и погруженную центральную часть. Ось прогиба ундулирует, что приводит к расширению и сужению поля распространения моласс, слагающих ядро структуры. Отложения прогиба собраны в многочисленные разнопорядковые линейные складки. Складчатость представлена дисгармоничными сжатыми асимметричными складками с острыми замками, крутым (60–80°) падением крыльев и возрастанием мощности слоев в зонах шарниров. Складки почти всегда имеют отчетливую юго-восточную вергентность, часто встречаются опрокинутые в юго-восточном

направлении формы (рис. 3, а). Складчатые структуры осложнены продольными разрывными нарушениями надвиговой и взбросо-надвиговой кинематики, а также мелкой гофрировкой. Породы интенсивно расланцеваны, часто встречаются зоны дробления. Угли Горловского бассейна представлены антрацитами, что свидетельствует о высокой степени катагенетических преобразований. Складчатость северо-западной прибортовой части бассейна более напряженная, нежели складчатость противоположной стороны.

Для Горловского прогиба характерно пониженное значение гравитационного поля [Казеннов и др., 1978; Бабин и др., 2015]. Изоаномалы на карте гравитационных аномалий очень хорошо коррелируют с геологическими границами прогиба и элементами внутренней структуры его осадочного выполнения. Области погружения шарнира Горловской грабен-синклинали структуры, в которых мощность осадочного выполнения возрастает за счет присутствия в разрезе наиболее молодых отложений, соответствуют глубоким минимумам силы тяжести. Интенсивность гравитационных аномалий обнаруживает прямую зависимость от мощности осадочного выполнения прогиба, достигая в осевой его части значений –40...–45 мГал [Котельников и др., 2008].

Структурное положение, морфология, характер осадочного выполнения и внутренней структуры прогиба, а также наличие соответствующей отрицательной гравитационной аномалии свидетельствуют, что Горловский прогиб является типичным форландовым бассейном (краевым прогибом), согласно признакам, изложенным в работе [Beaumont et al., 1982]. Данная тектоническая интерпретация является для Горловского прогиба традиционной и принята большинством исследователей [Сотников и др., 1999]. Образование форланда, выполненного молассами, объясняется коллизийными процессами, приведшими к расчешуиванию и надвиганию девон-карбонных отложений КТСЗ, формировавшихся в пределах континентального шельфа и склона в направлении континента.

Описание образца

Для проведения геохронологических исследований нами был отобран образец песчаников балахонской серии из Горловского угольного карьера (рис. 3, а–д), координаты места отбора N 54°34'22.80", E 83°35'20.31". В геолого-структурном отношении изученный разрез представляет собой субвертикально падающее северо-западное крыло синклинали складки второго порядка, которая осложняет юго-восточное крыло Ливинской синклинали. Данная часть разреза характеризуется высокой насыщенностью угольными пластами, что характерно для верхней части балахонской серии, поэтому стратиграфический уровень места отбора образца можно с долей условности определить кунгурским ярусом нижней перми (283–272 млн лет).

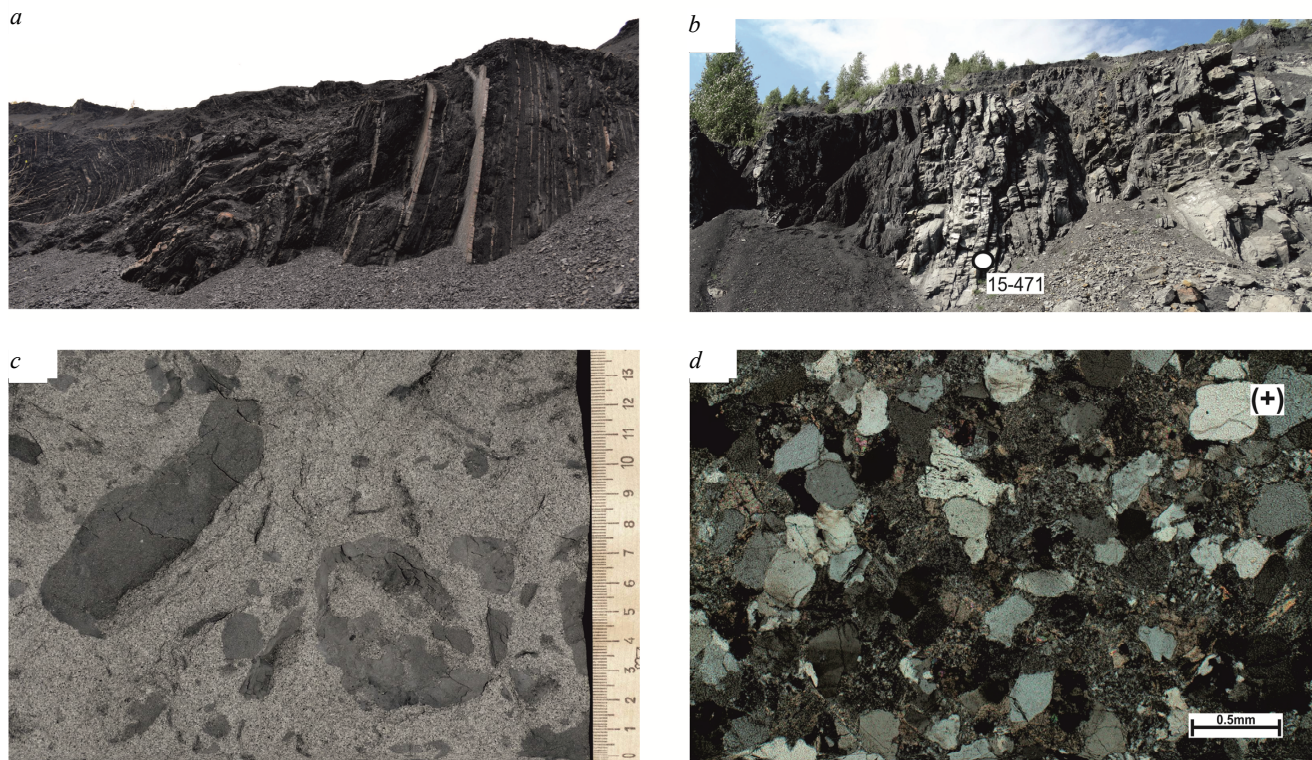


Рис. 3. Отложения балахонской серии в Горловском угольном разрезе

a–c – фото обнажений: *a* – запрокинутые в юго-восточном направлении складки в углистых алевролитах; *b* – место отбора образца 15-471, нижняя часть пачки песчаников; *c* – грубозернистые серые песчаники с интракластами нижележащих углистых алевролитов; *d* – фото шлифа изученного песчаника, николи скрещены

Fig. 3. Deposits of the Balakhon Group in the Gorlovo coal open pit

a–c – photos of outcrops: *a* – folds in carbonaceous siltstones, overturned in southeastern direction; *b* – sampling site of sample 15-471, lower part of sandstone layer; *c* – coarse-grained gray sandstones with intraclasts of underlying carbonaceous siltstones; *d* – thin-section photo, sandstone

Разрез балахонской серии в стенке карьера представлен чередованием пачек алевролитов и мелкозернистых песчаников, углей, а также грубо- и крупнозернистых песчаников (рис. 3, *b*). Пачки песчано-алевролитового состава представлены чередованием черных углистых алевролитов (20–30 см) и мелкозернистых темно-серых плоскопараллельно слоистых песчаников (3–7 см). В алевролитах наблюдаются отпечатки листовой флоры. В разрезе встречаются замещенные сидеритом древесные стволы, а также карбонатные стяжения. Мощность пачек 5–15 м. Угольные пласты мощностью 1–5 м сложены блестящими антрацитами. Светло-серые грубо- и крупнозернистые песчаники образуют пачки мощностью 10–20 м, с четкими, ровными контактами. Для данных пачек характерно уменьшение зернистости пород вверх по разрезу. Грубозернистые массивные песчаники образуют нижнюю часть пачки мощностью 1,5–3 м. Выше они сменяются крупнозернистыми песчаниками с грубой косою слоистостью и, далее, среднезернистыми горизонтально слоистыми песчаниками с прослоями алевролитов. Косая слоистость вверх по разрезу пачки сменяется

горизонтальной. Песчаники содержат многочисленные плохо окатанные интракласты углистых алевролитов (рис. 3, *c*). Отложения балахонской серии формировались в пределах аллювиальной равнины [Davies et al., 2010], пачки мелкозернистых пород соответствуют пойменной, а грубозернистые песчаники – русловой фации аллювия.

Образец № 15-471 для проведения геохронологических исследований был отобран из средней части пачки грубозернистых песчаников русловой фации. Песчаник сложен плохо окатанными и довольно хорошо сортированными зернами кварца (85%) и обломков пород (15%), главным образом углистых аргиллитов и алевролитов (рис. 3, *d*). В составе акцессорных минералов присутствуют обломочные циркон, магнетит, а также новообразованный пирит. Матрикс отсутствует, цемент поровый, представлен карбонатным материалом. Химический состав песчаника (массовые проценты): SiO_2 – 82,1; TiO_2 – 0,23; Fe_2O_3 – 1,79; MnO – 0,02; MgO – 0,71; CaO – 1,28; Na_2O – 0,87; K_2O – 1,43; P_2O_5 – 0,05. По минеральному и химическому составу песчаник может быть отнесен к лититовым аренитам [Pettijohn et al., 1987] с

повышенными, относительно средних значений данной группы, содержаниями кварца и кремнезема.

Методы исследований

U/Pb датирование. Дробление образца и выделение цирконов производилось в ИГМ СО РАН. Зерна циркона были отобраны вручную, помещены в шайбу стандартного размера, залиты эпоксидной смолой и после застывания смолы приполированы. Катодолюминесцентные изображения цирконов были получены на сканирующем электронном микроскопе FEI Quanta600 в Аделаиде. U–Pb датирование проводилось на установке LA-ICP-MS в Университете Аделаиды с использованием масс-спектрометра Agilent 7900, связанного с системой абляции New Wave UP-213. Диаметр пучка лазера составлял 30 мкм, частота 5 Гц, время облучения одной точки 30 с. Стандарт GJ-циркона ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 608,5 \pm 0,4$ Ma [Jackson et al., 2004]) использовался для коррекции фракционирования U–Pb, стандарт Plešovice ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 337,13 \pm 0,37$ Ma [Sláma et al., 2008]) использовался в качестве вторичного стандарта. Девятнадцать анализов этого стандарта в ходе аналитической сессии дали средневзвешенный возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 340,3 $\pm$ 1,6 млн лет (СКВО = 1,8). Расчет U–Pb возрастов проводился с использованием программного пакета Iolite [Paton et al., 2011].

Nd систематика. Было проведено изучение Sm/Nd изотопной систематики образца песчаников, отобранного с целью датирования детритовых цирконов. Содержания редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск). Определения содержаний и изотопных составов Sm и Nd выполнены в ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты) по методикам, описанным в работе [Баянова, 2004]. При расчете величин $\epsilon\text{Nd}(t)$ и модельных возрастов TNd(DM) использованы современные значения CHUR (по: [Jacobsen, Wasserburg, 1984] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$)) и DM (по: [Goldstein, Jacobsen, 1988] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,2136$)).

Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах для исследованных пород были рассчитаны двустадийные Nd модельные возрасты TNd(DM-2st) [Keto, Jacobsen, 1987] с использованием среднекорового отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,12$ [Taylor, McLennan, 1985].

Результаты

Из образца песчаников было датировано 84 зерна циркона, из которых 78 зерен имеют дискордантность менее 10%, только они использованы для построения диаграмм относительной вероятности возрастов. Диаграммы относительной вероятности возрастов (возрастные спектры) для проанализированных проб были построены по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для зерен моложе 1 млрд лет и по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для зерен древнее 1 млрд лет (таблица, рис. 4). Возрастной спектр образца 15–471 включает три значимых возрастных популяции – неопротерозойская (840–710 млн лет, без контрастного максимума), кембрийско-ранне-ордовикская (530–460 млн лет с максимумом на 498 млн лет) и каменноугольно-пермская (380–280 млн лет с максимумом на 322 млн лет). Неопротерозойские цирконы составляют 14% от всех конкордантных значений, раннепалеозойские – 28%, а позднепалеозойские – 50%, также 5% приходится на древние цирконы с возрастaми 2,7–1,8 млрд лет. Самое древнее зерно имеет возраст 2 718 млн лет, самое молодое – 282 млн лет.

В катодолюминесцентных лучах цирконы палеозойского возраста имеют четкую осцилляторную зональность, среди популяции неопротерозойского возраста встречаются незональные зерна с однородным или блоковым внутренним строением (рис. 5). Палеозойские цирконы, как правило, представлены хорошо ограненными зернами, зерна докембрийских цирконов часто хорошо окатаны. Th/U отношение для всех зерен лежит в диапазоне 0,2–1,56, в среднем составляя 0,73; каких-либо закономерных изменений Th/U отношения в разных популяциях не наблюдается. Результаты датирования приведены в таблице.

Конкордантные ($\pm 10\%$) U–Pb оценки возраста цирконов из пород балахонской серии Горловского прогиба, млн лет

Concordant (10%) U–Pb ages of zircon (Ma) from the rocks of the Balakhon Group from the Gorlovo basin

№	Дискордантность, %	$\text{Pb}^{207}/\text{U}^{235}$ возраст	$\pm 2\sigma$	$\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$ возраст	$\pm 2\sigma$	$\text{Pb}^{208}/\text{Th}^{232}$ возраст	$\pm 2\sigma$	$\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{207}$ возраст	$\pm 2\sigma$	U/Th
1	101	631	16	638,5	9,5	624	14	567	70	1,03
2	101	2741	16	2771	37	2798	70	2718	25	0,56
3	96	2244	32	2161	35	2050	120	2314	54	0,43
4	105	484	24	507	11	475	24	320	130	0,98
5	99	474	13	467,7	7,9	464	14	477	67	0,64
6	101	492	14	495,9	9	459	16	437	75	0,56
7	102	486	26	497	12	482	54	370	130	0,20
8	98	516	13	504	7,5	502	21	549	74	0,37
9	101	867	20	875	15	871	26	826	67	0,78
10	97	2321	17	2243	29	2206	38	2382	27	1,20
11	101	736	23	744	14	723	27	670	94	1,08
12	94	1104	15	1043	16	1079	39	1215	40	0,20

№	Дискордантность, %	Pb^{207}/U^{235} возраст	$\pm 2\sigma$	Pb^{206}/U^{238} возраст	$\pm 2\sigma$	Pb^{208}/Th^{232} возраст	$\pm 2\sigma$	Pb^{206}/Pb^{207} возраст	$\pm 2\sigma$	U/Th
13	95	323	19	306,8	7,1	320	22	350	140	0,55
14	90	385	12	347,2	5,8	393	16	562	89	0,66
15	93	372	35	345	11	344	26	380	210	1,13
16	99	482	15	478,7	8,1	455	19	452	80	0,57
17	104	329	19	341,2	7,3	319	18	200	140	0,81
18	101	521	26	527	10	519	49	430	140	0,26
19	100	309	18	307,5	6,3	309	15	250	130	1,04
20	97	1785	22	1736	28	1704	50	1839	50	0,76
21	97	504	22	490	10	481	21	500	120	1,05
22	108	457	41	494	15	450	66	210	210	0,31
23	100	834	25	833	16	809	22	806	92	1,56
24	93	359	17	335,2	6	364	19	430	110	0,56
25	102	332	9,7	340,2	5,9	336	9,5	277	71	0,91
26	98	314	17	306,2	7,3	313	16	300	130	1,03
27	101	313	15	316	6,6	311	11	250	120	1,26
28	100	483	26	485	10	475	35	390	140	0,51
29	98	331	18	325,4	8,2	343	18	320	140	1,02
30	103	336	16	346,8	6,8	346	17	220	110	0,75
31	98	333	29	325	10	333	33	260	190	0,64
32	101	493	23	496,1	8,7	485	19	400	120	0,96
33	94	341	15	321,2	5,9	339	17	430	110	0,63
34	98	351	12	345,3	6	366	13	344	89	0,72
35	103	308	13	316,1	5,5	321	10	220	110	1,02
36	100	312	11	312,6	5,3	310	14	265	90	0,57
37	90	394	24	352,9	8	371	20	560	150	1,30
38	99	760	26	754	13	734	31	720	110	0,90
39	92	390	20	357,2	7,6	362	20	500	130	0,65
40	99	385	18	380,6	8,1	396	24	340	120	0,44
41	104	806	26	837	16	845	34	670	98	0,81
42	95	297	19	281,9	6	307	18	310	150	0,69
43	100	483	18	482,1	8,2	475	24	432	96	0,40
44	98	343	17	337	6,6	339	14	320	120	1,20
45	102	815	28	828	15	794	42	730	100	0,66
46	97	737	39	712	17	696	44	710	150	0,82
47	93	374	15	346,8	6,6	333	13	490	100	0,80
48	93	377	19	349,1	6,5	380	27	460	130	0,37
49	99	344	11	341,2	4,7	331,9	8,7	321	83	1,07
50	96	351	21	338,3	6,7	355	28	330	150	0,47
51	97	369	17	357	6,1	366	16	390	120	1,08
52	98	744	32	726	15	716	32	720	130	1,37
53	100	500	12	499,8	6,1	500	20	464	68	0,34
54	90	361	13	323,4	5,3	339	11	555	95	0,90
55	99	328	16	325,1	7	315	14	290	120	0,78
56	102	458	16	466	7,5	458	16	371	89	0,67
57	99	382	15	379,9	7	397	21	340	100	0,47
58	95	340	20	321,7	7,1	326	22	390	140	0,68
59	99	521	14	514,5	7,8	495	15	509	68	0,43
60	97	507	16	493,6	9,4	497	21	532	88	0,71
61	95	348	15	332,2	6,5	327	15	390	110	0,65
62	99	319	19	317,2	7,3	319	16	270	140	0,79
63	99	324	19	320,7	7,3	322	16	270	140	0,76
64	95	480	21	457,1	9	464	26	520	110	0,54
65	93	354	13	330,2	6,7	347	15	475	95	0,74
66	103	794	32	814	18	831	47	680	120	0,59
67	103	313	22	322,2	8,6	329	27	200	160	0,54
68	98	328	16	320	6,9	345	21	320	120	0,47
69	99	359	12	355,3	6,5	347	11	340	83	0,85
70	101	320	13	322,3	7	318	14	273	97	0,47
71	101	498	13	500,8	7,6	493	16	452	63	0,42
72	100	498	12	496,5	8,7	498	15	470	65	0,66
73	102	487	26	496	10	533	43	380	130	0,31
74	100	323	13	324,4	6,1	323,9	9,7	280	100	1,23
75	98	512	19	504	10	525	27	500	100	0,58
76	101	555	33	559	14	557	48	450	150	0,33
77	98	788	24	773	15	766	31	782	95	0,79
78	98	804	21	786	13	776	27	810	82	0,76

15-471 Balakhon Group
n=78/84 (discordance $\leq 10\%$)

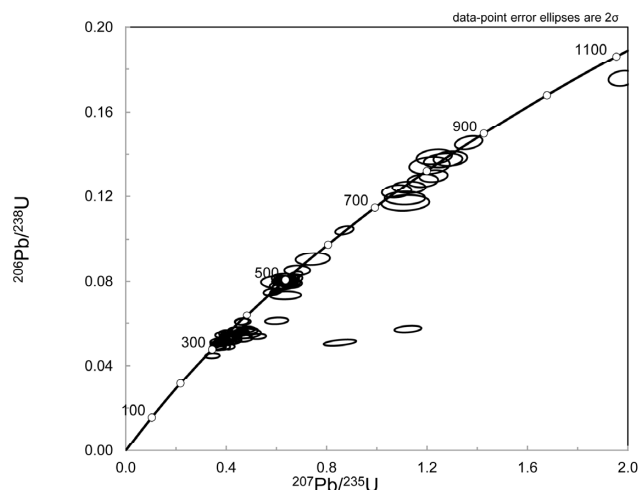
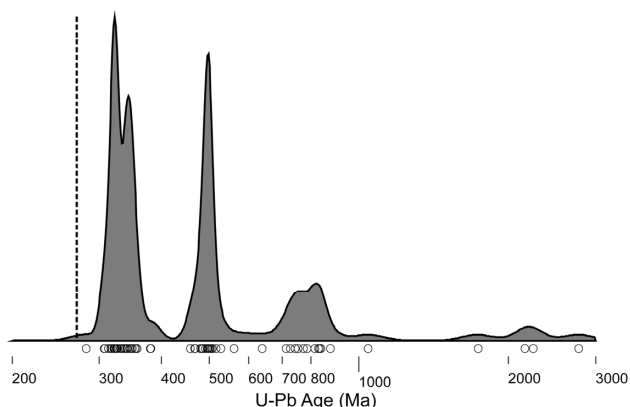


Рис. 4. U–Pb (< 1 млрд лет), Pb–Pb (> 1 млрд лет) кривые относительной вероятности возраста (слева) и диаграмма с конкордией (справа) для детритовых цирконов из песчаников балахонской серии

Fig. 4. U–Pb (<1 Ga) and Pb–Pb (>1 Ga) relative age probability curves (on the left) and concordia diagram (on the right) for detrital zircons from sandstones of the Balakhon Group



Рис. 5. Катодолюминесцентные изображения датированных цирконов различных возрастных популяций

Fig. 5. CL-images of the dated zircons, different age populations

Содержание Sm в породе составляет 4,30 ppm; Nd – 24,29 ppm; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1071$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,5124$; $\epsilon\text{Nd}(0) = -4,53$; $\epsilon\text{Nd}(T) = -1,33$ (для возраста 280 млн лет). Неодимовый модельный возраст $\text{TNd}(\text{DM})$ составляет 1066 млн лет, рассчитанный по двухстадийной модели $\text{TNd}(\text{DM}-2\text{st}) = 1174$ млн лет.

Обсуждение результатов

Результаты изучения возрастных спектров детритовых цирконов в песчаниках балахонской серии Горловского прогиба позволяют сделать выводы об источниках обломочного материала и возрасте главных магматических событий в пределах питающих провинций.

Первой особенностью возрастного спектра является крайне малое количество (5%) цирконов с возрастaми древнее 1 млрд лет, в том числе характерных для Сибирского кратона, популяций с возраста-

ми 1,9–1,7 млрд лет [Poller et al., 2005; Gladkochub et al., 2010; Letnikova et al., 2013].

Отсутствие в составе питающих провинций блоков древней континентальной коры также подтверждается результатами самарий-неодимовой систематики пород. Терригенные отложения Горловского прогиба имеют $\text{T}(\text{DM})$ около 1,1–1,0 млрд лет. Подобные модельные возрасты являются типичными для осадочных, магматических и метаморфических пород западной части ACCO [Плотников и др., 2003; Kruk et al., 2010; Kruk, 2015]. Модельные возрасты ~ 1,2 млрд лет получены по верхнедевонским песчано-сланцевым породам такырской свиты Рудно-Алтайской складчатой системы [Плотников и др., 2003]. Такырская свита рассматривается как фациальный аналог верхнедевонских терригенных отложений КТСЗ. Учитывая, что крупных корообразующих событий этого возраста в регионе не выявлено, а цирконы с подобными возрастaми отсутствуют в

изученном образце песчаников, предполагаем, что модельный возраст отражает смещение относительно молодого источника, каким могли быть каледонские комплексы Салаирского кряжа и, возможно, герцинские островодужные комплексы фундамента Западно-Сибирской плиты с небольшим вкладом древнего источника, каким могли быть породы Сибирского континента. Относительно высокое для хорошо дифференцированных континентальных осадков значение $\epsilon\text{Nd(T)}$ свидетельствует, что источником сноса служили ювенильные палеозойские магматические комплексы, а вклад пород древней континентальной коры был незначителен.

Поскольку магматические комплексы неопротерозойского возраста отсутствуют в пределах геологических структур, ограничивающих Горловский бассейн, можно предположить, что цирконы этого возраста рециклированы из раннепалеозойских толщ, накопление которых происходило вблизи неопротерозойских микроконтинентов. Первичным источником неопротерозойских цирконов могли служить микроконтиненты, входящие в состав фундамента Западно-Сибирской плиты, Алтае-Саянской складчатой области (Тувинно-Монгольский и Алтае-Монгольский) или Центрального Казахстана (Актау-Джунгарский, Улутаусский блоки), где данный возрастной рубеж проявлен достаточно широко [Kuzmichev et al., 2001; Salnikova et al., 2001; Kuzmichev, Larionov, 2013; Dmitrieva et al., 2016; Chen et al., 2015, 2016b].

Только одно зерно имеет возраст 638 млн лет. Отсутствие пика 630–600 млн лет, характерного для пород южной окраины Сибири [Glorie et al., 2014], указывает на то, что зона проявления эдиакарского аккреционного события на южной границе Сибирского кратона [Nozhkin et al., 2007] находилась вне территории источников сноса.

Большая часть детритовых цирконов образует два четко выраженных пика: раннепалеозойский (с максимумом ~ 500 млн лет) и позднепалеозойский (с максимумом ~ 320 млн лет).

Учитывая геологическое положение Горловского прогиба, на стыке раннепалеозойского Салаирского блока и КТСЗ, сложенной девон-карбоновыми осадочными отложениями, можно сделать вывод, что источником раннепалеозойских цирконов служили вулканические и субвулканические комплексы Салаира. Салаир сложен вулканическими и субвулканическими породами кембрия – раннего ордовика (печеркинская свита, зелено-фиолетовая формация), которые рассматриваются как комплексы ювенильных энсиматических островных дуг [Zonenshain et al., 1990; Берзин и др., 1994; Берзин и Кунгурцев, 1996; Бабин и др., 2014]. Наши данные подтверждают отсутствие в фундаменте Салаира блоков древней континентальной коры. Магматическая актив-

ность в области сноса укладывается в весьма узкий интервал 550–460 млн лет, при этом большая часть цирконов имеет возраст 510–480 млн лет, что, видимо, является временем наибольшей магматической активности на Салаире и соответствует времени формирования андезитов зелено-фиолетовой серии [Бабин и др., 2014]. Позднекембрийско-раннеордовикский рубеж гранитного магматизма имеет крайне широкое распространение в пределах АССО [Руднев и др., 2004; De Grave et al., 2011; Руднев 2013; Vrublevskii et al., 2016].

Между ранне- и позднепалеозойским пиками на возрастном спектре наблюдается разрыв, соответствующий возрастному интервалу 450–380 млн лет (поздний ордовик – ранний девон). По-видимому, в пределах питающих провинций Горловского бассейна данный возрастной интервал был амагматичным. В некотором противоречии с этим утверждением находятся данные о силурийском возрасте части гранитоидов Северного Салаира, образующих улантовский комплекс [Сотников и др., 1999; Росляков и др., 2001]. С нашей точки зрения, становление гранитов улантовского комплекса происходило после завершения орогенических процессов на Салаире и к моменту начала герцинского орогенеза они еще не были выведены на дневную поверхность. Возрастной рубеж в 380 млн лет соответствует началу бимодального вулканизма буготакского комплекса, образующего основание КТСЗ [Кунгурцев и др., 1998; Сотников и др., 1999; Языков и др., 2015]. Магматические образования буготакского комплекса возникли в обстановке растяжения и, по-видимому, маркируют заложение позднепалеозойского морского бассейна, закрытие которого привело к формированию Горловского прогиба и покровной структуры КТСЗ.

Пустому интервалу на возрастном спектре детритовых цирконов соответствует крупный перерыв в осадочном разрезе сопредельных с Горловским бассейном районов. На Северном Салаире позднеордовикские и силурийские стратифицированные образования полностью отсутствуют, а раннедевонские распространены фрагментарно, слагая основание девонского карбонатно-терригенного чехла. В позднем ордовике – раннем девоне Северный Салаир находился в субплатформенном тектоническом режиме.

Наибольшее количество цирконов (50%) имеет позднепалеозойский возраст (380–282 млн лет), большая часть возрастов укладывается в интервал 350–300 млн лет. Позднепалеозойский пик имеет характерную асимметричную форму с очень резким ограничением в сторону омоложения возраста и более пологим «склоном» в направлении древних значений. Большая часть цирконов имеет возраст, крайне близкий ко времени накопления балахонской

серии. Эти особенности могут быть объяснены привнесением циркона из вулканических толщ, формировавшихся непосредственно до и во время накопления балахонской серии, а также высокой скоростью эксгумации гранитоидных тел в питающей провинции. Позднедевонско-карбоновые вулканические породы отсутствуют в составе обнаженной части КТСЗ и Салаира, но широко развиты в осевой части Обь-Зайсанской складчатой системы, комплексы которой обнажены в Восточном Казахстане и Рудном Алтае [Владимиров и др., 2001; Glorie et al., 2012], а также слагают фундамент Западно-Сибирской плиты к западу и северо-западу от КТСЗ [Исаев, 2009; Кунгурцев и др., 1998; Иванов и др., 2005; Ivanov et al., 2016]. Карбоновые вулканические толщи Восточного Казахстана рассматриваются как образования Рудно-Алтайской островодужной системы [Zonen-shain et al., 1990; Берзин, Кунгурцев, 1996].

Таким образом, в раннепермское время снос в Горловский прогиб происходил преимущественно с северо-запада, со стороны растущего орогена, сложенного магматическими комплексами островной дуги карбонового возраста. Весьма вероятно, что большая часть «салаирских» цирконов имеет рециклированную природу. Они могли поступить в Горловский прогиб также с северо-запада, в результате размытия позднедевонских – раннекарбоновых флишевых толщ КТСЗ, отлагавшихся на континентальной окраине северного Салаира.

Выводы

Источники сноса для Горловского прогиба охватывали только сопредельные регионы – каледониды Салаирского кряжа и герциниды Обь-Зайсанской складчатой системы. Главной питающей провинцией для Горловского прогиба во время отложения балахонской серии служили вулканические образования карбона – ранней перми, в настоящее время перекрытые чехлом Западно-Сибирской плиты. Карбоновые вулканические комплексы широко распространены в составе фундамента юго-восточной части ЗСП и, вероятно, имеют островодужную природу.

В составе питающих провинций отсутствовали какие-либо блоки с раннедокембрийской континентальной корой, но присутствовали неопротерозойские террейны.

Во время накопления отложений балахонской серии в Горловском прогибе снос происходил преимущественно с северо-запада, с растущего коллизионного орогена Колывань-Томской тектонической зоны, что подтверждает интерпретацию Горловского прогиба в позднем карбоне – перми, как форландового бассейна.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ, проект № 16-35-00010.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабин Г.А., Черных А.И., Головина А.Г., Жигалов С.В., Долгушин С.С., Ветров Е.В., Кораблева Т.В., Бодина Н.А., Светлова Н.А., Федосеев Г.С., Хилько А.П., Епифанов В.А., Лоскутов Ю.И., Лоскутов И.Ю., Михаревич М.В., Пихутин Е.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-44. Новосибирск: Объяснительная записка. СПб., 2015. 181 с.
- Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб. : Наука, 2004. 173 с.
- Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 8–28.
- Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 63–81.
- Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П., Халилов В.А., Руднев С.Н., Крук Н.Н., Выставной С.А., Борисов С.М., Березиков Ю.К., Мещнер А.Н., Бабин Г.А., Мамлин А.Н., Мурзин О.М., Назаров Г.В., Макаров В.А. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U–Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 8. С. 1157–1178.
- Врублевский В.А., Нагорный М.П., Рубцов А.Ф., Эрвье Ю.Ю. Геологическое строение области сопряжения Кузнецкого Алатау и Колывань-Томской складчатой зоны. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1987. 96 с.
- Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ронкин Ю.Л., Ерохин Ю.В. Геохронологические исследования Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна; итоги 50 лет изучения // Литосфера. 2005. № 3. С. 117–135.
- Исаев Г.Д. Стратиграфия и геологическое строение палеозоя Томь-Колыванской структурно-фациальной зоны Западно-Сибирской плиты // Ученые записки Казанского государственного университета. 2009. Т. 151, кн. 3. С. 192–204.
- Казеннов А.И., Мисюк В.Д., Тимофеев В.А. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-западной части Горловского каменноугольного бассейна и его обрамления. Отчет Горловской партии по результатам опытно-производственной групповой геологической съемки масштаба 1:50 000 площади листов N-44-59-B;-69-G;-70-A, Б, В;-81-A, Б;-82-A, проведенной в 1972–1978 гг. Новосибирск, 1978. ФБУ ТФГИ по СФО.
- Котельников А.Д., Максимов С.В., Котельников И.В., Макаренко Н.А., Субботин К.С. Объяснительная записка к листу N-44-XVIII (Черепаново) геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (второе издание). 2008. 202 с.
- Кунгурцев Л.В., Федосеев Г.С., Широких В.А., Оболенский А.А., Сотников В.И., Борисенко А.С., Гимон В.О. Геодинамические комплексы и этапы развития Колывань-Томской складчатой зоны (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 1. С. 26–37.

Марус А.И., Музыка В.Н. Атлас тектонических форм Горловского антрацитового бассейна. Отчет Шадринской партии по теме 5/2. Новосибирск, 1979. ФБУ ТФГИ по СФО.

Матвеевская А.Л. Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления. М.: Наука, 1969. 286 с.

Плотников А.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Ковач В.П., Журавлев Д.З., Мороз Е.Н. Sm–Nd изотопная систематика метаморфических пород западной части Алтае-Саянской складчатой области // Доклады РАН. 2003. Т. 388, № 2. С. 228–232.

Росляков Н.А., Щербаков Ю.Г., Алабин Л.В., Нестеренко Г.В., Калинин Ю.А., Рослякова Н.В., Васильев И.П., Неволько А.И., Осинцев С.Р. Минерагенная область сочленения Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 243 с.

Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Крук Н.Н., Бабин Г.А., Борисов С.М. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность и источники) // Доклады РАН. 2004. Т. 396, № 3. С. 369–373.

Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. 300 с.

Сотников В.И., Федосеев Г.С., Кунгурцев Л.В., Борисенко А.С., Оболенский А.А., Васильев И.П., Гимон В.О. Геодинамика, магматизм и металлогения Колывань-Томской складчатой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1999. 227 с.

Языков А.Ю., Изох Н.Г., Широких В.А., Кутюлин В.А. О возрасте буготакской свиты Колывань-Томской складчатой зоны по палеонтологическим данным // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2015. Т. 5. С. 212–216.

Beaumont C., Keen C.E., Boutilier R. A comparison of foreland and rift margin sedimentary basins // Philosophical Transactions of the Royal Society of London. 1982. V. 305. P. 295–317.

Chen Y., Zhang Z., Li K., Yu K., Yu H., Wu T. Detrital zircon U–Pb ages and Hf isotopes of Permo–Carboniferous sandstones in central Inner Mongolia, China: Implications for provenance and tectonic evolution of the southeastern Central Asian Orogenic Belt // Tectonophysics. 2016a. V. 671. P. 183–201.

Chen M., Sun M., Cai K., Buslov M.M., Zhao G., Rubanova E.S., Voytishek E.E. Detrital zircon record of the early Paleozoic meta-sedimentary rocks in Russian Altai: Implications on their provenance and the tectonic nature of the Altai–Mongolian terrane // Lithos. 2015. V. 233. P. 209–222.

Chen M., Sun M., Cai K., Buslov M.M., Zhao G., Jiang Y., Rubanova E.S., Kulikova A.V., Voytishek E.E. The early Paleozoic tectonic evolution of the Russian Altai: Implications from geochemical and detrital zircon U–Pb and Hf isotopic studies of meta-sedimentary complexes in the Charysh–Terekta–Ulagan–Sayan suture zone // Gondwana Research. 2016b. V. 34. P. 1–15.

Choulet F., Cluzel D., Faure M., Lin W., Wang B., Chen Y., Wu F., Ji W. New constraints on the pre-Permian continental crust growth of Central Asia (West Junggar, China) by U–Pb and Hf isotopic data from detrital zircon // Terra Nova. 2012. V. 24 (3). P. 189–198.

Davies C., Allen M.B., Buslov M.M., Safonova I.Yu. Deposition in the Kuznetsk Basin, Siberia: Insights into the Permian–Triassic transition and the Mesozoic evolution of Central Asia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2010. V. 295 (1–2). P. 307–322.

De Grave J., Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Elburg M., Vanhaecke F., Van den haute P. Emplacement and exhumation of the Kuznetsk–Alatau basement (Siberia): implications for the tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt and sediment supply to the Kuznetsk, Minusa and West Siberian Basins // Terra Nova. 2011. V. 23. P. 248–256.

Dmitrieva N.V., Letnikova E.F., Shkol'nik S.I., Vishnevskaya I.A., Kanygina N.A., Nikolaeva M.S., Sharf I.V. Neoproterozoic metavolcanosedimentary rocks of the Bozdak Group in southern Ulutau (Central Kazakhstan): isotope-geochemical and geochronological data // Russian Geology and Geophysics. 2016. V. 57 (11). P. 1551–1569.

Geological map of Central Asia and Adjacent Areas, scale 1 : 2 500 000 / ed. Tingdong Li, Daukeev S.Z., Kim B.C., Tomurtogoo O., Petrov O.V. Beijing: Geological Publishing House, 2008.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Mazukabzov A.M., Pisarevsky S.A., Sklyarov E.V., Stanevich A.M. A one-billion-year gap in the Precambrian history of the southern Siberian Craton and the problem of the Transproterozoic supercontinent // American Journal of Science. 2010. V. 310. P. 812–825.

Gladkochub D.P., Stanevich A.M., Mazukabzov A.M., Donskaya T.V., Motova Z.L., Kornilova T.A., Pisarevsky S.A., Nicoll G. Early evolution of the Paleasian ocean: LA-ICP-MS dating of detrital zircon from Late Precambrian sequences of the southern margin of the Siberian craton // Russian Geology and Geophysics. 2013. V. 54 (10). P. 1150–1163.

Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Izmer A., Elburg M.A., Ryabinin A.B., Vandoorne W., Vanhaecke F., Van den haute P. Formation and Palaeozoic evolution of the Gorny–Altai – Altai–Mongolia suture zone (Siberia): zircon U/Pb constraints on its igneous record // Gondwana Research 2011. V. 20 (2–3). P. 465–484.

Glorie S., De Grave J., Delvaux D., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Vanhaecke F., Elburg M.A., Van den haute P. Tectonic history of the Irtysh shear zone (NE Kazakhstan): New constraints from zircon U/Pb dating, apatite fission track dating and paleostress analysis // Journal of Asian Earth sciences. 2012. V. 45. P. 138–149.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth and Planetary Science Letters. 1988. V. 87. P. 249–265.

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chemical Geology. 2004. V. 211. P. 47–69.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth and Planetary Science Letters. 1984. V. 67. P. 137–150.

Ivanov K.S., Erokhin Yu.V., Ponomarev V.S., Pogromskaya O.E., Berzin S.V. Geological Structure of the Basement of Western and Eastern Parts of the West-Siberian Plain // International Journal of environmental and science education. 2016. V. 11 (14). P. 6409–6432.

Keto L.S., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // Earth and Planetary Science Letters. 1987. V. 84. P. 27–41.

Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A., Kotov A.B., Tolmacheva E.V., Wang K., Chung S., Lee H., Jahn B. Sources and provenance of the Neoproterozoic placer deposits of the Northern Kazakhstan: Implication for continental growth of the western Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2016. DOI: 10.1016/j.gr.2016.09.012

- Kruk N.N.** Continental crust of Gorny Altai: stages of formation and evolution; indicative role of granitoids // *Russian Geology and Geophysics*. 2010. V. 56 (8). P. 1097–1113.
- Kruk N.N., Vladimirov A.G., Babin G.A., Shokalsky S.P., Sennikov N.V., Rudnev S.N., Volkova N.I., Kovach V.P., Serov P.A.** Continental crust in Gorny Altai: nature and composition of protoliths // *Russian Geology and Geophysics*. 2010. V. 51 (5). P. 431–446.
- Kuzmichev A.B., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z.** Neoproterozoic (~800 Ma) orogeny in the Tuva–Mongolia Massif (Siberia): island arc–continent collision at the northeast Rodinia margin // *Precambrian Research*. 2001. V. 110. P. 109–126.
- Kuzmichev A.B., Larionov A.N.** Neoproterozoic island arcs in East Sayan: duration of magmatism (from U–Pb zircon dating of volcanic clastics) // *Russian Geology and Geophysics*. 2013. V. 54. P. 34–43.
- Letnikova E.F., Kuznetsov A.B., Vishnevskaya I.A., Veshcheva S.V., Proshenkin A.I., Geng H.** The Vendian passive continental margin in the southern Siberian Craton: geochemical and isotopic (Sr, Sm–Nd) evidence and U–Pb dating of detrital zircons by the LA-ICP-MS method // *Russian Geology and Geophysics*. 2013. V. 54 (10). P. 1177–1194.
- Nozhkin A.D., Turkina O.M., Sovetov Yu.K., Travin A.V.** The Vendian accretionary event in the southwestern margin of the Siberian Craton // *Doklady Earth Sciences*. 2007. V. 415 (2). P. 869–873.
- Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J.** Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. 2011. V. 26. P. 2508–2518.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R.** Sands and sandstones. Springer, 1987. 553 p.
- Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W.** Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precambrian Research*. 2005. V. 136 (3–4). P. 353–368.
- Safonova I.Y., Maruyama S., Hirata T., Kon Y., Rino S.** LA ICP MS U–Pb ages of detrital zircons from Russia largest rivers: Implications for major granitoid events in Eurasia and global episodes of supercontinent formation // *Journal of Geodynamics*. 2010. V. 50. P. 134–153.
- Sal'nikova E.B., Kozakov I.K., Kotov A.B., Kröner A., Todt W., Bibikova E.V., Nutman A., Yakovleva S.Z., Kovach V.P.** Age of Palaeozoic granites and metamorphism in the Tuvino–Mongolian Massif of the Central Asian Mobile Belt: loss of a Precambrian microcontinent // *Precambrian Research*. 2001. V. 110. P. 143–164.
- Sláma J., Kosler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J.** Plesovice zircon – A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chemical Geology*. 2008. V. 249. P. 1–35.
- Taylor S.R., McLennan S.M.** *The Continental Crust: Its Evolution and Composition*. Blackwell. London, 1985. 312 p.
- Vrublevskii V.V., Kotel'nikov A.D., Rudnev S.N., Krupchatnikov V.I.** Evolution of the Paleozoic granitoid magmatism in the Kuznetsk Alatau: new geochemical and U–Pb (SHRIMP-II) isotope data // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. V. 57 (2). P. 225–246.
- Wang C.Y., Campbell I.H., Stepanov A.S., Allen C.M., Burtsev I.N.** Growth rate of the preserved continental crust: II. Constraints from Hf and O isotopes in detrital zircons from Greater Russian Rivers // *Geochimica and Cosmochimica Acta*. 2011. V. 75. P. 1308–1345.
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M.** *Geology of the USSR: A plate tectonic synthesis* // American Geophysical Union. *Geodynamics Series Monograph*. 1990. V. 21. 242 p.

Авторы:

Жимулев Федор Игоревич, кандидат геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией литогеодиники осадочных бассейнов Института геологии и минералогии им В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия. E-mail: zhimulev@igm.nsc.ru

Гиллесли Джек, аспирант лаборатории тектоники, минеральных ресурсов и геологоразведки, факультет наук о Земле, Университет Аделаиды, Аделаида, Австралия.

Глорие Стенн, PhD, старший преподаватель лаборатории тектоники, минеральных ресурсов и геологоразведки, факультет наук о Земле, Университет Аделаиды, Аделаида, Австралия.

Ветров Евгений Валерьевич, кандидат геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией региональной геологии, Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия.

Борискина Валерия Игоревна, инженер, лаборатория литогеодиники осадочных бассейнов, Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

Караковский Евгений Анатольевич, инженер лаборатории литогеодиники осадочных бассейнов, Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

Де Граве Йохан, PhD, профессор, заведующий лабораторией минералогии и петрологии, геологический факультет, Университет Гента, Гент, Бельгия.

Geosphere Research, 2017, 2, 33–48. DOI: 10.17223/25421379/3/3

F.I. Zhimulev¹, J. Gillespie², S. Glorie², E.V. Vetrov^{3,1}, V.I. Boriskina¹, E.A. Karakovskiy¹, J. De Grave⁴

¹*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian branch Russian Academy of Science, Novosibirsk, Russia*

²*Tectonics, Resources and Exploration (TraX), Department of Earth Sciences, University of Adelaide, Adelaide, Australia*

³*Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia*

⁴*Laboratory for Mineralogy and Petrology, Department of Geology, Ghent University, Ghent, Belgium*

THE AGE OF THE SOURCE PROVENANCE OF THE GORLOVO FORELAND BASIN: DETRITAL ZIRCON U/PB AGES OF BALAKHON GROUP SANDSTONES

The aim of this paper is determination the sources provinces and paleotectonic environments of the Gorlovo coal-bearing basin, located in the junction zone between Caledonian and Hercynian fold systems of the Altay-Sayan folded area. The Caledonian structures of

this region are represented by the Salair terrane, and the Hercynian structures are represented by the Kolyvan-Tomsk folded zones (KTFZ). The structural position, morphology, composition of sedimentary cover and the internal structure, indicates that the Gorlovo basin is a foreland basin. The tectonic evolution of the Gorlovo Basin is the result of the late Paleozoic collision processes, which led to the formation of the nappe structure of the KTFZ. The KTFZ is considered as an external, part of a larger Central-West Siberian fold system. The inner regions of Central-West Siberian fold system are hidden by the West Siberian Basin cover.

The sedimentary section of the Gorlovo basin includes two main units: - Late Devonian- Visean carbonate-terrigenous deposition, comparable with the same age deposits at the KTFZ and Salair region and terrigenous molasses covering interval Serpukhovian – Permian. The last unit has no analogs in the adjacent tectonic zones. The lower part of the molasses, the elbashin formation, accumulated in marine environments, the upper part, including the Balakhon and Kolchugin Groups, was formed under continental environments. Dating of detrital zircons from alluvial sandstones of the Upper Carboniferous-Lower Permian Balakhon Group are presented in the paper. 84 zircon grains were dated. 78 grains from them have discordance less than 10%, only these were used to construct diagrams of the relative probability of ages. Diagrams of the relative probability of ages (age spectra) for the analyzed samples were plotted at $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ for grains less than 1 billion years old and $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ for grains older than 1 billion years. The age range of sample 15–471 comprises three significant age population - Neoproterozoic (840–710 Ma without contrast maximum) Cambrian-Early Ordovician (530–460 Ma with a maximum at 498 Ma) and Carboniferous-Permian (380–280 Ma with a maximum at the 322 Ma). Neoproterozoic zircons represent 14% of concordant values, early Paleozoic – 28%, late Paleozoic – 50%, and 5% accounted for the ancient zircons with ages 2.7–1.8 billion years. The oldest grain has an age of 2718 Ma, the youngest - 282 Ma. At the CL-images Paleozoic zircons are clearly oscillatory zoning whereas in the Neoproterozoic population nonzonal grains with a uniform or bloc internal structure are occur. Paleozoic zircons, usually are represented by euhedral grains, the grains of Precambrian zircons are often well-rounded. Th / U ratio for all grains lies in the range of 0.2–1.56, averaging 0.73. There are no regular changes in the Th / U ratio in different populations are observed.

The neodymium model age T_{Nd} (DM) of the studied sandstone is 1066 Ma, the age calculated from the two-stage model of T_{Nd} (DM-2st) = 1174 Ma, ε_{Nd} (T) = –1.33. There are no any magmatic events were distinguished in this time at the study area. Zircons with similar ages are absent in the sandstone sample. So, model age can reflect the mixing of the relatively young juvenile crust, which could be the early Paleozoic deposits from Salair, with a small contribution of the ancient source which could be Siberian craton. Relatively high for enough mature continental sediment, the value of ε_{Nd} (T) indicates that juvenile Paleozoic magmatic complexes were the main source for sediments, and contribution of the ancient continental crust was of the rocks was subordinate.

Our data confirm the absence in the basement of Salair terrane any ancient continental crust. Magmatic activity in the source province, lasted a very narrow range of 550–460 Ma, and majority of zircons have ages of 510–480 Ma. The last interval can be interpreted as a time of the main magmatic activity on the Salair and corresponds to the volcanic Green- Purple Group forming.

There are gap on the age spectrum between the early Paleozoic and late Paleozoic peaks. This gap lasted from 450 to 380 Ma (late Ordovician - Early Devonian). The age of 380 Ma, corresponds to the beginning of the bimodal volcanism of the Bugotak complex, which forms the base of the KTFZ. An empty interval in the age spectrum of detrital zircons corresponds to the major break in the sedimentary section of region. In the Late Ordovician – Early Devonian northern Salair was in the subplatform tectonic regime.

The largest number of zircons (50%) has late Paleozoic age (380–282 Ma), most of the ages are lie within the range of 350–300 Ma. Most of the zircons have ages very close to the time of accumulation of the Balakhon Group. This fact can be explained by the brining of zircon from volcanic deposits of the Carboniferous age, as well as the high rate of exhumation of granite intrusions in the source province. Late Devonian-Carboniferous volcanic rocks are absent at the KTFZ and Salair zones, but are widely developed in the axial part of the Ob-Zaisan fold system, its complexes are exposed in East Kazakhstan and Rudny Altai and follow in the basement of the West Siberian plate to the west and northwest of KTFZ. Thus, in the early Permian time, the sediment supply into the Gorlovo Basin occurred predominantly from the northwest, from the growing orogen, composed of magmatic complexes of the accreted Carboniferous island arc. These data confirm the interpretation of the Gorlovo Basin in the late Carboniferous – Permian, as a foreland basin.

Keywords: U/Pb geochronology, Western Siberia, zircon, foreland basin, molasses.

REFERENCES

- Babin G.A., Chernykh A.I., Golovina A.G., Zhigalov S.V., Dolgushin S.S., Vetrov Ye.V., Korableva T.V., Bodina N.A., Svetlova N.A., Fedoseyev G.S., Khil'ko A.P., Yepifanov V.A., Loskutov YU.I., Loskutov I.YU., Mikharevich M.V., Pikhutin Ye.A. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1: 1 000 000 (tret'ye pokoleniye). Seriya Altaye-Sayanskaya. List N-44-Novosibirsk: Ob'yasnitel'naya zapiska*. [State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 1 000 000 (third generation). The Altai-Sayan series. Sheet N-44-Novosibirsk: Explanatory note]. St-Petersburg, 2015. 181 p. In Russian
- Bayanova T. B. *Vozrast repornykh geologicheskikh kompleksov Kol'skogo regiona i dlitel'nost' protsessov magmatizma* [Age of the geological complexes of the Kola region and the duration of magmatism processes]. St-Petersburg: Nauka, 2004. 173 p. In Russian
- Belyaev V.I., Nechaev V.V. *Ob'yasnitel'naya zapiska k listu N-45-VIII (Toguchin) geologicheskoy karty Rossiyskoy Federatsii, masshtab 1: 200 000 (vtoroye izdaniye)* [Explanatory note to the sheet N-45-VIII (Toguchin) of the geological map of the Russian Federation, scale 1: 200 000 (second edition)] 1999. 135 p. In Russian
- Berzin N.A., Coleman R.G., Dobretsov N.L., Zonenshayn L.P., Xiao Xuchan Chang EZ. Geodynamic map of the western part of the Paleo-Asiatic ocean // *Geology and geophysics*. 1994. T. 35. № 7–8. pp. 8–28. In Russian
- Berzin N.A., Kungurtsev L.V. Geodynamic interpretation of geological complexes of the Altai-Sayan region // *Geology and geophysics*. 1996. T. 37. № 1. pp. 63–81. In Russian
- Vladimirov A.G., Kozlov M.S., Shokal'skiy S.P., Khalilov V.A., Rudnev S.N., Kruk N.N., Vystavnoy S.A., Borisov S.M., Berezikov Yu.K., Metsner A.N., Babin G.A., Mamlin A.N., Murzin O.M., Nazarov G.V., Makarov V.A. *Osnovnyye vozrastnyye rubezhi intruzivnogo magmatizma Kuznetskogo Alatau, Altaya i Kalby (po dannym U-Pb izotopnogo datirovaniya)* [The main age boundaries of intrusive magmatism Kuznetsk Alatau, Altai and Kalba (according to U-Pb isotope dating)] // *Geology and Geophysics*. 2001. T. 42 (8). pp. 1157–1178. In Russian

- Vrublevskiy V.A., Nagorniy M.P., Rubtsov A.F., Erv'ye Y.U. *Geologicheskoye stroyeniye oblasti sopryazheniya Kuznetskogo Alatau i Kolyvan'-Tomskoy skladchatoy zony* [Geological structure of the conjugation domain of the Kuznetsk Alatau and Kolyvan-Tomsk folded zone] Tomsk: Izd-vo Tomsk un-ta, 1987. 96 p. In Russian
- Ivanov K.S., Fedorov Yu.N., Ronkin Yu.L., Yerokhin Yu.V. *Geokhronologicheskoye issledovaniye Zapadno-Sibirskogo neftegazonosnogo megabasseyana; 50 let izucheniya* [Geochronological studies of the West Siberian oil and gas-bearing megabasin; Results of 50 years of study] // *Lithosphere*. 2005. № 3. pp. 117–135. In Russian
- Isayev G.D. *Stratigrafiya i geologicheskoye stroyeniye paleozoya Tom'-Kolyvanskoy strukturno-fatsial'noy zony Zapadno-Sibirskoy plity* [Stratigraphy and Geological Model of Paleozoic of Tom'-Kolyvanskaya Structural-Facial Zone of the West Siberian Plate] // *Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Seriya Estestvennyye Nauki*. 2009. V. 151 (3). pp. 192–204. In Russian
- Kazenov A.I., Misyuk V.D., Timofeyev V.A. *Geologicheskoye stroyeniye i poleznye iskopayemyye yugo-zapadnyye chasti Gorlovskogo kamennougol'nogo basseyana i yego obramleniya. Otchet Gorlovskoy partii po rezul'tatam opytno-proizvodstvennoy gruppovoy geologicheskoy s'yemki 1:50 000 kvadratnykh listov N-44-59-B; -69-G; -70-A, B, V; -81-A, B; -82- A, provedennoy v 1972-1978 gg.* [The geological structure and minerals of the southwestern part of the Gorlovsky Coal Basin and its surroundings. Report of the Gorlovka Party on the results of a pilot production group geological survey of a scale of 1:50 000 of the area of sheets N-44-59-B; -69-G; -70-A; B, B; -81-A, B; -82- A, held in 1972–1978]. Novosibirsk, 1978. FBU TFGI on the Siberian Federal District. 312 p. In Russian
- Kotel'nikov A.D., Maksimov S.V., Kotel'nikov I.V., Makarenko N.A., Subbotin K.S. *Ob'yasnitel'naya zapiska k listu N-44-XVIII (Cherepanovo) geologicheskoy karty Rossiyskoy Federatsii, masshtab 1: 200 000 (vtoroye izdaniye)*, [Explanatory note to the sheet N-44-XVIII (Cherepanovo) of the geological map of the Russian Federation, scale 1 : 200 000 (second edition)] 2008. 202 p. In Russian
- Kungurtsev L.V., Fedoseyev G.S., Shirokikh V.A., Obolenskiy A.A., Sotnikov V.I., Borisenko A.S., Gimion V.O. *Geodinamicheskiye komplekсы i etapy razvitiya Kolyvan'-Tomskoy skladchatoy zony (Zapadnaya Sibir')* [Geodynamic complexes and development stages of the Kolyvan-Tomsk fold zone (Western Siberia)] // *Geology and geophysics*. 1998. V. 39. (1). pp. 26–37. In Russian
- Marus A.I., Muzyka V.N. *Atlas tektonicheskikh form Gorlovskogo antratsitovogo basseyana. Otchet Shadrinskoy partii po teme 5/2.* [Atlas of tectonic forms of the Gorlovo anthracite basin. Report of the Shadrin party on the topic 5/2]. Novosibirsk, 1979. FBU TFGI in the Siberian Federal District 86 p. In Russian
- Matveyevskaya A.L. *Gertsinskiye progiby Ob'-Zaysanskoy geosinklinal'noy sistemy i yeye obramleniya* [Hercynian deflections of the Ob-Zaisan geosynclinal system and its framing]. Moscow: Nauka, 1969. 286 p. In Russian
- Plotnikov A.V., Kruk N.N., Vladimirov A.G., Kovach V.P., Zhuravlev D.Z., Moroz Ye. N. *Sm-Nd izotopnaya sistematika metamorficheskikh zheleznykh chastey Altaye-Sayanskoy skladchatoy oblasti* [Sm-Nd isotopic systematic of metamorphic rocks of the western part of the Altai-Sayan folded region] // *Doklady RAS*. 2003. V. 388. № 2. pp. 228–232. In Russian
- Roslyakov N.A., Shcherbakov Yu.G., Alabin L.V., Nesterenko G.V., Kalinin Yu. A., Roslyakova N.V., Vasil'yev I.P., Nevol'ko A.I., Osintsev S.R. *Minerageniya oblasti sochleneniya Salaira i Kolyvan'-Tomskoy skladchatoy zony* [Mineragenia of the junction area of Salair and Kolyvan-Tomsk folded zone] Novosibirsk: SB RAS publishing, 2001. 243 p. In Russian
- Rudnev S.N. *Rannepaleozoyskiy granitoidnyy magmatizm Altaye-Sayanskoy skladchatoy oblasti i Ozerney zony Zapadnoy Mongolii* [Early Paleozoic granitoid magmatism of the Altai-Sayan folded region and the Lake Zone of Western Mongolia. Novosibirsk] Novosibirsk: SB RAS publishing, 2013. 300 p. In Russian
- Rudnev S.N., Vladimirov A.G., Ponomarchuk V.A., Kruk N.N., Babin G.A., Borisov S.M. *Rannepaleozoyskiye granitoidnyye batolity Altaye-Sayanskoy skladchatoy oblasti (lateral'no-vremennaya zonal'nost' i istochniki)* [Early Paleozoic granitoid batholiths of the Altai-Sayan folded region (lateral-temporal zoning and sources)] // *Doklady RAS*. 2004. V. 396 (3). pp. 369–373. In Russian
- Yazikov A.Yu. Izokh N.G., Shirokikh V.A., Kutolin V.A. *O vozraste bugotakskoy svity Kolyvan'-Tomskoy skladchatoy zony po paleontologicheskim dannym* [About the age of the Bugotak Formation of Kolyvan-Tomsk folded zone according to paleontological data] // *Interexpo Geo-Sibir*. 2015. V. 5, pp. 212–216 In Russian
- Beaumont C., Keen C.E., Boutilier R.A. comparison of foreland and rift margin sedimentary basins // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. 1982. V. 305. pp. 295–317.
- Chen Y., Zhang Z., Li K., Yu. K., Yu H., Wu T. Detrital zircon U–Pb ages and Hf isotopes of Permo-Carboniferous sandstones in central Inner Mongolia, China: Implications for provenance and tectonic evolution of the southeastern Central Asian Orogenic Belt // *Tectonophysics*. 2016. V. 671. pp. 183–201.
- Chen M., Sun M., Cai K., Buslov M. M., Zhao G., Rubanova E. S., Voytishek E. E., Detrital zircon record of the early Paleozoic meta-sedimentary rocks in Russian Altai: Implications on their provenance and the tectonic nature of the Altai–Mongolian terrane // *Lithos*. 2015. V. 233. pp. 209–222.
- Chen M., Sun M., Cai K., Buslov M. M., Zhao G., Jiang Y., Rubanova E. S., Kulikova A. V., Voytishek E. E., The early Paleozoic tectonic evolution of the Russian Altai: Implications from geochemical and detrital zircon U–Pb and Hf isotopic studies of meta-sedimentary complexes in the Charysh–Terekta–Ulagan–Sayan suture zone // *Gondwana Research*. 2016. V. 34 pp. 1–15.
- Choulet F., Cluzel D., Faure M., Lin W., Wang B., Chen Y., Wu F., Ji W. New constraints on the pre-Permian continental crust growth of Central Asia (West Junggar, China) by U–Pb and Hf isotopic data from detrital zircon // *Terra Nova*. 2012. V. 24(3). pp. 189–198.
- Davies C., Allen M.B., Buslov M.M., Safonova I.Yu. Deposition in the Kuznetsk Basin, Siberia: Insights into the Permian–Triassic transition and the Mesozoic evolution of Central Asia // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2010. V. 295(1–2). pp. 307–322.
- De Grave J., Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Elburg M., Vanhaecke F., Van den haute P. Emplacement and exhumation of the Kuznetsk-Alatau basement (Siberia): implications for the tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt and sediment supply to the Kuznetsk, Minusa and West Siberian Basins // *Terra Nova*, 2011. V. 23. pp. 248–256.
- Dmitrieva N.V., Letnikova E.F., Shkol'nik S.I., Vishnevskaya I.A., Kanygina N.A., Nikolaeva M.S., Sharf I.V. Neoproterozoic metavolcanosedimentary rocks of the Bozdak Group in southern Ulutau (Central Kazakhstan): isotope-geochemical and geochronological data // *Russian Geology and Geophysics*. 2016 V. 57 (11). pp. 1551–1569.

- Geological map of Central Asia and Adjacent Areas, scale 1 : 2 500 000, Ed. Tingdong Li, Daukeev S.Z., Kim B.C., Tomurtogoo O., Petrov O.V. Geological Publishing House, Beijing, 2008.
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Mazukabzov A.M., Pisarevsky S.A., Sklyarov E.V., Stanevich A.M., A one-billion-year gap in the Precambrian history of the southern Siberian Craton and the problem of the Transproterozoic supercontinent // *American Journal of Science*. 2010. V. 310. pp. 812–825.
- Gladkochub D.P., Stanevich A.M., Mazukabzov A.M., Donskaya T.V., Motova Z.L., Kornilova T.A., Pisarevsky S.A., Nicoll G. Early evolution of the Paleasian ocean: LA-ICP-MS dating of detrital zircon from Late Precambrian sequences of the southern margin of the Siberian craton // *Russian Geology and Geophysics*. 2013. V. 54 (10). pp. 1150–1163.
- Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Izmer A., Elburg M.A., Ryabinin A.B., Vandoorne W., Vanhaeke F., Van den haute P., Formation and Palaeozoic evolution of the Gorny-Altai – Altai-Mongolia suture zone (Siberia): zircon U/Pb constraints on its igneous record // *Gondwana Research* 2011. V. 20 (2 – 3). pp. 465–484.
- Glorie S., De Grave J., Delvaux D., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Vanhaecke F., Elburg M.A., Van den haute P., Tectonic history of the Irtysh shear zone (NE Kazakhstan): New constraints from zircon U/Pb dating, apatite fission track dating and paleostress analysis // *Journal of Asian Earth sciences*. 2012. V. 45. pp. 138–149.
- Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Safonova I.Yu., Detrital zircon provenance of early Palaeozoic sediments at the southwestern margin of the Siberian Craton: Insights from U–Pb geochronology // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2014. V. 82. pp. 115–123.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B., Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth and Planetary Science Letters*. 1988. V. 87. pp. 249–265.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // *Chemical Geology*. 2004. V. 211. pp. 47–69.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth and Planetary Science Letters*. 1984. V. 67. pp. 137–150.
- Ivanov K.S., Erokhin Yu.V., Ponomarev V.S., Pogromskaya O.E., Berzin S.V. Geological Structure of the Basement of Western and Eastern Parts of the West-Siberian Plain // *International Journal of environmental and science education*. 2016. V. 11(14). pp. 6409–6432.
- Keto L.S., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // *Earth and Planetary Science Letters*. 1987. V. 84. pp. 27–41.
- Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A., Kotov A. B., Tolmacheva E. V., Wang K., Chung S., Lee H., Jahn B. Sources and provenance of the Neoproterozoic placer deposits of the Northern Kazakhstan: Implication for continental growth of the western Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. 2016. DOI: 10.1016/j.gr.2016.09.012
- Kruk N. N. Continental crust of Gorny Altai: stages of formation and evolution; indicative role of granitoids // *Russian Geology and Geophysics*. V. 56 (8). pp. 1097–1113.
- Kruk N.N., Vladimirov A.G., Babin G.A., Shokalsky S.P., Sennikov N.V., Rudnev S.N., Volkova N.I., Kovach V.P., Serov P.A. Continental crust in Gorny Altai: nature and composition of protoliths // *Russian Geology and Geophysics*, 2010, V. 51(5), pp. 431–446.
- Kuzmichev A.B., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z. Neoproterozoic (~800 Ma) orogeny in the Tuva–Mongolia Massif (Siberia): island arc–continent collision at the northeast Rodinia margin // *Precambrian Research*. 2001. V. 110. pp. 109–126.
- Kuzmichev A.B., Larionov A.N., 2013. Neoproterozoic island arcs in East Sayan: duration of magmatism (from U–Pb zircon dating of volcanic clastics) // *Russian Geology and Geophysics*. V. 54. pp. 34–43.
- Letnikova E.F., Kuznetsov A.B., Vishnevskaya I.A., Veshcheva S.V., Proshenkin A.I., Geng H. The Vendian passive continental margin in the southern Siberian Craton: geochemical and isotopic (Sr, Sm–Nd) evidence and U–Pb dating of detrital zircons by the LA-ICP-MS method // *Russian Geology and Geophysics*. V. 54 (10). pp. 1177–1194.
- Nozhkin A.D., Turkina O.M., Sovetov Yu.K., Travin A.V. The Vendian accretionary event in the southwestern margin of the Siberian Craton // *Doklady Earth Sciences*. 2007. V. 415 (2). pp. 869–873.
- Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. 2011. V. 26. pp. 2508–2518.
- Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R. Sands and sandstones. Springer, 1987, 553 p.
- Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precambrian Research*. 2005. V. 136(3–4). pp. 353–368.
- Safonova I.Y., Maruyama S., Hirata T., Kon Y., Rino S. LA ICP MS U-Pb ages of detrital zircons from Russia largest rivers: Implications for major granitoid events in Eurasia and global episodes of supercontinent formation // *Journal of Geodynamics* 2010. V. 50. pp. 134–153.
- Sal'nikova E.B., Kozakov I.K., Kotov A.B., Kröner A., Todt W., Bibikova E.V., Nutman A., Yakovleva S.Z., Kovach V.P., Age of Palaeozoic granites and metamorphism in the Tuvino-Mongolian Massif of the Central Asian Mobile Belt: loss of a Precambrian microcontinent // *Precambrian Research*. 2001. V. 110. pp. 143–164.
- Sláma J., Kosler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plesovice zircon - A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chemical Geology*. 2008. V. 249. pp. 1–35.
- Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Evolution and Composition. Blackwell. London: 1985. 312 p.
- Vrublevskii V.V., Kotel'nikov A.D., Rudnev S.N., Krupchatnikov V.I. Evolution of the Paleozoic granitoid magmatism in the Kuznetsk Alatau: new geochemical and U-Pb (SHRIMP-II) isotope data // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. V. 57 (2). pp. 225–246.
- Wang C.Y., Campbell I.H., Stepanov A.S., Allen C.M., Burtsev I.N. Growth rate of the preserved continental crust: II. Constraints from Hf and O isotopes in detrital zircons from Greater Russian Rivers // *Geochimica and Cosmochimica Acta*. 2011. V. 75. pp. 1308–1345.

Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. Geology of the USSR: A plate tectonic synthesis. American Geophysical Union. Geodynamics Series Monograph. 1990. V. 21. 242 p.

Author's:

Zhimulev Fedor I., Cand.Sci. (Geol.-Miner.), Head of the Laboratory Lithogeodynamics of Sedimentary Basins, The V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Russian Academy of Sciences (IGM SB RAS), Novosibirsk, Russia.

E-mail: zhimulev@igm.nsc.ru

Gillespie Jack A., PhD-student, Tectonics, Resources and Exploration (TraX), Department of Earth Sciences, University of Adelaide, Adelaide, Australia

Glorie Stijn. PhD, Senior Lecturer, Tectonics, Resources and Exploration (TraX), Department of Earth Sciences, University of Adelaide, Adelaide, Australia

Vetrov Evgeniy V., Cand.Sci. (Geol.-Miner.), Head of the Laboratory Regional Geology, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia

Boriskina Valeria I., MSs, Laboratory Lithogeodynamics of Sedimentary Basins, The V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Russian Academy of Sciences (IGM SB RAS), Novosibirsk, Russia

Karakovskiy Evgeniy A., MSs, Laboratory Lithogeodynamics of Sedimentary Basins, The V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Russian Academy of Sciences (IGM SB RAS), Novosibirsk, Russia

De Grave Johan, PhD, Professor, Head of the Laboratory for Mineralogy and Petrology, Department of Geology, Ghent University, Ghent, Belgium

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ФЕРРОПЕДРИСИТА – НОВОГО ЛИТИЕВОГО АМФИБОЛА СУТЛУГСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

С.И. Коноваленко¹, С.А. Ананьев²

¹ *Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия*

² *Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия*

Настоящая работа посвящена краткой характеристике и условиям образования нового конечного члена амфиболовой супергруппы, подгруппы педрисита – ферропедрисита. Охарактеризованы строение и минералогия литиевых пегматитов Сутлугского проявления. Приведены краткое описание ферропедрисита и сравнительная характеристика его с другими минералами подгруппы педрисита. Рассмотрены условия образования ферропедрисита на данном проявлении.

Ключевые слова: литиевые амфиболы, подгруппа педрисита, ферропедрисит, условия образования.

Введение

В 1965 г. И.В. Гинзбургом на Тастыгском литиевом месторождении Тувы был обнаружен и описан новый минерал клинохольмквистит из группы литиевых амфиболов. Однако недавние исследования голотипного образца, хранящегося в Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана РАН (г. Москва), итальянскими учеными – Р. Оберти с соавторами, показали, что это не клинохольмквистит, а смесь двух отдельных амфиболов – тремолита и нового конечного члена амфиболового ряда – фторо-натриевого педрисита [Oberti, Camara, Ottolini, 2005]. Позднее на другом литиевом месторождении Тувы – Сутлуг – ими же была обнаружена железистая разновидность – феррофтор-педрисит [Oberti et al., 2009]. Последующие наши исследования показали, что амфибол Сутлугского проявления Тувы был недостаточно изученным минеральным видом. Это заставило нас провести дополнительные исследования минерала, обратившись к собственным коллекциям, собранным в конце XX в. в ходе изучения сподуменовых пегматитов Сангиленского нагорья ЮВ Тувы. Результатом этих работ стали открытие и регистрация в 2014 г. в Комиссии по новым минералам, номенклатуре, классификации (CNMNC) Международной минералогической ассоциации нового минерального вида – ферропедрисита (IMA 2014-037) [Konovalenko et al., 2015].

Геология и минералогия проявления

Сутлугское проявление, откуда происходят образцы голотипа, обнаружено еще в конце 60-х гг. прошлого века геологами-производственниками в процессе поиска в регионе редкометаллических пегматитов. Тогда же проведена и его предварительная разведка с оценкой возможной практической значимости. Проявление входит в субширотный Южно-Сангиленский пегмати-

товый пояс протяженностью до 150 км, контролируемый хорошо выраженным тектоническим швом (рис. 1). В пределах пояса помимо Сутлугского известно более десятка проявлений (Хартинское, Качикское, Церигингольское, Ак-Адырское и др.) и одно крупное промышленное редкометаллическое месторождение – Тастыг. Пегматиты пояса представлены главным образом сподуменовым типом. Они не обнаруживают прямых генетических связей с конкретными интрузивными массивами, однако по возрасту (483–494 млн лет) близки к ордовикским гранитам кыстарысского комплекса и на этом основании рассматриваются как их производные [Кузнецов, Шокальский, 2011].

Собственно Сутлугское проявление (50°00'20"с.ш., 96°37'40"в.д.) расположено в левом борту одноименного ручья, относящегося к бассейну реки Тарги, и представлено 15 будинированными жилами сподумен-микроклиновых пегматитов мощностью от 0,5 до 11,5 м и протяженностью до 160 м, залегающими в серых битуминозных и частично в осветленных скарнированных мраморах.

В структурном плане проявление приурочено к резкому изгибу северного крыла антиклинальной складки и контролируется мощной тектонической зоной, проходящей вдоль долины ручья. Крутопадающие (L 75–80°) плитообразные пегматитовые тела залегают согласно с вмещающими мраморами. Они имеют слабо выраженное зональное строение и отчетливо директивную структуру. Субперпендикулярная контактам ориентировка кристаллов сподумена утрачивается и становится хаотичной только в центральных частях наиболее мощных жил, где развит крупно-блоковый (> 0,5 м) микроклин. В некоторых пегматитовых телах дополнительно присутствуют мелкие прожилки позднего тонко-иглочатого сподумена спутано-шестоватой структуры. Они имеют сходный с окружающим крупнозернистым пегматитом парагенезис и нечетко проявленные ограничения.

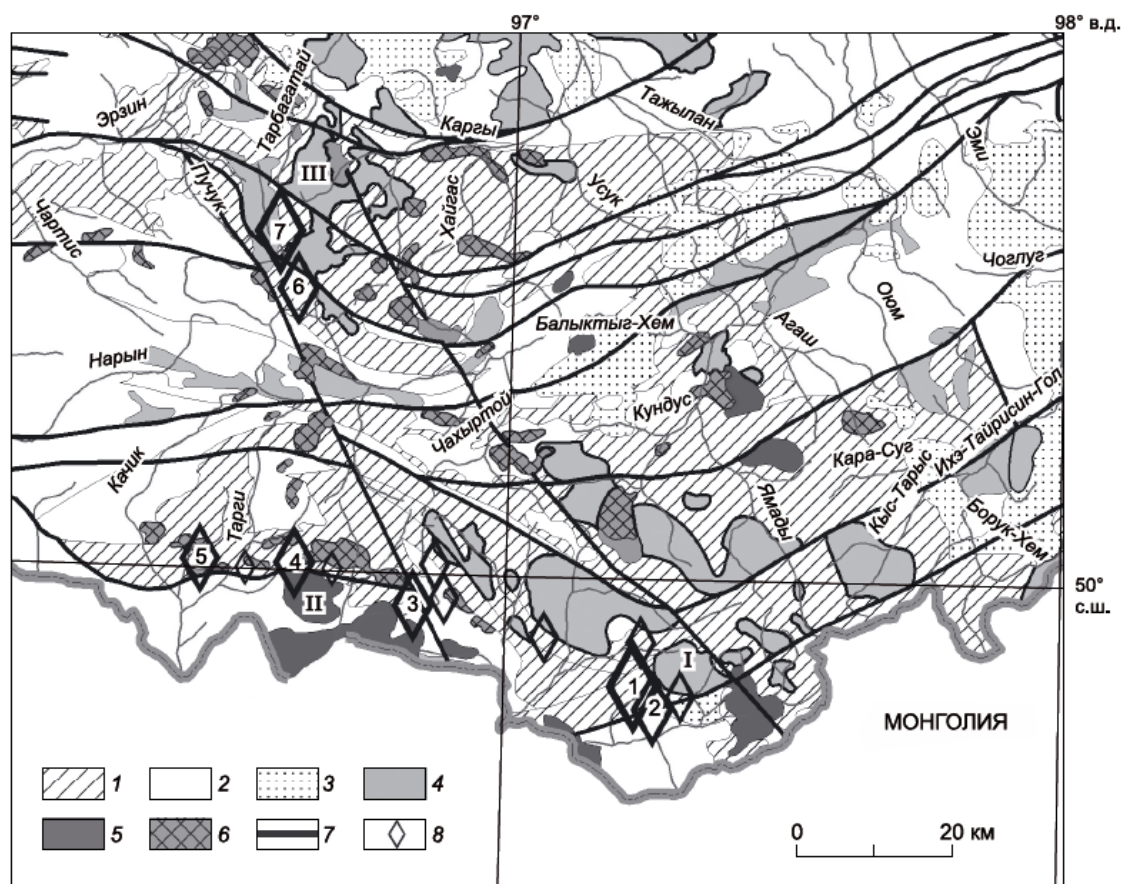


Рис. 1. Схема распространения раннепалеозойских гранитных комплексов и жильных серий редкометалльных пегматитов Сангиленского нагорья (Республика Тува) [Загорский и др., 2014]

1, 2 – монометаморфический нарынский комплекс Тувино-Монгольского массива (V- ϵ_1): 1 – карбонатные и терригенно-карбонатные толщи; 2 – метатерригенные толщи; 3–6 – поля интрузий раннепалеозойского возраста: 3 – таннуольского комплекса (ϵ_2); 4 – аргольского, сархойского и кыстарыского комплексов (ϵ_3 -O $_1$); 5 – брянского комплекса (D $_1$); 6 – сангиленского комплекса (D $_1$); 7 – разломные зоны; 8 – участки распространения литиевых пегматитов. 1–7 – наиболее крупные проявления литиевых пегматитов: 1–5 – Южно-Сангиленский пегматитовый пояс (Тастыг (1), Пичи-Тастыг (2), Бурчинская группа (3), Сутлугское (4), Хартыньское (5)); 6, 7 – Центрально-Сангиленский пояс (Кара-Адыр (6), Шук-Бюль (7)); I–III – массивы гранитов кыстарыского комплекса: I – Дзос-Хусуингольский; II – Тумэнчулу; III – Сольбельдерский

Fig. 1. Scheme of distribution of early Paleozoic granite complexes and vein series of rare-metal pegmatites of the Sangilen highland (Republic of Tuva) [Zagorsky et al., 2014]

1, 2 – monometamorphic Naryn complex of the Tuva-Mongolian massif (V- ϵ_1): 1 – carbonate and terrigenous-carbonate strata, 2 – metaterigenous sequences; 3–6 – fields of intrusions of the Early Paleozoic age: 3 – Tannuol complex (ϵ_2); 4 – Argolic, Sarkhoi and Kystaris complexes (ϵ_3 -O $_1$); 5 – Bryansk complex (D $_1$); 6 – Sangilen complex (D $_1$); 7 – fault zones; 8 – sites of distribution of lithium pegmatites. 1–7 – the largest manifestations of lithium pegmatites: 1–5 – South Sangilen pegmatite belt (Tastyg (1), Pichi-Tastyg (2), Burchin group (3), Sutlugskoe (4), Khartynskoe (5)); 6, 7 – Central Sangilen belt (Kara-Adyr (6), Shuk-Bul (7)); I–III – massifs of granites of the Kystaris complex: I – Dzos-Husuingsolsky; II – Tumenchulu; III – Solbledersky

Кроме пороодообразующих минералов – кварца, альбита, микроклина и сподумена, в жилах встречаются акцессорные касситерит, берилл, колумбит-(Mn), фергюсонит-бетта-(Y), фторапатит, турмалин (шерл), лепидолит и флюорит.

Севернее основного участка концентрации сподуменовых жил, непосредственно в пределах тектонической зоны, развиты породы необычного минерального состава. Они составляют серию сближенных крутопадающих, кососекущих вмещающие мрамора прожилков мощностью от сантиметров до 1,5 м и протяженностью в первые метры. Минеральный со-

став прожилков – кварц, альбит, микроклин, диопсид, литиевый амфибол, иногда сподумен. В акцессорных количествах встречаются мусковит, титанит, апатит, пирит. Многие прожилки, особенно более мощные, имеют зональное строение, как симметричное, так и асимметричное. В краевых частях их развит мелкозернистый кварц-диопсид-альбитовый комплекс, который далее к центру переходит в среднезернистый кварц-альбит-микроклиновый агрегат, а в самых мощных прожилках порода имеет такой же состав только мелкоблокового и блокового строения. Именно в нем встречается неболь-

шое количество сподумена. Тонкие прожилки обычно целиком сложены кварц-диопсид-альбитовой или диопсид-альбитовой породой. Литиевый амфибол проявления, принятый когда-то в XX в. за хольмквистит, развивается вдоль контакта крупных прожилков, присутствуя как в их эндо-, так и в экзоконтакте, однако он более свойствен экзоконтакту, где иногда образует мономинеральные участки и жилки. Наблюдения показывают, что амфиболовая минерализация участков, сохранившихся от переработки пегматитовых прожилков, с формированием собственно сподуменовых пегматитов никак не связана и накладывается на них, если жилы попадают в область скарнирования. Последнее выражается в перекристаллизации и осветлении серых битуминозных мраморов с развитием в них густой вкрапленности диопсида, везувиана и волластонита. Процесс скарнирования, по-видимому, связан с формированием расположенного

рядом с проявлением массива гранитов брельского комплекса нижнего девона.

Характеристика ферропедрисита и условия его образования

Ферропедрисит Сутлугского проявления формирует агрегат хаотично ориентированных тонкоигольчатых или призматических кристаллов, лишенных концевых граней головки, размером от 0,1 до 5 см по удлинению. Иногда они дают солнцеподобные радиально-лучистые сростки (рис. 2) либо образуют скопления параллельно ориентированных тонкоигольчатых кристаллов со следами пластических деформаций. Более крупные по размерам индивиды кристаллов обнаруживают характерное для амфиболов поперечное чечевицеобразное сечение. В формировании их участвуют призма $\{110\}$ и пинакоиды $\{100\}$ и $\{010\}$.



Рис. 2. Ферропедрисит Сутлугского проявления в эндоконтактной зоне сподуменовой пегматитовой жилы

Fig. 2. Ferro-pedrizite of the Sutlug occurrence in the endocontact zone of the spodumene pegmatitic vein

Грани пинакоида $\{100\}$ нередко несут тонкую продольную комбинационную штриховку, связанную с развитием соответствующих по ориентировке вициналей. Хорошо проявлена типичная для моноклинных амфиболов совершенная спайность по (110) пересекающаяся под углом, близким к 56° .

Согласно последней номенклатуре амфиболов, разработанной во главе с Ф. Хотгорном [Hawthorne et al., 2012], в основе выделения минеральных видов лежит химический состав, не учитывающий особенности катионного распределения по позициям в структуре. В настоящее время в супергруппе амфиболов выделя-

ется подгруппа педрисита с общей формулой $\text{NaLi}_2(A^{2+}_2B^{3+}_2\text{Li})[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{C})_2$, где $A = \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}$; $B = \text{Al}, \text{Fe}^{3+}$; $C = \text{OH}, \text{F}$. Исходя из этих критериев, в настоящее время в подгруппе педрисита, кроме открытого нами ферропедрисита, ранее утверждены еще четыре минеральных вида (таблица): феррипедрисит, ферро-феррипедрисит, фторпедрисит, ферро-фторпедрисит. Можно предположить наличие еще двух «гипотетических», пока не найденных в природе минералов подгруппы педрисита: ферри-фторпедрисит $\text{NaLi}_2(\text{Mg}_2\text{Fe}^{3+}_2\text{Li})[\text{Si}_8\text{O}_{22}]\text{F}_2$ и ферро-ферри-фторпедрисит $\text{NaLi}_2(\text{Fe}^{2+}_2\text{Fe}^{3+}_2\text{Li})[\text{Si}_8\text{O}_{22}]\text{F}_2$.

Сравнительная характеристика минералов подгруппы педриситов

Comparative characteristics of minerals of the subgroup of Pedrizite

Минерал	Ферропедрисит	Феррипедрисит	Ферро- феррипедрисит	Фторпедрисит	Ферро- фторпедрисит
Формула конечного члена	$\text{NaLi}_2(\text{Fe}^{2+}_2\text{Al}_2\text{Li})[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	$\text{NaLi}_2(\text{Mg}_2\text{Fe}^{3+}_2\text{Li})[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	$\text{NaLi}_2(\text{Fe}^{2+}_2\text{Fe}^{3+}_2\text{Li})[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	$\text{NaLi}_2(\text{Mg}_2\text{Al}_2\text{Li})[\text{Si}_8\text{O}_{22}]\text{F}_2$	$\text{NaLi}_2(\text{Fe}^{2+}_2\text{Al}_2\text{Li})[\text{Si}_8\text{O}_{22}]\text{F}_2$
Пространственная группа	$C2/m$	$C2/m$	$C2/m$	$C2/m$	$C2/m$
$a, \text{\AA}$	9,3716	9,501	9,462	9,368	9,3720
$b, \text{\AA}$	17,649	17,866	17,898	17,616	17,6312
$c, \text{\AA}$	5,2800	5,292	5,302	5,271	5,2732
$\beta, ^\circ$	102,22	102,17	101,88	102,38	102,247
$V, \text{\AA}^3$	853,5	878,1	878,6	849,6	851,5
Интенсивные линии порошковой рентгенограммы: $d, \text{\AA} (I, \%)$	8,147 (52)	8,251 (30)	8,241 (100)*	8,120 (75)*	8,146 (100)
	4,420 (22)	3,050 (100)	4,471 (33)*	4,404 (66)*	4,430 (70)
	3,009 (100)	2,747 (30)	3,416 (39)*	3,375 (50)*	3,383 (40)
	2,7102 (28)	2,711 (40)	3,050 (60)*	3,005 (83)*	3,008 (80)
	2,6865 (29)	1,642 (40)	2,714 (72)*	2,873 (31)*	2,686 (90)
	2,4824 (19)	1,394 (30)	2,494 (36)*	2,679 (100)*	2,485 (60)
	1,6236 (21)		2,164 (23)*	2,483 (55)*	2,199 (30)
Оптические данные:			Средний показатель отражения 1,710*		
α					
β	1,614	1,695		1,610	1,642
γ	1,638	1,700		1,627	1,644
Оптический знак, $2V, ^\circ$	1,653	1,702		1,633	1,652
	(–) 75	(+) 55		(–) 55–61	(+) 68
Плотность, г/см^3	3,13 3,135*	3,15 3,19*	3,24*	3,00 3,05*	3,116*
Литература	[Konovalenko et al., 2015]	[Caballero, Camara, Ottolini, 2002]	[Oberti et al., 2003]	[Гинзбург, 1965; Oberti Camara, Ottolini, 2005]	[Oberti et al., 2009]

Примечание. *Расчетные данные.

Ферропедрисит в полной мере был исследован различными методами, которые включали в себя оптические методы, микронзондовые исследования, спектроскопию (ИКС, Мёсбауэровскую), оптическую микроспектрофотометрию, рентгеновскую дифрактометрию порошка и монокристалла. Эмпирическая формула ферропедрисита, рассчитанная на 24 аниона: $(\text{Na}_{0.60}\text{K}_{0.02})_{\Sigma 0.62}(\text{Li}_{1.89}\text{Na}_{0.07}\text{Ca}_{0.04})_{\Sigma 2.00}(\text{Fe}^{2+}_{1.03}\text{Mg}_{0.90}\text{Mn}_{0.07}\text{Al}_{1.88}\text{Fe}^{3+}_{0.47}\text{Li}_{0.65})_{\Sigma 5.00}[(\text{Si}_{7.79}\text{Al}_{0.21})_{\Sigma 8.00}\text{O}_{22}][(\text{OH})_{1.36}\text{F}_{0.49}\text{O}_{0.15}]$. Соотношение $\text{Fe}^{2+} : \text{Fe}^{3+}$ по данным мессбауэровской спектроскопии (ЯГР) составляет в процентах 68,66 : 31,34.

Анализ структуры по данным изучения монокристалла позволил установить, что в образцах ферропедрисита присутствует двойникование. Установлено, что наличие микродвойникования в структуре осью (100) приводит к формальному понижению симметрии до $P2/m$. Учет двойникования позволил получить модель в рамках реальной пространствен-

ной группы $C2/m$ и распределить катионы по структурным позициям [Аксёнов и др., 2015].

Фиолетово-синяя окраска ферропедрисита, обогащенного железом, по данным оптической микроспектрофотометрии, определяется интенсивными широкими полосами поглощения переноса заряда $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+} - 550, 680 \text{ нм}$, что формирует окно пропускания в фиолетово-синий области спектра [Коноваленко, Бахтин, Николаев, 2016].

Анализ условий образования показывает, что появление минерала происходит на стадии преобразования пегматитов в условиях выноса из них фтора во вмещающие карбонатные породы и одновременного привноса извне некоторого количества магния. Во вмещающих мраморах на удалении от жил в этом случае чаще всего формируется фторпедрисит, как на Тастыге [Oberti et al., 2005], а вблизи контакта – ферро-фторпедрисит, как на Сутлугском проявлении [Oberti et al., 2009]. В самих пегматитах в силу изначального дефицита в системе магния и потери

ушедшего с флюидом фтора возникает ферропедрицит. Появление литиевых амфиболов с существенным преобладанием в октаэдрах структуры Fe^{2+} объясняется специфическим составом флюидов, участвовавших в формировании сподуменовых пегматитов Южного пегматитового пояса Сангилена. Согласно имеющимся данным, этот флюид был беден водой и имел резковосстановленный характер газовой фазы, где доминировали HCO_3^- , N_2 , метан и тяжелые углеводы [Кузнецова, Прокофьев, 2011; Коноваленко, Гармаева, 2012]. В ходе преобразования пегматитов, когда в них возникал литиевый амфибол, система становилась уже открытой и газовые компоненты первичного флюида, законсервированные во включениях минералов, смешивались в краевых зонах жил с новым, более окисленным внешним флюидом. Часть Fe^{2+} в ходе этого процесса переходила в Fe^{3+} , но в целом доля такого железа была не-

значительна, что и предопределяло появление ферропедрицита.

Заключение

Охарактеризованный в статье ферропедрицит, обнаруженный в эндоконтактной зоне пегматитовых жил Сутлугского поля, по всей вероятности, является достаточно широко распространенным литиевым амфиболом сподуменовых пегматитов Южно-Сангиленского пояса Тувы. Он должен быть обычным для всех редкометалльных пегматитовых жил, формирующихся в неспокойной тектонической обстановке.

Посвящается памяти Сергея Ивановича Коноваленко, геолога, минералога, педагога, полевика, первооткрывателя новых минералов – тусионита, ташелгита, ферропедрицита и россовскиита.

ЛИТЕРАТУРА

- Аксёнов С.М., Расцветаева Р.К., Коноваленко С.И., Ананьев С.А., Чуканов Н.В., Мирошкина А.Е. Кристаллическая структура и микродвойникование ферропедрицита, нового литиевого амфибола // Кристаллография. 2015. Т. 60, № 4. С. 547–551.
- Гинзбург И.В. Холмквистит и его структурная разновидность клинохолмквистит // Труды Минералогического музея АН СССР. 1965. Т. 16. С. 73–80.
- Загорский В.Е., Владимиров А.Г., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Дьячков Б.А., Анникова И.Ю., Шокальский С.П., Уваров А.Н. Крупные поля сподуменовых пегматитов в обстановках рифтогенеза и постколлизийных сдвигово-раздвиговых деформаций континентальной литосферы // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 303–322.
- Коноваленко С.И., Бахтин А.Г., Николаев А.Г. Оптические спектры и природа окраски литиевых амфиболов // Ученые записки Казанского университета. Серия естественных наук. 2016. Т. 158, кн. 1. С. 94–100.
- Коноваленко С.И., Гармаева С.Д. Особенности минералогии и специфика геохимии Тастыгской жильной серии сподуменовых пегматитов Южного пегматитового пояса Сангилена в Тыве // Минералогия, геохимия и полезные ископаемые Азии. Томск : Томский ЦНТИ, 2012. Вып. 2. С. 129–138.
- Кузнецова Л.Г., Прокофьев В.Ю. Геохимические особенности флюидов низкофтористых литиевых пегматитов Сангиленского нагорья // Граниты и процессы рудообразования : материалы науч. конф. М. : ИГЕМ РАН, 2011. С. 76–77.
- Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П. Месторождения лития в редкометалльных пегматитах Республики Тыва // Литий России: Минерально-сырьевые ресурсы, инновационные технологии, экологическая безопасность : материалы Всерос. науч.-практ. совещания. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2011. С. 65–70.
- Caballero J.M., Oberti R., Ottolini L. Ferripedrizite, a new monoclinic $^{\text{B}}\text{Li}$ amphibole end-member from the Eastern Pedriz Masif, Sierra de Guadarrama, Spain, and a restatement of the nomenclature of Mg-Fe-Mn-Li amphiboles // American Mineralogist. 2002. V. 87. P. 976–982.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. IMA report: Nomenclature of the amphibole supergroup // American Mineralogist. 2012. V. 97. P. 2031–2048.
- Konovalenko S.I., Ananyev S.A., Chukanov N.V., Aksenov S.V., Rastsvetaeva R.K., Bakhtin A.I., Nikolaev A.G., Gainov R.R., Vagisov F.G., Sapozhnikov A.N., Belakovskiy D.I., Bychkova Y.V., Klingelhöfer G., Blumers M. Ferro-pedrizite, $\text{NaLi}_2(\text{Fe}^{2+}_2\text{Al}_2\text{Li})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, a new amphibole-supergroup mineral from the Sutlug pegmatite, Tyva Republic, Russia // Eur. J. Mineral. 2015. V. 27. P. 417–426.
- Oberti R., Bolocchi M., Ball N.A., Hawthorne F.C. Fluoro-sodic-ferropedrizite, $\text{NaLi}_2(\text{Fe}^{2+}_2\text{Al}_2\text{Li})\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{F}_2$, a new mineral of the amphibole group from the Surtlug River, Tuva Republic, Russia: description and crystal structure // Mineralogical Magazine. 2009. V. 73 (3). P. 487–494.
- Oberti R., Cámara F., Caballero J.M., Ottolini L. Sodic-ferri-ferropedrizite and ferri-clinoferroholmquistite: Mineral data and degree of order in the A-site cations in Li-rich amphiboles // Canadian Mineralogist. 2003. V. 41. P. 1345–1354.
- Oberti R., Cámara F., Ottolini L. Clinoholmquistite discredited. The new amphibole end-member fluoro-sodic-pedrizite // American Mineralogist. 2005. V. 90. P. 732–736.

Авторы:

Коноваленко Сергей Иванович, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, кафедра минералогии и геохимии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

Ананьев Сергей Анатольевич, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, кафедра геологии, минералогии и петрографии, Институт горного дела, геологии и геотехнологий, Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия. E-mail: sananiev@mail.ru

S.I. Konovalenko¹, S.A. Ananyev²¹National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia²Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia

GENESIS OF FERROPEDRIZITE - A NEW LITHIUM AMPHIBOLE OF THE SUTLUG OCCURRENCE (EASTERN TUVA)

This paper is concerned with the brief characteristic and formation conditions of the new end member of the amphibole supergroup, the pedrizite-ferropedrizite subgroup. The structure and the mineralogy of lithium pegmatites of the Sutlug occurrence are described. The brief description of ferropedrizite and its comparative analysis with the other minerals of the pedrizite subgroup are provided. The genesis of ferropedrizite at this occurrence is considered.

Keywords: lithium amphiboles, pedrizite subgroup, ferropedrizite, genesis.

REFERENCES

- Aksenov S.V., Rastsvetaeva R.K., Konovalenko S.I., Ananyev S.A., Chukanov N.V., Miroshkina A.E. The crystal structure and microtwinning of ferropedrizite, a new lithium amphibole // *Crystallography Reports*. 2015, V. 60, № 4. pp. 493–497.
- Ginzburg I.V. *Kholmquistit i ego strukturnaya raznovidnost' klinokholmquistit* [Holmquistite and its structural variety clinokholmquistite] // *Trudy Min. muzeya AN SSSR*. 1965. 16. pp. 73–80. In Russian
- Zagorsky V.Ye. Vladimirov A.G., Makagon V.M., Kuznetsova L.G., Smirnov S.Z., D'yachkov B.A., Annikova I.Yu., Shokalsky S.P., Uvarov A.N., Large fields of spodumene pegmatites in the settings of rifting and postcollisional shear–pull-apart dislocations of continental lithosphere // *Russian Geology and Geophysics*. 2014, V. 55. Iss. 2. pp. 237–251
- Konovalenko S.I., Bakhtin A.I., Nikolaev A.G. *Opticheskie spektry i priroda okraski litievykh amfibolov* [Optical spectra and color nature of lithium amphiboles]. *Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Seriya Estestvennye Nauki*, 2016, V. 158. № 1, pp. 94–100. In Russian
- Konovalenko S.I., Garmaeva S.D. *Osobennosti mineralogii i spetsifika geokhimii Tastygskoy zhil'noy serii spodumenovykh pegmatitov Yuzhnogo pegmatitovogo poyasa Sangilena v Tyve* [Features of mineralogy and specific geochemistry of a series of Tastugian veins of spodumene pegmatites of the South Pegmatite Belt of Sangilen in Tyva] // *Mineralogy, Geochemistry and Minerals of Asia*. Tomsk: Tomsk CNTI, 2012. Iss. 2. pp. 129–138. In Russian
- Kuznetsova L.G., Prokofev V.Yu. *Geokhimicheskie osobennosti flyuidov nizkofloristykh litievykh pegmatitov Sangilenskogo nagor'ya* [Geochemical features of fluids of low-fluoride lithium pegmatites of the Sangilen highland] // *Granity i protsessy rudoobrazovaniya. Materialy nauchnoy konferentsii*. Moscow: IGM RAN, 2011. pp. 76–77. In Russian
- Kuznetsova L.G., Shokal'skiy S.P. *Mestorozhdeniya litiya v redkometal'nykh pegmatitakh respubliki Tyva* [Lithium deposits in the rare-metal pegmatites of the Tyva Republic] // *Litiy Rossii: Mineral'no-syr'evye resursy, innovatsionnye tekhnologii, ekologicheskaya bezopasnost'*. Materialy Vserossiyskogo nauchno-prakticheskogo soveshchaniya. Novosibirsk: Izd-vo SO RAN, 2011. pp. 65–70. In Russian
- Caballero J.M., Oberti R., Ottolini L. Ferripedrizite, a new monoclinic BLi amphibole end-member from the Eastern Pedriz Massif, Sierra de Guadarrama, Spain, and a restatement of the nomenclature of Mg-Fe-Mn-Li amphiboles // *American Mineralogist*. 2002. 87. pp. 976–982.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. IMA report: Nomenclature of the amphibole supergroup // *American Mineralogist*. 2012. 97. pp. 2031–2048.
- Konovalenko S.I., Ananyev S.A., Chukanov N.V., Aksenov S.V., Rastsvetaeva R.K., Bakhtin A.I., Nikolaev A.G., Gainov R.R., Vagisov F.G., Sapozhnikov A.N., Belakovskiy D.I., Bychkova Y.V., Klingelhöfer G., Blumers M. Ferro-pedrizite, NaLi₂(Fe²⁺₂Al₂Li)Si₈O₂₂(OH)₂, a new amphibole-supergroup mineral from the Sutlug pegmatite, Tyva Republic, Russia // *Eur. J. Mineral.* 2015. 27. pp. 417–426.
- Oberti R., Bolocchi M., Ball N.A., Hawthorne F.C. Fluoro-sodic-ferropedrizite, NaLi₂(Fe²⁺₂Al₂Li)Si₈O₂₂F₂, a new mineral of the amphibole group from the Sutlug River, Tuva Republic, Russia: description and crystal structure // *Mineralogical Magazine*. 2009. V. 73 (3). pp. 487–494.
- Oberti R., Cámara F., Caballero J.M., Ottolini L. Sodic-ferri-ferropedrizite and ferri-clinoferroholmquistite: Mineral data and degree of order in the A-site cations in Li-rich amphiboles // *Canadian Mineralogist*. 2003. 41. pp. 1345–1354.
- Oberti R., Cámara F., Ottolini L. Clinoholmquistite discredited. The new amphibole end-member fluoro-sodic-pedrezite // *American Mineralogist*, 2005. V. 90. pp. 732–736.

Author's:

Konovalenko Sergey Iv., Cand. Sci. (Geol.-Miner), Associate Professor, Department of Mineralogy and Geochemistry, Geological and Geographical Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

Ananyev Sergey An., Cand. Sci. (Geol.-Miner), Associate Professor, Department of Geology, Mineralogy and Petrography, Institute of Mining, Geology and Geotechnology, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia. E-mail: sananiev@mail.ru

ГЕОЛОГИЯ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МОНГУНТАЙГИНСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ (ЮГО-ЗАПАДНАЯ ТУВА)

Ч.К. Ойду¹, Ф.П. Леснов²

¹ Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия

² Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Территория Юго-Западной Тувы, входящая в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса, характеризуется сложным геологическим строением и многоэтапной эволюцией магматизма, в том числе ультрамафитового и мафитового составов. При среднемасштабных геолого-съемочных работах в этом регионе был выделен ряд крупных тектонических блоков, сложенных метаморфическими комплексами, включающими толщи орто- и парасланцев, относящихся к джебашской и баратальской сериям (средний протерозой). Среди этих метаморфических образований залегают относительно небольшие тела реститогенных (альпинотипных) ультрамафитов, а также тел ультрамафит-мафитового состава, к которым приурочена титано-магнетитовая и более поздняя золото-платиноидная минерализация. В настоящее время эти ультрамафитовые и мафитовые тела оставались почти не изученными с применением современных аналитических методов. Этот пробел частично восполнен материалами данной статьи, в которой приведена новая информация по геологии, петрографии, геохимии и изотопному возрасту магматических пород, распространенных в пределах Дурусугского участка Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации – одного из фрагментов древней океанической коры, которая обнажается на территории Западной Тувы.

Ключевые слова: офиолиты, перидотиты, серпентиниты, пироксениты, габброиды, базальтоиды, петрография, петрохимия, Юго-Западная Тува.

Введение

На территории Тувы, как и всей Алтае-Саянской складчатой области, широко распространены каледонские складчато-блоковые структуры, включающие в себя различные по размеру и составу фрагменты породных комплексов офиолитовых ассоциаций. К их числу относятся такие ассоциации, как Агардагская, Каахемская, Куртушибинская, Эмийская, Западно-Тувинская и др. Трудности в их изучении обусловлены, с одной стороны, разобщенностью и фрагментарностью выходов офиолитовых комплексов, с другой стороны, тем, что в их строении принимают участие породные комплексы, тектонически значительно нарушенные и неравномерно эродированные.

При изучении каледонских офиолитовых ассоциаций, распространенных на территории Тувы, к настоящему времени получены различные по своей детальности геолого-структурные и петролого-геохимические данные. Наиболее представительная информация была получена по Агардагской [Pfander et al., 2002], Каахемской [Котляров, Симонов, 2003] и Западно-Тувинской [Монгуш и др., 2011а] офиолитовым ассоциациям.

В полном объеме породные комплексы офиолитовых ассоциаций на территории Тувы нигде не сохранились. В большинстве случаев эти комплексы обнажаются в виде более или менее крупных блоков, в строении которых принимают участие преобладающие тела ультрамафитов (серпентиниты, серпен-

тинизированные гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, пироксениты) и подчиненные им тела габброидов. Реже встречаются блоки, в составе которых обнажается относительно полный «набор» породных комплексов, которые принято включать в состав офиолитовых ассоциаций [Nicolas, 1989].

Одним из примеров таких блоков является Монгунтайгинская офиолитовая ассоциация, расположенная в пределах крайней юго-западной части Тувы, в районе хр. Монгун-Тайга и по бортам долины р. Моген-Бурен, начиная от поселка Кызыл-Хая. Дурусугский участок, охарактеризованный в данной статье, картируется от истока р. Дурусуг (левый приток р. Моген-Бурен) в западном направлении. В его пределах пространственно сближены небольшие тела реститогенных и гибридных ультрамафитов, ортомагматических и гибридных габброидов, вулканогенно-осадочных отложений чингинской свиты и даек основного состава. Тела этих магматических комплексов структурно приурочены к Хаялыгскому глубинному разлому, который прослеживается южнее оз. Хиндиктиг-Холь. Все эти образования рассматриваются в качестве компонентов Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации.

Следует отметить, что о распространении фрагментов офиолитовой ассоциации, пространственно сближенных с высокobarическими метаморфическими комплексами в Западной Туве, ранее было известно, причем выходы пород офиолитовой ассоциации интерпретировались как аллохтонные «пластины», залегающие среди метаморфических пород

джебашской серии (средний протерозой) [Берзин, Кунгурцев, 1996].

Петрографическая характеристика породных комплексов

Рассматриваемая офиолитовая ассоциация включает в себя тела в разной мере серпентинизированных реститогенных ультрамафитов («верхнемантийные тектониты»), гибридных ультрамафитов (верлиты, пироксениты), ортомагматических и гибридных габброидов, вулканогенных пород, а также апоультрамафитовых (листвениты) и апогабброидных (родингиты) метасоматических пород.

Серпентиниты, образованные преимущественно по реститогенным гарцбургитам, часто содержат реликтовые выделения оливина и ортопироксена, замещенные лизардитом и баститом. В них обычно присутствуют выделения измененной хромшпинели, а также талька и карбоната, талька, местами наблюдаются тонкие прожилки хризотил-асбеста и офита.

Верлиты, вебстериты, оливиновые клинопироксениты рассматриваются в качестве гибридных ультрамафитов, образованных в процессе контактово-реакционного взаимодействия мафитовых расплавов с более древними реститогенными ультрамафитами и их серпентинизированными разновидностями. Выходы верлитов, вебстеритов и оливиновых клинопироксенитов совместно с выходами габброидов обнажаются в зоне Хаялыгского глубинного разлома южнее оз. Хиндиктиг-Холь. При этом тела габброидов имеют интрузивные контакты с породами вмещающей толщи.

Верлиты имеют крупно-среднезернистую структуру, размеры зерен клинопироксена и оливина в них иногда достигают 5–6 мм. В интерстициях между их зёрнами находится агрегат, состоящий из более мелких (0,3–1,5 мм) зерен этих минералов, а также плагиоклаза и выделений флогопита. Эти породы имеют следующий количественно-минеральный состав: оливин, замещенный серпентином, вторичный магнетит – 55%; клинопироксен – 30%; роговая обманка – $\leq 5\%$; флогопит (оранжево-бурый) – 5–10%; плагиоклаз (сосжуритизированный) – 5%; рудный (первичный титаномагнетит) – 1%. Роговая обманка замещает клинопироксен вдоль границ его зерен с выделениями флогопита. Последний, вероятнее всего, образовался на заключительной стадии кристаллизации породы.

Оливиновые клинопироксениты имеют панидиоморфнозернистую, крупно-среднезернистую структуру (размер зерен 1–5 мм). В них содержание клинопироксена достигает 90–95%. Зерна содержащегося в этих породах оливина расположены в интерстициях между более крупными зернами клинопироксена. Кроме того, в клинопироксенитах присут-

ствуют образованный по оливину серпентин (15%), плагиоклаз (до 5%), биотит оранжево-бурой окраски (до 2–3%), рудный минерал – титаномагнетит (2–3%).

Вебстериты оливиновые, как и верлиты и клинопироксениты, также рассматриваются в качестве гибридных ультрамафитов. В качестве примеси в них присутствуют плагиоклаз и флогопит. Эти породы имеют следующий количественно-минеральный состав: оливин серпентинизированный (до 65%), клинопироксен (15%), ортопироксен, частично замещенный тальком (5%) (оталькованный), флогопит ($\leq 10\%$), плагиоклаз, полностью замещенный сосжуритовым агрегатом (10%), рудный минерал – 2–3%.

Меланократовые габброиды имеют следующий количественно-минеральный состав: клинопироксен (60–65%); актинолит и хлорит, замещающие клинопироксен (25%); плагиоклаз, замещенный сосжуритом (15%); КПШ (10–15%); флогопит (5–7%); апатит (0,н%); рудный минерал ($\leq 1\%$). Структура этих пород порфириовидная, обусловленная присутствием более крупных (2–5 мм) таблитчатых выделений клинопироксена. В основной массе зерна минералов имеют размеры 0,3–1,5 мм. Иногда вместо КПШ в этих породах присутствует флогопит. В единичных гнездах встречаются мирмекитовые сращения кварца с альбитом на границе с КПШ. Порода деформирована, трещиновата, пересекается многочисленными прожилками хлорита, актинолита мощностью 0,05–0,01 мм.

Отметим, что небольшие тела описанных гибридных ультрамафитов ранее были выявлены в расположенных к западу от Дурусугского участка Бирдагском и Хаялыгском ультрамафит-мафитовых массивах, где ими сложены ксенолиты, залегающие среди габброидов [Ойдуп и др., 2011].

Габбро-диориты слагают жильные тела, которые инъецируют породы верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации. Их количественно-минеральный состав следующий: плагиоклаз (50–55%), зеленая роговая обманка (30–35%; КПШ (5–10%)), кварц, иногда в сращении с КПШ ($< 5\%$); биотит, частично замещенный хлоритом и эпидотом (~ 1 –2%); апатит (0,н%), магнетит и ильменит (1%). Эти породы имеют порфириовидную структуру из-за присутствия более крупных выделений плагиоклаза и роговой обманки.

Листвениты, распространенные на Дурусугском участке, имеют существенно кварц-карбонатный состав. В качестве примеси они содержат реликтовые выделения хромшпинели и серпентина, а также новообразованный фуксит. Кроме того, в этих породах были обнаружены выделения имеющего яркий металлический блеск рудного минерала, отвечающего следующему химическому составу (мас. %): Ni(46,77), Sb (24,27), S (24,69), As (0,431), Cu (0,265), Fe (0,023), Cr (0,008). Этот состав соответствует химической формуле ульманнита (NiSbS), который в

лиственитах не встречался. Он был описан в числе других рудных минералов в составе поздней антимонит-золоторудной ассоциации на месторождении Золотая Гора (Урал) [Спиридонов, Плетнев, 2002]. Несмотря на то что в проанализированных нами атомно-абсорбционным методом пробах листвени-тов были определены повышенные содержания Au и Ag, минералы золота и серебра в них не были обнаружены.

Родингиты, тела которых встречаются на Дурсугском участке Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации, представляют собой крупнозернистые и обычно сильно трещиноватые породы, имеющие следующий количественно-минеральный состав: клинопироксен (80%), часто пелитизированный; гранат (около 15%) (агрегаты и отдельные зерна в составе прожилков совместно с выделениями серпентина); серпентин (5%), бастит (менее 1%). Зерна клинопироксена трещиноватые с изогнутой спайностью, вокруг которых наблюдаются шестоватые агрегаты вторичного клинопироксена, промежутки между его выделениями выполнены серпентином.

Стратифицированные образования, входящие в состав рассматриваемой офиолитовой ассоциации, представлены двумя толщами – вулканогенной и кремнисто-алевролитовой, которые относятся к чингинской свите (нижний кембрий). Контакты между вулканогенной и кремнисто-алевролитовой толщами тектонические.

Вулканогенная толща, имеющая мощность более 1000 м, представлена метаморфизованными лавами и гиадокластитами пироксеновых и пироксен-плагиоклазовых базальтовых порфиритов. Лавы часто имеют порфировую структуру благодаря присутствию вкрапленников плагиоклаза, реже клинопироксена. В виде обломков кристаллов в них встречаются частично или полностью амфиболизированный клинопироксен (1–2%), а также плагиоклаз, замещенный клиноцоизитом, серицититом и альбитом (20%). В лавах наблюдаются миндалины, выполненные зернами альбита, актинолита, хлорита, сфена (замещен лейкоксеном), а также мелкой «сыпью» рудного минерала. В некоторых обнажениях в лавах наблюдалась шаровая отдельность, размеры овальных «подушек» достигают 2 м в поперечнике. Некоторые «линзы» шаровых лав имеют протяженность до 50 м. По простиранию лавы сменяются гиадокластитами. В последних встречаются обломки порфирового андезитобазальта с многочисленными порами округлой и эллипсоидальной формы, находящиеся в альбит-эпидот-актинолитовой матрице. Эти обломки местами имеют микролитовую, микропойкилитовую и микроофитовую структуры основной массы.

Вторая толща представлена *кремнистыми алевролитами*, в которых были обнаружены гальки кремнистых пород, реже – базальтовых порфиритов и зеленых сланцев. Последние у контактов с метаморфическими породами среднего протерозоя имеют мелкочешуйчатую структуру. С учетом присутствия в составе кремнисто-алевролитовой толщи обломков порфиритов предполагается, что она сформировалась позже, чем вулканогенная толща.

Диабазовые дайки, имеющие меридиональное простирание, обнажаются в долине р. Моген-Бурен. Они залегают как среди протерозойских высокобарических метаморфитов, так и среди отложений чингинской свиты (нижний кембрий). Видимая протяженность даек составляет от долей метра до десятков метров при мощности 0,5–2,5 м. Дайки сложены главным образом зелено-серыми мелкозернистыми долеритами, габбро-долеритами и диоритами. С вмещающими породами дайки имеют отчетливо секущие контакты. Зоны приконтактных изменений вмещающих пород вблизи даек имеют мощность в пределах нескольких сантиметров. Эти изменения проявились в уплотнении и хлоритизации вмещающих пород. В зальбандах даек отмечались признаки заделки расплава.

Петрохимическая характеристика породных комплексов

Реститогенные ультрамафиты и их серпентинизированные разновидности значительно истощены легкоплавкими компонентами, в том числе щелочами (табл. 1).

В гибридных ультрамафитах (верлиты, пироксениты) суммарные содержания щелочей находятся на уровне 0,11–3,38 мас. %. Еще выше их содержания в габбро и габбро-диоритах (3,61–5,37 мас. %), при этом в некоторых образцах последних содержание K_2O выше, чем содержание Na_2O . Показатель магнезиальности вулканогенных пород чингинской свиты находится примерно на том же уровне, что и в габброидах, но он значительно ниже, чем в верлитах и пироксенитах. Вулканогенные породы по химическому составу соответствуют низкотитанистым базальтам субщелочной серии ($Na_2O > K_2O$). Пироксен-порфировые базальты отличаются более высокими содержаниями MgO по сравнению с остальными вулканитами (табл. 2).

На классификационной диаграмме в координатах $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ фигуративные точки вулканитов сосредоточены в поле базальтов. Породы дайкового комплекса характеризуются пониженными содержаниями TiO_2 (0,81–2,67) и P_2O_5 (0,15–0,49 мас. %) и повышенным суммарным содержанием щелочей (4,00–5,70 мас. %) (табл. 3).

Таблица 1

**Химический состав ультрамафитов и габброидов Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации
(Дурусугский участок), мас. %**

Table 1

**Chemical composition of ultramafites and gabbroids of the Monguntaiga ophiolite association
(Durusugsky site), wt. %**

Компонент	Номер образца пород									
	Д-67	Д-68	Д-69	Д-18	Д-17	Д-73	Д-74	Д-77	Д-710	Д-712
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	40,42	38,55	46,54	43,05	47,50	50,57	51,65	41,88	48,81	48,47
TiO ₂	0,03	0,03	0,13	0,17	0,79	0,40	0,44	0,16	0,36	0,38
Al ₂ O ₃	1,52	1,37	2,20	3,26	17,11	11,42	13,23	5,08	9,13	9,28
Fe ₂ O ₃	7,31	10,81	5,37	3,26	17,11	11,42	13,23	5,08	9,13	9,28
FeO	2,80	3,23	4,06	Н.о	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
MnO	0,12	0,15	0,18	0,39	0,17	0,20	0,17	0,14	0,19	0,20
MgO	35,16	33,74	21,32	22,65	7,48	7,48	9,00	29,64	12,85	13,01
CaO	0,18	0,10	16,78	11,45	10,43	10,21	7,31	3,81	12,07	11,90
Na ₂ O	0,30	0,30	0,30	0,06	1,68	2,40	2,39	0,21	1,16	1,19
K ₂ O	0,10	0,10	0,10	0,05	1,15	1,21	2,98	0,97	2,22	1,41
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,03	0,04	0,16	0,16	0,24	0,08	0,21	0,17
BaO	Н.о.	0,01	Н.о.	<0,01	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02
SO ₃	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,05	0,10	0,04	0,04	0,08	0,35	0,06
V ₂ O ₅	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,02	0,04	0,03	0,03	0,01	0,03	0,03
Cr ₂ O ₃	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,25	0,01	0,04	0,07	0,28	0,12	0,11
NiO	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,061	0,005	0,006	0,016	0,121	0,015	0,015
П.п.п.	11,52	11,59	2,95	5,33	2,45	6,94	3,40	7,85	2,72	2,45
Сумма	99,49	100,01	99,96	100,32	100,37	100,68	100,33	100,84	100,88	100,15

Примечание. 1, 2 – серпентиниты; 3 – вебстерит; 4, 5 – оливковые клинопироксениты; 6, 7 – габбро-диориты; 8 – верлит плагиоклазосодержащий; 9, 10 – меланократовые габбро. Анализы выполнены в лаборатории ИГМ СО РАН: Анализы 1–3 выполнены методом «мокрой химии», остальные – методом РФА. Н.о. – элемент не определялся.

Таблица 2

**Содержание главных компонентов и некоторых элементов-примесей в вулканитах
Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации (Дурусугский участок), мас. %.**

Table 2

**Content of the main components and some impurity elements in the volcanics of the Monguntaiga ophiolitic association
(Durusugsky site), wt. %.**

№ образца	MT-1/1	MT-1/2	MT-1/3	MT-1/4	MT-1/5	MT-1/6	MT-1/7	MT-1/8	MT-1/9	MT-1/10
SiO ₂	57,35	44,52	48,94	49,46	48,25	51,29	51,1	49,01	45,71	60,3
TiO ₂	0,821	0,71	1,028	0,615	0,41	0,441	0,752	0,723	0,73	0,778
Al ₂ O ₃	17,9	16,33	16,33	16,69	10,29	18,46	13,57	16,32	17,75	16,36
Fe ₂ O ₃	7,85	7,29	12	8,19	10,91	6,59	11,49	10,11	10,18	7,48
MnO	0,107	0,176	0,189	0,145	0,196	0,14	0,219	0,161	0,151	0,11
MgO	5,368	7,343	5,645	9,498	14,637	8,087	7,446	7,429	8,999	4,13
CaO	1,067	12,272	8,103	7,88	10,374	7,437	10,802	10,272	9,5	2,481
Na ₂ O	1,97	2,12	4,08	2,11	0,39	2,46	1,5	2,52	1,4	2,84
K ₂ O	2,969	0,924	0,391	1,512	0,524	1,305	0,532	1,25	0,909	2,475
P ₂ O ₅	0,224	0,271	0,189	0,231	0,199	0,249	0,206	0,145	0,11	0,179
Ba	0,068	0,035	0,03	0,052	0,029	0,048	0,034	0,032	0,027	0,065
Sr	0,0113	0,0594	0,058	0,0457	0,0339	0,0482	0,0471	0,0341	0,0411	0,0245
Zr	0,0157	<0,0080	<0,0080	<0,0080	<0,0080	<0,0080	<0,0080	<0,0080	<0,0080	0,0154
П.п.п.	4,37	3,42	3,42	3,86	4,19	3,65	2,5	2,23	4,94	3,04
Сумма	100,11	100,36	100,42	100,32	100,45	100,22	100,23	100,25	100,46	100,3

Примечание. MT-1/1; MT-1/10 – кремнистые сланцы; MT-1/2 – осветленный пироксен-порфировый базальт; MT-1/3 – дайка базальта; MT-1/4 – MT-1/6 – пироксен-порфировый базальт из гиалокластитов; MT-1/7 – пироксен-порфировый раскристаллизованный базальт; MT-1/8 – плагиоклаз – пироксен-порфировый базальт; MT-1/9 – плагиоклаз – пироксен-порфировый базальт из гиалокластитов. Анализы выполнены в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск).

Таблица 3

Содержание главных компонентов (мас. %), редкоземельных и редких элементов (г/т) в породах из даек Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации (Дурусугский участок)

Table 3

Contents of petrogenic (wt %) and rare (ppm) elements in the rocks from the dikes of the Monguntaiga ophiolitic association (Durusugsky site)

Компонент	Номер образца пород									
	0720	0721	0724Д	0724аД	0726	0728	0730	0731	0734	0733
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	49,21	47,84	54,93	57,48	47,05	50,86	45,42	46,51	46,1	46,21
TiO ₂	1,9	1,44	0,96	1,14	1,28	1,43	2,06	2,67	2,52	2,29
Al ₂ O ₃	15,75	16,01	16,26	15	17,59	18	17,01	16,07	16,83	17,43
FeO	11,5	11,74	7,54	8,38	9,55	0,84	12,06	13,62	11,90	11,39
MnO	0,36	0,31	0,13	0,17	0,16	0,26	0,31	0,39	0,23	0,17
MgO	7,37	8,54	5,17	5,02	9,14	12,78	7,02	6,02	6,37	6,91
CaO	6,47	6,42	7,88	5,94	7,8	8,48	7,07	4,71	7,74	6,21
Na ₂ O	3,56	2,54	4,04	3,83	2,88	2,69	2,82	3,68	3,67	3,32
K ₂ O	1,71	2,17	1,45	1,87	1,6	1,31	1,56	1,51	0,81	0,97
P ₂ O ₅	0,31	0,22	0,26	0,15	0,25	0,01	0,33	0,45	0,49	0,47
П.п.п.	1,92	2,97	1,36	1,19	2,84	3,07	4,57	4,47	3,24	4,89
Сумма	100,06	100,19	99,99	100,17	100,14	99,73	100,23	100,1	99,99	100,26
La	18,2	10,9	27	16,3	13,2	15,9	13,8	19,8	16,2	19,3
Ce	40	24	58	36	28	33	30	43	39	46
Pr	5,9	3,5	7,8	4,9	4,0	4,5	4,4	6,1	5,8	6,9
Nd	24	15,0	29	19,7	16,6	18,3	18,2	26	26	30
Sm	5,7	3,7	5,5	4,7	3,8	3,7	4,4	6,3	6,1	6,9
Eu	1,80	1,08	1,39	1,28	1,27	1,30	1,52	1,75	1,96	2,1
Gd	6,2	4,1	5,2	5,3	3,8	3,8	5,2	7,0	6,6	7,6
Tb	1,03	0,64	0,82	0,89	0,57	0,58	0,84	1,10	1,10	1,19
Dy	6,0	4,1	4,8	5,4	3,6	3,3	4,8	6,7	6,2	7,3
Ho	1,17	0,84	0,95	1,09	0,70	0,65	0,91	1,37	1,25	1,43
Er	3,4	2,3	2,9	3,1	1,98	1,95	2,7	3,8	3,5	4,2
Tm	0,55	0,34	0,44	0,50	0,32	0,30	0,38	0,58	0,55	0,65
Yb	3,3	2,0	2,9	0,30	1,85	1,69	2,3	3,4	3,3	3,7
Lu	0,47	0,30	0,40	0,41	0,27	0,25	0,33	0,48	0,48	0,53
Сумма	117,7	72,8	147,1	99,9	80,0	89,2	89,8	127,4	118,0	130,9
(Eu/Eu*) _n	0,93	0,84	0,78	0,79	1,01	1,05	0,98	0,81	0,94	0,89
Rb	73	99	40	75	69	75	71	54	49	33
Sr	291	266	406	222	384	386	381	280	403	373
Y	35	23	29	31	19,4	20	27	36	36	42
Zr	197	119	180	145	104	143	127	186	220	257
Nb	11,8	6,1	11,6	7,4	7,7	8,8	17,2	24	13,1	14,5
Cs	1,81	2,3	1,66	3,3	2,8	1,92	7,4	2,9	6,5	4,3
Ba	588	1010	544	850	434	574	694	1435	337	699
Hf	4,8	2,7	4,2	4,2	2,9	3,5	3,2	5,0	4,9	5,6
Ta	0,93	0,46	0,64	0,61	0,61	0,78	1,24	1,79	0,86	0,97
Th	6,1	1,9	3,5	7,1	2,4	1,82	1,57	3,1	1,00	1,32
U	1,18	0,56	0,89	1,38	0,55	0,63	0,49	0,98	0,35	0,52

Примечание. 1, 2, 5–10 – габбро-долериты и базальтоиды; 3, 4 – диориты. Анализы выполнены методами РФА и ICP-MS в лаборатории Института геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск.

Геохимическая и изотопная характеристика породных комплексов

Исследованные разновидности магматических пород достаточно отчетливо различаются по уровню накопления редкоземельных элементов (РЗЭ). Судя по спектрам распределения их хондрит-нормированных содержаний, рассматриваемые породы можно условно разделить на три группы (табл. 4; рис. 1, а).

Минимальный уровень накопления РЗЭ демонстрируют входящие в первую группу серпентинизиро-

ванные ультрамафиты (1). Более высокий уровень накопления этих примесей наблюдается в породах из второй группы – верлитах и пироксенитах (2). Еще выше уровень накопления РЗЭ в породах третьей группы – габброидах (3). При этом меланократовые разновидности габброидов по характеру распределения РЗЭ мало отличаются от габбро-диоритов (табл. 4). Общим признаком рассматриваемых плуто-нических разновидностей пород является их обогащенность легкими РЗЭ относительно тяжелых элементов. На спектрах субщелочных габброидов присутствуют малоинтенсивные европиевые минимумы.

Таблица 4

Содержание редкоземельных и редких элементов в ультрамафитах, габброидах Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации (Дурусугский участок), г/т

Table 4

REE and rare elements in ultramafites, gabbroids of the Monguntaiga ophiolite association (Durusugsky site), ppm

Элемент	Номер образца пород									
	Д-67	Д-68	Д-69	Д-18	Д-17	Д-73	Д-74	Д-77	Д-710	Д-712
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
La	0,23	0,19	0,76	0,89	1,27	11	9,5	4,0	7,6	6,2
Ce	0,59	0,46	2,1	2,5	2,6	22	18	7,6	15	13
Pr	0,083	0,055	0,42	0,44	0,39	3,0	2,4	0,97	1,99	1,80
Nd	0,47	0,31	2,3	2,1	1,60	12	9,1	3,5	7,4	7,4
Sm	0,17	0,10	0,68	0,70	0,46	2,9	2,1	0,90	1,99	1,95
Eu	0,038	0,022	0,23	0,23	0,17	0,66	0,60	0,27	0,60	0,53
Gd	0,15	0,090	0,70	0,75	0,57	2,8	2,2	0,90	2,1	1,81
Tb	0,024	0,014	0,12	0,13	0,10	0,42	0,36	0,13	0,33	0,30
Dy	0,14	0,074	0,62	0,69	0,60	2,4	2,1	0,81	1,96	1,71
Ho	0,030	0,015	0,11	0,14	0,11	0,46	0,41	0,15	0,37	0,32
Er	0,076	0,053	0,32	0,39	0,30	1,33	1,14	0,41	1,06	0,84
Tm	0,010	0,009	0,050	0,059	0,050	0,19	0,18	0,071	0,16	0,13
Yb	0,074	0,054	0,32	0,42	0,30	1,32	1,20	0,45	1,10	0,85
Lu	0,012	0,009	0,050	0,060	0,050	0,20	0,19	0,066	0,18	0,13
Сумма	2	1	8	9	8	60	49	20	41	36
Rb	<0,5	<0,5	<0,5	1,20	2,5	25	73	28	57	40
Sr	6,6	4,8	49	63	78	767	447	189	543	342
Y	1,09	0,69	4,0	5,1	3,7	15	14	4,5	13	11
Zr	0,76	0,69	2,9	4,4	9,2	46	41	13	30	18
Nb	<0,09	<0,09	<0,09	<0,09	0,40	1,99	1,52	0,65	0,87	0,43
Cs	0,43	0,22	0,39	3,2	3,0	0,72	1,1	30	1,8	3,8
Ba	48	32	88	60	43	221	307	131	385	179
Hf	<0,06	<0,06	0,10	0,18	0,26	1,33	1,13	0,39	0,92	0,56
Ta	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,15	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Th	0,030	0,030	0,060	0,091	0,18	3,6	3,6	1,30	2,9	2,2
U	0,030	0,030	0,030	0,061	0,091	0,88	0,54	0,33	0,57	0,84

Примечание. 1, 2 – серпентиниты; 3 – вебстерит; 4, 5 – оливиновые клинопироксениты; 6, 7 – габбро-диориты; 8 – плагиоклазосодержащий верлит; 9, 10 – меланократовые габброиды. Курсивом выделены концентрации элементов, близкие пределу их обнаружения. Анализы выполнены методом ICP-MS в лаборатории Института геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск (аналитик В.С. Палесский).

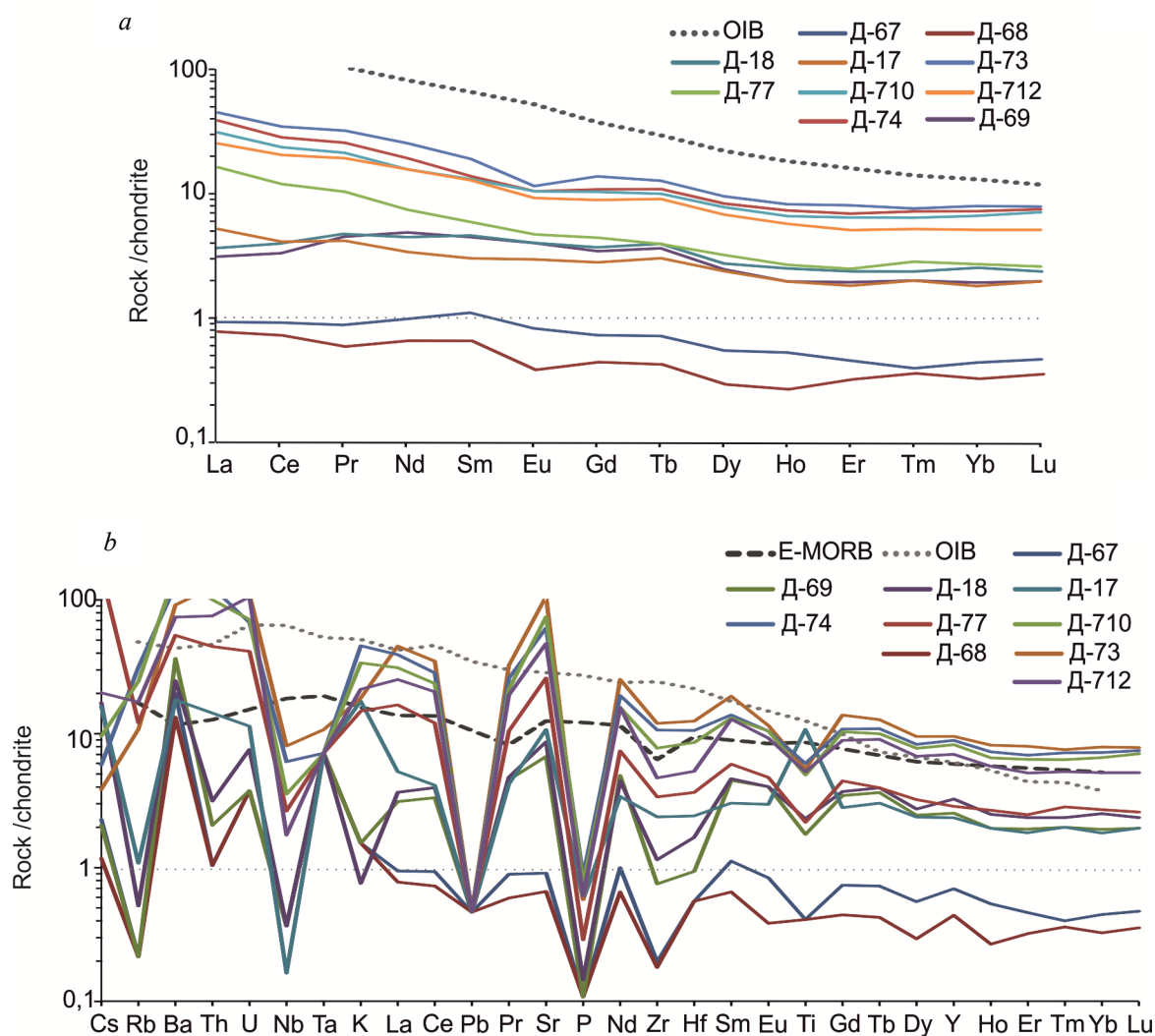


Рис. 1. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ (а) и мультиэлементные спектры содержаний элементов-примесей (б) в плутонических породах Дурусугского участка Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации (по данным табл. 4). Нормирование выполнено по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]

Fig. 1. REE distribution spectra (a) and multielement diagrams (b) in the plutonic rocks of the Durusugsky site of the Monguntaiga ophiolitic association (according to the data in Table 4). The rationing is carried out by a primitive mantle [Sun, McDonough, 1989]

По расположению мультиэлементных спектров на диаграммах все эти плутонические породы также могут быть разделены на три группы. По конфигурации эти спектры, на которых присутствуют минимумы для Rb, Nb, Pb и P, а также максимумы для Ba и Sr, сравнимы со спектрами базальтов E-MORB (см. рис. 1, б).

Мафитовые породы дайкового комплекса (по данным табл. 5) характеризуются близко одинаковыми пологими спектрами распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ (см. рис. 2, а), сравнимыми со спектрами базальтов OIB, указывающими на незначительную обогащенность пород

легкими элементами относительно тяжелых. На спектрах базальтоидов из даек наблюдаются минимумы для Nd, Ta, Th и Sr, а также максимумы для Rb и Ba, свойственные базальтам OIB (см. рис. 2, б; табл. 3).

Нами были получены первые данные по изотопии Sr и Rb в некоторых разновидностях магматических пород Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации (табл. 6).

Наименьшими содержаниями этих примесей характеризуются серпентинит и один из образцов оливинового клинопироксенита (Д-18). Наиболее обогащены Sr габбро-диорит (717 г/т), меланократовые габбро (499 г/т) и базальтовый порфирит (499 г/т).

Таблица 5

Содержание редкоземельных и редких элементов в вулканогенных породах из Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации (Дурусугский участок), г/т

Table 5

REE and rare elements in volcanogenic rocks from the Monguntaiga ophiolitic association (Durusugsky site), ppm

Элемент	Номер образца пород							
	MT-1/2	MT-1/3	MT-1/4	MT-1/5	MT-1/6	MT-1/7	MT-1/8	MT-1/9
	1	2	3	4	5	6	7	8
La	6,75	6,33	9,11	27,75	14,28	7,95	2,54	1,90
Ce	15,82	12,30	18,32	52,89	28,34	17,90	8,17	5,15
Pr	2,14	2,07	2,40	2,88	2,88	2,12	1,03	0,88
Nd	9,37	9,35	9,56	9,67	10,73	10,22	5,47	4,51
Sm	2,19	3,10	2,53	2,43	2,49	2,78	2,04	1,71
Eu	0,78	0,90	0,80	0,71	0,72	0,88	0,72	0,67
Gd	2,18	3,11	2,52	2,23	1,96	3,25	2,23	2,21
Tb	0,38	0,63	0,41	0,32	0,30	0,62	0,42	0,41
Dy	2,12	4,03	2,59	2,13	2,00	3,48	2,61	2,34
Ho	0,42	0,93	0,56	0,49	0,43	0,85	0,56	0,58
Er	1,20	2,55	1,42	1,27	1,15	2,36	1,61	1,61
Tm	0,21	0,39	0,23	0,22	0,19	0,36	0,27	0,24
Yb	1,22	2,47	1,57	1,39	1,35	2,29	1,22	1,41
Lu	0,16	0,41	0,25	0,20	0,26	0,37	0,25	0,27
Сумма	104,9	48,6	52,3	104,6	67,1	55,4	29,1	23,9
(La/Yb) _n	3,83	1,78	3,87	13,57	7,41	2,39	1,46	0,93
Rb	23,42	10,45	33,53	14,17	35,75	10,34	28,93	21,20
Sr	647,9	600,8	522,8	368,5	479,6	526,7	382,0	429,4
Y	11,75	22,04	13,38	10,79	10,88	19,78	13,45	12,89
Zr	53,67	55,65	34,38	28,65	36,91	54,46	17,35	17,28
Nb	3,02	1,79	1,99	1,24	3,30	1,94	0,50	0,52
Cs	2,81	0,88	3,17	1,90	3,36	2,46	2,84	2,12
Ba	271,1	169,2	458,6	186,7	422,8	242,9	201,3	155,1
Hf	1,56	1,80	1,15	1,03	1,15	1,74	0,79	0,70
Ta	0,19	0,16	0,14	0,11	0,25	0,17	0,05	0,05
Pb	39,49	41,03	137,73	12,84	40,23	114,78	62,18	64,79
Th	0,90	1,99	2,05	2,69	3,05	2,41	0,52	0,51
U	0,31	0,64	0,75	0,89	1,14	0,96	0,24	0,22

Примечание. 1 – пироксеновый базальтовый порфирит; 2 – базальт из дайки; 3–5 – пироксеновые базальтовые порфириды из гиалокластитов; 6 – пироксеновый базальтовый порфирит, раскристаллизованный; 7 – плагиоклаз-пироксеновый базальтовый порфирит; 8 – плагиоклаз-пироксеновый базальтовый порфирит из гиалокластитов. Анализы выполнены методом ICP-MS в лаборатории Института геохимии СО РАН, г. Иркутск.

Таблица 6

Содержание и изотопные отношения Sr и Rb в магматических породах Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации (Дурусугский участок)

Table 6

Content and isotopic ratios of Sr and Rb in magmatic rocks of the Monguntaiga ophiolitic association (Durusugsky site)

№ образца	Наименование пород	Изотопный возраст, млн лет	Rb, ppm	Sr, ppm	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Измеренное отношение ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	± SD	Первичное отношение ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
Д-68	Серпентинит	578±5,6*	0,228	5,12	0,12911	0,70912	8	–
Д-77	Верлит плагиоклазосодержащий	494**	26,5	192	0,39976	0,70768	4	0,70487
Д-18	Клинопироксенит оливиновый	494**	1,17	57,6	0,05896	0,70519	2	0,70477

№ образца	Наименование пород	Изотопный возраст, млн лет	Rb, ppm	Sr, ppm	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Измеренное отношение ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	± SD	Первичное отношение ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
Д-17	То же	494**	8,47	162	0,15102	0,70479	2	0,70373
Д-710	Габбро меланократовое	494**	55,7	499	0,32267	0,70677	4	0,70450
Д-712	То же	494**	39,0	327	0,34469	0,70655	2	0,70412
Д-73	Габбро-диорит	450***	24,7	717	0,09971	0,70594	4	0,70530
Д-74	То же	450***	71,3	433	0,47633	0,70754	3	0,70449
Д-21	Базальтовый порфирит	578±5,6*	27,3	498	0,15851	0,70510	2	0,70398

Примечание. Определения Rb и Sr, а также их изотопов выполнены в лаборатории ИГМ СО РАН (аналитик В.Ю. Киселева). Точность измерений отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в образцах контролировалась параллельными измерениями в стандартах. ±SD – стандартное отклонение. * – возраст пород из офиолитовой ассоциации Западной Тувы [Монгуш и др. 2011]; ** – возраст меланократового габбро из Хаялыгского массива (Юго-Западная Тува, Ar–Ar метод [Ойдуп и др. 2011]; *** – возраст плагиогранита из Бирдагского массива, Юго-Западная Тува, U–Pb методом по циркону (неопубликованные данные).

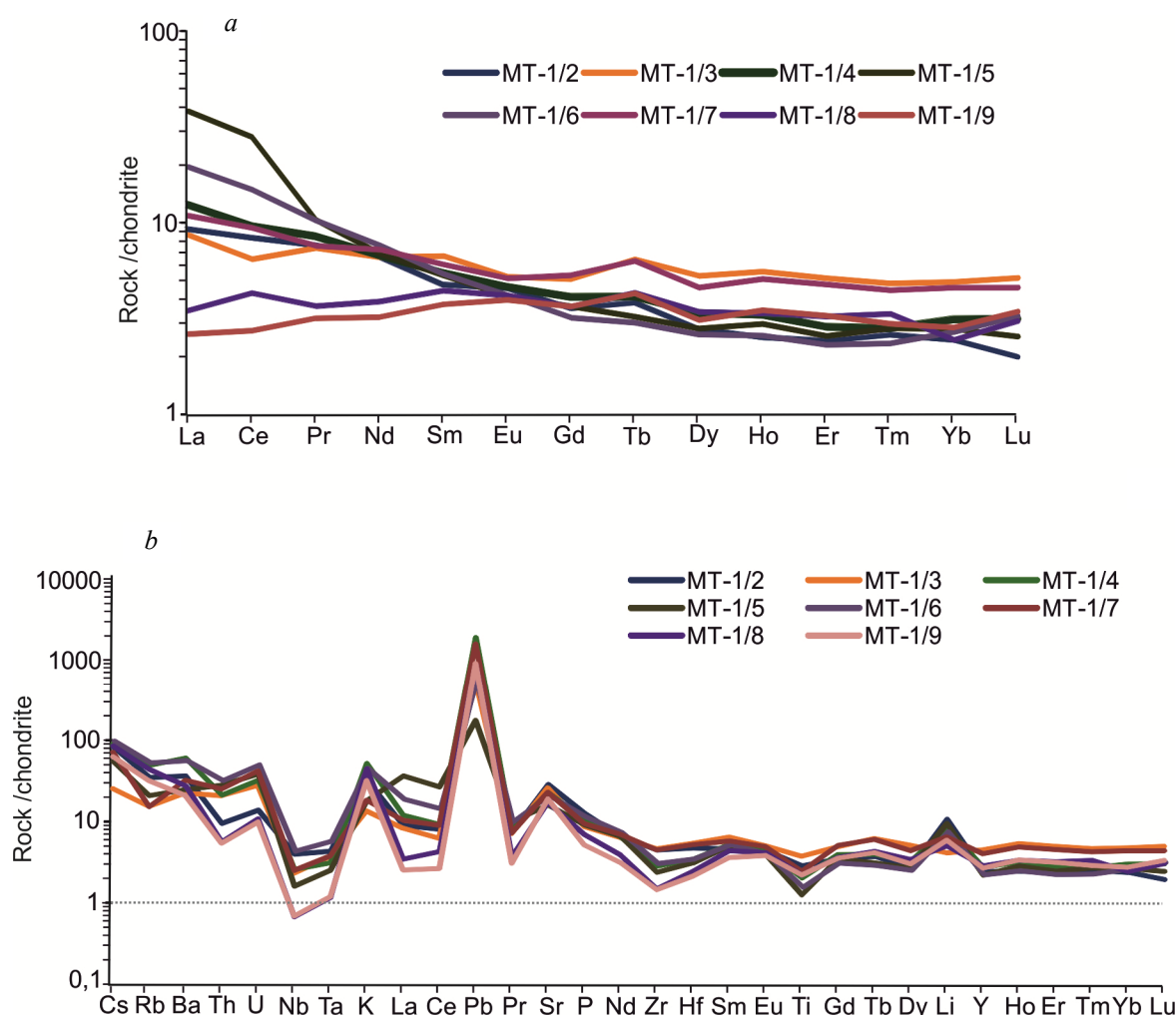


Рис. 2. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ (а) и мультиэлементные спектры распределения содержаний элементов-примесей (б) в вулканитах Дурусугского участка Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации (по данным табл. 5). Нормирование выполнено по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]

Fig. 2. REE distribution spectra (a) and multielement diagrams (b) in the volcanic rocks of the Durusugsky site of the Monguntaiga ophiolitic association (according to Table 5). The rationing is carried out by a primitive mantle [Sun, McDonough, 1989]

В одном из образцов клинопироксенита, а также в базальтовом порфирите определены наиболее низкие значения первичного параметра $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, который немногим превышает величину 0,703. В остальных проанализированных образцах пород, особенно в габбро-диоритах, значения этого параметра заметно больше. Эти данные позволяют предположить, что габбро-диориты являются гибридными породами, которые кристаллизовались из верхнемантийного расплава, контаминированного веществом вмещающих метатерригенных пород.

Обсуждение

За последние годы при изучении магматических комплексов, распространенных в каледонских складчатых структурах на территории Тувы, начали все шире использоваться современные геохимические и изотопно-геохронологические методы исследований. Примером этому могут служить работы по Агардагской [Pfander et al., 2002], Каахемской [Котляров, Симонов, 2003], Западно-Тувинской [Монгуш и др., 2011a], Таннуольской [Монгуш и др., 2011b] и Хамсаринской [Ойдуп и др., 2016] зонам. К ряду таких работ можно отнести и наши исследования по магматическим образованиям Дурусугского участка Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации, результаты которых изложены выше. В 1996 г. появилась информация о наличии фрагментов офиолитовых ассоциаций, локализованных среди каледонских метаморфических комплексов Юго-Западной Тувы [Берзин, Кунгурцев, 1996]. В этой работе становление офиолитовых ассоциаций рассматривалось с позиций эволюции крупных тектонических блоков в ходе последовательной смены геодинамических режимов спрединга, субдукции, аккреции и коллизии во время зарождения, развития и закрытия Палеоазиатского океана.

С учетом того, что непосредственно к югу от района Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации, в Озерной зоне (Монголия) на обширной территории широко распространены комплексы каледонских офиолитовых ассоциаций, структурно приуроченных к зоне Цаган-Шибетинского глубинного разлома, а также принимая во внимание сходство состава распространенных в них магматических образований, можно предполагать, что породные комплексы Монгунтайгинской ассоциации представляют собой северное продолжение офиолитовых комплексов Озерной мегазоны каледонид.

В пределах Дурусугского участка Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации представлены фактически все главные породные комплексы, образующие такие ассоциации: 1) в разной мере серпентинизированные реститогенные ультрамафиты (гарцбургиты, лерцолиты); 2) гибридные ультрамафиты, сла-

во-реакционные зоны (верлиты, оливиновые и безоливиновые клинопироксениты, вебстериты); 3) ортомагматические и гибридные габброиды; 4) комплекс даек основного состава; 5) листовениты и родингиты; 6) метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы (зеленокаменные измененные базальты и шаровые лавы, лавобрекчии, гиалокластиты); 7) метаморфизованные кремнисто-алевролитовые образования).

Среди пород исследованной офиолитовой ассоциации минимальный уровень накопления РЗЭ демонстрируют входящие в первую группу серпентинизированные ультрамафиты (1). Более высокий уровень накопления этих примесей наблюдается в породах из второй группы – верлитах и пироксенитах (2). Еще выше уровень накопления РЗЭ в породах третьей группы – габброидах (3). При этом меланократовые разновидности габброидов по характеру распределения РЗЭ мало отличаются от габбро-диоритов. Общим признаком рассматриваемых плутонических разновидностей пород является их обогащенность легкими РЗЭ относительно тяжелых элементов. На спектрах субщелочных габброидов присутствуют малоинтенсивные европиевые минимумы. По расположению мультиэлементных спектров на диаграммах все эти плутонические породы также могут быть разделены три группы. По конфигурации эти спектры, на которых присутствуют минимумы для Rb, Nb, Pb и P, а также максимумы для Ba и Sr, сравнимы со спектрами базальтов E-MORB.

Геодинамические реконструкции, предложенные некоторыми исследователями, позволили предположить, что Монгунтайгинская офиолитовая ассоциация сформировалась в процессе аккреции в качестве крупного тектонического покрова, надвинутого со стороны Озерной зоны на структуры жесткого обрамления. Вдоль зоны этого надвига первоначально внедрились протрузивные тела реститогенных ультрамафитов, которые позже были прорваны интрузивами габброидов. Последние захватывали ксенолиты (тектонические отторженцы) реститогенных ультрамафитов, которые в процессе контактово-реакционного взаимодействия с мафитовыми расплавами трансформировались в гибридные ультрамафиты – верлиты и пироксениты. Примерами подобных сложных ультрамафит-мафитовых тел могут служить расположенные в этом же районе Бирдагский и Хаяллыгский массивы, которые, по всей видимости, также следует рассматривать в качестве фрагментов Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации [Ойдуп и др., 2016].

Согласно данным геолого-структурных реконструкций все названные породные комплексы имеют венд-нижнекембрийский возраст. По имеющимся изотопным данным, офиолитовая ассоциация Западной Тувы (Хемчикско-Сыстыгхемская аккреционная

зона) имеет возраст $578,1 \pm 5,6$ млн лет (поздний венд) [Монгуш и др., 2011]. По представлениям ряда исследователей, при формировании офиолитовых ассоциаций, распространенных среди каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса, могли возникать условия изоляции магматических камер, в которых происходила дифференциация магматических расплавов [Ярмолюк и др., 2006]. По-видимому, примерно в это же время сформировались надсубдукционные островные дуги, на поздней стадии эволюции которых внедрились гранодиорит-плагиогранитные интрузивы, имеющие возраст 520 млн лет.

По нашим данным, полученным Ag–Ag методом, интрузивы габброидов в рассматриваемом районе имеют возраст около 494 млн лет [Ойдуп и др., 2016]. Позже, на постаккреционной стадии, очевидно, были сформированы интрузивы, сложенные гибридными амфиболовыми габбро и габбро-диоритами (447–450 млн лет), а еще позже – массивы микроклиновых гранитов шапшальского комплекса (?) (330 ± 5 – 345 ± 5 млн лет, наши неопубликованные данные) и биотит-микроклиновых гранитов таштыузского комплекса (270 млн лет). Как можно предположить, после становления последних

окончательно сформировалась структура рассматриваемого региона.

Исследованные породы Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации в целом характеризуются относительно низкими первичными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которые в большинстве случаев немногим превышают величину 0,703. В образцах габбро-диоритов значения этого параметра повышенные, что подтверждает предположение о том, что эти породы являются гибридными образованиями, которые кристаллизовались из верхнемантийных мафитовых расплавов, контаминированных веществом вмещающих терригенно-вулканогенных пород.

На основании изложенных выше данных можно заключить, что Монгунтайгинская офиолитовая ассоциация включает в себя тектонически сближенные фрагменты разновозрастных и гетерогенных породных комплексов. При этом офиолитовые комплексы, распространенные на Дурусугском участке, как и расположенные вблизи от них Бирдагский и Хаялыгский ультрамафит-мафитовые массивы [Ойдуп и др., 2016], были сформированы на океанической (венд-раннекембрийской) стадии эволюции этой офиолитовой ассоциации.

ЛИТЕРАТУРА

- Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 63–81.
- Котляров А.В., Симонов В.А. Геологическое строение и особенности формирования офиолитов Каахемского пояса (Восточная Тува) // Металлогения древних и современных океанов–2003. Формирование и освоение месторождений в островодужных системах. Миасс : ИМинУрО РАН, 2003. С. 35–39.
- Монгуш А.А., Лебедев В.И., Травин В.В., Ярмолюк В.В. Офиолиты западной Тувы – фрагменты поздневендской островной дуги палеазиатского океана // Доклады РАН. 2011а. Т. 438, № 6. С. 796–802.
- Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П. и др. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде – раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика. 2011б. Т. 52, № 5. С. 649–665.
- Ойдуп Ч.К., Леснов Ф.П., Ярмолюк В.В. и др. Ультрамафит-мафитовый магматизм Юго-Западной Тувы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 3. С. 354–372.
- Ойдуп Ч.К., Леснов Ф.П., Монгуш А.А. и др. Габбро-норит-диоритовая ассоциация Хамсаринской зоны (Тува): первые данные о возрасте, геохимии, источниках магм и геодинамическая позиция // Успехи современного естествознания. 2016. № 9. С. 146–154.
- Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Месторождение медистого золота Золотая Гора (о золото-родингитовой формации). М. : Научный мир, 2002. 220 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ранние стадии формирования Палео-Азиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований поздне-рифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады РАН. 2006. Т. 410, № 5. С. 657–662.
- Nicolas A. Structures of ophiolites and dynamics of oceanic Lithosphere. Ser. Petrol. Struct. Geol. 4 kluver. Dordrecht, 1989. 367 p.
- Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I.K. et al. // Contr. Mineral. And Petrol. 2002. V. 143. P. 154–174.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / eds by A.D. Saunders, M.J. Norry. Magmatism in the ocean basins // Geological Society of London Special Publication. 1989. V. 42. P. 313–345.

Авторы:

Ойдуп Чойганмаа Кыргысовна, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория геодинамики, магматизма и рудообразования, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия. E-mail: oydup_ch@mail.ru

Леснов Феликс Петрович, доктор геолого-минералогических наук, академик РАН, ведущий научный сотрудник, лаборатория геодинамики и минералогии, Институт геологии минералогии им. академика В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия. E-mail: lesnovfp@list.ru

Ch.K. Oydup¹, F.P. Lesnov²¹ *Tuvian Institute for Exploration of Natural Resources SB RAS, Kyzyl, Russia*² *Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia***GEOLOGY, MINERAL COMPOSITION, AGE AND CONDITIONS OF FORMATION MONUNTAINS
OPHIOLITE ASSOCIATION (SOUTH-WESTERN TUVA)**

At present time various geological-structural and petrological-geochemical data have been obtained in studying the Caledonian ophiolitic associations widely occurred on the territory of Tuva. The most representative information was obtained from the Agardag, Kaakhem and Western-Tuvian ophiolitic associations. Rock complexes of ophiolite associations have not been completely preserved anywhere on the territory of Tuva. In most cases, these complexes are cropped out in the form of more or less large blocks, in the structure of which the predominant bodies of ultramafites (serpentinites, serpentized harzburgites, lherzolites, verlites, pyroxenites) and subordinate bodies of gabbroids take part. There are fewer blocks that contain a relatively complete "set" of rock complexes, which are usually included in the composition of ophiolitic associations. One example of such blocks described in this article is the Durusugsky section of the Monguntaiga ophiolitic association in the territory of South-Western Tuva, which is part of the Central-Asian fold belt. South-Western Tuva is characterized by a complex geological structure and a multi-stage evolution of magmatism including ultramafic and mafic composition. A number of large tectonic blocks composed of metamorphic complexes including sequences of ortho- and parascists belonging to the Dzhebash and Baratal series (Medium Proterozoic) were identified in this region during medium-scale geological survey work. Relatively small bodies of restitogenic (alpinotypic) ultramafites and units of ultramafic-mafic composition, where titanium-magnetite and later gold-platinoid mineralization occur among these metamorphic formations. At present these ultramafic, mafic bodies remained almost unexplored using modern analytical methods. This paper provides new information on the geology, petrography, geochemistry and isotope age of magmatic rocks distributed within the Durusugsky section of the Monguntaiga ophiolitic association – one of the fragments of an ancient oceanic crust that is cropped out on in the territory of Western Tuva. Complexes of Caledonian ophiolitic associations structurally confined to the Tsagan-Shibetinsky deep fault zone are well represented to the south, on the territory of Mongolia. It can be assumed that the rock complexes of the Monguntaiga association represent the northern extension of ophiolitic complexes of the Ozyerny megazone of the Caledonides considering the similarity of the composition of magmatic formations widespread in them. The geodynamic reconstructions proposed by some researchers suggested that the Monguntaiga ophiolitic association was formed in the process of accretion as a large tectonic cover, thrust over the side of the Ozyerny zone to structures of rigid framing.

Keywords: *ophiolites, peridotites, serpentinite, pyroxenites, gabbroids, basaltoid, petrography, petrochemistry, South-Western Tuva.*

REFERENCES

- Bersin N.A., Kungursev L. V. *Geodinamicheskaya interpretatsiya geologicheskikh kompleksov Altae-Sayanskoy oblasti* [Geodynamic interpretation of the geological complexes of the Altai-Sayan region] // *Geologiya i geofizika*. 1996. V. 37, № 1. pp. 63–81. In Russian
- Kotlyarov A.V., Simonov V.A. *Geologicheskoe stroenie i osobennosti formirovaniya ofiolitov Kaakhemskogo poyasa (Vostochnaya Tuva)* [Geological structure and features of the formation of ophiolites of the Kaahem belt (Eastern Tuva)] // *Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov-2003. Formirovanie i osvoenie mestorozhdeniy v ostrovoduzhnykh sistemakh*. Miass: IMin UB RAS. 2003. pp. 35–39. In Russian
- Mongush A.A., Lebedev V.I., Travin V.V., Yarmolyuk V.V. Ophiolites of Western Tyva as fragments of a Late Vendian island arc of the Paleoasian Ocean // *Doklady Earth Sciences*. 2011. V. 438. № 2. pp. 866–872.
- Mongush A.A., Lebedev V.I., Kovach V.P., Salnikova E.B., Druzhkova E.K., Yakovleva S.Z., Plotkina Yu.V., Zagornaya N.Yu., Travin A.V., Serov P.A. The tectonomagmatic evolution of structure-lithologic complexes in the Tannu-Ola Zone, Tuva, in the Late Vendian-Early Cambrian (from geochemical, Nd isotope, and geochronological data) // *Russian Geology and Geophysics*. 2011. № 5. pp. 503–516.
- Oidupa Ch.K., Lesnov F.P., Yarmolyuk V.V., Lebedev V.I., Sal'nikova E.B. Ultramafic and mafic magmatism in Southwestern Tuva // *Russian Geology and Geophysics*. 2011. № 3. pp. 275–289.
- Oydup Ch.K., Lesnov F.P., Mongush A.A., Lebedev V.I. *Gabbro-norit-dioritovaya assotsiatsiya Khamsarinskoy zony (Tuva): pervye dannye o vozraste, geokhimii, istochnikakh magm i geodinamicheskaya pozitsiya* [Gabbro-norite-dioite association of the Kham-sara Zone (Tuva): First Data on Age, Geochemistry, Sources of Magmas, and Geodynamic Position] // *Advances in modern natural science*. 2016. № 9. pp. 146–154. In Russian
- Spiridonov E.M., Pletnev P.A. *Mestorozhdenie medistogo zolota Zolotaya Gora (o zoloto – rodingitovoy formatsii)* [The gold-bearing gold deposit is Gold Mountain (about gold-rodingite formation)]. Moscow: Nauchnyy mir, 2002. 220 p. In Russian
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kovach V.P., Ryt'sk E.Yu., Kozakov I.K., Kotov A.B., Sal'nikova E.B. Early stages of the Paleoasian Ocean Formation: results of geochronological, isotopic, and geochemical investigations of Late Riphean and Vendian-Cambrian complexes in the Central Asian Foldbelt // *Doklady Earth Sciences*. 2006. T. 411. № 8. pp. 1184–1189.
- Nicolas A. Structures of ophiolites and dynamics of oceanic Lithosphere. Ser. *Petrol. Struct. Geol.* 4 klüber. Dordrecht, 1989, 367 p.
- Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I.K., et al. // *Contribs Mineral. And Petrol.* 2002. V. 143. pp. 154–174.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders A.D. and Norry M.J. (Eds). Magmatism in the ocean basins // Geological Society of London Special Publication. 1989. V. 42. pp. 313–345.

Authors:

Oydup Choiganmaa K., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Laboratory of Geodynamics, magmatism and ore formation, Tuvanian Institute for Exploration of Natural Resources SB RAS, Kyzyl, Russia.

E-mail: oydup_ch@mail.ru

Lesnov Felix P., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: lesnovfp@list.ru

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ

УДК 551.734.3(734.4)

КОРРЕЛЯЦИЯ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА КУЗБАССА И ТОМЬ-КОЛЫВАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Я.М. Гутак, В.А. Антонова

Сибирский государственный индустриальный университет, Новокузнецк, Россия

Рассматриваются вопросы корреляции средне-верхнедевонских отложений северной части Кузнецкого краевого прогиба и граничащей с ним Томь-Колыванской складчатой зоны. В живетское время в латеральный ряд свит входят: барзасская и дмитриевско-перебойская (лагуна); яйская и изылинская (прибрежный шельф), мазаловско-китатская, аскольдовские слои (удаленный шельф). Верхний фран – кельбесская (шельф), соломинская, шубкинская (удаленный шельф), нижняя часть пачинской (наиболее удаленная часть шельфа) свиты. Нижний фамен – зелено-серые известковистые песчаники в приалатаусской части (прибрежный шельф), косоутесовские слои и митихинская свита (шельф), верхняя часть пачинской (удаленный шельф). Средний фамен – подонинская (прибрежная аккумулятивная равнина), юргинская (прибрежный шельф) свиты. Поздний фамен – саламатовская (удаленный шельф), топкинская и нижняя часть абышевской (шельф) свиты, красноцветные детритовые известняки в приалатаусской части (прибрежный шельф).

Ключевые слова: Кузнецкий прогиб, Томь-Колыванская зона, живетский, франский, фаменский ярусы, шельф, стратиграфия.

Введение

Кузнецкий прогиб разделяет складчатые системы Кузнецкого Алатау и Горной Шории с одной стороны и Томь-Колыванской складчатой зоны – с другой. Прогиб выполнен мощными толщами моласс: на начальных стадиях (средний девон – нижний карбон) это сероцветные карбонатно-терригенные морские, на завершающих (средний карбон – пермь) – угленосные терригенные континентальные. Несмотря на длительное и интенсивное изучение региона (здесь локализован крупный каменноугольный бассейн), взгляды на историю его формирования в некоторых моментах все еще остаются дискуссионными. Особенно много пробелов касается начального этапа развития геоструктуры, который отвечает девонскому периоду палеозойской эры. Главные из них:

- время начала формирования прогиба;
- корреляция местных стратиграфических подразделений;
- разработка стратиграфической шкалы средне-верхнедевонских отложений.

Анализ фактического материала

Решение первого вопроса напрямую зависит от проблемы возраста барзасской свиты. Именно она залегает на дислоцированных отложениях складчатого основания часто с корой выветривания в основании (разрез правого борта р. Барзас в районе Де-

душкиной горы). В ее разрезе имеются пласты сапромикститовых углей (барзасситов, местное название барзасская рогожка). По поводу их происхождения долгое время шла бурная дискуссия. Одни исследователи считали угли водорослевыми, другие указывали на их происхождение от высших растений. В настоящее время преобладает последняя точка зрения, однако при этом указывается, что растения (*Orestovia*) неразрывно связаны с водой (90% их тела находилось ниже уровня воды, и только верхние спороносные части поднимались над водой). [Snigirevskaya, Nadler, 1994]. По мнению палеоботаников, содержащиеся в разрезе отпечатки растений указывают на среднедевонский возраст отложений. По данным спорово-пыльцевого анализа ряд палинологов придерживается мнения об их раннедевонском (позднеэмском) возрасте. С геологической точки зрения заключения палеоботаников предпочтительнее. Нашими исследованиями в правобережье р. Барзас (разрез Дедушкиной горы) установлено, что точки отбора палинологических проб отвечают верхней части разреза коры выветривания, по вулканитам средне-основного состава. Такие образования типичны для отложений нижнего девона Кузнецкого Алатау (полатнинская свита и ее аналоги). Эти образования венчают разрез каледонид в этой геоструктуре, и по данным геомагнитных исследований они же составляют фундамент Кузнецкого прогиба. В ряде мест Кузнецкого Алатау и Горной Шории разрезы содержат растительные остатки, в том числе с *Margophyton gold-*

schmidtii (форма, характерная для отложений эмского яруса нижнего девона).

Собственно барзасская свита содержит принципиально иной состав растительных остатков. Они детально описаны в многочисленных палеоботанических работах [Степанов, 1975]. Такие ассоциации типичны для среднего девона, мы считаем их живетскими. Наш вывод основывается на том, что отложения барзасской свиты (с пластами барзасситов) в разрезе по р. Красная (правый приток р. Яя выше Яя-Петропавловской излучины к северу от типового разреза барзасской свиты) непосредственно подстилают отложения яя-петропавловской свиты с верхнедевонскими растениями (*Archaeoptheris sibirica*) и раннефранским комплексом морских окаменелостей (*Cyrtospirifer schelonius*, *Anathyris phalaena* и др.). Такой же характер контакта барзасской свиты и вышележащих отложений нижнего франа предполагается и в районе правобережья р. Барзас (Сергиевский мыс у бывшей деревни Сергиевка), только здесь непосредственный контакт не обнажен.

В составе растительных ассоциаций барзасской свиты обязательным элементом считается наличие растения рода *Orestovia*. Именно это растение выступает углеобразователем и формирует слои барзасситов. Нашими исследованиями доказано, что отпечатки этого растения имеются в типовом разрезе дмитриевско-перебойской свиты по р. Каменка (левый приток р. Барзас у с. Дмитриевка). Свита включает в себя мощные пласты горючих сланцев, которые, по всей видимости, синхронны пластам углей в барзасской свите. Ранее считалось, что возраст дмитриевско-перебойской свиты отвечает раннему девону, и ее всегда помещали стратиграфически ниже барзасской [Решения Всесоюзного совещания... 1982].

В разрезе по р. Каменка дмитриевско-перебойская свита также контактирует с отложениями франского яруса верхнего девона. Иными словами, свита содержит одинаковый с барзасской свитой комплекс растительных остатков, имеет одинаковое структурное положение – залегает на вулканитах нижнего девона. Этот факт был установлен проходкой шурфов при проведении геологического доизучения территории (окрестности г. Красной в правобережье р. Барзас справа от трассы Кемерово–Мариинск). Она перекрывается отложениями нижнего франа [Куртигешев, Гутак, 2000]. Барзасскую и дмитриевско-перебойскую свиты следует поставить в один латеральный ряд (барзасская отвечает прибрежной части лагуны, дмитриевско-перебойская – ее углубленной застойной части).

Барзасская лагуна в северо-западном направлении открывалась в морской бассейн. Прибрежно-морские отложения живета этого бассейна выделены в ранге яйской свиты. Обнаженного представительного разреза свиты в регионе до настоящего времени

не выявлено. Ранее считалось, что к ней относится нижняя часть видимого разреза девонских отложений в районе Яя-Петропавловской излучины [Степанов, 1975]. Наши исследования, подтвержденные работами V выездной сессии девонской комиссии МСК СССР в 1992 г. [Типовые разрезы пограничных... 1992], показали, что уже первые метры видимого разреза здесь содержат раковины брахиопод *Cyrtospirifer* и относятся к франскому ярусу верхнего девона. В пробуренных севернее яя-петропавловского разреза поисковых скважинах ниже отложений верхнего девона фиксируются грубообломочные отложения с палинокомплексом среднего девона. Аналогичные отложения с брахиоподами живетского яруса были выявлены в нижней части разреза девона Невского поднятия (бассейн р. Яя выше устья р. Барзас) скважинами роторного бурения еще в тридцатые годы прошлого столетия [Краевская, 1938].

Анализируя состав определенного ею комплекса брахиопод из кернов скважин 112, 116 и 1 роторной, Л.Н. Краевская приходит к выводу о средне-верхнедевонском возрасте отложений. В его составе виды *Spirifer barsassicus* Kraiew., *Sp. mucronatus* Conr., *Sp. audaculus* var. *nana* Kraiew., *Anathyris helmerseni* Buch, *Athyris concentrica* Buch. Изображений определенных окаменелостей в работе не приводится, а латинские названия большинства видов практически ничего не говорят, поскольку видов с такими названиями в последующем никто в изучаемом регионе не определял.

При изучении этого вопроса автор нашел в геологических фондах Кемеровского филиала ТФУ ФГИ по Сибирскому федеральному округу (г. Новокузнецк) рукописную работу Л.Н. Краевской «Брахиоподы нижней красноцветной толщи Барзасского района», датированную 1939 г. В ней приводятся описание видов брахиопод перечисленного выше комплекса и их фотографии.

Как следует из представленных описаний, вид *Spirifer audaculus* var. *nana* Kraiew полностью идентичен живетскому виду *Spinocyrtia martianoffi* (Stuck.) (это сходство отмечается и самой Л.Н. Краевской). Вид *Spirifer barsassicus* Kraiew. практически неотличим от живетского вида *Euryspirifer cheehiel* (Kon.).

С учетом проведенной ревизии списков Л.Н. Краевской живетский возраст отложений нижней красноцветной толщи барзасского района не вызывает никаких сомнений и выделение яйской свиты живетского возраста представляется вполне оправданным. Она отвечает прибрежной части открытого моря и сложена цикличной толщей пестроцветных терригенных отложений с преобладанием грубообломочных разностей. К аналогам яйской свиты следует отнести изылинскую свиту, распространенную в северо-западной части Кузнецкого

прогиба (типовой разрез в правом борту р. М. Изыла, выше с. Вассино) и мазаловско-китатскую (алчедатскую) свиту в Томь-Колыванской зоне (типовой разрез по р. Мазаловский Китат, севернее г. Анжеро-Судженска). Отнесение этих отложений к живетскому времени и одному стратиграфическому уровню проводится по одинаковому структурному положению подразделений. И изылинская, и мазаловско-китатская свиты имеют в основании вулканические образования аналогично барзасской свите. В Кузнецком Алатау в разрезе вулканогенно-осадочного комплекса девона имеются многочисленные находки растительных остатков (псилофитовая ассоциация) эмского возраста. В районе Буготагского (изылинская свита) и Митрофановского (мазаловско-китатская свита) поднятий Томь-Колыванской зоны таких остатков не обнаружено, но это не мешает, с нашей точки зрения, также считать их возраст нижнедевонским (в настоящее время он трактуется как среднедевонский).

Изылинская свита долгое время считалась верхнедевонской, и только в начале девяностых годов прошлого столетия удалось доказать ее живетский возраст [Типовые разрез пограничных... 1992; Аксенова, Родыгин, Халымбаджа, 1994]. Состав разреза указывает на формирование отложений в зоне прибрежного шельфа.

Мазаловско-китатская свита формируется в зоне удаленного шельфа. В ее разрезе, изученном при бурении поисковых угольных скважин в районе г. Анжеро-Судженск, отмечено многократное переслаивание пачек светлых органогенных известняков с *Stringocephalus sibirica* и алевро-пелитовых пачек с *Euryspirifer cheehiel* [Гутак, 1990; 1992]. Последние долгое время выделялись в ранге алчедатской (сибирско-лебянской) свиты верхнего живета. К зоне удаленного шельфа, по всей видимости, относятся и аскольдовские слои разреза по р. Томь (выше с. Известковский завод).

Дальнейшее развитие Кузнецкого прогиба (франский ярус верхнего девона) шло по пути увеличения размеров морского бассейна (трансгрессия) и его углубления. При этом в крайних южных частях Кузнецкого моря (бассейн рек Кондома и Мрассу) разрез верхнедевонских отложений имеет незначительную мощность (первые десятки метров), в крайних северных районах мощность верхнедевонского разреза возрастает в разы. Выделение в южных районах прогиба всей последовательности верхнедевонского разреза, отмеченного в северной части Кузнецкого прогиба, невозможно. В разрезе Осман (правобережье р. Кондома) среднему девону отвечают несколько метров основания разреза (зеленые алевролиты и песчаники с *Svalbardia osmanica*), нижнему франу – первые десятки метров карбонатных пород (детритовые известняки с *Cyrtospirifer schelonius* и *Anath-*

uris phalaena), позднему франу и фамену – несколько десятков метров терригенных пород (пестроцветные песчаники и алевролиты в верхней части с остатками растений). Это обстоятельство побудило исследователей выделить все поименованные отложения в качестве одного местного стратиграфического подразделения. Такое, в общем, правильное решение осложнилось одним неприятным моментом. Для названия этой стратиграфической единицы взяли термин яя-петропавловская свита (распространена в северной части территории). В стратотипическом разрезе эта свита отвечает только нижнему франу. Она согласно надстраивает разрез яйской свиты (типовой разрез расположен в правом борту р. Яя в районе Яя-Петропавловской излуины). Мощность яя-петропавловской свиты в типовом разрезе немногим превышает 150 м. В нижней части разреза свита сложена циклическим переслаиванием гравелитов, песчаников и алевролитов. Потом в этом чередовании появляются карбонатные породы и чистые детритовые известняки. В верхней части разреза известняки доминируют [Типовые разрез пограничных... 1992].

Вышележащий разрез франа в разрезе Яя-Петропавловской излуины сложен отложениями сергиевской свиты (красноцветные и пестроцветные терригенные породы). Многие исследователи, интерпретируя этот факт, приходят к выводу о резком подъеме территории Кузнецкого прогиба и его превращению в область денудации. По нашему мнению, сергиевская свита представляет собой клиноформу континентальных отложений, вложенную в разрез морского генезиса [Snigirevskaya, Nadler, 1994; Гутак, Антонова, Толоконникова, 2005; Гутак, 2006; 2008; Гутак, Антонова, 2013]. Вероятнее всего, это мощный селевой выброс материала континентального (озерного) генезиса с Кузнецкого Алатау или системы Минусинских озер, расположенных за горным хребтом. Время этого события приурочено к началу позднего франа на основании находок брахиопод и растений в основании разреза сергиевской свиты. В Яя-Петропавловском разрезе мощность сергиевской свиты приближается к 100 м. В латеральных направлениях она резко уменьшается и в стратотипе в районе Сергиевского мыса (правый борт р. Барзас ниже пос. Барзас) немногим превышает первые десятки метров. Еще дальше на юг она полностью выпадает из разреза. Нет этих отложений и в западной части прогиба, о чем убедительно свидетельствуют разрез верхнего девона по р. Томь между пос. Известковский завод – Пещерка [Типовые разрез пограничных... 1992]. Отсутствуют эти отложения и в разрезе верхнего девона Доронинской впадины [Peregodov, 2011]. Примечательно, что дальнейший разрез верхнего девона Яя-Петропавловской излуины показывает дальнейшее углубление дна бассейна седимен-

тации на протяжении всего верхнего франа (кельбесская свита) с кульминацией на границе франа и фамена (глобальное событие Upper Kellwasser), когда бедные кислородом океанские воды вышли на континентальный шельф и вызвали массовую гибель бентосных организмов.

В северо-западном направлении фациальный облик франских отложений меняется. В разрезах по берегу р. Томь основанию франского яруса отвечают стельнинская и пожарищевская свиты (песчаники, алевролиты), в верхнем фране фиксируется появление рифовых построек. Последние формируют цепочку изолированных массивов, каждый из которых имеет свое собственное название (Глубокинский риф, Зарубинский известняк, Яшкинский риф). Часто эти названия трансформируются в названия свит (глубокинская свита), что, по нашему мнению, неправильно. Органогенные массивы формируются в течение всего позднего франа, к ним примыкают склоновые отложения осадочного бассейна, формирующие околорифовые карбонатно-теригенные образования (соломинская свита). О синхронности глубокинского рифа и соломинской свиты кроме данных авторов [Гутак, 1995; Гутак, Антонова, 2013] имеются и совсем недавние данные других исследователей [Тимохина, Родина, 2015]. В районе пос. Известковый завод, до начала разработки рифового массива, на его вершине описывались карбонатные пески с раковинами брахиопод *Anatyaella monstrem* и *Arthyris manga*, типичные для отложений позднего франа. Сейчас эта часть берегового разреза р. Томь уничтожена горными работами, но обнажилось прилегание к рифу отложений соломинской свиты. По нашему мнению, рифы Кузнецкого прогиба формируются на изолированных поднятиях шельфа [Гутак, 2015].

Фации удаленного шельфа в Кузнецком бассейне на позднефранском уровне представлены отложениями нижней части пачинской свиты, сложенной алевролитами и аргиллитами. Отнесение ее к позднему франу основано на редких находках брахиопод и наличии в разрезе Яшкинского рифового массива позднефранского возраста [Гутак, 2011].

В бассейне р. М. Изылы к нижнему франу относится вассинская свита слоистых органогено-детритовых известняков. Эта свита по тектоническому нарушению граничит с изылинской свитой живета [Перегоедов, 2013; Типовые разрезы пограничных... 1992]. Нижних горизонтов франского яруса здесь не наблюдается. Верхнему франу в данном районе соответствует шубкинская свита темно-серых тонкослоистых известняков [Ржонсницкая, 1968].

Фаменский этап развития Кузнецкого прогиба начинается морской регрессией, которая следует сразу за событием Upper Kellwasser. Нижнему фамену в приалатауской части прогиба соответствуют крупнозернистые карбонатные песчаники с *Mesopli-*

ca meisteri и *M. praelongus* (разрез Яя-петропавловской излучины). Эти отложения выделены в ранге пещеркинской свиты, но авторам это представляется неверным. В стратотипе этой свиты по р. Томь (разрез Косой Утес) разрез пещеркинской свиты принципиально иной (косоутесовские известняки с *M. praelongus* в основании и далее зелено-серые аргиллиты с желваками органогенных известняков, митихинские слои). Он характеризует фазию удаленного шельфа. Представляется, что в приалатауской части прогиба поименованные отложения следует выделить в новую свиту.

Митихинские слои разреза Косой Утес литологически полностью соответствуют разрезу митихинской свиты в стратотипе по р. Митиха (правый приток р. Иня на границе Кемеровской и Новосибирской областей). В палеонтологическом плане митихинская свита изучена достаточно полно работами авторов [Толоконникова, 2012; Gutak, Antonova, Tolokonnikova, 2011]. Это не касается разреза Косой Утес, где видимая мощность этих отложений крайне мала, а окаменелости малоинформативны [Ржонсницкая, 1968; Типовые разрезы пограничных... 1992].

Наиболее удаленные от береговой линии фации нижнефаменских отложений выделены в ранге верхней подсвиты пачинской свиты (зеленые и голубоватые аргиллиты). Стратотип расположен по правому борту р. Томь в окрестностях с. Пача. Окаменелости локализованы в маломощных слоях карбонатных аргиллитов (брахиоподы). Как правило, сохранность окаменелостей крайне плохая.

В среднем фамене обмеление Кузнецкого бассейна седиментации завершается переходом к континентальному осадконакоплению (красноцветные обломочные породы, выделяемые в подонинскую свиту). Свита распространена по всей территории Кузбасса. Ее визитной карточкой являются мощные слои крупнозернистых жерновых песчаников в красноцветной вмещающей массе пород. Отложения не содержат окаменелостей. Только в самое последнее время были сделаны находки растений в южной (пригорношорской) части бассейна в окрестностях пос. Кузедеево [Антонова, Гутак, Надлер, 2009a; Антонова, Гутак, Надлер, 2009b].

Подонинская свита представляет собой отложения прибрежной аккумулятивной равнины. Индикаторами этой обстановки седиментации выступают калькреты (красные аргиллиты с трубчатыми и сферическими стяжениями карбонатного материала) и пласты жерновых песчаников. В северной части Кузбасса (окрестности г. Юрга) авторами выделены синхронные подонинской свите отложения прибрежно-морского генезиса [Гутак, Толоконникова, 2010; Gutak, Antonova, Tolokonnikova, 2011]. Они известны под названием юргинская свита. В литологическом плане это алевролиты с мощными пачками

крупнозернистых (жерновых) песчаников. Современная цветовая окраска пород зеленая, серая и темно-серая до черной. В слоях песчаников обнаружены скопления брахиопод, колонии мшанок. При этом сами песчаники не обладают карбонатностью. Весь карбонатный материал составляет только окаменелости. Отложения первоначально трактовались как глубоководные, но наличие бентосной фауны (крупностенные брахиоподы, сферические колонии мшанок, двустворчатые моллюски) никак не вписывалось в эту траекторию. Мы даже опубликовали статью о феномене юргинской свиты [Гутак, Толоконникова, 2010]. Парадокс удалось преодолеть при детальном изучении разреза юргинской свиты в правом борту р. Томь напротив с. Речник. Там в разрезе юргинской свиты участвуют мощные пачки черных блестящих аргиллитов, в которых сохраняются реликты первичной красной окраски. Особенно хорошо это видно при прямом солнечном освещении. Таким образом, юргинская свита – это прибрежный шельф позднефаменского моря, а изменение окраски вызвано процессами регионально-го метаморфизма.

У самой границы девона и карбона в Кузнецком прогибе начинается новая морская трансгрессия. Она зафиксирована в разрезе по р. Яя выше устья р. Барзасс (район устья рч. Барыня). Здесь в верхней части разреза подонинской свиты залегает мощная пачка красноцветных детритовых известняков [Гутак, Родыгин, Родина, 2001; Гутак, 2006; Гутак, Родыгин, Толоконникова, 2007]. Состав окаменелостей (брахиоподы, конодонты, мшанки) позволяет сделать однозначный вывод о принадлежности отложений самой верхней части девона (конодонтовая зона *praesulcata*). Маломощная пачка сферолитовых известняков на этом уровне отмечена исследователями на самом юге бассейна в районе устья р. Бельсу (правый приток р. Томь выше г. Междуреченск).

В центральной части прогиба по левобережью р. Томь отложения терминального девона известны под названием топкинская свита со стратотипом в правом борту ручья на окраине с. Топки (не путать с одноименным городом). Здесь обнажаются серые органогенно-детритовые известняки, насыщенные разнообразными окаменелостями хорошей сохранности. Состав комплекса конодонтов отсюда позволяет сделать вывод о принадлежности пород верхнему фамену (конодонтовая зона *praesulcata*). Представительные разрезы топкинской свиты имеются в правом берегу р. Иня у пос. Абышево, где они известны как нижняя подсвита абышевской свиты.

Дальнейший ход осадконакопления в Кузбассе нарушается эпизодом накопления вулканогенно-осадочных отложений (крутовская свита). Этот эпизод на короткое время полностью прекратил процессы морского и континентального осадконакопления

в регионе. Вся территория прогиба (и морская акватория, и аккумулятивная равнина) покрылась мощным до 100 м слоем вулканического пепла, преобразованного в туффиты и туфоалевролиты. Это событие очень близко глобальному событию Hangenberg (в Кузбассе – Крутовское), ниже которого проводится глобальная граница девона и карбона. Сразу за обозначенным вулканическим эпизодом продолжилось развитие морской трансгрессии, однако окаменелости в этом разрезе уже типично каменноугольные.

Выводы

Таким образом, уже в начальной стадии развития Кузнецкий прогиб обладает четкой асимметрией строения (уменьшение мощностей разреза с северо-запада на юго-восток от района открытого моря к горному сооружению Кузнецкого Алатау). Эта тенденция сохранилась и в дальнейшем, и по этому показателю прогиб следует относить к категории краевых. По всей видимости, он заложился на окраине древнего Сибирского континента в зоне перехода к складчатому сооружению Томь-Колыванской зоны. Салаирский регион нельзя использовать для разработки стратиграфической схемы Кузнецкого прогиба. Это две самостоятельные структурные единицы и должны обладать автономными стратиграфическими схемами.

Нужно отметить необходимость дальнейшего изучения девонских разрезов региона, особенно в ее приалатаусской части. Здесь известно несколько местных стратиграфических подразделений, которые, будучи включены в утвержденную в 1979 г. стратиграфическую схему региона [Решения Всесоюзного совещания... 1982], до настоящего времени не имеют палеонтологической характеристики, и по этой причине их корреляция вызывает множество вопросов. К таковым, например, относится красно-озерная свита с типовым разрезом по левому борту р. Томь у старицы Красное озеро. Она сложена пестроцветным комплексом пород алевро-пелитовой размерности и по этому показателю может сопоставляться либо с сергиевской свитой верхнего франа, либо с подонинской свитой среднего фамена. Но она в серийной легенде Кузбасской серии геологических карт занимает стратиграфический интервал, отвечающий кельбесской свите позднего франа, и последняя указывается как ее младший синоним (хотя кельбесская свита изучена несравненно лучше и имеет хорошую палеонтологическую характеристику). К большому сожалению, из-за отсутствия финансирования, а в скором времени и квалифицированных кадров приходится сомневаться в возможности такого изучения в обозримом будущем, как, собственно, и в общей перспективе стратиграфических исследований в регионе.

Благодарности

Авторы выражают искреннюю признательность коллегам, с которыми приходилось встречаться на просторах Кузбасса: С.А. Родыгину (Томский государственный университет), Ю.С. Надлеру (Кемеровский филиал ТФУ ФГИ по Сибирскому федеральному округу), З.А. Толоконниковой (Кубанский государственный университет), О.А. Родиной (Институт нефтегазовой

геологии и геофизики СО РАН), В.С. Куртигешеву (ОАО «Запсибгеолсъемка»), Л.Г. Перегедову (ФГУ «СНИИГТиМС»), без которых написание работы было бы невозможным. Особую благодарность авторы выражают руководителю отдела фондов Кемеровского филиала ТФУ ФГИ по Сибирскому федеральному округу В.Р. Савицкому за помощь в поисках и работе с отчетами.

ЛИТЕРАТУРА

- Аксенова Л.М., Родыгин С.А., Халымбаджа В.Г.** Конодонтовая характеристика пограничных средне-верхнедевонских отложений северной окраины Кузбасса // Вопросы геологии Сибири. 1994. Вып. 2. С. 320–336.
- Антонова В.А., Гутак Я.М., Надлер Ю.С.** Местонахождение позднефаменской флоры на юге Кузнецкого бассейна // Региональная геология, стратиграфия и палеонтология фанерозоя Сибири : сб. науч. тр. / под ред. И.В. Будникова, В.И. Краснова. Новосибирск : СНИИГТиМС, 2009а. С. 105–105.
- Антонова В.А., Гутак Я.М., Надлер Ю.С.** Первая находка позднефаменской флоры на юге Кузнецкого бассейна // Верхний палеозой России: стратиграфия и фашиальный анализ : материалы Второй Всерос. конф., посвящ. 175-летию со дня рождения Н.А. Головкинского (27–30 сентября 2009 г.) / отв. ред. В.В. Силантьев. Казань : Казан. гос ун-т, 2009b. С. 76–77.
- Гутак Я.М.** Объем алчедатского горизонта Алтае-Саянской области // Геология позднего докембрия и палеозоя Сибири. Новосибирск, 1990. С. 104–106.
- Гутак Я.М.** Граница среднего и верхнего девона в Алтае-Саянской складчатой области // Актуальные проблемы региональной геологии Сибири (стратиграфия, тектоника, палеогеография, минерагения). Новосибирск, 1992. С. 51–52.
- Гутак Я.М.** Региональные подразделения геохронологической шкалы верхнего девона // Новые данные о геологии и полезных ископаемых западной части Алтае-Саянской области. Новокузнецк, 1995. С. 87–90.
- Гутак Я.М.** Позднефаменские отложения восточной части Кузнецкого каменноугольного бассейна (левобережье р. Яя у бывшего пос. Невский) // Природа и экономика Кузбасса. Новокузнецк, 2006. Вып. 10, т. 1. С. 35–37.
- Гутак Я.М.** Дилuviальный седиментогенез в истории Земли // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли // Материалы 5-го Всероссийского литологического совещания (Екатеринбург, 14–16 октября 2008 г.). Екатеринбург, 2008. Т. I. С. 187–189.
- Гутак Я.М.** Яшкинский органогенный массив (северо-западное обрамление Кузбасса): положение, относительный возраст, корреляция // Концептуальные проблемы литологических исследований в России : материалы 6-го Всероссийского литологического совещания (Казань, 26–30 сентября 2011 г.). Казань : Казан. ун-т, 2011. Т. I. С. 268–270.
- Гутак Я.М.** Палеозойские рифы западной части Алтае-Саянской складчатой области (палеотектонические обстановки образования) // Геология рифов : материалы Всерос. литолог. совещания (Сыктывкар, Республика Коми, Россия, 15–17 июня 2015). Сыктывкар : Геопринт, 2015. С. 38–39.
- Гутак Я.М., Антонова В.А.** Красноцветные отложения в прибрежно-морских фациях (модель формирования на примере позднедевонских отложений Кузбасса) // Известия БО РГО. 2006. Вып. 26. С. 95–97.
- Гутак Я.М., Антонова В.А.** Палеогеографические реконструкции территории юга Западной Сибири для франского века (поздний девон) // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории : материалы VII Всерос. литолог. совещания (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.). Новосибирск : ИНГТСО РАН, 2013. Т. I. С. 255–257.
- Гутак Я.М., Антонова В.А., Толоконникова З.А.** Сергиевская свита разреза Яя-петропавловский (верхний девон, Кузбасс) как пример лавинной седиментации // Девонские наземные и морские обстановки: от континента к шельфу (проект 499 МПГК/международная комиссия по стратиграфии девона) : материалы междунар. конф. Новосибирск, 25 июля – 9 августа 2005 г. Новосибирск, 2005. С. 66–68.
- Гутак Я.М., Родыгин С.А., Родина О.А.** Палеонтологическая характеристика подонинского горизонта (фаменский ярус, девон) Алтае-Саянской складчатой области // Эволюция жизни на Земле. Томск, 2001. С. 170–171.
- Гутак Я.М., Родыгин С.А., Толоконникова З.А.** Нижняя граница каменноугольной системы в западной части Алтае-Саянской складчатой области // Верхний палеозой России: Стратиграфия и палеогеография : материалы Всерос. конф., посвящ. памяти Вячеслава Георгиевича Халымбаджи, 25–27 сентября 2007 г. Казань, 2007. С. 94–97.
- Гутак Я.М., Толоконникова З.А.** Юргинская свита (фаменский ярус) северного обрамления Кузбасса (палеонтологический феномен) // Эволюция жизни на Земле : материалы IV Междунар. симп., 10–12 ноября 2010 г. / отв. ред. В.М. Подобина. Томск : ТМЛ-Пресс, 2010. С. 228–230.
- Краевская Л.Н.** О возрасте нижней красноцветной толщи барзасского девона // Вестник Западно-Сибирского геологического управления. 1938. Вып. 4.
- Куртигешев В.С., Гутак Я.М.** Девонские отложения Барзасского района // Материалы региональной конференции геологов Сибири Дальнего Востока и Северо-Востока России. Томск, 2000. Т. II. С. 304–306.
- Перегедов Л.Г.** Брахиоподы верхнего девона Доронинской впадины из разреза скважины Доронинская-275 // Биостратиграфия, палеогеография и события в девоне и нижнем карбоне : материалы Междунар. конф., посвященной памяти Е.А. Ёлкина. Новосибирск : СО РАН, 2011. С. 130–135.
- Перегедов Л.Г.** Брахиоподы изыльинских и вассинских слоев среднего – верхнего девона стратотипического разреза по р. Изыль // Региональная стратиграфия позднего докембрия и палеозоя Сибири : сб. науч. трудов / под ред. В.И. Краснова. Новосибирск : СНИИГТиМС, 2013. С. 156–167.

- Ржонсницкая М.А.** Биостратиграфия девона окраин Кузнецкого бассейна. М. : Недра, 1968. 287 с.
- Решения** Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири, 1979 г. Ч. II (средний и верхний палеозой). Новосибирск, 1982.
- Степанов С.А.** Фитостратиграфия опорных разрезов девона окраин Кузбасса. Новосибирск : Зап.-Сиб. книж. изд-во, 1975. 152 с.
- Тимохина И.Г., Родина О.А.** Новые данные по стратиграфии верхнедевонских отложений северо-западной части Кузнецкого бассейна по фораминиферам и хрящевым рыбам // Стратиграфия, геологическая корреляция. 2015. Т. 23, № 5. С. 60–71.
- Типовые** разрезы пограничных отложений среднего и верхнего девона, франкого и фаменского ярусов окраин Кузнецкого бассейна // Материалы V выездной сессии комиссии МСК по девонской системе (Кузбасс, 16–29 июля 1991 г.) / ред. В.И. Краснов, М.А. Ржонсницкая, Я.М. Гутак. Новосибирск, 1992. 185 с.
- Толоконникова З.А.** Мшанки митихинской свиты (нижний фамен, верхний девон) Кузнецкого бассейна // ПЖ. 2012. № 4. С. 27–31.
- Gutak Ya.M., Antonova V.A.** Red-coloured adjournment in seashore facies (formation model on an example of the Upper Devonian adjournment of Kuzbass) // Proceedings XVIIIth Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, September 3–6, 2006, Belgrade, Serbia. Belgrade, 2006. P. 193–196.
- Gutak Ya.M., Antonova V.A., Tolokonnikova Z.A.** The Famennian stage, Late Devonian of the Kuznetsk Depression // Biostatigraphy, paleogeography and event in Devonian and Lower Carboniferous (SDS/IGCP 596 joint field meeting): Contribution of international Conference in memory of Evgeny A. Yolkin. Ufa, Novosibirsk, July 20 – August 10, 2011. Novosibirsk : Publishing House of SB PAS, 2011. P. 52–54.
- Peregoedov L.G.** Brachiopods of the Upper Devonian from the Doroninsk depression from the Doroninskaya Deep deep cut – 275 // Biostatigraphy, paleogeography and event in Devonian and Lower Carboniferous (SDS/IGCP 596 joint field meeting): Contribution of international Conference in memory of Evgeny A. Yolkin. Ufa, Novosibirsk, July 20 – August 10, 2011. Novosibirsk : Publishing House of SB PAS, 2011. P. 130–135.
- Snigirevskaya N.S., Nadler Yu.S.** Habit and relationship of Orestovia (Middle Devonian) // Palaeontographica. Abt. B. 1994. Bd. 233, lfg. 1–6. P. 11–18.

Авторы:

Гутак Ярослав Михайлович, доктор геолого-минералогических наук, директор, Институт горного дела и геосистем, Сибирский государственный индустриальный университет, Новокузнецк, Россия.

E-mail: gutakjaroslav@andex.ru

Антонова Валентина Анатольевна, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, кафедра геологии геодезии и безопасности жизнедеятельности, Институт горного дела и геосистем, Сибирский государственный индустриальный университет, Новокузнецк, Россия.

E-mail: antvalya@yandex.ru

Geosphere Research, 2017, 1, 68–76. DOI: 10.17223/25421379/3/6

Ja.M. Gutak, V.A. Antonova

Siberian state industrial university, Novokuznetsk, Russia

CORRELATION OF THE MIDDLE-UPPER DEVONIAN DEPOSITS OF THE NORTH OF KUZBAS AND THE TOM-KOLYVAN REGION

Issues of correlation of the Middle-Upper Devonian sediments of the northern part of the Kuznetsky marginal deflection and the neighbouring Tom-Kolyvan folded zone are considered.

The lateral range of suites of the Givetian include as follows: the Barzasskaya and the Dmitrievsko-Pereboyskaya suites (marginal lake); the Yayskaya and the Izylynskaya suites (coastal shelf), the Mazalovsko-Kitatskaya suite, the Askold layers (remote shelf). Facial suites of the Lower Frasnian are as follows: the Yaya-Petropavlovskaya (coastal shelf), the Strelinskaya, the Pozharischevskaya, the Vassinskaya (remote shelf). On the boundary between the Lower and the Upper Frasnian in the Kuznetsk deflection part bordering Alatau there is a proluvial debris cone (the Sergievskaya suite).

The Upper Frasnian includes the Kelbesskaya (shelf), the Solominskaya, the Shubkinskaya (remote shelf), the lower part of the Pachinskaya (the most remote part of shelf) suites. On the shelf rises reef arrays are formed. The maximum sea concave is coincided with the border of the Frasnian and the Famennian (the Upper Kellwasser event).

The Lower Famennian layers are as follows: green-gray calcareous sandstones in the part near the Alatau border (coastal shelf), the Kosoutesovskiye layers and the Mitikhinskaya suite (shelf), the upper part of the Pachinskaya suite (remote shelf). The Middle Famennian includes the Podoninskaya suite (coastal accumulative plain), the Yurginskaya suite (coastal shelf).

The Late Famennian includes the Salamatovskaya (remote shelf), the Topkinskaya and the lower part of the Abyshevskaya suite (shelf), red detritic limestones near the Alatau border (coastal shelf).

Distinct stratigraphic scheme is to be developed for the southern part of the Kuznetsk deflection with predominantly continental type of sedimentation.

Keywords: Kuznetsk deflection, Tom-Kolyvanskaya zone, the Givetian Age, the Frasnian Age, the Famennian Age, shelf, stratigraphy.

REFERENCES

- Aksenova L.M., Rodygin S.A., Khalymbadza V.G. *Konodontovaya kharakteristika pogranichnykh sredne-verkhnedevonskikh otlozheniy severnoy okrainy Kuzbassa* [Conodont characteristics of the boundary Middle-Upper Devonian deposits of the northern outskirts of Kuzbass] // *Voprosy geologii Sibiri*. Tomsk, 1994. Vyp. 2. pp. 320–336. In Russian

- Antonova V.A., Gutak Ya.M., Nadler Yu.S. *Mestonakhozhdenie pozdnefamenskoj flory na yuge Kuznetskogo basseyna* [Location of the Late Famian flora in the south of the Kuznetsk basin] // Regional'naya geologiya, stratigrafiya i paleontologiya fanerozoja Sibiri / Sbornik nauchnykh trudov / pod red. I.V. Budnikova, V.I. Krasnova. Novosibirsk: SNIIGiMS, 2009. pp. 105–105. In Russian
- Antonova V.A., Gutak Ya.M., Nadler Yu.S. *Pervaya nakhodka pozdnefamenskoj flory na yuge Kuznetskogo basseyna* [The first discovery of the Late Famian flora in the south of the Kuznetsk basin] // Verkhniy paleozoy Rossii: stratigrafiya i fatsial'nyy analiz: Materialy Vtoroy Vserossiyskoj konferentsii, posvyashchennoy 175-letiyu so dnya rozhdeniya N.A. Golovkinskogo (27–30 sentyabrya 2009 g.) / otv. red. V.V. Silant'ev. Kazan': Kazan. gos. un-t, 2009. pp. 76–77. In Russian
- Gutak Ya.M. *Granitsa srednego i verkhnego devona v Altae-Sayanskoy skladchatoy oblasti* [The boundary of the middle and upper Devonian in the Altai-Sayan folded region] // Aktual'nye problemy regional'noy geologii Sibiri (stratigrafiya, tektonika, paleogeografiya, minerageniya). Novosibirsk, 1992. pp. 51–52. In Russian
- Gutak Ya.M. *Dilyuvial'nyy sedimentogenez v istorii Zemli* [Diluvial sedimentogenesis in the history of the Earth] // Tipy sedimentogeneza i litogeneza i ikh evolyutsiya v istorii Zemli // Materialy 5-go Vserossiyskogo litologicheskogo soveshchaniya (Ekaterinburg, 14–16 oktyabrya 2008 g.). T. I. Ekaterinburg, 2008. pp. 187–189. In Russian
- Gutak Ya.M. *Ob'em alchedatskogo gorizonta Altae-Sayanskoy oblasti* [Amount of the Alchedat horizon of the Altai-Sayan region] // Geologiya pozdnego dokembriya i paleozoya Sibiri. Novosibirsk, 1990, pp. 104–106. In Russian
- Gutak Ya.M. *Paleozoyskie rify zapadnoy chasti Altae-Sayanskoy skladchatoy oblasti (paleotektonicheskie obstanovki obrazovaniya)* [Paleozoic reefs of the western part of the Altai-Sayan folded region (paleotectonic environments of education)] // Geologiya rifov. Materialy Vserossiyskogo litologicheskogo soveshchaniya, Syktyvkar, Respublika Komi, Rossiya, 15–17 iyunya 2015. Syktyvkar: Geoprint, 2015. pp. 38–39. In Russian
- Gutak Ya.M. *Pozdnefamenskie otlozheniya vostochnoy chasti Kuznetskogo kamennougol'nogo basseyna (levoberezh'e r. Yaya u byvshego pos. Nevskiy)* [The Late Famian deposits of the eastern part of the Kuznetsk coal basin (the left bank of the Yaya River near the former settlement of Nevsky)] // Priroda i ekonomika Kuzbassa. Novokuznetsk, 2006, Vyp. 10. T. 1. pp. 35–37. In Russian
- Gutak Ya.M. *Regional'nye podrazdeleniya geokhronologicheskoy shkaly verkhnego devona* [Regional subdivisions of the upper Devonian geochronological scale] // Novye dannye o geologii i poleznykh iskopaemykh zapadnoy chasti Altae-Sayanskoy oblasti. Novokuznetsk, 1995. pp. 87–90. In Russian
- Gutak Ya.M. *Yashkinskiy organogenyy massiv (severo-zapadnoe obramlenie Kuzbassa): polozhenie, otnositel'nyy vozrast, korrelyatsiya* [Yashkinsky organogenic massif (north-western frame of Kuzbass): position, relative age, correlation] // Kontseptual'nye problemy litologicheskikh issledovaniy v Rossii: Materialy 6-go Vserossiyskogo litologicheskogo soveshchaniya (Kazan', 26–30 sentyabrya 2011 g.). Kazan': Kazan. un-t, 2011. T. 1. pp. 268–270. In Russian
- Gutak Ya.M., Antonova V.A. *Krasnotsvetnye otlozheniya v pribrezhno-morskikh fatsiyakh (model' formirovaniya na primere pozdne-devonskikh otlozheniy Kuzbassa)* [Red-colored deposits in coastal-marine facies (model of formation on the example of the late Devonian deposits of Kuzbass)] // Izv. BO RGO. 2006, Vyp. 26. pp. 95–97. In Russian
- Gutak Ya.M., Antonova V.A. *Paleogeograficheskie rekonstruktsii territorii yuga Zapadnoy Sibiri dlya franskogo veka (pozdnii devon)* [Paleogeographic reconstruction of the territory of the south of Western Siberia for the Frankish century (late Devonian)] // Osnovnye basseyny, sedimentatsionnye i postsedimentatsionnye protsessy v geologicheskoy istorii. Materialy VII Vserossiyskogo litologicheskogo soveshchaniya (Novosibirsk, 28–31 oktyabrya 2013 g.). T. I. Novosibirsk: INGSO RAN, 2013. pp. 255–257. In Russian
- Gutak Ya.M., Antonova V.A., Tolokonnikova Z.A. *Sergievskaia svita razreza Yaya-petropavlovskiy (verkhniy devon, Kuzbass) kak primer lavinnoy sedimentatsii* [Sergievskaia section of the Yaya-Petropavlovsky (upper Devonian, Kuzbass) section as an example of avalanche sedimentation] // Devonskie nazemnye i morskoe obstanovki: ot kontinenta k shel'fu (proekt 499 MPGK/mezhdunarodnaya komissiya po stratigrafii devona): Materialy Mezhdunar. konf. Novosibirsk, 25 iyulya – 9 avgusta 2005 g. Novosibirsk, 2005. pp. 66–68. In Russian
- Gutak Ya.M., Rodygin S.A., Rodina O.A. *Paleontologicheskaya kharakteristika podoninskogo gorizonta (famenskiy yarus, devon) Altae-Sayanskoy skladchatoy oblasti* [The paleontological characterization of the Podoninsk horizon (Famennian Stage, Devonian) of the Altai-Sayan folded region] // Evolyutsiya zhizni na Zemle. Tomsk, 2001. pp. 170–171. In Russian
- Gutak Ya.M., Rodygin S.A., Tolokonnikova Z.A. *Nizhnyaya granitsa kamennougol'noy sistemy v zapadnoy chasti Altae-Sayanskoy skladchatoy oblasti* [The lower boundary of the Carboniferous system in the western part of the Altai-Sayan folded region] // Verkhniy paleozoy Rossii: Stratigrafiya i paleogeografiya. Materialy Vserossiyskoj konferentsii, posvyashchennoy pamyati Vyacheslava Georgievicha Khalymbadzi, 25–27 sentyabrya 2007 g. Kazan', 2007. pp. 94–97. In Russian
- Gutak Ya.M., Tolokonnikova Z.A. *Yurginskaya svita (famenskiy yarus) severnogo obramleniya Kuzbassa (paleontologicheskii fenomen)* [Yurginsky suite (Famennian stage) of the northern border of Kuzbass (paleontological phenomenon)] // Evolyutsiya zhizni na Zemle: Materialy IV Mezhdunarodnogo simpoziuma, 10–12 noyabrya 2010 g. / Otv. red. V.M. Podobina. Tomsk: TML-Press, 2010. pp. 228–230. In Russian
- Kraevskaya L.N. *O vozraste nizhney krasnotsvetnoy tolshchi barzasskogo devona* [On the age of the lower red-colored strata of the Barzas Devonian] // Vestnik Zap. Sib. geol. upr., 1938. Vyp. 4. In Russian
- Kurtigeshev V.S., Gutak Ya.M. *Devonskie otlozheniya Barzasskogo rayona* [Devonian deposits of the Barzas region] // Materialy regional'noy konferentsii geologov Sibiri Dal'nego Vostoka i Severo-Vostoka Rossii. Tomsk, 2000, T. II. pp. 304–306. In Russian
- Peregoedov L.G. *Brakhiopody verkhnego devona doroninskoy vpadiny iz razreza skvazhiny Doroninskaya glubokaya – 275* [Brachiopods of the Upper Devonian of the Doroninskaya basin from the Doroninskaya-275 borehole section] // Biostatigraphy, paleogeography and event in Devonian and Lower Carboniferous (SDS/IGCP 596 joint field meeting): Contribution of international Conference in memory of Evgeny A. Yolkin. Ufa, Novosibirsk, July 20 – August 10, 2011. Novosibirsk: Publishing House of SB PAS, 2011. pp. 130–135. In Russian
- Peregoedov L.G. *Brakhiopody izylinskikh i vassinskikh sloev srednego-verkhnego devona stratotipicheskogo razreza po r. Izyla* [Brachiopods of the Obelin and Vassin layers of the middle-upper Devonian of the stratotype section along the Izyla River] // Regional'naya stratigrafiya pozdnego dokembriya i paleozoya Sibiri: Sb. nauch. tr. / Pod red. V. I. Krasnova. Novosibirsk: SNIIGiMS, 2013. pp. 156–167. In Russian

Rzhonsnitskaya M.A. *Biostratigrafiya devona okrain Kuznetskogo basseyna* [Stratigraphy of Devonian margins of the Kuznetsk basin]. Moscow: Nedra, 1968. 287 p. In Russian

Resheniya Vsesoyuznogo soveshchaniya po razrabotke unifikirovannykh stratigraficheskikh skhem dokembriya, paleozoya i chetvertichnoy sistemy Sredney Sibiri [Decisions of the All-Union Meeting on the Development of Unified Stratigraphic Schemes of the Precambrian, Paleozoic and Quaternary System of Central Siberia]. 1979 g., Ch. II (sredniy i verkhniy paleozoy). Novosibirsk, 1982. In Russian

Stepanov S.A. *Fitostratigrafiya opornykh razrezov devona okrain Kuzbassa* [Phytostratigraphy of the reference sections of the Devonian margin of the Kuzbass] Novosibirsk: Zap. Sib. Knizhnoe izd-vo, 1975. 152 p. In Russian

Timokhina I.G., Rodina O.A. *Novye dannye po stratigrafii verkhnedevonskikh otlozheniy severo-zapadnoy chasti Kuznetskogo basseyna po foraminiferam i khryashchevym rybam* [New data on the stratigraphy of the Upper Devonian deposits of the northwestern part of the Kuznetsk basin by foraminifera and cartilaginous fishes] // Stratigrafiya, geologicheskaya korrelyatsiya, 2015. T. 23. №5. pp. 60–71. In Russian

Tipovye razrezy pograniichnykh otlozheniy srednego i verkhnego devona, frankogo i famenskogo yarusov okrain Kuznetskogo basseyna [Typical sections of the boundary sediments of the middle and upper Devonian, the French and Famennian stages of the outskirts of the Kuznetsk basin] // Materialy V vyezdnoy sessii komissii MSK po devonskoy sisteme, Kuzbass, 16–29 iyulya 1991 g.) / red. V.I. Krasnov, M.A. Rzhonsnitskaya, Ya.M. Gutak. Novosibirsk, 1992. 185 p. In Russian

Tolokonnikova Z.A. *Mshanki mitikhinskoy svity (nizhniy famen, verkhniy devon) Kuznetskogo basseyna* [Bryozoans of the mitikhin suite (Lower Famennian, Upper Devonian) of the Kuznetsk basin] // PZh, 2012. № 4. pp. 27–31. In Russian

Gutak Ya.M., Antonova V.A., Tolokonnikova Z.A. The Famennian stage, Late Devonian of the Kuznetsk Depression // Biostatigraphy, paleogeography and event in Devonian and Lower Carboniferous (SDS/IGCP 596 joint field meeting): Contribution of international Conference in memory of Evgeny A. Yolkin. Ufa, Novosibirsk, July 20 – August 10, 2011. Novosibirsk: Publishing House of SB PAS, 2011. pp. 52–54.

Gutak Ya.M., Antonova V.A. Red-coloured adjournment in seashore facies (formation model on an example of the Upper Devonian adjournment of Kuzbass) // Proceedings XVIIIth Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, September 3–6, 2006, Belgrade, Serbia. Belgrade, 2006. pp. 193–196.

Snigirevskaya N.S., Nadler Yu.S. Habit and relationship of Orestovia (Middle Devonian) // Palaeontographica, Abt. B, 1994, Bd 233, Lfg. 1–6, pp. 11–18.

Author's:

Gutak Jaroslav M., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Director of Institute of Mining and Geosystems, Siberian State Industrial University, Novokuznetsk, Russia.

E-mail: gutakjaroslav@andex.ru

Antonova Valentina An., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Institute of Mining and Geosystems, Associate Professor, Department of Geology of Surveying and Life Safety, Siberian State Industrial University, Novokuznetsk, Russia.

E-mail: antvalya@yandex.ru

СОЗДАНИЕ НОВОЙ СИСТЕМЫ ФОРАМИНИФЕР

В.М. Подобина

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

Приводится новая концепция системы фораминифер для высших таксонов-отрядов и подклассов, относящихся к классу *Foraminifera d'Orbigny, 1826*. По автору, выделение таксонов разного ранга этой системы фораминифер основывается на 5 критериях – морфологическом, онто-филогенетическом, геохронологическом, палеогеографическом и палеобиогеографическом. Морфологический критерий является основным и, кроме строения раковины, учитывает химический состав стенки и ее микроструктуру. В результате установлены 15 подклассов, относящихся к классу фораминифер. В основу большинства подклассов положены отряды, известные в «Основах палеонтологии», 1959. Большое значение имеет впервые установленная филогения 15 подклассов с выделением 5 этапов в их развитии на протяжении фанерозоя, определяемых завершением эпох тектогенеза.

Ключевые слова: фораминиферы, система, 5 этапов, филогения.

Введение

Исследования фораминифер известны с начала XIX в.; наиболее активно изучение этих организмов велось в XX в., но с начала XXI в. количество работ по этой тематике значительно сократилось.

Первые исследования начались в 20-х гг. XIX в. в Западной Европе. Это были обобщающие работы А. d'Orbigny (1826), А. Reuss (1862), Н. Brady (1884), J. Cushman (1928), J. Sigal (1956) и др.

Создателем первой системы фораминифер считается J. Cushman, опубликовавший многие работы по фораминиферам из меловых отложений Северной Америки. Работали в этом направлении и многие другие американские исследователи. Известны, например, сводки А. Loeblich and E. Tappan, 1964, 1987/88, которые легли в основу многих работ по фораминиферам.

В 1930–1940-х гг. исследования фораминифер начались в Советском Союзе и были связаны с нефтяными районами Баку. С 1940-х гг. вышли в свет работы Д.М. Раузер-Черноусовой и А.В. Фурсенко. Под руководством этих выдающихся ученых был создан первый справочник «Основы палеонтологии», 1959, в котором изложена первая отечественная система подкласса фораминифер с соподчиненными отрядами, надсемействами, семействами и другими таксонами.

На основании изучения фораминиферовой цитоплазмы А.В. Фурсенко установил их положение в ранге подкласса типа *Protozoa* класса *Sarcodina*. В подклассе фораминифер [Основы палеонтологии... 1959] выделены 13 отрядов с подотрядами и другими таксонами. Этой системой фораминифер пользовались многие годы микропалеонтологи России как в научных, так и в производственных орга-

низациях. Одновременно исследовались разного ранга отдельные таксоны этих организмов и систематически публиковались монографии и многочисленные статьи. Накопленный материал по исследованию фораминифер послужил основой для некоторых ученых России в создании новых систем фораминифер. В этом отношении следует отметить Н.И. Маслакову [Маслакова, 1990; Маслакова, Горбачик, 1995] и других ученых [Михалевич, 1980, 1998, 2000; Саидова, 1981].

Автором на основании собственных многочисленных исследований [Подобина, 1966, 1975, 1978, 1989, 1995, 1998, 2000, 2009, 2012, 2014, 2015] также предложена несколько уточненная и расширенная система фораминифер по сравнению с предыдущими системами. При создании системы фораминифер в России принимались во внимание последние зарубежные сводки по этим организмам [Loeblich, Tappan, 1964, 1987, 1988, 1994; Kaminski, 2004, 2014].

Результаты исследований

Автором данной работы предложена система фораминифер в ранге класса *d'Orbigny, 1826*, содержащего 15 подклассов, 13 из которых были известны в ранге отрядов в системе из [Основы палеонтологии... 1959]. А.В. Фурсенко [Фурсенко, 1978] рекомендовал отечественным исследователям при разработке системы этих организмов брать за основу данный справочник. Эти рекомендации учтены в предлагаемой системе, где известные соподчиненные отряды, реже семейства, повышены в ранге до 15 подклассов. При этом автор использовала в систематике фораминифер, помимо морфологического, еще четыре критерия: онто-

филогенетический, геохронологический, палеогеографический и палеобиогеографический.

Автор данной работы многие годы изучала ископаемые фораминиферы [Подобина, 1966, 1975, 1978, 1989, 1995, 1998, 2000, 2009, 2015] и поддерживает исследования Н.И. Маслаковой, опубликовавшей значительно уточненную систему. Однако такой подкласс, как *Textulariata Mikhalevich, 1980*, который также представлен в системе Н.И. Маслаковой и классификации агглютинированных фораминифер М. Каминского [Kaminski, 2014], включает разнородные отряды, которые по химическому составу, микроструктуре стенки, способу образования стенки и спирали и другим критериям (онто-филогенетический, геохронологический, палеогеографический, палеобиогеографический) могут быть выделены как самостоятельные подклассы. Эти таксоны, или новые подклассы, по мнению автора данной работы, по всем критериям согласуются с отрядами, ранее предложенными под руководством Д.М. Раузер-Черноусовой и А.В. Фурсенко [Основы палеонтологии... 1959; Фурсенко, 1978]. Автор со своей стороны, как указывалось, увеличила число подклассов и отрядов, имевших ранее в известных сводках фораминифер ранг надсемейств или семейств [Маслакова, Горбачик, 1995; Основы палеонтологии... 1959].

Предлагаемая система фораминифер основывается на исследованиях автора и вышеупомянутых ученых с изменениями и дополнениями.

Система фораминифер (высшие таксоны)

Царство *Zoa*. Животные

Подцарство *Protozoa Goldfuss, 1818*

Простейшие животные

Тип *Sarcodina Dujardin, 1838*. Саркодовые

Класс *Foraminifera d'Orbigny, 1826*. Фораминиферы

1. Подкласс *Allogromiata Furssenko, 1958*
Отряд *Allogromiida Furssenko, 1958*
2. Подкласс *Astrorhiziata Podobina, 2014*
Отряд *Astrorhizida Lankester, 1885*
Отряд *Saccamminida Podobina, 2015*
Отряд *Reophacida Podobina, 2014*
3. Подкласс *Ammodisciata Podobina, 2014*
Отряд *Ammodiscida Furssenko, 1958*
Отряд *Haplophragmiida Podobina, 2014*
Отряд *Lituolida Podobina, 2014*
4. Подкласс *Lagenata Maslakova, 1990*
Отряд *Lagenida Lankester, 1885*
Отряд *Polymorphinida Wedekind, 1937*
5. Подкласс *Textulariata Podobina, 2014*
Отряд *Palaeotextulariida Hohenegger et Piller, 1975*
Отряд *Textulariida Lankester, 1885*
6. Подкласс *Ataxophragmiata Podobina, 2014*
Отряд *Trochamminida Podobina, 2014*
Отряд *Ataxophragmiida Schwager, 1877*

7. Подкласс *Orbitolinata Podobina, 2014*
Отряд *Orbitolinida Maslakova, 1990*
Отряд *Tetrataxida Podobina, 2014*
8. Подкласс *Fusulinata Maslakova, 1990*
Отряд *Parathuramminida Mikhalevich, 1980*
Отряд *Moravamminida Maslakova, 1990*
Отряд *Nodosinellida Maslakova, 1990*
Отряд *Endothyrida Furssenko, 1958*
Отряд *Fusulinida Wedekind, 1937*
Отряд *Involutinida Hohenegger et Piller, 1975*
9. Подкласс *Miliolata Saidova, 1981*
Отряд *Cornuspirida Jirovec, 1953*
Отряд *Miliolida Delage et Heronard, 1896*
Отряд *Soritida Saidova, 1981*
Отряд *Alveolinida Mikhalevich, 1980*
10. Подкласс *Rzehakiniata Podobina, 2014*
Отряд *Silicinida Podobina, 2014*
Отряд *Rzehakinida Saidova, 1971*
11. Подкласс *Rotaliata Mikhalevich, 1980*
Отряд *Rotaliida Lankester, 1885*
Отряд *Nonionida Podobina, 2014*
Отряд *Elphidiida Podobina, 2014*
12. Подкласс *Globigerinata Maslakova, 1990*
Отряд *Globigerinida Lankester, 1885*
Отряд *Heterohelicida Furssenko, 1958*
13. Подкласс *Buliminata Podobina, 2014*
Отряд *Buliminida Furssenko, 1958*
Отряд *Bolivinitida Podobina, 2015*
Отряд *Pleurostomellida Podobina, 2014*
Отряд *Cassidullinida Voloshinova, 1970*
14. Подкласс *Spirillinata Maslakova, 1990*
Отряд *Spirillinida Hohenegger et Piller, 1975*
15. Подкласс *Nummulitiata Podobina, 2014*
Отряд *Orbitoidida Baschkurov et Antonischin, 1974*
Отряд *Nummulitida Lankester, 1885*

В монографии [Подобина, 2015] дано краткое описание всех подклассов и отрядов, установленных как автором, так и другими исследователями. Описания таксонов сопровождаются краткими сведениями о морфологии раковин, составе и микроструктуре стенки, стратиграфическом интервале их развития, фациальной приуроченности и связи с определенными палеобиогеографическими подразделениями.

В статье приведены для примера из монографии [Подобина, 2015] 2 (I и II) палеонтологические таблицы и описания к ним отрядов *Haplophragmiida* и *Lituolida* подкласса *Ammodisciata Podobina, 2015* (описание в конце раздела).

А.В. Фурсенко [Фурсенко, 1978] предложил развивать и совершенствовать систему фораминифер, представленную в «Основах палеонтологии» [Основы палеонтологии... 1959] и состоящую из 13 отрядов подкласса *Foraminifera*. В связи с повышением ранга фораминифер до класса [Маслакова, 1990; Маслакова, Горбачик, 1995; Подобина, 2014; 2015; Loeblich, Tappan, 1994; Kaminski, 2004] автором

данной работы почти все 13 отрядов отечественного справочника рассматриваются как отдельные подклассы. Кроме того, добавлены новые два подкласса – *Orbitolinata Podobina, 2014* и *Rzehakiniata Podobina, 2014* [Подобина, 2014, 2015]. Выделение всех подклассов основано автором на особенностях химического состава стенки и морфологического строения раковин; учтены также онто-филогенетический, геохронологический, палеогеографический и палеобиогеографический критерии [Подобина, 1978, 1998, 2000; Фурсенко, 1978]. К подклассу *Ammodiscata Podobina, 2014* отнесен новый отряд *Haplophragmiida Podobina, 2014*, выделенный из литуолид по химическому составу, микроструктуре стенки (агглютинированная кварцево-кремнистая) и морфологическому строению раковин. При этом учтены другие морфологические особенности раковин, а также вышеуказанные критерии [Подобина, 1978; 1995; 1998; 2014; 2015; Podobina, 1993]. Предлагаемая автором уточненная система фораминифер более близка к известной системе [Основы палеонтологии... 1959], которую мы обычно используем в повседневной научной и практической работе.

По мнению А.В. Фурсенко [1978] и автора данной статьи [Подобина, 1978, 1998, 2000, 2014, 2015], при решении задач систематики фораминифер на палеонтологическом материале нельзя исходить из какого-либо одного критерия, как правило, морфологического. Необходимо принимать во внимание совокупность всех вышеуказанных пяти критериев, так как исследуются и вымершие таксоны.

В последние годы разработана новая классификация фораминифер, основанная на молекулярных исследованиях Pawlowski, Holzmann, Tyszk, 1913. Установлены два новых класса – *Globothalamea* и *Tubothalamea* в филуме *Foraminifera d'Orbigny, 1826*.

Однокамерные формы с органогенной и агглютинированной стенкой сгруппированы в комплекс «моноталамиды» (*Monothalamids*). В класс *Globothalamea* входят многокамерные формы, камеры которых имеют шаровидную форму. В классе *Tubothalamea* выделяются многокамерные формы, камеры которых имеют трубчатую форму. В этой системе среди комплекса «моноталамиды» установлены два однокамерных отряда – *Allogromida* и *Astrorhizida*. Некоторые весьма распространенные отряды (*Lagenida*, *Fusulinida* и *Involutinida*) оставлены как *incertae sedis*, т.е. группы форм неясного систематического положения. Предложенная данными авторами система создана с учетом только одного критерия – морфологического, в основе которого – сведения по молекулярному составу фораминифер. Таким образом, эта классификация нуждается в дальнейших основательных исследо-

ваниях и тогда, возможно, будет рассмотрена как одна из надежных систем.

Подкласс *Ammodiscata Podobina, 2014*
Отряд *Haplophragmiida Podobina, 2014*
[nom. transl. Podobina, 2014
(ex *Haplophragmoididae* Maync, 1952)]

Раковина спирально-плоскостная или стрептоидная, инволютная до эволютной, на второй стадии развития раковина развернутая, однорядная, устье базальное или септальное, единичное или множественное, конечное; стенка простая или сложная, часто с псевдохитиновой выстилкой, агглютинированная, кварцево-кремнистая. Распространены в терригенных фациях Бореального и Арктического циркумполярного поясов. Карбон – ныне (таблица I).

Отряд *Lituolida Podobina, 2014*
[nom. transl. Podobina, 2014
(ex *Lituolidea* Reuss, 1861)]

Раковина многокамерная, спирально-плоскостная или стрептоидная, инволютная, на поздней стадии однорядная, устье простое или сложное, ситовидное; стенка известковая с микрогранулярной микроструктурой, иногда псевдоальвеолярная. Распространены в карбонатных или терригенных фациях с содержанием карбонатного материала в Бореальном или Тетическом поясах. Юра – мел (таблица II).

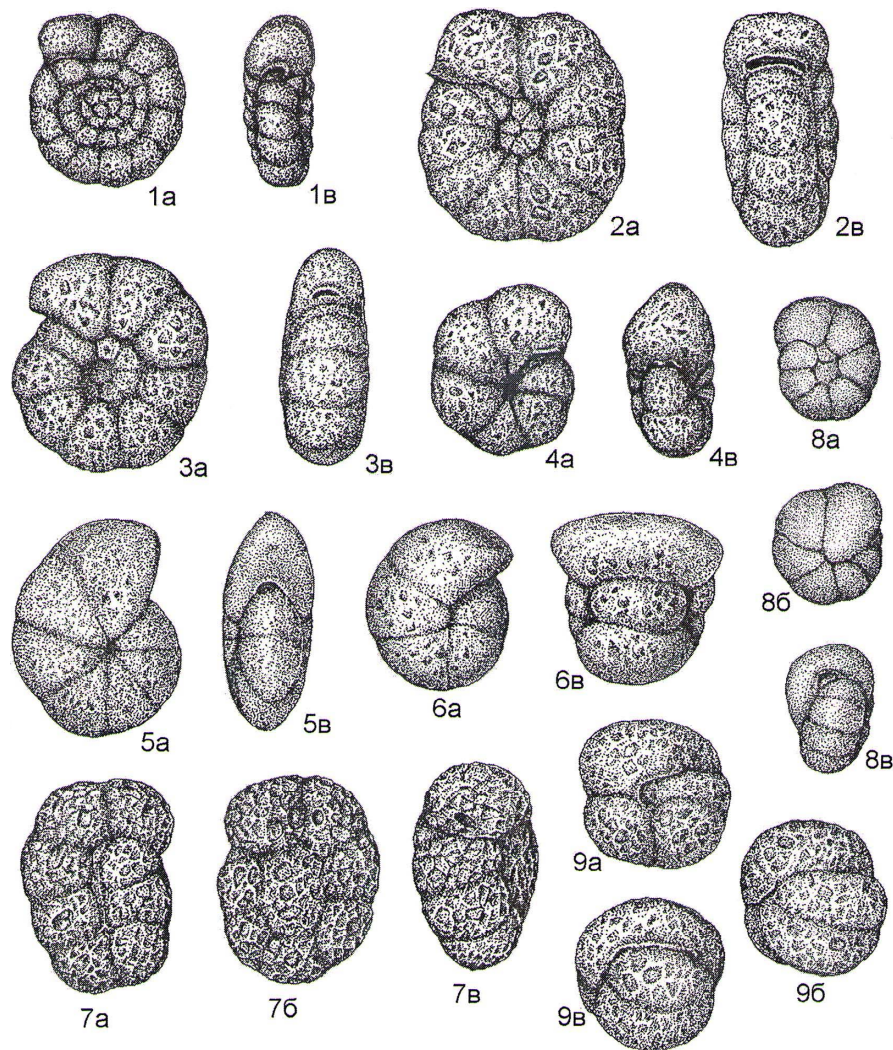
Филогения фораминифер

В работе [Подобина, 2015] и в данной статье представлены результаты исследования филогении 15 подклассов фораминифер и намечены 5 этапов в их развитии, связанных с эпохами тектогенеза (рис. 1).

Так, первый этап – появление подклассов 1–3 фораминифер в конце байкальской эпохи тектогенеза; второй этап – возникновение с ордовика и силура шести подклассов (4–9) при завершении каледонской эпохи; третий этап – появление с триаса четырех подклассов (10–13) – завершение герцинской эпохи; четвертый этап – два подкласса (14, 15) – окончание киммерийской эпохи; пятый этап – проявление к концу эоцена значительной фазы альпийской эпохи тектогенеза, с чем связано вымирание подклассов *Nummulitiata*, *Orbitolinata* и появление новых таксонов фораминифер.

Пять установленных этапов в развитии фораминифер соответствуют в основном завершающим эпохам тектонических движений.

Подкласс *Ammodiscata* *Podobina, 2014*
 Отряд *Haplophragmiida* *Podobina, 2014*



Фиг. 1. *Trochamminoides proteus* (Karrer). Типовой экземпляр. Современная форма; побережье Мексиканского залива; x25 [Loeblich and Tappan, 1964]
 Fig. 1. *Trochamminoides proteus* (Karrer). A typical specimen. The modern form; Gulf Coast, x 25 [Loeblich and Tappan, 1964]

Фиг. 2. *Labrospira crassimargo* (Norman). Голотип. Современная форма; фиорды Швеции; x40 [Hoeglund, 1947]

Fig. 2. *Labrospira crassimargo* (Norman). Holotype. The modern form; Fjords of Sweden; x40 [Hoeglund, 1947]

Фиг. 3. *Labrospira collyra* (Nauss). Экз. № 145. Верхний мел (турон); Западная Сибирь, Омская область, скв. 13-р, интервал гл. 1010,0–1001,0 м; x60 [Подобина, 1966]

Fig. 3. *Labrospira collyra* (Nauss). Ex. No. 145. Upper Cretaceous (Turon); Western Siberia, Omsk Region, 13-p, 1010.0–1001.0 m; x60 [Podobina, 1966]

Фиг. 4. *Haplophragmoides canariensis* (d'Orbigny). Лектотип № 398. Современная форма; Атлантический океан у Канарских островов; x60 [Подобина, 1974]

Fig. 4. *Haplophragmoides canariensis* (d'Orbigny). Lectotype № 398. Modern form; The Atlantic Ocean near the Canary Islands; x60 [Podobina, 1974]

Фиг. 5. *Haplophragmoides rota* Nauss *sibiricus* Zaspelova. Экз. № 167. Верхний мел (турон); Западная Сибирь, Омская область, Уйский профиль, скв. 20-к, гл. 880,0 м; x60 [Подобина, 1966]

Fig. 5. *Haplophragmoides rota* Nauss *sibiricus* Zaspelova. Ex. №. 167. Upper Cretaceous (Turon); Western Siberia, Omsk Region, Uysky Profile, borehole. 20-k, depth 880,0 m; x60 [Podobina, 1966]

Фиг. 6. *Cribrostomoides exploratus* Podobina. Голотип № 112. Верхний мел (сантон); Западная Сибирь, Томская область, Парабель-Чузыкский профиль, скв. 3-к, инт-л гл. 408,95–397,15 м; x80 [Подобина, 1966]

Fig. 6. *Cribrostomoides exploratus* Podobina. Holotype №. 112. Upper chalk (santon); West Siberia, Tomsk region, Parabel-Chusik profile, 3-k, depth 408.95–397.15 m; x80 [Podobina, 1966]

Фиг. 7. *Recurvoides contortus* Earland. Типовой вид. Современная форма; Антарктика; x40 [Loeblich and Tappan, 1964]

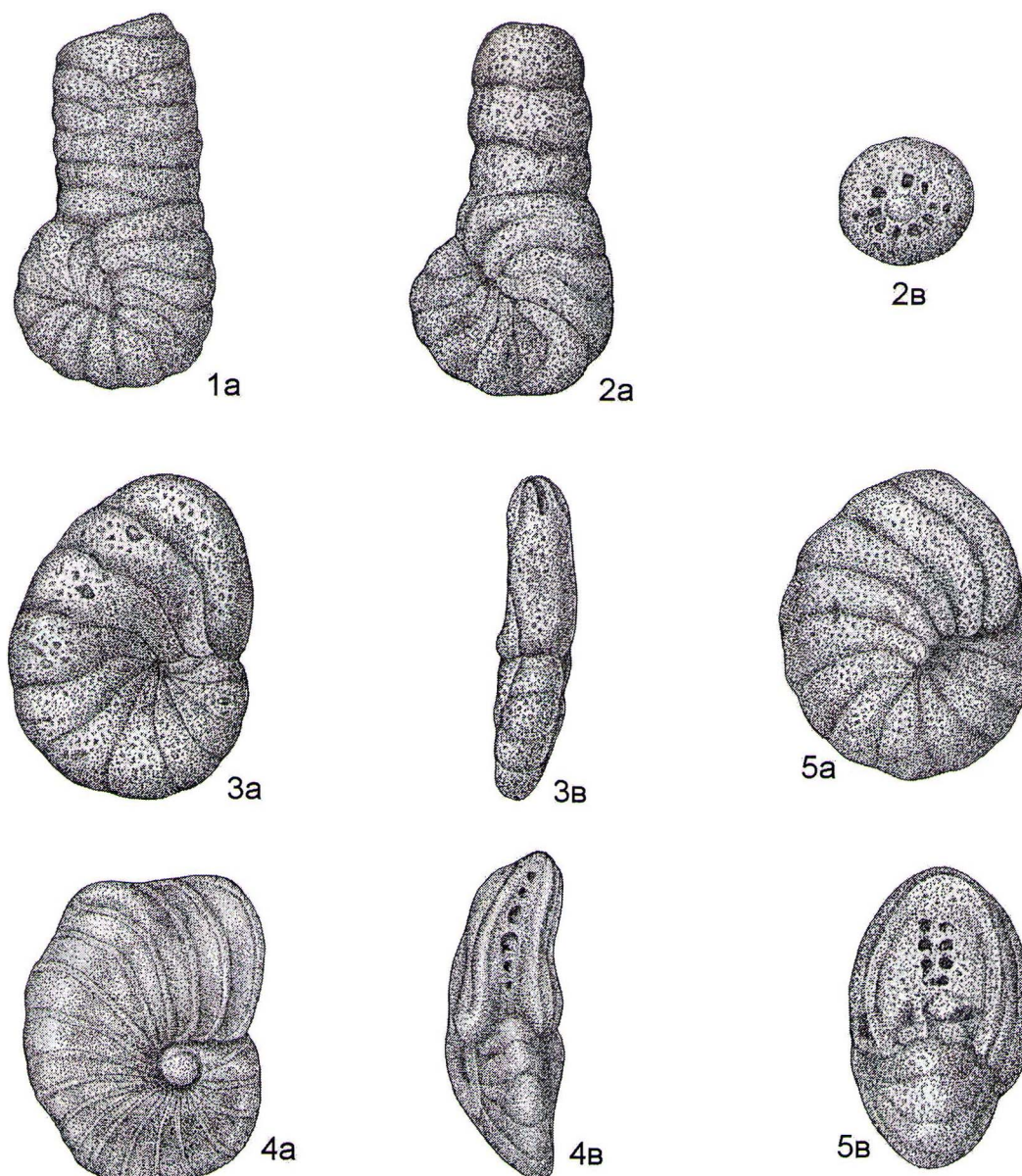
Fig. 7. *Recurvoides contortus* Earland. A typical view. The modern form; Antarctic; x40 [Loeblich and Tappan, 1964]

Фиг. 8. *Recurvoides magnificus* Podobina. Голотип № 110. Верхний мел (кампан); Западная Сибирь, Томская область, Амбарская площадь, скв. 1-р, инт-л гл. 718,0–712,0 м; x40 [Подобина, 1966]

Fig. 8. *Recurvoides magnificus* Podobina. Holotype № 110. Upper Cretaceous (Campan); Western Siberia, Tomsk Region, Ambarskaia Square, 1-p, 718.0–712.0 m; x40 [Podobina, 1966]

Фиг. 9. *Adercotryma glomerata* Brady. Типовой вид, современная форма; Атлантический океан у о-ва Гренландия; x80 [Loeblich and Tappan, 1964]

Fig. 9. *Adercotryma glomerata* Brady. Typical view, modern shape; Atlantic Ocean near Greenland; x80 [Loeblich and Tappan, 1964]

Отряд *Lituolida* Podobina, 2014

Фиг. 1, 2, 5. *Lituola nautiloidea* Lamarck: 1 – Экз. № 1a (в коллекции ТГУ). Верхний мел (кампан); прислан из Франции (формация Mendon), x20 [Подобина, 1978]; 2 – Топотип (в коллекции университета Канзас, США). Верхний мел (кампан); Франция (формация Mendon), x20 [Loeblich and Tappan, 1964]

Fig. 1, 2, 5. *Lituola nautiloidea* Lamarck: 1 – Ex. № 1a (In the collection of TSU). Upper Cretaceous (Campan); Sent from France (the Mendon formation), x20 [Podobina, 1978]; 2 – Topotype (in the collection of the University of Kansas, USA). Upper Cretaceous (Campan); France (the Mendon formation), x20 [Loeblich and Tappan, 1964]

Фиг. 3. *Phenacophragma assurgens* Applin, Loeblich et Tappan. Голотип. Нижний мел (альб); США (Техас); x60 [Loeblich and Tappan, 1988]

Fig. 3. *Phenacophragma assurgens* Applin, Loeblich et Tappan. Holotype. Lower chalk (alb); United States (Texas); x60 [Loeblich and Tappan, 1988]

Фиг. 4–5. *Stomastoecha plummerae* Applin, Loeblich et Tappan. 4 – Голотип. Нижний мел (альб); США (Техас); x40 [Loeblich and Tappan, 1964]; 5 – Паратип (в коллекции лаборатории Cushman, США). Верхний мел (кампан); Франция (формация Mendon), x20 [Loeblich and Tappan, 1964]

Fig. 4–5. *Stomastoecha plummerae* Applin, Loeblich et Tappan. 4 – Holotype. Lower chalk (alb); United States (Texas); x40 [Loeblich and Tappan, 1964]; 5 – Paratype (in the collection of the laboratory Cushman, USA). Upper Cretaceous (Campan); France (the Mendon formation), x20 [Loeblich and Tappan, 1964]

		Подклассы фораминифер*														
Периоды млн. лет	Границы млн. лет	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15			
Q 2,6	2,6															
N 22,0	24,6															
P 40,4	65,0															
K 79,0	144,0															
J 69,0	213,0															
T 35,0	248,0															
P 38,0	286,0															
C 74,0	360,0															
D 40,0	400,0															
S 30,0	470,0															
O 69,0	500,0															
Є 40,0	540,0															

Рис. 1. Схема филогении класса фораминифер

* Подклассы *Allogromiata* и *Astrorhiziata* – появление с конца докембрия и существование на протяжении фанерозоя. От них – начало подкласса *Ammodiscata*: 1-й этап – появление этих трех подклассов и существование до ныне. 2-й этап – появление 6 подклассов (4–9) с **O** и **S**, расцвет с **D**. 3-й этап – появление 4 подклассов (10–13) с **T**, расцвет с **J** и **K**. 4-й этап – появление 2 подклассов (14; 53) с конца **K**, расцвет в **P** (эоцен). 5-й этап – вымирание 2 подклассов (7; 15) в эоцене, появление новых таксонов глобигеринид

Fig. 1. Phylogeny scheme of the foraminifera class

* Subclasses of *Allogromiata* and *Astrorhiziata* – the appearance from the end of the Precambrian and existence throughout the Phanerozoic. From them – the beginning of the subclass *Ammodiscata*: 1st stage – The appearance of these three subclasses and existence until now. 2nd stage is the appearance of six subclasses (4–9) with **O** and **S**, blossoming with **D**. The 3rd stage is the appearance of four subclasses (10–13) with **T**, blossoming with **J** and **K**. Stage 4 – appearance 2 subclasses (14; 53) from the end **K**, heyday in **P** (eocene). The 5th stage is the extinction of two subclasses (7; 15) in the Eocene, the appearance of new globigerinide taxa

Заключение

Известная в работе автора [Подобина, 2015] система высших таксонов (подклассы, отряды) класса *Foraminifera d'Orbigny, 1826* разработана на основе отечественного справочника [Основы палеонтологии... 1959]. Ранг фораминифер поднят до класса согласно новейшим исследованиям цитоплазмы этих организмов [Маслакова, 1990; Loeblich, Tappan, 1994; Маслакова, Горбачик, 1995; Kaminski, 2004, 2014; Подобина, 2014, 2015]. Ранг отрядов, который определен в справочнике [Основы палеонтологии..., 1959], автор рассматривает как подклассы, а некоторые соподчиненные надсемейства и семейства – как отряды.

Положение соподчиненных таксонов – надсемейств, семейств, подсемейств и родов – в дальнейшем также должно быть уточнено на основании исследования отдельных групп фораминифер.

Автору удалось установить в подклассе *Ammodiscata* Podobina, 2014 три отряда на основании исследования топотипов отдельных родов, являю-

щихся основой для выделения надсемейств, а теперь их ранг поднят до отрядов [Подобина, 1978, 2014; 2015]. Подобные надсемейства, а впоследствии, возможно, и отряды, могут быть установлены, по мнению автора, в подклассе *Ataxophragmiata* Podobina, 2014, где уже неоднократно отмечалось существование родов-двойников [Подобина, 2012]. Они отличаются химическим составом, микроструктурой стенки, морфологическим строением раковин, а также по другим известным критериям.

При установлении новых подклассов автор стремилась придерживаться системы, сформированной под руководством Д.М. Раузер-Черноусовой и А.В. Фурсенко [1978], надеясь на дальнейшие исследования, которые будут основываться на отечественной классификации. Автором использованы также отдельные таксоны из известной американской системы [Loeblich, Tappan, 1964, 1987, 1988].

Следовательно, по мере изучения и сопоставления фораминифер с использованием известных критериев будет совершенствоваться предлагаемая си-

стема фораминифер, но при этом необходимо учитывать сведения о химическом составе, микроструктуре стенки. Комплекс критериев при определяющем морфологическом даст возможность создать более естественную и полноценную систему фораминифер.

ЛИТЕРАТУРА

- Маслакова Н.И.** Критерии выделения высших таксонов фораминифер // Систематика и филогения беспозвоночных / под ред. В.В. Меннера. М. : Наука, 1990. С. 22–27.
- Маслакова Н.И., Горбачик Т.Н.** Систематическая часть. Класс *Foraminifera* // Микропалеонтология : учеб. М. : Изд-во МГУ, 1995. С. 13–111.
- Михалевич В.И.** Систематика и эволюция фораминифер в свете новых данных по их цитоплазме и ультраструктуре // Труды зоологического института. Л., 1980. Т. 94. С. 42–61.
- Михалевич В.И.** Макросистема фораминифер // Известия Академии наук. Серия Биологическая. 1998. Ч. 2. С. 266–271.
- Михалевич В.И.** Тип *Foraminifera d'Orbigny, 1826* // Протисты: руководство по зоологии. Ч. 1 / под ред. А. Алимова. СПб. : Наука, 2000. С. 533–623.
- Основы палеонтологии:** Общая часть. Простейшие. М. : Изд-во АН СССР, 1959. 367 с.
- Подобина В.М.** Фораминиферы верхнего мела Западно-Сибирской низменности. М. : Наука, 1966. 148 с., 19 табл.
- Подобина В.М.** Фораминиферы верхнего мела и палеогена Западно-Сибирской низменности, их значение для стратиграфии. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1975. 163 с., 40 табл.
- Подобина В.М.** Систематика и филогения гаплофрагмидей. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1978. 91 с., 17 табл.
- Подобина В.М.** Фораминиферы и зональная стратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1989. 175 с., 35 табл.
- Подобина В.М.** Нодозарииды позднего мела Западной Сибири. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1995. 203 с., 36 пал. табл.
- Подобина В.М.** Фораминиферы и биостратиграфия палеогена Западной Сибири. Томск : Изд-во НТЛ, 1998. 338 с., 57 пал. табл.
- Подобина В.М.** Фораминиферы и биостратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Томск : Изд-во НТЛ, 2000. 388 с., 80 пал. табл.
- Подобина В.М.** Фораминиферы, биостратиграфия верхнего мела и палеогена Западной Сибири. Томск : Томский государственный университет, 2009. 432 с., 73 табл.
- Подобина В.М.** Роды-двойники агглютинированных фораминифер и условия их обитания (на примере отряда *Ataxophragmiida*) // Современная микропалеонтология : тр. Всерос. микропалеонтол. совещания. Геленджик, 2012. С. 136–139.
- Подобина В.М.** Предлагаемая система фораминифер (высшие таксоны) // Вестник Томского государственного университета. 2014. № 380. С. 215–224.
- Подобина В.М.** Система фораминифер (высшие таксоны). Томск : Издательский дом ТГУ, 2015. 172 с., 47 пал. табл.
- Саидова Х.М.** О современном состоянии системы надвидовых таксонов кайнозойских бентосных фораминифер. М. : Изд-во АН СССР, 1981. 73 с.
- Фурсенко А.В.** Введение в изучение фораминифер // Труды. ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск : Наука, 1978. Вып. 391. 242 с.
- Loeblich A.R., Tappan H.** Sarcodina chiefly “Thecamoebians” and Foraminifera: Treatise on Invertebrate Paleontology. Pt. C.: Protista. Lawrence : Univ. Kansas Press, 1964. V. 1–2. 900 p.
- Loeblich A.R., Tappan H.** Foraminiferal Genera and their Classification. New York : Van Nostrand Reinhold Company, 1987. V. I. 970 p.; 1988. V. II. 847 p.
- Loeblich A.R., Tappan H.** Foraminifera of the Sahul Shelf and Timor Sea // Cushman Foundation for Foraminiferal Research Special Publication. 1994. V. 31. 661 p.
- Kaminski M.A.** The Year 2000 Classification of the Agglutinated Foraminifera. Proceedings of the Sixth International Workshop on Agglutinated Foraminifera. Grzybowski Foundation, Special Publication, 2004. № 8. P. 237–255.
- Kaminski M.A.** The year 2010 Classification of the Agglutinated Foraminifera // Micropaleontology. 2014. V. 60, № 1. P. 89–107.
- Podobina V.M.** New data on composition and microstructure of agglutinated foraminifer wall // Abstracts to International Workshop on Agglutinated Foraminifera in Krakow (Poland, September 12–19, 1993). 1993. P. 24.

Автор:

Подобина Вера Михайловна, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующая кафедрой палеонтологии и исторической геологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.
E-mail: podobina@ggf.tsu.ru

Geosphere Research, 2017, 1, 77–85. DOI: 10.17223/25421379/3/

V.M. Podobina

Tomsk State University, Tomsk, Russia

CREATION OF NEW FORAMINIFERAL SYSTEM

In this paper are described the new conception of the system of foraminifera, which constitute an extensive and rather rapidly evolving group of organisms. This system is based, as the author supposes, on five criteria: morphological, ontophylogenetic, geo-

chronological, paleogeographical and paleobiogeographical. The morphological criterion is a cardinal one, taking into account the chemical composition and microstructure of test walls. The rank of the established 15 subclasses of foraminifera assigned to the class Foraminifera d'Orbigny, 1826 was heightened, if compared with orders in the system known from the Basics of Paleontology (1959).

Of great importance is the phylogeny of separate subclasses and establishing on this base 5 foraminifera development stages, corresponding to their morphological constitution and crucial tectonic moments during the Phanerozoic. In subclass Ammodiscata Podobina, 2014 two orders (Haplophragmiida Podobina, 2014; Lituolida Podobina, 2014) have been established on the base of studying of topotypes separate genera and species. Early these genera were the base only for the one overfamily Lituolidea Reuss, 1861. Then the genera of this overfamily were divided and offered to two overfamilies which have been risen to orders [Podobina, 2014; 2015]. Separate taxons in principal genera took into account by author from American classification [Loeblich, Tappan, 1964; 1987; 1988]. On the end of paper there are two paleontological tables with characteristic species of two orders – Haplophragmiida and Lituolida which differ by their morphological construction and the other four criteria [Podobina, 2014; 2015].

Keywords: Foraminifera, System, 5 stages, Phylogeny.

REFERENCES

- Maslakova N.I. *Kriterii vydeleniya vysshikh taksonov foraminifer* [Criteria for selection of higher taxa foraminifera] // *Sistematika i filogeniya bespozvonochnykh / pod red. V.V. Mennera*. Moscow: Nauka, 1990. pp. 22–27. In Russian
- Maslakova N.I., Gorbachik T.N. *Sistematicheskaya chast'. Klass Foraminifera* [The systematic part. Foraminifera class] // *Mikropaleontologiya: ucheb.* Moscow: Izd-vo MGU, 1995. pp. 13–111. In Russian
- Mikhalevich V.I. *Sistematika i evolyutsiya foraminifer v svete novykh dannykh po ikh tsitoplazme i ul'trastrukture* [Systematics and evolution of foraminifera on new data in their cytoplasm and ultrastructure] // *Trudy zoologich. in-ta*. Leningrad: 1980. V. 94. pp. 42–61. In Russian
- Mikhalevich V.I. *Makrosistema foraminifer* [Macrosystem foraminifera] // *Izvestiya Akademii nauk. Seriya Biologicheskaya*. 1998. P. 2. pp. 266–271. In Russian
- Mikhalevich V.I. *Tip Foraminifera d'Orbigny, 1826* [Type Foraminifera d'Orbigny, 1826] // *Protisty: rukovodstvo po zoologii*. Ch. 1 / pod red. A. Alimova. St. Petersburg: Nauka, 2000. pp. 533–623. In Russian
- Osnovy paleontologii: Obshchaya chast'. Prosteyshie* [Fundamentals of paleontology: General. Protozoa]. Moscow: Izd-vo AN SSSR, 1959. 367 p. In Russian
- Podobina V.M. *Foraminifery verkhnego mela Zapadno-Sibirskoy nizmennosti* [Foraminifera of the Upper Cretaceous of the West Siberian Lowland]. Moscow: Nauka, 1966. 148 p., 19 Tabl. In Russian
- Podobina V.M. *Foraminifery verkhnego mela i paleogena Zapadno-Sibirskoy nizmennosti, ikh znachenie dlya stratigrafi* [Foraminifera of the Upper Cretaceous and Paleogene of the West Siberian Lowland, their importance for stratigraphy]. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta, 1975. 163 p., 40 Tabl. In Russian
- Podobina V.M. *Sistematika i filogeniya gaplofragmiidey* [Systematics and phylogeny of haplophragmiida]. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta, 1978. 91 p., 17 Tabl. In Russian
- Podobina V.M. *Foraminifery i zonal'naya stratigrafiya verkhnego mela Zapadnoy Sibiri* [Foraminifera and zonal stratigraphy of the Upper Cretaceous of Western Siberia]. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta, 1989. 175 p., 35 Tabl. In Russian
- Podobina V.M. *Nodozariidy pozdnego mela Zapadnoy Sibiri* [Nodozariids of the Late Cretaceous of Western Siberia.]. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta, 1995. 203 p., 36 pal. Tabl. In Russian
- Podobina V.M. *Foraminifery i biostratigrafiya paleogena Zapadnoy Sibiri* [Foraminifera and biostratigraphy of the Paleogene of Western Siberia]. Tomsk: Izd-vo NTL, 1998. 338 p., 57 pal. Tabl. In Russian
- Podobina V.M. *Foraminifery i biostratigrafiya verkhnego mela Zapadnoy Sibiri* [Foraminifera and biostratigraphy of the Upper Cretaceous of Western Siberia]. Tomsk: Izd-vo NTL, 2000. 388 p., 80 pal. Tabl. In Russian
- Podobina V.M. *Foraminifery, biostratigrafiya verkhnego mela i paleogena Zapadnoy Sibiri* [Foraminifera, biostratigraphy of the Upper Cretaceous and Paleogene of Western Siberia]. Tomsk: Tomskiy gosudarstvennyy universitet, 2009. 432 p., 73 tabl. In Russian
- Podobina V.M. *Rody-dvoyniki agglyutinirovannykh foraminifer i usloviya ikh obitaniya (na primere otrada)* [The genera-counterpart of agglutinated foraminifera and the conditions of their habitat (exemplified by the detachment Ataxophragmiida)] // *Sovremennaya mikropaleontologiya*. Tr. Vseros. Mikropaleontol. Soveshchaniya. Gelendzhik, 2012. pp. 136–139. In Russian
- Podobina V.M. *Predlagaemaya sistema foraminifer (vysshie taksony)* [The proposed system foraminifera (higher taxa)] // *Tomsk State University Journal*. 2014. № 380. pp. 215–224. In Russian
- Podobina V.M. *Sistema foraminifer (vysshie taksony)* [The system of foraminifera (higher taxa)]. Tomsk: Izdatel'skiy dom TGU, 2015. 172 p., 47 pal. Tabl. In Russian
- Saidova Kh.M. *O sovremennom sostoyanii sistemy nadvidovykh taksonov kaynozoykskikh bentosnykh foraminifer* [On the current state of the system of superspecific taxa of the Cenozoic benthic foraminifera]. Moscow: Izd-vo AN SSSR, 1981. 73 p. In Russian
- Fursenko A.V. *Vvedenie v izuchenie foraminifer* [Introduction to the study of foraminifera] / Tr. IGIG SO AN SSSR. Vyp. 391. Novosibirsk: Nauka, 1978. 242 p. In Russian
- Loeblich A.R., Tappan H. *Sarcodina chiefly "Thecamoebians" and Foraminiferida: Treatise on Invertebrate Paleontology*. Pt. C.: Protista. Lawrence: Univ. Kansas Press, 1964. V. 1–2. 900 p.
- Loeblich A.R., Tappan H. *Foraminiferal Genera and their Classification*. New York: Van Nostrand Reinhold Company, 1987. V. I. 970 p.; 1988. V. II. 847 p.
- Loeblich A.R., Tappan H. *Foraminifera of the Sahul Shelf and Timor Sea* // *Cushman Foundation for Foraminiferal Research Special Publication*. 1994. V. 31. 661 p.
- Kaminski M.A. *The Year 2000 Classification of the Agglutinated Foraminifera*. Proceedings of the Sixth International Workshop on Agglutinated Foraminifera. Grzybowski Foundation, Special Publication, 2004. № 8. pp. 237–255.

Kaminski M.A. The year 2010 Classification of the Agglutinated Foraminifera // Micropaleontology, vol. 60, no 1, 2014 / Alegret L., Kaminski M.A., eds. P. 89–107.

Podobina V.M. New data on composition and microstructure of agglutinated foraminifer wall // Abstracts to International Workshop on Agglutinated Foraminifers in Krakow (Poland, September 12-19, 1993). 1993. p. 24.

Author:

Podobina Vera M., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Head of the Department of Historical Geology and Paleontology, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: podobina@ggf.tsu.ru

ПАМЯТНАЯ ДАТА

УДК 092/ 913

135 ЛЕТ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ ГАБРИЭЛЯ ГРАНЁ, ФИНСКОГО УЧЕНОГО, ИССЛЕДОВАТЕЛЯ АЛТАЯ

А.М. Малолетко

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

Финский учёный, географ по образованию, исследовал археологические памятники Монголии, Китая, Кавказа и Тянь-Шаня, Алтая (1906–1913 гг.) и следы четвертичного оледенения на Алтае (1913–1916 гг.). Предложил свою версию происхождения котловины Телецкого озера.

Ключевые слова: археологические памятники Алтая, Монголии, Китая, древнее оледенение, Горный Алтай, Телецкое озеро.



**Йоханнес Габриэль Гранё
(Johannes Gabriel Granö)
1882–1956 гг.**

Габриэль Гранё (в русских источниках встречаются разные написания: Гранё, Ю.Г. Гранэ, Я.Г. Гранэ, Г. Гранэ, Иоанн Габриэль Гранэ, Гавриил Иванович Гранэ), финский ученый, заметная фигура в исследованиях Алтая и особенно его ледниковой истории. Его оригинальные идеи, отражая уровень познания четвертичной истории того времени, до сих пор привлекают внимание гляциологов и геоморфологов.

Молодой воспитанник Хельсинского университета Йоханнес Габриэль Гранё (русский вариант – Гавриил Иванович Гранэ; Йоханнес – имя отца) родился 14 марта 1882 г. в Лапуа (Западная Финляндия) в семье финского священника. Детские годы (1885–1891) провёл в Омске. Отец нередко брал сына в свои служебные поездки по церковным приходам в деревнях с финским населением.

В 1892–1900 гг. Габриэль учился в Оулу (Северная Финляндия), в 1900–1905 гг. – в Хельсинском университете, в котором получил географическое образование.

На средства Финно-угорского общества Гранё в 1906–19013 гг. провёл экспедиционные исследования в Западном Алтае, Урянхайском крае (Тува), Западной Монголии. В 1911 г. совершил поездку на Дальний Восток и в Японию, в 1913 г. – на Кавказ и Тянь-Шань. Финно-угорское общество особо интересовало азиатские территории, где, возможно, в прошлом обитали родственные этносы. Особый интерес финнов вызывали памятники рунической письменности, которую финны связывали со своими предками.

Поэтому полевые исследования Гранё в 1906–1913 гг. носили археологический характер. Гранё фиксировал фотоаппаратом или на бумаге древние курганы, поминальные сооружения, каменные стелы, изваяния, наскальные надписи и рисунки. Черно-белые фотографии Г. Гранё отличались высоким качеством.

Гранё открыл целый ряд разновозрастных памятников, зафиксировал их конфигурацию и расположение, создал классификацию древностей Западной Монголии, их картографирование, интересные интерпретации.

Фотографии сохраняют реальный образ предмета, черты лица, складки одежды, передают гармонию внутреннего мира человека так, как будто сделаны еще вчера. Фотовыставка, устроенная академиком Олави Гранё, сыном Габриэля Гранё, 24 октября 2002 г. в Санкт-Петербурге, получила высокую оценку.

Однако более известны исследования, которые в 1913–1916 гг. Гранё провел на Алтае по гранту Хельсинского университета (стипендия Розенберга). Тематику исследований он выбрал сам: его интересовала проблема древних оледенений Алтая. На период полевых работ он выехал с семьей в Омск, к родителям.

Г. Гранё в Омске активно сотрудничал с Западно-Сибирским отделением Русского географического общества (г. Омск), действительным членом которого стал в 1914 г. В изданиях Отделения оперативно опубликовал две статьи [Гранё, 1915, 1916].

Экспедиция 1913 г. В месячном путешествии по Алтаю Г. Гранё посетил окрестности Телецкого озера, где могли сохраниться доказательства ледникового происхождения озера.

Путешествие началось в Бийске, и уже в Майме Г. Гранё увидел конечную морену Катунского ледника, которая преградила путь р. Майма, правому притоку Катуня. Следуя по долине Маймы и далее по долине р. Иша, экспедиция вышла к р. Бия у с. Кебезень и по Бии достигла Телецкого озера. Здесь Гранё убедился, что озеро действительно подпружено мореной. Позднейшие исследования подтвердили этот вывод Гранё.

Экспедиция 1914 г. длилась почти 4 месяца. Гранё исследовал долины р. Лебедь и её притоков. Следы древнего оледенения он видел только в верхних частях долин.

Достигнув на лодке устья р. Кыга (южный приток Телецкого озера), экспедиция на лошадях проследовала в бассейн р. Чульча, где подробно изучила оз. Иты-куль. Почти-равнина (пенеплен), по мнению Гранё, здесь в ледниковое время была под покровом вечных снегов. Г. Гранё обратил внимание на резкий контраст в морфологии пенеплена и глубоких ледниковых трогов. Вернувшись к устью р. Кыга, экспедиция прошла вверх по Чулышману до местности Июлузу (Язулу), откуда поднялась на Чулышман-Башкаусское междуречье.

От Башкауса через Курайские горы экспедиция вышла на Чуйский тракт, который привёл её в Бийск. Гранё отметил, что между Бороталом и Чибитом Чуя течёт в узкой эрозионной долине, а дорога проложена в широкой корытообразной ложбине, загороженной моренами.

В середине июля экспедиция по долине Катуня достигла с. Узнезя, от которого по долине одноимённой речки вышла на Бие-Катунское междуречье. По лесистым и заболоченным долинам рр. Куюм, Сары-Кокша, Уймень и Пыжа экспедиция вышла к Бии и затем к Телецкому озеру. На лодке переправились до Кырсая, откуда приступили к изучению долины Чулышмана. Пенеплен, на котором расположен бассейн этой реки, по мнению Гранё, преобразован деятельностью ледника.

Возвращалась экспедиция мало известной дорогой – по долине Кара-Кюдюра, затем следовал переход в верховья другого притока Башкауса – Аспатты, а оттуда по высокому пенеплену в долину Сумульты, притока Катуня. Попутно экспедиция осмотрела окрестности сел Узнезя и Майма, посетила озеро Ая.

В 1914 г. на р. Карагем (приток Катуня) Г. Гранё случайно встретился с Владимиром Афанасьевичем Обручевым [Обручев, 1951. С. 232]. До конца дней своих (1956 г.) они поддерживали дружеские отношения.

Экспедиция 1915 г. продолжалась с начала мая до середины сентября. Был избран новый путь из Бийска до Телецкого озера – вдоль р. Бии. Телецкое озеро экспедиция преодолела на паровом шлюпе «Шеф», принадлежавшем Чулышманскому (Благовещенскому) монастырю. «Шеф» доставил экспедицию к урочищу Беле, где были осмотрены моренные отложения и земляные пирамиды, затем к урочищу Кырсай (приустьевая часть Чулышманской дельты) (рис. 1).



Рис. 1. «Шеф» – первый пароход на Телецком озере. Фото Г. Гранё. 1915 г.

Знакомой дорогой экспедиция направилась по долине Чулышмана к системе р. Улаган, пересекла её и вышла в долину Башкауса и, далее, в верховья р. Кара-Кюдюр с их многочисленными озёрами (система р. Чуя). Из с. Хабаровка Гранё прошёл по нижнему течению р. Урсул (восточнее Чуйского тракта), после чего маршрут пролёг по верхнему течению до водораздела Урсул – Чарыш. Экспедиция посетила верховья р. Каир-Кумир (ныне Кумир), верховья р. Коксу, приток Катуня и Коргонский хребет.

Вернувшись в дер. Тюдрала (на Чарыше), Г. Гранё продолжил поиски подтверждений пребывания здесь древнего ледника. Их оказалось немного. Только в устьевых частях Каир-Кумира и Коргона (левые притоки

Чарыша) нашлись неясно выраженные морены. Г. Гранё посетил также долины рр. Белая и Иня, правых притоков Чарыша.

Маршрут был закончен в устье Чарыша, от которого путешественники вернулись в Бийск по левобережью Бии. Заодно Гранё осмотрел долины Песчаной и Ануя (левые притоки Оби).

Завершился полевой сезон обследованием долины Катунь в её верхнем течении. Маршрут начался в дер. Катанда и продолжался вниз по течению Катунь. В Уймонской степи Гранё зафиксировал флювиогляциальные отложения и морены. В долинах притоков Катунь (Аккем, Кочурла, Кураган, Мульта) некогда были ледники, которые переуглубили долины, в которых оставили толщи моренных и флювиогляциальных отложений. Посетил Гранё ледник Геблера и оз. Тальменьё, из которого вытекает р. Озёрная (правый приток Катунь).

Из Кош-Агача Г. Гранё возвратился в Котанду, затем переправился на левый берег реки, чтобы исследовать долины в ущелье Чуи. Обследовав место слияния Чуи и Катунь, он вернулся в Котанду, из которой затем выехал в Уймонскую степь. Гранё совершил также поездку в бассейн р. Каир через Кураган, Кочурлу (ныне Елань) и Аккем.

По долине Чулышмана и речной и озёрной системам Улагана экспедиция вышла в долину Башкауса. Далее путь лежал в верховья р. Кара-Кудюр (система р. Чуя).

Из Кош-Агача Г. Гранё возвратился в Котанду, затем переправился на левый берег реки, чтобы исследовать долины в ущелье Чуи. Обследовав место слияния Чуи и Катунь, он вернулся в Котанду, из которой затем выехал в Уймонскую степь. Г. Гранё совершил также поездку в бассейн Каира через Кураган, Кочурлу и Аккем. Была обследована долина Ясатера (восточная часть плато Укок). Из верховьев Ясатера глетчер через долину Тархатты стекал в Чуйскую котловину. Гранё пришёл к выводу, что на плато Укок с окружающих его гор стекали ледники, которые образовали покров гренландского типа.

Экспедиция 1916 г. Это была кратковременная поездка в верховья Чулышмана, завершившаяся возвращением по Чуйскому тракту «из конца в конец» (рис. 2).

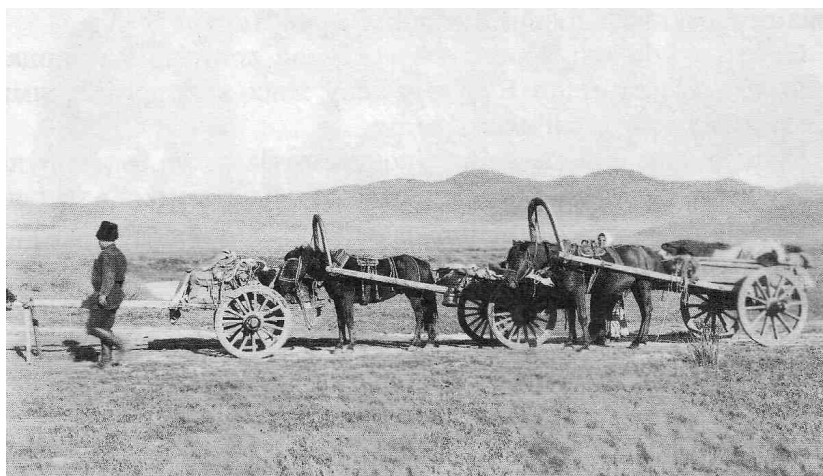


Рис. 2. Караван таратаек на Чуйском тракте. Фото Г. Гранё. 1916 г.

В 1916 г. Томский университет предложил Й.Г. Гранё занять должность профессора, но он отказался и вернулся в Финляндию.

При всём многообразии научных интересов Г. Гранё все-таки явственно проявил себя как естествоиспытатель с уклоном на ландшафтоведение. Работая в Эстонии и Финляндии, он создал свою методологию этой науки, теоретические основы которой изложил в работе, опубликованной в 1929 г. на финском («Puhdas maantiede» 'чистая география') и немецком («Reine Geographie») языках. Опираясь на эту методологию, Г. Гранё написал две статьи по ландшафтной географии Тувы и Западной Монголии. С именем Г. Гранё связывается оформление в Финляндии (университет г. Турку) ландшафтоведения как самостоятельной науки.

Прошло сто лет со времени путешествий Г. Гранё по Алтаю. Последующими систематическими исследованиями работников геологической службы страны, учёными вузов и Академии наук получен огромный фактический материал разного характера. Но итог не столь радостный, чем можно было бы ожидать. Многие вопросы рельефообразования и оледенения Алтая до сих пор не решены, что свидетельствует об их сложности и недостатке идей. Одним из учёных, который 100 лет назад задал эти вопросы и не мог их решить в полной мере, но наметил пути решения, был финский географ Йоханнес Габриэль Гранё.

В память о самоотверженном исследователе Алтая один из ледников массива Табын-Богдо-Ола назван его именем.

Вершиной гражданской значимости является книга Г. Гранё «Алтай. Увиденное и пережитое в годы странствий», изданная в 1919 г. на финском языке, в 1921 г. – на шведском и в 2012 г. – на русском (тираж 1000 экз., 608 с.).

В отзыве анонимного автора сказано: *«Книга великого финского географа первой половины XX века Й.Г. Гранё (1882–1956) – не только классический труд по ландшафтной геологии (? – А.М.) и гляциологической геоморфологии, но и уникальное собрание антропологических, этнографических, фольклористических сведений о коренных алтайских народностях – теленгитах и алтай-кижи, мастерски включённых в документальные путевые очерки, написанные увлекательно с большой любовью к людям, с которыми учёному довелось работать в нелёгких природных условиях в течение ряда лет».*

Г. Гранё и Телецкое озеро. Объективность требует, чтобы с научным мировоззрением, сформировавшимся 100 лет назад, соотносили и возможности того времени. С позиций современного анализа давние «идеи» представляются наивными, слабо доказательными и пр. Это звучит как похвала: только хороший аналитический ум без картографических, аэрокосмических, аналитических и прочих современных рабочих методов мог сделать столь глубокие реконструкции, которые до сих пор вызывают интерес у естествоиспытателей.

Тектонический фактор. Й.Г. Гранё считал, что Алтай как горная страна является молодым (плиоцен) образованием с тремя этапами развития: 1) складчатая горная страна; 2) выравнивание до стадии пенеплена; 3) разбиение на блоки, которые были приподняты на различную высоту. *«Горная страна поднялась в главных чертах однообразно; тут и там произошли, по-видимому, также разломы, большей частью в направлении, близком к широтному. Некоторые высшие хребты представляют собой горсты; есть также грабены».* По мнению Гранё, пенеплен в постплиоцене подверглась эрозионному расчленению: *«...почти равнина приподнималась, отвесное расстояние между верховьями рек и эрозионным базисом увеличивалось, вследствие чего эрозионный процесс усиливался».* Формировались глубокие долины, придающие межречным участкам пенеплена вид горных кряжей.

Оледенение Алтая. Гранё выделял три ледниковых периода. Первый был сопоставлен с рисской эпохой (по альпийской схеме), второй – с вюрмом, третья – современная.

Представления о размерах древнего оледенения неоднозначны, некоторые перекликаются с оценками Гранё. По мнению последнего, *«вся центральная часть русского Алтая была покрыта льдом. Некоторые из главных ледников простирались далеко в предгорье. Над вечными снегами возвышались высокоальпийские горы с карами и пиками. Только более нижние периферические горы лежали вне оледенения».* Позднее столь широкое распространение ледников (до Маймы и даже Бийска) признавали многие русские гляциологи, но ныне размеры древнего оледенения оцениваются более скромно.

Происхождение котловины Телецкого озера. Принято считать, что именно Гранё породил ледниковую гипотезу происхождения озёрной котловины Телецкого озера. Однако в его более поздней и основной работе, вышедшей на русском языке (1915 г.), об этом говорится туманно. Похоже, Гранё был настолько уверен в своей правоте, что не счёл нужным привести дополнительные доказательства. Он писал, что *«в бассейне Бии образовался грандиозный ледник, который можем назвать Бийским или Телецким. Это был самый сильный ледник последнего ледникового периода Русского Алтая. Во время максимального своего развития он наполнял собою Телецкую котловину»* (выделено мной. – А.М.)...». И позже Гранё продолжал настаивать на своей концепции: образование котловины Телецкого озера не связано с тектоническими процессами, она преобразована ледником из речной долины. По уверению Г. Гранё, ледник наполнял уже **существовавшую речную долину**. То есть процесс образования озера имел этапы: речная долина → озёрная ванна → заполнение ванны водой.

Трудно представить процесс выпавивания льдом в скальных породах замкнутой озёрной котловины глубиной с километр, возможно глубже (неизвестна мощность донных отложений), длиной 78 и средней шириной 2,9 км. Учитывая замкнутость котловины, можно предполагать, что лёд, заполнивший эту гигантскую яму, был мертвым, неподвижным, неспособным к разрушению скальных пород. А где накапливалась такая гигантская масса обломков скальных пород, допустим, выброшенных ледником из этой ямы? Ответ краткий: *«Так образовалось грандиозное Телецкое корыто».* Это единственное прямое указание Гранё на участие ледников в выпавивании ложа Телецкого озера.

Тектоническое происхождение Телецкого озера впервые определил Г.П. Гельмерсен в 1840 г. Ныне эта гипотеза принята большинством исследователей. Непонятно, почему Г. Гранё обошёл молчанием её, хотя сам писал: *«Некоторые высшие хребты представляют собою горсты; есть также грабены»* (выделено мной. – А.М.). Обзор гипотез и их авторов сделан в монографии [Малолетко, 2009].

ЛИТЕРАТУРА

Гранё Г. О ледниковом периоде в Русском Алтае (предв. сообщение) // Известия Западно-Сибирского отделения Русского географического общества. 1915. III, вып. 1–2. С. 1–59.

Гранё Г. О значении ледникового периода для морфологии северо-восточного Алтая // Известия Западно-Сибирского отделения Русского географического общества. 1916. Кн. 38. 22 с.

Малолетко А.М. Телецкое озеро по исследованиям 1973–1975 гг. Томск, 2009. 224 с.

Обручев В.А. О тектонике Русского Алтая // Избранные работы по географии Азии. М., 1951. Т. II. С. 172–233.

Автор:

Малолетко Алексей Михайлович, доктор географических наук, профессор, кафедра географии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: malam15@yandex.ru

Geosphere Research, 2017, 1, 86–91. DOI: 10.17223/25421379/3/8

A.M. Maloletko

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

**135 YEARS FROM THE BIRTHDAY OF GABRIEL GRANÖ,
FINNISH SCIENTIST, RESEARCHER OF ALTAI REGION**

The Finnish scientist, geographer by education, studied archaeological monuments of Mongolia, China, Caucasus, Tien Shan, Altai Republic (1906–1913) and traces of Quaternary glaciation in the Altai (1913–1916). Offered his version of the origin of the basin of Teletskoye lake.

Keywords: *Archaeological monuments of Altai, Mongolia, China, ancient glaciation, Mountainous Altai, Teletskoye Lake.*

REFERENCES

Granö G. *O lednikovom periode v Russkom Altae (predv. soobshchenie)* [On the Ice Age in the Russian Altai (preliminary report)] // *Izvestiya Zapadno-Sibirskogo Otdeleniya Russkogo Geograficheskogo Obshchestva*. 1915. III, Vyp. 1–2, pp. 1–59. In Russian

Granö G. *O znachenii lednikovogo perioda dlya morfologii severo-vostochnogo Altaya* [On the Importance of the Ice Age for the Morphology of the Northeastern Altai] // *Izvestiya Zapadno-Sibirskogo Otdeleniya Russkogo Geograficheskogo Obshchestva*, 1916, Kn. 38, 22 p. In Russian

Maloletko A.M. *Teletskoe ozero po issledovaniyam 1973–1975 gg* [Lake Teletskoe by research]. Tomsk, 2009. 224 p.

Obruchev V.A. *O tektonike Russkogo Altaya // Izbrannye raboty po geografii Azii*. [About tectonics of Russian Altai]. Moscow, 1951. T. II. pp. 172–233. In Russian

Author:

Maloletko Alexey M., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Department of Geography, Geological and Geographical Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: malam15@yandex.ru

Научный журнал

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

2017. № 2

Редактор К.В. Полькина
Корректор Н.А. Афанасьева
Оригинал-макет А.И. Лелоюр
Редактор-переводчик С.И. Гертнер
Дизайн обложки Л.Д. Кривцовой

*Для оформления обложки использована проекция Земного шара
из работы: Stampfli G.M., Borel G.D. / Earth and Planetary Science Letters 196 (2002) 17-33.
[http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X)*

Подписано к печати 20.10.2017 г. Формат 60х84¹/₈.
Гарнитура Times. Печ. л. 11,5; усл. печ. л. 10,7.
Тираж 100 экз. Заказ № 2821. Цена свободная.

Дата выхода в свет 03.11.2017 г.

Журнал отпечатан на полиграфическом оборудовании
Издательского Дома Томского государственного университета
634050, г. Томск, Ленина, 36
Тел. 8(382-2)–52-98-49; 8(382-2)–53-15-28; 8(382-2)–52-96-75
Сайт: <http://publish.tsu.ru>; E-mail: rio.tsu@mail.ru