

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Научный журнал Томского государственного университета

GEOSPHERE RESEARCH Scientific Tomsk State University Journal

2016

№ 1

Международный стандартный номер сериального издания (ISSN 2542-1379)

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.)

Томский государственный университет
2016

Учредитель – Томский государственный университет

Адрес редакции и издателя: 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, Национальный исследовательский Томский государственный университет, геолого-географический факультет, ауд. 242; 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. г.-м. н., профессор Томского государственного университета, Томск, Россия. E-mail: vasvr@yandex.ru

Ответственный секретарь: Асочакова Е.М., к. г.-м. н., Томский государственный университет, Томск, Россия. E-mail: ev.asochakova@gmail.com

Гордиенко И.В., д. г.-м. н., чл.-кор. РАН, Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Гутак Я.М., д. г.-м. н., профессор Сибирского государственного индустриального университета СибГИУ, Новокузнецк, Россия; Евсеева Н.С., д. г. н., профессор Томского государственного университета, Томск, Россия; Земцов В.А., д. г. н., профессор Томского государственного университета, Томск, Россия; Изох А.Э., д. г.-м. н., Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия; Конторович А.Э., д. г.-м. н., академик РАН, Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия; Коротеев В.А., д. г.-м. н., академик РАН, Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия; Кузьмин М.И., д. г.-м. н., академик РАН, Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия; Парначев В.П., д. г.-м. н., профессор Томского государственного университета, Томск, Россия; Поздняков А.В., д. г. н., Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия; Поляков Г.В., д. г.-м. н., чл.-кор. РАН, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия; Ревердатто В.В., д. г.-м. н., академик РАН, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия; Рихванов Л.П., д. г.-м. н., профессор Томского политехнического университета, Томск, Россия; Савичев О.Г., д. г. н., профессор Томского политехнического университета, Томск, Россия; Сазонов А.М., д. г.-м. н., профессор Сибирского федерального университета, Красноярск, Россия; Склярлов Е.В., д. г.-м. н., чл.-кор. РАН, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия; Соломина О.Н., д. г. н., чл.-кор. РАН, директор Института географии РАН, Москва, Россия; Худолей А.К., д. г.-м. н., профессор Санкт-Петербургского государственного университета, г. Санкт-Петербург, Россия; Цыганков А.А., д. г.-м. н., Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия; Чернышов А.И., д. г.-м. н., профессор геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия; Бэнкс Давид, CGeol, компания Holymoore 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, Ларамии, 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., к. г.-м. н., Томский государственный университет, Томск, Россия; Горбатенко В.П., д. г. н., Томский государственный университет, Томск, Россия; Гринев О.М., к. г.-м. н., Томский государственный университет, Томск, Россия; Катунин Д.А., к. филол. н., Томский государственный университет, Томск, Россия; Краснова Т.С., к. г.-м. н., начальник научного управления, Томский государственный университет, Томск, Россия; Лещинский С.В., д. г.-м. н., Томский государственный университет, Томск, Россия; Лычагин Д.В., д. ф.-м. н., Томский государственный университет, Томск, Россия; Ромашова Т.В., к. г. н., Томский государственный университет, Томск, Россия; Севастьянов В.В., д. г. н., Томский государственный университет, Томск, Россия; Татьянин Г.М., к. г.-м. н., Томский государственный университет, Томск, Россия; Хромых О.В., к. г. н., Томский государственный университет, Томск, Россия.

Издательство: Издательский дом Томского государственного университета

Редактор К.В. Полькина. Корректор Ю.П. Готфрид. Редактор-переводчик С.И. Гертнер. Оригинал-макет К.В. Полькиной.

Дизайн обложки В.В. Врублевского, Е.М. Асочаковой.

Подписано в печать 26.12.2016. Выпуск в свет 30.12.2016. Формат 70х108 1/16. Усл. печ. л. 13,6.

Тираж 250 экз. Заказ № 2272. Цена свободная.

Журнал отпечатан на полиграфическом оборудовании Издательского дома Томского государственного университета. 634050, Ленина, 36, Томск, Россия. Тел. +7(382-2)53-15-28. Сайт: <http://publish.tsu.ru>. E-mail: rio.tsu@mail.ru

Founder – Tomsk State University

“Geosphere Research”

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, Russia. E-mail: vasvr@yandex.ru

Executive Editor: **Evgeniya M. Asochakova**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Assistant Professor, Tomsk State University, 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, Russia; **Zemtsov V.A.**, Professor of the Tomsk

State University, 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, Russia; **Pozdnya-**

kov A.V., Professor, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Rus-

sia; **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 Miner-

alogy SB RAS, Novosibirsk, Russia; **Rikhvanov L.P.**, Professor of the Tomsk Polytechnic University,

Russia; **Savichev O.G.**, Professor of the Tomsk Polytechnic University, Russia; **Sazonov A.M.**, Profes-

sor 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, Russia; **Tsygankov A.A.**, Director of the Geological, Ulan-Ude, Russia; **Cher-**

nyshov A.I., Professor of the Tomsk State University, Russia; **Shvartsev S.L.**, Professor of the Tomsk

Polytechnic University, Russia; **Yarmolyuk V.V.**, Member of RAS, Institute of the Geology of Ore Depo-

sits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia; **David Banks**, CGeol, Holy-

moor Consultancy, Chesterfield, UK; **Gabriel Gutierrez-Alonso**, Professor of the Salamanca University,

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 Techno-

logies, Hanoi, Vietnam; **Chamberlain K.R.**, Research Professor, Department of Geology & Geophys-

ics, University of Wyoming, Laramie, USA; **Ernst A.A.**, Professor of the Hamburg University, 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 Uni-

versity, 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.

Publisher: Tomsk State University Publishing House (Tomsk State University, Tomsk, Russian Federation).

Editor K.V. Polkina. Proofreader Yu.P. Gotfrid. Editor-translator S.I. Gertner. Camera-ready copy K.V. Polkina.

Cover design V.V. Vrublevskii, E.M. Asochakova.

Passed for printing 30.12.2016. Format 70x1081 / 16. Conventional printed sheets 16,3. Circulation 250 copies.

Order No 2272.

36 Lenina Av., Tomsk 634050, Russian Federation. Tel. +7 (382-2)-53-15-28. <http://publish.tsu.ru>.

E-mail: rio.tsu@mail.ru

СОДЕРЖАНИЕ

Редакторская колонка	6
----------------------------	---

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ

Гутак Я.М. Изотопные датировки метаморфических и магматических комплексов в стратиграфической схеме западной части Алтае-Саянской складчатой области, юг Западной Сибири	7
Подобина В.М. Палеозоогеография и фораминиферы позднего сеномана Западной Сибири	16
Шпанский А.В. Новые находки носорога Мерка (<i>Stephanorhinus kirchbergensis</i> Jager 1839) (<i>Rhinocerotidae, Mammalia</i>) в Томском Приобье	24

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Афонин И.В., Татьяна Г.М., Тишин П.А. Геохимические особенности терригенных пород как показатели условий седиментации и инструмент стратиграфической корреляции на примере ачимовского клиноформного комплекса (неоком Западной Сибири)	40
Врублевский В.В., Бухарова О.В., Морова А.А. Nb–Ti минерализация в кальцит-доломитовых карбонатах Матчайского щелочного плутона, Алайский хребет, Южный Тянь-Шань	52
Шварцев С.Л. Ведущие механизмы формирования вторичных продуктов в зоне гипергенеза: общность и взаимосвязь их генезиса	66

ПЕТРОЛОГИЯ

Сугоракова А.М., Никифоров А.В. Базитовый магматизм раннедевонского рифтогенного Тувинского прогиба	85
Юричев А.Н., Чернышов А.И. Особенности химизма мафит-ультрамафитового магматизма Канской глыбы (СЗ Восточного Саяна)	104

ГЕОМОРФОЛОГИЯ, ЭВОЛЮЦИОННАЯ ГЕОГРАФИЯ

Евсеева Н.С., Филандышева Л.Б. Динамические изменения климата и селективность развития природных процессов на территории Западно-Сибирской равнины	124
Савичев О.Г. Методика оценки русловых деформаций рек Западной Сибири	140

ПАМЯТНАЯ ДАТА

Александр Ильич Перельман, постигающий геохимические тайны ландшафтов (к 100-летию со дня рождения)	152
---	-----

CONTENTS

Editor's note	6
---------------------	---

PALEONTOLOGY, STRATIGRAPHY

Gutak Ja.M. Isotopic dating of metamorphic and igneous complexes in stratigraphy of the Altai-Sayan folded area, south of Western Siberia	7
Podobina V.M. Palaeozoogeography and Late Cenomanian foraminifera of Western Siberia	16
Spanskiy A.V. New finds of Merck rhinoceros (<i>Stephanorhinus kirchbergensis</i> Jäger 1839) (<i>Rhinocerotidae, mammalia</i>) in Ob area, Tomsk region	24

MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

Afonin I.V., Tatyani G.M., Tishin P.A. Geochemical properties of terrigenous rocks as indicators of sedimentation conditions and tool for stratigraphic correlation on the example of Achimov clinoform formation (Neocom of West Siberia)	40
Vrublevskii V.V., Bukharova O.V., Morova A.A. The Nb–Ti mineralization of calcite-dolomite carbonatites of the Matcha alkaline pluton, Alay range, southern Tien Shan	52
Shvartsev S.L. Imperative mechanisms of formation of the secondary products in the hypergenesis zone: commonality and relation of their origin	66

MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

Sugorakova A.M., Nikiforov A.V. Basic magmatism of early Devonian rifting Tuvian Trough	85
Yurichev A.N., Chernyshov A.I. Features of chemical behavior of mafic-ultramafic magmatism of The Kan block (NW Eastern Sayan)	104

GEOMORFOLOGY, EVOLUTIONAL GEOGRAPHY

Filandysheva L.B., Evseeva N.S. Dynamic climate changes and selectivity of natural processes in the West Siberian Plain	124
Savichev O.G. The technique of channel deformations of the Western Siberia Rivers	140

MEMORABLE DATE

Alexander I. Perelman , cognizing of geochemical mysteries of landscapes (on the 100th Anniversary of his birth)	152
---	-----

РЕДАКТОРСКАЯ КОЛОНКА

Уважаемый читатель!

Перед Вами первый номер нового научного журнала «Геосферные исследования» (Geosphere research), учредителем которого стал Национальный исследовательский Томский государственный университет. Его издание вызвано необходимостью более широкого освещения результатов исследований и обсуждения актуальных вопросов геологии и географии Евразии с позиций как региональных научных школ, так и мирового сообщества. С этой целью журнал будет публиковать не только оригинальные статьи и краткие сообщения, но и обзоры материалов изысканий в других частях планеты, дискуссии, комментарии и рецензии на книги. Мы надеемся, что мультидисциплинарный статус журнала станет способствовать развитию новых идей, научных направлений и знаний, ведущих к более совершенным концепциям мироздания. К журнальной деятельности привлечены известные ученые из России и зарубежных стран, что подтверждает намерения владельца и редакции вывести «Геосферные исследования» на уровень высокорейтинговых периодических изданий по наукам о Земле. В настоящее время журнал индексируется в Russian Science Citation Index и ориентирован на включение в международные базы цитирования Scopus и GeoRef.

В журнал принимаются статьи от российских и иностранных авторов на русском и английском языках. Они подлежат обязательному рецензированию и после опубликования будут доступны в online-версии журнала. Познакомиться с информацией о журнале и правилами представления статей можно на сайте <http://journals.tsu.ru/geo>. Редколлегия приглашает к сотрудничеству специалистов в области наук о Земле для творческого обмена полученными знаниями. От всех нас зависит, какое будущее ждет это новое издание!



Р.Э. Эрнст,
главный редактор, профессор Карлетонского университета, Канада



В.В. Врублевский,
заместитель главного редактора, профессор Томского государственного университета, Россия



Е.М. Асочакова,
ответственный секретарь редакции, доцент Томского государственного университета, Россия

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ

УДК 551.73/76 (571)

DOI: 10.17223/25421379/1/1

Я.М. Гутак

Сибирский государственный индустриальный университет, Новокузнецк, Россия

ИЗОТОПНЫЕ ДАТИРОВКИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ В СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ, ЮГ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Рассматриваются вопросы применения в практике стратиграфических исследований территории западной части Алтае-Саянской складчатой области методов абсолютной геохронологии. На примере изучения метаморфических комплексов Горного Алтая показана высокая результативность современных методов изотопного датирования и при обосновании относительного возраста процессов регионального метаморфизма в регионе. На основании геологических данных и данных абсолютного датирования ряда гранитных массивов юго-востока Горного Алтая предполагается возможность выявления субвулканических и покровных образований раннеюрского возраста. Предлагается более корректно обращаться с абсолютными датировками магматических тел, увязывая их с датировками границ стратиграфических подразделений.

Ключевые слова: геохронология, стратиграфия, изотопные датировки, Горный Алтай, метаморфизм, вулканизм.

Разработка стратиграфических схем, особенно в фанерозойской части геохронологической шкалы, традиционно основана на изменениях биосферы планеты. По этой причине палеонтология обычно главенствует в этом процессе, и это, без всякого сомнения, правильно. Однако при этом нередко игнорируются данные, полученные при помощи других отраслей геологической науки, в частности изотопного датирования. В какой-то мере такое положение дел можно объяснить разобщенностью работы разных коллективов и их очень узкой специализацией, которая сложилась в последние десятилетия прошлого века, что наглядно видно хотя бы из содержания крупных научных конференций (попробуйте найти в стратиграфической конференции хотя бы несколько сообщений по изотопному датированию, и наоборот).

Часто данные изотопной геохронологии стратиграфам неизвестны, а специалисты в области радиогеологии – дилетанты в вопросах стратиграфической номенклатуры. К этому нужно добавить и известный скептицизм по отношению к радиологическим датировкам, который подогревается даже официально. В этом смысле вполне уместно привести пример развития относительно недорогого калий-аргонового (K-Ar) метода абсолютного

датирования. Он был очень распространен в 1970–1980-е гг. Только в ходе проведения одной групповой геологической съемки (шесть листов масштаба 1:50 000 района Улаганской впадины Горного Алтая) было отобрано и проанализировано более 300 таких проб. Но, поскольку полученные аналитические данные не соответствовали существующим геологическим парадигмам, все они были отправлены в корзину. Даже научная мотивировка этому была придумана – калий-аргоновый метод существенно омолаживает время геологических процессов. Иными словами, если результаты метода не отвечают заранее оговоренным параметрам, то тем хуже для метода.

В нашем случае датированию подвергались регионально-метаморфизованные породы Курайского, Телецкого, Чулышманского и Оройского блоков (в то время они именовались выступами метаморфического фундамента) и для них утверждался очень древний геологический возраст [13, 14]. Данные абсолютного датирования К-Аг методом определяли раннепалеозойский возраст, что абсолютно противоречило преобладавшим в то время воззрениям. Автору уже приходилось ранее указывать на недоработки методик геологического картирования, когда вся территория снимаемого листа в обязательном порядке на итоговой карте должна быть окрашена в соответствии с цветами геохронологической шкалы и требованиями к изображению интрузивных образований. На составляемых геологических картах предлагалось выделить подразделения, для которых геологический возраст доказан (в этом случае они должны быть окрашены согласно требованиям стратиграфического и петрографического кодексов), и подразделения, для которых геологический возраст только предполагается (и такие поля должны оставаться неокрашенными). В таком случае сразу будет видно, что на данной территории предстоит решить ряд вопросов [7].

К решению стратиграфических задач нужно шире применять методы изотопной геохронологии. Практически все геохронологические рубежи геологической истории Земли имеют достаточно точные изотопные датировки, для этого достаточно посмотреть любую современную геохронологическую шкалу. И это определяет необходимость использования данных радиологии в практике геологических исследований. Исследования метаморфических комплексов Горного Алтая, проведенные в последние годы, показали их происхождение от глубоководных отложений, известных под названием «горноалтайская серия» [4, 11]. Для последней палеонтологически обоснован позднекембрийско-раннеордовикский возраст [2, 12].

Что дает это практической геологии и стратиграфии в частности? Первое – в стратиграфической схеме упраздняется целый ряд местных стратиграфических подразделений. Второе – коренным образом меняются представления о ранней истории региона (исчезает понятие «кристаллический фундамент», на котором покоятся горно-складчатые сооружения). Третье – меняются представления о потенциальной металлогении региона и представления о направленности геолого-поисковых работ. Если бы мы в свое время не отмахнулись от данных К-Аг датирования, то к этим выводам

пришли бы еще в начале 1980-х гг. и геологическая карта региона имела бы принципиально иной вид.

Кстати сказать, к выводу о происхождении метаморфических комплексов Горного Алтая из отложений горноалтайской серии задолго до указанного периода пришли создатели итоговой карты Горного Алтая, созданной на основе государственных геологических карт территории первого поколения (изданы в начале шестидесятых годов XX в.). Значение приведенных выше данных не ограничивается территорией Горного Алтая и заставляет задуматься о возрасте метаморфических комплексов в других складчатых областях. Например, кристаллические сланцы Большого Кавказа считаются докембрийскими, но в свете вышесказанного может получиться, что метаморфизму подвергались породы мезозойского возраста. Аналогично этому возникает вопрос о возрасте регионального метаморфизма на Камчатке.

И если с метаморфическими комплексами в регионе Горного Алтая удастся навести порядок, то с частью вулканических и субвулканических комплексов, относимых к девонской системе, положение до сих пор остается дискуссионным. Считается, что самые молодые вулканические комплексы Горного Алтая сформированы в девонскую эпоху (во время активизации островной дуги). Для такого вывода имелись веские основания (около сотни местонахождений ископаемых растений в разрезах вулканогенно-осадочных толщ). Все разрезы с местонахождением растительных остатков имели крайне небольшую мощность (несколько сотен метров), и количество вулканических пачек в них было невелико. Рядом располагались огромные поля, сложенные только вулканическими породами, но окаменелостей в них не фиксировалось. По умолчанию считалось, что мы имеем дело с удаленными и прижерловыми фациями вулканических аппаратов и все вулканические образования имеют одинаковый девонский возраст. По какой-то причине были преданы забвению выводы геологов, начинавших изучение Горного Алтая в 1930-е гг. Они в кратком виде сводились к следующему: в юго-восточной части Горного Алтая выделялись древняя карбонатная часть разреза, вулканогенно-терригенная раннепалеозойская, пестроцветная карбонатная девонская и угленосная – каменноугольная. Наиболее молодыми образованиями в регионе считались субаэральные вулканические образования, для которых предполагался мезозойский возраст. За годы работ в Курайской геологоразведочной экспедиции автору не раз приходилось видеть вулканогенные образования на северной окраине пос. Курай и отмечать очень молодой свежий облик этих образований, что с сомнением соответствовало их возрасту, превышающее 360 млн лет. Однако находки растительных остатков, сделанные лично автором во многих девонских вулканогенно-осадочных разрезах этой части Горного Алтая, сводили эти сомнения к нулю [5, 6].

Уже после завершения крупномасштабных геолого-съемочных работ в регионе, составления геологической карты Курайской ртутно-рудной зоны и в ходе проведения работ по созданию Государственной геологической

карты РФ масштаба 1:200 000 второго издания Северо-Чуйского и Курайского хребтов (работы остановлены в 2002 г.) автору удалось установить факт прорыва субвулканическими породами отложений юстыдской серии (средний–верхний девон) в Северо-Чуйском хребте. Еще более наглядный пример был обнаружен в южных отрогах Курайского хребта в нижнем течении р. Узун-Тыдтугем у выхода в долину р. Кокоря. Здесь детально изучен небольшой штوك риолитов размерами 100 на 400 м, который расположен среди осадочных отложений юстыдской серии. В составе последней здесь в непрерывных разрезах имеются отложения живетского яруса среднего и франского яруса верхнего девона. При этом возрастная датировка подтверждается многочисленными находками бентосной фауны и флоры. Как и на Северо-Чуйском хребте наблюдаются спайные контакты вулканитов и осадочных отложений и их сильное ороговикование [9]. Небольшой штук кислых субвулканических пород был обнаружен нами в поле пород юстыдской серии в окрестностях пос. Ташанта. Аналогичные факты были выявлены позднее в центральной части Горного Алтая (район пос. Туекта, Каракол, Бичиктубом), где доказана интрузивная природа тел вулканических пород кислого состава в составе туектинской свиты среднего девона [8].

Однако установление факта наличия в регионе субвулканических пород кислого состава, которые прорывают осадочные комплексы среднего–верхнего девона, позволяет утверждать только их более относительный молодой возраст, чем девон. Для более точной возрастной датировки требуются радиологические данные. В ходе геолого-съёмочных работ в бассейне р. Карегем (Северо-Чуйский хребет) нами в составе центральной части субвулканического интрузивного массива кварцевых порфиров выявлен небольшой штук гранитов, из которого были отобраны пробы для радиологического анализа (пробы утеряны после прекращения работ по составлению геологической карты). Похожие по составу граниты в юго-восточной части Горного Алтая в последнее время выделены в самостоятельный чиндагатуйский (калгутинский) комплекс раннеюрского возраста [15]. Выделение этого комплекса подтверждено современными радиологическими датировками. Для нас в этом случае особенно важны датировки гранитоидов Калгутинского ареала, который долгое время считался одним из опорных для обоснования девонского возраста вулканитов. Действительно в непосредственной близости от Калгутинской субвулканической интрузии с центральным гранитным ядром имеются вулканогенно-осадочные нижнедевонские породы с местонахождениями растительных остатков и бентосной фауны. Детальный анализ комплексов окаменелостей сделан многими исследователями, в том числе и автором [6, 10]. Однако отложения, охарактеризованные палеонтологическими находками, не связаны с Калгутинской интрузией кварцевых порфиров и не имеют к ней взаимоотношений. И наоборот, граниты в теле массива имеют весьма тесные контакты с полем кварцевых порфиров. Возрастные датировки гранитов из трех массивов внутри Калгутинской субвулканической интрузии

показывают возраст 205–207 млн лет, еще более молодые датировки (180–202 млн лет) имеют прорывающие массив дайки онгонитов [1]. Указанные факты заставляют задуматься о возможном раннеюрском возрасте и основной субвулканической фазе массива. И, конечно же, нужны датировки самых субвулканических образований, особенно в местах их доказанного постдевонского возраста. Если приведенные выше соображения верны, то геологическая карта Горного Алтая изменится кардинальным образом, станет понятна и его металлогения (вольфрам-молибденовая ассоциация в Урало-Монгольском складчатом поясе всегда считалась производной мезозойской активизации региона). При этом ревизию следует проводить очень аккуратно, поскольку факт наличия в регионе вулканизма в девонское время не вызывает сомнений.

Следует аккуратно относиться к данным абсолютного датирования магматических комплексов и отдельных массивов. По мнению автора, категорически нельзя употреблять, например, сочетание пермо-триасовый возраст. Он может быть или пермским, или триасовым, но никак не переходным. Граница между этими системами геохронологической шкалы рангом выше обычной границы между системами. Она отвечает границе двух эр в развитии Земли и озаменована крупнейшим в ее истории катаклизмом, сопровождавшимся массовым вымиранием живых организмов. Глобальная граница систем в стратотипическом разрезе датирована 252,6 млн лет. Отсюда следует, что если полученные датировки древнее, то следует употреблять сочетание «пермская система», если моложе – «триасовая». Часто исследователи этим пренебрегают и тем самым вносят путаницу в восприятие данных. Так, в работе, посвященной длительности формирования гранитоидов Горного Алтая [3], для ряда массивов региона приводятся абсолютные датировки от 244 до 250 млн лет с доверительными интервалами от 1 до 3 млн лет. Из этого следует, что все они сформировались в раннетриасовое, но отнюдь не в пермское время, и из их индексации на геологических картах следует убрать пермский индекс. Такие нестыковки для многих могут показаться несущественными, однако от них зависят правильность локальных прогнозов и направление поисково-разведочных работ в регионе.

Если нам удастся в ближайшем будущем наладить в регионе кооперацию и совместные работы радиологов и стратиграфов, то качество знаний об истории формирования западной части Алтае-Саянской складчатой области выйдет на новый уровень, а доказательная база в обосновании возраста стратиграфических подразделений получит новые точки опоры.

Литература

1. Анникова И.Ю., Травин А.В., Владимиров А.Г., Мурзинцев Н.Г., Юдин Д.С. Термохронология Калгутинской рудно-магматической системы (Горный Алтай) // Корреляция Алтаид и Уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения : материалы Третьей Междунар. науч. конф. 29 марта – 1 апреля 2016, Новосибирск, Россия. Новосибирск : СО РАН, 2016. С. 11–13.

2. Буслов М.М., Сенников Н.В., Ивата К., Зыбин В.А., Гусев Н.И., Шокальский С.П. Новые данные о строении и возрасте олистостромовой и песчано-алевритовой толщ горноалтайской серии на юго-востоке Ануйско-Чуйской зоны Горного Алтая // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 6. С. 789–798.
3. Гаврюшкина О.А., Туркин А.В., Крук Н.Н. Длительность формирования пермотриасовых гранитоидов Алтая // Корреляция Алтаид и Уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения : материалы Третьей Междунар. науч. конф. 29 марта – 1 апреля 2016, Новосибирск, Россия. Новосибирск : СО РАН, 2016. С. 58–59.
4. Гусев Н.И. Метаморфические комплексы Горного Алтая. Вещественный состав и геохронология. Saarbrücken: LAPLAMBERT Academic Publishing, 2013. 71 с.
5. Гутак Я.М. История развития юго-востока Горного Алтая в девоне (событийный аспект) // Стратиграфия и палеонтология докембрия и фанерозоя Сибири. Новосибирск, 1990. С. 88–94.
6. Гутак Я.М. Новые данные по стратиграфии девона Калгутинского железорудного месторождения (Горный Алтай) // Новые данные по геологическому строению и условиям формирования месторождений полезных ископаемых в Алтайском крае. Барнаул, 1991. С. 17–19.
7. Гутак Я.М. Проблемные и нерешенные вопросы геологии Горного Алтая и возможные способы их решения // Природа и экономика Кемеровской области и сопредельных территорий : материалы Всерос. науч. конф. 11–12 декабря 2013 г. Новокузнецк, 2013. С. 52–56.
8. Гутак Я.М., Крупчатников В.И. Вулканические образования в разрезах туектинской свиты (средний девон) центральной части Горного Алтая // Вестник Сибирского государственного индустриального университета. 2013. № 3 (5). С. 28–30.
9. Гутак Я.М., Крупчатников В.И., Федак С.И. Постдевонский вулканизм Горного Алтая // Вулканизм и геодинамика : Материалы II Всерос. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург : ИГиГ УР РАН, 2003. С. 254–258.
10. Калугин А.С., Ананьев А.Р., Грацианова Р.Т., Кульков Н.П., Миронова Н.В., Надлер Ю.С. Стратиграфическое положение и возраст горизонта вулканогенно-осадочных железных руд в девонских отложениях Алтая // Труды СНИИГТиМС. 1964. В. 29. С. 142–148.
11. Каргополов С.А., Полянский О.П., Ревердатто В.В., Новиков И.С., Высоцкий Е.М. Телецко-Чулышманский метаморфический пояс (Горный Алтай): новые данные о возрасте и оценка Р-Т параметров // Корреляция Алтаид и Уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения : материалы Третьей Междунар. науч. конф. 29 марта – 1 апреля 2016, Новосибирск, Россия. Новосибирск : СО РАН, 2016. С. 90–91.
12. Перфильев Е.Е., Гусев Н.И., Гутак Я.М. Возраст олистостромы в Ануйско-Чуйском прогибе (Горный Алтай) // Геодинамика Южной Сибири. Томск, 1994. С. 23–25.
13. Родыгин А.И. Докембрий Горного Алтая (зеленосланцевые толщи). Томск : Изд-во Том. ун-та, 1979. 200 с.
14. Родыгин А.И. Докембрий Горного Алтая (Курайский метаморфический комплекс). Томск : Изд-во Томского университета, 1968. 327 с.
15. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск : СО РАН филиал «ГЕО», 2000. 187 с.

Автор:

Гутак Ярослав Михайлович, доктор геолого-минералогических наук, директор Института горного дела и геосистем, Сибирский государственный индустриальный университет, Новокузнецк, Россия.
E-mail: gutakjaroslav@andex.ru

Ja.M. Gutak

Siberian State Industrial University, Novokuznetsk, Russia

**ISOTOPIC DATING OF METAMORPHIC AND IGNEOUS COMPLEXES
IN STRATIGRAPHY OF THE ALTAI-SAYAN FOLDED AREA,
SOUTH OF WESTERN SIBERIA**

The article discusses application of absolute geochronology methods in stratigraphic studies of western part of the Altai-Sayan folded area. A research on metamorphic complexes of Mountain Altai has proven high efficiency of the modern methods of isotopic dating in justification of relative age of regional metamorphic processes. As it has been recently stated, the Late Cambrian – the Early Ordovician deep-sea trench deposits (the Mountain Altai series) have undergone regional metamorphism. Vast majority of recently published geological maps depict the Mountain Altai metamorphic formations as the Proterozoic ones.

Based on geologic data and absolute dating of a number of granite massifs in the south-eastern Mountain Altai, it is assumed possible to detect sub-volcanic and blanket formations of the Early Jurassic.

It has been proven that in several places of the Mountain Altai, subvolcanic formations, which used to be considered as the Lower Devonian, break through the Middle and Upper Devonian deposits with marine fossils. Such facts are found in the North-Chuya ridge, valley of the Uzun-Tytugem river, near the Tashanta village (southeastern part of the area) and in the basin of the Karakol river (central Mountain Altai). In the southeastern part of the Altai Mountains, using absolute dating of granitoid massifs, the Early Jurassic Chindagatuyski (Kalgutinsky) complex was found. In the basin of the river Kalguty, these subvolcanic granites intrude into the Kalgutinsky rock mass (used to be considered the Early Devonian). Similar granites are found during the study of subvolcanic rocks in the North Chuya Ridge (basins of the rivers Jelo and Karagem). Granites are exposed in the deep parts of the rock mass. This indicates syngeneic nature of granites, subvolcanic bodies and possibility of the Mesozoic-Early Jurassic age for a number of subvolcanic bodies in the Mountain Altai. This was noted by the first explorers of the area in the 1930s. Introducing the Early Jurassic formations into maps of the region will allow reconsider its metallogeny and link its tungsten-molybdenum specialization with the Mesozoic tectonic activation typical for entire Ural-Mongolian mobile belt.

We paid attention to the fact that by now the vast majority of boundaries of geological time scale at the epoch level have gotten reliable radiological dating. They have to be considered when dating intrusive bodies of the Altai-Sayan region. As an example, we list dating results for a number of Mountain Altay granite massifs, which yielded the Early Triassic age, although the rock masses themselves continue to be considered as the Permian-Carboniferous. It was noted that the Permian-Carboniferous boundary is not just a border between two systems, neither is a border between two erathems, but also is the largest global reorganization of its structure in the Earth's history. And if dating results yield the Mesozoic age (the Triassic), then intrusive massifs should refer to this correct age without adding Permian to it. We propose to use the absolute dating of igneous bodies more accurately, linking them to the dating of stratigraphic unit boundaries.

Keywords: *geochronology, stratigraphy, isotopic dating, Altai Mountains, metamorphism, volcanism*

References

1. Annikova I.Yu., Travin A.V., Vladimirov A.G., Murzintsev N.G., Yudin D.S. *Termokhronologiya Kalgutinskoy rudno-magmaticheskoy sistemy (Gornyy Altay)* [Thermochronology of Kalguty ore-magmatic system (Gorny Altai)] // *Korrelyatsiya Altaid i Uralid: magmatizm, metamorfizm, stratigrafiya, geokhronologiya, geodinamika i metallogeniya / Materialy tretey mezhdunarodnoy nauchnoy konferentsii 29 marta – 1 aprelya 2016, Novosibirsk, Rossiya*. Novosibirsk: SB RAN, 2016. pp. 11–13. In Russian
2. Buslov M.M., Sennikov N.V., Ivata K., Zybin V.A., Gusev N.I., Shokal'skiy S. P. *Novye dannye s stroenii i vozraste olistostromovoy i peschano-alevritovoy tolshch gornoaltayskoy serii na yugo-vostoke Anuysko-Chuyskoy zony Gornogo Altaya* [New data about the structure and age of olistostrome and sand and silt strata of Gornoaltaisk series in the southeast Anuysko-Chui area of Gorny Altai] // *Geologiya i geofizika*, 1998. T. 39, № 6. pp. 789–798. In Russian
3. Gavryushkina O.A., Turkin A.V., Kruk N.N. *Dlitel'nost' formirovaniya permo-triasovykh granitoidov Altaya* [The duration of the formation of Permian-Triassic granitoids Altai] // *Korrelyatsiya Altaid i Uralid: magmatizm, metamorfizm, stratigrafiya, geokhronologiya, geodinamika i metallogeniya / Materialy tretey mezhdunarodnoy nauchnoy konferentsii 29 marta – 1 aprelya 2016, Novosibirsk, Rossiya*. Novosibirsk: SB RAN, 2016. pp. 58–59. In Russian
4. Gusev N.I. *Metamorficheskie komplekсы Gornogo Altaya. Veshchestvennyy sostav i geokhronologiya* [The metamorphic complexes of Gorny Altai. Material composition and geochronology]. Saarbrücken: LAPLAMBERT Academic Publishing, 2013. 71 p. In Russian
5. Gutak Ya.M. *Istoriya razvitiya yugo-vostoka Gornogo Altaya v devone (sobytiynyy aspekt)* [The history of the development of the south-east of Gorny Altai in the Devonian (event aspect)] // *Stratigrafiya i paleontologiya dokembriya i fanerozoia Sibiri*. Novosibirsk. 1990. pp. 88–94. In Russian
6. Gutak Ya.M. *Novye dannye po stratigrafii devona Kalgutinskogo zhelezorudnogo mestorozhdeniya (Gornyy Altay)* [New data on the stratigraphy of the Devonian Kalgutinsky iron ore deposit (Gorny Altai)] // *Novye dannye po geologicheskomu stroeniyu i usloviyam formirovaniya mestorozhdeniy poleznykh iskopaemykh v Altayskom krae*. Barnaul. 1991. pp. 17–19. In Russian
7. Gutak Ya.M. *Problemye i nereshennyye voprosy geologii Gornogo Altaya i vozmozhnyye sposoby ikh resheniya* [Problematic and unresolved issues geology Gorny Altai and possible decision] // *Priroda i ekonomika Kemerovskoy oblasti i sopredel'nykh territoriy / Materialy Vserossiyskoy nauchnoy konferentsii, 11–12 dekabrya 2013*. Novokuznetsk, 2013. pp. 52–56. In Russian
8. Gutak Ya.M., Krupchatnikov V.I. *Vulkanicheskie obrazovaniya v razrezakh tuektinskoy svity (sredniy devon) tsentral'noy chasti Gornogo Altaya* [Volcanic formation in sections Tuektinskoy suite (Middle Devonian) of the central part of Gorny Altai] // *Vestnik Sibirskogo gosudarstvennogo industrial'nogo universiteta*, 2013. № 3 (5). pp. 28–30. In Russian
9. Gutak Ya.M., Krupchatnikov V.I., Fedak S.I. *Postdevonskiy vulkanizm Gornogo Altaya* [Postdevonian volcanism of Gorny Altai] // *Vulkanizm i geodinamika / Materialy II Vserossiyskogo simpoziuma po vulkanologii i paleovulkanologii*. Ekaterinburg: IGiG UR RAN, 2003. pp. 254–258. In Russian
10. Kalugin A.S., Anan'ev A.R., Gratsianova R.T., Kul'kov N.P., Mironova N.V., Nadler Yu.S. *Stratigraficheskoe polozhenie i vozrast gorizonta vulkanogenno-osadochnykh zheleznykh rud v devonskikh otlozheniyakh Altaya* [The stratigraphic position and the age of the horizon volcanic-sedimentary iron ore in the Devonian deposits Altai] // *Proceedings SNIIGGiMS*. 1964. V. 29, pp. 142–148. In Russian

11. Kargopolov S.A., Polyanskiy O.P., Reverdatto V.V., Novikov I.S., Vysotskiy E.M. *Teletsko-Chulyshmanskii metamorficheskiy poiyas (Gornyy Altay): novye dannye o vozraste i otsenka P-T parametrov* [Teletsk-Chulyshman metamorphic belt (Gorny Altai): New data on the age and evaluation of P-T parameters] // *Korrelyatsiya Altaid i Uralid: magmatizm, metamorfizm, stratigrafiya, geokhronologiya, geodinamika i metallogeniya / Materialy tretey mezhdunarodnoy nauchnoy konferentsii 29 marta – 1 aprelya 2016, Novosibirsk, Rossiya. Novosibirsk: SB RAN, 2016. pp. 90–91. In Russian*
12. Perfil'ev E.E., Gusev N.I., Gutak Ya.M. *Vozrast olistostromy v Anuysko-Chuyskom progibe (Gornyy Altay)* [Age of olistostromes in Anuysko-Chui mountain trench (Gorny Altai)] // *Geodinamika Yuzhnoy Sibiri. Tomsk, 1994. pp. 23–25. In Russian*
13. Rodygin A. I. *Dokembriy Gornogo Altaya (zelenoslantsevye tolshchi)* [Precambrian of Gorny Altai (greenschist strata)]. Tomsk: Tomsk State University Publ., 1979. 200 p. In Russian
14. Rodygin A.I. *Dokembriy Gornogo Altaya (Kurayskiy metamorficheskiy kompleks)* [Precambrian of Gorny Altai (Kurai metamorphic complex)]. Tomsk: Tomsk State University Publ., 1968. 327 p. In Russian
15. Shokal'skiy S.P., Babin G.A., Vladimirov A.G., Borisov S.M. *Korrelyatsiya magmaticheskikh i metamorficheskikh kompleksov zapadnoy chasti Altae-Sayanskoy skladchatoy oblasti* [Correlation of magmatic and metamorphic complexes of the western part of the Altai-Sayan folded area]. Novosibirsk: SB RAN filial «GEO», 2000. 187 p. In Russian

Author:

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

УДК 562:551.763(571.1)

DOI : DOI: 10.17223/25421379/1/2

В.М. Подобина

*Национальный исследовательский
Томский государственный университет, Томск, Россия*

ПАЛЕОЗООГЕОГРАФИЯ И ФОРАМИНИФЕРЫ ПОЗДНЕГО СЕНОМАНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Впервые обнаружены морские фации позднего сеномана на юго-востоке Западносибирской провинции. В разрезе скв. Е-150 (окрестности г. Северска) встречен комплекс фораминифер, сходный с одноименным из северного района провинции. Установлен Приенисейский залив во время расширения и углубления в позднем сеномане бореальной трансгрессии.

Ключевые слова: фораминиферы, поздний сеноман, Приенисейский залив, Западносибирская провинция.

Морские фации сеномана ранее были известны в Зауралье, где по разрезам ряда скважин в уватском горизонте наблюдается переслаивание серых песчаников и темно-серых глин, содержащих фораминиферы [1]. На остальной территории Западносибирской провинции отложения сеномана известны как континентальные фации, включающие обломки древесины, детрита, зерна янтаря [2–4]. Ранее автором проведено палеозоогеографическое районирование с выделением в пределах провинции отдельных районов [6]. При этом Зауралье обозначено автором как западный район, а на юго-востоке – одноименный район провинции, где обнаружены, как ранее в западном и северном районах, агглютинированные кварцево-кремнистые фораминиферы (рис. 1).

Палеозоогеография сеномана

В позднем сеномане в установленном комплексе преобладают агглютинированные кварцево-кремнистые раковины фораминифер. По различию родового и видового составов фораминифер определены две провинции – Западносибирская и Канадская (Западная Канада, Северная Аляска) [6–8].

При выделении палеозоогеографических районов в Западносибирской провинции на протяжении отдельных веков позднего мела, в том числе и в позднем сеномане, автором учитывались ареалы различных видов и структура комплексов фораминифер. Среди видов исследуемого комплекса определены как локальные, так и широко распространенные формы. Соотношение всех этих форм при учете их количественного содержания послужило основой при выделении отдельных районов, в том числе и в сеномане [4, 6].

Севернее широтного течения р. Оби на основании позднесеноманских находок агглютинированных кварцево-кремнистых фораминифер прослежены морские фации установленного автором северного района. Первоначально они были известны в разрезах скважин Тазовской и Пурпейской площадей, а позднее – по семи разрезам скважин Ван-Еганской площади [3, 5]. При бурении скважин на юго-востоке (окрестности г. Северска) в уватском горизонте по находкам фораминифер установлен юго-восточный район провинции. Виды агглютинированных фораминифер этого района имеют сходство с таковыми северного района, а некоторые из них известны на данном стратиграфическом уровне в Канадской провинции (Западная Канада, Северная Аляска) [7, 8].

Исследования фораминифер из разреза скв. Е-150 (окрестности г. Северска) юго-восточного района привели к предположению о существовании в позднем сеномане Приенисейского залива, протягивающегося далеко на юг до г. Северска. Первоначально автором [4] был установлен Приенисейский пролив, но судя по находкам в комплексе исключительно агглютинированных кварцево-кремнистых фораминифер мнение об этом выводе существенно изменилось. Если существовал пролив, то комплекс фораминифер обогатился бы секреторными известковыми формами, как это наблюдалось в вышележащих комплексах верхнего мела. Например, в сантонский комплекс через Мариинский пролив попали характерные секреторно-известковые формы, что не наблюдается в позднесеноманском комплексе юго-восточного района.

Биостратиграфия юго-восточного района

Сеноманский ярус K_2^{cm}

Верхний подъярус K_2^{cm2}

Уватский горизонт

Исследования уватского горизонта показали, что на юго-востоке в его составе преобладают песчаные разности пород – светло-серые мелкозернистые песчаники с прослоями серых опесчаненных глин.

В отдельных прослоях глинистых пород обнаружены агглютинированные кварцево-кремнистые фораминиферы, систематический состав которых малоразнообразен и в количественном отношении раковины отдельных видов немногочисленны. Однако на основании находок характерных видов установлен комплекс фораминифер с *Trochammina wetteri tumida*, *Verneuilinoides kansasensis*. Этот комплекс впервые определен автором в позднем сеномане семи разрезов скважин Ван-Еганской площади, наметивших положение южной границы морских фаций позднего сеномана северного района. Находки фораминифер этого комплекса на юго-востоке Западносибирской провинции дает возможность выявить морские фации позднего сеномана далеко на юго-востоке провинции.

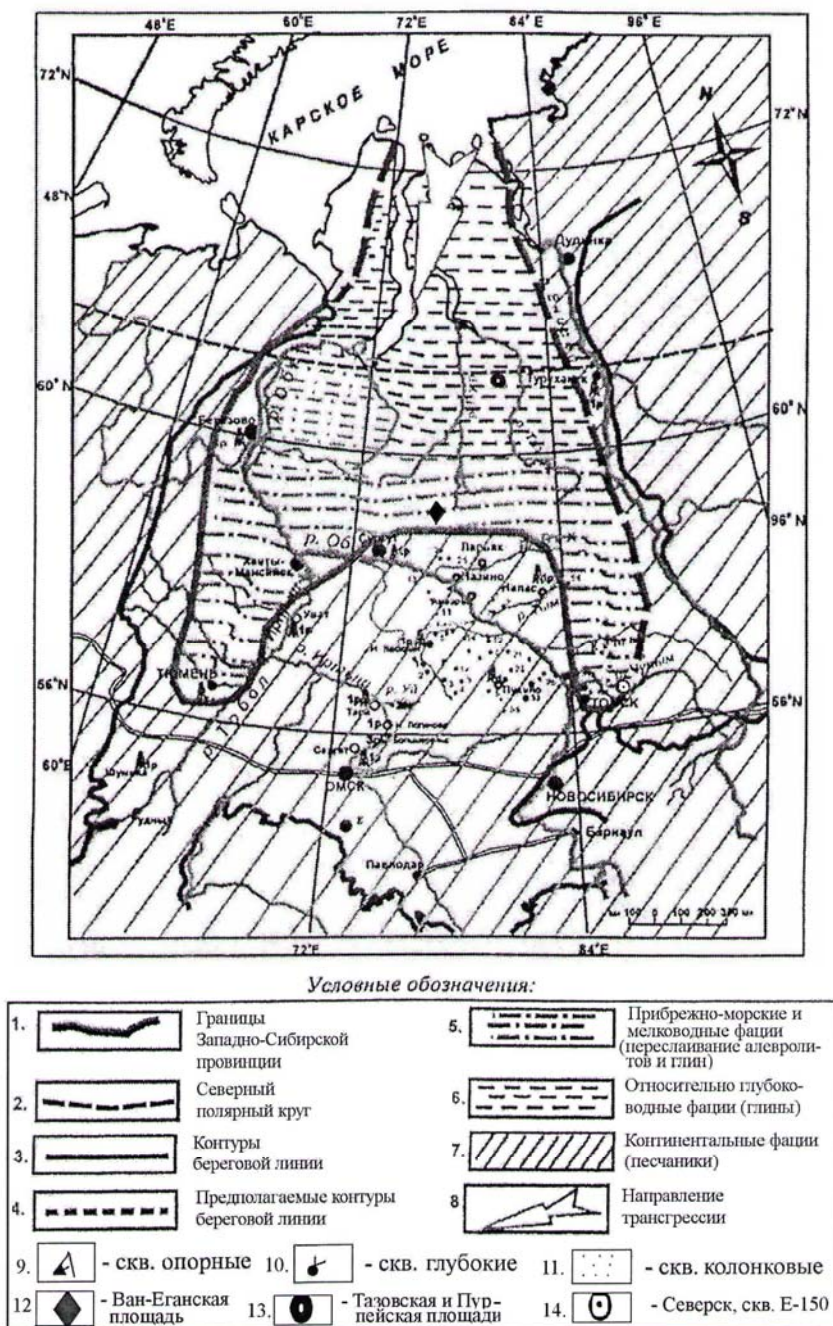


Рис. 1. Схема палеозоогеографического районирования Западносибирской провинции в позднеэоценовое время. Находки позднеэоценовых фораминифер в палеозоогеографических районах Западносибирской провинции

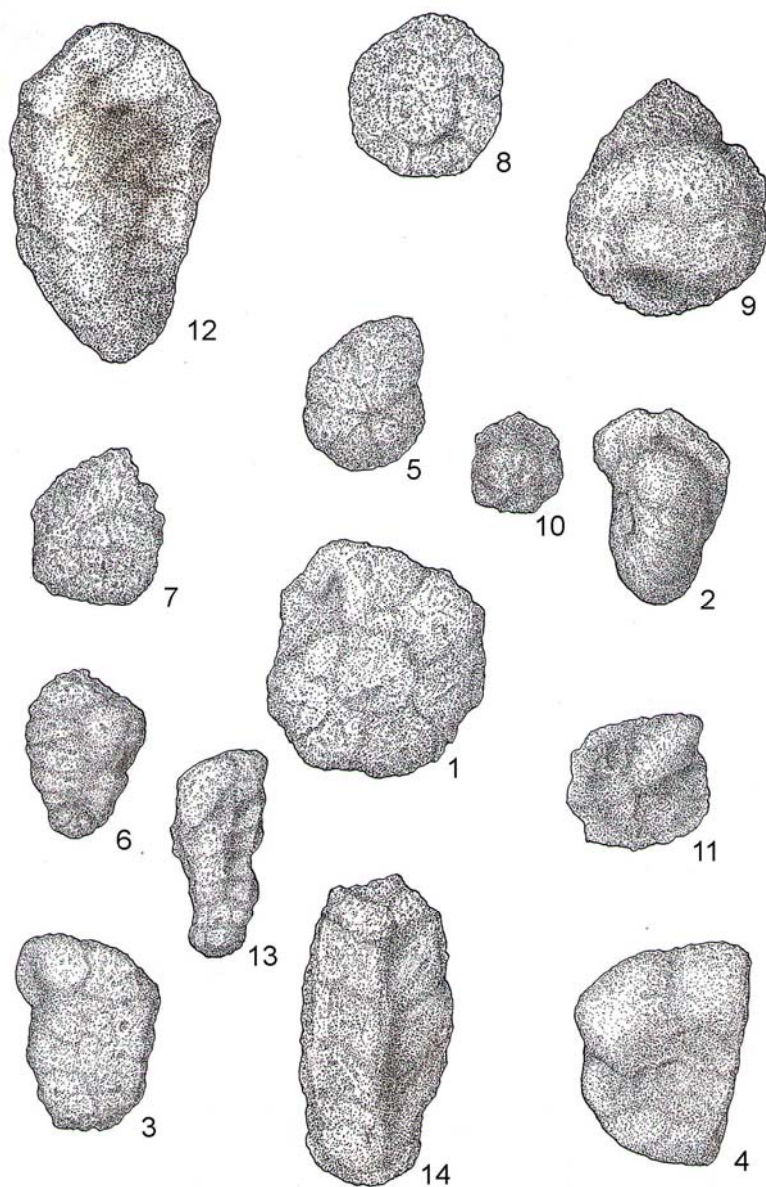


Рис. 2. Комплекс фораминифер с *Trochammina wetteri tumida*, *Verneuilinoides kansasensis* г. Северск, скв. Е-150, гл. 421,4 м; верхний сеноман, уватский горизонт, х28:
 1–4 – *Labrospira rotunda* Podobina; 5 – *Haplophragmoides variabilis* Podobina;
 6 – *Spiroplectammina longula* Podobina; 7–11 – *Trochammina wetteri* Stelck et Wall tumida
 Podobina; 12 – *Verneuilinoides kansasensis* Loeblich et Tappan;
 13–14 – *Siphogaudryina* aff. *stephensoni* (Cushman)

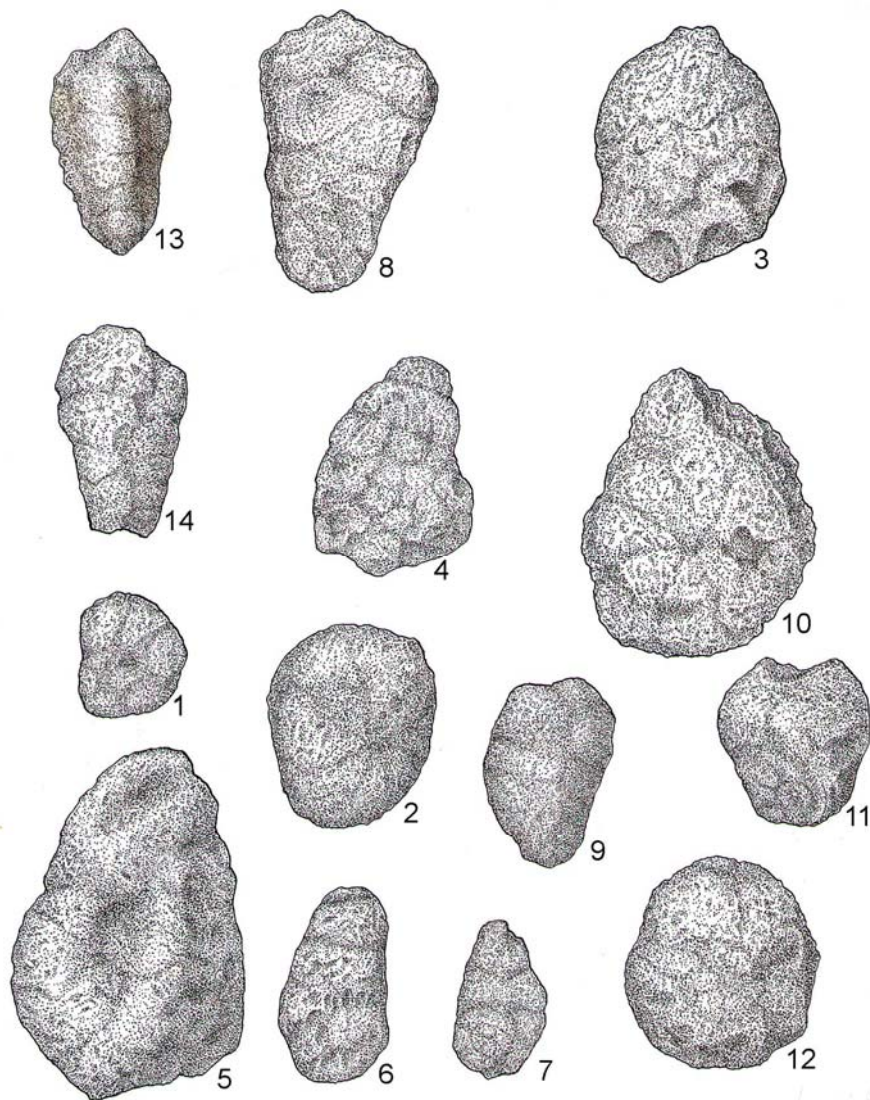


Рис. 3. Комплекс фораминифер с *Trochammina wetteri tumida*, *Verneuilinoides kansasensis* Loeblich et Tappan г. Северск, скв. 150, гл. 421,4 м; верхний сеноман, уватский горизонт, х28: 1 – *Labrospira rotunda* Podobina; 2 – *Haplophragmoides variabilis* Podobina; 3–7 – *Ammomarginulina sibirica* Podobina; 8–9 – *Spiroplectammina longula* Podobina; 10–12 – *Trochammina wetteri* Stelck et Wall *tumida* Podobina; 13–14 – *Verneuilinoides kansasensis* Loeblich et Tappan

В разрезе скв. Е-150 (гл. 438,5–421,4 м) обнаружен комплекс фораминифер, в составе которого присутствуют сравнительно высокоорганизо-

ванные формы из отряда Ataxophragmiida, составляющие ранее известный в северном районе позднесеноманский комплекс с *Trochammina wetteri tumida*, *Verneuilinoides kansasensis* [3, 4]. Это следующие виды: *Labrospira rotunda* Podobina, *Haplophragmoides variabilis* Podobina, *Ammomarginulina sibirica* Podobina, *Spiroplectammina longula* Podobina, *Trochammina wetteri* Stelck et Wall *tumida* Podobina, *Verneuilinoides kansasensis* Loeblich et Tappan. В этом комплексе присутствуют ряд видов автора, ранее впервые установленных в разрезах позднего сеномана Ван-Еганской площади [3]. Возможно при более детальном исследовании они окажутся младшими синонимами или географическими подвидами американских видов. Но более высокоорганизованные зональные виды атаксофрагмийд, без сомнения, относятся к сеноманским видам Канадской провинции (см. рис. 2, 3).

Заключение

В предыдущей работе автор настоящей статьи сообщала о существовании Енисейского пролива (теперь залива), который в виде узкого и длинного рукава протянулся до окрестностей г. Северска [4, рис. 1]. Находки здесь позднесеноманских агглютинированных кварцево-кремнистых фораминифер указывают на распространение трансгрессии с севера в момент ее расширения и углубления. В разрезе скважины Е-150 обнаружены агглютинированные кварцево-кремнистые фораминиферы, на основании которых можно судить о распространении на юго-восток позднесеноманской бореальной трансгрессии.

По присутствию некоторых видов, в основном зональных *Trochammina wetteri* Stelck et Wall *tumida* Podobina и *Verneuilinoides kansasensis* Loeblich et Tappan, сходных с таковыми из Канадской провинции, можно судить о связях через Арктику между морскими фаунами, в том числе фораминифер Западносибирской и Канадской провинций. По данным фораминифер этих провинций возможно их отнесение к Арктической палеозоогеографической области одноименного циркумполярного пояса.

Литература

1. Амон Э.О. Морские акватории Уральского региона в средне- и поздне меловое время // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 3. С. 471–483
2. Подобина В.М. Фораминиферы и биостратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Томск : Изд-во НТЛ, 2000. 388 с. 80 палеонт. табл. 13 рис.
3. Подобина В.М. Новые сведения по фораминиферам и биостратиграфии верхнего сеномана северного района Западной Сибири // Вестник Томского государственного университета. 2012. № 361. С. 182–187
4. Подобина В.М. Палеозоогеографическое районирование Западной Сибири в позднем сеномане (по данным фораминифер) // Вестник Томского государственного университета. 2013. № 371. С. 189–196

5. Подобина В.М., Таначева М.И. Стратиграфия газоносных верхнемеловых отложений северо-восточных районов Западно-Сибирской низменности // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1967. Вып. 2. С. 89–99.
6. Podobina V.M. Paleozoogeographic regionalization of Northern Hemisphere Late Cretaceous basin based on foraminifera // Proceedings of the 4th International Workshop on Agglutinated Foraminifera / Grzybowski Foundation Special Publication, 1995. № 3. P. 239–247. 5 figs.
7. Tappan H. Foraminifera from the Arctic slope of Alaska / Pt. 3, Cretaceous Foraminifera // U.S. Geol. Survey Prof. Paper. 1962. № 236. G. P. 91–209. Pls. 29–58.
8. Wall J. Cretaceous Foraminifera of the Rocky Mountain Foothills, Alberta // Res. Council Alberta. 1967. Bull. 20. 185 p. 15 pls.

Автор:

Подобина Вера Михайловна, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующая кафедрой палеонтологии и исторической геологии геолого-географического факультета Томского государственного университета, Томск, Россия.
E-mail: podobina@ggf.tsu.ru

Geosphere Research, 2016, 1, 16–23. DOI: 10.17223/25421379/1/2

V.M. Podobina

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

**PALAEZOOGEOGRAPHY AND LATE CENOMANIAN FORAMINIFERA
OF WESTERN SIBERIA**

The research done on the biostratigraphy and palaeozoogeography of the Late Cenomanian of the West-Siberian Province is based on the most abundant foraminiferal assemblages. In contrast to the other centuries (Turonian, Santonian, Maastrichtian), the Late Cenomanian boreal transgression was not widely distributed in the province. Previously, the Cenomanian sea facies (the Uvatskian Horizon) had been established only in Transuralia, while continental facies were known in the other territories. The author of the paper, however, has discovered agglutinated foraminifera in a number of sections in the boreholes located in the Purpeyskaya and Tazovskaya areas (the interfluvium of the Pur and Taz rivers) which gave rise to the establishing of the Cenomanian sea facies in the north of the West-Siberian Province. Previously, V.M. Podobina had done the palaeozoogeographical division of this province into the specific centuries of the Late Cretaceous which determined the location of Transuralia as a western region. Late Cenomanian foraminifera finds somewhat northwards of the latitudinal stream of the Ob' river (the Van-Eganskaya area) defined the southern border of distribution of the northern area.

Within the past few years the south-eastern area of the province has been discovered on the basis of the finds of the agglutinated quartz-siliceous foraminifera assemblage with *Trochammina wetteri tumida*, *Verneuilioides kansasensis*, earlier identified by the author in the northern area of the province (the Van-Eganskaya area). This assemblage was discovered by V.M. Podobina in the section of E-150 borehole (the Uvatskian Horizon) in the south-east (the suburbs of Tomsk and Seversk). The zonal kinds of the assemblage were previously known at the same stratigraphic level in the Canadian Province (Western Canada, Northern Alaska) which give grounds to think that sea faunas (including the foraminifera) of both the Provinces (West-Siberian and Canadian) were connected with each other through the Arctic Region, and the boreal transgression expanded within these provinces during the specific

Cretaceous centuries. In the Late Cenomanian, the distribution of this transgression was limited, therefore its sea facies are known in the western, northern and south-eastern areas. The detection of agglutinated foraminifera in the south-east of the Province suggests the existence of the over-Yenisei Bay, which was widely introduced due to the point in time of expanding and deepening the Late Cenomanian boreal transgression. The foraminiferal similarity of West-Siberian and Canadian Provinces offers an opportunity to relate them to the Arctic palaeozoogeographical realm of just the same circumpolar belt.

Keywords: *foraminifera, late Cenomanian, over-Yenisei Bay, West Siberian Province.*

References

1. Amon E.O. Sea water areas of the Uralian region in the Middle and Late Cretaceous // Russian Geology and Geophysics. 2001. T. 42. № 3. pp. 471–483. In Russian
2. Podobina V.M. *Foraminifery i biostratigrafiya verkhnego mela Zapadnoy Sibiri* [Foraminifera and biostratigraphy of the Upper Cretaceous of Western Siberia]. Tomsk: NTL, 2000. 388 p., 80 paleont. tabl., 13 pic. In Russian
3. Podobina V.M. *Novye svedeniya po foraminiferam i biostratigrafii verkhnego senomana severnogo rayona Zapadnoy Sibiri* [New information on the foraminifera and biostratigraphy of the Cenomanian upper northern region of Western Siberia] // Bulletin of the Tomsk State University. 2012. № 361. pp. 182–187. In Russian
4. Podobina V.M. *Paleozoogeograficheskoe rayonirovanie Zapadnoy Sibiri v pozdnem senomane (po dannym foraminifer)* [Paleozoogeographic zoning of Western Siberia in the Late Cenomanian (according foraminifera)] // Bulletin of the Tomsk State University. 2013. № 371. pp. 189–196. In Russian
5. Podobina V.M., Tanacheva M.I. *Stratigrafiya gazonosnykh verkhnelomovykh otlozheniy severo-vostochnykh rayonov Zapadno-Sibirskoy nizmennosti* [Stratigraphy of gas-bearing Upper Cretaceous sediments north-eastern regions of the West Siberian Lowland] // Novye dannye po geologii i poleznym iskopaemym Zapadnoy Sibiri. Tomsk: Tomsk State University. 1967. Iss. 2. pp. 89–99. In Russian
6. Podobina V. M. Paleozoogeographic regionalization of Northern Hemisphere Late Cretaceous basin based on foraminifera // Proceedings of the 4th International Workshop on Agglutinated Foraminifera / Grzybowski Foundation Special Publication. 1995. № 3. pp. 239–247, 5 figs.
7. Tappan H. Foraminifera from the Arctic slope of Alaska / Pt. 3, Cretaceous Foraminifera// U.S. Geol. Survey Prof. Paper. 1962. № 236. G. pp. 91–209, pls. 29–58.
8. Wall J. Cretaceous Foraminifera of the Rocky Mountain Foothills, Alberta // Res. Council Alberta. Bull. 20. 1967. 185 p., 15 pls.

Author:

Podobina Vera M., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Head of the Department of Historical Geology and Paleontology, Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, Tomsk, Russia.
E-mail: podobina@ggf.tsu.ru

УДК 569.722+571.16

DOI: 10.17223/25421379/1/3

А.В. Шпанский

Национальный исследовательский
Томский государственный университет, Томск, Россия

**НОВЫЕ НАХОДКИ НОСОРОГА МЕРКА
(*Stephanorhinus kirchbergensis* Jäger 1839)
(Rhinocerotidae, Mammalia) В ТОМСКОМ ПРИОБЬЕ**

Исследование выполнено при финансовой поддержке Госконтракта
РФ № 6.657.2014/К и Научного фонда им. Д.И. Менделеева (грант № 8.1.25.2015).

*Описаны новые находки остатков *Stephanorhinus kirchbergensis* Jäger – нижняя челюсть с зубами из Томской области, изолированные зубы и кости посткраниального скелета из местонахождений Томской области и юга Красноярского края. Нижняя челюсть из Томской области является самой северной находкой для Западно-Сибирской равнины. Морфология и размеры челюстей и зубов соответствуют описанным ранее для Восточной и Западной Европы. Геологический возраст новых находок – начало среднего неоплейстоцена (тобольский горизонт; MIS 9–11).*

Ключевые слова: *Stephanorhinus kirchbergensis* Jäger, морфология, Томская область, средний неоплейстоцен.

Введение

Остатки носорога Мерка (*Stephanorhinus kirchbergensis* Jäger 1839) встречаются довольно редко. В Томском Приобье описываемые находки происходят как из уже известного местонахождения Красный Яр [9, 15], так и из двух новых – Асино и Киндал (рис. 1). Находка зуба на юге Красноярского края является первой для этого региона и представляет важное связующее звено в пространственном распространении этих носорогов между находками в Западной и Восточной Сибири. Наиболее значимой является находка нижней челюсти в устье протоки Киндал левого берега р. Обь, ниже по течению от п. Каргасок в июле 2011 г. местным жителем А.В. Барышевым с глубины около 14 м ниже уровня воды. Челюсть была поднята при работе земснаряда по добыче песка. Местонахождение находится в 400 км севернее г. Томска. На сегодняшний день это первая находка нижней челюсти *S. kirchbergensis* в Западной Сибири. Указанная ранее Э.В. Алексеевой [2] нижняя челюсть из Кузбаса, хранящаяся в Кемеровском краеведческом музее (ККМ № 70), не существует, под этим номером в музее хранится фрагмент челюсти мамонта. Находка у Киндала является самым северным местонахождением *S. kirchbergensis* для Западной Сибири

и по широтному положению приближается к находке на р. Виллой в Якутии ($63^{\circ}40'$ с.ш.) [6].

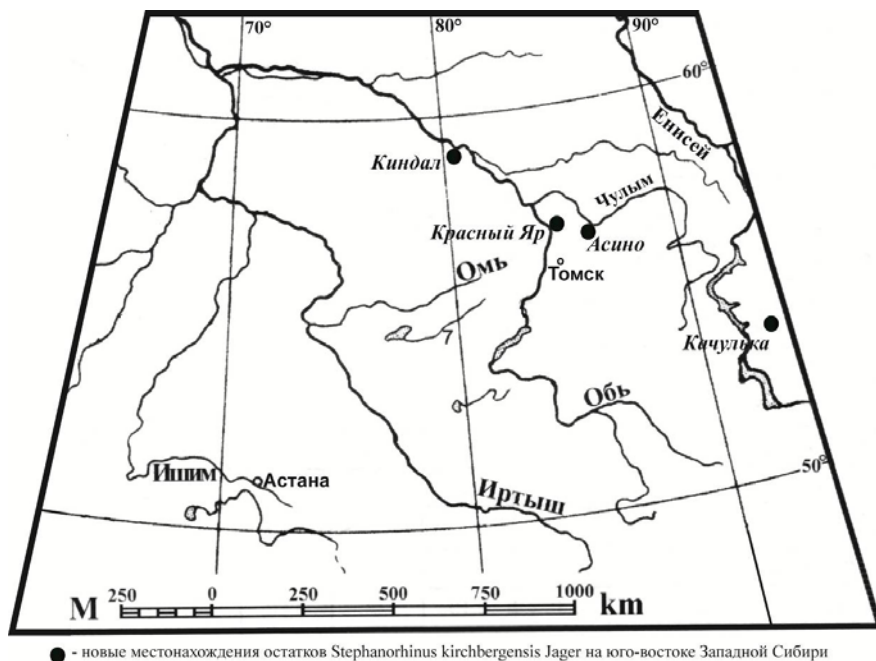


Рис. 1. Карта новых местонахождений остатков *Stephanorhinus kirchbergensis* на юго-востоке Западной Сибири

Материал и методика исследования

Описываемый материал происходит из трех местонахождений Томской области и одного – с юга Красноярского края (рис. 1). Геологический возраст находок оценивается как начало среднего неоплейстоцена (тобольский горизонт; MIS 9–11).

Верхний левый М1 ПМ ТГУ № 1/396. Карьер восточнее г. Асино, отложения III надпойменной террасы р. Чулым (левый берег), глубина около 8 м от дневной поверхности; координаты местонахождения $57^{\circ}4'$ с.ш., $86^{\circ}10'$ в.д.

Левая ветвь нижней челюсти с р3–m3 КФ МИНС КП–397. Хранится в Филиале ОГАУК ТОХМ «Музей искусств народов Севера» п. Каргасок (Томская область). Устье протоки Киндал (с левого берега р. Обь), выше по течению от п. Киндал (Каргасокский район, Томская область); координаты местонахождения $59^{\circ}08'$ с.ш., $80^{\circ}35'$ в.д.

Левый нижний р3 ПМ ТГУ № 1/395. С. Качулька, Каратузский р-н, Красноярский край. В 100 км восточнее г. Минусинска, при слиянии рек

Амыл и Казыр, глубина около 3 м от дневной поверхности; координаты местонахождения 53°47' с.ш., 92°53' в.д.

Метакарпале III ПМ ТГУ № 5/5197; две ладьевидных кости (navicular) ПМ ТГУ № 5/2538 и 5/3063. Красный Яр (Кривошеинский район, Томская область); координаты местонахождения 57°06' с.ш., 84°30' в.д.

Для сравнения использованы: нижние челюсти из европейских местонахождений, изолированные нижние зубы *S. kirchbergensis* из местонахождения Красный Яр и нижние челюсти шерстистого носорога *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach 1799) из местонахождений Томского Приобья, а также литературные данные.

Измерения челюсти и зубов выполнены штангенциркулем с точностью 0,1 мм по методике В. Громовой [4], измерения метакарпальных костей – по методике А. Shpansky, Е. Billia [15].

Результаты исследований

Верхний левый зуб М1 экз. ПМ ТГУ № 1/396 хорошо сохранился, имеет сколы эмали на парастиле и метастиле, корни сохранились (рис. 2, фиг. 1–2). Зуб крупный, брахиодонтный, по степени стертости и морфологии аналогичен зубу ПМ ТГУ № 5/3495 из Красного Яра [15]. Протолоф и гипокон вздутые, на передней стенке протолофа сохранилась часть цингулюма, эмаль гладкая с фарфоровидным блеском. Антекроше нет, криста слабо намечена, кроше сильно развита и имеет квадратные очертания. Размеры приведены в табл. 1.

Таблица 1
Размеры верхнекоренных зубов *Stephanorhinus kirchbergensis* Jager, мм

Местонахождение	P4 buccal length/ mesial width	M1 buccal length/ mesial width	M2 buccal length/ mesial width	M3 buccal length/ mesial width
Асино, ПМ ТГУ № 1/396		60/69,7		
Красный Яр [15]	46,1/64,5	61,2/76,2	63,2–64,5/?	
Красный Яр [2]	53/74	42–57/65–72	55–62/69–73	58–63,5/ 64–72
Кошкурган [8]		42/?	72/76	?/55–80?
Shennongjia [16]	48,3/67,1	56,9/71,6	68,9–69,6/ 69,4–77,1	63–70/ 52,1–66,6
Taubach [12]	46,6–52,9/ 69,2–71,3	51,3/ 68,4–69,8	58,1–68,5/ 71,9–72,4	69,3–70/ 65,2–66,7

Левая ветвь нижней челюсти КФ МИНС КП–397 принадлежит взрослому, но не старому животному с сохранившимися р3–м3. От правой ветви она отломилась позади симфиза (рис. 2, фиг. 3–5). Челюсть имеет повреждения уг-

ловой части, закондилярного и венечного отростков и в области альвеолы р2. Задний край симфиза находится на уровне средней части р3, аналогично как у челюстей из Черного Яра [4]. Вентральный край горизонтальной ветви почти ровный, подъём нижнего края происходит очень плавно от уровня m1 к симфизу с увеличением закругления в области симфиза. Выгнутости вентрального края в средней части, как это происходит у нижней челюсти *C. antiquitatis* у *S. kirchbergensis*, не наблюдается. Толщина горизонтальной ветви сохраняется почти одинаковая на протяжении всего зубного ряда, с незначительным утончением под р3–4. В поперечной плоскости горизонтальная ветвь имеет высоко овальную форму, тогда как у взрослых особей *C. antiquitatis* грушевидная форма горизонтальной ветви, с раздувом в вентральной части. Подбородочные отверстия (одно крупное и несколько мелких) расположены под альвеолой р2. Восходящая ветвь довольно широкая, мускульные валики на угловом отделе хорошо развиты. Поверхность горизонтальной ветви позади m3 широкая (62 мм), уплощенная, с небольшой продольной выемкой, края площадки не заострены, как указывала ранее В. Громова [4], а плавно закруглены, гребни не развиты. Медиальный край закондилярного отростка имеет резкие заостренные очертания. Его задняя поверхность формирует широкую слабо вогнутую с латеральной стороны площадку, ориентированную почти перпендикулярно к продольной оси челюсти, у шерстистого носорога такая площадка значительно меньше, треугольных очертаний и ориентирована под значительным углом к продольной оси челюсти. Суставная головка наклонена к горизонтали, ее латеральный край опущен, а буккальный приподнят. Размеры челюсти приведены в табл. 2.

Зубы высококоронковые, m3 находится на начальной стадии стирания. Премоляры расположены вертикально к альвеолярному краю горизонтальной ветви, а моляры заметно наклонены вперед (см. рис. 2, фиг. 3). Размеры зубов крупные, особенно m1 (табл. 3), и находятся на уровне крупных экземпляров из Молдавии, Поволжья и Таубаха, но уступают зубам из Красного Яра. Особенно выдающейся является длина ряда коренных m1–3 (171 мм), превышая аналогичные промеры у европейских экземпляров, наиболее близкую длину имеет крупный экземпляр из Таубаха (157,8–169,9 мм; [12]).

Наружный воротничок (cingulum) хорошо выражен на металофидах всех зубов и на гиполофидах m1 и m2. Внутренний воротничок хорошо развит на металофиде m1 и m2 и по основанию m3. Ширина коронок в прикорневой части несколько больше, чем у вершин (за счёт слабого наклона буккальных стенок), особенно хорошо это заметно на слабостертых m2 и m3, у шерстистого носорога ширина коронок зубов практически постоянная. Металофид на молярах у основания коронки короче, чем гиполофид. Стенки лофидов к основанию сильно расширяются, формируя сильно сужающиеся вниз долилки. Заднезвнутренние концы лофидов округло заостренные (без раздувов), на гиполофидах m2 и m3 слегка оттянуты назад. В прикорневой части моляров сохранились фрагменты цемента, эмаль гладкая. На р3–m1 произошло слияние металофида и гиполофида, но долилки сохранились на большую глубину. На m2 и m3 слияния ме-

талофида и гиполофида не произошло (рис. 2, фиг. 5). Передняя стенка металофида на m3 еще не затронута стиранием.

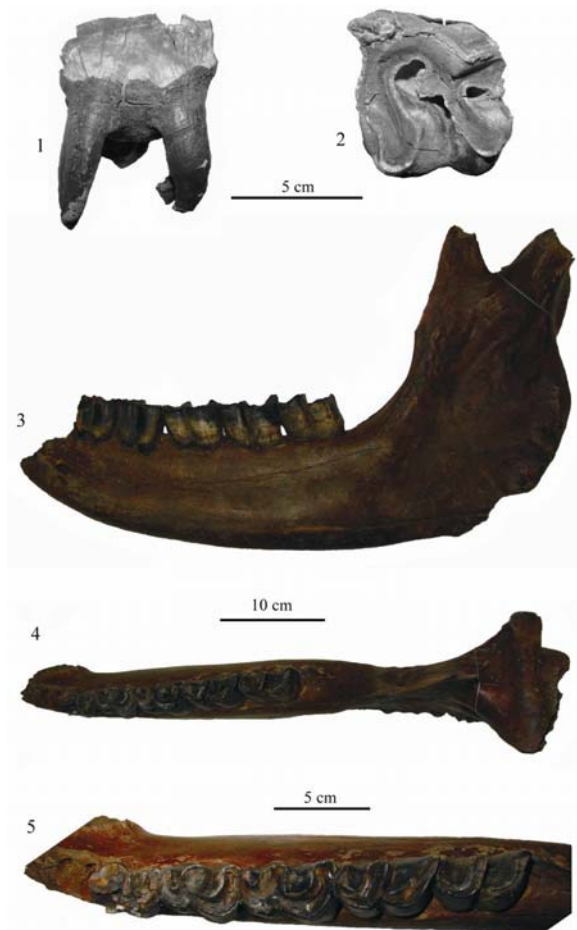


Рис. 2. Одонтологические остатки *Stephanorhinus kirchbergensis*. **Фиг. 1–2.** Верхний левый зуб M1 *Stephanorhinus kirchbergensis*, экз. ПМ ТГУ № 1/396; г. Асино (Асиновский район, Томская область). Средний неоплейстоцен (тобольский горизонт). **Фиг. 1.** Вид с жевательной поверхности; **Фиг. 2.** Вид с буккальной стороны. **Фиг. 3–5.** Нижняя челюсть *Stephanorhinus kirchbergensis*, экз. КФ МИНС КП–397; п. Киндал, р. Обь (Каргасокский район, Томская область). Средний неоплейстоцен (тобольский горизонт). **Фиг. 3.** Вид с буккальной стороны; **Фиг. 4.** Вид с дорсальной стороны; **Фиг. 5.** Зубной ряд с окклюзальной поверхности

Таблица 2

Размеры нижних челюстей двурогах носорогов, мм

Промеры	<i>Stephanorhinus kirchbergensis</i> Jager						<i>S. etruskus</i> Falc.	<i>Coelodonta antiquitatis</i> Blum. [10]		
	КФ МИНС КП–397	Молдавия n=3 [5]	Черный Яр n=2 [4]	Дмитров ГИН 6/н [1]	Mosbach [13]	Shennongjia [17] QIII	Mosbach [13]	Каргасок ПМ ТГУ n=3	Сергеево ПМ ТГУ 18/1	Томская обл. ТОКМ, n=6
Длина от переднего края альвеолы P ₂ до заднего края восходящей ветви	510	480–486	478–510	–	465	–	425	c450–458*	445	c426–482*
Длина от заднего края альвеолы M ₃ до заднего края восходящей ветви	221	221–254	210–250	–	180–251	–	183–190	–	222	–
Длина и толщина симфиза	–		153–165/–	–	–	106,4–127,2/–	95–125/–	126/(20–26)	137/49	119/18–36,5
Длина зубного ряда P ₂ –M ₃ (у альвеол) sin/dex	289	272–290	255–283	–	275–282	–	222–245	219–225	229	218–238,3
Длина ряда P _{2–4} (у альвеол) sin/dex	116	110–122	108–118	–	123	–	99–104	81	88,5	83–87,5
Длина ряда M _{1–3} (у альвеол) sin/dex	171	157–168	151–163	–	157	151,5	138–140	131–132	143	136–144
Высота челюсти у P ₂ sin/dex	92?	–	90–109	–	–	–	–	50–79	72	49,7–90
Высота между M ₁ и M ₂ sin/dex	108	–	–	113	–	81,6–101,8	–	85–94	108	83–97
Высота позади M ₃ sin/dex	115	107–123	121–129	111	108–127	89,3–107,7	80–115	90–108	115	95,5–113
Толщина горизонтальной ветви под M ₃ sin/dex	66	61–69	62–77	74	–	–	57	52–73	71 (max 73)	56–63,8
Ширина заднего края углового отдела	c54	70–74,5	68–72		–	–	–	–	46,5	–
Ширина и поперечник суставной поверхности рг, condylaris	123,5/32,5	116–123/–	112–134/–		124/–	–	95–103/–	82/17	109/28	93/20
Высота восходящей ветви до верхнего края рг, condylaris	~270	273–286	260–290		–	–	–	c245	241	–

*Длина от резцового края до заднего угла челюсти.

Размеры нижних зубов *Stephanorhinus kirchbergensis*, мм

Промеры	Киндал КФ МИНС КП-397	Красный Яр ПМ ТГУ [15]	Качулька ПМ ТГУ 1/395	Кошкурган [8]	Shennongjia [17]	Молдавия n=3 [5]	Черный Яр n=2 [4]	Дмитров (IV шлюз) [1]	Польша, ЗИН 10743 [4]	Taubach [12]
Длина/ширина Р ₂				<u>32–33,1</u> 15,5	30,5–33,5/ 18,7–20,5	33–34/22,2–26				34,4/23,3
Длина/ширина Р ₃	40/30		29,2/33	<u>32</u> –	34,5–36,8/ 25,9–28,6	38–40,5/30–31				39,6–43,7/ 30,4–30,6
Длина/ширина Р ₄	43,5/35,3				42–43,4/ 30–32,7	45–46/32–34,5	41/33	45/34	43,5/34,2	41,4–45,2/ 32,8–35,8
Длина/ширина М ₁	53,5/37,5	>54/38,7 5–3/1087 dex		<u>54</u> 35	41,8–47,9/ 33,1–37	49–51,3/ 38,2–38,5	45/33	53,5/37,5	48,2/36	46,2–51,8/ 36,3–38,1
Длина/ширина М ₂	58,5/35,5	60,6/42,4 5–3/1067 sin		<u>60–62</u> 36–47	51,8–56,5/ 34,6–36,3	52–58/37–39	52–53/ 35–39,5		50/38,5	52,6–60,5/ 36,8–40,2
Длина/ширина М ₃	59,5/35,5	63,2/37,3 5–3/3328 sin		<u>47–63</u> 32–42(?)	52,1–60,4/ 32,6–35,7	55–58,1/36–37	59–61,5/ 35–40,3		С60/35,5	55,3–61,8/ 35,8–37,4

Таблица 4

Размеры metacarpal III *S. kirchbergensis* и *C. antiquitatis* из Красного Яра (Томская обл.) и других местонахождений, мм

N	Вид, местонахождение	Коллекция	Размеры, мм							Индексы, %		
			ML	APD	TD	APDde	TDde	TDdj	mTDd	TD/ ML	TDde/ ML	mTDd/ ML
1	<i>Stephanorhinus kirchbergensis</i> Красный Яр [15]	ПМ ТГУ № 5/2723	229	56,6	63	56	80,4	64	60,5	27,5	35,1	26,4
2	Красный Яр (Томская область)	ПМ ТГУ № 5/5197	C186	C50	70	–	–	–	67,5	–	–	–
3	Рыбинск [3]	ПИН РАН	225	64	80	64	90	70	72	35,6	40	31,1
4	Shennongjia [17]	N.h. Mus. Shennongjia, n=2	188,7– 202,2									
5	Mosbach–II [13]	N.h. Mus. Mainz № 1955/520	263	–	71,7	–	80,4	–	60,9	27,3	30,6	23,2
6	Taubach [12]	IQ Weimar, n=2	204,2	63,7– 67,8	63,7– 67,8		73,9	59,1	53,5– 55,7	31,2	36,2	26,2
7	Красный Яр (QIII) <i>Coe-lodonta antiquitatis</i>	ПМ ТГУ, n=7	164–198	42–58	58,2– 79	41,8– 55	55– 71	–	48–58	33– 39,9	31,9– 36,2	28,2– 30,1

Примечание. **ML** = максимальная длина; **APD** = передне-задний диаметр проксимального эпифиза; **TD** = ширина проксимального эпифиза; **APDde** = переднее-задний диаметр дистального эпифиза; **TDde** = ширина дистального эпифиза; **TDdj** = ширина дистальной фасетки; **mTDd** = ширина диафиза (посередине).



Рис. 3. Метакарпальные (metacarpale III) кости *Stephanorhinus kirchbergensis* из Красного Яра (р. Обь, Томская область), предположительно средний неоплейстоцен: 1 – ПМ ТГУ 5/5197 дорсальный вид; 2 – то же, латеральный вид; 3 – ПМ ТГУ 5/2723 дорсальный вид; 4 – то же, латеральный вид

Левый нижний р3 ПМ ТГУ № 1/395. Зуб сильноостертый, ниже уровня долинок. Эмаль сохранилась только на буккальной стенке гиполофида. Эмаль светло-серая гладкая, фарфоровой структуры, без морщинок и цемента. Передний край металофида в прикорневой части имеет горизон-

тальное валикообразное вздутие. Ширина металофида меньше ширины гиполофида.

Метакарпале III ПМ ТГУ 5/5197 имеет сильно уплощенный диафиз в передне-заднем направлении. Дистальный конец кости отсутствует (рис. 3). Размеры кости крупные (табл. 4), они значительно превышают ранее описанный экземпляр ПМ ТГУ 5/2723 [15], но уступают очень массивной кости из Рыбинска [3].

Две ладьевидные кости (navicular) ПМ ТГУ № 5/2538 и 5/3063, являются правыми и принадлежат двум взрослым особям (рис. 4). Так как кости посткраниального скелета носорога Мерка в аллювиальных местонахождениях при переотложении часто могут быть найдены совместно с остатками шерстистого носорога, то ниже предложена сравнительная характеристика и отличительные признаки ладьевидных костей этих видов (табл. 5).

Таблица 5

**Сравнительная характеристика ладьевидных костей носорога Мерка
и шерстистого носорога**

	Stephanorhinus kirchbergensis	Coelodonta antiquitatis
1	Кость в целом крупнее	Кость в целом мельче
2	Нижняя часть суставной поверхности для таранной кости широкая с плавно вогнутым нижним краем и оттянутым медиально и вниз углом кости	Нижняя часть суставной поверхности закругленная с выпуклым нижним краем
3	Заднеладьевидный отросток (processus talocaudalis) смещен латерально	Заднеладьевидный отросток (processus talocaudalis) расположен посередине
4	Ширина суставной поверхности для таранной кости значительно больше ее поперечника (56–56,5/48–51 мм); их соотношение 110,8–116,7%	Ширина суставной поверхности для таранной кости меньше или равна ее поперечнику (43,5–49/42,5–51 мм); их соотношение 95,7–102,4%
5	Фасетка для III cuneiform кости имеет небольшой отступ от передне-латерального края кости	Фасетка для III cuneiform кости образует резкий край на передне-латерального стороне кости
6	Фасетка для кубовидной кости (cuboid) образует тупой угол (120–123°) с фасеткой для III cuneiform кости и не контактирует с суставной поверхностью для таранной кости	Фасетка для кубовидной кости (cuboid) образует прямой угол с фасеткой для III cuneiform кости и образует прямоугольный гребень с суставной поверхностью для таранной кости

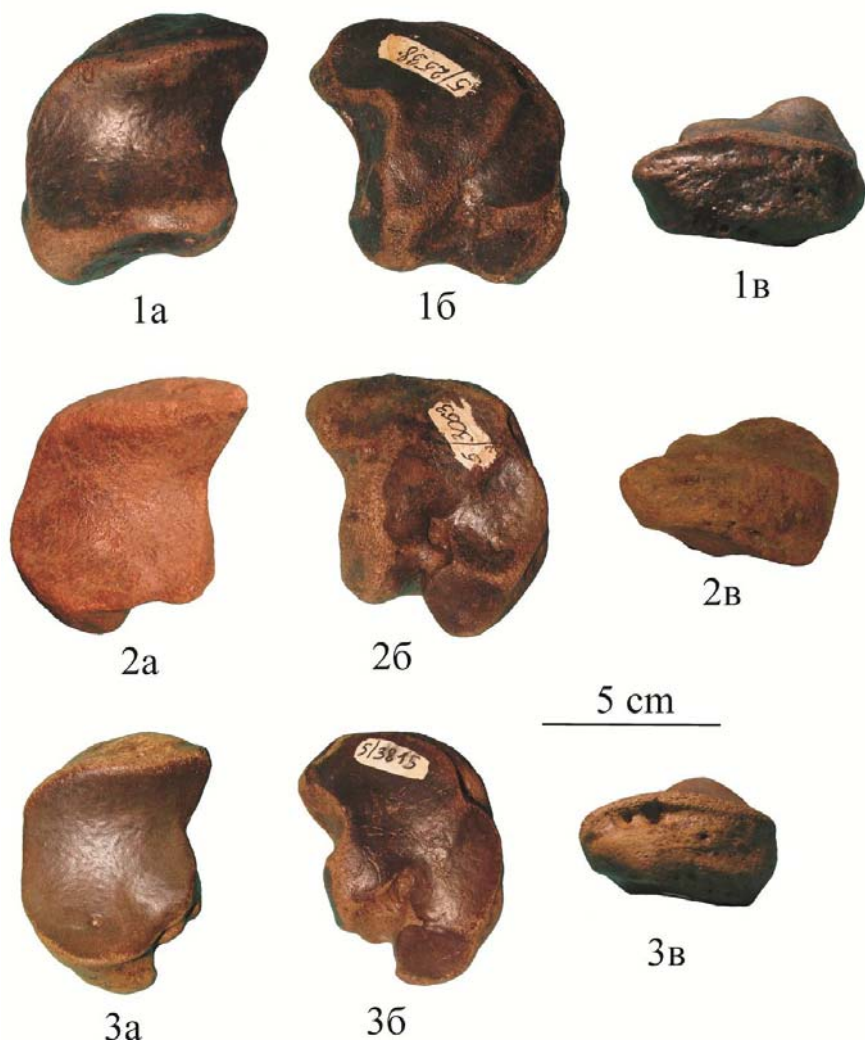


Рис. 4. Ладьевидные кости (navicular) из Красного Яра (р. Обь, Томская область):
Stephanorhinus kirchbergensis: 1 – ПМ ТГУ № 5/2538; 2 – ПМ ТГУ 5/3063;
Coelodonta antiquitatis: 3 – ПМ ТГУ 5/3815: а – проксимальный вид;
 б – дистальный вид; в – дорсо-медиальный вид

Обсуждение

Геологический возраст описываемых остатков вызывает дискуссию. Зубы из Асино и Качульки и челюсть из Киндала получены из древних аллювиальных отложений. Но так как извлечены они были не специалистами, то описание геологических условий залегания этих остатков отсутствует. Можно отметить, что на костях отсутствуют следы ока-

танности, а степень минерализации всех остатков, включая материал из Красного Яра, достаточно высокая. Для астрагала *S. kirchbergensis* из Красного Яра, имеющего аналогичную сохранность, был проведен радиоуглеродный анализ AMS методом. Лабораторные исследования показали отсутствие коллагена [16], что может указывать на достаточно большой возраст и переотложенность остатков носорога Мерка в этом местонахождении, так как возраст основной массы костей в этом местонахождении находится в интервале 38–45 тыс. лет. Достоверных находок остатков *S. kirchbergensis* из отложений позднего неоплейстоцена на территории Западно-Сибирской равнины не известно. На основании имеющихся данных мы предполагаем средненеоплейстоценовый возраст описанных остатков.

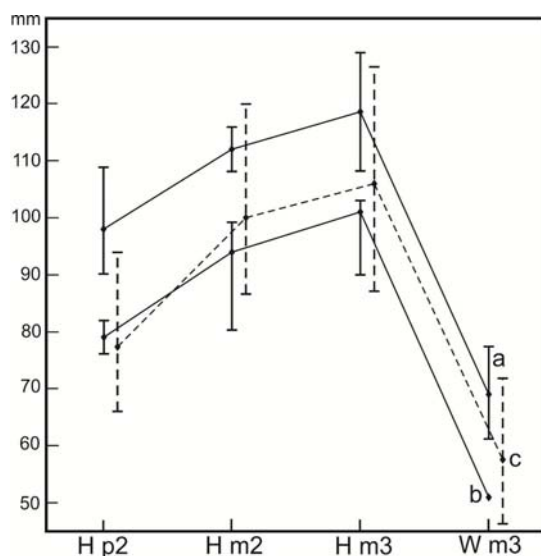


Рис. 5. Соотношение параметров горизонтальной ветви нижней челюсти: a – *Stephanorhinus kirchbergensis* средний неоплейстоцен Евразии; b – *Stephanorhinus ex gr. megarhinus-kirchbergensis* (по Титову, 2008); c – *Stephanorhinus megarhinus* (по Guerin, 1980); H p2 – высота в области p2, H m2 – высота в области m2, H m3 – высота в области m3, W m3 – толщина в области m3. Показаны интервалы изменчивости параметров, линиями соединены средние значения

Носорог Мерка считается завершающим звеном в филогенетической линии *S. megarhinus* – *S. kirchbergensis* [11]. Сравнительный анализ основных размерных характеристик нижних челюстей, отнесенных к *S. kirchbergensis* из местонахождений Евразии, показал их четкое отличие от *S. ex gr. megarhinus-kirchbergensis* из хаповских слоев [7], отсутствует даже перекрытие крайних значений (см. рис. 5). Нижняя челюсть хаповского носорога значительно уступает по размерам *S. kirchbergensis*. Сложнее вопрос в сравнении размеров с *S. megarhinus*. Представленные К. Герен [11] размерные характеристики нижних челюстей этого носорога имеют очень боль-

шой разброс крайних значений. Верхние значения по некоторым промерам выходят даже за средние значения *S. kirchbergensis*, а нижние значения выходят за нижние значения *S. ex gr. megarhinus-kirchbergensis*. Тем не менее по средним значениям всех промеров нижняя челюсть *S. megarhinus* меньше нижних значений *S. kirchbergensis*. Очень хорошая повторяемость кривых на графиках может отражать очень близкие относительные характеристики размеров нижних челюстей этих носорогов и подтверждать их филогенетическое родство.

Заключение

Новые находки остатков *S. kirchbergensis* делают этого носорога довольно типичным для фауны крупных млекопитающих среднего неоплейстоцена. Находка нижней челюсти у Киндала является самым северным местонахождением носорога Мерка в Западной Сибири, она значительно расширяет ареал его распространения в первой половине среднего неоплейстоцена. Размеры и морфология нижней челюсти из Томского Приобья сходны с описанными ранее из Восточной Европы и Сибири, что позволяет отнести её к *Stephanorhinus kirchbergensis* Jager. Размеры зубов из этой челюсти находятся на уровне крупных восточноевропейских, но уступают зубам из Красного Яра (Томская область), являющимся самыми крупными из известных [15].

Нижняя челюсть носорога Мерка значительно крупнее, чем челюсть шерстистого носорога, и обладает рядом значительных морфологических отличий: форма и очертания горизонтальной ветви; размеры и строение зубов. К примитивным признакам на нижней челюсти у носорога Мерка можно отнести отсутствие раздува в нижней части горизонтальной ветви, которое характерно для взрослых особей шерстистого носорога (с функционирующим m3). У ювенильных особей *S. antiquitatis* таких раздувов также не отмечено [14]. Коронки коренных зубов m1–m3 направлены вперед под углом к премолярам и альвеолярному краю горизонтальной ветви.

Вероятно, к неустойчивым признакам, из отмеченных ранее В.И. Громовой [4], стоит отнести строение заальвеолярной площадки с ограничивающими её гребнями. Таковых на челюсти из Киндала нами не отмечено. Возможно, этот признак имеет зоогеографическое и половое значение. Для уточнения перечисленных особенностей необходимы новые находки из разных частей ареала. Новые находки указывают на достаточно широкое распространение в среднем неоплейстоцене благоприятных условий для обитания *S. kirchbergensis*, в первую очередь это наличие кустарниковых зарослей (главный пищевой рацион) и достаточно мягкие и малоснежные зимы.

Автор выражает благодарность Е.М. Мацкевич, заведующей «Музеем искусств народов Севера» п. Каргасок (Томская область), предоставившей возможность изучить уникальный экземпляр нижней челюсти.

Литература

1. Алексеева Л.И. Териофауна раннего антропогена Восточной Европы. М. : Наука, 1977. 214 с.
2. Алексеева Э.В. Плейстоценовые млекопитающие юго-востока Западной Сибири (хищные, хоботные, копытные). М. : Наука, 1980. 187 с.
3. Беляева Е.И. Об остатках ископаемого носорога из окрестностей г. Рыбинска // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1939. Т. 5. С. 69–92. Tabl. I–VII.
4. Громова В.И. Об остатках носорога Мерка (*Rhinoceros mercki* Jaeg.) с Нижней Волги // Труды ПИН, 1935. Т. 4. С. 91–136. Табл. I–III.
5. Давид А.И. Териофауна плейстоцена Молдавии. Кишинёв: Штиинца, 1980. 188 с.
6. Дубово И.А. Об остатках *Parelephas wusti* (M. Pawl.) и *Rhinoceros mercki* Jaeger из Якутии // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1957. № 21. С. 97–104.
7. Титов В.В. Крупные млекопитающие позднего плиоцена северо-восточного Приазовья. Ростов-на-Дону : Изд-во ЮНЦ РАН, 2008. 264 с.
8. Хисарова Г.Д. Ископаемые кости млекопитающих из Кошкурганского грифона (Южный Казахстан) // Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. Алма-Ата : Наука, 1963. Т. 4. С. 42–65.
9. Шпанский А.В. Крупные млекопитающие среднего неоплейстоцена Томского Приобья // Современная палеонтология: классические и новейшие методы. М. : ПИН РАН, 2005. С. 167–180.
10. Шпанский А.В., Печерская К.О. Плейстоценовые крупные млекопитающие из местонахождения Сергеево на р. Чулым (Томская область) // Современная палеонтология: классические и новейшие методы – 2009. М. : ПИН РАН, 2009. С. 103–115. Табл. V.
11. Guérin C. Les rhinoceros (Mammalia, Perissodactyla) du Miocène terminal au Pléistocène Supérieur en Europe occidentale: comparaison avec les espèces actuelles. Duc Lab Geol Lyon, 1980. V. 79. P. 3–1185.
12. Kahlke H.-D. Die Rhinocerotidenreste aus den Travertinen von Taubach // Quartärpaläontologie. 1977. V. 2. P. 305–359.
13. Schroeder H. Die Werbeltierfauna des Mosbacher Sandes. I – Gattung *Rhinoceros*. Abh. K. Preuss. Geol. Landesanst. Neue Folge, 1903. H. 18.
14. Shpansky A.V. Juvenile remains of the “woolly rhinoceros” *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach 1799) from the Tomsk Priob’e area (Southeast Western Siberia) // Quaternary International. 2014. V. 333. P. 86–99.
15. Shpansky A.V., Billia E.M.E. Records of *Stephanorhinus kirchbergensis* (Jäger, 1839) (Mammalia, Rhinocerotidae) from the Ob’ River at Krasny Yar (Tomsk region, southeast of Western Siberia) // Russian Journal of Theriology. 2012. № 1. P. 47–55.
16. Shpansky A.V., Svyatko S.V., Reimer P.J., Titov S.V. Records of *Bison priscus* Bojanus (Artiodactyla, Bovidae) skeletons in Western Siberia // Russian Journal of Theriology. 2016. № 2. P. 100–120.
17. Tong H.W., Wu X.Z. *Stephanorhinus kirchbergensis* (Rhinocerotidae, Mammalia) from the Rhino Cave in Shennongjia, Hubei // Chinese Science Bulletin. 2010. V. 55, № 12. P. 1157–1168.

Автор:

Шпанский Андрей Валерьевич, кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры палеонтологии и исторической геологии геолого-географического факультета Томского государственного университета, Томск, Россия.

E-mail: Shpansky@ggf.tsu.ru

A.V. Shpansky

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

NEW FINDS OF MERCK RHINOCEROS (*Stephanorhinus kirchbergensis* Jäger 1839) (Rhinocerotidae, Mammalia) IN OB AREA, TOMSK REGION

The remains of Merck rhinoceros (*Stephanorhinus kirchbergensis* Jäger 1839) are rare in Ob area. The finds in Tomsk region originate from both already known location – Krasniy Yar, and two new ones – Asino and Kindal. A finding of a tooth in the south of the Krasnoyarsk Territory is a first find for the region, and is extremely important in linking spatially the rhino distribution in Western and Eastern Siberia. The most important finding is a lower jaw found in the mouth of the ducts Kindal in the left bank of the river Ob, down river from Kargasok at a depth of about 14 m below water level. Site is located 400 kilometers to the north from the city of Tomsk (59°08' N, 80°35' E). As of now, this is the first find of the mandible *S. kirchbergensis* in Western Siberia. The finding at Kindal Location is the most northern site for Western Siberia where *S. kirchbergensis* was found, and is closer to the finding at Viluy River in Yakutia (63°40' N) by a latitudinal position. The geological age of the new discoveries is the beginning of the Middle Neopleistocene (Tobolsk horizon; MIS 9–11).

The lower jaw belongs to an adult animal with preserved teeth p3–m3. Teeth are with the high crowns. The tooth m3 is in the initial stage of dental abrasion. Teeth are large, especially the m1, their sizes are similar to the ones of large specimens of Moldavia, the Volga region and Taubah, but smaller than the teeth of specimens from Krasniy Yar. The molars m1–3 (171 mm) are longer than the ones of European samples. The closest in length of these teeth is a large specimen from Taubah (157,8–169,9 mm).

Merck rhinoceros are considered as a final stage/section in the phylogenetic line of *S. megarhinus* – *S. kirchbergensis*. Comparative analysis of main measurements of lower jaws, which are considered to be *S. kirchbergensis* from Eurasian locations, proved how different they are from *S. ex gr. megarhinus-kirchbergensis* from Haprov layers; there is no even overlapping in limit/boundary values. The lower jaw of rhinoceros is significantly smaller than *S. kirchbergensis*. However, comparing it with *S. megarhinus* is much more difficult and not as obvious. Dimensional characteristics of the lower jaws of the rhinoceros presented by C. Guérin (1980) vary within a very wide range. Upper values for some measurements are above average for *S. kirchbergensis*, whereas lower values falls below lower limits of *S. ex gr. megarhinus-kirchbergensis*. Nevertheless, average of all measurements of the lower jaw *S. megarhinus* is under lower values of *S. kirchbergensis*. Very good repeatability of the curves on the graphs can reflect similarity in relative characteristics of lower jaws of rhinoceroses and confirm their phylogenetic relationship.

Keywords: Morphology, *Stephanorhinus kirchbergensis* Jäger, Middle Pleistocene, Tobolsk Horizon, Tomsk region.

References

1. Alexeeva L.I. *Teriofauna rannego antropogena Vostochnoi Evropy* [Theriofauna early Quaternary Eastern Europe]. Moscow: Nauka, 1977. 214 p. In Russian
2. Alexeeva E.V. *Pleistocenovye mlekopitayushchie yugo-vostoka Zapadnoi Sibiri (hishchnye, hobotnye, kopytnye)* [Pleistocene mammals of the south-east of Western Siberia (predatory, proboscideans, ungulates)]. Moscow: Nauka, 1980. 187 p. In Russian

3. Belyaeva E.I. *Ob ostatakah iskopaemogo nosoroga iz okrestnostei Rybinska* [On the fossil remains of a rhinoceros from the vicinity of Rybinsk] // Bull. Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda. 1939. V. 5, pp. 69–92. Tabl. I–VII. In Russian
4. Gromova V.I. *Ob ostatakh nosoroga Merka (Rhinoceros mercki Jaeg.) s Nizhney Volgi* [On the remains of a rhinoceros of Merck (*Rhinoceros mercki* Jaeg.) Lower Volga] // Тр. ПИИ. 1935. Т. 4. pp. 91–136. Табл. I–III. In Russian
5. David A.I. *Teriofauna pleystotsena Moldavii* [Theriofauna Pleistocene Moldova]. Kishinev: Shtiintsa, 1980. 188 p. In Russian
6. Dubrovo I.A. *Ob ostatakh Parelephas wusti (M. Pawl.) i Rhinoceros mercki Jager iz Yakutii* [On remains of *Parelephas wusti* (M. Pawl.) and *Rhinoceros mercki* Jager from Yakutia] // Byull. Komis. po izucheniyu chetvertichnogo perioda. 1957. № 21. pp. 97–104. In Russian
7. Titov V.V. *Krupnye mlekopitayushchie pozdnego pliotsena severo-vostochnogo Priazov'ya* [Big mammals Late Pliocene the northeast Azov Sea] Rostov-na-Donu: Izd-vo YuNTs RAN, 2008. 264 p. In Russian
8. Hisarova G.D. *Iskopaemye kosti mlekopitayushchikh iz Koshkurganskogo grifona (Yuzhnyy Kazakhstan)* [Fossil bones of mammals Koshkurganskogo griffin (South Kazakhstan)] // Materialy po istorii fauny i flory Kazakhstana. Alma-Ata: Nauka, 1963. T. 4. pp. 42–65. In Russian
9. Shpansky A.V. *Krupnye mlekopitayushchie srednego neopleystotsena Tomskogo Priob'ya* [Large mammals middle Pleistocene Tomsk Ob] // Sovremennaya paleontologiya: klassicheskie i noveyshe metody. Moscow: PIN RAS, 2005. pp. 167–180. In Russian
10. Shpansky A.V., Pecherskaya K.O. *Pleystotsenovye krupnye mlekopitayushchie iz mestonakhozhdeniya Sergeevo na r. Chulyim (Tomskaya oblast')* [Pleistocene large mammals from Sergeevo location on the river Chulyim (Tomsk region)] // Sovremennaya paleontologiya: klassicheskie i noveyshe metody – 2009. Moscow: PIN RAS, 2009. pp. 103–115. Tabl. V. In Russian
11. Guérin C. Les rhinoceros (Mammalia, Perissodactyla) du Miocène terminal au Pléistocène Supérieur en Europe occidentale: comparaison avec les espèces actuelles. Duc Lab Geol Lyon. 1980. V. 79, pp. 3–1185.
12. Kahlke H.-D. Die Rhinocerotidenreste aus den Travertinen von Taubach // Quartärpaläontologie. 1977. V. 2. pp. 305–359.
13. Schroeder H. Die Werbeltierfauna des Mosbacher Sandes. I – Gattung *Rhinoceros*. Abh. K. Preuss. Geol. Landesanst. Neue Folge, 1903. H. 18.
14. Shpansky A.V. Juvenile remains of the “woolly rhinoceros” *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach 1799) from the Tomsk Priob'e area (Southeast Western Siberia) // Quaternary International. 2014. V. 333, pp. 86–99.
15. Shpansky A.V., Billia E.M.E. Records of *Stephanorhinus kirchbergensis* (Jäger, 1839) (Mammalia, Rhinocerotidae) from the Ob' River at Krasny Yar (Tomsk region, southeast of Western Siberia) // Russian Journal of Theriology. 2012. № 1, pp. 47–55.
16. Shpansky A.V., Svyatko S.V., Reimer P.J., Titov S.V. *Records of Bison priscus* Bojanus (Artiodactyla, Bovidae) skeletons in Western Siberia // Russian Journal of Theriology. 2016. № 2, pp. 100–120.
17. Tong H.W., Wu X.Z. *Stephanorhinus kirchbergensis* (Rhinocerotidae, Mammalia) from the Rhino Cave in Shennongjia, Hubei // Chinese Science Bulletin. 2010. V. 55. № 12. pp. 1157–1168.

Author:

Shpansky Andrei V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor Department of Historical Geology and Paleontology, Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: Shpansky@ggf.tsu.ru

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

УДК 550.8

DOI: 10.17223/25421379/1/4

И.В. Афонин, Г.М. Татьянин, П.А. Тишин

*Национальный исследовательский
Томский государственный университет, Томск, Россия*

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД КАК ПОКАЗАТЕЛИ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ И ИНСТРУМЕНТ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ НА ПРИМЕРЕ АЧИМОВСКОГО КЛИНОФОРМНОГО КОМПЛЕКСА (НЕОКОМ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

Исследования выполнены при поддержке Минобрнауки РФ, ГЗ № 2282.

Ачимовский нефтегазоносный комплекс является объектом геологического изучения на протяжении длительного времени, что связано с многообразием точек зрения на строение толщ неокома. Предпринята попытка корреляции данных отложений и реконструкции условий их седиментации путем анализа распределения редких земель и петрогенных оксидов.

Ключевые слова: *клиноформ, редкоземельные элементы, геохимические индикаторы, неоком.*

В последние годы в Западной Сибири для сохранения и увеличения уровней добычи нефти и газа ведутся попытки вовлечения в эксплуатацию новых геологических объектов с неантиклинальным типом ловушек. Для данного региона одним из таких потенциально перспективных объектов является клиноформный комплекс неокома. С точки зрения стратиграфического положения данные отложения залегают в основании меловой части разреза в виде кулисообразных линзовидных тел субмеридионального простирания в стратиграфически скользящем диапазоне: от берриаса на востоке до нижнего готеррива на западе. Клиноформы характеризуются весьма сложным строением и взаимоотношениями с вмещающими породами, что обусловлено активным гидродинамическим режимом седиментации. Существует множество моделей, однако среди всего разнообразия можно выделить три основные: дельтовую, мегакосослоистую и катастрофическую.

Анализ дельтовой модели наиболее детально рассмотрен Ю.Н. Карогодиным, С.В. Ершовым и В.С. Сафоновым [3, 6]. Они считают, что отложения неокомского продуктивного комплекса представляют собой осадки аллювиально-дельтовой равнины, авандельты и прodelьты, образо-

вавшиеся в результате ритмичного бокового наращивания клиноформ. Авторы мегакосослоистой модели (М.М. Биншток, Ю.В. Брэдучан, О.М. Мкртчян и др.) считают, что в берриас–валанжине Западно-Сибирский морской бассейн представлял собой некомпенсированную впадину, в течение длительного времени заполнявшуюся обломочным материалом в процессе ритмично-поступательного движения шельфа к центру бассейна. Клиноформы сформировались благодаря продвижению береговой линии на запад, в результате заполнения бассейна осадками [3, 6]. По мнению Ф.Г. Гурари, многими исследователями недооценивается роль климата в истории формирования осадочных толщ, клиноформы могли образоваться благодаря катастрофическим процессам. Лавинообразное поступление обломочного материала могли вызвать землетрясения, ливни, тайфуны. Такие процессы происходили редко, но они размывали и выносили в море огромное количество осадочного материала [6].

В связи с неоднозначным пониманием условий становления клиноформного комплекса, существуют разные подходы к интерпретации его структуры, что обостряет проблематику стратиграфического расчленения данных образований. Основными методами являются био- и сейсмостратиграфический, однако они не всегда позволяют провести корреляцию толщ из-за отсутствия фауны в отложениях, разобщенной сети разведочных скважин и сложности интерпретации полученных данных. Поэтому для поиска реперных индикаторов были предложены методы литогеохимии.

Литолого-фациальная характеристика объекта изучения

В качестве объекта изучения выбрана ачимовская толща Уренгойского района, из которой были отобраны аргиллиты и алевролиты из пластов Ач-БУ₉ и Ач-БУ₁₀ (скв. № 310), Ач₂-БУ₁₁ и Ач-БУ₁₂ (скв. № 217), Ач₁-БУ₁₂ и Ач₃-БУ₁₂ (скв. № 220) (рис. 1, а) [3]. Результаты анализа строения породно-слоевых ассоциаций, структурно-текстурных особенностей, вещественного состава песчаных и алевроито-глинистых пород позволили дать литофациальную характеристику разреза и отнести данные отложения к турбидитам (рис. 1, б) [2, 4, 7, 8, 15].

Установлено, что пласт Ач₃-БУ₁₂ сложен циклическим чередованием в разрезе алевролитов, гидрослюдистых алевроаргиллитов и аргиллитов, для которых характерны слоистые текстуры с признаками оползней и деформаций, сортировка от плохой до средней. Данные отложения относятся к фациям Т₃, Т₄ и Т₅ по Стоу (рис. 1, б) [2, 4].

Разрез пласта Ач₁-БУ₁₂ характеризуется двучленным строением. Его нижняя часть состоит из переслаивающихся алевролитов, алевроаргиллитов и гидрослюдистых аргиллитов турбидитовых субфаций Т₃–Т₄. Верхняя часть пласта сложена плохо сортированными мезомиктовыми и аркозовыми песчаниками крупнослоистых массивных турбидитов фации А по Боума (рис. 1, б).

Структура пласта Ач-БУ₁₂ определяется чередованием мелкослоистых градационных горизонтально- и мелкокосослойчатых песчаников (С) и тонкозернистых турбидитов (Т₃), представленных алевролитами, аргиллитами и гидрослюдистыми алевроаргиллитами, в подчиненном количестве отмечаются граувакковые и аркозовые песчаники. Для пород характерны параллельно тонкослоистая, пологоволнистая, линзовидная и градационная текстуры. Сортировка от плохой до средней.

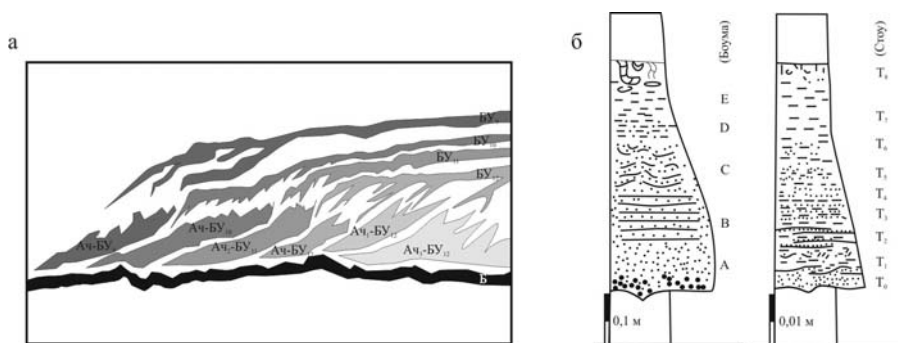


Рис. 1. Схематический разрез ачимовской толщи Уренгойского района (а) [3]; модели среднезернистого турбидита (по Боума) и мелкозернистого турбидита (по Стоу) с идеализированной последовательностью структур (б) [2]. БУ₉ – индекс шельфового пласта; Ач-БУ₉ – индекс клиноформ; Б – баженовская свита; А – массивный, градационный песчаный интервал; В – параллельно-слоистый песчаный интервал; С – мелко-косослойчатый песчаный интервал; D – параллельно-слоистый алевролитовый материал; E – градационный глинистый интервал; Т₀ – мощный часто линзовидный базальный слой алевроита со слабой волнистостью на кровле; Т₁ – мощный горизонт глины с конволютными прослойками алевроита; Т₂ – глинистый алевроит с малоамплитудной волнистостью; Т₃ – глинистый алевроит с параллельной слоистостью; Т₄ – глинистый алевроит с неотчетливо параллельной слоистостью; Т₅ – тонкослоистый алевроит; Т₆ – сортированная алевроитистая глина; Т₇ – несортированная слабоалевритистая глина; Т₈ – маломощная микробиотурбированная глина

Вышележащий пласт Ач₂-БУ₁₂ по своему строению напоминает структуру пласта Ач₁-БУ₁₂. При этом нижняя часть разреза характеризуется переслаиванием мелко-среднезернистых осадков литофаций D, которые к кровле сменяются несортированными крупнозернистыми песчаниками кварц-полевошпатового, грауваккового, аркозового и мезомиктового состава турбидитовой субфации А, с характерными градационно-слоистыми, линзовидными текстурами с признаками оползания.

По литофациальному строению пласт Ач-БУ₁₀ сопоставим с пластом Ач₃-БУ₁₂. Он сложен несортированными олиго-, мезомиктовыми, кварцевыми алевролитами, гидрослюдистыми аргиллитами, алевроаргиллитами субфаций Т₃ и Т₄.

В составе пласта Ач-БУ₉ выделяются плохо сортированные мезомиктовые песчаники, алевролиты, гидрослюдистые аргиллиты и алевроаргилли-

ты, сформированные в условиях субаквальных прирусловых валов и заливо-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального бассейна.

На основании вышесказанного, следует сделать вывод, что рассматриваемые породы пласта Ач-БУ₉ формировались в пределах конусов выноса дельтовых обстановок областей эпиконтинентального морского бассейна, а осадки остальных пластов (Ач-БУ₁₀, Ач₂-БУ₁₁, Ач-БУ₁₂, Ач₁-БУ₁₂, Ач₃-БУ₁₂) в морских фациальных обстановках (континентальный склон) с интенсивной гидродинамикой среды.

Вне зависимости от положения в разрезе все изученные алевроитоглинистые породы преобразованы на стадии ката- и метазенеза. Литифицированные при диагенезе породы сохраняют в составе достаточное количество пелитового матрикса. С повышением температуры и давления в алевролитах, подобно песчаникам, происходят процессы регенерации кварца, усиливаются процессы гидрослюдизации и хлоритизации смектитов. Зоны переслаивания пород под воздействием напряжений подвергаются деструкции. Это ведет к появлению послойных трещин, обычно связанных с контактами слоев с разными физическими характеристиками, и поэтому индивидуально реагирующими на напряжения (например, контакты песчаников и алевроаргиллитов). Именно к таким зонам приурочены гидрослюдизация, послойная избирательная карбонатизация, миграция углеводородов. Вдоль таких зон интенсивнее происходит замещение вторичными минералами полевых шпатов и обломков пород. Проработка агрессивными флюидами и выщелачивание приводят к тому, что породы, особенно песчаные, претерпевают значительные вторичные замещения компонентов. Данные преобразования значительно затрудняет четкое выделение критериев литологического расчленения разреза. В этой связи была предпринята попытка выявления литогеохимических признаков их корреляции.

Методы исследования и методология

Геохимические особенности этих пород изучены на основании 52 определений содержаний петрогенных окислов методом РФА и микроэлементного состава, с помощью ICP-MS. Исследования проводились в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ. При литогеохимической типизации этих пород применялись гидролизатный (ГМ), титановый (ТМ), фемический (ФМ), алюмокремниевый (АМ) модули, нормированная щелочность (НКМ), геохимические коэффициенты, характеризующие фациальные обстановки седиментации – La/Yb , Fe/Mn ; климат – $\Sigma Ce/\Sigma Y$, $1/TM$; обстановки осадкообразования – Sr/Ba , Ce/Ce^* , Eu/Eu^* ; серия дискриминационных диаграмм: ФМ-НКМ, позволяющая систематизировать глинистые породы, $LREE-MREE-10*HREE$, характеризующая определенные обстановки осадконакопления, а также спектры редкозе-

мельных элементов, нормированных к PAAS [5, 9, 11–13]. Значения рассчитанных индикаторов приведены в таблице.

Минимальные, максимальные и средние значения геохимических коэффициентов и петрохимических модулей для ачимовских пластов

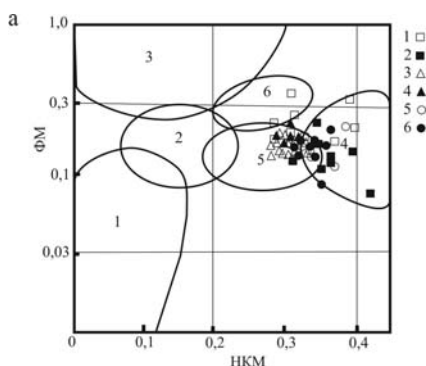
Коэффици- циент	Пласт					
	Ач-БУ ₉	Ач-БУ ₁₀	Ач-БУ ₁₁	Ач-БУ ₁₂	Ач ₁ -БУ ₁₂	Ач ₃ -БУ ₁₂
Fe/Mn	<u>100.6–</u> <u>130.1</u> 115,4	<u>94.3–172.4</u> 133,4	<u>34.2–87.5</u> 60,9	<u>81.2–136.4</u> 108,8	<u>90.3–112.6</u> 101,5	<u>100.6–</u> <u>140.5</u> 120,6
La/Yb	<u>13.8–17.6</u> 15,6	<u>10.2–17.2</u> 13,7	<u>10.3–14.8</u> 12,5	<u>12.3–14.3</u> 13,3	<u>13.2–24.1</u> 18,6	<u>8.1–17.3</u> 12,7
Ce/Ce*	<u>1.08–1.18</u> 1,13	<u>1.11–1.39</u> 1,25	<u>0.90–1.24</u> 1,07	<u>1.01–1.09</u> 1,05	<u>1.10–1.51</u> 1,30	<u>1.11–1.58</u> 1,35
Eu/Eu*	<u>0.43–0.54</u> 0,49	<u>0.45–0.59</u> 0,52	<u>0.53–0.66</u> 0,59	<u>0.57–0.62</u> 0,59	<u>0.47–0.51</u> 0,49	<u>0.44–0.51</u> 0,47
Σ TR	<u>164.3–</u> <u>293.7</u> 229,0	<u>161.3–</u> <u>271.7</u> 216,5	<u>102.5–</u> <u>195.9</u> 149,2	<u>178.9–</u> <u>206.4</u> 192,6	<u>154.3–262.6</u> 208,4	<u>174.6–</u> <u>228.9</u> 201,8
Sr/Ba	<u>0.33–0.40</u> 0,37	<u>0.25–0.44</u> 0,35	<u>0.43–2.02</u> 1,36	<u>0.38–0.41</u> 0,40	<u>0.27–0.55</u> 0,41	<u>0.31–0.57</u> 0,44
ГМ	<u>0.32–0.57</u> 0,44	<u>0.52–0.64</u> 0,58	<u>0.36–0.48</u> 0,42	<u>0.40–0.56</u> 0,48	<u>0.34–0.56</u> 0,45	<u>0.44–0.54</u> 0,49
ТМ	<u>0.03–0.05</u> 0,04	<u>0.02–0.04</u> 0,03	<u>0.04–0.07</u> 0,06	<u>0.04–0.05</u> 0,045	<u>0.03–0.06</u> 0,04	<u>0.03–0.05</u> 0,04
ЖМ	<u>0.33–0.49</u> 0,41	<u>0.32–0.48</u> 0,40	<u>0.36–0.52</u> 0,44	<u>0.35–0.51</u> 0,43	<u>0.38–0.47</u> 0,43	<u>0.33–0.43</u> 0,38
ФМ	<u>0.14–0.27</u> 0,20	<u>0.20–0.30</u> 0,25	<u>0.15–0.21</u> 0,18	<u>0.19–0.25</u> 0,22	<u>0.14–0.21</u> 0,18	<u>0.18–0.24</u> 0,21
НKM	<u>0.34–0.61</u> 0,47	<u>0.28–0.46</u> 0,37	<u>0.27–0.38</u> 0,32	<u>0.29–0.41</u> 0,35	<u>0.31–0.42</u> 0,37	<u>0.34–0.47</u> 0,41
AM	<u>0.20–0.38</u> 0,47	<u>0.37–0.46</u> 0,41	<u>0.24–0.33</u> 0,28	<u>0.29–0.38</u> 0,33	<u>0.24–0.36</u> 0,30	<u>0.30–0.37</u> 0,34
ЩМ	<u>0.53–0.94</u> 0,74	<u>0.18–1.06</u> 0,62	<u>0.55–1.11</u> 0,83	<u>0.46–0.99</u> 0,73	<u>0.73–1.43</u> 1,08	<u>0.57–1.02</u> 0,80

Примечание. Числитель – минимальное и максимальное значение; знаменатель – среднее значение; ГМ – гидролизатный модуль – $(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO})/\text{SiO}_2$; ТМ – титановый модуль – $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$; ЖМ – железистый модуль – $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$; ФМ – фемический модуль – $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$; НКМ – модуль нормированной щелочности – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$; АМ – алюмокремниевый модуль – $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$; ЩМ – щелочной модуль – $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$.

Результаты изучения

На основании литогеохимической классификации, предложенной Э.Я. Юдовичем и М.П. Кетрис [13], было установлено, что большая часть

проб исследуемых пачек представлена псевдосиаллитами ($ГМ = 0,31-0,55$; $MgO > 3 \%$). Повышенная магнизиальность этих образований в сочетании с преимущественно натровой специализацией предполагают развитие монтмориллонита, что подчеркивает морской генезис данных отложений. Для пачки Ач-БУ₁₀ отмечается развитие псевдогидролизатов ($ГМ > 0,55$, $MgO > 3 \%$), для которых повышенное содержание оксида магния может фиксировать наличие хлорита и гидрохлорита. В скважине № 310 наблюдаются специфические образования – алкалиты ($Na_2O + K_2O > 8 \%$), отвечающие гидрослюдистым породам ($ЩМ < 1$). Выявленные минеральные особенности алевролитов и аргиллитов достаточно четко прослеживаются на классификационной диаграмме ФМ-НКМ (рис. 2, а).



Обозначение полей на диаграмме:

- 1 – преобладание каолинитовой составляющей; 2 – преобладание монтмориллонита;
3 – доминирование в составе хлорита с примесью железистых гидрослюдов;
4 – «стандартная двухкомпонентная смесь хлорит + гидрослюда»; 5 – «стандартная трехкомпонентная смесь хлорит + монтмориллонит + гидрослюда»; 6 – преобладание гидрослюдистой составляющей с значительной примесью дисперсных частиц ПШ.

Обозначение пачек: 1 – Ач-БУ₉; 2 – Ач-БУ₁₀; 3 – Ач-БУ₁₁; 4 – Ач-БУ₁₂;
5 – Ач₁-БУ₁₂; 6 – Ач₃-БУ₁₂

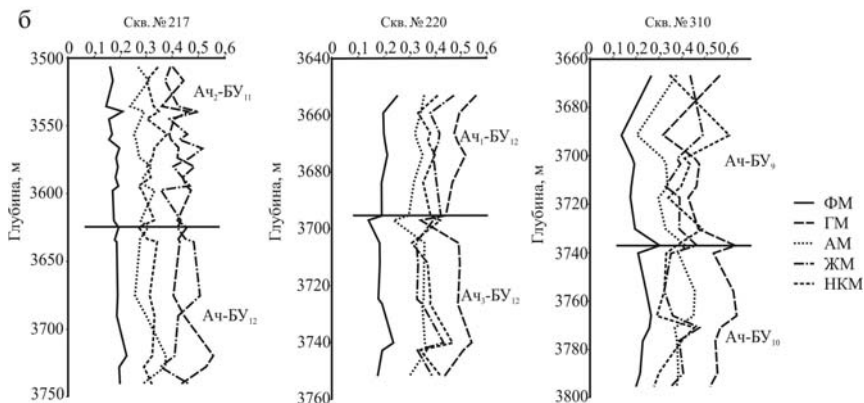


Рис. 2. Модульная диаграмма для систематики глинистых пород (а) [14];
Распределение литогеохимических модулей по разрезам скважин № 217, 220, 310 (б)

Так, пласт Ач-БУ₁₀ сложен более гидрослюдистыми разновидностями со значительными содержаниями полевых шпатов. Ач-БУ₉, Ач₁-БУ₁₂ и Ач₃-БУ₁₂ характеризуются хлорит-гидрослюдистым составом, Ач₂-БУ₁₁ и Ач-БУ₁₂ отвечают полю трехкомпонентного состава хлорит-монтмориллонит-гидрослюда [14]. Распределение значений литохимических модулей по разрезам (рис. 2, б) позволяет практически однозначно проводить геологические границы между установленными пачками. Граница обычно соответствует интервалу, в котором все модули характеризуются резким согласным изменением направленности численных параметров. Основным методом разбраковки интервалов служит петрографический метод, позволяющий устанавливать наложенные изменения, влияющие на значения модулей, к которым относятся развитие эпигенетического карбоната.

Более информативным в плане геохимического расчленения разреза является микроэлементный состав пород. По результатам анализа морфологии спектров редкоземельных элементов, нормированных к РААС, было установлено три основных типа кривых (рис. 3).

Первый тип отмечается в разрезе скважины № 217, для него характерно наличие положительного бугра Pr–Tb, что возможно отвечает развитию биогенного механизма концентрирования лантаноидов [1, 5]. Второй тип также наблюдается в скважине № 217 и характеризуется обратной тенденцией распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), преобладание тяжелых элементов фиксирует морской режим седиментации [1, 5]. Третий тип спектров фиксируется в скважинах № 220 и 310 и характеризуется наличием слабого ниобиевого и четкого гадолиниевых пиков, подчеркивая прибрежно-морскую седиментацию [1, 5]. На основании распределения спектров по разрезам, можно сделать заключение, что формирование осадков скважины № 217 (Ач₂-БУ₁₁ и Ач-БУ₁₂) происходило в более глубоководных частях бассейна по сравнению с осадками скважин № 220 (Ач₁-БУ₁₂ и Ач₃-БУ₁₂) и № 310 (Ач-БУ₉ и Ач-БУ₁₀).

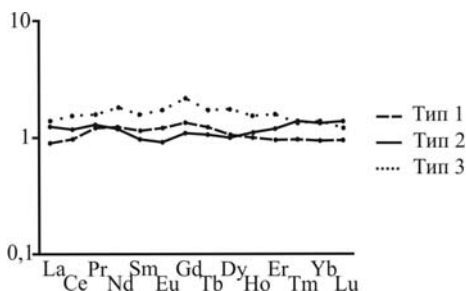


Рис. 3. Типовые спектры пачек Ач₂-БУ₁₁, Ач-БУ₁₂, Ач₁-БУ₁₂, Ач₃-БУ₁₂, Ач-БУ₉, Ач-БУ₁₀, нормированные к РААС (средний постархейский австралийский глинистый сланец)

На основании распределения редкоземельных и рассеянных компонентов изученные осадки были подразделены на две геохимические

группы. К первой относятся аргиллиты и алевролиты пластов Ач₂-БУ₁₁ и Ач-БУ₁₂, для которых характерны низкий уровень накопления РЗЭ (102–195 и 178–206 г/т соответственно) при вариациях La/Yb от 10 до 14, повышенные значения Eu/Eu* (0,53–0,66), низкие показатели Ce/Ce* (0,90–1,07), с локальными скачками до 1,23–1,24. Данные геохимические индикаторы подчеркивают глубоководный режим формирования этих осадков [9, 14].

Ко второй группе относятся пласты Ач₁-БУ₁₂, Ач₃-БУ₁₂, Ач-БУ₉ и Ач-БУ₁₀, которые отличаются более высоким уровнем концентрации РЗЭ (154–293 г/т), на фоне возрастания отношений Ce/Ce* (1,08–1,58), La/Yb (10,1–24,07) и понижения значений Eu/Eu* (0,43–0,59). При этом вертикальные вариации показателей Fe/Mn, Sr/Ba в разрезах пластов Ач₁-БУ₁₂ и Ач₃-БУ₁₂ фиксируют возрастание палеосолёности бассейна (Sr/Ba 0,44–0,56) и роли хемогенного осадконакопления (Fe/Mn 90–140) на верхних гипсометрических уровнях. Это свидетельствует о трансгрессивном режиме седиментогенеза (рис. 4).

Для пластов Ач-БУ₉ и Ач-БУ₁₀ устанавливается обратная зависимость, где значения Sr/Ba (0,33–0,40) и Fe/Mn (100–130) в верхних горизонтах превышают данные показатели подстилающих толщ (Sr/Ba=0,25–0,44 и Fe/Mn =94–139 с аномальным скачком значения до 172 в основании разреза), что подчеркивает регрессивный режим их образования (рис. 4).

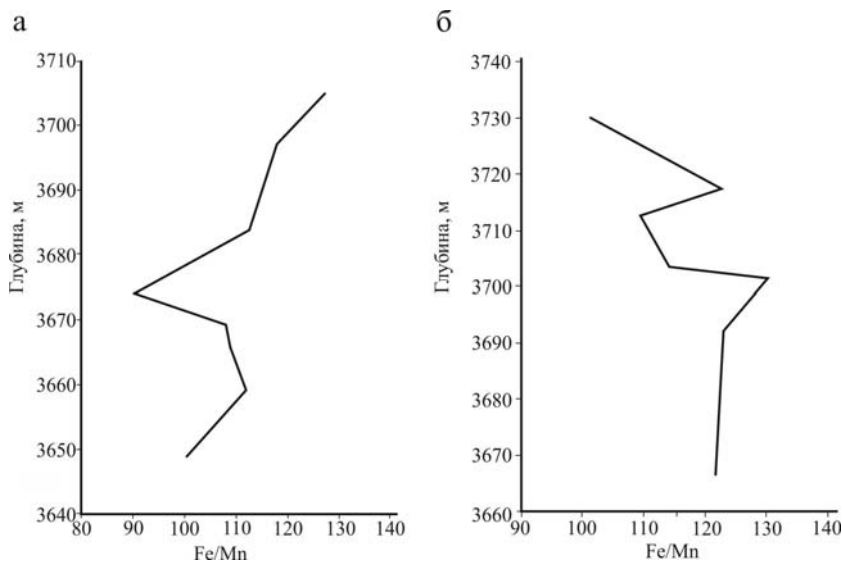


Рис. 4. Изменение Fe/Mn показателя с глубиной:
а – трансгрессивный тренд, б – регрессивный тренд

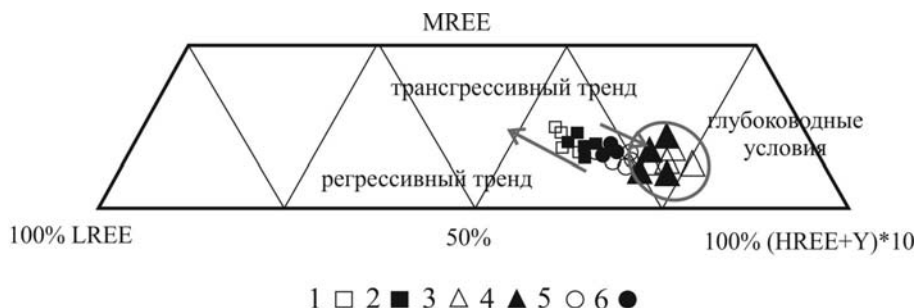


Рис. 5. Распределение РЗЭ для ачимовской толщи:

1 – Ач-БУ₉; 2 – Ач-БУ₁₀; 3 – Ач₂-БУ₁₁; 4 – Ач-БУ₁₂; 5 – Ач₁-БУ₁₂; 6 – Ач₃-БУ₁₂

Полученные результаты наглядно демонстрируются диаграммой LREE-MREE-10*HREE (рис. 5), на которой в области глубоководных образований четко обособляются фигуративные точки пород пластов Ач₂-БУ₁₁ и Ач-БУ₁₂, а составы осадков обрамляющих толщ образуют линейный тренд, фиксирующий регрессивный и трансгрессивный режимы седиментации.

Заключение

Таким образом, проведенные исследования позволяют определить полигенный режим развития клиноформных комплексов ачимовской толщи, для которого устанавливается последовательная смена северо-западной трансгрессии (Ач₁-БУ₁₂, Ач₃-БУ₁₂), глубоководной седиментации (Ач₂-БУ₁₁ и Ач-БУ₁₂) и последующей юго-восточной регрессии морского бассейна (Ач-БУ₉, Ач-БУ₁₀).

Также важно отметить, что пласты разного возраста характеризуются различными значениями геохимических показателей. Это позволяет на основании комбинации отношений La/Yb, Fe/Mn, Sr/Ba, Ce/Ce* проводить расчленении клиноформного комплекса, по крайней мере, на серии пластов.

Литература

1. Балашов А.Ю. Геохимия редкоземельных элементов. М. : Наука, 1976. 278 с.
2. Барабошкин Е.Ю. Практическая седиментология (терригенные коллектора). Томск: ТПУ, 2007. 154 с.
3. Бородин В.Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности ачимовской толщи севера Западной Сибири. Новосибирск : СО РАН, 2010. 137 с.
4. Гришкевич В.Ф. Макроструктура берриас-аптских отложений Западной Сибири и ее использование при построении информационных технологий в геологии нефти и газа. Тюмень : Издательский Дом «ИздатНаукаСервис», 2005. 116 с.
5. Интерпретация геохимических данных / Под ред. Е.В. Слярова. М. : Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.

6. *Конторович А.Э.* Геология и полезные ископаемые России. Западная Сибирь. СПб. : ВСЕГЕИ, 2000, Т. 2. 477 с.
7. *Курчиков А.Р.* Условия формирования и атлас текстур пород Ачимовского клиноформного комплекса севера Западной Сибири. Новосибирск : СО РАН, 2010. 129 с.
8. *Лисицын А.П.* Лавинная седиментация и в осадконакоплении в морях и океанах. М. : Наука, 1988. 309 с.
9. *Маслов А.В.* Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных : учеб. пособие. Екатеринбург : Изд-во УГГУ, 2005. 289 с.
10. *Тейлор С.Р., Мак-Ленан С.М.* Континентальная кора: её состав и эволюция. М. : Мир, 1984. 384 с.
11. *Холодов В.Н.* Геохимия осадочного процесса. М. : ГЕОС, 2006. 608 с.
12. *Шатров В.А., Войцеховский Г.В.* Микроэлементы в осадочных породах кубойской свиты девона как индикаторы седиментации в обстановках пассивных окраин // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. 2008. № 1. С. 20–28.
13. *Шатров В.А., Сиротин В.И., Войцеховский Г.В., Зеленская А.Н.* Реконструкция обстановок осадкообразования отложений девона геохимическими методами: (на примере опорных разрезов Воронежской антеклизы) // Геохимия. 2005. № 8. С. 856–864.
14. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литогеохимии. СПб. : Наука, 2000. 479 с.
15. *Япаскерт О.В., Ростовцева Ю.В., Соловьева Н.А., Сорокин В.М., Шарданова Т.А.* Исследование осадочных горных пород при составлении средне- и мелкомасштабных геологических карт нового поколения: методические рекомендации. Ч. II: Генетический анализ морских отложений мелководных и глубоководных конусов выноса. М. : МГУ, 1998. 162 с.

Сведения об авторах:

Афонин Игорь Викторович, инженер-исследователь научно-исследовательской лаборатории структурной петрологии и минерагении геолого-географического факультета Томского государственного университета, Томск, Россия.

E-mail: heaven05@list.ru

Татьянин Геннадий Михайлович, кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры исторической геологии и палеонтологии, декан геолого-географического факультета Томского государственного университета, Томск, Россия.

E-mail: gmt@ggf.tsu.ru

Тишин Платон Алексеевич, кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры петрографии геолого-географического факультета Томского государственного университета, директор ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем», Томск, Россия.

E-mail: tishin_pa@mail.ru

Geosphere Research, 2016, 1, 40–51. DOI: 10.17223/25421379/1/4

I.V. Afonin, G.M. Tatyannin, P.A. Tishin

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

**GEOCHEMICAL PROPERTIES OF TERRIGENOUS ROCKS AS INDICATORS
OF SEDIMENTATION CONDITIONS AND TOOL FOR STRATIGRAPHIC
CORRELATION ON THE EXAMPLE OF ACHIMOV CLINOFORM FORMATION
(NEOCOM OF WEST SIBERIA)**

In past few years, two models of clinoform sequence forming are developing: cross-stratification and avalanche-stratification models. Since these formations potentially contain oil and have complex composition/structure, it is necessary to separate/classify them. The conventional methods such as seismic facies analysis and biostratigraphy cannot always give a necessary result. Therefore, in order to define the indicators for such classification we have offered using lithospheric geochemical methods on the example of the Achimovskaya bed (West Siberia).

Objects of the research were 52 argillite samples from the units AC3-BU12, AC1-BU12, AC-BU12, AC2-BU11, AC-BU10, ACBU9, which were analyzed by XFA and ICP-MS. Based on the research, studied rocks were classified in two geochemical groups. The first group includes argillites of the units ACBU12, AC2-BU11, which are characterized by low REE accumulation (102–204 ppm) at La/Yb varying from 10 to 14, high Eu/Eu* content (0,58–0,66), and low Ce/Ce* content (0,9–1,07). These values indicate deep-sea regime/setting of the sedimentation. The second group includes the units AC3BU12, AC1-BU12 with higher REE concentration (154–262 ppm), increased Ce/Ce* (1,08–1,58) and La/Yb (10,1–24,07) ratios, and decreased Eu/Eu* content (0,48–0,59). At the same time Fe/Mn, Sr/Ba ranges in cross sections of AC3-BU12, AC1-BU12 demonstrate increase in paleosalinity of the basin (Sr/Ba 0,44–0,56) and effect of chemogenic sedimentation (Mn/Fe 0,007–0,01) in upper levels. It indicates transgressive regime of sediment formation. For the units AC-BU10 and AC-BU9, opposite relationship is observed, where Sr/Ba (0,3–0,44) and Mn/Fe (0,0076–0,011) in lower levels are higher than ones in levels near crust (Sr/Ba=0,33–0,35, Mn/Fe=0,77–0,92), thus indicating their regression regime.

Thereby, implemented studies allow us to define polygenetic sedimentation regime/setting of the clinoform complexes of Achimovskaya bed. It is established a sequential change from northwestern transgression (AC-BU12, AC2-BU11) to deep sea sedimentation (AC-BU12, AC2-BU11) followed by southeastern regression of sea basin (AC-BU10, AC-BU9). These facies reconstructions can be used for classification/correlation of units in a bed's cross section.

Keywords: *clinoform, rare earth elements, geochemical factor, neocomian.*

References

1. Balashov A.Yu. *Geokhimiya redkozemel'nykh elementov* [Geochemistry of rare earth elements]. Moscow: Nauka, 1976. 278 p. In Russian
2. Baraboshkin E.Yu. *Prakticheskaya sedimentologiya (terrigennyye kolektora)* [Practical sedimentology (clastic reservoir)]. Tomsk: Tomsk Polytechnic University, 2007. 154 p. In Russian
3. Borodkin V.N. *Geologicheskoe stroenie i perspektivy neftegazonosti achimovskoy tolshchi severa Zapadnoy Sibiri* [Geological structure and petroleum potential of the Achimov strata of the north of Western Siberia]. Novosibirsk: SB RAN, 2010. 137 p. In Russian
4. Grishkevich V.F. *Makrostruktura berrias-aptskikh otlozheniy Zapadnoy Sibiri i ee ispol'zovanie pri postroenii informatsionnykh tekhnologiy v geologii nefti i gaza* [Macrostructure berriasian-aptian deposits of Western Siberia and its use in the construction of information technology in the oil and gas geology]. Tyumen: Izdatel'skiy Dom "IzdatNaukaServis", 2005. 116 p. In Russian
5. *Interpretatsiya geokhimicheskikh dannykh* [Interpretation of geochemical data] / Edited by. E.V. Sklyarov. M.: Internet Inzhiniring, 2001. 288 p. In Russian
6. Kontorovich A.E. *Geologiya i poleznye iskopaemye Rossii. Zapadnaya Sibir'* [Geology and mineral resources of Russia. West Siberia]. St-Petersburg: VSEGEI, 2000. T. 2, 477 p. In Russian

7. Kurchikov A.R. *Usloviya formirovaniya i atlas tekstur porod Achimovskogo klineformnogo kompleksa severa Zapadnoy Sibiri* [Conditions of formation and satin texture of rocks achimov clinoform complex north of Western Siberia]. Novosibirsk : SB RAN, 2010. 129 p. In Russian
8. Lisitsin A.P. *Lavinnaya sedimentatsiya i v osadkonakoplenii v moryakh i okeanakh* [The avalanche sedimentation and sedimentation in the seas and oceans]. Moscow: Nauka, 1988. 309 p. In Russian
9. Maslov A.V. *Osadochnye породы: metody izucheniya i interpretatsii poluchennykh dannykh. Uchebnoe posobie* [Sedimentary rocks: methods of study and interpretation of the data: Textbook]. Ekaterinburg: UGGU, 2005. 289 p. In Russian
10. Teylor S.R., Mak-Lenan S.M. *Kontinental'naya kora: ee sostav i evolyutsiya* [Continental crust: its structure and evolution]. Moscow: Mir, 1984. 384 p. In Russian
11. Kholodov V.N. *Geokhimiya osadochnogo protsessa* [Geochemistry of sedimentary process]. Moscow: GEOS, 2006. 608 p. In Russian
12. Shatrov V.A., Voytsekhovskiy G.V. *Mikroelementy v osadochnykh porodakh kuboyskoy svity devona kak indikatory sedimentatsii v obstanovkakh passivnykh okrain* [Trace elements in sedimentary rocks Kuboyskoy suite Devonian Formation as indicators of sedimentation environments passive margins] // Proceedings of Voronezh State University. Geology. 2008. № 1. pp. 20–28. In Russian
13. Shatrov V.A., Sirotin V.I., Voytsekhovskiy G.V., Zelenskaya A.N. *Rekonstruktsiya obstanovok osadkoobrazovaniya otlozheniy devona geokhimicheskimi metodami: (na primere opornykh razrezov Voronezhskoy anteklizy)* [Reconstruction of sedimentation environments of Devonian sediments geochemical methods: (for example, sections of the Voronezh anticline)] // Geochemistry. 2005. № 8. pp. 856–864. In Russian
14. Yudovich Ya. E., Ketris M.P. *Osnovy litogeokhimii* [Basics litogeochemistry]. St-Petersburg: Nauka. 2000. 479 p. In Russian
15. Yapaskurt O.V., Rostovtseva Yu.V., Solov'eva N.A., Sorokin V.M., Shardanova T.A. *Issledovanie osadochnykh gornykh porod pri sostavlenii sredne- i melkomasshtabnykh geologicheskikh kart novogo pokoleniya: metodicheskie rekomendatsii. Chast' II. Geneticheskii analiz morskikh otlozheniy melkovodnykh i glubokovodnykh konusov vynosa* [The study of sedimentary rocks in the preparation of the medium- and small-scale geological maps of the new generation: guidelines. Part II. Genetic analysis of marine sediments of shallow and deep cones]. Moscow: Moscow State University, 1998. 162 p. In Russian

Authors:

Afonin Igor V., Engineer-researcher, Research Laboratory of Structural Petrology and Mineralogy, Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: heaven05@list.ru

Tatyanin Gennadiy M., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor Department of Historical Geology and Paleontology, Dean of the Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: gmt@ggf.tsu.ru

Tishin Platon A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor Department of Petrography, director of Analytical Center of Natural Systems Geochemistry, Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: tishin_pa@mail.ru

¹В.В. Врублевский, ¹О.В. Бухарова, ²А.А. Морова

¹Национальный исследовательский

Томский государственный университет, Томск, Россия

²Самарский технологический университет, Самара, Россия

НЬ–ТИ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В КАЛЬЦИТ-ДОЛОМИТОВЫХ КАРБОНАТИТАХ МАТЧАЙСКОГО ЩЕЛОЧНОГО ПЛУТОНА, АЛАЙСКИЙ ХРЕБЕТ, ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Развитие раннемезозойского щелочного фельзитового магматизма в Туркестано-Алайском сегменте Тянь-Шаня сопровождается формированием кальцит-доломитовых карбонатитов, которые проявлены в виде мелких штоков и жильных тел в приконтактных зонах интрузивных массивов. В породах преобладают карбонаты в ассоциации с щелочными клинопироксенами, амфиболами, флогопитом, K–Na полевыми шпатами и апатитом, а также акцессорными цирконом, монацитом, баритом, магнетитом, сульфидами. Эволюция солевого карбонатитового расплава завершилась образованием рассеянной тонко вкрапленной Nb–Ti минерализации. В составе ее первичного парагенезиса выделяются кальциобетафит, уранпирохлор I, Nb-содержащие силикаты (титанит/ферсманит, баотит) и ильменит. Предположительно, воздействие постмагматических гидротерм может приводить к возникновению более стабильной ассоциации Pb-бетафита, уранпирохлора II, рутила / анатаза и ильменорутила.

Ключевые слова: *щелочной магматизм, карбонатиты, акцессорная минерализация, уранпирохлор, кальциобетафит, Nb-содержащие силикаты и Ti–Fe оксиды, Южный Тянь-Шань.*

Для складчатого сооружения Южного Тянь-Шаня, представляющего собой герцинский коллизионный ороген в составе Центрально-Азиатского подвижного пояса, характерно широкое развитие разноформационного интрузивного магматизма в позднем палеозое – раннем мезозое [1, 8, 14, 18]. Наряду с габбро-монцит-сиенитовыми и гранитоидными ассоциациями пермского возраста, в Туркестано-Алайском сегменте Тянь-Шаня распространены более поздние (~ 200–220 млн л. н.) плутонические комплексы K–Na щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов. Их петрографический состав определяется двумя пространственно разобщенными группами интрузий с выделением небольших массивов эссекситералитов, щелочных и нефелиновых сиенитов зардалекского комплекса («северная» субпровинция) и более крупных сателлитов матчайского комплекса («южная» субпровинция) с необычным парагенезисом нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов и сиенитов с карбонатитами [4]. Наиболее многочисленные обычно небольшие ($n \times 10$ м, редко до 100–400 м)

штоковидные и жильные тела карбонатов и карбонатитоподобных пород сосредоточены на контакте Матчайского щелочного плутона, расположенного ($\sim 30 \text{ км}^2$) в восточной части Алайского хребта. Совместно с щелочными и нефелиновыми сиенитами они формируют своеобразную инъекционную зону площадью около 6 км^2 во вмещающей силурийской песчано-сланцевой толще.

Среди карбонатов преобладают доломит-кальцитовые разновидности с содержанием (в мас. %) SiO_2 до 1–5, $\text{CaO} \sim 35\text{--}54$, $\text{MgO} \sim 4\text{--}17$, $\text{FeO}_T \sim 1\text{--}3$, $\text{P}_2\text{O}_5 \sim 1\text{--}5$ [20]. Наряду с карбонатами (до 80–85 об. %) породы сложены щелочными амфиболами и клинопироксеном, слюдами, полевыми шпатами, апатитом, магнетитом, для которых свойственно неоднородное (полосчатое, такситовое) распределение. Акцессорные пироксор, титанит, циркон, ильменит, сульфиды (пирротин, пирит и др.) встречаются спорадически и образуют редкую микровкрапленность в силикатно-карбонатном матриксе.

Объект и методы исследования

Нами изучен состав Nb–Ti-минерализации в образцах карбонатов руды Дельбек (верховья р. Ак-Терек, притока р. Сох) на северо-восточном экзоконтакте Матчайского массива. Главные компоненты пород представлены ассоциацией кальцита, доломита, флогопита, магнезиоарфведсонита, рихтерита, эгирин-авгита, альбита, микроклина. Карбонаты образуют неравномернозернистый мелко / среднекристаллический мозаичный агрегат с округлыми порфиroidными выделениями, в который погружены силикаты, апатит, циркон, магнетит, Fe-Cu-Pb-сульфиды, барит и монацит. При этом в крупных индивидах кальцита и слюды наблюдаются признаки деформации, что в совокупности с нередко струйчатым, шлирово-полосчатым расположением минералов может свидетельствовать о вязкопластическом перемещении материала. Установленные акцессорные Nb–Ti-минеральные фазы обычно образуют отдельные мелкие ($\sim 0,01\text{--}1 \text{ мм}$) эвгедральные или ангедральные вкрапления, приуроченные к фемическим силикатам или границам их зерен с полевыми шпатами и карбонатом. Главным концентратором ниобия является пироксор, с которым ассоциируют Nb-содержащие титанит, ильменит, ильменорутит и баотит.

Химический состав минералов определен на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega II LMU с системой рентгеноспектрального микроанализа Oxford INCA Energy 350 в Аналитическом центре «Геохимия природных систем» Томского государственного университета. Измерения проводились на вольфрамовом катоде при ускоряющем напряжении 20 кВ (ток 5 нА, время набора 120 с) и диаметре зонда 1–2 мкм. В качестве эталонов сравнения применялись стандарты MAC (55 standard Universal Block Layout+F/Cup № 6835) для Si, Al, Ti, Mg, Fe, Mn, Ca, Na, F, Nb Sr (K α -линии), Ta (M α -линия), Ba, Pb (L α -линии) и ИЭМ РАН для La, Ce, Nd, Yb (K α -линии), Th, U (M α -линии).

Типохимические особенности минералов

Группа пироклора. В карбонатитах Дельбека установлены уранпироклор, бетафит и плумбобетафит. Их общим химическим свойством является повышенное содержание UO_2 до ~26–29 мас. % при отсутствии или незначительных концентрациях 0,8–3,4 мас. % Ta_2O_5 (табл. 1), что характерно для наиболее распространенных карбонатитов щелочно-ультраосновной формации [7]. В уранпироклоре с увеличением количеств UO_2 16,8–26,8 и TiO_2 7,0–9,9 мас. % происходит снижение содержания Nb_2O_5 ~51–40 и CaO ~12–8 мас. %. (табл. 1, анализы 6–13; рис. 1, 2). Эта зависимость отчетливо проявлена от центра к периферии зональных индивидов (рис. 3 а) и свидетельствует о накоплении урана и титана на поздней стадии кристаллизации минерала благодаря возможным изоморфным замещениям $2\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{U}^{4+} + \text{VA}$ -вакансия и $\text{Ca}^{2+} + 2\text{Nb}^{5+} \rightarrow \text{U}^{4+} + 2\text{Ti}^{4+}$ [2]. В краевых частях зерен в 2–5 раз уменьшаются количества Na_2O (от ~6 до 2,8 мас. %) и F (от 1,5–2,3 до 0,4–0,7 мас. %) и одновременно возрастают содержание FeO^* (до 2,9 мас. %) и число вакансий в позиции А (VA до 0,579 ф. ед.). Похожая химическая зональность отмечается в пироклорах ранних карбонатитов и частично фоскоритов Хибинского щелочного массива [2].

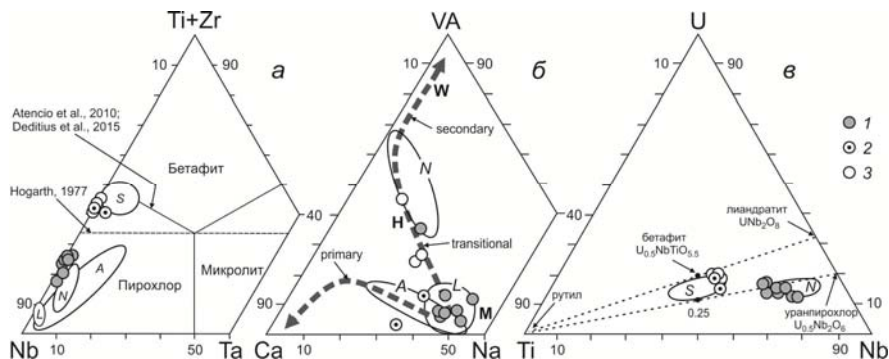


Рис. 1. Кристаллохимические особенности (ф. ед.) минералов группы пироклора:

1–3 – ниобаты из карбонатитов Дельбека:

U – пироклор (1), Ca – бетафит (2), Pb – бетафит (3): а – систематика Nb–(Ti+Zr)–Ta (по: [9, 12, 13]). Отмечены составы бетафита и пироклора с низким содержанием тантала из карбонатитов: А – Алей (Aley), Канада [11], N – Невания (Nevania), Индия [19], L – Луэш (Lueshe), Конго [17], S – Silver Crater Mine, Канада [12]; б – диаграмма Ca–VA–Na, [12, 17]. VA – число вакансий в позиции А кристаллохимической формулы (см. прим. к табл. 1). Пунктирными стрелками показаны вариации химического состава первичных магматических (primary, M), гидротермально измененных (transitional, H) и гипергенных зоны выветривания (secondary, W) пироклоров; в – соотношения минеральных фаз в системе Ti–U–Nb (по: [16])

Находящийся в парагенезисе более титанистый уранпироклор (TiO_2 12–15,5; Nb_2O_5 ~34; F < 1; Na_2O 1,2–4,2 мас. %, анализы 1–5) в целом соответ-

ствуется условию $2\text{Ti}_B \geq (\text{Nb} + \text{Ta})_B$, $U_A > 20\%$ и может быть классифицирован как бетафит [9, 13]. По сравнению с минералом стехиометрического состава он обогащен CaO (~ 6–13 мас. %) и относится к кальциобетафиту [16]. В отдельных образцах наблюдается его замещение плюмбобетафитом (PbO 5,5–17,2, SrO 4,4–5,6 мас. %) с пониженным содержанием Nb_2O_5 ~ 27,4–29,6 мас. % (см. табл. 1, рис. 3 б).

Ассоциация Nb-содержащих оксидов и силикатов. Среди аксессуарных минералов, сопутствующих ниобатам, распространены оксиды (ильменит, рутил, ильменорутил) и силикаты (титанит/сфен, баотит). За исключением рутила все они содержат Nb_2O_5 до ~ 1,5–6,6 мас. % (табл. 2, 3).

Ильменит по соотношению в составе $\text{TiO}_2/\text{FeO}^* = 1,2$, присутствию ниобия и марганца (MnO 1,64 мас. %) сопоставим с разновидностями, типоморфными для гранитоидов, щелочных пород и карбонатитов [7]. При этом признаков распада твердого раствора не наблюдается, что может свидетельствовать об «очистке» минеральной матрицы в результате частичной перекристаллизации. По-видимому, более позднее преобразование также приводило к выделению ильменорутила, обычно замещающего (?) ильменит в Fe-карбонатитах [7]. В минерале обнаружены специфичные для подобных пород V_2O_5 и Ta_2O_5 (до 1,2 мас. %). В ассоциирующем рутиле ниобий отсутствует, что не характерно для карбонатитов [15]. Возможно, его образование было связано со вторичными изменениями бетафита, которые усиливают подвижность его главных компонентов и дегидратацией с появлением более устойчивой ассоциации лиандратит + уранпирохлор + рутил / анатаз [16].

Титанит представлен ниобиевой разновидностью – ферсманитом с концентрациями Nb_2O_5 1,5–2,5 и Na_2O 0,6–0,8 мас. % – и соотношением главных компонентов CaO ~ 26–27, TiO_2 ~ 37,5, SiO_2 ~ 29–30 мас. % (см. табл. 2, анализы 1–2), сходным со стехиометрической формулой ординарного сфена. Как и ассоциирующие Ti–Fe оксиды минерал содержит SnO_2 (до 1,3 мас. %). В парагенезисе с ферсманитом находится очень редкий аксессуарный титан-бариевый силикат, который по своему химизму сопоставим с баотитом (табл. 3). Обычно его возникновение связывают с эволюцией щелочных магм и карбонатитообразованием а также отмечают переменный состав минерала, обусловленный изоморфизмом Ti и Nb [3]. По сравнению с другими проявлениями карбонатитов изученные образцы имеют более высокую (~ 2^х) титанистость, почти не содержат железа и обеднены ниобием (Nb_2O_5 4,4–6,6 мас. %). Концентрации BaO достигают 38–39 мас. %, что наряду с другими элементами соответствует средней кристаллохимической формуле $\text{Ba}_{3,9}\text{Ti}_{7,2}\text{Nb}_{0,7}\text{Si}_{4,1}\text{O}_{28}\text{Cl}_{0,9}$ и не противоречит уже известным находкам.

Химический состав минералов группы пирохлора

Компонент, мас. %	1(13)*	2	3(2)	4(2)	5(2)	6(3)	7	8ц	9п	10вк	11к	12ц	13п
Na ₂ O	4,20	3,70	1,17	2,10	2,51	5,67	5,47	5,86	5,91	5,96	2,79	6,00	6,20
CaO	10,35	12,97	6,22	6,24	6,68	10,47	11,04	12,13	9,48	8,05	8,44	11,49	9,87
FeO**	0,47	н.о.	0,51	0,95	0,76	2,14	н.о.	0,58	0,45	1,32	2,90	0,82	н.о.
PbO	н.о.	н.о.	17,22	12,11	5,53	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
SrO	н.о.	н.о.	н.о.	4,40	5,56	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
SiO ₂	0,93	0,62	3,09	1,94	2,97	0,56	1,10	0,80	0,95	1,06	1,15	0,43	0,60
TiO ₂	14,66	15,52	12,82	14,18	12,01	8,50	9,86	7,50	8,60	9,12	8,61	7,00	7,55
UO ₂	29,34	20,96	22,86	25,57	24,83	19,70	20,94	16,80	23,14	26,80	24,26	16,99	21,29
Nb ₂ O ₅	33,52	34,73	29,59	27,37	27,44	47,35	44,17	50,13	46,28	43,79	39,85	51,15	48,42
Ta ₂ O ₅	3,42	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1,17	2,03	н.о.	н.о.	н.о.	0,81	1,13
F	0,77	0,63	н.о.	н.о.	н.о.	1,47	1,67	2,06	1,23	0,68	0,40	2,33	1,59
Сумма	98,68	95,95	93,48	95,32	91,03	95,86	95,42	97,89	96,04	96,78	88,40	97,02	96,65
Na, ф. ед.	0,559	0,513	0,171	0,316	0,363	0,730	0,737	0,754	0,798	0,802	0,386	0,783	0,845
Ca	0,762	0,995	0,503	0,520	0,535	0,746	0,823	0,864	0,709	0,600	0,646	0,830	0,744
Sr	–	–	–	0,197	0,240	–	–	–	–	–	–	–	–
Pb	–	–	0,35	0,253	0,111	–	–	–	–	–	–	–	–
U	0,453	0,337	0,388	0,447	0,417	0,294	0,327	0,251	0,363	0,419	0,389	0,257	0,337
ΣА	1,805	1,956	1,412	1,733	1,666	1,770	1,887	1,869	1,870	1,821	1,421	1,870	1,926
VA	0,195	0,044	0,588	0,267	0,334	0,230	0,113	0,131	0,130	0,179	0,579	0,130	0,074
Nb	1,040	1,122	1,008	0,960	0,926	1,420	1,387	1,504	1,457	1,374	1,284	1,556	1,538

Nb–Ti минерализация в кальцит-доломитовых карбонатах

Компонент, мас. %	1(13)*	2	3(2)	4(2)	5(2)	6(3)	7	8ц	9п	10вк	11к	12ц	13п
Ta	0,064	–	–	–	–	–	0,022	0,037	–	–	–	0,015	0,022
Ti	0,756	0,834	0,726	0,827	0,674	0,424	0,515	0,374	0,450	0,476	0,461	0,354	0,399
Fe	0,027	–	0,032	0,062	0,047	0,119	–	0,032	0,026	0,077	0,173	0,046	–
Si	0,064	0,044	0,233	0,151	0,222	0,037	0,077	0,053	0,066	0,074	0,082	0,029	0,042
ΣB	2,001	2,000	1,999	2,000	2,001	2,000	2,001	2,000	1,999	2,001	2,000	2,000	2,001
F	0,167	0,142	–	–	–	0,309	0,367	0,433	0,271	0,149	0,090	0,496	0,353

Примечание. 1–2 – бетафит: 1 4–2–5, MgO 0,48 мас. % (Mg 0,050 ф. ед.), MnO 0,54 мас. % (Mn 0,031 ф. ед.); 2 8–2, ThO₂ 6,82 мас. % (Th 0,111 ф. ед.); 3–5 – плюмбобетафит: 3 4–2–5; 4 1–2, Cl 0,33 мас. % (0,043 ф. ед.); 5 14–1, K₂O 0,81 мас. % (K 0,079 ф. ед.), MgO 0,55 мас. % (Mg 0,062 ф. ед.), Al₂O₃ 0,79 мас. % (Al 0,070 ф. ед.), Cl 0,43 мас. % (0,054 ф. ед.); 6–13 – уранпирохлор: 6 Т 1; 7 Т 1–13–3; 8–11 Т 1–4, зональное зерно № 2 (ц – центр, т. 2; п – промежуточная зона, т. 3; вк – внутренняя часть каймы, т. 1; к – край, т. 4; см. рис. 1); 12–13 Т 1–4, зональные зерна № 4 (12) и № 1 (13). *В скобках указано количество измерений. FeO** – общее железо. н.о. – не обнаружено. Кристаллохимические коэффициенты (в ф. ед.) рассчитаны по формуле A_{2-m}B₂X_{6-w}Y_{1-n}×pH₂O, где m = 0–1,7, w = 0–0,7, n = 0–1, p = 0–2 [9, 13]. VA – вакансии в позиции А.

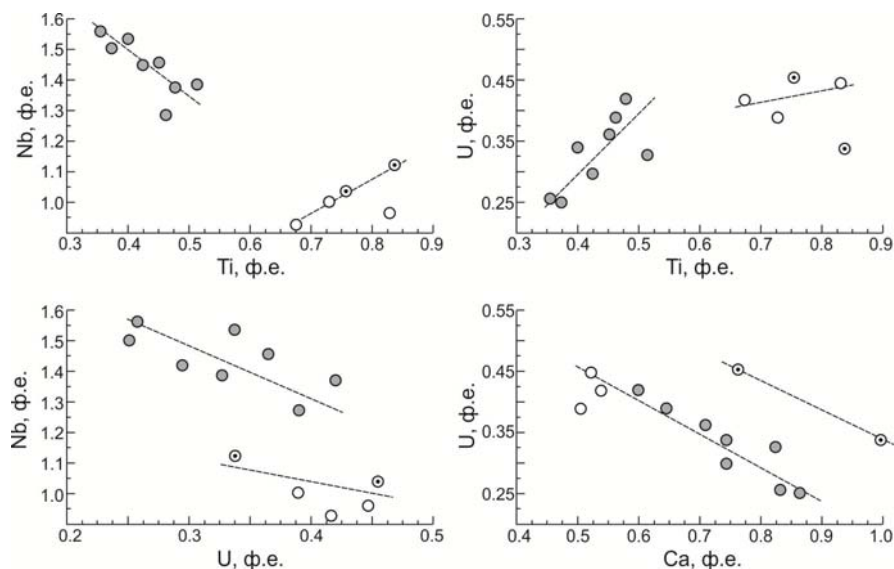


Рис. 2. Атомные соотношения Nb, Ti, U и Ca в ниобатах из карбонатов Дельбека. Условные обозначения см. на рис. 1

Таблица 2

Химический состав ферсманиита и Nb-содержащих Ti-Fe-оксидов

Компонент, мас. %	1(11)	2(4)	3(2)	4	5(2)	6(3)	7(2)
SiO ₂	29,38	29,73	—	0,39	0,51	1,57	0,52
TiO ₂	37,51	37,55	51,67	95,25	93,70	84,25	87,64
FeO*	0,73	1,68	42,17	0,76	1,55	2,52	2,91
MnO	0,25	—	1,64	—	—	—	—
MgO	—	—	0,42	—	0,60	—	—
CaO	26,15	26,97	0,31	0,78	—	1,45	0,39
Na ₂ O	0,82	0,62	—	—	—	—	—
Nb ₂ O ₅	2,47	1,51	1,51	—	3,36	4,99	6,48
Сумма	97,32	99,82	97,72	98,38	100,92	98,21	97,94

Примечание. 1–2 – ферсманиит (1 9–1, 2 7–3, Al₂O₃ 0,43, SnO₂ 1,33 мас. %); 3 – ильменит, 13–1; 4 – рутил, 7–3, SnO₂ 1,2 мас. %; 5–7 – ильменорутит (5 13–3, V₂O₅ 1,2 мас. %, 6 7–3, Ta₂O₅ 1,15, SnO₂ 2,28 мас. %, 7 9–1). FeO* – общее железо. Прочерк – ниже предела обнаружения. В скобках – количество измерений.

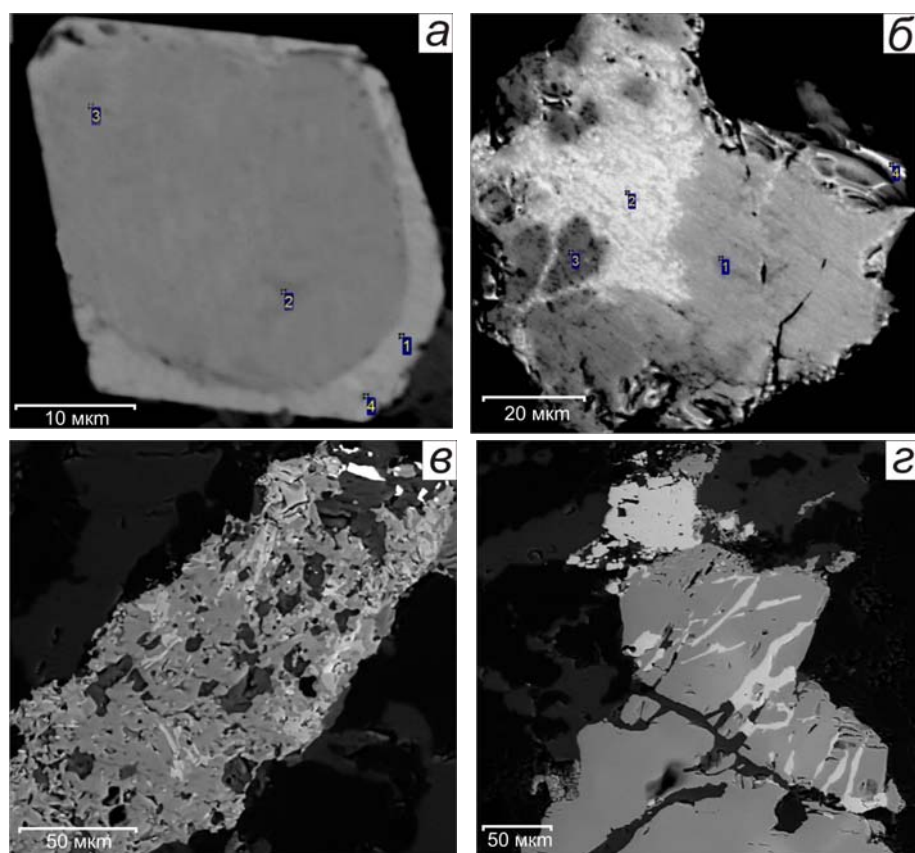


Рис. 3. Морфологические особенности и постмагматические изменения ниобатов и Nb-титанита. Изображения получены в режиме отраженных электронов: *a* – эвгедральный (кубо-октаэдрический) зональный кристалл уранипирохлора, см. анализы 8–11 в табл. 1; *б* – развитие Pb-бетафита (белый) по первичному кальциобетафиту (серый); *в* – Nb-рутил (светло-серый) в титаните (серый) с включениями карбоната (темно-серый); *г* – срастание рутила (белый) и ильменорутила (серый)

Обсуждение результатов и заключение

Согласно современным представлениям карбонатиты имеют магматогенную природу и кристаллизуются из солевых расплавов, которые могут возникать в результате прямого частичного плавления верхней мантии или фракционирования и ликвации карбонатизированных силикатных магм повышенной щелочности [10]. Предполагается, что на ранних стадиях карбонатитогенеза происходит развитие типоморфных ассоциаций кальцита, доломита и ферродоломита с оливином, пироксенами, амфиболами, слюдами, полевыми шпатами, апатитом, магнетитом (например: [6, 15] и др.).

Редкометальная и РЗЭ-минерализация нередко связана уже с поздне- и постмагматическими процессами.

В карбонатитах Дельбека высокотемпературный парагенезис также представлен Fe–Mg силикатами, K–Na полевыми шпатами, апатитом, кальцитом и доломитом. Предположительно, изотопно-кислородный обмен между сосуществующими кальцитом и апатитом завершался при $T^{\circ}\text{C} \approx 510^{\circ}$ [20], что соответствует условиям кристаллизации из карбонатитового расплава. Судя по структурным взаимоотношениям, несколько позднее могло происходить выделение мелких рассеянных вкраплений циркона, монацита, барита, магнетита и сульфидов (табл. 4). По-видимому, сингенетичными образованиями являются бетафит, уранпирохлор I и титанит, которые обладают наибольшим идиоморфизмом среди Nb–Ti-содержащих минералов. Вследствие совместной кристаллизации распределение ниобия и титана между ними частично регулировалось механизмом изоморфного замещения, а в сопутствующем магнетите ($\text{FeO}^* \sim 93$, V_2O_5 0,4 мас. %) отсутствует примесь TiO_2 , обычно свойственная шпинелидам из карбонатитов [15]. Также вероятно, что относительно раннее осаждение бетафита приводило к снижению (в 1,5–2 раза) содержания оксида титана в ассоциирующем уранпирохлоре.

Таблица 4

Последовательность минералообразования в карбонатитах Дельбека

Минералы	Магматический этап		Постмагматический этап
	Ранняя стадия	Поздняя стадия	
Fe-Mg силикаты	■		
Полевые шпаты	■		
Апатит	■		
Карбонаты	■		
Циркон		■	
Монацит		■	
Бетафит		■	
U-пирохлор I		■	
Титанит		■	
Барит		■	
Баотит		■	
Ильменит		■	
Магнетит		■	
Сульфиды		■	
Rb-бетафит			■
U-пирохлор II + рутил			■
Ильменорутил + рутил			■

О магматогенном происхождении ниобатов свидетельствует небольшое число А-вакансий ($VA \approx 0,1-0,2$ ф. ед.; см. табл. 1) в их расчетной кристал-

лохимической формуле. Этот показатель не превышает значений, характерных для интрузивных карбонатов [11, 12, 17]. Благодаря воздействию постмагматических гидротерм и выносу Na количество структурных вакансий в образцах краевой части зерен U-пирохлора и вторичного плюмбобетафита увеличивается до 0,6 ф. ед. В таком случае составы минералов уже соответствуют Ca–VA–Na-тренду, обычно наблюдаемому при низкотемпературных изменениях пирохлора (см. рис. 1, б). Очевидно, подобные флюиды также способствовали мобильности F, Ca, U, Pb, Ti, Nb. Предположительно, их участие в перекристаллизации бетафита приводит к возникновению стабильной ассоциации уранпирохлор + рутил / анатаз [16]. Поэтому нами не исключается возможность, что часть выделений U-пирохлора II и рутила в карбонатах Дельбека происходила за счет преобразования более раннего ниобата (см. рис. 1, в).

Необычный позднемагматический парагенезис в виде единичных зерен образуют барит, Nb-содержащие ильменит, титанит и баотит. Повидимому, их совместное нахождение отражает локальное повышение активности в расплаве не только Ti, Ba, но также хлор- и сульфат-ионов, что характерно для становления комплексов высококалийных пород, реже – карбонатов, связанных с ними [3]. Это согласуется с геохимической спецификой щелочных и фельдшпатоидных сиенитов, слагающих интрузивные массивы Алайского хребта в Южном Тянь-Шане [5]. Характерной особенностью изученной минерализации является наличие микрорастворенных Nb-титанита, ильменорутила и рутила (см. рис. 3, в, з). Наряду с вероятными вторичными изменениями ильменита и бетафита их образование могло быть связано с постмагматическим превращением Nb-титанита.

Результаты проведенных РЭМ-исследований и микрозондового анализа позволяют судить о вероятной последовательности и составе Nb–Ti минерализации в карбонатах, завершающих формирование плутонической серии фельзитовых щелочных пород матчайского комплекса в Туркестано-Алайском сегменте Тянь-Шаня. Установленные микроструктурные соотношения и преемственность химизма ее первичных и вторичных парагенезисов свидетельствуют о позднемагматической природе ниобатов, Nb-содержащих силикатов (ферсманита, баотита) и ильменита, которые при гидротермальных процессах могут быть преобразованы в более устойчивые ассоциации с вторичным уранпирохлором, Pb-бетафитом, рутилом / анатазом, ильменорутилом.

Авторы благодарны сотрудникам Южно-Кыргызской геологической экспедиции (Кыргызская Республика) за помощь в полевых исследованиях. Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки РФ и Томского государственного университета (проекты 1013, 8.1.14.2015).

Литература

1. Бискэ Ю.С., Конопелько Д.Л., Зельтманн Р. Геодинамика позднепалеозойского магматизма Тянь-Шаня и его обрамления // Геотектоника. 2013. № 4. С. 61–81.

2. Зайцев А.Н., Вильямс Ч.Т., Уолл Ф., Золотарев А.А. Эволюция химического состава минералов группы пирохлора из фоскоритов и карбонатитов Хибинского щелочного массива // Записки Российского минералогического общества. 2011. № 3. С. 40–55.
3. Зозуля Д.Р., Савченко Е.Э., Куллеруд К., Равна Е.К., Лялина Л.М. Уникальная акцессорная Ti–Ba–P минерализация ультракалийевой дайки Квалойя, Северная Норвегия // Записки Российского минералогического общества. 2010. № 2. С. 101–112.
4. Майоров И.П., Гаврилин Р.Д. Карбонатиты из верхнепалеозойской геосинклинали Туркестано-Алая // Советская геология. 1971. № 10. С. 111–116.
5. Ненахов В.М., Хрестенков П.А. К вопросу о генезисе щелочных комплексов Туркестано-Алая // Записки Российского минералогического общества. 1988. Вып. 5. С. 587–594.
6. Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М. : Наука, 1972. 267 с.
7. Типоморфизм минералов / под ред. Л.В. Чернышевой. М. : Недра, 1989. 560 с.
8. Шинкарев Н.Ф. Происхождение магматических формаций. Л. : Недра, 1978. 303 с.
9. Atencio D., Andrade M.B., Christy A.G., Gieré R., Kartashov P.M. The pyrochlore supergroup of minerals: nomenclature // The Canadian Mineralogist. 2010. V. 48. P. 673–698.
10. Bell K., Kjarsgaard B.A., Simonetti A. Carbonatites – into the twenty-first century // Journal of Petrology. 1998. V. 39. P. 1839–1845.
11. Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Kressall R.D., Crozier J., Pisiak L.K., Sidhu R., Yang P. Carbonatite-hosted niobium deposit at Aley, northern British Columbia (Canada): Mineralogy, geochemistry and petrogenesis // Ore Geology Reviews. 2015. V. 64. P. 642–666.
12. Deditius A.P., Smith (Skomurski) F.N., Utsunomiya S., Ewing R.C. Role of vein-phases in nanoscale sequestration of U, Nb, Ti, and Pb during the alteration of pyrochlore // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2015. V. 150. P. 226–252.
13. Hogarth D.D. Classification and nomenclature of the pyrochlore group // American Mineralogist. 1977. V. 62. P. 403–410.
14. Ju W., Hou G. Late Permian to Triassic intraplate orogeny of the southern Tianshan and adjacent regions, NW China // Geoscience Frontiers. 2014. V. 5. P. 83–93.
15. Kapustin Yu.L. Mineralogy of Carbonatites. New Dehli: Amerind Publishing Co., 1980. 259 p.
16. Lumpkin G.R., Ewing R.C. Geochemical alteration of pyrochlore group minerals: betafite subgroup // American Mineralogist. 1996. V. 81. P. 1237–1248.
17. Nasraoui M., Bilal E. Pyrochlores from the Lueshe carbonatite complex (Democratic Republic of Congo): a geochemical record of different alteration stages // Journal of Asian Earth Sciences. 2000. V. 18. P. 237–251.
18. Solomovich L.I. Postcollisional magmatism in the South Tien Shan Variscan Orogenic Belt, Kyrgyzstan: Evidence for high-temperature and high-pressure collision // Journal of Asian Earth Sciences. 2007. V. 30. P. 142–153.
19. Viladkar S.G. Carbonatite occurrences in Rajasthan, India // Петрология. 1998. Т. 6, № 3. С. 295–306.
20. Vrublevskii V.V., Gertner I.F. Origin of carbonatite-bearing complexes from folded systems: isotopic evidence for the mantle–crust interaction // Problems of sources of deep magmatism and plumes (Ed. by N.V. Vladykin). Irkutsk : Publishing House of the Institute of Geography SB RAS, 2005. P. 38–58.

Авторы:

Врублевский Василий Васильевич, доктор геолого-минералогических наук, профессор, доцент кафедры динамической геологии геолого-географического факультета Томского государственного университета, Томск, Россия.

E-mail: vasvr@yandex.ru

Бухарова Оксана Владимировна, кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры минералогии и геохимии геолого-географического факультета Томского государственного университета, Томск, Россия.

E-mail: getina@ggf.tsu.ru

Морова Алена Александровна, старший преподаватель кафедры геологии и геофизики нефтетехнологического факультета Самарского технологического университета, Самара, Россия.

E-mail: andaluzit@mail.ru

Geosphere Research, 2016, 1, 52–65. DOI: 10.17223/25421379/1/5

¹V.V. Vrublevskii, ¹O.V. Bukharova, ²A.A. Morova

¹*National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia*

²*Samara Technology University, Samara, Russia*

**THE Nb–Ti MINERALIZATION
OF CALCITE–DOLOMITE CARBONATITES
OF THE MATCHA ALKALINE PLUTON, ALAY RANGE,
SOUTHERN TIEN SHAN**

Development of Early Mesozoic (~ 200–220 Ma) alkaline felsitic magmatism in Turkestan–Altay segment of Tien-Shan is accompanied by formation of calcite-dolomite carbonatites. They are usually found in contact zones of intrusive massifs of alkaline and nepheline syenites as fine (n × 10 m, rarely up to 100–400 m) stocks and vein bodies. Especially numerous accumulations of them are concentrated in contact of the Matcha alkaline pluton (~ 30 km²), which is located in Eastern part of Alay Ridge. Dolomite-calcite varieties (with contents of CaO ~ 35–54, MgO ~ 4–17, FeO_T ~ 1–3, SiO₂ up to 1–5 wt. %) prevail among carbonatites. Besides prevailing carbonates (~ 80–85 %), the rocks also content magnesium arfvedsonite, richterite, aegirine-augite, phlogopite, albite, microcline and apatite, as well as accessory zircons, monazite, pyrochlore, titanite, barite, magnetite, sulfides (pyrrhotite, pyrite, etc.). In stock-type carbonatite body in Delbek stream (NE exo-contact of the Matcha massif), Nb–Ti mineralization is noticed, which forms fine (~ 0,01–1 mm) scattered impregnation in silica-carbonate matrix. This mineralization contents pyrochlore group niobates, Nb-bearing silicates (fersmanite, baotite), ilmenite and ilmenorutile, whose chemical characteristics were studied using electron probe microanalysis (a Tescan Vega II scanning electron microscope with an INCA Energy 350 system).

Common feature for pyrochlore group minerals (calciobetafite, uranpyrochlore, plumbobetafite) is high concentrations of UO₂ up to ~ 26–29 wt. %, absence or insignificant concentrations of Ta₂O₅ (0,8–3,4 wt. %), and varying concentrations of niobium (Nb₂O₅ ~ 28–51 wt. %). Uranpyrochlore demonstrates zoning, which indicates accumulating of uranium and titanium at a later stage of its crystallization. Simultaneously, Na₂O (from ~ 6,0 to 2,8 wt. %) and F (from 1,5–2,3 to 0,4–0,7 wt. %) are carried out and number of vacancies in A- position increases (up to 0,579 apfu) in crystal chemical structure of the mineral. Paragenetic calciobetafite (CaO 6–13 wt. %) contents more TiO₂ (12–15,5 wt. %) and corresponds to the condition $2Ti_B \geq (Nb + Ta)_B$, $U_A > 20\%$. It is replaced by plumbobetafite (PbO 5,5–17,2, SrO 4,4–5,6

wt. %). Nb-bearing oxides (ilmenite, ilmenorutile) and silicates (fersmanite, baotite) presented in the association concentrate Nb₂O₅ up to ~ 1,5–6,6 wt. %. Ilmenite (TiO₂/FeO* 1,2; MnO 1,64 wt. %) does not show any signs of decay of a solid solution and is replaced by ilmenorutile. Concentrations of main components CaO ~ 26–27, TiO₂ ~ 37,5, SiO₂ ~ 29–30 wt. % make fersmanite look similar to an ordinary titanite. However, if comparing it to other carbonatites, measured baotite (BaO up to 38–39 wt. %) stands out by enrichment in titanium and poor niobium content Ba_{3,9}Ti_{7,2}Nb_{0,7}Si_{4,1}O₂₈Cl_{0,9}.

Such microstructural and chemical signs suggest late magmatic origin for Nb-Ti mineralization. Hydrothermal changes of niobates following the mineralization could promote increase in F, Ca, U, Pb, Ti, Nb mobility and recrystallization of betafite accompanied by formation of a more stable association of uranpyrochlore II + rutile/anatase or extraction of plumbobetafite. Another possible source for titanium is considered to be a post magmatic transformation of Nb-titanite during formation of ilmenorutile and rutile.

Keywords: *alkaline magmatism, carbonatites, accessory mineralization, uranpyrochlore, calciobetafite, Nb-bearing silicates and Ti-Fe oxides, Southern Tien Shan*

References

1. Biske Yu.S., Konopelko D.L., Seltmann R. Geodynamics of late Paleozoic magmatism in the Tien Shan and its framework // *Geotectonics*. 2013. V. 47. № 4. pp. 291–309.
2. Zaitsev A.N., Williams Ch.T., Wall F., Zolotarev A.A. Evolution of chemical composition of the pyrochlore group minerals in phoskorites and carbonatites of Khibiny alkaline massif // *Proc. of the Russian Mineralogical Society (Zapiski RMO)*. 2011. № 3. pp. 40–55.
3. Zozulya D.R., Savchenko Ye.E., Kullerud K., Ravna E.K., Lyalina L.M. The unique Ti-Ba-P accessory mineralization of the ultrapotassic Kvaløya dyke, Northern Norway // *Proc. of the Russian Mineralogical Society (Zapiski RMO)*. 2010. № 2. pp. 101–112.
4. Mayorov I.P., Gavrillin R.D. *Karbonatity iz verkhnepaleozoiskoi geosinklialy Turkestan-Alaya* [Carbonatites of Upper Paleozoic geosyncline Turkestan-Alai] // *Sovetskaya geologiya*. 1971. № 10. pp. 111–116. In Russian
5. Nenakhov V.M., Khrestenkov P.A. *K voprosu o genesise chelochnykh kompleksov Turkestan-Alaya* [On the issue of the genesis of alkaline complexes Turkestan-Alai] // *ZRMO*. 1988. V. 5, pp. 587–594. In Russian
6. Pozaritskaya L.K., Samoilov V.S. *Petrologiya, mineralogiya and geokhimiya karbonatitov Vostochnoi Sibiri* [Petrology, mineralogy and geochemistry of carbonatites Eastern Siberia] Moscow: Nauka, 1972. 267 p. In Russian
7. *Tipomorfizm mineralov* [Typomorphism of minerals] / Ed. L.V. Chernyshova. Moscow : Nedra, 1989. 560 p. In Russian
8. Shinkarev N.F. *Proiskhogdenie magmaticheskikh formacii* [The origin of magmatic formations]. Leningrad: Nedra, 1978. 303 p. In Russian
9. Atencio D., Andrade M.B., Christy A.G., Gieré R., Kartashov P.M. The pyrochlore supergroup of minerals: nomenclature // *The Canadian Mineralogist*. 2010. V. 48. pp. 673–698.
10. Bell K., Kjarsgaard B.A., Simonetti A. Carbonatites – into the twenty-first century // *Journal of Petrology*. 1998. V. 39. pp. 1839–1845.
11. Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Kressall R.D., Crozier J., Pisiak L.K., Sidhu R., Yang P. Carbonatite-hosted niobium deposit at Aley, northern British Columbia (Canada): Mineralogy, geochemistry and petrogenesis // *Ore Geology Reviews*. 2015. V. 64. pp. 642–666.
12. Deditius A.P., Smith (Skomurski) F.N., Utsunomiya S., Ewing R.C. Role of vein-phases in nanoscale sequestration of U, Nb, Ti, and Pb during the alteration of pyrochlore // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2015. V. 150. pp. 226–252.

13. Hogarth D.D. Classification and nomenclature of the pyrochlore group // *American Mineralogist*. 1977. V. 62, pp. 403–410.
14. Ju W., Hou G. Late Permian to Triassic intraplate orogeny of the southern Tianshan and adjacent regions, NW China // *Geoscience Frontiers*. 2014. V. 5. pp. 83–93.
15. Kapustin Yu.L. *Mineralogy of Carbonatites*. New Dehli: Amerind Publishing Co., 1980. 259 p.
16. Lumpkin G.R., Ewing R.C. Geochemical alteration of pyrochlore group minerals: betafite subgroup // *American Mineralogist*. 1996. V. 81. pp. 1237–1248.
17. Nasraoui M., Bilal E. Pyrochlores from the Lueshe carbonatite complex (Democratic Republic of Congo): a geochemical record of different alteration stages // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2000. V. 18. pp. 237–251.
18. Solomovich L.I. Postcollisional magmatism in the South Tien Shan Variscan Orogenic Belt, Kyrgyzstan: Evidence for high-temperature and high-pressure collision // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2007. V. 30. pp. 142–153.
19. Viladkar S.G. Carbonatite occurrences in Rajasthan, India // *Petrology*. 1998. V. 6. № 3. pp. 272–283.
20. Vrublevskii V.V., Gertner I.F. Origin of carbonatite-bearing complexes from folded systems: isotopic evidence for the mantle–crust interaction // *Problems of sources of deep magmatism and plumes* (Ed. by N.V. Vladykin). Irkutsk: Publishing House of the Institute of Geography SB RAS, 2005. pp. 38–58.

Authors:

Vrublevskii Vassily V., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Department of Dynamic Geology, Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, Tomsk, Russia
E-mail: vasvr@yandex.ru

Bukharova Oksana V. Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor Department of Mineralogy and Geochemistry, Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, Tomsk, Russia
E-mail: getina@ggf.tsu.ru

Morova Alena A., Senior Lecturer, Department of Geology and Geophysics, Faculty of Oil and Engineering, Samara Technology University, Samara, Russia
E-mail: andaluzit@mail.ru

УДК 556.314

DOI: 10.17223/25421379/1/6

С.Л. Шварцев

*Томский филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики
им. А.А. Трофимука СО РАН, Томск, Россия
Национальный исследовательский
Томский политехнический университет, Томск, Россия*

ВЕДУЩИЕ МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ВТОРИЧНЫХ ПРОДУКТОВ В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА: ОБЩНОСТЬ И ВЗАИМОСВЯЗЬ ИХ ГЕНЕЗИСА

Показано, что в верхней части земной коры основные процессы глобальной эволюции начались взаимодействием воды и базальтов, возникла равновесно-неравновесная система внутренне противоречивая способная геологически вечно развиваться по строгим законам термодинамики независимо ни от каких внешних факторов. При этом вода выступает ведущим фактором преобразования этой системы. После появления фотосинтеза органические соединения оказывались в разных геохимических средах, созданных взаимодействием воды с базальтами, что определило их дальнейшее преобразование по схеме, близкой к той, которая обеспечила эволюцию горных пород. При этом единым связующим звеном между косной и биокосной материей выступает вода, контролирующая главную стадию эволюции в геологической и биологической системах – образование принципиально новых соединений.

Ключевые слова: зона гипергенеза, глобальная эволюция, термодинамическое равновесие, гидрогеохимия, вторичное минералообразование, система вода–порода, растворение, подземные воды.

Зона гипергенеза – это наиболее изученная и освоенная человеком верхняя часть нашей планеты. Практически все науки о земле, а также подавляющее большинство естественных изучают эту зону в течение нескольких столетий. При этом число наук, изучающих зону происхождения жизни и наиболее активной деятельности человека, непрерывно возрастало и продолжает расти. Каждая из возникающих наук выработала свои методы, подходы и пути решения проблем, связанных с функционированием какого-либо одного объекта (почвы, леса, реки, озера, болота, коры выветривания, ландшафта, живого организма и т.д.), накопила массу фактов, которые пытаются как-то систематизировать и классифицировать, найти ведущие факторы и процессы, определяющие генезис, становление, развитие объекта исследований. В результате каждая наука оперирует своими терминами, понятиями, определениями, за которыми кроются многочисленные процессы, факторы, механизмы, явления, обстановки, среды, соединения, минералы,

растворы, типы, виды, разновидности живых и неживых объектов, субъектов, ландшафтов, различных сфер.

Все компоненты этой зоны непрерывно взаимодействуют между собой. В результате этого одни соединения разрушаются, другие формируются, одни уносятся за пределы этой зоны, другие, наоборот, приносятся из соседних зон, третьи видоизменяются, превращаясь в принципиально новые. Но при этом важно, что идет непрерывный процесс преобразования любого вещества, начиная от горной породы и воды и кончая живой клеткой и человеком. И не просто преобразование, а непрерывное усложнение всего окружающего мира, каждого его компонента, соединения, объекта, субъекта. Это до конца не осознанное наукой преобразование окружающего мира известный английский биолог Р. Докинз назвал самым грандиозным шоу на земле [3]. Тем самым поставлена точка в признании наличия грандиозной эволюции на нашей планете. Теперь уже никто не сомневается, что наш окружающий мир постоянно эволюционирует не от сложного к простому, как раньше думали многие, а от простого ко все более сложному.

Краткий исторический аспект проблемы

Признав, после долгих сомнений, эволюцию окружающего мира, наука резко обострила проблему движущих сил такой эволюции, природы и механизмов их действия. Не понимая механизмы эволюции, мы не знаем, когда они возникли, что послужило толчком для этого события и какие силы движут эволюцией сегодня. Вот что пишет по этому поводу тот же Р. Докинз: «Свидетельств относительно момента начала эволюции на планете у нас нет. Это могло быть событие невероятной редкости: ведь произойти оно должно было всего однажды, и, насколько мы знаем, так это и есть. Более того, возможно, оно произошло единственный раз во вселенной» [Там же. С. 429].

Конечно, наука давно ищет силы, которые движут эволюцией. Так, еще Ж.-Б. Ламарк в конце XVIII в., изучая направленность преобразования окружающего мира, с удивлением констатировал, что в природе, на первый взгляд, доминируют разрушительные процессы: сложные вещества трансформируются в простые, которые в дальнейшем не разрушаются, а накапливаются в разных соединениях. Но откуда в таком случае берутся сложные? Анализируя эту проблему, Ж.-Б. Ламарк пришел к выводу, что в природе, кроме тенденции к дезинтеграции, разрушению, существует противоположный процесс, направленный на формирование сложных веществ. Но какая сила движет этим процессом усложнения и какова ее природа, он не мог найти в окружающем мире и дать ответ на этот вопрос. Тогда он предположил, что такая неизвестная сила скрыта в живых телах и она характерна только для растений, животных и человека. Поэтому он назвал её властью жизни (*pouvoir de la vie*) и рассматривал в качестве демаркационного фактора, разделяющего природу на живую и неживую. Появление сложных ве-

ществ в мертвой материи Ж.Б. Ламарк объяснял тем, что они являются продуктами жизни. Так более двух столетий назад был поставлен вопрос о механизмах формирования сложностей, остающийся по сей день одним из ключевых в науке [6].

Идеи Ж.-Б. Ламарка оказались настолько убедительными, что даже такой проницательный ученый, как В.И. Вернадский, не признавал наличия эволюции в неживой материи и объяснял наблюдаемые изменения в верхней части земной коры взаимодействием в системе вода–порода–газ–органическое вещество. При этом он считал, что вода, которая обладает многими совершенно необычными свойствами, выступает главным компонентом таких преобразований в биокосной материи [2].

Ч. Дарвин в своей знаменитой книге «Происхождение видов путем естественного отбора» отверг идею жизненной силы и взамен предложил механизм эволюции путем естественного отбора, физический или химический смысл которого до сих пор не раскрыт. Тем не менее тот же Р. Докинз – ярый поклонник и пропагандист учения Ч. Дарвина, убежден, что эволюция путем естественного отбора – по сей день единственный известный нам способ, которым из простого начала получается сложное [3]. Под естественным отбором, как известно, Ч. Дарвин понимал неслучайное сохранение случайных изменений. Возможно ли такое? Ведь речь идет о создании и непрерывном усложнении окружающего мира, формировании неизвестных ранее соединений (минеральных и органических), возникновении жизни, о новых процессах и механизмах взаимодействия, усложнении связей между компонентами ландшафта да и всего окружающего мира. В результате эволюции созданы миллиарды органических соединений, клеток, бактерий, растений, животных, людей, разум человека, сама жизнь. И это шоу возникло случайно? Разве можно в это поверить в эпоху ноосферы, в век небывалого развития науки и здравого смысла?! Думаю, что нет. Тем более что ответов на вопросы когда, где и в результате какого события возникло это грандиозное шоу – до сих пор нет.

Хотя теория естественного отбора сегодня не удовлетворяет многих ученых, но классическая биология до сих пор придерживается этого постулата. Эта идея оказалась живучей, потому что другого, более обоснованного механизма до сих пор никто не предложил: наука ищет в основном пути ее дополнительного обоснования. Так, например, Е.В. Кунин, который в своей нашумевшей книге [4] хотя и провел переоценку отдельных положений эволюционной концепции Ч. Дарвина, но базовая сущность естественного отбора сохранилась. Более того, он обосновывает гипотезу, в соответствии с которой случайности имеют свои закономерности, которые на разных этапах эволюции определяются разными факторами. При этом «случайное появление даже очень сложных систем не только возможно, но и неизбежно» [4. С. 1038]. Такие примеры можно продолжать.

Неудивительно поэтому, что в мире гуляют такие фантастические гипотезы, как, например, концепция Гайя, разработанная британским ученым Дж. Ловлоком еще в 1972 г. [16]. Суть этой гипотезы в том, что биосфера

Земли представляет собой якобы самоорганизующуюся систему, которая через деятельность бактерий регулирует содержание CO_2 в атмосфере и тем самым воздействует на климат нашей планеты. Еще более удивительно, что в эту гипотезу поверил академик В.Е. Хаин, который, опираясь на идею, что живые организмы преобразуют лучистую энергию Солнца в химическую, предположил, что химическая энергия, в свою очередь, через процессы выветривания и субдукционное погружение горных пород расходуется на трансформацию базальтов в граниты или, другими словами, на формирование земной коры. Отсюда он делает вывод, что «нашу Землю, включая ее атмосферу в единстве с биосферой, следует рассматривать как единую самоорганизующуюся систему» [9. С. 796].

С таким подходом академика вряд ли можно согласиться: чтобы земные оболочки могли взаимодействовать, они сначала должны возникнуть. Развитие Земли не могло начаться с взаимодействия с биосферой, которой на планете не было. Да и в целом признание ведущей роли биосферы в развитии Земли означает тупиковую ситуацию в объяснении происхождения самой биосферы: спрашивается, откуда взялась биосфера, если эволюция на нашей планете началась с ее появлением? Замкнутый круг, который ведет к креационизму.

С появлением синергетики наука стала искать не отличие живого от неживого, а их общность. В этом плане достигнуты определенные успехи, хотя проблема того, как у целого возникают эти свойства, которых нет у его частей, пока далека от решения [6, 7].

В соответствии с положениями синергетики в мире существует большой класс диссипативных структур. Развиваясь в сильно неравновесных условиях и активно взаимодействуя с внешней средой с поглощением энергии, эти структуры при определенных обстоятельствах могут переходить в более сложные, динамические состояния, совершать скачок от хаоса к порядку. Для диссипативных структур характерны нелинейное развитие, необратимость эволюции, рост устойчивости, способность к последовательной смене упорядоченных состояний и их непрерывному усложнению при условии получения из внешней среды большей энергии по сравнению с той, что требовалась для поддержания предыдущего состояния.

Новый подход к пониманию эволюционных процессов позволяет смягчить традиционно жёсткое противопоставление живой и неживой материи и открывает путь к более плодотворному поиску механизмов возникновения жизни и её дальнейшей эволюции. Все это, конечно, свидетельствует о значительном прогрессе в понимании механизмов глобальной эволюции, но, по нашему мнению, не устраняет основные причины сложившегося положения в науке. Последние обусловлены: 1) непризнанием до сих пор наличия эволюции в неживой материи и 2) полным игнорированием роли воды как ведущего фактора эволюции.

Природа эволюции в системе вода–базальты

В последние 20–30 лет в изучении роли воды в эволюции окружающего мира достигнуты значительные успехи [8, 13]. В частности, нами установлено, что система вода–порода всегда является равновесно-неравновесной: вода часто неравновесна преимущественно с минералами магматических пород, которые она растворяет, но одновременно всегда равновесна с вторичными минералами, которые она формирует. Иначе говоря, система вода–порода является внутренне противоречивой, способной к самопроизвольному, непрерывному, геологически длительному развитию с образованием принципиально новых минеральных фаз и геохимических типов воды. Эта система развивается постоянно в нелинейной области термодинамической ветви в условиях, далеких от равновесия, и относится к типу абиогенных диссипативных структур, играющих совершенно особую роль в прогрессивном развитии косной материи [10].

Еще более важно, что с некоторыми ведущими минералами эндогенного генезиса равновесие воды в принципе невозможно. Удивительно и то, что в эту группу входят минералы, слагающие базальты, т.е. силикаты и алюмосиликаты Ca, Mg и Fe, изначально образовавшие нашу планету. Причина такого явления состоит в том, что поступающие из базальтов в раствор химические элементы связываются новыми минералами, формирующимися в этой системе. Такие вторичные образования выступают геохимическими барьерами на пути установления равновесия подземных вод с базальтами, что обеспечивает непрерывность в растворении магматических пород, образование новых геохимических типов воды и серии вторичных минералов [6]. Именно эта внутренняя направленность эволюции делает её похожей на биологическую. Их объединяет близость таких процессов и механизмов как геологическая длительность эволюции, непрерывность взаимодействия, неравновесность, развитие в открытых стационарных системах, получение вещества и энергии из внешних источников, усложнение дочерних продуктов и т.д.

На рис. 1 в качестве примера показана достаточно простая геологическая система, состоящая из анортита, кальцита и природной воды разного состава. Расположение точек на рисунке показывает, что все воды с минерализацией более 0,6–0,8 г/л равновесны или пересыщены к кальциту, но находятся далеко от равновесия с анортитом. Поэтому они растворяют анортит, но осаждают кальцит. Следовательно, кальций из одного минерала через раствор переходит в другой. В течение геологического времени количество анортита в системе будет уменьшаться, а кальцита – расти. При этом содержание кальция в контролирующей с этими минералами воде увеличиваться будет только до предела, определяемого параметрами геохимической среды, так как образование кальцита служит барьером и ограничивает рост Ca^{2+} в растворе и тем самым не позволяет достигнуть равновесия с анортитом, который поэтому будет растворяться всегда, пока есть вода.

Принципиально важно, что растворение одних минералов и формирование других происходит под действием не внешних, а только внутренних факторов. Вода всегда растворяет базальты потому, что таковы ее строение и состав, которые несовместимы со структурой базальтовых пород. Именно особенности внутреннего строения воды определяют сущность и характер ее взаимодействия с базальтами и другими алюмосиликатами, которое породило abiогенную эволюцию минерального вещества. Неравновесность воды с базальтами явилась тем спусковым механизмом, который определил эту эволюцию. При этом *движущей силой ее выступает вода, точнее энергия её молекулярных связей*. Поэтому противоречие воды с базальтами является базовым для всей глобальной эволюции [14].

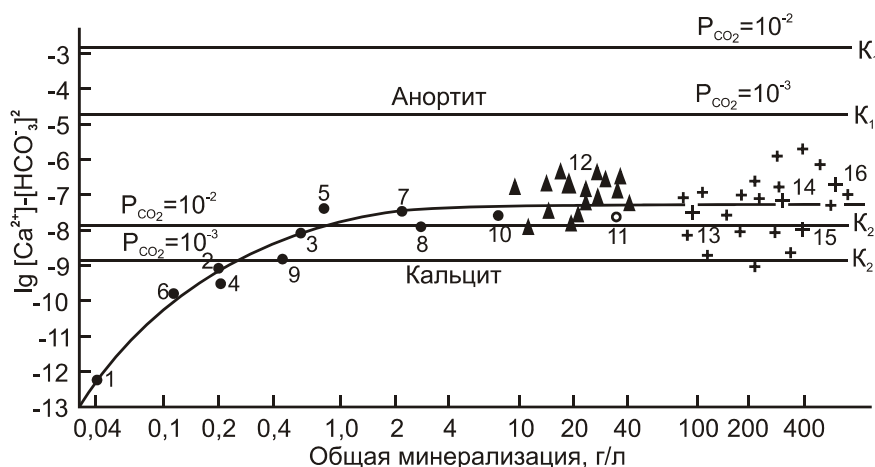
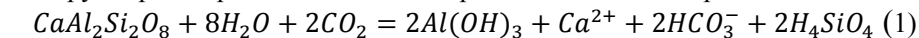


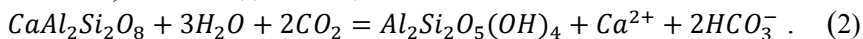
Рис. 1. Степень насыщения подземных вод разной минерализации относительно кальцита и анортита: K_1 – константа растворения анортита при разных парциальных давлениях CO_2 ; K_2 – то же, кальцита; 1–9 – подземные воды зоны гипергенеза разных регионов мира; 10 – соленые воды Донбасса; 11 – океаническая вода; 12 – соленые седиментационные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна; 13–16 – рассолы Сибирской платформы разной солёности

Еще одно важное открытие последних лет, связанное с эволюцией системы вода–порода, заключается в том, что взаимодействие воды с одной и той же породой приводит к образованию разных вторичных минералов. Так, при выветривании и гидротермальном преобразовании, например, анортита могут формироваться гетит, гиббсит, диаспор, бёмит, каолинит, иллит, Самонтмориллонит, кварц, кальцит, арагонит, разные цеолиты, хлориты и т.д. Состав вторичных минералов определяется временем взаимодействия воды с горными породами и типом исходных минералов: первичные или вторичные. Вот только некоторые примеры реакций гидролиза анортита с образованием разных вторичных минералов.

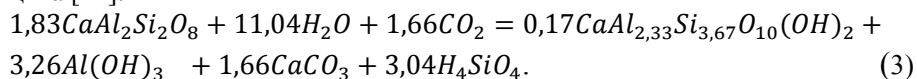
Как только пресная вода попадает в базальты, начинается процесс растворения анортита и других минералов. В этих условиях образуются наиболее труднорастворимые оксиды и гидроксиды Al и Fe по реакции



Другие химические элементы, включая Si, при этом накапливаются в растворе, и когда достигается равновесие с каолинитом, реакция протекает по другой схеме, хотя исходные вещества остались теми же:



Но и на этом процесс не останавливается, поскольку неравновесность с анортитом сохраняется. На следующем этапе реакция преобразования анортита протекает по новой схеме (3) с образованием монтмориллонита и кальцита [14].



На этой стадии процесс чаще всего заканчивается в зоне гипергенеза, поскольку вода, как правило, покидает горную породу, но если этого не происходит и вода погружается на большие глубины в артезианских бассейнах или по зонам тектонических нарушений, растворение исходной породы продолжается, но с образованием принципиально других минералов: цеолитов, хлоритов, слюд, альбитов, К-полевых шпатов и т.д.

Необходимо также учитывать, что в анортите в виде микропримесей всегда присутствуют и многие другие элементы, в формуле не обозначенные, – Mg, Na, K, Sr, F, Fe, Li, V, U и т.д., которые также в процессе гидролиза переходят в раствор и, накапливаясь в нем, при длительном взаимодействии достигают таких концентраций, которые обеспечивают образование и других минералов: гетита, лимонита, магнезита, стронцианита, флюорита, доломита, сидерита, альбита, биотита, мусковита, микроклина, эпидота и т.д. Кроме того, базальты состоят не только из анортита, но и других минералов, каждый из которых обеспечивает раствор своим комплексом элементов, что резко расширяет возможности вторичного минералообразования. Так из небольшого количества растворяемых водой минералов базальтов постепенно складывается целый комплекс новых, которые вместе с одновременно сформированными разными геохимическими типами воды создают окружающий мир на поверхности планеты. Этот мир, в отличие от возникшего ранее – базальтового, более устойчив и хорошо приспособлен к окружающей среде, поскольку вторичные минералы равновесны с водным раствором, создающим эти продукты [1, 15, 17].

Исключительно важно, что система вода–порода обладает внутренними механизмами эволюции, которые действуют независимо от каких-либо внешних факторов и обеспечивают ее единое целое, внутреннюю обособленность от внешней среды в условиях притока из последней вещества и энергии, поскольку мы имеем дело со стационарной системой. Благодаря наличию таких внутренних, присущих только ей механизмов, без которых ее существование невозможно, она способна развиваться самостоятельно в

соответствии с законами термодинамики, контролировать направленность своей эволюции, скорость, последовательность и стадийность образования новых вторичных продуктов, их состав, соотношение элементов в растворе и вторичной твёрдой фазе, смену одного продукта другим и т.д. Именно эта внутренняя направленность эволюции делает её похожей на биологическую. Их объединяет близость таких процессов и механизмов как геологическая длительность эволюции, непрерывность взаимодействия, неравновесность, развитие в открытых стационарных системах, получение вещества и энергии из внешних источников, усложнение дочерних продуктов и т.д. [12].

Все это позволило нам сделать вывод, что система вода–порода по комплексу признаков и фундаментальных свойств образует абиогенную диссипативную самоорганизующуюся структуру, которая возникла на самой ранней стадии развития Земли в момент появления свободной воды. Среди фундаментальных ее свойств – непрерывность, неравновесность и нелинейность развития, способность к созданию новых более сложных соединений, которых ранее на земле не было, что является важнейшим признаком эволюции, независимой от внешних факторов и обладающей автономностью, наличием механизмов самоорганизации и т.д. Последнее определяет ее как одну из фундаментальных и базовых систем, обусловивших развитие неорганической материи на предбиотическом этапе эволюционного становления планеты. Именно из этой системы возникло множество других, унаследовавших многие из ее свойств. Сформированные в результате её эволюционного развития химические типы воды и вторичные минералы, приумножаясь, постепенно захватывали геологическое пространство, новые этажи литосферы, формировали новые геохимические среды, которые, в свою очередь, определяли образование новых минеральных фаз, влияющих на характер среды. И этот процесс геологически бесконечен. В этом суть самоорганизации в минеральном царстве, включающем зарождение, рост и пространственно-временное распространение новых структурных форм, минеральных образований, геохимических сред.

Из приведенных фактов следует, что эволюция на нашей планете началась не с возникновения жизни, а с появлением воды, которая эту эволюцию и создала путем непрерывного растворения одних минералов и образования новых с одновременным изменением состава воды [11]. Мы выявили и силу, определяющую эволюцию, которую искал еще Ж.-Б. Ламарк. Оказалось, что такой силой является внутреннее свойство воды – способность растворять все природные соединения и формировать новые [14].

Действительно, всем известно, что диэлектрическая постоянная воды при 25°C равна 81. Это значит, что сила связи разноименных ионов или других частиц, которая имеет место в любом твердом веществе, после помещения последнего в водный раствор уменьшается в 81 раз. Следовательно, сам факт попадания твёрдого тела в водный раствор приводит к появлению силы, которая резко ослабляет и разрывает связи ионов между собой в твердом теле и способствует их переходу в раствор. В настоящее время выявлена

и физическая природа этой силы, которая состоит в следующем. Жидкая вода, даже абсолютно чистая, согласно квантово-механическим законам является термодинамически неравновесной системой, состоящей из молекул, ионов, атомов, радикалов и других частиц. Неравновесность приводит к непрерывной перестройке структуры воды и протеканию многочисленных колебательно-неравновесных реакций. При этом выделяющаяся энергия не рассеивается полностью в пространстве, как думали раньше, а запасается в энергии межатомных и межмолекулярных связей. Благодаря этой энергии молекулы жидкой воды деформируются: уменьшаются полярный угол между связями О–Н и длина этих связей относительно воды в газовой фазе. Это приводит к перестройке структуры колебательных и вращательных уровней молекул H_2O и соответственно к их переходу в колебательно-возбужденное состояние [8].

Вследствие постоянных переходов молекул из одного возбужденного состояния в другое в жидкой воде образуются фотоны света от инфракрасного до ультрафиолетового диапазона, которые практически резонансно поглощаются теми же молекулами H_2O , и таким образом осуществляется перераспределение запасенной колебательной энергии по всему объему воды. Говоря иначе, в этих процессах сами молекулы воды выступают в качестве топлива, но «закон сохранения энергии не нарушается, поскольку происходит перераспределение энергии между всеми степенями свободы частиц: электронными, колебательными, вращательными, поступательными и связями между ними» [8. С. 10]. Исходя из этого, Ю.П. Рассадкин приходит к важному выводу о том, что ведущей силой растворения солей в жидкой воде является *«облучение ионных кристаллических решеток квантами света, излучаемыми молекулами H_2O , поглощение которых молекулами и атомами кристаллов приводит к уменьшению их коэффициента поляризации и, как следствие – к резкому снижению энергии дисперсионных связей между атомами решетки»* [С. 447].

Таким образом, между водным раствором и твердым телом всегда имеется энергетический барьер, или сила, которая заставляет воду растворять твердое вещество и формировать новое, включая и то, которого ранее на планете не было. Сила, определяющая растворение твердых тел водой, является внутренней и не зависит ни от каких внешних факторов. Принципиально важно, что в природе нет других сил, которые могли бы остановить процесс растворения, поскольку он составляет сущность этой системы, её внутреннее свойство, без которого она не может существовать. Вода растворяет горные породы не только потому, что они – твердое тело, а главным образом потому, что структура воды несовместима со строением этих пород [12].

Именно особенности внутренней структуры воды определили сущность и характер абиогенной эволюции минерального вещества. Неравновесность воды с базальтами явилась тем спусковым механизмом, который определил эту эволюцию. При этом движущей силой ее выступает энергия межмолекулярных связей в воде. Поэтому противоречие воды с базальтами является

базовым, определившим начало глобальной эволюции, поскольку оно обусловлено разными генетическими особенностями составляющих эту систему.

Главной причиной эволюции, по нашим данным выступает равновесно-неравновесное состояние системы вода–базальты, главным фактором – время, управляющим параметром – состав воды, термодинамической переменной – разность констант реакций растворяющихся и образующихся минералов, движущей силой – облучение растворяемых водой кристаллических и аморфных решеток минералов квантами света, излучаемыми молекулами воды, источником необходимой энергии – запасенная в воде энергия межатомных и межмолекулярных связей [14].

Неравновесность и необратимость играют и еще одну важную роль: они являются основой становления упорядоченности, причиной структурогенеза и эволюции системы в целом. Неравновесность – движущая сила эволюции, которая приводит к изменению необратимых потоков энергии (и вещества), возникающих при стремлении к равновесию эволюционирующих открытых систем. Более того, именно неравновесные системы обладают свойством самоорганизации, которая приводит к переходу от хаоса к порядку, образованию новых диссипативных структур в открытых нелинейных средах [15]. Поэтому путь к сложному – это путь к нелинейным средам с новыми свойствами и более сложным спектром форм и структур. Такой путь возможен в системах, развивающихся вдали от равновесия и обладающих свойствами самоорганизации. Как уже отмечалось, такими свойствами обладает и система вода–порода.

Механизмы биогенного этапа эволюции

Переходя к проблеме связей эволюции живого с неживым, отметим, что живое не могло возникнуть из обычного камня, поскольку там для этого нет ни питания, ни «постельки для проживания». Понадобилось около 0,7–1 млрд лет для подготовки этих условий. Это и выполнила система вода–базальты. За это время на поверхности земли возникли разнообразные вторичные минеральные продукты – коры выветривания и не менее многочисленные геохимические типы воды, сформировались разные геохимические среды по солености, pH, Eh, содержанию различных форм и соединений химических элементов в воде, разные типы вод, включая физически связанные, которые отличаются иными термодинамическими свойствами.

Следовательно, живые системы с самого начала развивались в средах, созданных абиогенным путем, и поэтому они унаследовали основные механизмы эволюции косной материи. Действительно, все живое, как и косное, развивается в открытых стационарных системах, которые получают вещество и энергию из внешних сред. Такие системы всегда являются неравновесными и самоорганизующимися [6]. То вещество, которое потребляют живые организмы, неравновесно со средой живого и оно должно быть пере-

варено (растворено) прежде, чем примет участие в синтезе новых соединений. Иначе говоря, появившись в результате фотосинтеза, молекулы органического вещества оказались в той или иной водной среде, в которой уже шло формирование разных вторичных минералов, но эта среда была чужда для новых органических соединений, так как они с этой средой неравновесны. Поэтому начались процессы его растворения по механизму гидролиза и образования новых органических соединений, равновесных с конкретной средой. Поскольку геохимические среды были разные, формировавшиеся новые продукты тоже были разные. Следовательно, появление в абиогенной среде простых органических молекул типа CH_2O запустило новый гигантский процесс: формирование более сложных и более устойчивых применительно к конкретным условиям среды органических образований, которые постепенно привели к развитию новых многочисленных органических форм. Так, наряду с минеральными, вода стала формировать органические соединения, которые, усваивая растворенные в воде химические элементы, сформировали новый, более сложный тип органо-минеральных образований, равновесных с биогеохимической средой. И сегодня равновесие этих двух разных комплексов поддерживается через водный раствор. В этих условиях наиболее «мудрыми» оказались растения, которые изначально приспособились к составу готового природного раствора как питательного средства. При этом условия окружающей среды существенно не менялись: не среда приспосабливалась к новым условиям, а появившаяся органика перестраивалась к реальным условиям среды. Такое изменение происходило в условиях равновесно-неравновесного состояния системы вода-органическое вещество, в области, далёкой от равновесия. Таким путём и сегодня обеспечивается непрерывный синтез в водном растворе более сложных равновесных со средой органических соединений, что гарантирует их стабильность только в строго определённых биохимических средах.

Таким образом, растения получают солнечную энергию в процессе фотосинтеза, а питательные вещества – из воды, которая в свою очередь берет их из горных пород или атмосферы. Так организуется взаимодействие всех ведущих стихий окружающего мира: воды, породы, газов и органических соединений, на что обращал внимание еще В.И. Вернадский [2]. Но и здесь вода остается главным фактором внутренней эволюции так как она не только контролирует состав образующихся всех вторичных органических соединений, характер среды, энергетическое состояние системы, направленность эволюции и т.д., но и регулирует взаимоотношения двух систем вода–порода и вода–органическое вещество, т.е. одной – мертвой, другой – живой.

Животные, в отличие от растений, питаются не только водой, но и растительной и мясной пищей, которая также неравновесна со средой живого организма и не может усваиваться без предварительной подготовки. Для перевода принимаемой пищи в растворенное состояние у животных имеется специальная система – желудочно-кишечный тракт. Только в растворённом

состоянии ионы и молекулы поступают непосредственно в организм, у теплокровных животных – в кровь. В конечном счете, любой живой организм непрерывно получает пищу в растворённом виде. Увеличение концентрации в водной среде организма поступающих из внешней среды соединений обеспечивает образование зародышей многочисленных сложнейших органических веществ в строгом соответствии с законами термодинамики. И здесь главным фактором выступает состав раствора, а все формирующиеся в этих условиях вторичные образования равновесны со средой, в которой рождаются, и потому остаются устойчивыми в течение достаточно длительного времени.

Итак, во всех главных системах (царствах) мира – минеральной, растительной, животной и человека – действуют одни и те же принципы эволюции, обусловленные одними причинами и механизмами. Эти системы развиваются только в водной среде при химическом участии молекул воды в равновесно-неравновесных внутренне противоречивых условиях, далеких от равновесия. Вода всегда растворяет одни исходные соединения (горные породы, органические вещества растений и животных, газы) и формирует новые, включая такие, которых на планете ранее не было. Механизм растворения также одинаков – это гидролиз.

Соответственно, истоки эволюции живой материи тоже связаны с водным раствором, но более сложным по составу относительно минерального мира. Но эта сложность – результат эволюции, начавшейся в минеральном царстве, ключевым фактором которой выступает растворение водой одних соединений и формирование других, более устойчивых в возникающих новых средах. *Превращение одного твёрдого соединения в результате растворения и осаждения в другое – главный механизм эволюции, который непрерывно перестраивает существующий мир и создает новый, более сложный.*

Общность эволюции живой и неживой материи

Итак, в живых и неживых системах нашей планеты механизмы любой эволюции определяет вода. В условиях непрерывного взаимодействия воды с органическими и минеральными соединениями химические элементы в водном растворе быстро перераспределяются по всему её объёму и получают принципиально новые возможности для взаимодействия с другими его элементами, ионами, комплексами, что ведёт к формированию разнообразных молекулярных ансамблей и ассоциаций, включая принципиально новые. Все привычные нам сегодня органические и неорганические соединения когда-то были первыми и новыми. И в наше время их образование продолжается.

Начало любого природного вторичного продукта обусловлено поступающими в раствор элементов из уже существующих соединений. В воде элементы, атомы, молекулы из разных источников имеют возможность встречаться и объединяться в новые ансамбли будучи еще в растворенном виде.

Но по мере их роста, увеличения объёма и веса в благоприятной среде они трансформируются в зародыши твёрдой фазы. Современная техника позволяет под микроскопом увидеть такие нано-соединения. В качестве примера на рис. 2 показаны оксиды железа, обнаруженные в чистых питьевых водах в районе г. Вашингтона [18].

Таким образом, любое «свидание» ионов в растворе при благоприятных термодинамических условиях заканчивается возникновением новых соединений. Поскольку таких "свиданий" много, то они обеспечивают рождение новой среды и, соответственно, нового мира, который есть результат взаимодействия ионов, атомов, молекул в благоприятном для этого водном растворе.

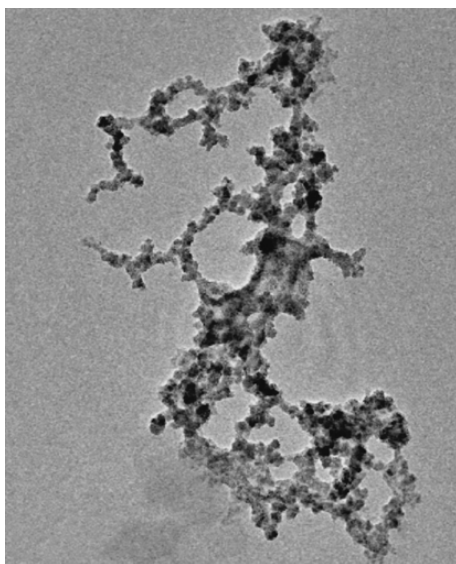


Рис. 2. Наночастицы оксидов железа, найденные в питьевых водах района, Вашингтон, США

Рождённые в водном растворе вторичные образования появились потому, что для них сложились благоприятные условия, которые гармонируют с ними по всем параметрам – структуре, составу, строению, физическим, химическим, биохимическим свойствам. Сформировавшиеся вторичные продукты существуют до тех пор, пока сохраняется породившая их среда. В свою очередь, такая среда будет поддерживаться, если взаимодействие в системе вода–порода–газ–органическое вещество происходит при тех же параметрах, которые обеспечили появление вторичного продукта. Только в случае равновесия со средой его объём непрерывно будет расти, захватывать окружающее пространство и оставаться стабильным и стойким в изменяющемся внешнем мире.

Согласованность параметров окружающей среды и нового соединения – залог их устойчивости, которая могла возникнуть только в открытой системе, в изолированном и ограниченном пространстве, в котором процессы, создавшие их, стабилизированы: обеспечено строгое динамическое и химическое равновесие, существенно не меняются скорость поступления и количество воды в системе, растворяется близкое количество минералов, газов, органических веществ, стабильно формируются новые вторичные продукты и т.д. Меняется только одно – состав воды, которая продолжает накапливать те химические элементы, которые не достигли равновесия ни с одной из твёрдых фаз. Это обстоятельство приводит к тому, что характер твёрдой фазы со временем меняется и появляется очередная дочерняя система иного состава, структуры, строения. Это и есть механизм глобальной эволюции, характер которой со временем меняется.

Целенаправленное преобразование мира (неживого и живого), которое началось с появлением воды и которое до сих пор только набирает обороты, не могло быть случайным, поскольку зиждется оно на фундаментальных законах мироздания. В этом грандиозном шоу нет места случайностям, а есть строго выверенное поступательное движение, укладывающее кирпичики мироздания в строгом соответствии с внутренней структурой возникающих соединений и их ансамблей.

Эволюция жизни, как и любая другая, потому и возможна, что в ней нет случайностей, которые ведут не к порядку, а к хаосу. Ни одно соединение в растворе (ион, ионная пара, комплекс) не может появиться случайно, вне законов термодинамики. Это касается и любого вторичного минерала, геохимического типа воды, гидрогенно-минерального комплекса, живого существа, всех его органов и жизни в целом.

При таком подходе, вопреки взглядам Р. Докинза и многих других биологов, эволюция не является исключительным, произошедшим только один раз на Земле, и тем более во всей Вселенной благодаря случайному стечению многих обстоятельств событием. Эволюция предрешена естественными причинами – появлением воды, взаимодействием которой с базальтами является не случайным, а строго закономерным, обусловленным фундаментальными законами термодинамики, по которым развивается система вода–порода. Формирование вторичных минералов в строгом соответствии с геохимической средой, с её термодинамическими параметрами обусловлено внутренней сущностью развития этой системы вне зависимости от каких-либо внешних факторов. Однажды начавшись, этот процесс продолжается уже в течение 4,5 млрд лет исключительно стабильно, так как базируется на фундаментальных законах мироздания.

Абиогенная эволюция подготовила почву для возникновения и эволюции жизни, которая, в свою очередь, не только унаследовала основные механизмы геологической эволюции, но и создала множество принципиально новых, ещё более сложных соединений и процессов, таких как репликация, клетка, движение, зрение, сознание, мозг и т.д. Лестница жизни строилась,

непрерывно усложняясь, но сохраняя исходные базовые позиции, определяемые глубоким антагонизмом между водным раствором и базальтами, позже унаследованной системой вода–органическое вещество [14].

Все сказанное показывает, что глобальная эволюция в первом приближении состоит как минимум из 3 этапов (рис. 3). На первом этапе она определяется взаимодействием воды с горными породами, преимущественно базальтами (ветвь А), на втором добавляется взаимодействие с продуктами фотосинтеза (ветвь В), на третьем – взаимодействие с возникшей более сложной органикой (белками, углеводами, жирами и др.) (ветвь С). На всех этапах эволюции ведущим компонентом сохраняется вода, но разного состава. И взаимодействует она со все более сложными соединениями, ею созданными. Следовательно, эволюция вещества на Земле является результатом непрерывного усложнения состава, прежде всего воды и водной среды, которые обеспечивают постепенное усложнение и всех вторичных продуктов.

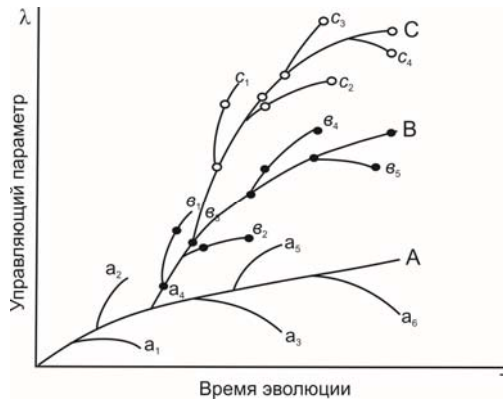


Рис. 3. Схема последовательного усложнения состава водного раствора в ходе глобальной эволюции. Материнские системы: А – вода – породы; В – вода – растения; С – вода – животные дочерние системы: $a_1 - a_n$ – ветви А; $b_1 - b_n$ – ветви В; $c_1 - c_n$ – ветви С

Нелинейность, неравновесность, необратимость, открытость рассматриваемых нами систем обеспечили их самоорганизацию и непрерывность усложнения, которое выступает центральным мотивом всего процесса прогрессивной эволюции нашей планеты. Механизмы сборки сложного, цепные реакции усложнения, принципы создания сложных структур из простых, природа направленности эволюционных процессов к усложнению и т.д. имеют место в косных, биокосных, клеточных, живых, социальных и других системах [6]. При этом главным компонентом, который объединяет все эти системы, является вода, контролирующая ключевую стадию эволюции – рождение новых соединений. Именно вода является связующим звеном живой и неживой материи. Обнаружение единого связующего звена косной, биокосной и биогенной материи, преемственности в их

развитии, которые ранее казались невозможными, открывает принципиально новые пути познания окружающего мира, механизмов его постоянного усложнения. Все эти процессы развиваются в первую очередь в зоне гипергенеза.

Заключение

Зона гипергенеза – арена непрерывных преобразований всех минеральных и органических веществ. Если же на эту зону смотреть шире, то и социальных. Более того, с этой зоной связана и ноосфера. Такое её разнообразие и определило огромное количество разных наук, которые изучают эту зону. В этой ситуации особенно важно разобраться в характере связей, которые имеют место между разными объектами, процессами, факторами, средами и т.д. Научной базой для этого является учение о глобальной эволюции, которое расставляет по своим местам все силы, механизмы, процессы, управляющие этим самым грандиозным явлением на нашей планете. Все это и помогает глубже понять существующие связи между разными науками, изучающими не только зону гипергенеза, но и весь окружающий мир. Поэтому учение об эволюции служит базой для интеграции разных наук, которая нас ожидает в ближайшее время.

Литература

1. Алексеев В.А., Рыженко Б.Н., Шварцев С.Л., Зверев В.П., Букаты М.Б., Мироненко М.В., Чарыкова М.В., Чудаев О.В. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода–порода. Т. 1. Система вода–порода в земной коре: взаимодействие, кинетика, равновесие, моделирование. Новосибирск : Изд. СО РАН, 2005. 244 с.
2. Вернадский В.И. История природных вод. М. : Наука, 2003. 751 с.
3. Докинз Р. Самое грандиозное шоу на Земле. Доказательства эволюции. М.: Астрель; Согрус, 2013. 496 с.
4. Кунин Е. Логика случая: О природе и происхождении биологической эволюции. М.: Центрполиграф, 2014. 1338 с.
5. Николис Г., Пригожин И. Самоорганизация в неравновесных системах. М. : Мир, 1979. 512 с.
6. Николис Г., Пригожин И. Познавание сложного. М. : Мир, 1990. 342 с.
7. Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. Новый диалог человека с природой / пер. с англ. 4-е изд. М. : УРСС, 2003. 312 с.
8. Рассадкин Ю.П. Вода обыкновенная и необыкновенная. М. : Галерея СТО, 2008. 840 с.
9. Хаин В.Е. Взаимодействие атмосферы, биосферы и литосферы – важнейший процесс в развитии Земли // Вестник РАН. Т. 77, № 9. 2007. С. 794–797.
10. Шварцев С.Л. Фундаментальные механизмы взаимодействия в системе вода – горная порода и ее внутренняя геологическая эволюция // Литосфера. 2008. № 6. С. 3–24.
11. Шварцев С.Л. С чего началась глобальная эволюция? // Вестник РАН. 2010. № 3. С. 235–244.
12. Шварцев С.Л. Внутренняя эволюция геологической системы вода–порода // Вестник РАН. 2012. № 3. С. 242–251.
13. Шварцев С.Л. Вода как главный фактор глобальной эволюции // Вестник РАН. 2013. Т. 83, № 2. С. 124–131.

14. Шварцев С.Л. Основное противоречие, определившее механизмы и направленность глобальной эволюции // Вестник РАН. 2015. Т. 85, № 7. С. 632–642.
15. Шварцев С.Л., Рыженко Б.Н., Алексеев В.А., Дутова Е.М., Кондратьева И.А., Копылова Ю.Г., Лепокурова О.Е. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода–порода. Т. 2. Система вода–порода в условиях зоны гипергенеза. Новосибирск : СО РАН, 2007. 389 с.
16. Lovelock J. Living planet // *Geoscientist*. 2006. V. 16. № 10. P. 1060–1064.
17. Shvartsev S.L. Geochemistry of fresh groundwater in the main landscape zones of the earth // *Geochem. Intern.* 2008. V. 46, № 13. P. 1285–1398.
18. Wigginton N.S., Haus K.L., Hochella M.F. Aquatic environmental nanoparticles // *J. of Environ. Monitoring*. 2007. V. 9, № 12. P. 1306–1316.

Автор:

Шварцев Степан Львович, доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Томского политехнического университета, директор Томского филиала Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Томск, Россия.

E-mail: tomsk@ipgg.sbras.ru

Geosphere Research, 2016, 1, 66–84. DOI: 10.17223/25421379/1/6

S.L. Shvartsev

*Tomsk Branch of Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics,
Siberian Division of Russian Academy of Sciences,
National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia*

**IMPERATIVE MECHANISMS OF FORMATION OF THE SECONDARY
PRODUCTS IN THE HYPERGENESIS ZONE: COMMONALITY AND RE-
LATION OF THEIR ORIGIN**

It is shown in the paper that main processes of the global evolution began with water–basalts interaction in the upper part of the Earth crust. The contradictory equilibrium-non-equilibrium system has appeared, which is able to develop eternally by strict thermodynamics laws in spite of any external factors. Herein, water acts as a main factor in system transformation. After photosynthesis appeared, the organic substances got into different geochemical environments created by water–basalts interaction. That defined their further transformation in a way similar to the one that ensured rock evolution. In this case, the common denominator between inert substances and non-living material is water, which controls the main stage of evolution in geological and biological systems, which is formation of fundamentally new compounds. Further, it is shown that abiotic evolution paved the way for initiation and evolution of life, which in turn not only inherited the main geological evolution mechanisms but also created a variety of fundamentally new and more complex compounds and processes such as replication, cells, etc. The global evolution at a first approximation consists of three stages. At the first stage, it was determined by the interaction of water with rocks, essentially with basalts, at the second stage the interaction with photosynthesis products was added, at the third one the interaction with resultant more complex organic matter (proteins, carbohydrates, fats and etc.) took place.

A fundamental component of evolution at all the stages remained water, but water with different chemical composition. Moreover, water interacts with increasingly complex compounds created by it. Non-linearity, non-equilibrium state, irreversibility and openness of these

systems provided their self-organization and continuous complication, which is the main motive of entire progressive evolution process of our planet. Construction mechanisms of complex compounds take place in inert substances, non-living material, cellulite, alive, social and other systems. Detecting one denominator between inert substances, non-living material and biogenesis matter, and succession/continuity in their development, which seemed to be impossible before, opens fundamentally new ways for learning the world.

Keywords: *supergene zone, the global evolution, thermodynamic equilibrium, Hydrogeochemistry, secondary mineral formation, the system water–rock, dissolving, groundwater.*

References

1. Alekseev V.A., Ryzhenko B.N., Shvartsev S.L., Zverev V.P., Bukaty M.B., Mironenko M.V., Chary'kova M.V., Chudaev O.V. *Geologicheskaya evolyutsiya i samoorganizatsiya sistemy voda–poroda. T. 1. Sistema voda–poroda v zemnoy kore: vzaimodeystvie, kinetika, ravnovesie, modelirovanie* [Geologic evolution and self-organization of the water–rock system. V.1. The water–rock system in the Earth's crust: Interaction, kinetics, equilibrium and modeling]. Novosibirsk: SB RAS Publ., 2005. 244 p. In Russian.
2. Vernadsky V.I. *Istoriya prirodnikh vod* [History of natural waters]. Moscow: Nauka, 2003. 751 p. In Russian.
3. Dawkins R. The greatest show on earth the evidence for evolution. Free Press. Transworld, 2009. 470 p.
4. Koonin E.V. The logic of chance. The nature and origin of biological evolution. New Jersey: FT Press Sci, 2011. 528 p.
5. Nicolis G., Prigogine I. Self-organization in nonequilibrium systems. New York: John Wiley and Sons, 1977. 303 p.
6. Nicolis G., Prigogine I. Exploring complexity. An introduction. San-Francisco: Freeman, 1989. № 6. V. 106. pp. 467–482.
7. Prigogine I, Stengers I. Order out of chaos Mains new dialogue with nature. London: Heinemann, 1984. 432 p.
8. Rassadkin Yu.P. *Voda obyknovennaya i neobyknovennaya* [Water usual and unusual]. Moscow: Galereya STO, 2008. 840 p. In Russian.
9. Khain V.E. The interaction between the atmosphere, the biosphere, and the lithosphere is the most important process in the earth's development // Herald of the Russian Academy of Sciences. 2007. № 5.V. 77. pp. 470–473.
10. Shvartsev S.L. *Fundamental'nye mekhanizmy vzaimodeystviya v sisteme voda – gornaya poroda i ee vnutrennyaya geologicheskaya evolyutsiya* [Fundamental mechanisms of interaction in the water rock system and its interior geological evolution] // Lithosphere. 2008. №6. pp. 3–24. In Russian.
11. Shvartsev S.L. Where did global evolution begin? // Herald of the Russian Academy of Sciences. 2010. V. 80. № 2. pp. 235–244.
12. Shvartsev S.L. The internal evolution of the water–rock geological system // Herald of the Russian Academy of Sciences. 2012. V. 82. № 2. pp. 134–142.
13. Shvartsev S.L. Water as the main factor of global evolution. // Herald of the Russian Academy of Sciences. 2013. V. 83. № 1. pp. 78–85.
14. Shvartsev S.L. The basic contradiction that predetermined the mechanisms and vector of global evolution // Herald of the Russian Academy of Sciences. 2015. V. 85. № 4. pp. 342–351.
15. Shvartsev S.L., Rizhenko B.N., Alekseev V.A., Dutova E.M., Kondratiev I.A., Kopylova Y.G., Lepokurova O.E. *Geologicheskaya evolyutsiya i samoorganizatsiya sistemy voda–poroda. t.2. Sistema voda–poroda v usloviyakh zony gipergeneza* [Geological

- evolution and self-organization of the system water–rock. V. 2. The system water–rock under the supergene zone]. Novosibirsk: SB RAN, 2007. 389 p. In Russian.
16. Lovelock J. Living planet // *Geoscientist*. 2006. V. 16. № 10. pp. 1060–1064.
17. Shvartsev S.L. Geochemistry of fresh groundwater in the main landscape zones of the earth. // *Geochem. Intern.* 2008. V. 46. № 13. pp. 1285–1398.
18. Wigginton N.S., Haus K.L., Hochella M.F. Aquatic environmental nanoparticles // *J. of Environ. Monitoring*. 2007. V. 9. № 12. pp. 1306–1316.

Author:

Shvartsev Stepan L., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Department of Hydrogeology, Engineering Geology and Hydrogeoecology, Tomsk Polytechnic University, Director of Tomsk Branch of Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Tomsk, Russia.
E-mail: tomsk@ipgg.sbras.ru

ПЕТРОЛОГИЯ

УДК 552.323.5 (52)

DOI: 10.17223/25421379/1/7

¹А.М. Сугоракова, ²А.В. Никифоров

¹ТувИКОПР СО РАН, Кызыл, Россия

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ РАННЕДЕВОНСКОГО РИФТОГЕННОГО ТУВИНСКОГО ПРОГИБА

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ
(Проекты № 06–05–64235, 07–05–00601, 10–05–00796, 13–05–00181).

Приведены данные о содержании петрогенных, редких и редкоземельных элементов, а также результаты изотопных исследований (Rb-Sr, Sm-Nd) базитовой части в девонских магматических ассоциациях Тувинского прогиба, формирование которого было сопряжено с рифтогенезом в тыловой части девонской континентальной окраины среднепалеозойского Северо-Азиатского континента. По петрогеохимическим признакам и изотопным характеристикам выделены две группы пород, которые предполагают наличие некоей зональности по участию мантийных источников и степени плавления мантийного материала. В целом же базиты Тувинского прогиба обладают низкой щёлочностью, низкой степенью фракционирования R3Э, глубоким Ta-Nb минимумом, зональностью по источникам расплавов. По этим характеристикам они ближе к нижнедевонским вулканическим зонам Северо-Западной Монголии, чем к нижнедевонским вулканитам Минусинских прогибов и Вилуйского рифта.

Ключевые слова: Тувинский рифтогенный прогиб, вулканизм, базиты, мантийные источники, геохимия и изотопия.

Территория Центральной Азии на протяжении фанерозоя неоднократно вовлекалась в процессы внутриплитной активности [8], в результате чего здесь возникли системы рифтов и авлакогенов, рои даек, пояса массивов щелочных пород, поля карбонатитов, базальтовые лавовые плато и реки. Одним из ярких проявлений подобной активности стало формирование на территории Алтае-Саянской внутриплитной области среднепалеозойского Тувинского прогиба рифтогенного заложения, в дальнейшем развивавшегося в режиме авлакогена. Образование прогиба сопровождалось интенсивным магматизмом, варьирующим по составу от базитов до кислых пород. Ряд важных проблем, затрагивающих фундаментальные особенности развития магматизма Тувинского прогиба, пока остаётся нерешённым. К их числу относятся оценка состава источников магматизма, причины смены и эволюции состава магматических расплавов во времени и пространстве, а также выяснение геодинамических механизмов, обусловив-

ших магматическую деятельность и образование прогиба. Для получения ответов на эти вопросы было проведено изучение индикаторных в отношении внутриплитной активности магматических комплексов – базальтов ранних стадий формирования прогиба и дайковых поясов, фиксирующих крупноамплитудные растяжения при образовании прогиба.

Ряд работ, посвященных изучению раннедевонского вулканизма Центральной Азии, выполненных в последние 20 лет, проведены на территориях Северо-Западной Монголии, Минусинского прогиба, Вилуйского рифта [1, 2, 4]. Среди многочисленных среднепалеозойских грабенов по юго-западному обрамлению Сибирского кратона Тувинский прогиб остается наименее изученным.

Геологическая позиция и внутреннее строение Тувинского прогиба

Соприкосновение Сибирского кратона и Центрально-Азиатского каледонского суперконтинента, произошедшее к раннему девону вдоль трансформной границы, привело, вероятно, к образованию серии расколов-сдвигов в пределах суперконтинента. По некоторым из них сформировалась Тувинская рифтогенная система, сопровождавшаяся бимодальным вулканизмом. Она включает в себя собственно Тувинский прогиб, Дерзигско-Сайлыгский грабен, а также более мелкие впадины – Хемчикскую, Хонделенскую, Кызылтайгинскую и др. (рис. 1). Сдвиговый элемент выражен в форме Тувинского прогиба в виде серии узких выступов вдоль северного обрамления прогиба (Аянгаты – Шуй, Бажын-Алак, Уюк) и южного обрамления (Деспен – Самагалтай, Улуг-Шанган, Дерзиг – Сайлыг). В дальнейшем прогиб развивался в режиме авлакогена, заполняемого средне-верхнедевонскими, карбоновыми и юрскими осадочными отложениями.

На основании различий в разрезах девонских отложений, включая изменение их состава, мощностей, наличие перерывов, а также некоторые структурные признаки, в пределах Тувинского прогиба выделяются три структурно-фациальных зоны – Западно-Таннуольская, Улугхемская и Уюкская, отделённые друг от друга крупными поперечно-диагональными разломами [3].

Западно-Таннуольская зона длиной до 250 км и шириной до 80 км, почти целиком занимающая хр. Западный Танну-Ола, является наиболее прогнутой частью Тувинского прогиба и характеризуется мощным разрезом девона (до 10 км). В строении зоны большую роль играют разрывные нарушения, разбивающие её на множество разновеликих блоков. Проявлены разрывы преимущественно в нижне-среднедевонских отложениях, а менее нарушенные верхнедевонско-карбоновые образования образуют относительно целые синклиналильные структуры внутри блоков. Дизъюнктивные деформации обусловлены, главным образом, инверсией рифта, имевшей место в среднем девоне и перед ранним карбоном. Палеовулканологические реконструкции показывают, что накопление лавовых толщ проис-

ходило в лагунных мелководных условиях или на выровненных участках островной суши. Мощность лавовых потоков колеблется от первых метров до 10–20 м, протяжённость – до нескольких десятков километров.

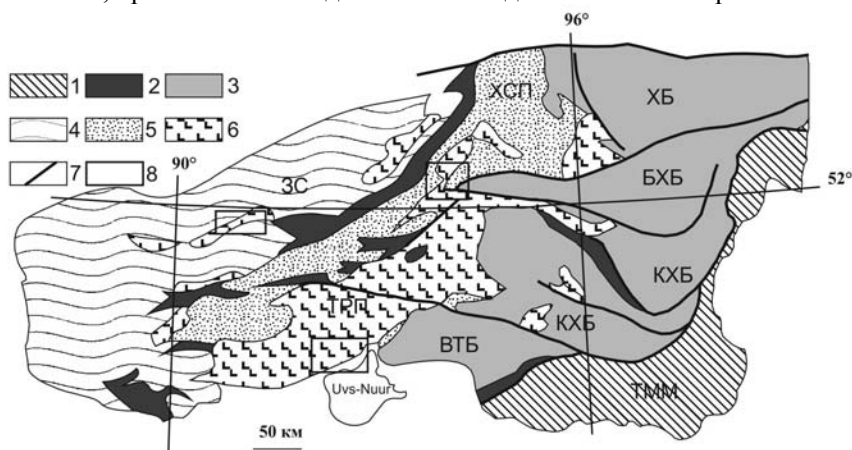


Рис. 1. Обзорная схема основных геологических структур Тувы:

- 1 – Тувино-Монгольский массив (ТММ); 2 – офиолитовые комплексы;
3 – Восточно-Тувинский пояс гранитоидных батолитов
(ВТБ – Восточно-Таннуольский, КХБ – Каахемский, БХБ – Бийхемский,
ХБ – Хамсаринский батолиты) с фрагментами венд-кембрийских островодужных
систем; 4 – Западно-Саянский (ЗС) турбидитовый бассейн (поздний кембрий – силур);
5 – Хемчикско-Сыстыгхемский (ХСП) молассовый прогиб (поздний кембрий – силур);
6 – Тувинский рифтогенный прогиб (ТРП, ранний девон – карбон); 7 – наиболее
крупные разломы; 8 – участки проведённых исследований: Западно-Таннуольская (ЗТ)
и Улугхемская (УХ) зоны

Улугхемская зона отделяется от Западно-Таннуольской системой разломов и занимает бассейны рек Улуг-Хем, Элегест, Баян-Кол площадью 60×70 км. Здесь, в отличие от Западно-Таннуольской зоны, разрез прогиба характеризуется обилием перерывов, меньшей мощностью девонских отложений, не превышающей 5,5–6 км, и их латеральной невыдержанностью.

Уюкская зона занимает площадь 50×70 км одноимённой котловины в бассейне р. Уюк. Прогиб в этой зоне сложен, главным образом, отложениями девона, а также, частично, нижнего карбона. При общей мощности разреза до 8 км мощность вулканогенно-осадочного нижнего девона превышает 3 км.

Нами изучались разрезы нижедевонских толщ Западно-Таннуольской (ЗТ) и Улугхемской (УХ) зон Тувинского прогиба (см. рис. 1), включающие платобазальтовые образования и дайковые пояса диабазов, базальтовых порфириров, риолитовых порфириров, которые пересекают осадочные породы ордовикского и силурийского возраста и фиксируют тем самым условия рифтогенного растяжения в основании прогиба. Вулканиты и дайковые пояса наблюдаются по окраинам Тувинского прогиба.

Западно-Таннуольская часть представлена Чаданским и Хондергейским дайковыми поясами, Баян-Тугайским и Кудукским полями платобазальтов на северном плече Тувинского прогиба. Восточная часть (Улугхемская зона) представлена вулканогенным разрезом севернее пос. Хову-Аксы (гора Онгача) на южном плече рифта, а также разрезами вдоль левобережья (гора Берт-Даг) и правобережья (гора Кулбус-Даш) р. Енисей на северном плече Тувинского прогиба. Все изученные разрезы, считающиеся нижедевонской кендейской свитой, в верхних частях содержат кислые породы – риолиты и риолитовые порфиры в виде сложных вулканических построек и штоков. Расстояние между западными и восточными объектами исследований ~150 км.

Чаданский дайковый пояс расположен на левобережье низовий р. Хондергей среди силурийских терригенно-карбонатных отложений. Пояс шириной ~10 км и длиной до 40 км имеет общее субширотное простираение, параллельное границам прогиба. Дайки заполняют почти непрерывную сеть параллельных левосдвинутых разломов. Они имеют мощность от 3–4 до 8–10 м, протяжённость от нескольких сотен метров до 3 км и сложены афировыми и порфиroidными базальтами с ярко выраженной шаровой отдельностью. Шары отдельности размером от 10 до 50–60 см, имеют скорлуповатое строение. На восточном продолжении Чаданского дайкового пояса расположено Баян-Тугайское поле платобазальтов, залегающее на силурийских толщах и протягивающееся более чем на 30 км.

Хондергейский дайковый пояс начинается в 10 км южнее Чаданского пояса, но, в отличие от последнего, имеет преимущественно субмеридиональное простираение даек. Непосредственные взаимоотношения между субширотными и субмеридиональными дайковыми поясами не установлены. Хондергейский пояс занимает площадь ~20 × 30 км среди ордовик-силурийских отложений. Мощность даек изменяется от 1–2 до 15 м, протяжённость – от 20–30 до 1500 м. Шаровая отдельность проявлена слабо и лишь вдоль контактов. Мелкие дайки обычно сближены с расстоянием между ними 15–30 м. Крупные дайки часто удалены друг от друга, хотя иногда могут сопровождаться мелкими дайками.

В полях платобазальтов участков Баян-Тугай, Кулбус-Даш, Берт-Даг, Он-Кажа, Кара-Суг лавовые потоки мощностью 2–6 м залегают на силурийских известняках-ракушечниках без видимых угловых несогласий, образуя в современном рельефе наклонное плато протяжённостью от нескольких до десятков километров. Между потоками наблюдаются линзы и прослои красноцветных песчаников и алевролитов, элементы залегания которых совпадают с залеганием нижележащих силурийских отложений. В основании базальтового плато часто наблюдаются гиадокластиты и лахары, свидетельствующие об излияниях в водную среду. Через 200–250 м вверх по разрезу лавовой толщи в её составе возрастает доля терригенного материала, появляются прослои сероцветных пород. Вулканы представлены массивными и миндалекаменными, порфиroidными и афировыми разностями преимущественно базальтов, редко – андезитов, и

их лавобрекчиями. С платобазальтами пространственно ассоциируют вулканические куполовидные постройки, штоки кислого состава размером от 150×150 м до 1–3 км, типовые образования которых наблюдаются на участках гор Кулбус-Даш, Берт-Даг, рек Хуле, Кадвой и др. Кислые породы представлены кварцевыми гранит-порфирами, флюидалными риолит-порфирами, лавобрекчиями, игнимбритами. Некоторые купола образуют довольно простые штоки со скорлуповатым строением, другие имеют сложное строение с проявлениями брекчий взрыва, сольфатарной деятельности.

Также нами изучены и опробованы девонские вулканогенно-осадочные толщи южной приграничной с Монголией части Тувинского прогиба по рекам Кендей, Кадвой, Торгалыг и др. на тувинской и монгольской (ур. Кудук) сторонах. В отличие от других участков, вулканическое плато южной части прогиба подстилается нижнедевонскими красноцветными терригенными толщами, содержащими рои даек и силлов базитового состава и редкие дайки кислого состава. Далее разрезы представлены базальтовыми плато с прослоями терригенных отложений и прорывающими их вулканическими сооружениями (до 1–1,5 км) и штоками (200–300 м) кислых пород. Кислые породы несут обильные медьсодержащие баритовые, барит-кальцитовые жилы, яшмо-карбонатные желваковые стяжения.

По составленным картам и разрезам на участках ур. Кудук, р. Кадвой, г. Баян-Тугай, г. Он-Кажа, г. Кулбус-Даш, г. Берт-Даг, р. Кара-Суг, характеризующихся примерно одинаковой геологической ситуацией, установлен следующий обобщённый досреднедевонский разрез образований Тувинского прогиба: терригенные толщи силура и раннего девона, вмещающие базитовые дайковые пояса, → обширные базальтовые покровы с общей мощностью до 100–250 м → терригенные породы с покровами и силлами базальтов. Разрезы пронизаны цепочками штоков кислого состава до 200–300 м и (или) венчаются вулканическими сооружениями до 2–3 км в диаметре.

Методика исследований

Методы работы прежде всего опирались на планомерное геологическое картирование опорных участков с отбором проб для петрографических и изотопно-геохимических исследований. Аналитические исследования РФА, ICP-MS методами проводились в лабораториях ТГУ (Томск), ИГХ СО РАН (Иркутск). Изотопные исследования на Rb-Sr и Sm-Nd выполнены в ИГЕМ РАН А.В. Никифоровым.

Петрографическая и изотопно-геохимическая характеристика базитовых пород

Петрографическая характеристика. Базиты лав и даек по составу не различаются между собой и представлены тёмно-серыми, почти чёрными с

зеленоватым оттенком базальтами и андезито-базальтами, редко – андезитами. В центральной и южной части прогиба (Кара-Суг, Кадвой) встречаются гиалокластиты в основании лавовой толщи. Для даек характерна шаровая отдельность.

Базиты имеют массивные и миндалекаменные текстуры, афировые и порфировые структуры. Порфировые выделения размерами от 0,5–5 до 10 мм составляют обычно 5–15 %, иногда до 35% от объёма породы. Они представлены плагиоклазом, оливином, клинопироксеном. Плагиоклаз преобладает, он часто зональный, большей частью замещён вторичными минералами – серицитом, карбонатом, соссюритом, пелитовым веществом, альбитом, цеолитами. Оливин псевдоморфно замещён боулингитом. Наиболее свежие вкрапленники представлены редким клинопироксеном, тоже частично замещённым хлоритом и рудным веществом. Структура основной массы интерсертальная, пойкилоофитовая, офитовая, долеритовая, иногда гиалиновая. Это, как правило, реликтовые структуры, так как основная масса замещается вторичными минералами – хлоритом, карбонатом, серицитом, гидроокислами железа. По реликтам устанавливаются следующие первичные минералы: плагиоклаз, клинопироксен, оливин, титаномagnetит, ильменит, апатит, кварц, калиевый полевой шпат. Количество рудных минералов может достигать 10%. Миндалины могут быть очень обильными (до 30%) и разноразмерными (от 1 мм до 3–5 см), vyplнены чаще всего кварцем, агатом, реже – хлоритом, карбонатом.

Особенности химического состава. В петрогеохимических данных (табл. 1, 2) представлены разнофациальные проявления базитового рифтогенного магматизма – как покровные лавы, так и субвулканические тела (дайки, силлы, мелкие штоки). Содержание SiO_2 варьирует в широких пределах – от 43 до 62 мас. %, но 75% изученных пород попадают в диапазон 45–53 мас. %. На классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ преобладающая часть пород занимает область составов базальтов, значительно меньшая часть – области трахибазальтов, трахиандезитов, андезитов.

Таблица 1

Химический состав базитов Тувинского прогиба

№ обр.	Содержание компонентов, %										
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$\text{FeO}_{\text{общ.}}$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Σ
Участок Баян-Тугай											
ДВ 1/1	61,7	1,039	15,51	5,76	0,062	3,015	2,324	6,82	0,24	0,196	99,92
ДВ 1/2	62,64	0,8	15,25	5,63	0,078	3,22	1,788	5,36	1,04	0,163	100,17
ДВ 1/5	53,21	1,616	17,88	9,19	0,156	4,218	4,187	4,37	1,314	0,245	100,24
ДВ 1/6	52,79	1,439	18,9	9,98	0,368	3,9	2,112	7,11	0,348	0,179	100,14
ДВ 1/7	55,54	1,683	16,4	7,98	0,428	5,32	2,925	5,35	0,512	0,233	100,15
ДВ 1/9	49,46	2,525	15,28	14,12	0,872	4,318	6,277	4,34	0,636	0,28	100,16

Базитовый магматизм раннедевонского рифтогенного Тувинского прогиба

№ обр.	Содержание компонентов, %										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ.}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Σ
Перевал Чаа-Холь – Ишти-Хем											
ДВ 2/1	50,4	2,775	13,43	15,15	0,27	4,26	5,987	3,93	0,618	0,322	100,3
ДВ 2/2	46,53	3,877	12,66	16,09	0,384	5,341	8,067	3,58	0,702	0,645	100,27
Верховья р. Хондерегуй											
А 301	52,4	1,6	15,7	9,9	0,4	5,1	6,5	3,6	1,5	0,3	100,2
А 302	52,7	1,6	15,7	9,8	0,5	5,1	6,7	3,4	1,5	0,3	100,2
А 303	46,2	2,6	14,6	13,5	0,5	6,3	9,7	2,8	1,1	0,3	100,2
А 304	45,8	2,7	15	13,7	0,7	6,7	8	3,2	1,4	0,4	100,1
А 305	61,3	1,3	13,6	7,8	0,4	4	2,7	5,1	1,4	0,2	100,2
Чаданский субширотный дайковый пояс											
ДВ 6/1	52,68	2,166	15,59	11,49	0,117	3,783	3,318	5,94	0,321	0,23	100,06
ДВ 6/2	47,26	3,981	12,25	16,71	0,263	4,852	7,85	3,11	1,001	0,558	99,89
ДВ 6/3	49,11	3,069	12,12	16,6	0,299	3,393	8,258	3,05	0,753	1,389	100,21
ДВ 6/4	48,93	3,435	12,82	15,84	0,237	4,689	8,113	3,31	0,822	0,512	100,32
Чд 1	48,58	3,423	12,05	17,51	0,295	3,449	8,118	2,89	0,897	1,381	100,31
Чд 2	52,76	2,449	15,44	11,99	0,168	2,94	6,336	3,93	1,68	0,283	100,37
Чд 3	51,56	2,896	14,68	12,33	0,204	3,113	5,957	3,85	2,245	0,576	99,68
Чд 3 а	49,03	3,429	12,81	16,09	0,247	4,191	8,002	3,27	1,07	0,514	100,4
Чд 4	54,2	2,554	14,37	12,39	0,184	2,5	6,406	3,23	1,963	0,357	100,28
Чд 5	49,15	3,152	11,93	17	0,308	3,121	7,95	2,93	0,879	1,648	99,84
Чд 6	50,01	3,034	12,36	15,84	0,291	2,838	6,887	3,48	1,324	1,707	99,65
Чд 8	59,66	1,733	13,32	11,26	0,172	1,203	4,19	2,76	3,189	0,566	99,93
Чд 9	49,59	3,552	12,85	16,12	0,284	3,995	7,275	2,98	1,053	0,573	100,14
Хондерегуйский субмеридиональный дайковый пояс											
191-1	57,39	1,69	14,67	9,3	0,22	3,2	3,49	5,7	0,12	0,26	100,43
192	48,37	4,23	11,49	16,57	0,3	4,03	6,5	4	0,36	0,78	99,82
195	51,1	1,45	16,55	9,41	0,14	5,81	8,79	3,46	0,14	0,18	100,34
197	52,05	1,26	17,07	9,15	0,16	5,21	8,82	2,99	0,17	0,16	100,44
197-1	48,44	2,04	16,6	10,87	0,33	5,87	7,57	3,53	0,32	0,26	100,49
198	49,66	1,7	15,19	9,81	0,41	5,09	5,36	4,81	0,84	0,23	100,84
201	54,13	1,37	16,47	8,59	0,63	4,62	4,16	5,06	1,27	0,21	100,44
Участок Он-Кажа, Улугхемская зона											
ДВ 5/7	43,19	1,54	15,6	9,43	0,296	3,056	14,915	2,56	0,223	0,187	100,26
ДВ 5/10	46,1	1,635	16,57	12,26	0,203	4,723	11,304	3,03	0,383	0,2	100,1
ДВ 5/9	47,1	1,723	15,67	10,82	0,108	3,746	8,753	2,23	0,531	0,175	95,33
ДВ 5/2	47,59	0,98	15,52	10,42	0,167	4,603	12,025	2,28	0,16	0,109	100,22
ДВ 5/1	52,72	1,265	17,35	5,97	0,091	8,874	4,19	2,95	0,255	0,141	100,03
ДВ 5/11	54,17	2,002	13,81	11,66	0,243	3,521	7,613	3,39	0,667	0,28	100,1
ДВ 5/12	51,55	1,152	15,87	9,24	0,167	3,251	10,951	2,8	0,282	0,148	100,19
ДВ 5/15	51,93	1,325	16,06	9,84	0,19	6,012	9,823	2,92	0,221	0,145	100,11
ДВ 5/16	51,14	1,264	16,37	7,6	0,077	6,79	6,466	3,19	0,256	0,142	100,12

№ обр.	Содержание компонентов, %										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ.}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Σ
ДВ 5/19	51,05	1,486	17,25	10,37	0,148	4,694	9,359	3,31	0,342	0,165	100
<i>Участок Берт-Даг – Кулбус-Даш</i>											
ДВ 221	53,98	2,371	12,49	13,89	0,496	3,548	3,715	4,11	0,24	1,037	100,05
ДВ 224	43	1,141	16,55	7,57	0,199	2,883	17,175	2,68	0,164	0,098	100,33
ДВ 228	44,8	1,525	15,22	12,43	0,523	3,649	10,936	3,29	0,296	0,164	100,43
ДВ 229	51,32	1,843	16,49	11,19	0,492	4,735	8,418	3,65	0,346	0,172	100,19
ДВ 230	50,37	1,855	16,75	8,29	0,312	3,198	9,325	4,16	0,551	0,17	100,22
ДВ 232	54,22	0,946	16,31	7,4	0,665	3,802	6,921	4,08	1,707	0,172	100,13
ДВ 233	54,47	0,939	16,52	7,53	0,361	4,963	7,669	3,82	1,014	0,179	100,11
243	47,44	1,25	16,74	10,6	0,11	4,68	11,64	3,11	0,27	0,14	100,49
245	47,03	1,35	17,03	9,15	0,18	6,86	8,97	4,45	0,28	0,17	100,63
248	56,94	0,85	16,1	7,41	0,12	3,06	6,29	4,15	0,76	0,22	100,37
250	48,6	2,15	15,93	12,87	0,32	5,62	6,18	4,6	0,48	0,22	100,7
259	45,73	1,38	16,14	11,43	0,15	5,65	9,85	3,99	0,12	0,22	100,53
265	52,26	2,38	12,93	13,56	0,27	4,35	5,07	4,63	0,94	0,38	100,17
272	46,13	1,02	15,54	13	0,18	8,59	5,86	4,14	0,6	0,11	100,72
286	46,56	1,51	15,83	9,76	0,15	9,39	7,65	2,61	0,38	0,2	100,38
295	56,3	1,81	12,11	14,9	0,69	2,13	2,41	4,4	0,14	0,7	95,59
299	54,13	1,01	15,87	7,39	0,47	4,49	4,16	6,49	0,61	0,18	100,68
304	53,6	2,9	12,91	13,95	0,28	2,84	4,52	4,57	1,07	0,82	99,81

Примечание. Полу жирным шрифтом выделены дайки, простым – лавы.

Базиты Тувинского прогиба отвечают в различной степени дифференцированным расплавам. Значительную роль играло, по-видимому, фракционирование оливина, в результате которого содержание MgO в расплавах сократилось до 2–3 мас.% и соответственно понизилась величина Mg# до 0,16. Наиболее дифференцированные расплавы характерны для базитов Западно-Таннуольской (ЗТ) зоны (Mg# 0,16–0,34), менее дифференцированные – базитам Улугхемской (УХ) зоны (Mg# 0,35–0,73).

На петрогеохимических диаграммах наблюдаются положительные корреляции SiO₂ – (Na₂O+K₂O), Sr – K₂O, K₂O – TiO₂. На многих диаграммах (MgO – TiO₂, MgO – Al₂O₃, P₂O₅ – TiO₂, а также SiO₂ – MgO, CaO – Al₂O₃ (не показаны) явные корреляции не обнаруживаются, но везде на общем размытом фоне присутствует отчётливый собственный тренд базитов Чаданского дайкового пояса. По невысокому отношению Na₂O / K₂O (< 5) базиты ЗТ зоны чётко отличаются от низкокальциевых базитов УХ зоны, где это отношение составляет от 6 до 20.

Таблица 2

Редкоэлементный состав базитов Тувинского прогиба

Элементы	Состав исследованных образцов, ppm												
	ДВ 1/2	ДВ 6/1	ДВ 6/3	ДВ 6/4	А 301	А 304	ДВ 1/7	ДВ 1/9	ДВ 5/1 5	ДВ 5/1 9	ДВ 22 9	ДВ 5/1 1	ДВ 23 3
Li	58,42	35,99	20,85	20,30	76,83	72,68	73,48	41,08	11,26	16,48	8,23	4,41	20,43
Be	0,94	1,59	2,68	1,75	1,28	1,1	1,39	1,08	0,68	0,88	0,83	1,51	0,84
Sc	16,75	26,32	38,33	45,17	32,15	22,5	29,78	38,68	37,30	32,80	34,58	33,24	26,30
Ti	5199	13 846	19072	20 625	9858	14 601	10 847	16402	9054	10 270	11 749	12 615	5753
V	131,61	314,96	171,19	424,63	254,22	320,72	239,35	419,67	273,47	272,94	299,21	276,05	196,58
Cr	10,73	4,56	4,16	31,89	35,07	188,34	5,66	9,83	79,65	51,51	22,94	15,73	85,37
Co	15,90	34,59	29,48	42,03	35,09	44,96	41,95	43,41	43,99	44,95	42,95	47,84	36,47
Ni	9,36	3,85	2,80	18,95	33,11	104,3	14,51	9,72	68,69	48,45	30,89	27,85	72,42
Cu	3,69	18,32	10,73	23,48	5,40	80,19	21,14	1,43	43,20	41,91	1,54	80,95	6,15
Zn	90,27	151,81	193,70	144,02	786,69	812,32	656,20	1428,3	124,83	99,94	504,85	146,70	354,59
Ga	21,58	24,27	25,81	23,88	19,46		27,23	28,52	22,96	25,61	24,70	23,10	20,06
Rb	19,20	5,49	15,43	17,10	34,57	4,03	8,23	13,78	2,40	5,77	5,26	5,38	14,09
Sr	233,18	430,49	241,71	298,07	492,66	306,3	383,38	257,45	287,00	351,16	265,22	261,80	503,51
Y	35,40	36,06	130,15	73,99	45,43	31,68	43,33	55,31	35,63	40,49	35,96	62,68	19,97
Zr	172,90	180,24	909,58	492,99	218,32	204,63	223,35	182,22	120,31	152,20	143,46	270,26	110,10
Nb	6,11	9,04	16,34	9,96	5,19	8,51	7,32	8,09	2,36	3,15	3,53	5,12	3,85
Cs	1,49	0,63	0,80	0,19	2,24	3,36	0,99	1,30	0,29	0,44	0,29	0,16	0,16
K	8632	2656	6225	6806	12450	11620	4250	5279	1826	2822	2905	5644	8383
Ba	214,70	171,53	168,85	173,06	650,80	419,39	261,68	200,81	112,40	120,64	134,77	260,55	371,83
La	8,69	12,88	31,50	18,61	11,06	7,23	10,21	10,34	6,22	8,68	7,71	14,30	9,63
Ce	21,93	31,71	85,73	48,36	31,71	22,43	30,90	29,04	18,06	23,06	20,92	40,47	23,41
Pr	2,93	4,09	12,91	7,31	4,36	3,47	4,55	3,98	2,70	3,40	3,11	5,67	3,04
Nd	13,95	19,26	66,54	35,56	21,48	17,46	21,14	21,25	13,04	17,52	15,43	28,94	13,12
Sm	3,72	5,11	18,14	9,32	5,88	5,17	5,61	6,11	4,31	5,73	4,58	7,84	3,51
Eu	0,80	1,73	5,53	2,85	1,73	1,93	1,81	2,52	1,48	1,71	1,62	2,43	1,15
Gd	4,62	5,71	22,55	12,33	6,59	6,04	6,66	8,29	5,14	6,56	5,91	9,66	3,72
Tb	0,88	0,99	3,78	2,01	1,36	1,03	1,12	1,66	0,89	1,18	0,97	1,87	0,56
Dy	5,54	5,75	21,18	12,06	7,78	6,5	7,27	8,83	6,09	7,42	6,42	10,39	3,34
Ho	1,41	1,26	4,92	2,73	1,80	1,43	1,56	2,11	1,35	1,63	1,45	2,55	0,74
Er	4,24	3,68	13,05	7,21	5,05	3,85	4,95	6,07	4,08	4,91	4,25	7,55	2,11
Tm	0,71	0,59	2,03	1,25	0,73	0,57	0,67	0,92	0,70	0,77	0,65	1,09	0,30
Yb	3,94	3,14	11,48	7,19	4,21	3,47	4,37	5,20	3,84	4,70	3,96	6,19	1,70
Lu	0,68	0,50	1,86	1,00	0,67	0,53	0,70	0,82	0,58	0,64	0,58	1,08	0,24
Hf	4,98	4,52	14,45	8,44	5,13	4,83	5,48	5,67	3,62	4,93	4,30	7,78	2,74
Ta	0,43	0,51	1,01	0,58	0,36	0,64	0,40	0,50	0,15	0,21	0,22	0,37	0,18
Pb	2,65	5,03	4,43	6,28	12,48	49,41	13,65	6,40	4,30	2,19	3,54	6,99	4,03
Th	2,39	1,44	2,69	2,12	1,74	0,31	1,42	1,26	0,80	1,13	0,89	1,85	0,91
U	1,29	0,58	0,99	0,71	0,71	0,28	0,56	0,67	0,31	0,49	0,41	1,10	0,43
Σ REE	74,06	96,39	301,2	167,8	104,41	81,11	101,51	107,13	68,47	87,92	77,55	140,4	66,55
(La/Yb) _{PM}	1,5	2,8	1,9	1,8	1,8	1,4	1,6	1,4	1,1	1,3	1,3	1,3	3,9

Таким образом, по химическому составу базиты подразделяются на две группы: 1) высокотитанистые (TiO_2 1,7–4%), высокофосфористые (P_2O_5 0,4–1,7%), высококалиевые (K_2O 0,7–2,45%), низкоглинозёмистые (Al_2O_3 11,5–13%), низкомагнезиальные ($\text{Mg\#}$ 0,16–0,34), преобладающие в ЗТ зоне; 2) низкотитанистые, низкофосфористые, низкокалиевые, высокоглинозёмистые (Al_2O_3 14,5–18%), более высокомагнезиальные ($\text{Mg\#}$ 0,35–0,73), преобладающие в УХ зоне. В структурном плане низкотитанистые базиты распространены преимущественно в пределах прогиба (не считая Хондергейского дайкового пояса), а высокотитанистые – преимущественно

но на северном плече прогиба в пределах менее нарушенных ордовик-силурийских толщ. Хондергейский дайковый пояс развит в пространстве между собственно прогибом и его сдвиговой компонентой – Бажын-Алакским выступом, ослабленным расколами. Как считают N.T. Arndt и U. Christensen [9], внутри прогиба и на его плечах достигается разная степень плавления вещества ввиду разной степени нарушенности литосферы.

Геохимические характеристики базитов отражены в табл. 2 и на диаграммах (рис. 2). Спектры составов пород, нормализованных к составу примитивной мантии [13], практически идентичны по всему Тувинскому прогибу. Область составов базитов перекрывает линию составов OIB, при этом базиты ЗТ зоны обогащены всеми элементами относительно базитов УХ зоны. Все базиты обогащены Pb, U, Ba и относительно обеднены Ti, Rb, Th.

Присутствует ярко выраженная Ta-Nb отрицательная аномалия, при этом аномалия в УХ зоне гораздо более глубокая. Отношение $(\text{Tb} / \text{Yb})_{\text{Ch}} 1,1-1,7$ указывает на участие в их источнике шпинельсодержащих перидотитов [6] и, судя по более высоким значениям в базитах ЗТ зоны, их источники более глубинные. Низкие содержания Cr (4–85 г/т) и Ni (3–70 г/т) свидетельствуют о высокой степени дифференциации базитов, особенно в ЗТ зоне, где отмечаются наиболее низкие значения (до 35 и 30 г/т соответственно). То есть базиты ЗТ зоны более дифференцированы, об этом же говорят более высокие содержания Zr, Y, Nb.

По характеру распределения РЗЭ породы ЗТ и УХ зон близки между собой и представлены пологим спектром, похожим на распределение в E-MORB. Однако $\Sigma \text{РЗЭ}$ в базитах УХ зоны (67–140 г/т) превышает содержание РЗЭ в E-MORB до 3 раз, а в ЗТ зоне (75–301 г/т) – до 6 раз, приближаясь при этом к базитам OIB. В отличие от пород других рифтогенных прогибов Центральной Азии, породы Тувинского прогиба несколько обогащены лёгкими РЗЭ по сравнению с тяжёлыми $[(\text{La} / \text{Yb})_{\text{PM}} 1,2-1,9]$. Европиевая отрицательная аномалия присутствует практически всегда. Все базиты обогащены Pb, U, Ba и относительно обеднены Ti, Rb, Th. Присутствует ярко выраженная Ta-Nb отрицательная аномалия, при этом в УХ зоне она гораздо более глубокая.

Изотопные составы неодима и стронция рассматриваемых базитов приведены в табл. 3.

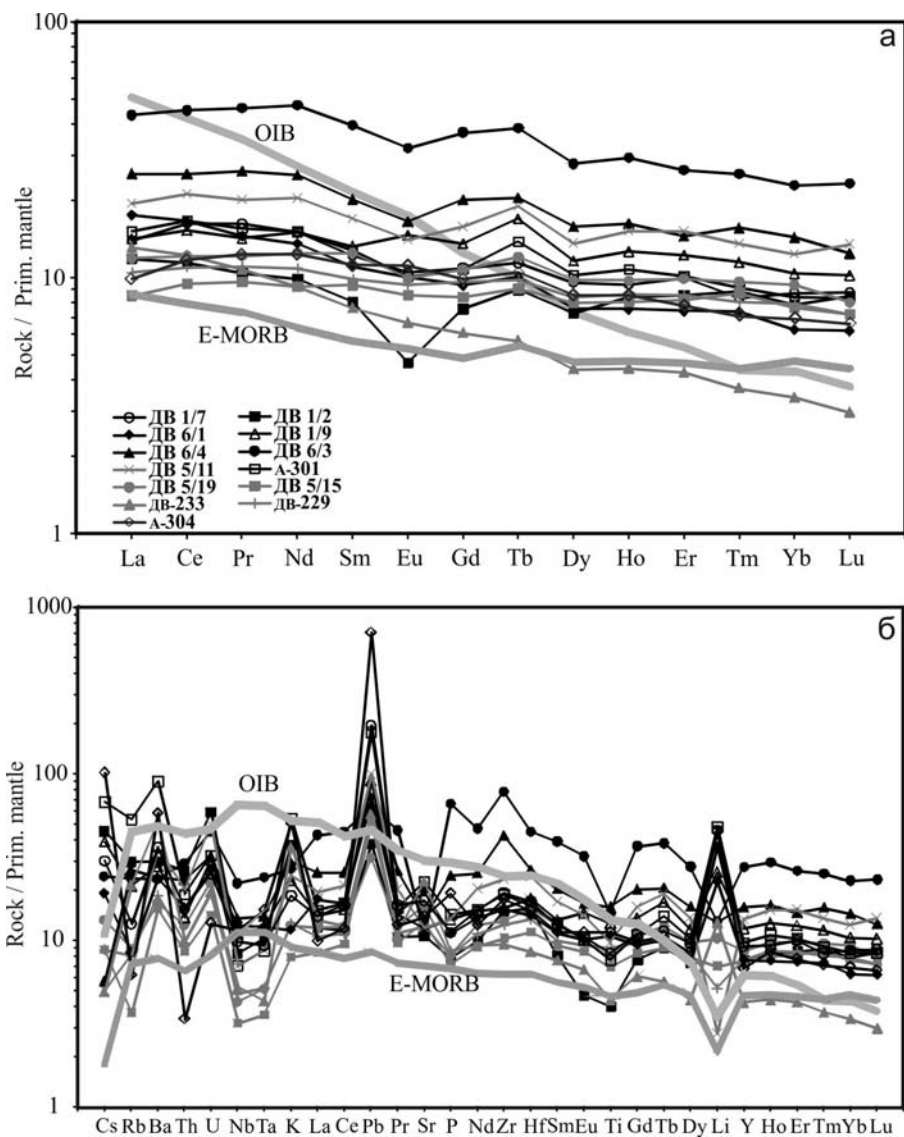


Рис. 2. Распределение в базитах Тувинского прогиба редкоземельных (а) и несовместимых (б) элементов, нормированных к составу примитивной мантии [13]

Таблица 3

Изотопный состав базитов Тувинского прогиба

№ обр.	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^*$	$\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ d	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ d	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	T (DM)
Улугхемская зона												
ДВ-5/11	4,9	238	0,0599	0,703710	0,70338	-9,4	6,9	23,5	0,17804	0,513021	8,42	556
ДВ-5/19	4,9	331	0,0430	0,703456	0,70322	-11,7	4,5	14,2	0,19265	0,513046	8,18	761
Дв-229	4,9	231	0,0612	0,703501	0,70316	-12,5	3,9	12,4	0,19049	0,513066	8,68	558
Дв-233	14,1	485	0,0844	0,705048	0,70458	7,6	2,8	11,5	0,14572	0,512830	6,30	720
Западно-Таннуольская зона												
ДВ-1/7	7,8	347	0,0649	0,705673	0,70531	18,0	4,8	17,2	0,17003	0,513008	8,56	499
ДВ-6/3	15,5	235	0,1914	0,704940	0,70388	-2,3	17,8	61,9	0,17331	0,512972	7,70	676
ДВ-6/4	18,1	299	0,1748	0,705829	0,70486	11,6	9,3	32,3	0,17295	0,512957	7,42	726
А-304	27,5	328	0,2423	0,706163	0,70482	11,0	4,8	17,1	0,17097	0,512953	7,43	709

* Данные пересчитаны на возраст 390 млн лет.

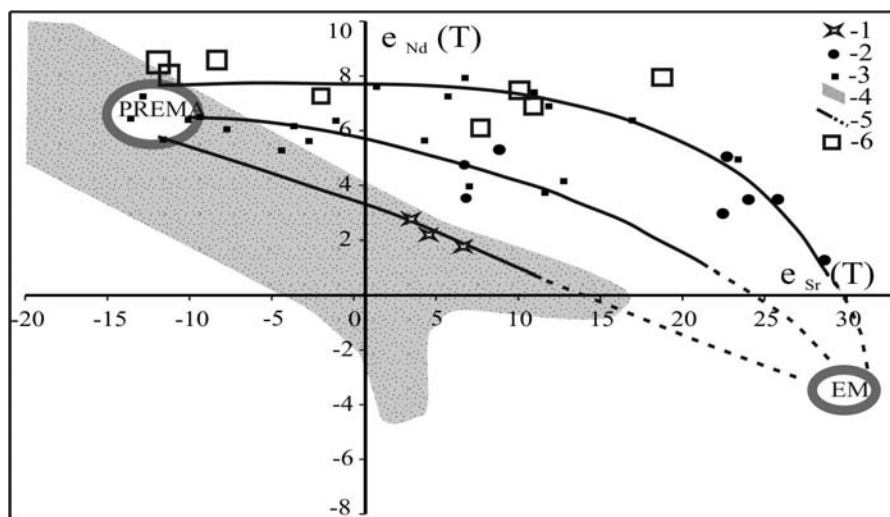


Рис. 3. Диаграмма $\epsilon_{\text{Nd}} - \epsilon_{\text{Sr}}$ для базитов Тувинского рифтогенного прогиба
 1, 2 – базиты Вилуйского рифта [4]: 1 – умеренно-титанистые;
 2 – высокотитанистые; 3 – рифтогенные базиты Алтае-Саянской области по [8];
 4 – поле составов мантийных пород (mantle array); 5 – гиперболы смешения,
 отвечающие высокой величине Sr/Nd и варьирующему содержанию Sr в источнике EM;
 6 – базиты Тувинского прогиба. Мантийные источники: PREMA – умеренно
 деплетированная мантия; EM – мантия, обогащённая радиогенным стронцием

Породы отличаются весьма высокими положительными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ от 6,3 до 8,68 и широкими вариациями $\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$ от -12,5 до +18. На диаграмме $\epsilon_{\text{Sr}} - \epsilon_{\text{Nd}}$ (рис. 3) точки их составов в целом расположены по краю и выше поля составов мантийной корреляции (mantle array). При этом базиты УХ зоны располагаются преимущественно в области деплетированной мантии. Базиты ЗТ зоны занимают положение преимущественно в правой верхней половине, склоняясь к мантии типа EM-II, что, возмож-

но, связано с участием в источнике плавления компонента обогащённой рубидием мантии. Эти вариации составов связаны с вещественной неоднородностью мантии и присутствием мантийного плюма в основании магматической области, а также существованием в строении плюма зон как обогащённых, так и обеднённых радиогенным стронцием.

Обсуждение результатов исследований

Представленные петрогеохимические и изотопно-геохимические данные свидетельствуют о том, что вариации в составе магматических пород Тувинского прогиба определялись разными факторами, в том числе кристаллизационной дифференциацией, контаминацией, степенью плавления и неоднородностью источников магм. Рассмотрим роль этих факторов в образовании основных пород Тувинского прогиба.

Коровая контаминация. Наличие порфириковых выделений плагиоклаза, оливина и клинопироксена в базальтах даёт основание полагать, что расплавы могли находиться в промежуточных магматических камерах, в том числе и внутрикоровых, и испытывать перед извержением как кристаллизационную дифференциацию, так и взаимодействие с боковыми породами. Для оценки возможности этих процессов рассмотрим отношения Th / Ta и La / Yb в базитах. Коровая контаминация приводит к обогащению Th относительно Ta и Yb [11, 14]. На рис. 4 точки составов базитов Тувинского прогиба, имея высокое значение Th / Ta и низкое La / Yb , располагаются на границе и выше тренда области составов мантийных магм океанических плато OPB [11]. Часть точек попадает в поле составов зон субдукции. Большинство точек располагаются вне полей составов мантийных магм, что предполагает существенное влияние коровой контаминации при магмообразовании.

О существенной роли коровой контаминации свидетельствуют диаграммы $Ti / Yb - Nb / Th$, $La / Nb - Ce / Pb$, $Zr / La - Th / Ta$ [10], на которых базиты Тувинского прогиба попадают в поле составов континентальной коры. Очень низкие значения Nb / U (4,7–16,5) также говорят о высокой доле контаминированного материала.

Кристаллизационная дифференциация. Роль процессов фракционирования в эволюции магматических расплавов Тувинского прогиба не вызывает сомнений. Об этом свидетельствуют согласующиеся с моделями кристаллизационной дифференциации низкие величины $Mg\#$ в базитах УХ зоны (0,35–0,73) и в базитах ЗТ зоны (0,16–0,34), сравнительно низкое содержание в базитах Ni (3–70 г/т) и Cr (4–85 г/т). На ранних стадиях магматической истории ведущую роль, по-видимому, играло фракционирование оливина, в результате которого содержание MgO в расплавах сократилось до 5 мас. % и, соответственно, понизилась величина $Mg\#$ до 0,34–0,16. На более поздних стадиях эволюции расплавов на первый план вышло фракционирование плагиоклаза, клинопироксена и рудных минералов, что согласуется с наличием в породах порфириковых выделений этих минералов.

Присутствие практически во всех пробах отрицательной европиевой аномалии предполагает также важную роль кристаллизации плагиоклаза в изменении состава расплавов. Таким образом, оливин-клинопироксен-плагиоклазовое фракционирование расплавов, по-видимому, было одним из ведущих механизмов кристаллизационной дифференциации базитовых магм Тувинского прогиба.

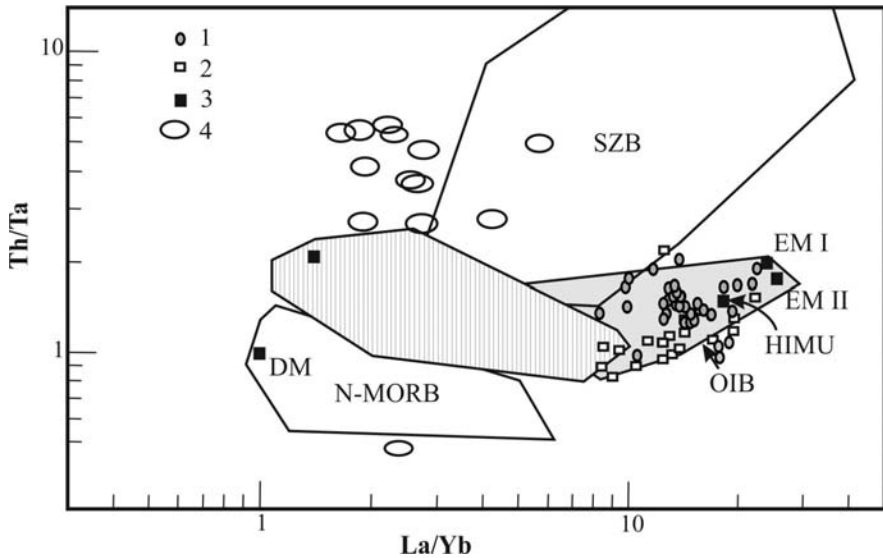


Рис. 4. Положение базитов Тувинского прогиба на диаграмме $La/Yb - Th/Ta$ [14]:
 1 – базиты Вилюйского палеорифта; 2 – высокотитанистые рифтогенные базиты Алтае-Саянской области; 3 – составы мантийных источников;
 4 – базиты Тувинского прогиба. Поля разных типов базитов и некоторых мантийных источников: OIB – океанических островов; N-MORB – срединно-океанических хребтов; SZB – зон субдукции; HIMU – источник с высоким $^{238}U / ^{204}Pb$ отношением; EM I + EM II – обогащённая мантия; DM – деплетированная мантия

Условия формирования расплавов. О вариациях условий плавления и гетерогенности источника расплавов свидетельствуют прежде всего петро-геохимические данные: преобладание высокотитанистых базитов, обогащённых несовместимыми элементами, в пределах обрамления Тувинского прогиба и развитие низкотитанистых базитов, менее обогащённых несовместимыми элементами, в пределах прогиба.

В соответствии с геохимическими данными базитовые расплавы формировались из шпинельсодержащего мантийного источника. Отношение $(Tb / Yb)_{Ch}$ 1,1–1,3 в базитах УХ зоны и $(Tb / Yb)_{Ch}$ 1,4–1,7 ЗТ зоны, указывающее на участие в источниках расплавов шпинельсодержащих перидотитов, позволяет сделать вывод, что источники базитов ЗТ зоны более глубокие.

Природа источников магматизма. На дискриминационной диаграмме $K_2O - TiO_2$ базиты ЗТ зоны попадают в поле внутриплитных базальтов и базальтов океанических островов OIB [7], в то время как базиты УХ зоны попадают в поле базальтов срединно-океанических хребтов MORB. Как уже отмечалось выше, при формировании расплавов существенную роль играли процессы контаминации при участии рециклированной литосферы в источниках магмогенерации.

При оценке вероятного происхождения источников магматических пород Тувинского рифтогенного прогиба следует обратить внимание на сходство их состава с породами среднепалеозойских рифтовых зон Алтае-Саянской области [8] и Вилуйского рифта [4]. Это сходство прослеживается в петрохимических характеристиках пород (высокие содержания TiO_2), в закономерностях распределения несовместимых элементов, а также в близких изотопных составах пород (см. рис. 3). Однако на графике $Th / Ta - La / Yb$ (см. рис. 4) базиты Алтае-Саянской области, так же как и породы Вилуйского рифта, попадают в поле OIB и располагаются между составом FOZO и источниками, представляющими обогащённую мантию EMI, EMII [14]. Базиты Тувинского прогиба располагаются выше полей составов мантийных магм и, частично, составов зон субдукции. Близкими составами характеризуются породы Цаган-Шибэтинской зоны Монголии, расположенной юго-западнее [1].

Алтае-Саянская внутриплитная область формировалась в среднем палеозое на активной континентальной окраине Сибирского палеоконтинента в юго-западном обрамлении Сибирской платформы. В системе рифтов и грабенов Алтае-Саянской области Тувинский прогиб занимает наиболее крайнее и секущее положение по отношению к краю Сибирского кратона. Зона тройного сочленения грабенов приходится на юго-западную часть Тувинского прогиба. Различия в составах базитов ЗТ и УХ зон, возможно, связаны с разной степенью и уровнем плавления, меняющихся с приближением к кратону. Другой причиной может быть зональное вовлечение в расплавы мантийных источников типа PREMA по направлению к северо-востоку от мантийного плюма [5].

Для второго источника – ЕМ-II (с высоким изотопным отношением стронция) – характерны повышенные содержания крупноионных элементов и относительно низкие содержания других элементов, включая РЗЭ, что типично для корового источника, например обогащённого карбонатным материалом. Это позволяет предположить связь второго источника с субдуцированной литосферой, вовлечённой в рециклинг в результате плюмовой активности.

Таким образом, в формировании расплавов базитов Тувинского прогиба принимали участие плюмовая деятельность, мантийные источники типа PREMA, ЕМ-II и коровая контаминация.

Заключение

Раннедевонский магматизм на территории Тувы связан с проявлением рифтогенных процессов, которые привели к формированию Тувинского прогиба, выполненного вулканогенно-осадочными толщами, а также вызвали образование дайковых поясов базитов по обрамлению прогиба. В очертаниях прогиба и рисунке дайковых поясов присутствуют элементы лево-сдвиговых смещений.

Петрографические и геохимические особенности исследуемых базитов свидетельствуют о фракционировании исходных мантийных расплавов при движении к поверхности и об их существенной коровой контаминации. Формирование расплавов происходило на глубинах устойчивости шпинели. Различия в составах пород, сформированных в пределах Тувинского прогиба (низкотитанистые базиты) и в его обрамлении (высокотитанистые базиты), в основном определялись разной степенью плавления мантийного субстрата и зональностью вовлечения в расплавы мантийных источников PREMA и ЕМ-II. Возможно, что в ходе тектонической эволюции Тувинского прогиба происходили погружение уровня мантийного плавления и уменьшение степени плавления, вследствие чего более поздние продукты магматизма стали более калиевыми, более титанистыми и более обогащёнными несовместимыми элементами. Геодинамическая обстановка раннедевонского магматизма и рифтогенеза Тувинского прогиба определялась плюмово-литосферным воздействием на активной окраине среднепалеозойского Сибирского палеоконтинента.

Литература

1. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Источники базитовых расплавов девонских бимодальных рифтогенных магматических ассоциаций Центральной Азии (на основе данных о редких элементах и изотопах стронция в базитах Северо-Западной Монголии) // *Петрология*. 1997. Т. 5, № 3. С. 236–252.
2. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Никифоров А.В., Сандимирова Г.П. Изотопно-геохимическая зональность девонского магматизма Алтае-Саянской рифтовой области: состав и геодинамическая природа мантийных источников // *Петрология*. 2010. Т. 18, № 6. С. 621–634.
3. *Геология СССР. Тувинская АССР*. М. : Недра, 1966. Т. XXIX. Ч. I. 460 с.
4. Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Егоров К.Н., Чернышов Р.А., Никифоров А.В. Среднепалеозойский базитовый магматизм северо-западной части Вилуйского рифта: состав, источники, геодинамика // *Петрология*. 2006. Т. 14, № 6. С. 626–648.
5. Коваленко В.И., Гирнис А.В., Дорофеева В.А., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В. Источники магм океанических островов // *Доклады Академии Наук*. 2004. Т. 398, № 3. С. 379–384.
6. Козловский А.М. Позднепалеозойский рифтогенный бимодальный магматизм Южной Монголии: состав, источники и эволюция расплавов (на примере хребтов Ноён и Тост Гобийского Тянь-Шаня) : автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 2006. 30 с.

7. Миронов В.Ю. Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки // Доклады АН СССР. 1990. Т. 314, № 6. С. 1484–1487.
8. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 556–586.
9. Arndt N.T., Christensen U. The Role of Lithospheric Mantle in Continental Flood Volcanism: Thermal and Geochemical Constraints // J. Geophys. Res. 1992. V. 97, № B7. P. 10967–10981.
10. Gao Sh., Luo T.-Ch., Zhano B.-R., Zhang H.-F., Han Y.-W., Zhao Zi-D., Hu Yi-K. Chemical Composition of the Continental Crust as Revealed by Studies in East China // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1998. V. 62, № 11. P. 1959–1975.
11. Pearce J. A. The Role of Subcontinental Lithosphere in Magma Genesis at Destructive Plate Margins // Continental basalt and mantle xenolith / Eds. C. J. Hawkesworth, H. J. Norry. Nantwich : Shiwa, 1983. P. 230–249.
12. Sugorakova A.M., Nikiforov A.V., Bolonin A.V. Devonian Mafic Magmatism of the Tuvinian Trough. // Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny: Abstracts of the International Symposium. Novosibirsk : Sibprint, 2009. P. 353–355.
13. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and Isotopic Systematics of Ocean Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes // Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.
14. Tomlinson K.Y., Condie K.C. Archean Mantle Plumes: Evidence from Greenstone Belt Geochemistry // Mantle Plumes: their Identification through Time. Spec. Paper 352. Colorado, 2001. P. 341–358.

Авторы:

Сугоракова Амина Мидхатовна, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории геодинамики, магматизма и рудообразования Тувинского института комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия. E-mail: samina51@inbox.ru

Никифоров Анатолий Викторович, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории редкометального магматизма Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия. E-mail: nikav@igem.ru

Geosphere Research, 2016, 1, 85–103. DOI: 10.17223/25421379/1/7

¹A.M. Sugorakova, ²A.V. Nikiforov

¹Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources SB RAS, Kyzyl, Russia

²Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia

**BASIC MAGMATISM OF EARLY DEVONIAN
RIFTING TUVINIAN TROUGH**

Data on content of petrogenic, rare, and rare-earth elements, as well as results of isotopic studies (Rb-Sr, Sm-Nd) of basic part in Devonian magmatic associations of the Tuvinian trough have been presented in the paper. The formation of Tuvinian trough was associated with rifting in rear of Devonian continental margin of Middle Paleozoic North-Asian continent.

Two groups of spatially separated basic rocks have been distinguished according to their petro geochemical features. The first group – West Tannu-Ola – is close to OID by composition and is enriched in incompatible elements. The second group – Ulug-Khem – is closer to MORB basalts. According to mantle source types, the basic rocks are compositionally close to primitive mantle and subcontinental lithosphere. Intensity of magmatic activity, enrichment in incompatible elements, and variety of vulcanite compositions let us suggest that a plume component took active part in formation of Tuvinian rifting trough. The two groups distinguished suppose the presence of a zonation in participation of mantle sources and in a degree of mantle material melting. The vulcanites are also divided into two groups by isotopic characteristics. This was mainly caused by variations in Rb-Sr ratios (ϵNd from –12.5 to +18) and in a less degree by a range of Sm-Nd ratios (ϵNd from +6.3 to +8.6). Such variations indicate isotopic heterogeneity of magma sources and interaction of subduction and plume components.

The basic rocks of Tuvinian trough generally have low alkalinity, low degree of REE fractionating, deep Ta-Nb minimum, and zonation of melt sources. According to these characteristics, they are closer to Lower Devonian volcanic zones of North-Western Mongolia than to Lower Devonian vulcanites of Minusa troughs and Vilyui rift.

Keywords: *Tuvinian rifting trough, volcanism, basic rocks, mantle sources, geochemistry and isotopism.*

References

1. Vorontsov A.A., Yarmolyuk V.V., Ivanov V.G., Sandimirova G.P., Pakhol'chenko Yu.A. Sources of basaltic melts for Devonian Rift bimodal igneous associations of Central Asia: evidence from trace-element and strontium isotopic data on basic rocks from Northeastern Mongolia // *Petrology*. 1997. T. 5. № 3. pp. 208–222.
2. Vorontsov A.A., Yarmolyuk V.V., Fedoseev G.S., Nikiforov A.V., Sandimirova G.P. Isotopic and geochemical zoning of Devonian magmatism in the Altai-Sayan rift system: composition and geodynamic nature of mantle sources // *Petrology*. 2010. T. 18. № 6. pp. 596–609.
3. *Geologiya SSSR. Tuvinskaya ASSR* [Geology of USSR. Tuva Region]. Moscow: Nedra. 1966. T. XXIX. Ch. I. 460 p. In Russian
4. Kiselev A.I., Yarmolyuk V.V., Egorov K.N., Chernyshov R.A., Nikiforov A.V. Middle Paleozoic basic magmatism north-western part Vilyui rift: composition, sources and geodynamics // *Petrology*. 2006. T. 14. № 6. pp. 588–608
5. Kovalenko V.I., Giris A.V., Yarmolyuk V.V., Dorofeeva V.A., Naumov V.B. Magma sources of Ocean Islands // *Doklady Earth Sciences*. 2004. T. 398. № 7, pp. 995–1000.
6. Kozlovskiy A.M. *Pozdnepaleozoyskiy riftogenyy bimodal'nyy magmatizm Yuzhnoy Mongolii: sostav, istochniki i evolyutsiya rasplavov (na primere khrebtov Noen i Tost Gobiyskogo Tyan'-Shanya)* [Late Paleozoic rift bimodal magmatism Southern Mongolia: composition, sources and evolution of melts (for example, mountain ranges Noen Tost and Gobi-Tien Shan)]: Avtoref. dis. ... kand. geol.-min. nauk. Moscow, 2006. 30 p. In Russian
7. Mironov V.Yu. *Sootnoshenie titana i kaliya v bazal'takh kak indikator tektonicheskoy obstanovki* [Titanic and potassium ratio in basalts as an indicator of tectonic situation] // *Doklady AN SSSR*. 1990. T. 314. № 6. pp. 1484–1487. In Russian
8. Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I. Deep geodynamics and mantle plumes: their role in the formation of the Central Asian fold belt // *Petrology*. 2003. V. 11. № 6. pp. 504–531.

9. Arndt N.T., Christensen U. The Role of Lithospheric Mantle in Continental Flood Volcanism: Thermal and Geochemical Constraints // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. № B7. pp. 10967–10981.
10. Gao Sh., Luo T.-Ch., Zhano B.-R., Zhang H.-F., Han Y.-W., Zhao Zi-D., Hu Yi-K. Chemical Composition of the Continental Crust as Revealed by Studies in East China // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1998. V. 62. № 11. pp. 1959–1975.
11. Pearce J.A. The Role of Subcontinental Lithosphere in Magma Genesis at Destructive Plate Margins // *Continental basalt and mantle xenolith* / Eds. C.J. Hawkesworth, H.J. Norry. Nantwich: Shiwa. 1983. pp. 230–249.
12. Sugorakova A.M., Nikiforov A.V., Bolonin A.V. Devonian Mafic Magmatism of the Tuvinian Trough. // *Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny: Abstracts of the International Symposium*. Novosibirsk: Sibprint, 2009. pp. 353–355.
13. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and Isotopic Systematics of Ocean Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes // *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989. № 42, pp. 313–345.
14. Tomlinson K.Y., Condie K.C. Archean Mantle Plumes: Evidence from Greenstone Belt Geochemistry // *Mantle Plumes: their Identification through Time*. *Spec. Paper* 352. Colorado. 2001. pp. 341–358.

Authors:

Sugorakova Amina M., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Laboratory of Geodynamics, magmatism and ore formation, Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources SB RAS, Kyzyl, Russia.

E-mail: samina51@inbox.ru

Nikiforov Anatoly V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Laboratory of rare-metal magmatism, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia.

E-mail: nikav@igem.ru

УДК 552.321.5,6

DOI: 10.17223/25421379/1/8

А.Н. Юричев, А.И. Чернышов

*Национальный исследовательский
Томский государственный университет, Томск, Россия*

**ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА
МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАГМАТИЗМА
КАНСКОЙ ГЛЫБЫ (СЗ ВОСТОЧНОГО САЯНА)**

Показаны различные формационные типы мафит-ультрамафитовых массивов Канской глыбы северо-западной части Восточного Саяна, которые объединены в четыре комплекса: кингашский, идарский, талажинский и кулибинский. Рассматриваются особенности химизма данных комплексов и делается предположение об их происхождении из единого исходного глубинного родоначального расплава, в процессе его длительной эволюции в верхней мантии и земной коры.

Ключевые слова: ультрамафитовые и мафит-ультрамафитовые комплексы, Канская глыба, химизм, родоначальный расплав, генезис.

В северо-западной части Восточного Саяна выходы пород раннего докембрия распространены в пределах Бирюсинского и Канского выступов фундамента Сибирской платформы, а также в Дербинском антиклинории Восточно-Саянской складчатой системы. Исследование этих структур показало, что Канская глыба по своему внутреннему строению, набору и составу геологических формаций, характеру магматизма и особенностям металлогении весьма сходна с типичными раннедокембрийскими зеленокаменными поясами древних кратонов [15]. Размеры глыбы примерно 200×(15–50) км. В ее строении принимают участие метаморфизованные, преимущественно вулканогенные троговые комплексы, включающие протрузии и интрузии ультрамафит-мафитового состава, мигматит-гнейсовые купола и гранодиорит-плагиогранитные массивы, а также гнейсы и гранитоиды основания (рис. 1).

При проведении ранее геолого-съёмочных и прогнозно-металлогенических работ, тематических исследований на территории Канской глыбы среди метаморфизованных осадочно-вулканогенных толщ были выявлены многочисленные ультрамафитовые и мафит-ультрамафитовые тела, в которых неоднократно отмечалась рудная минерализация меди, никеля и благородных металлов [2, 14, 16, 22]. Они были отнесены к четырем формационным типам и объединены в четыре комплекса: реститовый – идарский дунит-гарцбургитовый и магматические – кингашский дунит-верлит-пикритовый, талажинский плагиодунит-

троктолит-габбро-анортозитовый и кулибинский перидотит-пироксенит-габбровый (рис. 1).

Структурная позиция, генезис, формационная принадлежность и металлогеническая специализация данных комплексов остаются дискуссионными до настоящего времени.

В данной статье предпринята попытка охарактеризовать химические особенности пород перечисленных комплексов с целью оценки их схожести и различий, а также проверки предположения о возможной общности их глубинного родоначального источника.

Краткая геологическая характеристика исследуемых объектов

Кингашский дунит-верлит-пикритовый комплекс (PR₁ по [18], R₁ по [3]) представлен линзовидными телами размером от нескольких десятков метров до 15 км при мощности от первых метров до 100 м и более, которые, обычно, имеют северо-западное простирание и развиты в составе отложенных караганского комплекса. Характерной особенностью пород кингашского комплекса является наличие в них кумулятивных и бластопорфировых структур, свидетельствующих об их образовании в гипабиссальных и субвулканических условиях [8].

Наиболее представительным и эталонным объектом этого комплекса является Кингашский массив, который неоднократно изучался многими исследователями [3–4, 6, 9, 17, 19, 25, 27] и является рудовмещающим для одноименного Pt-Cu-Ni месторождения. Кингашский мафит-ультрамафитовый массив отличается довольно сложным внутренним строением. Несмотря на пристальное к нему внимание, многие аспекты его внутреннего строения и происхождения остаются дискуссионными. Одни исследователи относят его к расслоенным интрузиям [4, 17], другие считают его субвулканическим телом базальт-коматиитовой формации [6, 19], третьи рассматривают его в качестве фрагмента кингашского базальт-коматиитового вулканического комплекса [9–10], четвертые отмечают, что по формационным признакам массив больше соответствует полигенным комплексам, а не расслоенным интрузиям [3, 20]. Кингашский массив в плане картируется в виде крупной линзы (3×0,7 км), вытянутой в северо-западном направлении, и имеет согласное залегание со структурой пород обрамления. Контакты его с вмещающей толщей тектонические. Массив сложен ультрамафитами и габброидами, со значительным преобладанием первых. Ультрамафиты обнажаются в его северной части, а в южной они перекрываются габброидами.

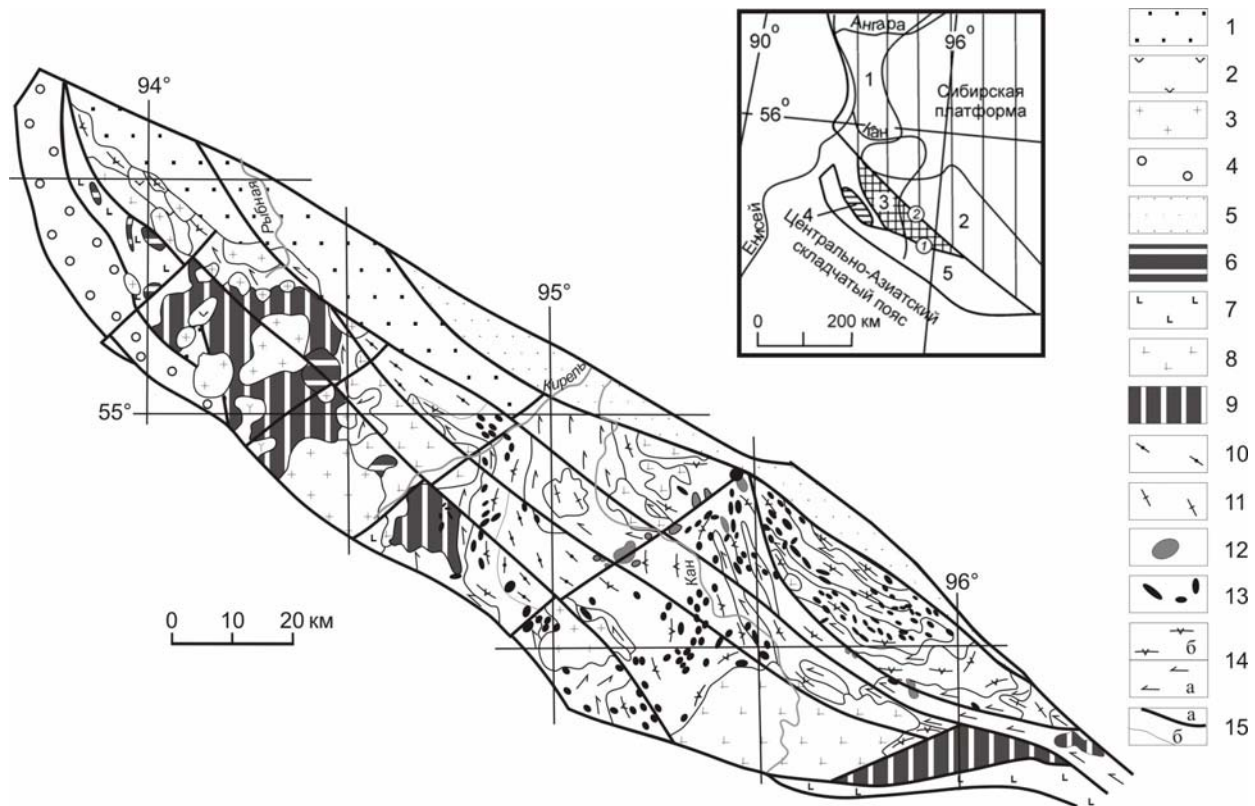


Рис. 1. Стратиграфические и магматические образования Канской глыбы [21]:

1 – верхнепалеозойско-мезозойские, преимущественно терригенные отложения: карымовская, павловская и кунгусская свиты, 2 – нижнедевонские (возможно, частью ордовикские) вулканиты, 3 – ордовикская лейкогранитовая формация: кутурчинский комплекс, 4 – кембро-ордовикские красноцветные терригенные отложения Баджейского прогиба, 5 – венд-нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения, 6 – средне-верхнерифейский плагиодунит-троктолит-габбро-анортозитовый талажинский комплекс, 7 – средне-верхнерифейские осадочно-вулканогенные образования кувайской серии, 8 – познерифейский гранитоидный канский комплекс, 9 – раннепротерозойская-среднерифейская (?) перидотит-пироксенит-габбровая формация: кулибинский комплекс (возможно, полихромный; возможно, включает массивы рудоносного кингашского комплекса), 10 – раннепротерозойские амфиболит-гнейсовые толщи анжинского структурно-вещественного комплекса, 11 – раннепротерозойский мигматит-плагиогранитный тукшинский комплекс, 12 – раннепротерозойский-нижнерифейский дунит–верлит–пикритовый кингашский комплекс малых расслоенных дифференцированных массивов, 13 – раннепротерозойский дунит-гарцбургитовый идарский комплекс (штоки, дайки, линзы, силы) (часть тел практически не изучены, вероятно, могут принадлежать кингашскому комплексу), 14 – верхнеархейские (?) амфиболитовые (а) и гнейсовые (б) толщи караганского комплекса на Канском выступе, 15 – глубинные северо-западные и северо-восточные разломы (а), геологические границы (б).

На врезке положение Канской глыбы в структурах юго-западного обрамления Сибирской платформы. Выступы кристаллического фундамента платформы: 1 – Ангара-Канский, 2 – Присяянский. Докембрийские структуры складчатого обрамления: 3 – Канский, 4 – Арзыбейский, 5 – Дербинский блоки. Разломы (цифры в кружках): 1 – Главный Восточноаянский, 2 – Канско-Агульский

Согласно нашим исследованиям, ультрамафитовая часть разреза массива сложена преимущественно кумулятивными дунитами и их серпентинизированными разностями, при этом верлиты и пикриты пользуются ограниченным распространением [6]. Выделяемые породы не обнаруживают какой-либо стратификации в массиве, а распределяются хаотично. Можно предположить, что образование ультрамафитового тела осуществлялось в магматической камере в условиях активной тектонической обстановки, когда режим сжатия периодически сменялся растяжением. В моменты растяжения, очевидно, происходило пульсационное внедрение в камеру по образовавшимся в ней ослабленным зонам неоднородных по составу ультраосновных расплавов, которые возникли в результате магматической дифференциации в глубинных промежуточных магматических очагах. Габброиды, перекрывающие ультрамафиты, очевидно, представляют собой последующую, оторванную по времени фазу внедрения, при этом наблюдаемые на контакте ультрамафитов и габброидов клинопироксениты, вероятно, являются реакционными образованиями [20].

Другие многочисленные массивы ультрамафитов кингашского комплекса также обнаруживают неоднородный петрографический состав. На Верхнекингашском участке они представлены, главным образом, дунитами, их серпентинизированными разностями и являются очень близкими ультрамафитам, слагающим Кингашский массив. На Куевском участке ультрамафиты характеризуются значительным разнообразием петрографического состава. Они представлены дунитами, верлитами, их серпентинизированными разностями и неоднородными по составу метапикритами. На Кусканакском участке среди ультрамафитов кингашского комплекса наиболее распространены, главным образом, различные по составу метапикриты, при подчиненной роли серпентинитов. Такое разнообразие состава ультрамафитов кингашского комплекса на исследуемой территории, вероятно, обусловлено различной степенью дифференцированности исходного магматического расплава пикритового состава и глубиной кристаллизации пород [Там же].

Идарский дунит-гарцбургитовый комплекс (PR₁ по [10]) представлен на Канской глыбе более чем 350 мелкими телами чаще линзовидной формы и сложен преимущественно серпентинитами по дунитам и гарцбургитам. Тела комплекса залегают среди отложений караганской серии и в основном приурочены к глубинным зонам разломов [Там же]. Они имеют монотонный состав и иногда характеризуются повышенным содержанием хрома. В большинстве случаев они полностью серпентинизированы и представлены хризотил-антигоритовыми серпентинитами. Характерной особенностью пород является наличие в них гранобластовых и порфирокластовых структур, свойственных для метаморфических ультрамафитов [5]. Ультрамафиты идарского комплекса представляют собой реститовые образования, которые, вероятно, были выведены в верхние этажи литосферы по эшелонированным глубинным надвигам, обрамляющим с юго-запада Сибирскую платформу [20].

В результате тектонических процессов ультрамафиты кингашского и идарского формационных типов нередко оказываются пространственно сближены и в отдельных случаях совмещены. Стоит отметить, что геологическая позиция, взаимоотношение с вмещающими породами, фациальная принадлежность выделенных комплексов остаются недостаточно ясными. Например, целый ряд мелких линзовидных тел, относимых к идарскому комплексу, могут оказаться будинами стратифицированных тел кингашского комплекса.

Талажинский плагиодунит-троктолит-анортозит-габбровый комплекс (R_{2-3} по [10]) в настоящее время представлен на Канской глыбе одним одноименным расслоенным массивом, локализованным в пределах ее северо-западного окончания на водоразделе верхнего течения рек Дурья и Тазик. Выход на дневную поверхность этого массива имеет округлую форму ($6 \times 7,5$ км²), а на глубине напоминает чашу и прослеживается на 1 200–1 500 м от поверхности. По результатам изучения представительных пород в разрезе Талажинского плутона реконструируется четыре мегаритма переслаивания снизу вверх плагиодунитов, троктолитов и анортозитов [21, 26]. Мощность прослоев пород в ритмах колеблется от 2 до 70 м. Подошва массива на севере падает под массив под углом 30–40° и контактирует с толщей стратифицированных амфиболитов, кальцифиров и мраморов.

По площадным размерам (более 40 км²), породному составу (плагиодуниты, троктолиты, оливиновые габбро и анортозиты), характеру ритмичности (четыре горизонта мощностью 180–400 м и пачки по 20–26 м) и другим признакам в пределах Канской глыбы массив не имеет аналогов. Вероятней всего, он являет собой рифейскую дунит-троктолит-габбровую формацию, представленную на южной окраине Сибирской платформы множеством плохо изученных массивов, из которых некоторые известны своей сульфидной Ni рудоносностью [7].

Кулибинский перидотит-пироксенит-габбровый комплекс (PR_1 по [10]) представлен дифференцированными массивами и телами размером до 5,5 км², которые локализованы на Канской глыбе в долинах рр. Кулиба, Кулижа, Мал. Агул, Кунгусс и на водораздельных хребтах между ними [16]. Они залегают в окружении интенсивно дислоцированных позднеархейских (?) – раннепротерозойских амфиболито-гнейсовых пород караганской серии, представленной амфиболитами, плагиоклаз-амфиболитовыми сланцами, биотитовыми и двуслюдяными гнейсами с прослоями мраморов и кварцитов. Массивы комплекса характеризуются на современном денудационном срезе преимущественно габброидным составом (роговообманковые габбро, габбро-нориты, нориты и габбро-порфириты) при подчиненной роли ультрамафитов (лерцолиты, верлиты, роговообманковые вебстериты, клинопироксениты и горнблендиты) [21, 24]. Установленные аэромагнитные аномалии на исследуемой территории (по данным А.Н. Смагина, А.В. Ренжина, 2006), очевидно, указывают на наличие значительных по объему пластин перидотитов в основании массивов комплекса и их прак-

тически полную сохранность в результате слабого современного эрозионного среза последних.

Химические особенности

Для интерпретации химических особенностей пород исследуемых комплексов авторами было привлечено 32 полных химических оригинальных анализа наиболее представительных пород из данных объектов (табл. 1). Нормирование химических составов проанализированных пород на углестый хондрит показывает, что содержание лантаноидов для ультрамафитов (дунитов и гарцбургитов) идарского комплекса, пород (дунитов и габброидов) кингашского комплекса и пород (плагиодунитов и габброидов) талажинского комплекса близки содержаниям в эталонном хондрите и между собой (рис. 2). При этом кингашские дуниты и габброиды в основном формируют недифференцированные «сглаженные» графики распределения, в то время как породы идарского и талажинского комплексов постоянно обнаруживают обогащение легкими REE, что придает их графикам распределения слабое отрицательное наклонение от легких к тяжелым REE. Для пород идарского комплекса постоянно отмечается наличие Eu-минимума, а для пород талажинского комплекса – интенсивного Eu-максимума. По общему суммарному содержанию REE в породе, талажинские плагиодуниты являются наиболее обедненными, чем дуниты из двух других комплексов.

Содержание лантаноидов в пикритах кингашского комплекса изменяются в широком диапазоне от 2 (в оливиновых пикритах) до 10 хондритовых норм (в пироксеновых и амфиболовых пикритах). Наиболее высокие содержания лантаноидов наблюдаются для пород кулибинского комплекса и составляют от 8 до 30 хондритовых норм, средние – 10 хондритовых норм. При этом как первые, так и вторые породы в целом характеризуются слабой дифференциацией спектров при незначительном преобладании легких земель над тяжелыми REE. В породах кулибинского комплекса постоянно отмечается слабо выраженная отрицательная Eu-аномалия.

Спайдер-диаграммы, построенные для пород исследуемых комплексов (рис. 3), также позволяют по схожести разделить их на две группы. В первую группу входят породы идарского и талажинского комплексов, а также дуниты и габброиды кингашского комплекса; во вторую группу – кингашские пикриты и породы кулибинского комплекса.

Спайдер-диаграммы для пород первой группы характеризуются близкими значениями REE и редких элементов, содержания которых изменяются от 0,1 до 10 норм примитивной мантии. Постоянно отмечаются отрицательные Rb, Th, Ta-Nb, Zr-Hf и положительные Cs, Ba, U и K пики. Однако имеются и отличительные особенности для каждого комплекса. Так, для пород талажинского и кингашского комплексов в отличие от идарского комплекса характерен Sr положительный пик, интенсивность которого возрастает от ультрамафитов к габброидам, а также «корытообразный» La-Ce-Pt отрицательный пик. Постоянно для пород талажинского комплекса и

нередко для пород кингашского отмечается слабовыраженный Y положительный пик. Отличие двух комплексов заключается в присутствии на спайдер-диаграммах талажинского комплекса положительного Eu и Ti пика. Идарский комплекс также отличается от двух охарактеризованных комплексов наличием на спайдер-диаграммах Eu и Ti отрицательных пиков. При этом отмечено, что интенсивность Ti пика возрастает от гарцбургитов к дунитам, что связано с большей деплетированностью последних REE и редкими элементами в целом.

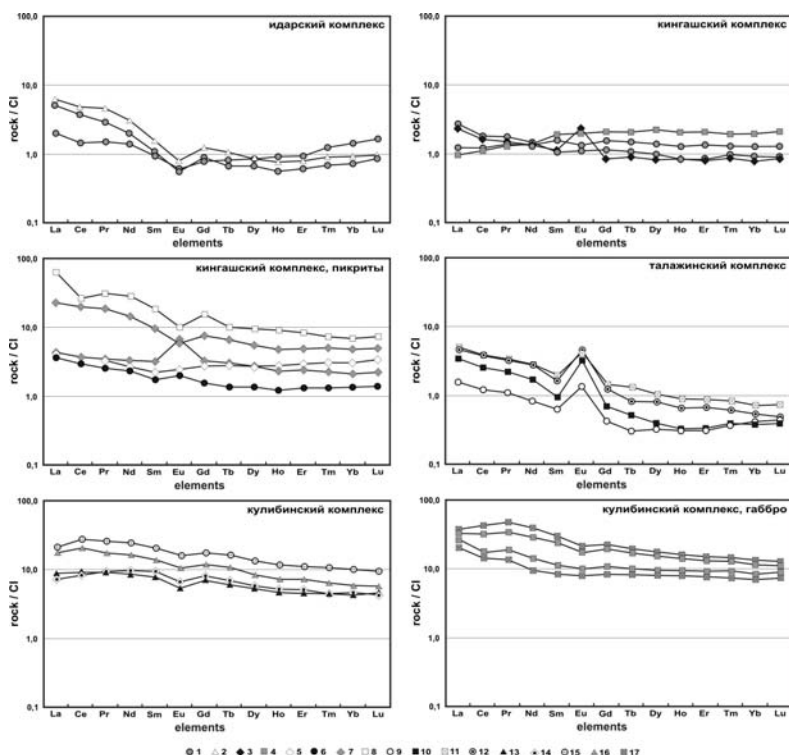


Рис. 2. Редкоземельные спектры ультрамафитов и мафитов исследуемых комплексов Канской глыбы Восточного Саяна, нормированные к хондриту [28]:
 1 – дунит, 2 – гарцбургит, 3 – горнблендит, 4 – габбро, 5 – оливиновый пикрит, 6 – оливин-пироксеновый пикрит, 7 – пироксеновый пикрит, 8 – амфиболовый пикрит, 9 – плагиодунит, 10 – троктолит, 11 – оливиновое габбро, 12 – анортозит, 13 – лерцолит, 14 – верлит, 15 – вебстерит, 16 – роговообманковый перидотит, 17 – габбро-норит

**Распределение элементов-примесей в породах исследуемых
ультрамафитовых и мафит-ультрамафитовых комплексов Канской глыбы, г/т**

Ком-кс	Идарский			Кингашский						Талажинский						Кулибинский						
Обр.	5173	6013	18448	1147	6019/7	7003	6019/8	134	6028/4	1093	1109	5011	5014	5003/1	5020/2	Б-43	905	910	906	904	5142	901
	Д	Д	Гц	Д	Д	ОПк	ОППк	ППк	АПк	ПлД	ПлД	Тр	Тр	Ол-Гб	Ан	Лер	Вер	РоП	Веб	Гб-Н	Гб	Гб
Cs	0,17	0,52	0,41	0,15	0,18	0,22	0,20	0,23	0,22	0,15	0,16	0,54	0,99	0,91	0,61	0,18	0,07	0,16	0,07	0,23	0,11	0,16
Rb	1,10	2,42	2,60	0,61	0,73	2,36	1,63	1,48	1,92	0,56	0,76	1,98	5,0	2,8	4,3	2,7	1,4	2,9	1,7	21,1	19,8	23,74
Ba	20,66	96,68	70,96	13,75	13,01	16,81	14,64	24,07	91,54	19,41	10,73	31,20	35,14	47,17	47,12	44,4	34,8	155	47,9	72	75	154
Th	0,22	0,16	0,45	0,07	0,04	0,19	0,17	0,53	0,26	0,03	0,03	0,09	0,26	0,06	0,09	0,43	0,27	0,64	0,43	1,56	0,90	1,36
U	0,46	0,22	1,24	0,04	0,26	0,36	0,09	0,18	0,41	0,03	0,02	0,03	0,07	0,03	0,04	0,24	0,078	0,21	0,14	0,23	0,2	0,27
Ta	0,03	0,04	0,06	0,03	0,03	0,03	0,04	0,13	0,04	0,02	0,03	0,02	0,04	0,04	0,03	0,042	0,051	0,10	0,10	0,11	0,14	0,18
Nb	0,38	0,38	0,72	0,19	0,19	0,37	0,37	2,3	0,39	0,093	0,13	0,18	0,60	0,20	0,28	0,46	0,74	1,3	1,3	3,2	2,93	3,275
K	468,5	377,9	702,9	396,4	357,1	1471,4	750,3	1398,9	1098,3	420,0	463,9	860,3	1762,3	1318,4	1439,2	1217,7	1000,4	2345,2	1614,9	2375,5	2725,8	5128,2
La	1,19	0,48	1,44	0,63	0,28	0,89	0,85	5,36	15,14	0,37	0,39	0,81	1,11	1,20	1,09	2,1	1,7	4,1	5,1	8,92	6,38	7,85
Ce	2,21	0,87	2,94	1,05	0,70	0,21	1,78	12,00	16,54	0,74	0,84	1,56	2,33	2,33	2,29	5,5	5,0	12,4	16,8	26,11	10,57	19,76
Pr	0,26	0,13	0,40	0,15	0,11	0,30	0,23	1,64	2,80	0,10	0,11	0,20	0,29	0,30	0,29	0,81	0,8	1,6	2,3	4,27	1,68	3,1
Sr	8,23	17,97	14,77	11,77	20,41	18,29	21,95	26,69	56,66	47,66	112,14	458,20	384,15	469,28	798,59	72	59	129	126	116	108	144
P	44,7	56,0	83,1	46,3	56,3	91,5	70,4	89,6	60,5	78,4	76,5	81,3	108,1	82,0	99,0	103,6	167,4	213,7	133,9	267,4	268,5	179,6
Nd	0,90	0,65	1,40	0,65	0,59	1,20	1,07	6,47	13,18	0,37	0,46	0,77	1,27	1,28	1,26	3,9	4,4	7,4	11,0	18,15	6,46	13,09
Zr	1,81	1,33	7,12	2,48	3,48	5,01	6,53	13,09	2,71	1,96	2,62	2,62	6,62	4,58	3,67	19,5	17,8	32,5	40,5	46,55	15,50	33,63
Hf	0,05	0,04	0,19	0,06	0,11	0,16	0,21	0,39	0,11	0,04	0,07	0,06	0,13	0,13	0,08	0,60	0,64	1,0	1,4	1,55	0,52	1,33
Sm	0,16	0,14	0,23	0,15	0,22	0,33	0,26	1,42	2,76	0,09	0,10	0,14	0,22	0,29	0,24	1,1	1,4	2,0	3,1	4,51	1,68	3,595
Eu	0,03	0,03	0,05	0,06	0,07	0,14	0,11	0,32	0,56	0,08	0,08	0,18	0,17	0,24	0,26	0,30	0,37	0,59	0,90	1,20	0,58	0,99
Gd	0,17	0,15	0,24	0,22	0,29	0,54	0,31	1,50	3,07	0,08	0,09	0,14	0,28	0,29	0,24	1,4	1,6	2,4	3,4	4,53	2,13	3,82
Ti	92,2	118,9	418,5	445,0	734,4	609,5	767,1	1452,9	287,6	410,9	400,5	298,0	574,6	882,6	704,8	1243,9	2070,1	3153,9	3067,1	5020,7	4610,5	6291,6
Tb	0,02	0,03	0,04	0,04	0,05	0,10	0,05	0,24	0,38	0,01	0,01	0,02	0,03	0,05	0,03	0,22	0,25	0,39	0,59	0,73	0,37	0,62
Dy	0,16	0,20	0,20	0,24	0,33	0,66	0,33	1,33	2,34	0,08	0,09	0,10	0,21	0,26	0,20	1,3	1,4	2,0	3,3	4,30	2,38	3,78

Ком-кс	Идарский			Кингашский						Талажинский						Кулибинский						
Обр.	5173	6013	18448	1147	6019/7	7003	6019/8	134	6028/4	1093	1109	5011	5014	5003/1	5020/2	Б-43	905	910	906	904	5142	901
	Д	Д	Гц	Д	Д	ОПк	ОППк	ППк	АПк	ПлД	ПлД	Тр	Тр	Ол-Гб	Ан	Лер	Вер	РоП	Веб	Гб-Н	Гб	Гб
Ho	0,03	0,05	0,04	0,04	0,07	0,15	0,07	0,26	0,50	0,02	0,02	0,02	0,04	0,05	0,04	0,26	0,28	0,40	0,65	0,90	0,53	0,80
Er	0,10	0,15	0,13	0,13	0,21	0,47	0,21	0,77	1,35	0,05	0,07	0,05	0,11	0,14	0,11	0,72	0,80	1,1	1,8	2,44	1,50	2,14
Y	0,88	1,80	1,16	1,79	2,04	3,92	2,24	10,62	18,34	0,67	0,76	0,74	1,51	1,72	1,29	6,7	7,3	9,9	16,2	21,9	13,7	18,7
Tm	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,07	0,03	0,12	0,18	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,11	0,11	0,15	0,26	0,36	0,23	0,315
Yb	0,11	0,23	0,15	0,15	0,20	0,49	0,22	0,78	1,14	0,07	0,08	0,06	0,10	0,12	0,09	0,69	0,73	1,0	1,7	2,19	1,39	1,88
Lu	0,02	0,04	0,02	0,02	0,03	0,08	0,03	0,12	0,18	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,11	0,11	0,14	0,23	0,32	0,22	0,28

Примечание. Редкие и редкоземельные элементы в исследуемых образцах определялись методом ICP-MS в Институте геологии и минералогии (ИГиМ) СО РАН (г. Новосибирск), аналитик М.Ю. Подлипский. Наименование пород: Д – дунит, Гц – гарцбургит, ОПк – оливиновый пикрит, ОППк – оливин-пироксеновый пикрит, ППк – пироксеновый пикрит, АПк – амфиболовый пикрит, ПлД – плагиодунит, Лер – лерцолит, Вер – верлит, РоП – роговообманковый перидотит, Веб – вебстерит, Гб – габбро, Гб-Н – габбро-норит, Тр – троктолит, Ол-Гб – оливиновое габбро, Ан – анортозит.

По общему суммарному содержанию REE и редких элементов в породе талажинские плагиодуниты являются наиболее обедненными, чем дуниты из двух других комплексов в первой группе.

Спайдер-диаграммы для пород второй группы в целом характеризуются содержаниями REE и редких элементов от 1 до 10 норм примитивной мантии для кингашских пикритов и кулибинских перидотитов и до 30 норм примитивной мантии для кулибинских габброидов.

Отмечается, что кингашские пикриты по распределению спектров REE и редких элементов подразделяются на две подгруппы. К первой подгруппе относятся оливиновые и оливин-пироксеновые пикриты, которые занимают промежуточное положение между первой и второй группами и обнаруживают большое сходство с кингашскими дунитами, отличаясь только несколько большими суммарными содержаниями REE и редких элементов (рис. 3). Ко второй подгруппе отнесены пироксеновые и амфиболовые пикриты, которые по содержанию REE и редких элементов и архитектуре спайдер-диаграмм близки породам кулибинского комплекса и вместе с ними и формируют собственно вторую группу. Специфичным от первой группы для спайдер-диаграмм второй группы является присутствие «корытообразного» La-Ce-Pr и Nd положительных пиков и Р отрицательного пика. Для спайдер-диаграмм пироксеновых и амфиболовых пикритов кингашского комплекса и перидотитов кулибинского комплекса также характерны Eu и Ti отрицательные пики.

Обсуждение полученных результатов и выводы

Полученные результаты показывают, что по своим химическим особенностям породы исследуемых комплексов очень схожи. Эта особенность позволяет предположить, что породы исследуемых комплексов являются продуктами одного протолита мантийного субстрата, который в одних случаях претерпел интенсивное деплетирование, в других подвергался высокой либо незначительной степени плавления с образованием, соответственно, высокомагнезиального либо основного расплава с последующей его дифференциацией в промежуточных магматических камерах и кристаллизацией на различных гипсометрических уровнях в земной коре. В пользу данного предположения также служат предполагаемые близкие возрастные датировки для исследуемых комплексов.

Породы идарского дунит-гарцбургитовый комплекса являются реститовыми образованиями. Некоторое обогащение легкими REE пород идарского комплекса по отношению к породам кингашского комплекса не может быть обусловлено спецификой рестита, так как породы комплекса сложены главным образом оливином и ортопироксеном, кристаллическая структура которых способна накапливать в себе очень ограниченные количества REE. Однако повышенные количества примеси легких REE можно объяснить их сосредоточением в виде не изоморфной, а неструктурной примеси, сконцентрированной во флюидных микровключениях

либо во внутризерновых и межзерновых микротрещинах [13]. Причиной аномального обогащения ультрамафитовых реститов неструктурной примесью легких REE могут быть как эндогенные, так и экзогенные флюиды. В частности источником привноса легких REE в ультрамафиты идарского комплекса могли быть флюиды, отделявшиеся от более позднего мафитового расплава, из которого раскристаллизовались кингашские габброиды. Не исключено, что подобное обогащение легкими REE могло произойти и в процессе серпентинизации под влиянием метеорных вод [29].

Продуктами наиболее ранней дифференциации высокомагнезиального расплава, очевидно, являются дуниты, верлиты, оливиновые и оливинпироксеновые пикриты кингашского комплекса, которые кристаллизовались в гипабиссальных и субвулканических условиях. Невысокие содержания REE элементов в данных породах обусловлены высокой ролью в их составе оливина, который, как доказано ранее, не способен концентрировать в себе сколько-нибудь значительные количества этих элементов [13]. Габброиды, перекрывающие кингашские ультрамафиты, очевидно, представляют собой последующую, оторванную по времени фазу внедрения, что предполагалось и ранее [3, 20].

Значительное химическое сходство спайдер-диаграмм ультрамафитов и габброидов кингашского и талажинского комплексов (рис. 4) позволяет наряду с принятой классической моделью кристаллизационно-гравитационной дифференциации мафитовых расплавов предположить концептуально новую гипотезу формирования интрузивных тел талажинского комплекса. По мнению авторов, породы талажинского комплекса являются гибридными образованиями, полученными в результате кристаллизации гибридного магматического расплава, сформировавшегося в процессе контаминации основными расплавами ранее возникших ультрамафитов в условиях мезоабиссальных и абиссальных глубин [13]. Более позднее внедрение габброидов и их активное воздействие на более ранние ультрамафиты детально описаны в Йоко-Довыренском и Чайском никеленосных плутонах [11–13], близких по формационной принадлежности талажинскому комплексу, а также находят подтверждение в результатах численного моделирования процессов образования троктолитов на основе данных их химического состава [1].

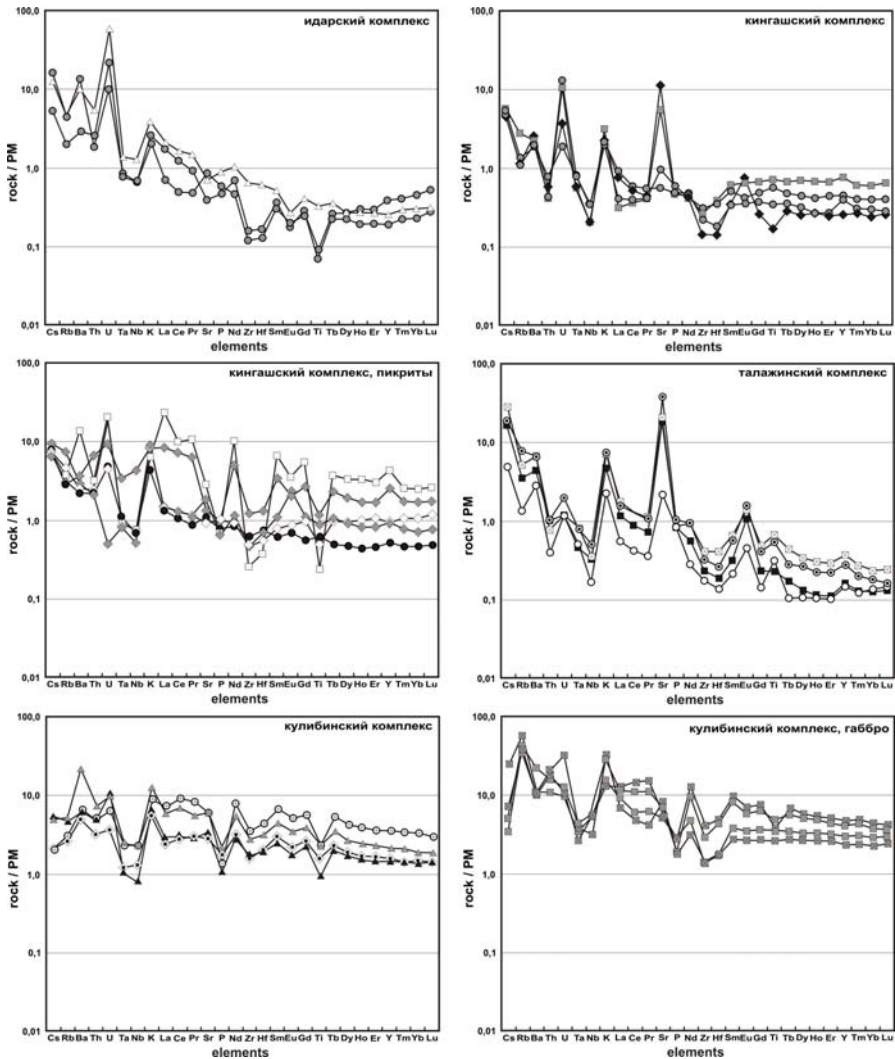


Рис. 3. Мультиэлементные спектры ультрамафитов и мафитов исследуемых комплексов Канской глыбы Восточного Саяна, нормированные к примитивной мантии (PM) [30]

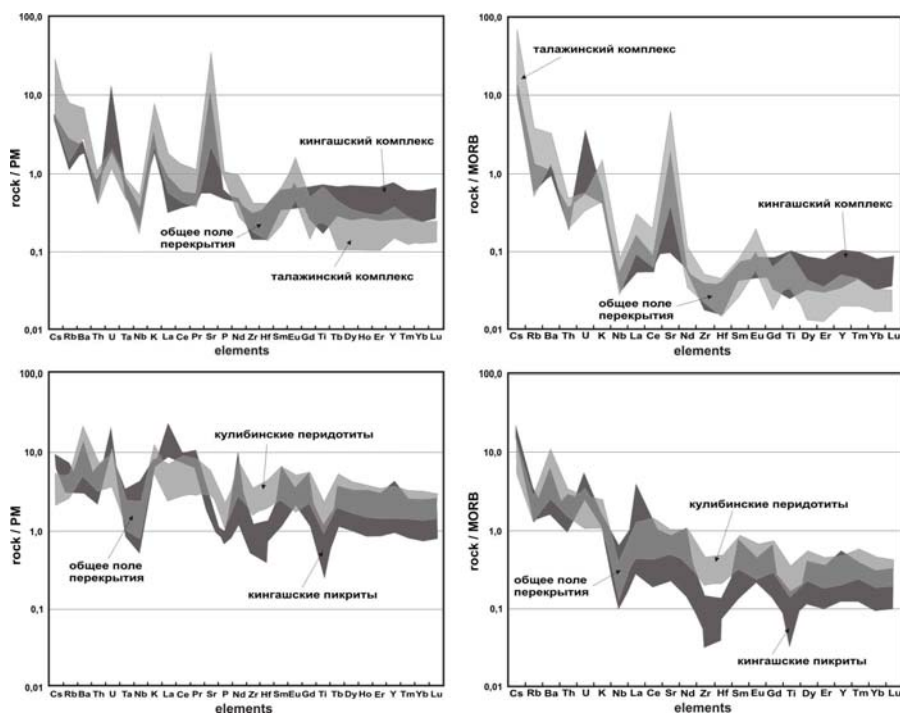


Рис. 4. Поля мультиэлементных спектров пород исследуемых комплексов Канской глыбы Восточного Саяна, нормированные к примитивной мантии (PM) и COX (MORB) [30]

Постоянное присутствие положительной Eu аномалии в породах Талажинского комплекса также подчеркивает их «гибридную» природу и указывает на значимую роль плагиоклаза в гибридном ультрамафит-мафитовом расплаве на момент кристаллизации пород комплекса. Этот минерал, как известно, является хорошим буфером для данного лантаноида [13].

Породы кулибинского комплекса сформировались из высокомагнезильного основного расплава, образовавшегося в результате частичного плавления исходного мантийного субстрата с последующей кристаллизационной дифференциацией. В результате сформировался последовательный ряд пород от перидотитов к габброидам, который укладывается в единый петрохимический тренд. Породы кулибинского комплекса характеризуются более высокими суммарными значениями REE и редких элементов по отношению к другим исследуемым комплексам. При этом авторы считают, что пироксеновые и амфиболовые пикриты, ассоциирующие с metabasalts, являются эффузивными комагматами кулибинских перидотитов и габброидов (рис. 4).

Таким образом, разнообразные ультрамафитовые и мафит-ультрамафитовые комплексы Канской глыбы являются производными единого мантийного протолита, сформировавшиеся в процессе его деплети-

рования либо высокой или незначительной степени плавления. Образовавшиеся магматические расплавы претерпели сложную эволюцию в земной коре, обусловленную как дифференциацией, так и контаминацией, что отражается в их геохимических особенностях.

Литература

1. Арискин А.А. Родительские магмы лунных троктолитов: проблемы образования и оценки исходного состава // Геохимия. 2007. № 5. С. 467–482.
2. Геология и перспективы сульфидного *Pt-Si-Ni* оруденения Восточной части Алтае-Саянской складчатой области / С.С. Сердюк, В.А. Кириленко, Г.Р. Ломаева, В.Е. Бабушкин, А.В. Тарасов, А.И. Зверев. Красноярск: Город, 2010. 184 с.
3. Гертнер И.Ф., Врублевский В.В., Глазунов О.М., Тишин П.А., Краснова Т.С., Войтенко Д.Н. Возраст и природа вещества Кингашского ультрамафит-мафитового массива, Восточный Саян // Доклады Академии наук. 2009. Т. 429, № 5. С. 645–651.
4. Глазунов О.М., Богнибов В.И., Еханин А.Г. Кингашское платиноидно-медно-никелевое месторождение. Иркутск: ИГТУ, 2003. 192 с.
5. Гончаренко А.И., Чернышов А.И. Деформационная структура и петрология нефритоносных гипербазитов. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1990. 200 с.
6. Кингашский мафит-ультрамафитовый массив: геологическое положение, внутреннее строение, вещественный состав и петроструктурный анализ ультрамафитов (Восточный Саян) / А.И. Чернышов, А.Д. Ножкин, С.И. Ступаков, П.А. Балыкин, Н.И. Кузоватов, И.Г. Резников, Н.А. Третьяков, В.А. Прохорова // Платина России. Проблемы развития, оценки воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов: сб. науч. тр. М. : Геоинформмарк, 2004. Т. V. С. 152–175.
7. Кислов В.Е., Конников Э.Г. Рифейская эпоха платинометалльно-медно-никелевого рудообразования // Проблемы геологии и геохимии юга Сибири. Томск: ТГУ, 2000. С. 67–72.
8. Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 192 с.
9. Корнев Т.Я., Еханин А.Г. Эталон Кингашского базальт-коматиитового комплекса (Восточный Саян). Новосибирск: СНИИГГиМС, 1997. 88 с.
10. Корнев Т.Я., Еханин А.Г., Князев В.Н., Шарифулин С.К. Зеленокаменные пояса юго-западного обрамления Сибирской платформы и их металлогения. Красноярск: КНИИГиМС, 2004. 176 с.
11. Леснов Ф.П. Петрология полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей: автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск, 1988. 48 с.
12. Леснов Ф.П. Контактные взаимоотношения ультрамафитовых и мафитовых пород в Довыренском плутоне и некоторые дискуссионные вопросы его генезиса (Северное Прибайкалье) // Геохимия и рудообразование радиоактивных, благородных и редких металлов в эндогенных и экзогенных процессах: материалы конференции. Улан-Удэ, 2007. С. 140–142.
13. Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Новосибирск: Гео, 2007. 403 с.
14. Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Петролого-геохимические особенности ультрабазитов южного обрамления Сибирского кратона и критерии поисков сульфидно-никелевых руд // Руды и металлы. 2006. № 6. С. 26–30.
15. Ножкин А.Д. Раннедокембрийские троговые комплексы юго-западной части Сибирской платформы и их металлогения // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: Наука, 1985. С. 34–46.

16. *Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири* / под ред. В.И. Богнибова, А.П. Кривенко, А.Э. Изоха и др. Новосибирск: НИЦ ОИГГиМ, 1995. 151 с.
17. *Радомская Т.А., Глазунов О.М.* Редкоэлементный состав пород и руд платиноидно-медно-никелевых месторождений кингашского типа // Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Известия Сиб. отд-ния секции наук о Земле РАЕН. Иркутск: ИрГТУ, 2009. С. 37–42.
18. *Схемы межрегиональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа.* Новосибирск: СНИИГГиМС, 2002. 178 с.
19. *Цыпуков М.Ю., Ножкин А.Д., Бобров В.А., Шипицын Ю.Г.* Коматиит-базальтовая ассоциация Канского зеленокаменного пояса (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1993. № 8. С. 98–108.
20. *Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Мишенина М.А.* Петрохимическая типизация ультрамафитов Канского блока (Восточный Саян) // Геохимия. 2010. № 2. С. 1–25.
21. *Чернышов А.И., Юричев А.Н.* Петрология и потенциальная рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов талажинского и кулибинского комплексов Восточного Саяна. Томск: ЦНТИ, 2012. 132 с.
22. *Юричев А.Н.* Мафит-ультрамафитовый магматизм Канской глыбы и его рудный потенциал, Северо-Запад Восточного Саяна // Руды и металлы. 2013. № 3. С. 11–20.
23. *Юричев А.Н.* Идарский ультрамафитовый комплекс Восточного Саяна: петрогеохимические особенности и вопросы рудоносности // Отечественная геология. 2014. № 6. С. 56–66.
24. *Юричев А.Н., Чернышов А.И.* Формационная типизация Кунгусского и Кулижинского мафит-ультрамафитовых массивов (СЗ Восточного Саяна) // Вестник ТГУ. 2009. № 327. С. 244–249.
25. *Юричев А.Н., Чернышов А.И.* Новые рудные минералы Кингашского ультрамафитового массива (северо-запад Восточного Саяна) // Записки Российского минералогического общества. 2016. Т. 145, № 3. С. 14–22.
26. *Юричев А.Н., Чернышов А.И., Конников Э.Г.* Талажинский плагиодунит-троктолит-анортосит-габбровый массив Восточного Саяна: петрогеохимические особенности и проблемы рудоносности // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 2. С. 219–236.
27. *Юричев А.Н., Чернышов А.И., Кульков А.С.* Новые данные о благороднометалльной минерализации Кингашского ультрамафитового массива (северо-запад Восточного Саяна) // Известия ТПУ. Инжиниринг георесурсов. 2016. Т. 327, № 2. С. 44–51.
28. *Boynnton W.V.* Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare Earth Element Geochemistry / Ed. P. Henderson. Oxford-Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
29. *Gruau G., Bernard-Griffiths J., Lecuyer C.* The origin of U-shaped rare earth patterns in ophiolite peridotites: Assessing the role of secondary alteration and melt/rock reaction // Geochim. Cosmochim. Acta. 1998. Vol. 62. P. 3545–3560.
30. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Public. 1989. № 42. P. 313–345.

Авторы:

Юричев Алексей Николаевич, кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры петрографии геолого-географического факультета Томского государственного университета, Томск, Россия.

E-mail: juratur@sibmail.com

Чернышов Алексей Иванович, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой петрографии геолого-географического факультета Томского государственного университета, Томск, Россия.

E-mail: aich@ggf.tsu.ru

A.N. Yurichev, A.I. Chernyshov

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

**FEATURES OF CHEMICAL BEHAVIOR
OF MAFIC-ULTRAMAFIC MAGMATISM OF
THE KAN BLOCK (NW EASTERN SAYAN)**

The article focuses on different formational types of mafic-ultramafic massifs of the Kan block in north-western part of the Eastern Sayan, which are combined in four complexes: restite one – Idarsk dunite-harzburgite complex and magmatic ones – Kingash dunite-wehrlite-picritic, Talazhinsk plagiodunite-troctolite-anorthosite-gabbro, and Kulibinsk peridotite-pyroxenite-gabbro. In the paper, we have discussed features of chemical behavior of these complexes. The results suggest that ultramafic and mafic-ultramafic complexes of the Kan block are derived from single mantle protolith. They were formed during its depletion or either high or low degree of melting. Resultant magmatic melts have undergone a complex evolution in the Earth's crust due to processes of differentiation and contamination, which is reflected in their geochemical characteristics.

Rocks of Idarsk dunite-harzburgite complex are restitic formations. The products of earliest differentiation of high-Mg melt are dunites, wehrlites, olivine, and olivine-pyroxene picrites of Kingash complex, which crystallized/mineralized under hypabyssal and subvolcanic conditions. Gabbroids overlapping Kingash ultramafic rocks obviously represent a subsequent intrusion phase as it was always supposed. Strong chemical similarity between spider-diagrams of ultramafic rocks and gabbros from Talazhinsk and Kingash complexes suggested a conceptually new hypothesis for formation of intrusive bodies in Talazhinsk complex in replace of the accepted conventional model of crystallization-gravitational differentiation of mafic melts. For the first time, it was assumed that rocks of Talazhinsk complex are hybrid entities formed as result of crystallization of hybrid magmatic melt generated in turn during contamination by main melts of previously formed ultramafic rocks under conditions of mesaabyssal and abyssal depths. Rocks of Kulibinsk complex were formed from high-Mg primary melt generated by partial melting of mantle source, followed by crystallization differentiation. As result, a series of rocks was formed from peridotites to gabbroids that fits into unite petrochemical trend.

Keywords: *ultramafic and mafic-ultramafic complexes, Kan block, chemistry, parental melt, genesis*

References

1. Ariskin A.A. Parental magmas of lunar troctolites: Genetic problems and estimated original compositions// *Geochemistry International*. 2007. V. 45. № 5. pp. 413–427.
2. Serdyuk S.S., Kirilenko V.A., Lomaeva G.R., Babushkin V.E., Tarasov A.V., Zverev A.I. *Geologiya i perspektivy sul'fidnogo Pt-Cu-Ni orudneniya Vostochnoy chasti Altae-Sayanskoy skladchatoy oblasti* [Geology and prospects of sulfide Pt-Cu-Ni mineralization of the Eastern part of the Altai-Sayan folded area]. Krasnoyarsk: Izd-vo «Gorod», 2010. 184 p. In Russian
3. Gertner I.F., Vrublevskiy V.V., Glazunov O.M., Tishin P.A., Krasnova T.S., Voytenko D.N. Age and source material of the Kingash ultramafic-mafic massif, East Sayan // *Doklady Earth Sciences*. 2009. V. 429. № 2. pp. 1526–1532.

4. Glazunov O.M., Bognibov V.I., Ekhanin A.G. *Kingashskoe platinoidno-medno-nikelevoe mestorozhdenie* [Kingashsky PGM-copper-nickel deposit]. Irkutsk: IGUTU, 2003. 192 p. In Russian
5. Goncharenko A.I., Chernyshov A.I. *Deformatsionnaya struktura i petrologiya nefritonosnykh giperbazitov* [Deformatsionnaya structure and petrology nephrite-bearing giperbazites]. Tomsk: Tomsk University Publ., 1990. 200 p. In Russian
6. Chernyshov A.I., Nozhkin A.D., Stupakov S.I., Balykin P.A., Kuzovatov N.I., Reznikov I.G., Tret'yakov N.A., Prokhorova V.A. *Kingashskiy mafit-ul'tramafitovyy massiv: geologicheskoe polozhenie, vnutrennee stroenie, veshchestvennyy sostav i petrostrukturnyy analiz ul'tramafitov (Vostochnyy Sayan)* [Kingashsky mafic-ultramafic massif: geological position, internal structure, material composition and petrostructural analysis of ultramafites (Eastern Sayan)] // *Platina Rossii. Problemy razvitiya, otsenki vosproizvodstva i kompleksnogo ispol'zovaniya mineral'no-syr'evoy bazy platinovykh metallov*: sb. nauch. trudov. T. V. Moscow: Geoinformmark, 2004. pp. 152–175. In Russian
7. Kislov V.E., Konnikov E.G. *Rifeyskaya epokha platinometal'no-medno-nikelevogo rudoobrazovaniya* [Riphean era of PGM-copper-nickel ore] // *Problemy geologii i geokhimii yuga Sibiri*. Tomsk: TGU. 2000. pp. 67–72. In Russian
8. Komatiiti i vysokomagnezial'nye vulkanity rannego dokembriya Baltiyskogo shchita [Komatiites and high-Mg volcanic rocks of the Early Precambrian of Baltic Shield]. Leningrad: Nauka, 1988. 192 p. In Russian
9. Kornev T.Ya., Ekhanin A.G. *Etalon Kingashskogo bazalt'-komatiitovogo kompleksa (Vostochnyy Sayan)* [Etalon of Kingashsky basalt-komatiitic complex (Eastern Sayan)]. Novosibirsk: SNIIGiMS, 1997. 88 p. In Russian
10. Kornev T.Ya., Ekhanin A.G., Knyazev V.N., Sharifulin S.K. *Zelenokamennye poyasa yugo-zapadnogo obramleniya Sibirskoy platformy i ikh metallogeniya* [Greenstone belts of southwestern framing of Siberian Platform and their metallogeny]. Krasnoyarsk: KNIIGiMS, 2004. 176 p. In Russian
11. Lesnov F.P. *Petrologiya poligennykh bazit-giperbazitovykh plutonov skladchatykh oblastey: avtoref. dis. ... d-ra geol.-min. nauk* [Petrology of polygenic bazite-giperbazite plutons of orogen areas: avtoref. dis. ... doctor of geological and mineralogical sciences]. Novosibirsk, 1988. 48 p. In Russian
12. Lesnov F.P. *Kontaktovye vzaimootnosheniya ul'tramafitovykh i mafitovykh porod v Dovyrenskom plutone i nekotorye diskussionnye voprosy ego genezisa (Severnoe Priбайkal'e)* [The contact relationship between ultramafic and mafic rocks in Dovyren pluton and some debatable issues of its genesis (Northern Baikal)] // *Geokhimiya i rudoobrazovnie radioaktivnykh, blagorodnykh i redkikh metallov v endogennykh i ekzogennykh protsessakh*: mater. konf. Ulan-Ude, 2007. pp. 140–142. In Russian
13. Lesnov F.P. *Redkozemel'nye elementy v ul'tramafitovykh i mafitovykh porodakh i ikh mineralakh* [Rare earth elements in ultramafic and mafic rocks and their minerals]. Novosibirsk: Akademicheskoe izd-vo «Geo», 2007. 403 p. In Russian
14. Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B. *Petrologo-geokhimicheskie osobennosti ul'trabazitov yuzhnogo obramleniya Sibirskogo kratona i kriterii poiskov sulfidno-nikelevykh rud* [Petrological and geochemical features of ultrabazites of southern margin of Siberian craton and criteria searches of sulfide-nickel ores] // *Rudy i metally*. 2006. № 6. pp. 26–30. In Russian
15. Nozhkin A.D. *Rannedokembriyskie trogovye komplekсы yugo-zapadnoy chasti Sibirskoy platformy i ikh metallogeniya* [Early Precambrian trough complexes of south-western part of Siberian platform and their metallogeny] // *Dokembriyskie trogovye struktury Baykalo-Amurskogo regiona i ikh metallogeniya*. Novosibirsk: Nauka, 1985. pp. 34–46. In Russian

16. *Platinonosnost' ul'trabazit-bazitovykh kompleksov yuga Sibiri* [Platinum-bearing of ultramafic-mafic complexes of south of Siberia]. / Edited by V.I. Bognibova, A.P. Krivenko, A.E. Izokha i dr. Novosibirsk: NITs OIGGiM, 1995. 151 p. In Russian
17. Radomskaya T.A., Glazunov O.M. *Redkoelementnyy sostav porod i rud platinoidno-medno-nikelevykh mestorozhdeniy kingashskogo tipa* [Rarely elemental composition of rocks and ores of PGM-copper-nickel deposits of Kingashsky type] // *Geologiya, poiski i razvedka rudnykh mestorozhdeniy. Izvestiya Sib. otd-niya seksii nauk o Zemle RAEN. Irkutsk: Izd-vo IrGTU*, 2009. pp. 37–42. In Russian
18. *Skhemy mezhregional'noy korrelyatsii magmaticheskikh i metamorficheskikh kompleksov Altae-Sayanskoy skladchatoy oblasti i Eniseyskogo kryazha* [Schemes of inter-regional correlation of magmatic and metamorphic complexes of the Altai-Sayan folded area and Yenisei ridge], 2002. Novosibirsk: SNIIGGiMS, 178 p. In Russian
19. Tsypukov M.Yu., Nozhkin A.D., Bobrov V.A., Shipitsyn Yu.G. *Komatiit-bazal'tovaya assotsiatsiya Kanskogo zelenokamennogo poyasa (Vostochnyy Sayan)* [Komatiite-basalt association of Kan greenstone belt (Eastern Sayan)] // *Geology and Geophysics*. 1993. № 8, pp. 98–108. In Russian
20. Chernyshov A.I., Nozhkin A.D., Mishenina M.A. Petrogeochemical typification of the ultramafic rocks from the Idar greenstone belt, Kan block, East Sayan // *Geochemistry International*. 2010. V. 48. № 2. pp. 118–139.
21. Chernyshov A.I., Yurichev A.N. *Petrologiya i potentsial'naya rudonosnost' mafit-ul'tramafitovykh massivov talazhinskogo i kulibinskogo kompleksov Vostochnogo Sayana* [Petrology and potentially ore-bearing of mafic-ultramafic massifs of talazhinsky and kulibinsky complexes of the Eastern Sayan]. Tomsk: TsNTI, 2012. 132 p. In Russian
22. Yurichev A.N. *Mafit-ul'tramafitovyy magmatizm Kanskoy glyby i ego rudnyy potentsial, Severo-Zapad Vostochnogo Sayana* [Mafic-ultramafic magmatism of Kan block and him ore potential, North-West of Eastern Sayan] // *Rudy i metall*. 2013. № 3, pp. 11–20. In Russian
23. Yurichev A.N. *Idarskiy ul'tramafitovyy kompleks Vostochnogo Sayana: petrogeokhimicheskie osobennosti i voprosy rudonosnosti* [Idarsky ultramafic complex of the Eastern Sayan: petrogeochemical features and issues of ore-bearing] // *Otechestvennaya geologiya*. 2014. № 6. pp. 56–66. In Russian
24. Yurichev A.N., Chernyshov A.I. Formation typification of the Kungusky and the Kulzhinsky mafic-ultramafic massifs (NW of Eastern Sajan) // *Tomsk State University Journal*. 2009. № 327. pp. 244–249. In Russian
25. Yurichev A.N., Chernyshov A.I. New ore minerals in the Kingashsky ultramafic massif (Northwest part of the East Sayan Mountains) // *Zapiski RMO (Proceedings of the Russian Mineralogical Society)*. 2016. № 3. pp. 14–22. In Russian
26. Yurichev A.N., Chernyshov A.I., Konnikov E.G. The Talazhin plagioclone–troctolite–anorthosite–gabbro massif (East Sayan): petrogeochemistry and ore potential // *Russian Geology and Geophysics*. 2013. № 2. pp. 166–180.
27. Yurichev A.N., Chernyshov A.I., Kul'kov A.S. New data on noble-metal mineralization of Kingashsky ultramafic massif (Northwest of the Eastern Sayan) // *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University*. 2016. № 2. pp. 44–51. In Russian
28. Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // *Rare Earth Element Geochemistry* / Ed. P. Henderson. Oxford-Amsterdam: Elsevier, 1984. pp. 63–114.
29. Gruau G., Bernard-Griffiths J., Lecuyer C. The origin of U-shaped rare earth patterns in ophiolite peridotites: Assessing the role of secondary alteration and melt/rock reaction // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1998. V. 62, pp. 3545–3560.
30. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Public. 1989. № 42, pp. 313–345.

Authors:

Yurichev Alexei N., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Assistant Professor Department of Petrography, Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: juratur@sibmail.com

Chernyshov Alexei I., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Head Department of Petrography, Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: aich@ggf.tsu.ru

ГЕОМОРФОЛОГИЯ, ЭВОЛЮЦИОННАЯ ГЕОГРАФИЯ

УДК 551.583.15 (571.12 + 571.5) + 911.2
DOI: 10.17223/25421379/1/9

Н.С. Евсеева, Л.Б. Филандышева

*Национальный исследовательский
Томский государственный университет, Томск, Россия*

ДИНАМИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И СЕЛЕКТИВНОСТЬ РАЗВИТИЯ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

Проведен анализ региональных особенностей пространственно-временных изменений гидротермических условий, показаны их циклическая составляющая и селективный характер влияния последних на развитие геосистем. Основное внимание уделено переходным природным зонам – лесотундре (станция Салехард) и лесостепи (станция Омск), ландшафты которых наиболее чутко реагируют на устойчивые изменения климата, по сравнению с другими зональными комплексами.

Ключевые слова: климат, изменение, тенденции, циклы, температура воздуха, ландшафты, селективность.

Одной из важнейших задач общества на современном этапе является оценка состояния окружающей среды и роли климата как одного из ведущих факторов, определяющих ее изменения. Успешность решения данного вопроса зависит от степени и глубины научного познания механизма функционирования системы «климат – ландшафтная оболочка», что является, по мнению А.А. Величко [3], естественнонаучной проблемой величайшей сложности.

Следует отметить, что на фоне определенных тенденций в глобальных изменениях климата в длительном временном диапазоне для него также характерна циклическая составляющая. Основы учения о циклических изменениях климата заложены немецким географом и климатологом Э. Брикнером. Еще в 1890 г. им для Западной Европы установлены колебания климата, выражающиеся в чередовании теплых и сухих периодов с холодными и влажными, продолжительностью в среднем около 35 лет, известные как брикнеровы периоды (циклы).

Несколько позднее, в 1901 г., основоположник климатологии в России А.И. Воейков опубликовал работу, где показал влияние колебаний климата на уровни озер Туркестана и Западной Сибири. В дальнейшем появилось много работ, подтверждающих наличие периодически повторяющихся яв-

лений климата и природных процессов с иными интервалами времени. Так, М. Миланкович в 1934 г. разработал астрономическую теорию циклических изменений климата для масштабов 10^4 лет и более, основанную на периодически возникающих отклонениях инсоляции полушарий от средней величины за большой период времени. На этой основе он выделил 40700- и 21000-летние и другие по продолжительности циклы.

Теория о многовековой (1800–2000 лет) и внутривековой цикличности общей увлажненности северных материков разработана А.В. Шнитниковым. Он указывает, что длительность внутривековых ритмов может изменяться от 20–30 до 45–47 лет, на фоне которых вероятны и менее продолжительные циклы – 7–10-летние [13].

В.А. Дергачев, В.Ф. Чистяков [5] на основе исследования по космогенным изотопам глобальных особенностей солнечной активности, климата и интенсивности космических лучей в прошлом пришли к выводу о наличии, наряду с 22- и 90-летними, таких фундаментальных циклов, как 210- и 2400-летние.

В настоящее время возросло внимание многих ученых к проблеме изменения климата, причем не только естественных, но и социальных наук, имеющих разные взгляды на данный вопрос, в том числе в пользу усиливающегося антропогенного влияния на него. На 21-й международной конференции по климату, прошедшей в декабре 2015 г. в Париже, было указано, что научные выводы доказывают антропогенную роль в современном глобальном потеплении климата [2].

Однако есть и другие мнения. Например, В.Ф. Логинов [10] отмечает, что ряд особенностей климата не могут быть объяснены только влиянием парниковых газов. Он видит главную причину современного потепления климата в циклических изменениях глобальных и региональных температур воздуха. Средняя продолжительность одного из известных циклов (векового) в изменении глобальной температуры составляет 60–70 лет. В.Ф. Логинов отмечает и еще одну особенность изменения глобальной температуры – это «скачкообразность» ее роста. Он выделил в ходе температуры воздуха в период с 1962–2010 г. несколько таких «ступенек». Продолжительность каждой из них 15–17 лет, а переход температуры на новый уровень происходит в течение 6–7 лет.

Кроме этого, в функционировании климатической системы выделяют и другие циклы: квазидвухлетний (26-месячный); 2–5,5-летний; 5–6-летний; 7–10-летний; 11-летний; 22-летний; 35-летний; 40–60-летний; 80–90-летний (вековой); 160–180-летний и др.

Механизм образования циклов является дискуссионным, тем не менее цикличность целесообразно рассматривать как вынужденную реакцию климатической системы на внешние воздействия или как прямую резонансную раскачку на собственных частотах. Например, квазидвухлетние циклы, возможно, связаны с чандлеровским колебанием полюсов Земли, возбуждающим в атмосфере и океане «полюсной прилив», который может взаимодействовать с сезонными климатическими колебаниями [12].

Причины наблюдаемых 60–70-летних циклов могут объясняться: автоколебаниями климатической системы, квазивековыми колебаниями солнечной активности, воздействием Юпитера и Сатурна [10]. На основе комплексного анализа данных наблюдений гидрометеорологических характеристик тропосферы и океана получены новые доказательства воздействия солнечной активности на климатические процессы [14].

А.А. Баренбаум [1] считает, что струйные истечения газопылевого вещества из ядер спиральных Галактик оказывают большое влияние на цикличность климата, тектонических процессов, на геохимический круговорот вещества на Земле и др.

Не углубляясь в причины, вызывающие циклические колебания гидротермических режимов, следует отметить, что они имеют место и оказывают влияние на природные процессы на нашей планете. В.Ф. Логинов [10] отмечает, что в условиях изменения климата особенно актуальной становится оценка ответной реакции ландшафтов, которая может проявляться как постепенно, так и быстро. Авторы данной статьи рассмотрели современные тенденции изменения и циклические колебания гидротермических показателей Западно-Сибирской равнины (ЗСР) за последние 100 лет, а также их влияние на природные процессы.

Объект, материалы и методы исследования

Западно-Сибирская равнина – одна из крупнейших низменных равнин земного шара, протяженность ее с севера на юг 2500 км, с запада на восток – до 1900 км, а площадь – более 3 млн км². На территории ЗСР отчетливо выражена широтная географическая зональность – от тундры на севере до степи на юге. Характерная особенность большинства зон – распространение болотных ландшафтов, на юге равнины развиты солонцы и солончаки. В северной части сформировалась многолетняя мерзлота, динамично реагирующая на колебания климата, а на юге – уровень степных озер, характеризующийся цикличностью развития.

В основу настоящей работы положены следующие материалы:

1) данные по среднегодовой температуре и осадкам приземного слоя воздуха из базы данных ВНИИГМИ–МЦД за период с 1936 по 2012 г. по станциям Салехард и Омск, расположенным в переходных природных зонах – лесотундре и лесостепи соответственно, границы которых из-за потепления климата меняются наиболее заметно по сравнению с другими зональными комплексами. При обработке данных применены методы математической статистики (линейной регрессии и скользящей средней, корреляционный анализ и др.);

2) результаты анализа литературных источников, отражающих исследовании по изучению циклических изменений в развитии природных процессов.

Результаты исследования

Региональные особенности изменения среднегодовых температур воздуха на станциях Салехард и Омск характеризуют общие черты и тенденции вариации температуры за период с 1936 по 2006 г., сгруппированные в 3 периода (1936–1970; 1971–2006; 1936–2006 гг.), и представлены на рис. 1 и в табл. 1.

Анализ межгодовых изменений температурных условий (рис. 1) показал, что в пределах рассматриваемых природных зон Западно-Сибирской равнины наблюдается современное потепление климата. Раньше этот процесс развивался в умеренных широтах, в высоких широтах он имеет более сложный характер. В табл. 1 наряду с обозначенными выше периодами добавлены расчеты для отрезка времени с 2001 по 2012 г., что связано с появлением публикаций о смене с 2000-х гг. положительной тенденции в ходе температуры на отрицательную.

Анализ табл. 1, в которой представлены значения многолетних среднегодовых температур воздуха и коэффициенты вариации, рассчитанные по четырем рассматриваемым периодам, позволил выявить пространственно-временные различия в динамике термических показателей. Так, многолетний уровень среднегодовой температуры воздуха на ст. Салехард заметно вырос лишь в четвертый период (2001–2012 гг.), увеличившись по сравнению с первым на $0,8^{\circ}\text{C}$. Для природы Субарктики это имеет большое значение, и одним из результатов его стало интенсивное таяние многолетней мерзлоты. На ст. Омск изменения в уровнях многолетних среднегодовых температур воздуха и показателей их изменчивости от периода к периоду оказались более выраженными.

Так, от первого ко второму периоду средний уровень температуры вырос на $1,3^{\circ}\text{C}$, еще значительнее (на $1,8^{\circ}\text{C}$) вырос уровень среднегодовой температуры воздуха в 2001–2012 гг. по сравнению с 1936–1970 гг. (табл. 1). Обобщая вышесказанное, можно отметить, что наиболее теплым отрезком времени текущего столетия на всей территории Западно-Сибирской равнины был последний период.

Изменения средней годовой температуры воздуха отмечаются на метеостанциях, расположенных и в других природных зонах Западно-Сибирской равнины. Так, Л.В. Воронина и А.Г. Гриценко [4] для природных зон Новосибирской области за период с 1881 по 2009 г. установили следующие градиенты повышения среднегодовых температур воздуха: на $1,5^{\circ}\text{C}$ – в подтайге; $1,6^{\circ}\text{C}$ – в лесостепи; $1,9^{\circ}\text{C}$ – в степи.

С целью изучения циклических колебаний во временных рядах среднегодовых температур воздуха в данной работе проведено пятилетнее сглаживание их значений для двух периодов – с 1883 по 2012 г. (первый) и с 1936 по 2012 г. (второй), ход которых показан на рис. 2. Анализ кривой сглаженного хода среднегодовой температуры воздуха, построенный для метеостанции Салехард по данным первого периода (несмотря на имеющиеся разрывы в рядах наблюдений), позволил вы-

делить два вековых цикла, на фоне которых отмечаются циклы меньшего масштаба.

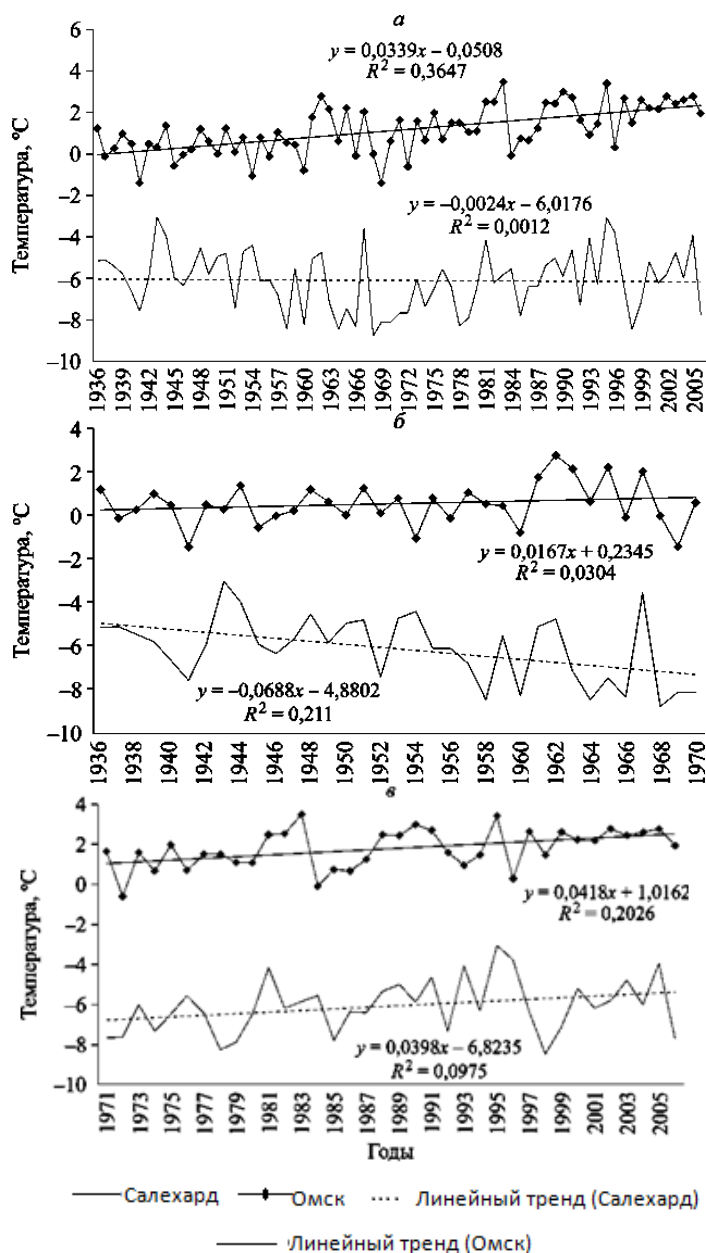


Рис. 1. Изменение среднегодовых температур приземного слоя воздуха на станциях Салехард (1) и Омск (2). Периоды: а – с 1936 по 2006 г., б – с 1936 по 1970 г., в – с 1971 по 2006 г.

Таблица 1

Основные параметры среднегодовой температуры воздуха

Параметры среднегодовой температуры воздуха	Период			
	I	II	III	IV
<i>ст. Салехард (лесотундра)</i>				
Многолетняя среднегодовая температура воздуха, °С	–6,1	–6,1	–6,1	–5,3
Минимальное значение среднегодовой температуры воздуха, °С	–8,8	–8,5	–8,75	–7,7
	1966	1998	1966	2006
Максимальное значение среднегодовой температуры воздуха, °С	+3,0	–3,1	–3,02	–3,3
	1946	1994	1946	2012
Коэффициенты вариации	0,49	0,44	0,47	0,82
<i>ст. Омск (лесостепь)</i>				
Многолетняя среднегодовая температура воздуха, °С	+0,5	+1,8	+1,2	+2,3
Минимальная температура воздуха, °С	1,4	–0,6	–1,4	+1,1
	1941	1972	1943	2010
Максимальная температура воздуха, °С	+2,8	+3,5	+3,5	+3,5
	1962	1983	1983	2008
Коэффициент вариации	1,8	0,5	0,99	0,30

Примечание. Периоды: I – 1936–1970 гг.; II – 1971–2006 гг.; III – 1936–2006 гг.; IV – 2001–2012 гг.

Основные климатические показатели выделенных термических циклов представлены в табл. 2.

Анализ таблицы показывает, что продолжительность первого векового цикла в зоне лесотундры около 86 лет (1885–1970 гг.). На ветви роста температур, длившегося примерно 60 лет, среднегодовые температуры выросли с –8,1°С до –4,9°С (рис. 2, А, табл. 2). Ветвь спада векового цикла оказалась в 2,5 раза короче (24 года) и во столько же раз имела большую интенсивность изменения температуры по сравнению с ветвью его роста. В конце векового цикла температуры опустились до уровня его начала (до –8,0°С).

Второй вековой цикл на кривой сглаженного хода среднегодовых температур ст. Салехард в настоящее время выражен только ветвью роста, начало которого приурочено к 1970 г., продолжается до настоящего времени и пока, возможно, не достиг своего максимального значения (рис. 2, А).

В лесостепной зоне, в отличие от лесотундры, на кривой сглаженного пятилетнего хода среднегодовых температур за 125-летний период циклы векового масштаба не просматриваются (рис. 2, А). Однако рубежное положение 1970 г. в динамике термического режима в данной зоне не утрачивается, так как именно с этого года на ст. Омск темпы роста среднегодовой температуры воздуха увеличились практически в два раза по сравнению с предшествующим временем.

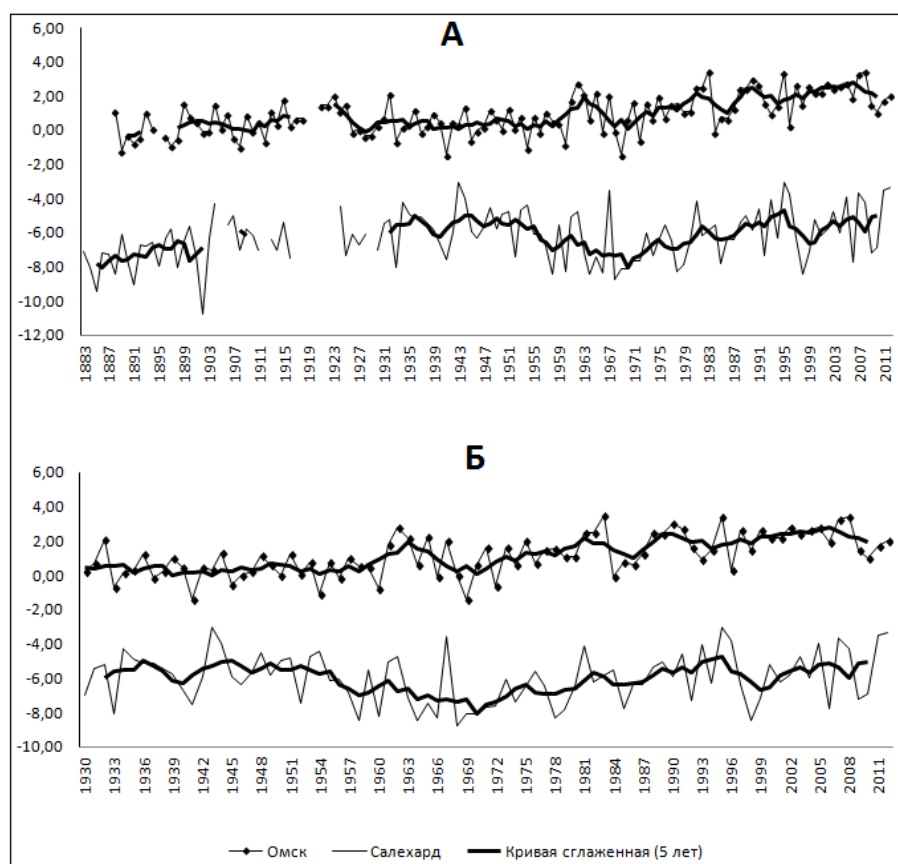


Рис. 2. Многолетний ход среднегодовой температуры воздуха, кривая сглаживания ряда с 5-летним временным режимом за периоды: с 1883 по 2012 г. (А) и с 1930 по 2012 г. (Б) на ст. Салехард и ст. Омск

Для установления границ внутривековых циклов меньшей продолжительности и их климатической характеристики рассмотрены особенности хода сглаженных кривых за второй период – с 1930 по 2012 г. (с 1936 г. на ст. Салехард и ст. Омск ряды данных среднегодовых температур воздуха становятся непрерывными).

На кривой сглаженного хода температур на ст. Салехард можно выделить четыре цикла, на ст. Омск – пять, последние циклы нижней границы еще не имеют (рис. 2, Б). Как видно из рисунка 2, Б и данных табл. 2, границы первых двух циклов на рассматриваемых станциях совпадают, у других они отличаются. На слабую связь термических режимов лесотундры и лесостепи указывает также небольшая величина коэффициента корреляции ($r=+0,338\pm 0,1$) между временными рядами среднегодовых температур воздуха ст. Салехард и ст. Омск. Продолжительность циклов на ст. Салехард изменяется от 13 до 29 лет, на ст. Омск – от 11 до 20 лет, они близки по длине 11-летнему и 22-летнему циклам солнечной активности. Анализ

термических особенностей установленных циклов показал, что на ст. Омск от цикла к циклу идет постоянный рост максимальных значений температуры (от $+0,7^{\circ}\text{C}$ первого цикла до $+3,2^{\circ}\text{C}$ последнего), равно как и среднего уровня среднегодовой температуры циклов (от $+0,3^{\circ}\text{C}$ в первом цикле до $+2,2^{\circ}\text{C}$ в последнем). На ст. Салехард по термическим особенностям рассматриваемые циклы можно разделить на холодные (2-й и 3-й циклы), при этом самым холодным оказался 2-й цикл (с 1958 по 1970 г.), средний уровень температур которого составил $-7,0^{\circ}\text{C}$, и теплые (1-й и 4-й циклы), мало отличающиеся по температурным условиям между собой (табл. 2). Первый и второй выводы согласуются с рисунками кривых сглаженного хода пятилетнего периода осреднения соответствующих станций (рис. 2, Б).

Таблица 2

**Основные климатические характеристики термических циклов
по ст. Салехард и ст. Омск**

Номер цикла	Годы		Продолжи- тельность, гг.	Температура, °С			
	начало	конец		T _н , °С	T _к , °С	T _{макс.} , °С, г.	T _{ср.} , °С
ст. Салехард							
I вековой цикл	1885	1970	86	-8,1	-8,0	-4,9; 1945	-6,3
1-й цикл	1940	1958	18	-7,2	-7,0	-4,9; 1945	-5,6
2-й цикл	1958	1970	13	-7,0	-8,0	-6,2; 1961	-7,0
II вековой цикл – ветвь роста	1971			-8,0	-5,0	-4,7; 1995	
3-й цикл	1971	1999	29	-8,0	-6,7	-4,7; 1995	-6,2
4-й цикл	1999			-6,7	-6,0	-5,0; 2006	-5,6
ст. Омск							
1-й цикл	1939	1958	20	0,04	0,2	0,7; 1949	0,3
2-й цикл	1958	1970	12	0,2	0,05	1,9; 1963	0,9
3-й цикл	1971	1986	16	0,05	1,0	2,1; 1982	1,4
4-й цикл	1986	1995	11	1,0	1,5	2,4; 1991	2,3
5-й цикл	1995			1,5	1,9	3,2; 2007	2,2

Примечание: T_n – значение среднегодовой температуры воздуха начала цикла; T_k – значение среднегодовой температуры воздуха конца цикла; $T_{\text{макс}}$ – значение максимальной среднегодовой температуры воздуха цикла; $T_{\text{ср}}$ – среднее значение среднегодовой температуры воздуха цикла

В данной работе также сделана оценка степени аномальности гидро-термических условий, по величине которой для каждого года определялся тип термического режима и режима увлажнения. За нормальный случай принимался такой, у которого отклонение от средней величины было меньше или равно среднему квадратическому отклонению ряда, в ином случае он рассматривался как аномальный (отклонение больше средне-квадратического, но меньше его двойной величины) или экстремальный (отклонение больше двойной величины среднеквадратического отклоне-

ния. В табл. 3 показана повторяемость разных типов лет по термическому режиму в границах выделенных циклов.

Таблица 3

**Повторяемость разных типов лет по термическим условиям
в циклах термического режима, %**

Циклы (годы)	Тип термического режима				
	О/Х	Х	Н	Т	О/Т
<i>Салехард (лесотундра)</i>					
1-й цикл (1940–1958)	0	16,7	61,3	16,4	5,6
2-й цикл (1959–1970)	0	46	46,4	7,6	0
3-й цикл (1971–1999)	0	24,2	61,1	10,3	3,4
4-й цикл (2000–2012)	0	0	64,3	35,7	0
<i>Омск (лесостепь)</i>					
1-й цикл (1939–1958)	5	25	65	5	0
2-й цикл (1959–1970)	8,3	25,2	58,2	8,3	0
3-й цикл (1971–1986)	0	12,5	68,7	18,8	0
4-й цикл (1987–1995)	0	0	51,5	48,9	0
5-й цикл (1995–2012)	0	0	53	47	0

Из табл. 3 видно, что чаще всего холодные и очень холодные по термическому режиму годы повторялись на всей территории ЗСР в период с 1958 по 1970 г. (2-й цикл), их суммарная частота за эти циклы на ст. Салехард составила 46%, на ст. Омск – 33,5%. Наиболее низкие значения среднегодовой температуры воздуха на ст. Салехард были в 1966, 1988 и 2006 гг., а наиболее высокие – в 1946, 1994, 2012 гг.; на ст. Омск, соответственно, в 1941, 1943 и 1962, 1983, 2008 гг.

Анализ данных Д.С. Козловой и Н.Ф. Харламовой [7] показывает, что холодные годы на территории Алтайского края (лесостепь, степь) в течение 1981–2010 гг. повторялись с периодичностью в 3–6; 6–8, 11 лет и 34 года.

Современные изменения климата оказывают большое влияние на состояние вечной мерзлоты, которая характерна для арктических и субарктических широт ЗСР. Д.С. Дроздов и др. [6] отмечают, что в последние десятилетия происходит потепление климата, что выражается в повышении среднегодовых температур горных пород. В настоящее время, согласно вышеуказанным авторам, 30–40-летний положительный тренд сменяется тенденцией к затуханию потепления. В целом рост температур вблизи побережья Карского моря выражен слабо, и в континентальных районах высоких широт ежегодный градиент их составляет 0,05°C и более. Температуры многолетнемерзлых пород, как известно, следуют за температурами воздуха, но изменяются в 1,5–5 раз медленнее и зависят от многих

условий: количества выпавших осадков, мощности снежного покрова, характера растительности, состава пород и др.

Общее повышение температуры многолетней мерзлоты за 30–40-летний период можно разделить на две фазы: 1 – интенсивное потепление до 1995–2000 гг.; 2 – снижение потепления или даже некоторое похолодание (например, в районе Марре-Сале). Д.С. Дроздов и др. [6] считают, что наличие этих двух фаз на фоне 60–65-летней цикличности можно интерпретировать как приближение к экстремуму на температурной синусоиде. Наблюдается и такой факт: опускание кровли многолетнемерзлых пород до глубины 5–7 м и формирование участков несливающейся мерзлоты в южной и, реже, северной лесотундре. Его индикатором служит продвижение на 30–40 км на север предтундровых лиственничных редколесий.

Кроме термического режима на развитие географических процессов большое влияние оказывает и режим увлажнения. С целью выявления динамики увлажнения лесотундры и лесостепи нами рассмотрены изменения среднегодовых сумм осадков за период с 1936 по 2012 г. по ст. Салехард и Омск. Средняя многолетняя сумма осадков за указанный отрезок времени на северной станции составила 436,8 мм ($\sigma \pm 86,3$ мм), при наименьшем значении – 239,9 мм (1936 г.) и наибольшем – 694 мм (1957 г.), на южной – 370,0 ($\sigma \pm 70,8$ мм), 192 (1952 г.) и 585,6 мм (1993 г.) соответственно.

Циклические колебания в рядах среднегодовых сумм осадков за указанный период изучались на основе анализа кривых сглаженного хода с 5-летним временным режимом осреднения (рис. 3).

Анализ кривых сглаженного хода среднегодовых сумм осадков позволил выделить на ст. Салехард 6 циклов, на ст. Омск-8 (последние циклы без верхних границ) (рис. 3, табл. 4).

Из табл. 4 следует, что на северной станции длина циклов режимов увлажнения изменялась от 10 до 17 лет, на южной – от 7 до 14 лет, т.е., как и термические циклы, они оказались близки по продолжительности циклам солнечной активности. Сопоставление средних значений среднегодовых сумм осадков, рассчитанных для каждого цикла, со средним значением всего исследуемого периода показало, что в лесостепи значительно раньше (с 1975 г.), чем в лесотундре (с 1989 г.), первый параметр стал больше второго. Необходимо также отметить, что в лесостепной зоне увеличение средних сумм осадков от цикла к циклу шло поступательно (от 322,0 мм первого цикла до 426,6 мм последнего), тогда как в северной зоне в течение 2, 3, 4-го циклов суммы осадков практически не менялись и были близки к средней многолетней величине всего 77-летнего периода, и лишь в 5-м и 6-м циклах они стали больше на 15–16 мм.

По количеству выпавших за год осадков, как и по термическому режиму по степени аномальности, были выделены следующие типы лет по режиму увлажнения: нормальные, избыточные, недостаточно увлажненные, очень избыточно увлажненные и очень недостаточно увлажненные (табл. 5).

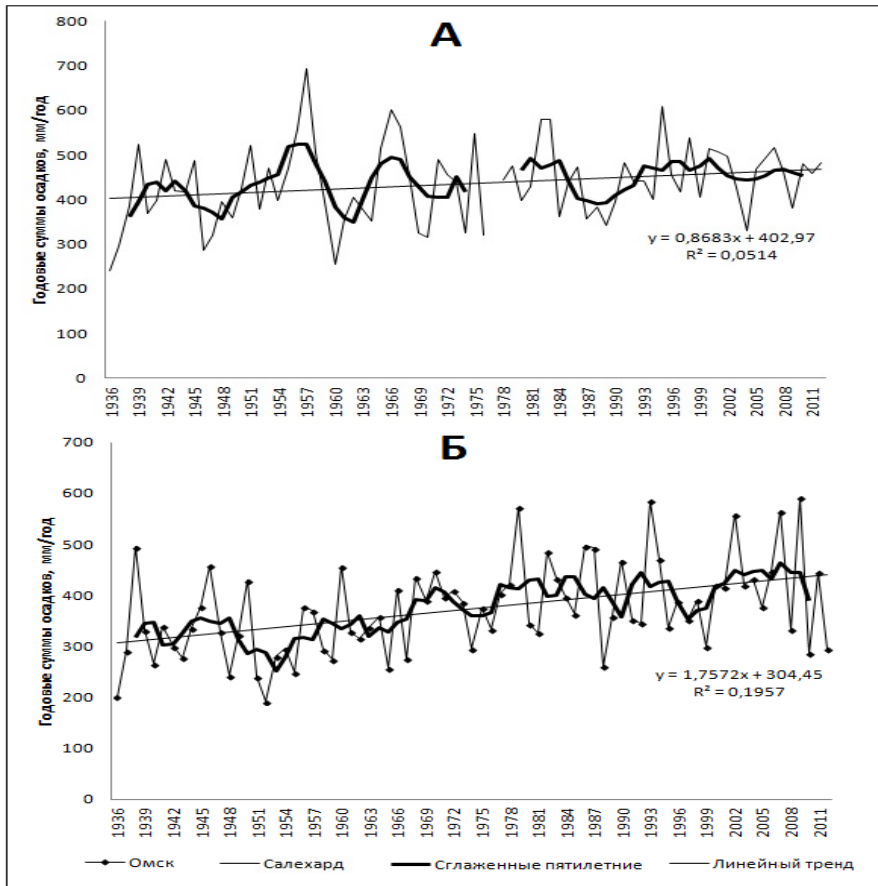


Рис. 3. Многолетний ход среднегодовых сумм осадков, кривая сглаживания ряда с 5-летним временным режимом за период с 1936 по 2012 г.:
А – на ст. Салехард, Б – ст. Омск

Как следует из табл. 5, на ст. Салехард внутри первого цикла преобладали годы с нормальным и недостаточным увлажнением. Циклы 2 и 4 характеризуются наибольшим разнообразием типов лет по режиму увлажнения, в 5-м представлены года двух типов (нормальные и избыточно-увлажненные), а в 6-м – одного (нормальные). На ст. Омск отмечаются следующие особенности в режиме увлажнения выделенных циклов: в первые три цикла в разных пропорциях повторялись годы либо нормальные по увлажнению, либо недостаточно увлажненные, с 5-го по 7-й – нормальные либо избыточно увлажненные, в 6-м – только года с нормальным типом увлажнения.

Таким образом, общей чертой для режима увлажнения лесотундры и лесостепи является увеличение, начиная с 1970-х гг., повторяемости случаев с аномально большим среднегодовым количеством осадков. Следует

отметить, что циклические колебания во временных рядах среднегодовых сумм осадков (как и среднегодовых температур) происходят на общем фоне увеличения их значений, причем коэффициент линейного тренда на ст. Омск почти в 2 раза больше, чем на ст. Салехард (17,8 мм/10 лет и 8,7 мм/10 лет соответственно).

Т а б л и ц а 4

**Основные климатические характеристики циклов увлажнения
на ст. Салехард и ст. Омск**

Номер цикла	Годы		Продол- жи- тельность, лет	Средняя годовая сумма осадков, мм			
	Начало цикла	Конец цикла		X _н , мм	X _к , мм	X _{макс.} , мм	X _{ср.} , мм
ст. Салехард							
1	1938	1948	11	363,0	357,0	442,7	400,9
2	1949	1962	14	357,8	349,3	525,4	435,8
3	1963	1972	10	349,3	405,3	491,0	433,4
4	1973	1989	17	405,3	329,9	493,5	438,4
5	1990	2004	15	392,9	443,6	492,3	455,5
6	2005			443,6		467,5	456,2
ст. Омск							
1	1938	1942	8	317,0	303,8	346,4	322,0
2	1943	1953	11	303,8	251,8	356,4	319,4
3	1954	1963	10	251,8	319,4	359,4	327,8
4	1964	1975	12	319,4	359,2	415,6	370,6
5	1976	1983	8	359,2	401,2	432,4	409,7
6	1984	1990	7	401,2	356,9	437,2	404,2
7	1991	1997	7	356,9	353,7	444,8	411,1
8	1998			353,7		462,9	426,6

Примечание. X_н – годовая сумма осадков на год начала цикла; X_к – годовая сумма осадков на год конца цикла; X_{макс} – максимальная величина годовой суммы осадков цикла; X_{ср} – средняя величина годовой суммы осадков цикла.

Установленные особенности динамики гидротермических показателей и их циклические колебания отражают региональное своеобразие современного изменения климата Западно-Сибирской равнины. Пространственно-временную неоднородность и цикличность проявления климата, на наш взгляд, достаточно убедительно объяснили Е.А. Леонов и др. [9], которые считают, что «особое место в детерминации цикличности и направленности развития гидроклиматических процессов однородных районов занимает селективность как форма избирательного взаимодействия внешних и внутренних факторов, при которой гидроклиматическая система находится в устойчивом состоянии. При этом проявляется не только гомеостазис (сохранение состояния), но и в большей мере гомеорезис (устойчивый про-

цесс смены состояний)» [9. С. 325]. Гомеорезис проявляется в чередовании периодов одинаковой длительности ($T=15$ лет) в годовом стоке, уровне озер, засушливости и др.

Т а б л и ц а 5

Повторяемость разных типов лет по режиму увлажнения, %

Циклы (годы)	Типы увлажнения				
	Очень избыточное	Избыточное	Нормальное	Недостаточное	Очень недостаточное
Салехард (лесотундра)					
1-й (1938–1948)	0	0	63,6	27,2	9,2
2-й (1949–1962)	14,3	14,3	50	7,1	14,3
3-й (1963–1972)	0	30	70	0	0
4-й (1973–1989)	0	18,8	56,3	18,8	6,1
5-й (1990–2004)	0	20	80	0	0
6-й (2005–2010)	0	0	100	0	0
Омск (лесостепь)					
1-й (1935–1942)	0	0	25	75	0
2-й (1943–1953)	0	0	54,5	45,5	0
3-й (1954–1963)	0	0	50	50	0
4-й (1964–1975)	0	0	100	0	0
5-й (1976–1983)	0	25	75	0	0
6-й (1984–1990)	0	28,6	71,4	0	0
7-й (1991–1997)	0	42,8	57,2	0	0
8-й (1998–2010)	0	61,5		38,5	0

Е.В. Максимов [11], изучая озера Средней Азии, пришел к выводу, что пульсация Земли «ответственна» за ход увлажнения, а пульсация Солнца – за ход теплообеспеченности.

Выявление циклических изменений климата в пределах природных зон и их влияния на функционирование геосистем, хозяйственную и социальную сферы жизни населения является актуальнейшей проблемой. Решение ее будет способствовать разработке практически значимых долгосрочных климатических прогнозов, так необходимых для составления программ развития территорий с учетом настоящих и будущих преобразований природы. К сожалению, большинство метеостанций ЗСР имеют недостаточный срок наблюдений для выявления продолжительных циклов (вековых и большей длительности), что затрудняет организацию подобных работ.

Проанализировав полученные материалы, данные палеогеографических исследований четвертичного периода, авторы в целом поддерживают мнение В.М. Котлякова [8] о том, что современные изменения климата не являются чем-то новым в истории Земли. В.М. Котляков отмечает, что три

предыдущих межледниковья, предшествовавшие голоцену, были более теплыми по сравнению с ним, т.е. глобальная температура в современную эпоху все еще на 1,5–2°C ниже, чем была в то время. Таким образом, несмотря на возможность антропогенного воздействия, современные колебания температуры на Земле не выходят за рамки естественных изменений, характерных для всей последней геологической эпохи.

Литература

1. Баренбаум А.А. Галактоцентрическая парадигма в геологии астрономии. Изд-е 3-е. М. : Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2013. 544 с.
2. Бялко А.В. Парижское соглашение по климату: реальны ли цели? // Природа. 2016. № 3. С. 3–10.
3. Величко А.А. Введение // Климаты и ландшафты Северной Евразии в условиях глобального потепления: ретроспективный анализ и сценарии. М. : ГЕОС, 2010. Вып. III. С. 9–10.
4. Воронина Л.В., Гриценко Г.А. Климат и экология Новосибирской области. Новосибирск : СГГА, 2011. 228 с.
5. Дергачев В.А., Чистяков В.Ф. 210 и 2400-летние солнечные циклы и колебания климата. Солнечный цикл. СПб. : ФТИ им. А.Ф. Иоффе РАН, 1993. С. 112–130.
6. Дроздов Д.С., Васильев А.А., Малкова Г.В. и др. Изменение температуры многолетнемерзлых пород западного сектора Российской Арктики в связи с изменением климата // Полярная криосфера и воды суши. 2011. С. 264–286.
7. Козлова Д.С., Харламова Н.Ф. Характеристика температурного режима начала XXI в. в Алтайском крае // География и природопользование в Сибири. Вып. 17. Барнаул : Изд-во Алт. гос. ун-та, 2014. С. 61–63.
8. Котляков В.М. О причинах и следствиях современных изменений климата // Солнечно-земная физика. 2012. Вып. 21. С. 110–114.
9. Леонов Е.А., Яковлев Б.А., Леонов В.Е. О предсказуемости гидроклиматических процессов с позиции вероятностного подхода и космофизических представлений // Новые идеи в естествознании. Часть II. Геология, геофизика, астрономия. СПб. : ВСЕ-ГЕИ, 1996. С. 318–329.
10. Логинов В.Ф. Радиационные факторы и доказательная база изменений климата // Солнечно-земная физика. Вып. 21. 2012. С. 3–9.
11. Максимов Е.В. Историческая география горных озер Средней Азии. СПб. : Изд-во СПб. ун-та, 1992. 301 с.
12. Монин А.С., Сонечкин Д.М. Колебания климата по данным наблюдений. Тройной солнечный и другие циклы. М. : Наука, 2005. 191 с.
13. Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария // Записки Географического общества СССР. 1957. Т. 16. 340 с.
14. Gray L., Beer J., Geller M., Haigh J.D., et all. Solar influence on climate. Rev. Geophys. 2010. 48. RG4001, doi:10.1029/2009RG000282.
15. Filandysheva L.B., Evseeva N.S., Zhilina T.N. Zonal features of climate regime of the West Siberian Plain and its influence on geosystems // Geography and Natural Resources. 2015. Vol. 36, № 4. P. 341–349.

Авторы:

Евсеева Нина Степановна, доктор географических наук, профессор, заведующая кафедрой географии геолого-географического факультета Томского государственного университета, Томск, Россия.

E-mail: geography@ggf.tsu.ru

Филандышева Лариса Борисовна, кандидат географических наук, доцент, заведующая кафедрой краеведения и туризма геолого-географического факультета Томского государственного университета, Томск, Россия.
E-mail: filandysh@vtomske.ru

Geosphere Research, 2016, 1, 124–139. DOI: 10.17223/25421379/1/9

N.S. Evseeva, L.B. Filandysheva

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

DYNAMIC CLIMATE CHANGES AND SELECTIVITY OF NATURAL PROCESSES IN THE WEST SIBERIAN PLAIN

The basis for the research was data from RIHMI – MDC database on average daily and average annual temperatures of surface air and precipitation in Omsk and Salekhard stations recorded for the period from 1936 to 2012. The data have been grouped into 4 periods: 1) 1936–2006, 2) 1936–1970, 3) 1971–2006, 4) 2001–2012. The study has revealed the spatial-temporal differences in the dynamics of thermal indices. For example, perennial rate of the average annual temperature on the Salekhard station increased significantly in the fourth period compared with the first period when the average annual temperature grew for 0,84 °C. This change means a lot for Subarctic's nature and one of results of these changes is melting permafrost. The change in long-term average air temperatures and indices of their variability from period to period were more pronounced in Omsk station. From the first period to the second one, the average temperature level increased 3 times and the coefficient of variation reduced by about the same times. During the period from 2001 to 2012, the average temperature level increased more compared with 1936–1970.

In this work, we have obtained median of five-year average annual air temperatures and amount of precipitation for two periods: 1883–2012 and 1936–2012 in order to study cyclical fluctuations in values over time. Analysis of median progress curve of average air temperatures has appeared to distinguish two centennial cycles at the Salekhard Weather Stations. The centennial cycles have not been detected in the steppe zone. We have also detected ranges/limits for shorter cycles closer to the length of a solar cycle: four of them are at the Salekhard station lasted 13–29 years, and 5 cycles are at the Omsk station lasted 11–20 years. 6 cycles at the Salekhard station and 8 cycles at the Omsk station are distinguished on the median progress curve of average annual temperatures and precipitation. Last ones along with thermal ones do not have upper limit. The climatic characteristics were drawn up for each cycle, assessment of the abnormality degree of the hydrothermal regime was given, and the comparative analysis was conducted. It should be noted that cyclical fluctuations in temporal sequences/series of average annual precipitation and air temperatures occur along with increase of their values. After analyzing the materials and data from paleo geographic research for a quater, authors endorse views of V.M. Kotlyakov that modern climatic changes are not a new phenomenon in Earth evolution.

Keywords: *climate, changes, tendencies, cycles, temperature, landscapes, selectivity*

References

1. Barenbaum A.A. *Galaktotsentricheskaya paradigma v geologii astronomii* [Galactocentric paradigm in astronomy, geology]. Ed. 3. Moscow: Knizhnyy dom LIBROKOM, 2013. 544 p. In Russian
2. Byalko A.V. *Parizhskoe soglasenie po klimatu: real'ny li tseli?* [Paris climate agreement: whether the real target] // Priroda. 2016. № 3. pp. 3–10. In Russian

3. Velichko A.A. *Vvedenie* [Introduction] // *Klimaty i landshafty Severnoy Evrazii v usloviyakh global'nogo potepleniya : retrospektivnyy analiz i stsenarii*. Moscow: GEOS, 2010. V. III, pp. 9–10. In Russian
4. Voronina L.V., Gritsenko G.A. *Klimat i ekologiya Novosibirskoy oblasti* [Climate and ecology of Novosibirsk region]. Novosibirsk: SGGA, 2011. 228 p. In Russian
5. Dergachev V.A., Chistyakov V.F. *210 i 2400 – letnie solnechnye tsikly i kolebaniya klimata. Solnechnyy tsikl* [210 and 2400 - year solar cycle and climate variations. Solar cycle]. St-Petersburg, 1993. pp. 112–130. In Russian
6. Drozdov D.S., Vasil'ev A.A., Malkova G.V., et all. *Izmenenie temperatury mnogoletnemerzlykh porod zapadnogo sektora Rossiyskoy Arktiki v svyazi s izmeneiem klimata* [Changing the temperature of the permafrost in the western sector of the Russian Arctic related to changing of the climate] // *Polyarnaya kriosfera i vody sushi*. 2011. pp. 264–286. In Russian
7. Kozlova D.S., Kharlamova N.F. *Kharakteristika temperaturnogo rezhima nachala XXI v. v Altayskom krae* [Characteristics of temperature regime the beginning of the XXI century in the Altai region] // *Geografiya i prirodopol'zovanie v Sibiri*. Barnaul: Altay University Publ., 2014. V. 17. pp. 61–63. In Russian
8. Kotlyakov V.M. *O prichinakh i sledstviyakh sovremennykh izmeneniy klimata* [On the causes and effects of contemporary climate changes] // *Solnechno-zemnaya fizika*. 2012. V. 21. pp. 110–114. In Russian
9. Leonov E.A., Yakovlev B.A., Leonov V.E. *O predskazuemosti gidroklimaticheskikh protsessov s pozitsii veroyatnostnogo podkhoda i kosmofizicheskikh predstavleniy* [On the predictability of hydroclimatic processes from the perspective of the probabilistic approach, and of cosmophysical ideas] // *Novye idei v estestvoznanii. Chast' II. Geologiya, geofizika, astronomiya*. St-Petersburg, 1996. pp. 318–329. In Russian
10. Loginov V.F. *Radiatsionnye faktory i dokazatel'naya baza izmeneniy klimata* [Radiation factors and evidence of climate change] // *Solnechno-zemnaya fizika*. 2012. V. 21. pp. 3–9. In Russian
11. Maksimov E.V. *Istoricheskaya geografiya gornyykh ozer Sredney Azii* [Historical Geography of Mountain Lakes in Cen]. St-Petersburg, 1992. 303 p. In Russian
12. Monin A.S., Sonechkin D.M. *Kolebaniya klimata po dannym nablyudeniy. Troynoy solnechnyy i drugie tsikly* [Fluctuations climate according to the observations. Triple solar and other cycles]. Moscow: Nauka, 2005. 191 p. In Russian
13. Shnitnikov A.V. *Izmenchivost' obshchey uvlazhnenosti materikov severnogo polushariya* [The variability of the total humidity of the continents northern hemisphere] // *Zapiski Geograficheskogo obshchestva SSSR*. 1957. T. 16. 340 p. In Russian
14. Gray L., Beer J., Geller M., Haigh J.D., et all. Solar influences on climate. *Rev. Geophys.* 2010. 48. RG4001. doi:10.1029/2009RG000282.
15. Filandysheva L.B., Evseeva N.S., Zhilina T.N. Zonal features of climate regime of the West Siberian Plain and its influence on geosystems // *Geography and Natural Resources*. 2015. V. 36. № 4. pp. 341–349.

Authors:

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

E-mail: geography@ggf.tsu.ru

Filandysheva Larisa B., Cand. Sci. (Geogr.), Associate Professor, Head of the Department of Local History and Tourism, Faculty of Geology and Geography Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: filandysheva@vtomske.ru

О.Г. Савичев

*Национальный исследовательский
Томский политехнический университет, Томск, Россия*

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ РУСЛОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ РЕК ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Предложена методика оценки горизонтальных и вертикальных русловых деформаций равнинных рек при отсутствии данных наблюдений на основе определения стандартного отклонения ширины $\sigma_b(B)$ и максимальной глубины $\sigma_b(h_{\max})$ потока при фиксированных уровнях воды. Проведена апробация методики на примере реки Чулым у г. Асино. На основе методики получены оценки размыва берегов и дна рек Васюган, Еркал-Надей-Пур и Щучья, которые могут использоваться при расчёте русловых деформаций гидрологически неизученных рек в сходных природных условиях.

Ключевые слова: вертикальные и горизонтальные русловые деформации, Западная Сибирь.

Решение целого ряда научных и инженерных задач требует оценки деформаций речных русел [2, 13]. При наличии данных наблюдений эта задача обычно решается на основе сравнения поперечных профилей за многолетний период, а при их отсутствии – по эмпирическим формулам или с учётом сведений о реках-аналогах [5, 9, 10, 11].

Общие недостатки известных методик заключаются в следующем: 1) при большинстве существующих способов необходима разновременная русловая съёмка с интервалом не менее 5 лет на исследуемой реке или на реке-аналоге, однако при проектировании объектов строительства на труднодоступных территориях таёжной, лесотундровой и тундровой зон подобные данные часто отсутствуют или не удовлетворяют требованиям по точности; 2) трудоёмкость гидрологических исследований, сложность или невозможность получения расчётных параметров в отведённые сроки; 3) высокая степень неопределённости при измерении или расчёте параметров, используемых в косвенных способах оценки и прогноза русловых деформаций; 4) существенные отклонения расчётных значений русловых деформаций от измеренных значений, если способ применяется при условиях, отличающихся от тех, которые учитывались непосредственно при его разработке [14].

Кроме того, даже при наличии русловых съёмок достаточно сложно выделить основные закономерности русловых деформаций и понять, какие их характеристики (и как) должны использоваться для проектирования гидротехнических сооружений. В качестве иллюстрации последнего ас-

пекта геоморфологических и гидрологических исследований можно привести поперечные профили русла реки Чулым у г. Асино (крупный правый приток реки Обь, Западная Сибирь, Томская область), свидетельствующие о разнонаправленных деформациях как на смежных участках, расположенных примерно в 100 м друг от друга, так и внутри русла (рис. 1, 2).

С учётом перечисленных выше проблем предложена методика оценки горизонтальных и вертикальных русловых деформаций на основе анализа материалов режимных гидрологических наблюдений (в Российской Федерации – на сети Росгидромета). В результате такого анализа выбираются уровни воды, при которых наблюдаются наибольшие значения амплитуды изменений ширины и максимальной глубины потока. Эти значения и принимаются в качестве ориентировочных оценок максимально возможных горизонтальных и вертикальных деформаций русла. Апробация методики в целом показала корректность применяемого алгоритма и возможность его использования для оценки русловых деформаций малых и средних рек таёжной зоны [8, 14]. Однако остались недостаточно проработанными вопросы выбора оцениваемых показателей, что и определило цель рассматриваемой работы – доработка и дополнительное обоснование методики оценки русловых деформаций водотоков.

Методика и объекты исследования

Рассматриваемая методика оценки русловых деформаций основана на определении параметров потока, при которых наблюдаются наибольшие деформации русла или, иными словами, параметров потока при руслоформирующем расходе. В отличие от методики Н.И. Маккавеева и её модификаций [12], во-первых, делается акцент не на расчёт косвенных показателей твёрдого стока, а на оценку изменчивости ширины и глубины потока. Во-вторых, непосредственно определяется не руслоформирующий расход воды, а уровень воды, ему соответствующий. Первое отличие обусловлено главной целью методики (определение русловых деформаций), второе – меньшими погрешностями измерения уровней воды (по сравнению с расходами). При этом общий смысл используемого подхода заключается в отборе данных об изменении ширины и глубины потока преимущественно при деформациях русла (исключая колебания, связанные с изменением количества воды), а алгоритм расчёта – в выборе данных многолетних наблюдений (с одинаковым количеством значений в периоды подъёма и спада половодья в годы с разной водностью), соответствующих фиксированному уровню воды H_i , задаваемому с каким-либо постоянным приращением ΔH от выбранного минимума $H_{\min}$ ($H_i = H_{\min} + i \cdot \Delta H$, $i = 1, \dots, m$).

Пример формирования выборок приведён в [14]. Здесь лишь отметим, что для большинства равнинных рек с амплитудой 5–12 м приращение уровня воды целесообразно принять в размере 0,2–0,5 м (при больших значениях возрастает вероятность пропуска экстремума, при меньших – резко увеличивается трудоёмкость процедуры).

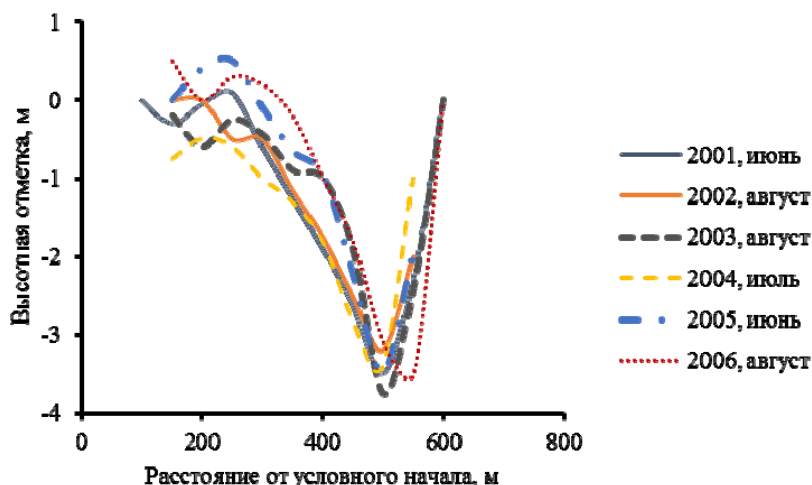


Рис. 1. Поперечный профиль русла реки Чулым у г. Асино в условной системе высот, створ 8 (табл. 1)

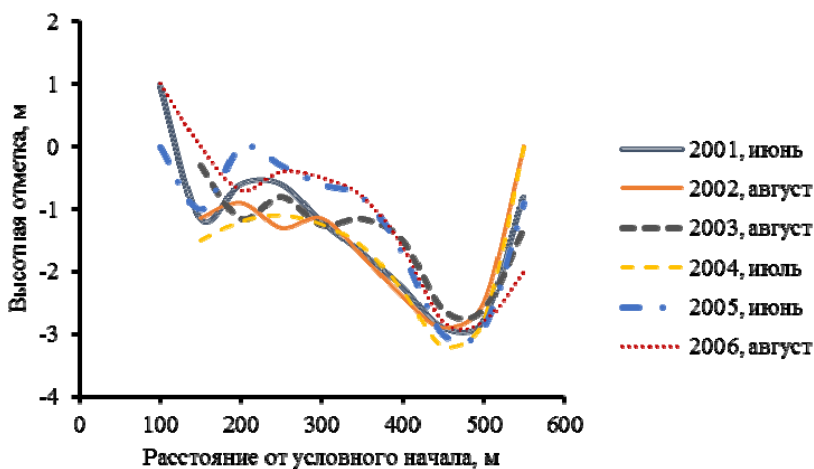


Рис. 2. Поперечный профиль русла реки Чулым у г. Асино в условной системе высот, створ 9 (табл. 1)

В случаях, когда отсутствует фиксированное значение уровня воды H_i , искомые значения параметров потока находятся интерполяцией между ближайшими датами (для заданного H_i). Затем для каждой выборки определяются значения амплитуды ширины $D(B)$, максимальной глубины водотока $D(h_{\max})$ и выбираются максимумы ($D_{\max}(B)$ и $D_{\max}(h_{\max})$), которые и принимаются в качестве оценок горизонтальной и вертикальной деформации русла соответственно. Затем выполняется расчёт предельно возможно-

го вертикального размыва русла Z_{lim} и максимально возможных горизонтальных русловых деформаций ΔB_T (за T лет) рек по формулам:

$$Z_{\text{lim}} = Z_{\text{min}} - D_{\text{max}}(h_{\text{max}}) - \delta_h, \quad (1)$$

$$\Delta B_T = T \cdot (D_{\text{max}}(B) + \delta_B), \quad (2)$$

где δ_B и δ_h – погрешности измерения ширины и глубины потока; Z_{min} – минимальная отметка дна. Формулы (1) и (2) могут использоваться и для рек, на которых режимные гидрологические наблюдения не проводятся. При этом значения $D_{\text{max}}(h_{\text{max}})$ и $D_{\text{max}}(B)$ принимаются, согласно [4, 9, 10], по данным рек-аналогов с примерно такими же условиями формирования водного стока, морфометрическими характеристиками и преобладающим типом руслового процесса.

Величины $D_{\text{max}}(B)$ и $D_{\text{max}}(h_{\text{max}})$ представляют собой меры рассеивания горизонтальных и вертикальных размеров русла при его заданном наполнении, что определяет очевидный физический смысл (1), (2). В то же время, использование амплитуды сопряжено со значительными случайными колебаниями от выборки к выборке [7]. С учётом этого была предпринята попытка использования в качестве меры рассеивания не амплитуды, а стандартного отклонения случайных величин B и h_{max} при фиксированных значениях H_i ($i=1, \dots, m$).

Для проверки гипотезы о лучшем соответствии стандартного отклонения были использованы полученные в АО «Томскгеомониторинг» и Чулымском участке водных путей и судоходства Западно-Сибирского пароходства материалы изучения русловых деформаций реки Чулым в районе г. Асино (Западная Сибирь, Томская область) в 2001–2006 гг. [3]. Река Чулым является третьим по водности (после рек Иртыша и Томи) притоком р. Оби. Водосбор площадью 134 тыс км² имеет сложную Г-образную форму. Его южная часть охватывает восточные и северные склоны и предгорья Кузнецкого Алатау (в пределах республики Хакасия, Красноярского края и Кемеровской области), а северная, соответствующая границам Томской области, – юго-восточную часть Западно-Сибирской равнины (границу равнины и горных районов). Среднегодовое расхождение воды р. Чулым у с. Батурино (площадь водосбора 131 тыс. км²) за период с 1936 по 2006 г. составляет 782 м³/с, а максимальный наблюденный расход воды (02–03.06.1941 г.) – 8 220 м³/с. Для р. Чулым на участке нижнего течения характерны свободное завершённое меандрирование и пойменная многорукавность. Речное русло, сложенное песчаными и глинисто-песчаными отложениями, подвержено плановым деформациям, интенсивность которых достигает 20 м/год и более [3, 6, 8].

Исследуемый участок расположен в 193 км ниже по течению от с. Зырянское (площадь водосбора примерно 123 тыс. км²). В его пределах построены 29 профилей. Расстояние между профилями по фарватеру – 100 м. Наиболее полные данные получены для профилей 8 и 9 (см. рис. 1, 2).

Результаты исследования

При ряде допущений изменение отметки дна реки при постоянном уровне воды можно рассматривать как одномерное случайное блуждание [1], а координату дна – как нормально распределённую случайную величину с плотностью вероятности $p(Z)$:

$$p(Z) = \frac{\exp\left(-\frac{Z - Z_a}{2 \cdot \sigma^2}\right)}{\sqrt{2 \cdot \sigma \cdot \pi}}, \quad (3)$$

где Z_a и σ – математическое ожидание и стандартное отклонение отметки дна (среднее квадратическое смещение относительно Z_a), причём величина σ^2 в уравнении (3) пропорциональна времени t . Подобная схема может быть использована в первом приближении и для описания изменений положения берега.

Тогда, во-первых, доверительный интервал P для σ может быть получен в виде (4–6):

$$P(\sigma_a^2 < \sigma^2 < \sigma_b^2) = 1 - \alpha, \quad (4)$$

$$\sigma_a^2 = \frac{(N-1) \cdot s^2}{\chi_{\alpha/2}^2}, \quad (5)$$

$$\sigma_b^2 = \frac{(N-1) \cdot s^2}{\chi_{1-\alpha/2}^2}, \quad (6)$$

где α – уровень значимости; N – объём выборки; $\chi_{1-\alpha/2}^2$ и $\chi_{\alpha/2}^2$ – процентные точки распределения χ^2 ; s^2 – оценка дисперсии. Во-вторых, модуль скорости деформации русла $|v|$ может быть представлен следующим образом:

$$|v| = \sqrt{\sigma^2 + \xi^2}, \quad (7)$$

где ξ – случайная величина, связанная со случайными ошибками измерения, а также флуктуациями русловых микроформ и состояния грунтов дна и берегов.

В практике инженерных расчётов и долгосрочных прогнозов используют средние v_a и максимальные $v_{\max}$ скорости русловых деформаций, но обычно наибольший интерес представляют величины $v_{\max}$ (как оценки предельного состояния, необходимого для расчёта параметров проектируемых сооружений). С учётом этого имеет смысл сопоставление $v_{\max}$ и верхнего предела интервальной оценки σ_b . С этой целью по материалам русловых съёмок были определены модули измеренных средних $|v_a|$ и максимальных $|v_{\max}|$ годовых скоростей смещения, амплитуды A и стандартные отклонения σ положения левого и правого берегов (табл. 1), а также отметок дна в створах 8 и 9 (табл. 2).

Таблица 1
Характеристики вертикальных деформаций дна русла реки Чулым у г. Асино

Створ	Смещение левого берега, м/год					Смещение правого берега, м/год				
	σ	σ_b	A	$ v_a $	$ v_{\max} $	σ	σ_b	A	$ v_a $	$ v_{\max} $
1	5	13	10	5	10	54	133	145	58	90
2	5	13	10	5	10	41	100	90	41	80
3	7	17	20	4	15	49	121	140	42	120
4	7	16	15	3	15	153	374	405	84	400
5	13	31	40	12	25	128	314	350	83	330
6	176	431	445	79	445	120	295	285	93	250
7	3	6	5	3	5	32	79	85	28	70
8	10	25	30	8	20	15	38	40	17	40
9	26	63	70	29	70	21	51	45	15	35
10	14	34	35	8	35	16	40	40	12	30
11	32	77	90	24	80	17	41	50	20	35
12	51	126	135	43	125	9	23	25	10	20
13	60	146	155	55	155	9	23	25	6	20
14	83	203	220	78	215	5	12	10	4	10
15	81	200	215	73	200	6	15	15	3	10
16	35	87	100	31	55	9	23	20	5	15
17	74	182	175	56	175	9	23	25	4	5
18	63	154	145	50	135	9	21	20	4	15
19	52	127	120	40	115	8	20	20	3	15
20	45	111	105	35	95	9	22	20	7	15
21	22	54	60	18	50	10	24	20	3	15
22	26	65	60	21	60	11	28	25	4	15
23	85	209	210	83	170	88	215	225	74	210
24	80	196	180	80	180	66	162	150	32	125
25	61	150	145	67	135	77	189	205	56	145
26	55	135	140	30	140	61	150	160	58	155
27	13	32	35	13	25	60	148	160	54	145
28	14	33	30	9	30	36	88	90	30	90
29	20	48	45	12	35	74	181	175	63	175

Примечание. $|v_a|$ и $|v_{\max}|$ – модули средней и максимальной годовой скорости смещения берега; A – максимальная амплитуда положения берега; σ и σ_b – стандартное отклонения координат положения берега и верхний предел доверительного интервала при уровне значимости $\alpha = 5\%$.

Анализ полученных данных позволил сделать вывод о пропорциональности значений $|v_{\max}|$ и σ_b (рис. 3–5; соотношения между стандартным отклонением ширины русла $\sigma(B)$ за 2001–2006 гг. и стандартными отклонениями координат положения левого $\sigma(\text{лб})$ и правого $\sigma(\text{пб})$ берегов соотно-

шения: $\sigma(B)=0,64 \cdot \sigma(\text{лб})+41,28$, $R^2=0,37$; $\sigma(B)=0,78 \cdot \sigma(\text{пб})+35,71$, $R^2=0,65$), что в целом позволяет рассматривать стандартное отклонение ширины и максимальной глубины в качестве оценок горизонтальных и вертикальных русловых деформаций соответственно. При этом степень приближения зависит от выбранного уровня значимости α .

Для обоснования выбора расчётного значения α использовался критерий K :

$$K = \sqrt{1-R_{v8}^2} + \sqrt{1-R_{v9}^2} + \sqrt{1-R_{hl}^2} + \sqrt{1-R_{hr}^2} \quad (8)$$

где R_{v8}^2 и R_{v9}^2 – квадрат корреляционного отношения при расчёте вертикальных деформаций русла в створах 8 и 9; R_{hl}^2 и R_{hr}^2 – квадрат корреляционного отношения при расчёте смещения левого и правого берегов. Минимальное значение K (8), соответствующее наилучшему приближению горизонтальных и вертикальных деформаций русла, получено при уровне значимости 9% ($K=1,45$). Однако в этом случае максимальные скорости горизонтальных деформаций оказываются выше верхнего предела определения σ ($|v_{\max}| \approx 1,1 \cdot \sigma_b$), что противоречит (7). С учётом этого целесообразен выбор уровня значимости в размере 5% ($K=1,91$), что соответствует допустимой погрешности инструментального определения расхода воды (поскольку для расчёта используются сведения об измеренных расходах воды), при котором $|v_{\max}| < \sigma_b$.

Таблица 2

Характеристики вертикальных деформаций дна русла реки Чулым у г. Асино в створах 8 и 9

L , м	Створ 8 (табл. 1)					Створ 9 (табл. 1)				
	σ	σ_b	A	$ v_a $	$ v_{\max} $	σ	σ_b	A	$ v_a $	$ v_{\max} $
150	0,41	1,01	1,25	0,46	0,75	0,57	1,41	1,50	0,71	1,2
200	0,37	0,90	1,00	0,41	0,90	0,44	1,08	1,20	0,5	1,2
250	0,44	1,09	1,10	0,50	1,10	0,39	0,97	1,00	0,48	0,8
300	0,42	1,02	1,20	0,38	0,90	0,35	0,85	0,75	0,18	0,65
350	0,42	1,04	1,10	0,37	0,65	0,44	1,08	0,95	0,38	0,8
400	0,46	1,13	0,95	0,52	0,85	0,40	0,98	0,90	0,51	0,9
450	0,40	0,98	1,00	0,52	0,90	0,20	0,49	0,60	0,26	0,6
500	0,23	0,57	0,65	0,34	0,55	0,15	0,37	0,40	0,16	0,3
550	0,81	1,98	2,50	0,92	1,50	0,77	1,89	2,00	1,08	1,3

Примечание. L – расстояние от условного начала на правом берегу; $|v_a|$ и $|v_{\max}|$ – модули средней и максимальной годовой скорости деформаций дна реки; A – максимальная амплитуда изменения высотных отметок дна; σ и σ_b – стандартное отклонения отметок дна и верхний предел доверительного интервала при уровне значимости $\alpha=5\%$.

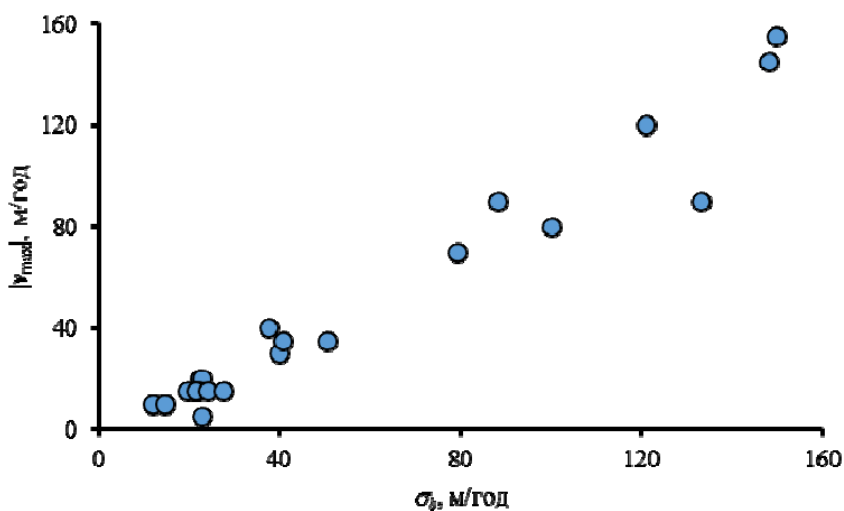


Рис. 3. Зависимость между верхним пределом стандартного отклонения σ_b (при уровне значимости 5%) и модулем максимальной годовой скорости размыва $|v_{max}|$ правого берега р. Чулым на участке размещения створов 1–29; $|v_{max}| = (0,95 \pm 0,02) \cdot \sigma_b$, квадрат корреляционного отношения $R^2 = 0,97$

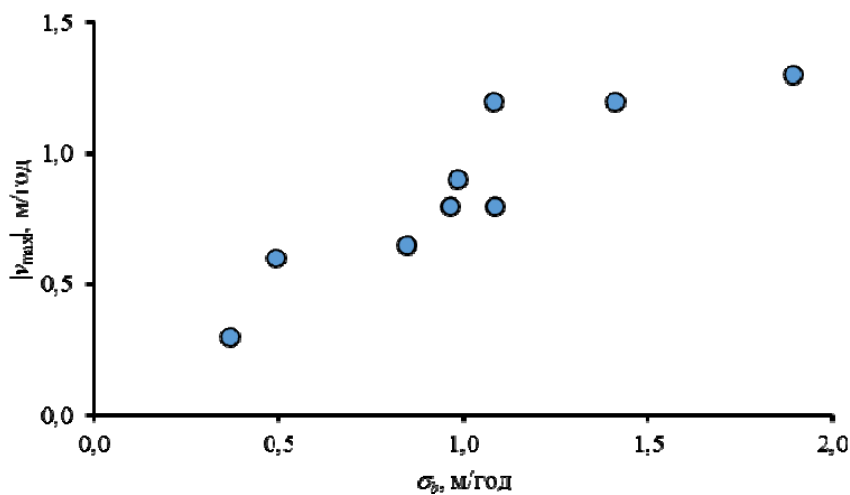


Рис. 4. Зависимость между верхним пределом стандартного отклонения σ_b (при уровне значимости 5%) и модулем максимальной годовой скорости вертикального размыва $|v_{max}|$ дна русла р. Чулым в створе 9; $|v_{max}| = (0,82 \pm 0,05) \cdot \sigma_b$, квадрат корреляционного отношения $R^2 = 0,74$

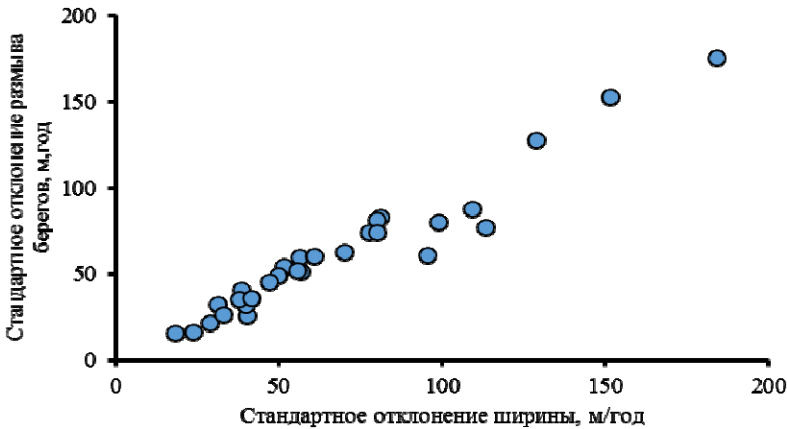


Рис. 5. Зависимость между стандартным отклонением ширины $\sigma(B)$ и максимальным стандартным отклонением размыва берегов $\sigma(\text{мрб})$ на участке размещения створов 1–29 (максимум из двух значений для левого и правого берегов); $\sigma(\text{мрб}) = (0,91 \pm 0,02) \cdot \sigma(B)$, $R^2 = 0,94$; $\sigma(B) = (1,081 \pm 0,03) \cdot \sigma(\text{мрб})$, $R^2 = 0,93$

На основании результатов уточнены или получены впервые значения горизонтальных и вертикальных русловых деформаций рек Васюган у п. Майск, Еркал-Надей-Пур у фактории Халесовой и Щучья у п. Щучье (табл. 3). Указанные реки в целом типичны для таёжной, лесотундровой (лесотундровой и северо-таёжной) и тундровых зон, а их характеристики могут использоваться для расчёта русловых деформаций гидрологически неизученных рек Западной Сибири соответствующей категории и в аналогичных природных условиях (включая тот же тип руслового процесса) при строительстве переходов трубопроводов и автодорог по формулам:

$$Z_{\text{lim}} = Z_{\text{min}} - \sigma_b(h_{\text{max}}) - \delta_h, \quad (9)$$

$$\Delta B_T = T \cdot (\sigma_b(B) + \delta_B), \quad (10)$$

где обозначения соответствуют (1, 2, 6); при отсутствии данных наблюдений значения $\sigma_b(h_{\text{max}})$ и $\sigma_b(B)$ принимаются по рекам-аналогам.

Т а б л и ц а 3

Характеристики русловых деформаций рек Васюган у п. Майск (таёжная зона), Еркал-Надей-Пур у ф. Халесовой (лесотундра и северная тайга) и Щучья у п. Щучье (тундра)

Река	Пункт	Длина от истока, км	Площадь водосбора, км ²	$\sigma_b(B)$, м/год	$\sigma_b(h_{\text{max}})$, м/год
Васюган	п. Майск	222	3 730	4,3	0,32
Еркал-Надей-Пур	ф. Халесовой	315	6 600	24,4	1,71
Щучья	п. Щучье	424	10 600	96,0	1,96

Выводы

На основе анализа русловых съёмок на реке Чулым у г. Асино в течение 2001–2006 гг. выполнено обоснование использования верхнего предела определения стандартного отклонения ширины $\sigma_b(B)$ и максимальной глубины $\sigma_b(h_{\max})$ потока при фиксированных уровнях воды (через 0,5 м) в качестве оценок горизонтальных и вертикальных русловых деформаций. Показано, что соотношение σ_b и модуля максимальной годовой скорости при уровне значимости 5% для горизонтальных деформаций на исследуемом участке реки Чулым у г. Асино (для 29 створов) составляет 0,97, для вертикальных деформаций (створы 8 и 9, табл. 1, 2) – 0,82.

Уточнённая методика (3–6, 9, 10) позволяет достоверно оценить наибольшие значения горизонтальных и вертикальных деформаций русел гидрологически неизученных равнинных рек Западной Сибири, что важно при долгосрочном прогнозе изменений окружающей среды в результате строительства и длительной эксплуатации гидротехнических сооружений. Полученные при этом оценки в целом менее точны, чем результаты анализа русловых съёмок, но, тем не менее, при отсутствии многолетних наблюдений (что характерно для основной части территории Западной Сибири) могут использоваться в долгосрочных гидрологических прогнозах и инженерных расчётах в целях проектирования водохозяйственных и иных сооружений. Ключевым вопросом при этом является корректный подбор реки-аналога, который в первом приближении может быть выполнен с учётом требований [4] и преобладающего типа руслового процесса, выделенного согласно [9, 10].

Литература

1. Девдариани А.С. Математический анализ в геоморфологии. М.: Недра, 1967. 156 с.
2. Земцов В.А., Вершинин Д.А., Крутовский А.О., Каменсков Ю.И. Русловые и пойменные процессы рек Сибири. Томск : ТМЛ-Пресс, 2007. 182 с.
3. Лёготин В.А., Савичев О.Г., Нигороженко В.Я. Состояние поверхностных водных объектов, водохозяйственных систем и сооружений на территории Томской области в 2000–2005 гг. Томск : Томскгеомониторинг, 2006. 88 с.
4. Определение основных гидрологических характеристик. СП 33–101–2003. М. : Госстрой России, 2004. 72 с.
5. Рекомендации по оценке и прогнозу размыва берегов равнинных рек и водохранилищ для строительства. ПНИИИС Госстроя СССР. М. : Стройиздат, 1987. 72 с.
6. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 15. Алтай и Западная Сибирь. Вып. 2. Средняя Обь. Л. : Гидрометеоздат, 1972. 408 с.
7. Рождественский А.В., Чеботарёв А.И. Статистические методы в гидрологии. Л. : Гидрометеоздат, 1974. 424 с.
8. Савичев О.Г. Водные ресурсы Томской области. Томск : Изд-во Том. политехн. ун-та, 2010. 248 с.
9. Учёт деформаций речных русел и берегов водоёмов в зоне переходов магистральных трубопроводов (нефтегазопроводов). ВСН 163–83. М. : Госкомгидромет, 1985. 142 с.

10. Учёт руслового процесса на участках подводных переходов трубопроводов через реки. Стандарт организации. СТО ГУ ГТИ 08.29–2009. СПб. : Нестор-История, 2009. 184 с.
11. Чалов Р.С. Почему размываются берега рек // Соросовский образовательный журнал. 2000. № 6. С. 99–106.
12. Чалов Р.С. Руслоформирующие расходы воды // Вестник Московского государственного университета. Сер. 5. География. 2006. № 1. С. 11–19.
13. Chang H.H. Fluvial Processes in River Engineering. Malabar ; Florida : Krieger publishing company, 2008. 432 p.
14. Savichev O.G., Reshetko M.V., Matveenko I.A., Ivanova Ye.V. Evaluation of plain river channel deformation in the absence of observation data // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2015. № 24. P. 1–6. doi:10.1088/1755–1315/24/1/012027.

Автор:

Савичев Олег Геннадьевич, доктор географических наук, профессор кафедры гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии, Томский политехнический университет, Томск, Россия.

E-mail: OSavichev@mail.ru

Geosphere Research, 2016, 1, 140–151. DOI: 10.17223/25421379/1/10

O.G. Savichev

National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

**THE TECHNIQUE OF CHANNEL DEFORMATIONS
OF THE WESTERN SIBERIA RIVERS**

The technique for estimating channel deformations is offered. The technique suggests selection of data from the long-term hydrological supervision, which corresponds to fixed water levels H_i ($H_i = H_{\min} + i \cdot \Delta H$, $i = 1, \dots, m$; ΔH – a constant increment; $H_{\min}$ – the minimal value of a water level). If there is no fixed value of water level H_i , then values of parameters of a stream are interpolation between nearest dates. Then for each data selection, values of amplitude and standard deviations for width and maximum depth are determined at a fixed water level H_i . To evaluate vertical deformations, the top limit of the greatest standard deviation of the maximum stream depth $\sigma_b(h_{\max})$ is used, whereas the top limit of the greatest standard deviation of a stream width $\sigma_b(B)$ is used for evaluation of horizontal deformations. To calculate upper limit of the standard deviation, the formula is used: $\sigma^2 = s^2 \cdot (N-1) / \chi^2_{1-\alpha/2}$, where α – a significance value; N – volume of sample; $\chi^2_{1-\alpha/2}$ – a percentage point of distribution χ^2 ; s^2 – an estimation of a dispersion. The significance value should be 5 % taking into account maximum allowed error for defining water discharge with some tools. To prove the technique, channel measurements on the Chulym river in the Asino town (tributary of the Ob river, Western Siberia, Tomsk region) were analyzed. The channel measurements were taken during 2001–2006.

It is shown that ratio of σ_b and the module of the maximum annual erosion velocity at a significance value of 5 % equals 0,97 for horizontal deformations, and 0,82 for vertical deformations in the research area of the Chulym river in Asino (for 29 cross-sections). Using obtained results, values of horizontal and vertical channel deformations have been adjusted or defined for Vasjugan river at Maisk ($\sigma_b(B) = 4,3$ m/year; $\sigma_b(h_{\max}) = 0,32$ m/year), Erkal-Nadei-Pur river at Khalesovoy ($\sigma_b(B) = 24,4$ m/year; $\sigma_b(h_{\max}) = 1,71$ m/year), and Chuchja river at Chuchie ($\sigma_b(B) = 96,0$ m/year; $\sigma_b(h_{\max}) = 1,96$ m/year). The mentioned rivers are generally typical for taiga (Vasjugan river), forest-tundra (Erkal-Nadej-Pur river) and tundra zones (Chuchja river) in Western Siberia. Their characteristics can be used for calculation of channel deformations of hydrologically unexplored rivers in Western Siberia, which belong to a corresponding category, as well as for construction of pipeline and motorway connections (in a similar environment including the

same type of channel process) using following formulas: $Z_{\text{lim}} = Z_{\text{min}} - \sigma_b(h_{\text{max}}) - \delta_i$; $\Delta B_T = T \cdot (\sigma_b(B) + \delta_B)$, where δ_B and δ_i – errors of measurement of width and depth of a stream; Z_{min} – the minimum mark of a bottom; Z_{lim} – extremely possible vertical washout of a channel; ΔB_T – greatest possible horizontal channel deformations; T – the projected period.

Keywords: vertical and horizontal river channel deformations, Western Siberia

References

1. Devdariani A.S. *Matematicheskiy analiz v geomorfologii* [Mathematical analysis in geomorphology]. Moscow: Nedra, 1967. 156 p. In Russian
2. Zemtsov V.A., Verschinin D.A., Krutovsky A.O., Kamenskov Yu.I. *Ruslovie i poimennye processy rek Sibiri* [Channel and floodplain processes Siberian rivers]. Tomsk: TML-Press, 2007. 182 p. In Russian
3. L'gotin V.A., Savichev O.G., Nigorogenko V.Ya. *Sostoyanie poverkhnostnykh vodnikh objektov i sooruzheniy na territorii Tomskoy oblasti v 2000–2005 gg* [State of surface water bodies, water management systems and structures on the territory of the Tomsk region in 2000–2005]. Tomsk: Tomskgeomonitoring, 2006. 88 p. In Russian
4. *Opredelenie osnovnykh gidrologicheskikh kharakteristik. SP 33–1010–2003* [Identification of the main hydrological characteristics]. Moscow: Gosstroy Rossii, 2004. 72 p. In Russian
5. *Rekomendacii po ocenke i prognozu razmiva beregov ravninnykh rek i vodokhranilisch dlya stroitelstva. PNIIS Gosstroya SSSR* [Recommendations for evaluation and forecast of the erosion of the coast of lowland rivers and reservoirs for construction. USSR State Construction Committee]. Moscow: Stroyizdat, 1987. 72 p. In Russian
6. *Resursy poverkhnostnykh vod SSSR. T. 15. Altay i Zapadnaya Sibir Vip. 2. Srednyaya Ob* [Surface water resources of the USSR. T. 15. Altai and Western Siberia. Iss.2 Middle Ob]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1972. 408 p. In Russian
7. Rojdestvenskiy A.V., Chebotarev A.I. *Statisticheskie metody v gidrologii* [Statistical Methods in Hydrology]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1974. 424 p. In Russian
8. Savichev O.G. *Vodnie resursy Tomsloy oblasti* [Water resources of the Tomsk region]. Tomsk: Tomsk Polytechnic University Publ., 2010. 248 p. In Russian
9. *Uchet deformatsiy rechnykh rusel i beregov vodoemov v zone perekhodov magistralnykh truboprovodov (nefteprovodov). VSN 163–83* [Accounting deformation of river beds and banks of water bodies in the area of transitions of pipelines (oil and gas pipelines)]. Moscow: Goskomgidromet, 1985. 142 p. In Russian
10. *Uchet ruslovogo processa na uchastkakh podvodnykh perekhodov truboprovodov cherez reki. STO GU GGI 08.29–2009* [Accounting the channel process in the areas of submerged crossings over rivers. Standard organization]. St-Petersburg: Nestor-Istoriya, 2009. 184 p. In Russian
11. Chalov R.S. *Pochemu razmyvajutsya berega rek* [Why eroded river banks]// Sorosovskiy obrazovatelny jurnal. 2000. № 6. pp. 99–106. In Russian
12. Chalov R.S. *Rusloformiruyushchie raskhody vody* [The riverbed-forming expenditure of water]// Bulletin of the Moscow State. Univ. Ser. 5. Geographia. 2006. № 1. pp. 11–19. In Russian
13. Chang H.H. *Fluvial Processes in River Engineering*. Malabar, Florida: Krieger publishing company, 2008. 432 p.
14. Savichev O.G., Reshetko M.V., Matveenko I.A., Ivanova Ye.V. Evaluation of plain river channel deformation in the absence of observation data // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2015. № 24, pp. 1–6. doi:10.1088/1755-1315/24/1/012027.

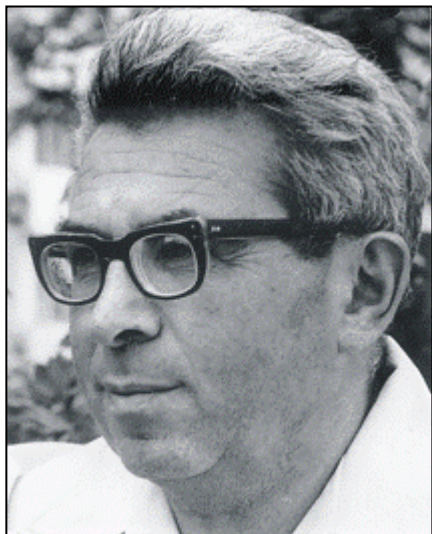
Author:

Savichev Oleg G., Dr. Sci. (Geogr.), Professor, Department of Hydrogeology, Engineering Geology and Hydrogeoecology, National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia;

E-mail: OSavichev@mail.ru

ПАМЯТНАЯ ДАТА

**АЛЕКСАНДР ИЛЬИЧ ПЕРЕЛЬМАН,
ПОСТИГАЮЩИЙ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТАЙНЫ ЛАНДШАФТОВ
(к 100-летию со дня рождения)**



18 мая 2016 г. исполнилось 100 лет великому ученому геохимику, географу, крупнейшему специалисту по месторождениям урана, основателю учения о геохимии ландшафтов, прекрасному педагогу, воспитавшему многих учеников, замечательному Человеку – *Александр Ильячу Перельману*. Мы, томские геологи, географы, геохимики, гидрогеологи, ландшафтоведы, все ученые, работающие в области наук о Земле, хотим отдать дань глубокого уважения этому разностороннему исследователю, который сделал для советской и российской науки исключительно много.

А.И. Перельман родился в Москве и после окончания школы в 1933 г. поступил на почвенно-географический факультет МГУ на специальность «Почвоведение», которая базируется на фундаменте таких наук, как четвертичная геология, физическая география, микробиология, геохимия, минералогия, гидрогеология и, конечно, всех фундаментальных. Такой широкий комплекс наук обеспечил вдумчивому и любознательному юноше разностороннюю образовательную базу и достаточный кругозор для проведения в дальнейшем глубоких научных исследований по широкому кругу проблем. Важно также, что еще студентом он принимал активное участие в научных экспедициях в Хибины и на Кавказ, где познакомился с принципиально иными типами почв и ландшафтов разных климатических зон страны.

Все это пробудило у будущего ученого интерес к познанию не только почвенного покрова, но и всего ландшафтного мира. Изучение трудов В.В. Докучаева, В.И. Вернадского, А.Е. Ферсмана, Б.Б. Полынова только расширило его интерес к многообразию проявлений природы и ее приспособленности к характеру среды. Поэтому после окончания университета он, не задумываясь, согласился на предложение поступить в аспирантуру под руководством профессора В.В. Гемерлинга. В 1941 г., т.е. в срок аспи-

рантской подготовки, он успешно защитил кандидатскую диссертацию на тему: «Опыт энергетической характеристики некоторых реакций химического выветривания». Как видим, уже в молодые годы Александра Ильича интересовали такие сложные темы, как энергетика выветривания.

Во время войны (1941–1945 гг.) А.И. Перельман был направлен для работы в трест «Спецгео», задача которого состояла в обеспечении Красной Армии целевыми ландшафтными картами, включающими условия проходимости пехоты, различных видов техники, размещения огневых позиций, водоснабжения войск и т.д. По-видимому, именно в эти годы у него сложились определенные взгляды на условия, определяющие тип ландшафта. За свою работу в эти годы А.И. Перельман награжден орденом Отечественной войны II степени и медалью «За доблестный труд в Великой Отечественной войне».

Стремление заниматься фундаментальными проблемами науки привело этого человека в послевоенные годы в Академию наук СССР, сначала в Геологический институт, затем в Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии (ИГЕМ), где он проработал до конца жизни. В это время в стране одной из наиболее актуальных проблем была слабо изученная геохимия урана, и Александр Ильич с головой погружается в это новое направление исследований. В 1954 г. он защищает докторскую диссертацию на тему «Аккумуляция урана в ископаемых и реликтовых почвах Восточной Туркмении и Западного Узбекистана», основанную на глубоком изучении урана в гипергенных эпигенетических процессах, теории экзогенного рудообразования, условий миграции элементов.

Занятие наукой А.И. Перельман не мыслил без педагогической деятельности. Поэтому уже в 1951 г. он начинает читать лекции на географическом факультете МГУ: до 1971 г. – на кафедре физической географии СССР, а с 1972 по 1998 г. – на кафедре геохимии ландшафтов и географии почв. Сочетание образовательной и научной работы помогло Александру Ильичу стать крупнейшим специалистом в такой комплексной и многоплановой проблеме, как геохимия ландшафтов, которая оказалась главной в его творчестве. Именно ему принадлежит превращение идеи этой науки в целостное учение, включающее его содержание, структуру, базовые принципы, типы, состав, формы ландшафта и т.д. Поэтому А.И. Перельман по праву считается основоположником нового научного направления – геохимии ландшафтов, которое объединило отдельные части многих наук о земле.

Опираясь на труды своего учителя Б.Б. Полынова, уже в 1955 г. Александр Ильич публикует книгу «Очерки геохимии ландшафтов», а в 1961 г. – «Геохимию ландшафтов», которая стала настольной для многих поколений исследователей разных направлений и студентов. Эта книга переиздавалась в 1966, 1975 и 1999 гг. Каждое новое издание, естественно, было переработано, расширено и углублено. В результате сформировано

целостное учение о взаимодействии всех компонентов окружающей среды верхней зоны нашей планеты.

Последнее издание книги состоит из 6 частей, 32 глав и 76 параграфов. Перечислим только части книги: 1) общая геохимия ландшафта; 2) геохимия природных ландшафтов; 3) палеогеохимия и историческая геохимия ландшафта; 4) география геохимических ландшафтов; 5) геохимия техногенных ландшафтов; 6) геохимия элементов в ландшафтах.

В работе широко использованы три методологических приема. *Первый* – изучение процессов миграции химических элементов в различных ландшафтах. В книге это характеристика биогенной, физико-химической и механической миграции элементов (часть первая). *Второй подход* – системный, исследование типов элементарных и геохимических ландшафтов биосферы и ноосферы в целом, особенностей поведения парагенных ассоциаций элементов в лесных, степных, тундровых и других современных ландшафтах (часть II), а также в ландшафтах прошлых геологических эпох (часть III). В IV части книги излагаются закономерности размещения геохимических ландшафтов – их география и картография. В V части рассмотрены общие особенности техногенной миграции и геохимия городских, горнопромышленных, аквальных и прочих техногенных ландшафтов.

Последняя часть книги посвящена *третьему* методологическому подходу – геохимии отдельных элементов, в котором объектом исследования является конкретный химический элемент, его поведение в разных процессах и системах – природных и техногенных геохимических ландшафтах, биосфере и ноосфере. Среди прикладных вопросов главное внимание уделено загрязнению окружающей среды.

Исключительно большое значение в работе справедливо придается разным формам миграции химических элементов в ландшафтах: биогенной (гл. 3), физико-химической (гл. 4), механической (гл. 5), водной и воздушной (гл. 8), техногенной (гл. 20). А.И. Перельманом предложено несколько важных коэффициентов, которые широко используются в практике и носят его имя. Это коэффициент биологического поглощения, показывающий соотношение между химическим составом организмов и питающей средой, коэффициент водной миграции, характеризующий интенсивность миграции химических элементов в природных водах, коэффициенты биохимической активности, биохимической подвижности, деструкционной активности, общей биогенности и др.

Особенно значителен вклад А.И. Перельмана в учение о водной миграции химических элементов в зоне гипергенеза, которое он развивал на широкой основе, обоснованной еще В.И. Вернадским. В частности, ему принадлежит идея о выделении на базе pH и Eh конкретных классов водной миграции, что позволяет более четко систематизировать и выделять типы гидрогеохимической обстановки в конкретных случаях.

Другим важнейшим достижением Александра Ильича стало созданное им учение о геохимических барьерах, которое широко используется во всех науках о земле, поскольку раскрывает более глубокие механизмы ми-

грации атомов в земной коре. В первую очередь, это касается рудообразования, коро- и почвообразования, формирования разных геохимических типов вод, биогеохимических процессов, речных наносов, методологии геохимических поисков рудных полезных ископаемых, оценок состояния экологической среды и т.д. Эти успехи А.И. Перельмана объясняются не только его широким кругозором и глубоким знанием основ многих наук, но и тем, что он сам постоянно участвовал в экспедиционных поездках в Среднюю Азию, Казахстан, Бурятию, Якутию, Западную Сибирь, Урал, Украину и другие регионы нашей необъятной страны.

Создавая новые, более полные представления о механизмах формирования многочисленных типов ландшафтов, А.И. Перельман не мог не перейти к созданию основ и геохимии в целом, которые являются логическим завершением его широких подходов к проблеме миграции химических элементов. И уже в 1979 г. такая книга появилась. Через 10 лет опубликовано переработанное и дополненное издание «Геохимия», которое состоит из 9 частей, 26 глав и 59 параграфов. Перечень только частей показывает ее отличие от других подобных изданий: 1) предмет, история, методология и основные понятия геохимии; 2) механическая миграция; 3) физико-химическая миграция; 4) биогенная миграция; 5) техногенная миграция; 7) геохимия рудных месторождений; 8) геохимия отдельных элементов; 9) историческая геохимия. Из приведенного перечня частей видно, что содержание геохимии А.И. Перельмана в основном включает миграцию химических элементов в земной коре. Этой проблеме посвящено 2/3 объема книги. В этом плане Александр Ильич полностью следует заветам В.И. Вернадского, который под геохимией понимал науку о миграции атомов. В отличие от других учебников и монографий А.И. Перельман магматическим системам посвящает только одну (десятую) главу объемом 27 страниц из 528. Это он делает опять под влиянием учения В.И. Вернадского, который объяснял преобразование верхних частей нашей планеты процессами взаимодействия воды с горными породами, газами и органическим веществом и даже граниты считал «следами бывших биосфер» и не относил их, как это делает современная наука, изначально к магматическим образованиям. Тем самым Александр Ильич демонстрирует, что он истинный ученик В.И. Вернадского.

Разработанные механизмы миграции химических элементов А.И. Перельман всегда активно применял для решения практических задач, а именно при поисках полезных ископаемых, в первую очередь месторождений урана, проблемой формирования которых он занимался в течение многих лет. И когда в 1950-х гг. в Томском политехническом институте (ныне университете) под руководством профессора П.А. Удодова началась разработка гидрогеохимического метода поисков и организация Всесоюзных совещаний, Александр Ильич принимал в них самое активное участие. Первое такое совещание было организовано в марте 1960 г. В это время автор этих строк был студентом 5-го курса и наряду с другими молодыми сотрудниками кафедры гидрогеологии и инженерной геологии

(Н.М. Рассказов, Ю.С. Париков, В.М. Матусевич, А.А. Лукин и др.) выступил на этом совещании с докладом «Опыт применения гидрогеохимического метода поисков в условиях сплошной многолетней мерзлоты». Этот доклад понравился Александру Ильичу, он попросил меня с ним побеседовать в перерыве между заседаниями. Такая беседа состоялась, и с тех пор научные контакты, которые позже переросли в дружбу, не прерывались с этим замечательным человеком до конца его жизни. После этого он многократно был в Томске, поддерживал тесные контакты с П.А. Удодовым и его учениками.

А.И. Перельман был не только великим ученым, но и талантливым популяризатором науки. Он написал увлекательные книги: «Атомы в природе», «Геохимия биосферы», «Геохимия природных вод», «Биокосные системы Земли» и др., доступно раскрывающие многие тайны миграции химических элементов на нашей планете. Он много публиковался в журнале «Природа» и мне посоветовал попробовать написать статью в этот журнал. В результате я в течение многих лет активно взаимодействовал с этим журналом. Он же рекомендовал мне заняться реферированием статей из русских и иностранных журналов по линии ВИНИТИ, чем я также занимался в течение не менее десяти лет. Надо ли говорить, что это многократно расширило мой кругозор и способствовало становлению как ученого.

На своем личном примере я хочу показать, что А.И. Перельман всегда относился с большим вниманием, человеческой чуткостью к молодым ученым, искал среди них наиболее одаренных, что естественно, помогал им расширить кругозор, увлечь неизведанными горизонтами науки, раскрыть скрытый мир таинств, загадок, волшебства, помогал зажечь молодого человека любовью к окружающему миру, овладеть тайнами плодотворной научной работы, не забывать учителей и предшественников, которые указали дорогу, ведущую к цели. Сам он всегда с теплотой и большим почтением отзывался о своих учителях В.И. Вернадском, А.Е. Ферсмане, Б.Б. Польшове, А.А. Саукове, А.П. Виноградове, Н.М. Страхове, в последние годы И.Р. Пригожине, Е.В. Пиннекере и многих других.

В последние годы жизни А.И. Перельман очень активно пропагандировал необходимость системного подхода в геохимии. При этом он обращал внимание на необходимость изучения не только вещества любой системы, что геология делает давно и успешно, но и ее энергию и информацию. Последней проблеме в геологии и геохимии долгое время не уделялось должного внимания. И только синергетика поставила эту проблему как одну из важнейших, без которой нельзя изучить самоорганизацию любых систем, включая геологическое. Информационный подход в наше время приобретает особое значение, поскольку необходим переход от статической геохимии к эволюционной и ноосферной.

Последнее особенно ярко характеризует А.И. Перельмана как человека ищущего до последних дней своей жизни. Он оставил потомкам, своим ученикам не только разработанную им теорию миграции химических элементов в земной коре, но и направление дальнейших исследований, путь,

по которому следует идти ученому. Путь этот – познание энергетики и информации, которые самоорганизуют геологические процессы.

Александр Ильич сделал много в геохимии не только ландшафтов, но и геохимии всей земной коры. Он поднялся выше многих академиков, хотя не был избран членом РАН, что лежит на совести Академии. Государственными наградами он также не был избалован. Поэтому когда сибирские гидрогеологи во главе с Е.В. Пиннекером решили подготовить 6-томную монографию «Основы гидрогеологии», было решено пригласить А.И. Перельмана в авторы 3-го тома «Гидрогеохимия». Поскольку я был назначен ответственным редактором этого тома, на мою долю выпала увязка всех проблем с его включением в соавторы. Когда работа была закончена и издана, встал вопрос о Госпремии СССР за эту работу. Естественно, что в число претендентов был включен и Александр Ильич. Безусловно, что имя этого прославленного ученого помогло нам получить эту престижную премию. Но важно и то, что он получил Госпремию не за разработку основ геохимии ландшафта, а за крупное обобщение в области гидрогеологии. Тем самым сибирские гидрогеологи косвенно выразили благодарность этому крупному мыслителю за его трудолюбие, верность науке, душевное отношение к периферийным ученым, за теплоту души, которую он отдавал людям. За достижения в области геохимии ландшафта он был отмечен скромнее: Премией Правительства РФ и Золотой медалью Русского географического общества. Увы, такова участь многих истинных ученых России.

*Д-р геол.-минер. наук,
профессор С.Л. Шварцев*