

ISSN 1681-9004 (Print)
ISSN 2500-302X (Online)

Российская академия наук
Уральское отделение
Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого

ЛИТОСФЕРА

Том 20 № 1 2020 Январь—Февраль

Основан в 2001 году
Выходит 6 раз в год

Russian Academy of Sciences
Ural Branch
A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry

LITHOSPHERE (Russia)

Volume 20 No. 1 2020 January—February

Founded in 2001
Issued 6 times a year

Литосфера, 2020. Том 20, № 1

Научный журнал. Выходит 6 раз в год
Основан в 2001 году

Учредитель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук (ИГГ УрО РАН)

Журнал имеет целью развитие научных знаний в области широкого комплекса проблем твердой Земли: строения и динамики развития литосферы в пространстве и во времени; процессов седиментации, литогенеза, магматизма, метаморфизма, минерогенеза и рудообразования; создания эффективных методов поиска и разведки полезных ископаемых; геофизических особенностей Земли; разработки современных технологий исследования и мониторинга состояния окружающей среды, прогноза и предотвращения природных и техногенных катастрофических явлений; развития геоаналитических методов

Главные редакторы В.А. Коротеев, С.Л. Вотяков

Заместитель главного редактора В.В. Мурзин

Ответственный секретарь Г.А. Мизенс

ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционная коллегия: В.П. Алексеев, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; А.И. Антошкина, ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; В.Н. Анфилов, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Т.Б. Баянова, ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия; Ф. Беа, Университет г. Гранада, Испания; Н.С. Бортников, ИГЕМ, г. Москва, Россия; В.А. Верниковский, ИНГиг СО РАН, г. Новосибирск, Россия; А. Выхазалова, Чешская геологическая служба, Прага, Чехия; Д. Гарути, Университет Леобена, Австрия; В. Давыдов, Пермский научно-исследовательский институт, Государственный университет Бойсе, Департамент геонаук, Айдахо, США; Д.Ю. Демезко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Р. Зельтманн, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; Е.С. Контарь, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В. Кучеров, Королевский технологический институт, Департамент энергетических технологий, Стокгольм, Швеция; М.Г. Леонов, ГИН РАН, г. Москва; П.С. Мартышко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Масленников, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; А.В. Маслов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Ф. Мэн, Институт геологии Китайской Академии геологических наук, Китай; В.М. Нечехин, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Пучков, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Д. Соколов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; Р.Х. Сунгатуллин, КФУ ИГиНГТ, г. Казань, Россия; В.Н. Удачин, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Р. Херрингтон, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; И.И. Чайковский, ГИ УрО РАН, г. Пермь, Россия; Р. Эрнст, Департамент наук о Земле, Карleton Университет, Оттава, Канада; В.Л. Яковлев, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционный совет: А.В. Зубков, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; К.С. Иванов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Н. Кашубин, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия; С.В. Корнилов, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; А.А. Краснобаев, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; К.Н. Малич, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Огородников, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; Е.В. Пушкарев, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; А.Г. Талалай, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Холоднов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Черных, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Информацию о прохождении статей в редакции можно получить у зав. редакционно-издательского отдела Елены Николаевны Волчек: тел. (343) 287-90-45

Более полная информация и правила оформления статей, а также полнотекстовая версия журнала имеются на сайте <http://lithosphere.ru>

Адрес издателя и редакции: 620016, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Россия
Тел. (343) 287-90-45, тел./факс: (343) 287-90-12
E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

© Институт геологии и геохимии УрО РАН
© Авторы статей

Lithosphere (Russia), 2020. Volume 20, No. 1

Scientific journal. Issued 6 times a year
Founded in 2001

Founder: Federal State Budgetary Scientific Institution A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of Russian Academy of Sciences (IGG, UB of RAS)

The journal aims to develop scientific knowledge in the field of a wide range of problems of the solid Earth: the structure and dynamics of the development of the lithosphere in space and time; processes of sedimentation, lithogenesis, magmatism, metamorphism, mineral genesis and ore formation; creation of effective methods for prospecting and exploration of minerals; geophysical features of the Earth; development of modern technologies for researching and monitoring the state of the environment, forecasting and preventing natural and technogenic catastrophic phenomena; development of geoanalytical techniques

Editors-in-chief Viktor A. Koroteev, Sergei L. Votyakov

Deputy Editor-in-chief Valerii V. Murzin

Secretary Gunar A. Mizens

IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia

Editorial board: Valerii P. Alekseev (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Anna I. Antoshkina (Institute of Geology, Komi SC UB of RAS, Syktyvkar, Russia); Vsevolod N. Anfilogov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Tamara B. Bayanova (Geological Institute, Kola SC RAS, Apatity, Russia); Fernando Bea (University of Granada, Spain); Nikolai S. Bortnikov (Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia); Valerii A. Vernikovskii (Institute of Oil Geology and Geophysics, SB of RAS, Novosibirsk, Russia); Anna Vymazalova (Czech Geological Survey, Prague, Czech Republic); Giorgio Garuti (University of Leoben, Austria); Vladimir Davydov (Permian Research Institute, Boise State University, Department of Geosciences, Boise, ID, USA); Dmitry Yu. Demezhko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Reimar Seltmann (Natural History Museum, London, Great Britain); Efim S. Kontar' (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Vladimir Kutcherov (Royal Institute of Technology, Department of Energy, Stockholm, Sweden); Mikhail G. Leonov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Petr S. Martyshko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Maslennikov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Andrei V. Maslov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Fancong Meng (Institute of Geology, Chinese Academy of Geologic Sciences, China); Viktor M. Necheukhin (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Viktor N. Puchkov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei D. Sokolov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Rafael H. Sungatullin (Kazan Federal University, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan, Russia); Valerii N. Udachin (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Richard Herrington (Natural History Museum, London, Great Britain); Il'ya I. Chaikovskii (Mining Institute, UB of RAS, Perm, Russia); Richard Ernst (Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada); Viktor L. Yakovlev (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

Editorial council: Albert V. Zubkov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kirill S. Ivanov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei N. Kashubin (All-Russian Geological Institute, St. Petersburg, Russia); Sergei V. Kornilov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Artur A. Krasnobayev (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kreshimir N. Malitch (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Vitalii N. Ogorodnikov (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Evgenii V. Pushkarev (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Aleksandr G. Talalai (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Vladimir V. Holodnov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Chernykh (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

Publisher and editorial address: 15 Acad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg 620016, Russia
Tel. (343) 287-90-45, Tel./fax (343) 287-90-12
E-mail: lithosphere@igg.uran.ru
Website: <http://lithosphere.ru>

© Institute of Geology and Geochemistry
© Authors of articles

СОДЕРЖАНИЕ

Том 20, № 1, 2020

Стратиграфическая шкала и геологический разрез <i>В. В. Черных</i>	5
Влияние серпуховско-башкирского события на разнообразие брахиопод Среднего и Южного Урала <i>Н. А. Кучева</i>	18
Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы <i>А. В. Маслов, О. Ю. Мельничук, Г. А. Мизенс, Ю. В. Титов, М. В. Червяковская</i>	40
Строение и условия образования верхнелохмовской валганской свиты (нижний девон р. Илыч, Северный Урал) <i>Е. С. Пономаренко</i>	63
Текстура конус-в-конусе: новые данные <i>И. Х. Шумилов</i>	76
Особенности формирования и пегматитоконтролирующая роль взбросо-надвиговых структур Мамской мусковитоносной провинции <i>А. П. Кочнев, А. В. Черемных</i>	93
Петрогеохимия и условия формирования мезозойских вулканоплутонических образований Балейского рудного узла <i>Б. Н. Абрамов</i>	106
Землетрясение 31.VIII.1829 г. в Архангельской губернии: рассмотрение и уточнение характеристик по первоисточникам и вопрос об активности Северо-Двинского разлома <i>А. А. Никонов, Л. Д. Флейфель</i>	119
О глубинных разломах на Северном Кавказе <i>В. Л. Омельченко</i>	130

Потери науки

Памяти Анатолия Ивановича Русина (07.04.1940–08.12.2019)	143
--	-----

Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 1-е полугодие 2020 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге “Почта России” – ПР857)

Contents

Volume 20, No. 1, 2020

Stratigraphic scale and geological section <i>V. V. Chernykh</i>	5
Effect of the Mid-Carboniferous event on the diversity of brachiopods in the Middle and Southern Urals <i>N. A. Kucheva</i>	18
Provenance reconstructions. Article 2. Litho- and isotope-geochemical approaches and methods <i>A. V. Maslov, O. Yu. Melnichuk, G. A. Mizens, Yu. V. Titov, M. V. Chervyakovskaya</i>	40
The composition and formation conditions of the Upper Lochkovian Valgan Formation (Lower Devonian Ilych River, Northern Urals) <i>E. S. Ponomarenko</i>	63
Cone-in-cone structure: New data <i>I. Kh. Shumilov</i>	76
Formation features and the pegmatite-controlling role of the thrusts and reverse faults in the Mamskaya muscovite province <i>A. P. Kochnev, A. V. Cheremnykh</i>	93
Petrogeochemistry and forming conditions of the Mesozoic volcanoplutonic formations in the Baleisky ore node <i>B. N. Abramov</i>	106
Earthquake of 31.VIII.1829 in Arkhangelsk government: reobservation and more precise parameters according with primary sources and the question of the North-Dvina fault about <i>A. A. Nikonov, L. D. Fleifel</i>	119
On the deep seated faults in the Northern Caucasus <i>V. L. Omelchenko</i>	130

Losses of Science

In Memory of Anatoly Ivanovich Rusin (07.04.1940–08.12.2019)	143
--	-----

Subscription

The current and preceding issues of the Journal can be ordered at
15 Acad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg, 620016 Russia.
Tel.: (343) 287-90-45, Tel./fax: (343) 287-90-12. E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

Стратиграфическая шкала и геологический разрез

В. В. Черных

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: chernykh@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 21.02.2019 г., принята к печати 02.04.2019 г.

Объект исследования. Обсуждаются наиболее часто используемые базовые понятия в стратиграфии: конкретный разрез, сводный разрез, стратиграфическая шкала, биохронологическая шкала, классификация, Международная стратиграфическая шкала. **Материал и методы.** Анализируется общепринятое содержание этих понятий. Показаны логическая неоправданность и негативные последствия отождествления подразделений стратиграфической шкалы и подразделений разреза. Изучение разреза обеспечивает получение сведений о стратиграфической последовательности формирования пород и о распределении заключенных в них следов событий, необходимых для построения стратиграфических шкал. Тесная связь источника фактических данных и результатов их стратиграфической интерпретации является причиной традиционного отождествления подразделений стратиграфической шкалы и подразделений разреза. **Результаты.** Биохронологическая шкала наследует от разреза временную последовательность видов некоторой группы организмов, выбранную в качестве базиса шкалы. Однако особенности эволюционного развития организмов не зависят от состава вмещающих отложений и способа расчленения осадочной толщи. Это позволяет при изучении многих конкретных разрезов установить гомотаксис в распределении ископаемых, т.е. построить биохронологическую шкалу. Шкала в таком понимании является моделью биохронологического исчисления геологического времени. Как и всякая модель, шкала не может быть тождественна тому, что она моделирует. **Выводы.** Строгая дифференциация шкалы и разреза является исходной позицией для выполнения корректных стратиграфических заключений. Зона является наименьшим подразделением биостратиграфической шкалы. Зоны не делятся на части, они дискретны (между смежными зонами нет временных переходов), равноценны (эквивалентны) и отличаются только местом, которое они занимают на шкале. Построение зональной шкалы предшествует установлению материального эквивалента зоны – стратозоны – в разрезе. Любая часть стратозоны датируется полной зоной. Отождествление зональной шкалы с последовательностью стратозон в разрезе не позволяет понять минимальную размерность зонального подразделения. Международная стратиграфическая шкала (МСШ) определяется в отечественных стратиграфических кодексах и зарубежных справочниках как стратиграфическая последовательность горных пород (геологических тел) в их полных объемах без пропусков и перекрытий. В такой трактовке МСШ является не шкалой, а полным (сводным) геологическим разрезом земной коры. Инструментом корреляции служит биостратиграфическая шкала. МСШ дает только название того подразделения, с которым сопоставлен конкретный разрез, и этим названием обозначается геологический возраст отложений данного разреза.

Ключевые слова: конкретный разрез, сводный разрез, стратиграфическая шкала, хронологическая шкала, зональная биохронологическая шкала, общая (Международная) стратиграфическая шкала, классификация

Благодарность

Работа выполнена в рамках НИР государственного задания ИГГ УрО РАН (№ АААА-А18-118052590025-8).

Stratigraphic scale and geological section

Valerii V. Chernykh

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: chernykh@igg.uran.ru

Received 21.02.2019, accepted 02.04.2019

Research subject. The most frequently utilized fundamental notions in stratigraphy are discussed: concrete section, composite section, the stratigraphic scale, the biochronologic scale, the International Stratigraphic Scale. **Materials and methods.** The conventional content of these concepts is analyzed. The logical invalidity and negative consequences of the identification of subdivisions of the stratigraphic scale and subdivisions of a section are shown. The study of a section

Для цитирования: Черных В.В. (2020) Стратиграфическая шкала и геологический разрез. *Литосфера*, **20**(1), 5–17. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-5-17

For citation: Chernykh V.V. (2020) Stratigraphic scale and geological section. *Litosfera*, **20**(1), 5–17. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-5-17

provides a way of obtaining information about the stratigraphic sequence of rock formation and the distribution of evidence of the events included in them, which are necessary for constructing stratigraphic scales. The close connection of the source of the actual data and results of its stratigraphic interpretation is the reason for the traditional identification of the subdivisions of the stratigraphic scale and subdivisions of a particular section. *Results.* The biochronologic scale inherits from a section the time sequence of occurrences of species of a certain group of organisms selected as the basis of a scale. However, special features of the evolutionary development of organisms do not depend on the composition of the containing deposits and the method of the separation of sedimentary rock sequences. This development makes it possible during the study of many specific sections to establish homotaxis in the distribution of fossils, i.e., to build a biochronologic scale. Thus, the understanding of the scale is a model of the biochronologic calculation of geological time. Like any model, a scale cannot be identical to what it simulates. *Conclusion.* A precise differentiation of the scale and a section is the basis for drawing correct stratigraphic conclusions. A zone is the smallest subdivision of the biostratigraphic scale. Zones are not divided into parts, are discrete (between adjacent zones there are no time passages), equivalent and are characterized by only the place which it occupies on the scale. The construction of a zone scale precedes the establishment of the material equivalent of the zone – of a stratozone – in the section. Any part of a stratozone is dated by the complete zone. The identification of the zonal scale with a sequence of stratozones in the section does not make it possible to understand the minimum dimensionality of a zone subdivision. The International Stratigraphic Scale (ISS) is defined, based on domestic stratigraphic codes and on foreign reference books, as a stratigraphic sequence of rocks (geological bodies) in total volume without passages and overlaps. In this treatment the ISS is not the scale, but is a complete (composite) geological section of the earth's crust. The biostratigraphic scale serves as a tool of correlation. The ISS gives only the name of that subdivision, with which a concrete section is compared, and the geological age of the deposits of this section is designated by this name.

Keywords: *concrete section, composite section, stratigraphic scale, chronological scale, zonal biochronological scale, general (International) stratigraphical scale, classification*

Acknowledgements

This work was conducted within framework of state assignment of IGG UB RAS (No. AAAA-A18-118052590025-8).

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В стратиграфии, как и в других областях геологических знаний, один и тот же термин у разных авторов нередко приобретает различный смысл. Понятно, что в этих условиях обсуждение некоторых вопросов подернуто дымкой недосказанности и становится в значительной степени спором о терминах. В настоящей работе я попытался внести ясность в содержание терминов и понятий, наиболее часто используемых при обсуждении общих вопросов стратиграфии. Говоря о “ясности”, я имею в виду не столько истинность, сколько определенность. Здесь “внести ясность” означает дать определение и в дальнейшем строго придерживаться того содержания понятия, которое следует из принятого определения. При выполнении этого условия становится возможным вскрыть противоречия в цепочке умозаключений, ставших уже стереотипными и потому не привлекавших к себе до сих пор должного внимания специалистов.

В свое время большой объем такой работы выполнил Сергей Викторович Мейен (1981, 1989), проанализировавший основные понятия и принципы, лежащие в основе стратиграфического исследования, и указавший на ряд традиционных ошибок, связанных с нарушением законов логики, произвольным изменением объема понятий или неявной подменой исходных постулатов и принципов. В настоящей работе я хотел бы еще раз вернуть-

ся к рассмотрению содержания таких основополагающих в стратиграфии понятий, как “геологический разрез”, “стратиграфическая шкала”, “хронологическая шкала”, “классификация”, и показать, как мне представляется, одну из важных причин, определяющую ошибочное толкование этих понятий в практике стратиграфических исследований.

РАЗРЕЗ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ШКАЛЫ

Основным источником получения исходных фактических данных в стратиграфических исследованиях является конкретный геологический разрез. С.В. Мейен дает следующее определение этого понятия: конкретный разрез – это “совокупность конкретных тел данного участка Земли, расположенных по относительно времени их образования, т.е. по временным отношениям “раньше”/“позже”/“между” (1989, с. 26). Изучая конкретный разрез, мы получаем необходимые сведения о стратиграфической последовательности формирования пород, составляющих данный разрез, и о распределении заключенных в них следов самых разных сопутствующих событий, используемых в том числе и для построения стратиграфических шкал. Тесная связь фактических данных, получаемых при изучении разреза, и результатов их стратиграфической интерпретации является основной причиной традиционного отождествления подразделений стратиграфической шкалы и подразделений разреза в работах страти-

графов. Так, одно и то же название “зона” применяется как для обозначения подразделений зональной биостратиграфической шкалы, так и для подразделений разрезов. Ни у кого не вызывает протеста выражение “ярусная шкала нижнего мела” или “ярусная шкала верхнего палеозоя”, или в любом другом подобном контексте, хотя “ярус” как одно из общих стратиграфических подразделений представляет собой “совокупность горных пород (геологических тел)”, как это следует из официального определения в российском стратиграфическом кодексе (Стратиграфический кодекс России, 2006, с. 19). Такое же понимание “хроностратиграфических подразделений”, в которые входит ярус, как “совокупности пород” можно обнаружить и в зарубежных справочниках по стратиграфии, подготовленных Международной подкомиссией по стратиграфии (Международный стратиграфический справочник, 1978, с. 88; 2002, с. 28). В итоге получается зональная шкала или ярусная шкала, состоящая из горных пород, но это не вызывает даже тени сомнений в правильности используемых терминов и определений. Не сделано никаких попыток размежеваться с таким толкованием “хроностратиграфической шкалы” и в более поздних зарубежных изданиях, посвященных шкале геологического времени (Gradstein et al., 2004, 2012).

Вместе с названием “стратиграфическая шкала” в специальной литературе упоминаются и хронологические шкалы. Вопрос о соотношении этих понятий подробно рассмотрен в работе (Черных, 2016), и здесь я ограничусь ссылкой на мнение С.В. Мейена, который считал, что “... в самой глубокой теоретической основе все стратиграфические шкалы одинаковы в своей хронологичности. Каждая шкала – это временная, хронологическая последовательность тел (= следов обстановок) или стратонев и границ между ними (следов событий), установленных по тем или иным признакам” (1989, с. 27). Отсюда следует, что термин “стратиграфическая шкала” не говорит ни о чем другом, кроме того, что “данная хронологическая шкала используется в целых стратиграфии” (Черных, 2005, с. 7). Отмечу, что здесь не рассматриваются хронометрические шкалы, которые имеют в стратиграфии фанерозоя ограниченное применение. С этой оговоркой все сказанное остается в силе по отношению к любым стратиграфическим шкалам, используемым в стратиграфии.

Основу для построения стратиграфической шкалы составляет повторяющаяся во всех конкретных разрезах последовательность событий, “специально подобранных для дальнейших временных сопоставлений (т.е. для последующей корреляции)” (Мейен, 1989, с. 30). В качестве базиса хронологических шкал могут использоваться различные признаки – литологические, палеонтологические, геохимические и всякие другие стра-

тифицирующие признаки, но это не изменяет хронологической, событийной природы построенных на этих признаках шкал. К хронологическим шкалам, определяющим только порядок следования событий, физическое, обыденное время-длительность никакого отношения не имеет.

В наиболее общем виде стратиграфическую шкалу можно определить как инструмент модельного представления геологического времени, запечатленного в слоистой осадочной толще пород в виде следов определенных событий. Как и всякая модель, стратиграфическая шкала не может быть тождественна тому, что она моделирует. Шкала всегда достаточно абстрагирована от конкретных разрезов, из которых были взяты исходные данные для ее построения. И тем не менее отождествление шкалы и разреза, как будет показано дальше, является одной из самых долгоживущих стратиграфических парадигм.

“ШКАЛА ХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ”

Обращение специалистов к понятию “классификация” при расчленении и корреляции разрезов имеет весьма давнюю традицию, которая сохраняется до сих пор. Так, еще А.П. Павлов (1884) в своей магистерской диссертации, посвященной стратиграфии нижневолжских юрских отложений восточной части Симбирской губернии, вторую часть этой работы озаглавил “Классификация отложений”, имея в виду расчленение разрезов на стратиграфические подразделения по палеонтологическим признакам, а сам зональный метод, который он использовал для корреляции, называл “методом зональной классификации”. Спустя почти сто лет после выхода работы А.П. Павлова выражение “шкала хронологической классификации” можно найти в капитальной сводке по стратиграфии, автором которой является Г.П. Леонов (1973, с. 15). Ничего не имеют против такой точки зрения на расчленение разрезов как операции хронологической классификации авторы другой более поздней публикации (Степанов, Месежников, 1979, с. 10-11).

С.В. Мейен обоснованно возражал против использования понятия “классификация” при выделении стратиграфических подразделений в разрезе и обращал внимание на то, что слои в разрезе не следует рассматривать как самостоятельные объекты, поскольку они представляют собой “отражение стадий изменчивости (этапов темпификации) одного объекта (геосистемы)” (1981, с. 66). По этой причине нельзя считать группировку слоев в разрезах классификацией. В действительности это операция расчленения разрезов на отдельные элементы (слои, пачки, ярусы), которая предвещает последующую корреляцию разрезов и реконструкцию былых геосистем.

Соглашаясь с точкой зрения С.В. Мейена в отношении целостной природы осадочной оболочки Земли и невозможностью в этой связи подменять операцию расчленения разрезов операцией классификации, я хотел бы показать, что возникновение представлений о “шкалах хронологической классификации” связано в первую очередь с отсутствием строгой дифференциации таких понятий, как разрез и стратиграфическая шкала, подразделения разреза и подразделения стратиграфической шкалы.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ШКАЛЫ

Разделение шкал на стратиграфические и геохронологические было узаконено решениями II сессии Международного геологического конгресса в Болонье (1881 г.) и сохраняется до настоящего времени.

В последнем “Стратиграфическом кодексе России” (2006) даны определения понятий “стратиграфическое подразделение (стратон)” и “геохронологическое подразделение”, из которых можно составить полное представление о содержании, которое вкладывают авторы в понятия “стратиграфическая шкала” и “геохронологическая шкала”. Так, под стратиграфическим подразделением (стратон) понимается “совокупность горных пород, составляющих определенное единство и обособленных по признакам, позволяющим установить их пространственно-временные соотношения, т.е. последовательность формирования и положения в стратиграфическом разрезе. Каждому стратиграфическому подразделению соответствует эквивалентное ему геохронологическое подразделение” (Стратиграфический кодекс России, 2006, с. 14). О геохронологическом подразделении сказано следующее: “Геохронологическое подразделение – интервал геологического времени, в течение которого образовались горные породы, входящие в состав данного стратиграфического подразделения, включая время внутренних перерывов” (Там же). Поскольку в “интервал геологического времени” предлагается включать и время внутренних перерывов, не вызывает никаких сомнений, что под геологическим временем здесь понимается обыденное физическое время.

К сожалению, возможности использования физического времени в стратиграфии весьма ограничены, и, по крайней мере в стратиграфии осадочных образований фанерозоя, можно рассчитывать главным образом на хронологические шкалы, которые являются шкалами порядка (или, как их издавна именуют, шкалами относительного возраста) и не позволяют дать оценку продолжительности времени геологических событий. Единственно, что дает использование в стратиграфии “гео-

хронологических подразделений”, как они понимаются авторами кодекса – это возможность умозрительного рассмотрения прошедших геологических событий в рамках привычного физического времени. Однако принципиальной необходимости в обращении к геохронологическим подразделениям в стратиграфическом контексте в действительности нет. Можно полностью согласиться с мнением О. Шиндевольфа о том, что понятия “триасовое время, позднедевонское время или время *Manticoceras* позволяют столь же однозначно выразить, что под ними подразумевается, как и понятия триасовый период, позднедевонская эпоха, век *Manticoceras* или адорфский век” (1975, с. 45).

ШКАЛА И ХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ

Противопоставление совокупностей геологических тел в разрезе (стратон) и физического времени, за которые они образовались, оказалось не просто бесполезным в стратиграфии. Оно внесло ложное представление о том, что последовательность стратиграфических подразделений разреза может непосредственно служить инструментом определения геологического времени, т.е. шкалой. В самом деле, в каждом стратоне запечатлено физическое время, в течение которого он образовался. В таком случае непрерывная последовательность стратон (без пропусков и перекрытий) имеет все основания считаться стратиграфической шкалой, временным аналогом которой служит “шкала геохронологического времени”. Так возникло одно из самых стойких представлений в стратиграфии о материальной стратиграфической шкале-разрезе, состоящей из совокупностей горных пород (стратон), образовавшихся за определенное количество физического (геохронологического) времени.

Напомню, что под стратонами понимаются совокупности горных пород, каждый из стратон включает “перечень входящих в него более низких по рангу подразделений” (Стратиграфический кодекс России, 2006, с. 14). Следовательно, если взять такое крупное по рангу подразделение, как палеозойская эратема, то в нее войдут кембрийская, ордовикская, силурийская, девонская, каменноугольная и пермская системы. В каждую из систем, в свою очередь, войдут соответствующие отделы, в отделы – ярусы. Эта конструкция уже отчетливо что-то напоминает. Конечно же это классификация, иерархическая классификация стратон. Классификация – это распределение объектов по классам, группам, разрядам с условием, что в одну группу, класс, разряд попадают объекты, обладающие общим признаком. Тогда возникает вопрос, каков общий признак для выделения одноранговых подразделений, скажем, ранга “ярус”? Четкого ответа на этот вопрос нет. Критерии установления ярусов в

мезозое могут сильно отличаться от критериев выделения стратиграфических единиц того же ранга в палеозое и кайнозое. И следует признать, что это уже необычная какая-то классификация, в которой одинаковые по рангу подразделения имеют разные критерии выделения. Здесь, кстати сказать, хорошо чувствуется, как природный целостный объект (осадочная оболочка) сопротивляется неоправданному использованию операции классификации там, где необходимо прибегнуть к логической процедуре расчленения (Мейен, 1981).

Но есть одно общее, что лежит в основе выделения всех таких подразделений, – это стратиграфический порядок их размещения: девон всегда стратиграфически ниже чем (и хронологически “раньше чем”) карбон, а карбон ниже чем (и, следовательно, хронологически “раньше чем”) пермь. И так в отношении любых стратонов: они занимают в этой классификации строго определенное положение и следуют друг за другом в определенном порядке. Следовательно, истинным основанием такой классификации служит бинарное отношение “раньше чем” между стратонами, т.е. именно то отношение, которое положено в размещение хронологических подразделений на стратиграфической шкале. Не удивительно, что выстроенная в таком порядке последовательность стратонов названа Г.П. Леоновым “шкалой хронологической классификации” (1973, с. 15).

И здесь возникает главный вопрос: с помощью какого инструмента удалось расставить стратоны в хронологическом порядке. Ясно, что опора на “естественную периодизацию процесса осадконакопления” (Леонов, 1973, с. 15), которая лежит в основе выделения стратонов, здесь не поможет. Понятно также, что для этого недостаточно сведений и о взаимном положении отдельных стратонов в конкретных разрезах. Необходимо иметь сводный разрез, в котором в хронологическом порядке были бы размещены все стратоны, из которых состоит стратиграфическая шкала. Такой сводный разрез может быть получен только в результате сопоставления конкретных разрезов, т.е. после предварительной их корреляции. Чтобы выполнить стратиграфическую корреляцию конкретных разрезов, необходима стратиграфическая шкала. Еще раз: из конкретных разрезов можно сделать хронологическую конструкцию – сводный разрез – и тем самым выстроить “шкалу хронологической классификации” только при наличии уже построенной хронологической шкалы.

С учетом высказанных соображений можно утверждать, что понятие “шкала хронологической классификации” в виде материальной конструкции из совокупности породных стратиграфических подразделений, расположенных в порядке их стратиграфической последовательности и таксономической подчиненности, является полностью бес-

содержательным. Во-первых, потому что подразделение пород в разрезе на стратоны не следует считать классификацией (эта операция носит название “расчленение”). И, во-вторых, потому что стратиграфический порядок последовательности стратонов не возникает сам собой, а выявляется с помощью стратиграфической шкалы, которую нужно иметь до того, как приниматься за построение стратиграфической колонки сводного разреза. Такой инициальной шкалой чаще всего служит биохронологическая шкала, которая имеет свои особенности и, в принципе, не зависит от характера расчленения на стратоны каждого конкретного разреза.

Теперь можно подвести некоторые промежуточные итоги. Тесная зависимость построения любых хронологических шкал от фактического материала, получаемого при изучении конкретных разрезов, создает ложное представление о единстве шкалы и разреза как об их тождестве. Это представление разделяют самые разные по своим взглядам на геологическое время и методах его измерения исследователи. В.Г. Ганелин определенно выразил свое отношение к стратиграфической шкале, полагая ее “вещественным (субстратным) базисом реконструкции геологического времени” (1992, с. 78). Д.П. Найдин называет общую (международную) стратиграфическую шкалу “сводным разрезом стратисферы” (1994, с. 13). Я думаю, что от такого взгляда на стратиграфическую шкалу не отказался бы и В.Л. Егоян, считавший, что литолого-стратиграфическая шкала лежит в основе всех построений в стратиграфии, предваряет их и не нуждается в понятии “время”. Он использует выражение “слои шкалы по фораминиферам” (1987, с. 24), не скрывая своего – субстратного – понимания подразделений стратиграфической шкалы.

Даже С.В. Мейен элементарной шкалой называет “конкретный разрез, в характеристике которого оставлены признаки, пригодные для дальнейшей корреляции этого разреза с другими” (1989, с. 27). И, хотя разрез, состоящий только из корреляционных признаков, трудно отождествить с реальным конкретным разрезом, состоящим из совокупностей горных пород, в памяти остается предикат: “элементарная шкала – это конкретный разрез”.

Следует признать, что любая стратиграфическая шкала в геологическом разрезе присутствует потенциально, в латентном состоянии. Но реально эта шкала может возникнуть только после того, как необходимые для ее построения “следы событий” будут извлечены и отделены от разреза. Каждый специалист, кому доводилось заниматься построением хронологических шкал, знает сколь существенно отличается, например, биохронологическая шкала, построенная по “следам событий” эволюционного развития некоторой группы организмов, от того первичного материала, который мы получаем из многих конкретных разрезов.

Во всяком случае, как бы ни был расчленен разрез, исходя из естественной периодизации процесса осадконакопления или любым другим способом, построенная биохронологическая шкала наследует от разреза не материальность, не “естественную периодичность”, а только хронологический порядок следования ископаемых остатков. И не более того. Зональный масштаб при построении биохронологической шкалы мы получаем из запечатленного в палеонтологической летописи процесса эволюции той или другой группы организмов, опять-таки безотносительно к особенностям литологического расчленения той толщи горных пород, из которых извлекаются ископаемые остатки этих организмов.

Стратиграфическая событийная шкала является шкалой порядка, с помощью которой устанавливаются бинарные отношения “раньше чем” между геологическими телами (Гоманьков, 2007). В метрологии порядковые шкалы называют также ординальными или ранговыми. В основу таких шкал, используемых в стратиграфии, закладывается порядок следования событий, которые принимаются в качестве оценочной единицы (подразделения шкалы), и остается в стороне количественная оценка продолжительности этих событий (длительность).

Таким образом, разрез, содержащий данные, необходимые для построения хронологических шкал, шкалой не является. Их смешение имеет негативные последствия при решении важных вопросов стратиграфии. Чтобы это утверждение не было голословным, я рассмотрю несколько конкретных случаев, когда отождествление разреза и шкалы приводит к неоправданным заключениям.

Это удобнее вначале сделать на примере зональной биохронологической шкалы, так как именно в этой шкале наиболее отчетливо обозначен исторический событийный базис, используемый для ее построения.

ЗОНАЛЬНЫЕ БИОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ШКАЛЫ

Стратиграфические шкалы, построенные по результатам изучения эволюционного развития различных групп ископаемых организмов, я называю биохронологическими шкалами. Зональные биохронологические шкалы состоят из наименьших хронологических подразделений – зональных единиц. Зона как наименьшее подразделение хронологической шкалы принимается в качестве момента хронологического времени. Именно так – момент – была названа зональная хронологическая единица на II сессии Международного геологического конгресса в Болонье в 1881 г. На шкале такая, далее неделимая, единица должна обозначаться линейной меткой, риской.

Зональные подразделения на шкале не делятся на части, они дискретны (между смежными зонами нет временных переходов), равноценны (эквивалентны) и различаются только тем местом, которое они занимают на шкале.

В зональных биохронологических шкалах отчетливо присутствует временной событийный базис – ряд сменяющих друг друга в стратиграфической (хронологической) последовательности событий: “существование вида А”, “существование вида Б”, “существование вида В” и т.д. Зональным временем в данном случае является не “время существования вида” (о котором ничего неизвестно), а само событие “существование вида”, которое фиксируется однозначно по находке ископаемых каждого вида. Именно хронологическая последовательность зон (событий) представляет собой шкалу времени-порядка.

Чтобы зона на шкале действительно приближалась к минимально возможному пределу, необходимо обратиться к эволюционным линиям как наиболее подходящему базису для зонального хронологического строительства. Во-первых, потому что эволюционная линия, связывающая хронологическую последовательность генетически родственных форм, вскрывает наиболее полную картину изменения стратифицирующего признака, и это позволяет выбрать оптимальный масштаб для установления элементарной таксономической единицы. Во-вторых, филогенетическая последовательность форм часто обнаруживает направленное развитие определенных гомологичных признаков. Это позволяет перейти от таксономических шкал к мерономическим и получить самые детальные шкалы на пределе делимости стратифицирующих признаков (Черных, 2016). Наконец, использование именно эволюционной последовательности ископаемых исключает (или делает маловероятным) повторение идентичных форм на разных стратиграфических уровнях (необратимость эволюционного процесса) и обеспечивает непрерывность шкалы.

Я вполне отдаю себе отчет в реальной недостижимости этого идеального эволюционного базиса, однако сама декларация его необходимости ориентирует работу специалиста в нужном направлении, постепенно, по мере накопления фактических данных, приближая построение биохронологической шкалы к обозначенному идеалу.

Отмечу еще раз главную особенность зональной шкалы, признаваемую как будто бы всеми, но нередко нарушаемую специалистами, приводящими по этому поводу самые разные, иногда весьма убедительные доводы (Сенников, 2016). Речь идет о признании зоны в качестве наименьшего подразделения биохронологической шкалы. Далеко не всегда осознается сама неизбежность существования наименьшего подразделения, когда речь идет

о хронологических шкалах, событийных по своей природе. Если в качестве базиса шкалы выбирается последовательность событий эволюционного развития некоторой группы ископаемых организмов, то с учетом того материала, с которым приходится работать специалисту, в качестве наименьшего, элементарного события рациональнее использовать событие “существование вида”. Хронологическое событийное время может подразделяться с детальностью, сохраняющей целостность базисных событий, на которых строится хронологическая шкала. Если, как это обычно принято, начать выделять отдельные стадии существования вида (возникновение, расцвет, вымирание), то будет потеряно само событие. Оно распадется на стадии, которые в условиях неполноты геологической летописи установить реально невозможно. Первое появление ископаемых в разрезе далеко не всегда совпадает с событием “возникновение вида”. Расцвет (акме) может быть связан с благоприятными условиями только в данной местности, а не с общим таксономическим оптимумом. Кроме этого, достаточно условны и сами границы события “акме”. Исчезновение ископаемых остатков данного вида в конкретном разрезе чаще всего не является бесспорным свидетельством его вымирания. Надежно фиксируется только одно событие – “существование вида”, которое устанавливается однозначно по находке ископаемой формы. Именно на последовательности этих событий корректно строительство зональной биохронологической шкалы.

Традиционная практика детализации зональных шкал приводит к появлению инфразональных подразделений (подзон, зонул, биогоризнтов и т.п.). С моей точки зрения, не имеет никакого смысла обозначать каждый шаг в детализации шкалы отдельным термином. Следует сохранить название “зона” за наименьшим на данный момент подразделением построенной и продолжающей строиться, уточняться, детализироваться зональной шкалы. При детализации зональных подразделений все вновь вводимые наименьшие инфразональные подразделения должны получить статус зональных. Например, если существующая зона А разделена на две подзоны, то нижняя подзона сохранит название “зона А”, а следующая за ней подзона будет называться “зона Б”. При детализации шкалы все ранее установленные зоны изменяют свой объем в разрезе, но сохраняют свой зональный статус, прежние названия и дополняются новыми зонами на шкале.

Применение зонального метода в стратиграфии является синонимом использования зональных биохронологических шкал для расчленения и корреляции конкретных разрезов. Несмотря на тривиальность этого утверждения, его содержание далеко не всегда осознается специалистами, которые пользуются этим методом. Часто, когда использу-

емые зональные шкалы не отвечают строгим требованиям корректного построения, к ним предъявляемым (Черных, 2005), их называют зональными схемами, последовательностью видов, слоями с фауной (флорой), руководящими видами (шкала, редуцированная до одного подразделения), последовательностью биогоризнтов (нарушение условия непрерывности шкалы) и др. Однако во всех таких случаях в качестве инструмента расчленения и корреляции разрезов применяются пусть и несовершенные, но биохронологические шкалы, и сам используемый при этом метод исследования имеет в стратиграфии давнюю традицию называться зональным методом.

РАЗРЕЗ И ЗОНАЛЬНАЯ БИОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА

Пример с зональной шкалой, в которой наиболее явно используется событийная основа, выбран только по причине большей его иллюстративности. Именно на примере зональных шкал наиболее ясно можно показать необходимость дифференциации шкалы и разреза. Но все сказанное ниже по этому поводу относится в той же мере к любым хронологическим шкалам, используемым в стратиграфии.

Вслед за П. Сильвестр-Бредли (Sylvester-Bradley, 1967) я называю зону в разрезе, чтобы подчеркнуть ее материальность, *стратозоной*, а собственно название “зона” оставляю для обозначения наименьшего подразделения биохронологической шкалы. Кроме этого, я предлагаю не рассматривать зону в разрезе (стратозону) как “материальное объективно существующее стратиграфическое подразделение, выраженное отложениями определенной мощности и охарактеризованное зональным комплексом ископаемых организмов” (Раузер-Черноусова, 1967, с. 104). Такого объекта в природе нет. Зона в разрезе появляется только после построения биохронологической шкалы на основе эволюционной последовательности ископаемых организмов и выделения зонального подразделения на шкале. Несмотря на то что основой для построения шкалы является разрез, собственно зональный масштаб шкалы извлекается из особенностей эволюционной последовательности ископаемых той или иной группы организмов, в значительной мере безотносительно к строению и расчленению самого разреза. Как уже было сказано ранее, шкала наследует от разреза только хронологическую последовательность событий, которая кладется в основу ее построения. Зональные шкалы могут быть построены по разным группам ископаемых. Я называю такие шкалы автономными. В зависимости от того, сколько автономных зональных шкал будет построено и использовано для расчленения разреза, столько же различных зональных последователь-

ностей будет установлено в разрезе. Единственный способ, позволяющий сделать зону в разрезе (стратозону) “объективно существующим стратиграфическим подразделением” – это выбрать для данного стратиграфического интервала единственную эталонную (я называю ее нормативной) автономную шкалу (Черных, 2016, подраздел 3.5). Но и в этом случае зона в разрезе не может возникнуть до того, как будет построена зональная нормативная шкала.

Таким образом, построение зональной биохронологической шкалы предшествует установлению зоны (стратозоны) в разрезе. И уже только одно это обстоятельство делает необходимым дифференцировать собственно зону как подразделение шкалы и зону (стратозону) как подразделение разреза.

Выше были коротко рассмотрены основные особенности зоны как наименьшего подразделения биохронологической шкалы. В зональных шкалах наиболее явно присутствует событийная составляющая – базисная последовательность событий, на которых строится шкала. Наиболее подходит в этом качестве эволюционная (филогенетическая) последовательность: существование вида А, существование вида Б, существование вида В и т.д. Существование каждого вида завершает предшествующую и устанавливает следующую за ней зону.

В конкретном разрезе зонам отвечают ее материальные эквиваленты – стратозоны. Если сравнивать стратозоны между собой, то они различаются по составу, по мощности и по многим другим характеристикам. Более того, различия ясно выражены в строении и составе разных частей одной стратозоны. Однако по зональной шкале любая часть конкретной стратозоны датируется полной зоной, так как у зонального подразделения шкалы в силу ее минимальности нет частей. Таким образом, все части стратозоны в разрезе хронологически одновозрастны. В то же время, исходя из принципа суперпозиции, ясно, что слои, залегающие в основании стратозоны, древнее составляющих ее кровлю. Те исследователи, которые отождествляют разрез и шкалу, никогда не смогут понять, почему зона – наименьшее подразделение, если в разрезе ее можно продолжать разделять даже на миллиметровые слойки. Так возник целый арсенал подзональных подразделений (подзоны, зонулы, подзонулы, биогоризонты и др.). Используя подразделенный на стратозоны разрез как шкалу, можно датировать слои подошвы как “нижнюю часть зоны”, кровли – как “верхнюю часть зоны”, а между ними, конечно, находится “средняя часть зоны”, хотя любой объект, попавший в пределы стратозоны, датируется соответствующей полной зоной на шкале. И все объекты (в том числе и любая конкретная граница между слоями пород), находящиеся в границах стратозоны, геологически (хроно-

логически) одновозрастны. Без строгой и последовательной дифференциации шкалы и разреза этот вывод получить невозможно.

Как уже выше отмечалось, термин “зона” употребляется специалистами и в том случае, когда речь идет о подразделении разреза, и когда говорят о подразделениях зональной шкалы. Под зональной шкалой обычно понимается последовательность “объективно существующих” зональных подразделений разреза. По этой причине никого не удивляет, когда говорят, что объект находится “в нижней части зоны А”, никто не чувствует необходимости и не требует уточнить, о каком подразделении идет речь. Например, в работе Д.Л. Степанова и М.С. Месежникова (1979) приведена схема распространения некоторых характерных нижнекеммериджских аммонитов на Таймыре и на Полярном Урале, которая воспроизведена ниже (рис. 1). Этот схематичный рисунок, по мысли авторов, должен продемонстрировать, что “даже представители ортогрупп имеют в разных районах существенно различные стратиграфические диапазоны” (с. 216).

На рисунке приведены интервалы распространения характерных видов аммонитов, некоторые из них занимают части зональных подразделений. Это может быть только в том случае, когда зональные подразделения мыслятся как подразделения разрезов. На зональной шкале существование любого объекта, попавшего в определенную зону, датируется полной зоной. И два объекта, находящиеся в пределах одной стратозоны (даже если один из них находится в ее нижней части, а второй – в верхней части), считаются одновозрастными, и их возраст датируется полной зоной. На обсуждаемой схеме справа приведены в действительности не зоны (*Pictonia involuta*, *Rasenia borealis*), как это указано авторами, а стратозоны. По этой причине схема не может служить доказательством “существенно различных стратиграфических диапазонов”, которые якобы имеют представители аммонитов в разных районах. Возможен, например, такой вариант, что стратозона, отвечающая зоне *Rasenia borealis*, в изученных разрезах на Таймыре представлена только нижней своей частью, а на Приполярном Урале – только верхней частью. Тогда указанные сведения о распространении, например, вида *Rasenia borealis* в этих регионах на рисунке искажают действительное распространение его представителей. Зональная шкала не позволяет установить истинную представительность стратозон в разрезе, и по этой причине все объекты, размещенные в пределах одной и той же стратозоны, должны считаться одновозрастными. Задача, поставленная авторами указанной работы по определению стратиграфического распространения “представителей ортогрупп” в разных регионах, корректно может быть решена с помощью зональ-

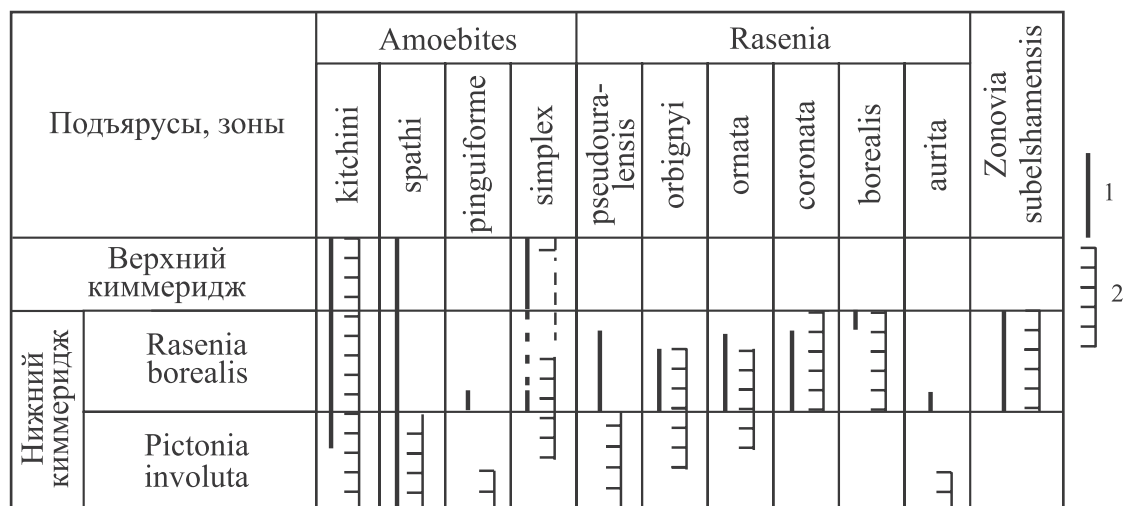


Рис. 1. Распространение некоторых характерных нижнекиммериджских аммонитов, по (Степанов, Месежников, 1979, рис. 5.58).

1 – Таймыр, 2 – Приполярный Урал. Остальные пояснения см. в тексте.

Fig. 1. Distribution of some characteristic Lower Kimmeridge ammonites, after (Stepanov, Meseszhnikov, 1979, Fig. 5.58).

1 – Taimyr, 2 – Circumpolar Urals. Look remaining explanations in the text.

ной шкалы, а не с помощью зональных подразделений разрезов.

Таковы наиболее общие замечания, касающиеся необходимости дифференцировать разрез и соответствующую биохронологическую шкалу.

Смешение разреза и шкалы имеет и другие нежелательные последствия, которые я покажу на примере Общей (Международной) стратиграфической шкалы. Для этого придется обратиться к понятиям “шкала” и “сводный разрез”.

СВОДНЫЙ РАЗРЕЗ И БИОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА

Напомню определение: “Сводный разрез – это разрез, составленный для определенного участка земной коры путем сопоставления друг с другом частных разрезов на основании опорных слоев и горизонтов” (Геологический словарь, 1978). Построение стратиграфической колонки сводного разреза имеет вполне определенное назначение – дать общую обозримую картину характера и условий осадконакопления в данном регионе. Для получения сводного разреза нужно сопоставить частные (конкретные) разрезы. Чтобы сопоставить разрезы, нужна шкала. Если, как это в большинстве случаев и бывает, нужна биостратиграфическая шкала, то не имеет значения, используются ли в этом качестве “руководящие виды” (т.е. зональная шкала, редуцированная до одного деления) или полноценные зональные биохронологические шкалы. Главное, что в любом случае нужна шкала. Служить в

этом качестве разрезы сами по себе не могут. Из них еще необходимо извлечь, например, зональную биохронологическую шкалу. Напомню, что для ее построения не имеет никакого значения, как именно были “классифицированы” “естественные” подразделения разреза на стратоны, исходя из историко-геологических или каких-то иных соображений. Биохронологическая шкала наследует от разреза только его хронологическую составляющую – порядок следования заключенных в слоях ископаемых остатков организмов. При построении шкалы мы выполняем операции, не нуждающиеся в предварительном построении сводного разреза. По материалам из одного конкретного разреза (или нескольких близлежащих) строится элементарная (трехзонная) биохронологическая шкала (Черных, 2005). Выявленная последовательность из трех зон, сохраняющаяся во многих других конкретных разрезах, является элементарной шкалой. Ее использование для корреляции разрезов позволяет (с соблюдением принципа Гексли) сопоставить исходный разрез с некоторым вторым, в котором присутствуют, по крайней мере, две верхние и (или) две нижние зоны элементарной шкалы. Затем во втором разрезе элементарная шкала наращивается (вниз и (или) вверх) хотя бы еще одной зоной. Полученная таким способом новая, по крайней мере четырехзонная, шкала используется тем же порядком для сопоставления с другими разрезами, которые для соблюдения принципа Гексли должны содержать не менее двух верхних или двух нижних зон уже построенной шкалы. Это позволяет постепенно на-

рашивать шкалу вверх и вниз, не заботясь до времени о сопоставлении стратонов, а только продолжать построение шкалы. В дальнейшем зональные подразделения шкалы снабжаются комплексной характеристикой (Черных, 2005, 2016), включающей самые разные виды и позволяющей опознавать зоны и при отсутствии видов-индексов. Первоначально монотаксонная шкала превращается в политаксонную и может обеспечивать сопоставление разрезов вначале в границах региона (региональная биохронологическая шкала), а затем и на большей территории.

Несмотря на то что реальное построение биохронологических шкал шло не всегда и не совсем по описанной программе, однако в принципиальном отношении порядок соблюдался именно такой. Конечно, А. Оппель, построив для отложений юры свой “идеальный профиль, одновозрастные члены которого в разрезах различных местностей будут постоянно характеризоваться одними и теми же видами” (Oppel, 1856-1858, S. 3), не называл его биохронологической шкалой, но ничем другим этот профиль не является. То же самое можно сказать и о гомотаксисе Т. Гексли – этот универсальный инструмент корреляции, несомненно, представляет собой биостратиграфическую шкалу (Черных, 2015).

Построенная шкала позволяет расставить в надлежащем порядке и те литолого-стратиграфические подразделения (стратоны), которые были выделены в конкретных разрезах данного региона, т.е. построить сводную колонку стратонов, которую принято называть “региональная стратиграфическая шкала” (РСШ). Но в действительности истинной шкалой является биостратиграфическая шкала, которая незримо сопровождает последовательность стратонов сводного разреза и создает иллюзию возможности использовать сводный разрез как шкалу.

В дальнейшем после разработки Общей биохронологической шкалы можно выполнить глобальное (межрегиональное) сопоставление разрезов и из наиболее полных региональных сводных разрезов составить сводный геологический разрез стратисферы. Но не следует забывать, что все эти операции возможны только с помощью уже имеющейся биохронологической шкалы. Построение сводного разреза всецело зависит от наличия биохронологической шкалы, создание которой предшествует построению сводного разреза.

Таким образом, сам по себе сводный разрез не является шкалой. При его строительстве уже неизбежно должна иметься и использоваться та или иная стратиграфическая, обычно биохронологическая шкала, которая совершенно независима от способа расчленения разрезов на историко-геологические подразделения – стратоны.

Шкала и объект, в данном случае сводный разрез, который строится при наличии и с помощью

шкалы, должны быть строго дифференцированы. Иначе функции шкалы будут приписываться геологическому разрезу, который не может их выполнять.

ОБЩАЯ (МЕЖДУНАРОДНАЯ) СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА КАК СВОДНЫЙ РАЗРЕЗ

Наиболее явно отождествляются понятия “сводный разрез” и “шкала” в определении Общей (Международной) стратиграфической шкалы, которое приведено в отечественных Стратиграфических кодексах (1992, 2006). Там сказано, что Общая стратиграфическая шкала это – “совокупность общих стратиграфических подразделений (в их полных объемах, без пропусков и перекрытий), расположенных в порядке их стратиграфической последовательности и таксономической подчиненности” (Стратиграфический кодекс России, 2006, с. 15). И чуть далее разъясняется содержание понятия “общие стратиграфические подразделения”, которые представляются авторам кодекса как “совокупности горных пород (геологические тела), занимающие определенное положение в полном геологическом разрезе земной коры...” (там же, с. 19). Иными словами, это вполне материальные (породные) образования, и этому соответствуют все предшествующие отечественные кодексы и зарубежные справочные руководства по стратиграфии (Международный стратиграфический справочник, 1978, 2002).

Из этих определений неизбежно возникает образ Общей (Международной) стратиграфической шкалы в виде стратиграфической колонки (“полного геологического разреза земной коры”) из совокупностей горных пород “без пропусков и перекрытий”, как бы мы ни называли эти совокупности, – отделами, ярусами, зонами или как-то иначе.

Эту точку зрения на общую стратиграфическую шкалу уже в новейшее время поддержал А.В. Гоманьков: “Подобно тому, как существуют “абсолютно конкретные” разрезы (линии в земной коре), существует и “абсолютно сводный” разрез, поглощающий любой другой с ним сопоставляемый. Такой “абсолютно сводный” разрез называется Международной стратиграфической шкалой (МСШ)” (Гоманьков, 2007, с. 27).

Использование этой шкалы для определения возраста геологических тел декларируется двояко. Если исследователь относится к МСШ как к “шкале хронологической классификации”, то отнесение данного тела к определенному стратону МСШ квалифицируется им как операция классификации, против чего вполне обоснованно возражает С.В. Мейен (1981). Он полагает, что датировку возраста фрагментов геологических тел следует относить к операции реконструкции вначале самих этих тел, а в конечном счете – к реконструкции былых геосистем.

В то же время, Международная стратиграфическая шкала, вмещающая в себя весь сводный разрез стратисферы и учитывающая в том числе и “время внутренних перерывов” (Стратиграфический кодекс России, 2006, с. 14), неизбежно должна восприниматься (и воспринимается) как шкала внешнего отсчета времени, что совершенно непозволительно для хронологических (событийных) шкал. Кроме этого, все подразделения МСШ имеют региональные прототипы (Леонов, 1973), что полностью исключает толкование МСШ как внешней шкалы геологического времени.

Более того, МСШ, представляемая как “абсолютно сводный” разрез (стратиграфическая колонка стратотипов), вообще не имеет никаких признаков шкалы, если для подразделений (стратонов разного ранга) этой “шкалы” не указан биохронологический признак распознавания его и (или) его границ в конкретных разрезах. Чтобы выполнить определение возраста местного стратона в конкретном разрезе, необходимо иметь, например, биохронологическую шкалу, которая позволит осуществить корреляцию местного стратона, возраст которого отыскивается, с определенным стратотипическим разрезом стратона МСШ. Именно эта операция и скрыта под именем “датировка возраста”, хотя по сути это обычная корреляция.

Например, когда определяется возраст неких отложений в конкретном разрезе и они отнесены, скажем, к ассельскому ярусу, это является результатом положительной корреляции данных отложений со стратотипом этого яруса на р. Айдаралаш в Казахстане. Возможно менее строгое определение возраста, когда положительная корреляция проведена с другим разрезом, ассельский возраст которого уже установлен прямой или также опосредованной корреляцией со стратотипом. Во всех таких случаях корреляция выполняется не с помощью МСШ (последовательностью эталонных, стандартных стратонов), а обычным способом – с использованием биохронологических шкал. Из МСШ берется только название того стратона, со стратотипом которого сопоставлен конкретный разрез, и этим названием обозначается геологический возраст отложений конкретного разреза. В этом и состоит операция, которую принято называть датировкой возраста по МСШ.

Не следует забывать (см. предыдущий раздел), что временная последовательность стандартных подразделений МСШ, как и любого сводного разреза, устанавливается с помощью биохронологической шкалы. Теперь, когда биохронологические “строительные леса”, с помощью которых была возведена Международная стратиграфическая шкала, вроде бы не нужны и могут быть сброшены, МСШ представляется самодостаточной конструкцией. В действительности, конечно, это совсем не так. Именно биохронологические шкалы являются ин-

струментом выполнения всех стратиграфических операций, включая построение и совершенствование самой МСШ, необходимой в качестве основы для выработки единого хронологического языка, на котором возможно международное общение специалистов (Мейен, 1981). И это, как я понимаю, чрезвычайно важное и основное назначение этой так называемой “шкалы”.

Истинная шкала – это модель того объекта, с помощью которой его измеряют. В случае стратиграфических шкал таким объектом является геологическое время, материализованное в виде конкретного разреза. Отсюда следует, что объект (разрез) материален, а шкала, как и всякая модель, – это некое абстрактное, условное построение. отождествлять их нет никаких оснований.

С учетом всего сказанного Общую (Международную) стратиграфическую шкалу следует считать моделью стратисферы, представленной в виде стратиграфической последовательности стратотипов стандартных подразделений, по возможности “без пропусков и перекрытий”.

ВЫВОДЫ

1. Тесная связь фактических данных, получаемых при изучении конкретных разрезов, и построенной на этих данных стратиграфических шкал не является достаточным основанием для отождествления шкалы и разреза. Биохронологическая шкала наследует от разреза временную последовательность ископаемых некоторой группы организмов, выбранную в качестве базиса шкалы. Однако особенности эволюционного развития той или иной группы организмов не зависят от состава вмещающих отложений и способа расчленения осадочной толщи на стратоны, и это позволяет при изучении конкретных разрезов установить гомотаксальность в распределении ископаемых, т.е. построить биохронологическую шкалу.

2. Шкала в таком понимании является моделью биохронологического исчисления геологического времени, запечатленного в разрезе в виде следов определенных событий в развитии данной группы организмов. Как и всякая модель, шкала не может быть тождественной тому, что она моделирует. Строгая дифференциация шкалы и разреза является исходной позицией для выполнения корректных стратиграфических заключений, направленных на построения и использования хронологических шкал.

3. Международная стратиграфическая шкала, представляемая в виде горных пород (геологических тел) полного (сводного) геологического разреза земной коры, является, по существу, моделью стратисферы. Построение такого сводного разреза и размещение составляющих его стратонов в хронологической последовательности требует предва-

рительного сопоставления (корреляции) частных разрезов. Основным инструментом корреляции конкретных разрезов для создания стратиграфической колонки подразделений МСШ является биохронологическая шкала, не зависящая от стратиграфического подразделения стратисферы на стратоны. Собственно именно эта биохронологическая шкала, незримо сопровождающая МСШ, и рождает иллюзию модели геологического времени в виде совокупности горных пород (геологических тел).

4. При расчленении конкретных разрезов и установлении стратиграфических подразделений в разрезе процедура классификации не используется, так как осадочная толща является целостным объектом, в котором отдельные его части (вскрывающиеся конкретными разрезами) взаимосвязаны и сформированы под влиянием определенных условий той или иной подсистемы. Выделение частей в целостном объекте предлагается относить к операции расчленения, но не классификации (Мейен, 1981).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ганелин В.Г. (1992) Три концепции теории стратиграфии и Стратиграфический кодекс СССР. *Сов. геология*, (5), 77-81.
- Геологический словарь. Т. 2 (1978). М.: Недра, 456 с.
- Гоманьков А.В. (2007) Геологическое время и его измерение. М.: Тов-во научных изданий КМК, 58 с.
- Егоян В.Л. (1987) Тенденции в развитии общей стратиграфии. Ст. 2. "Самостоятельные" шкалы и проблема цели в стратиграфии. *Бюл. МОИП, отд. геол.*, 62(5), 24-36.
- Леонов Г.П. (1973) Основы стратиграфии: М.: МГУ. Т. 1, 530 с.
- Международный стратиграфический справочник (1978). М.: Мир, 1978, 226 с.
- Международный стратиграфический справочник. Сокращенная версия. (2002) М.: ГЕОС, 38 с.
- Мейен С.В. (1981) От общей к теоретической стратиграфии. *Сов. геология*, (9), 58-69.
- Мейен С.В. (1989) Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 216 с.
- Найдин Д.П. (1994) Так что же такое стратиграфия? *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 2(2), 3-11.
- Павлов А.П. (1884) Нижневолжская юра. Классификация отложений и списки ископаемых. М.: тип. А.А. Карцева, 25 с.
- Раузер-Черноусова Д.М. (1967) О зонах единых и региональных шкал. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (7), 104-118.
- Сенников Н.В. (2016) Инфразональные подразделения – необходимый инструмент для совершенствования зональных последовательностей (на примере палеозойских граптолитовых шкал). *Палеонтология. Стратиграфия. Астробиология*. М.: ПИН РАН, 338-358.
- Степанов Д.Л., Месежников М.С. (1979) Общая стратиграфия (принципы и методы стратиграфических исследований). Л.: Недра, 423 с.
- Стратиграфический кодекс (1992) СПб.: ВСЕГЕИ, 120 с.
- Стратиграфический кодекс России (2006) СПб.: ВСЕГЕИ, 96 с.
- Черных В.В. (2005) Зональный метод в биостратиграфии. Зональная шкала нижней перми Урала по конодонтам. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 217 с.
- Черных В.В. (2015) Система принципов стратиграфии. *Ежегодник-2014*. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 162, 39-43.
- Черных В.В. (2016) Основы зональной биохронологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 268 с.
- Шиндевольф О. (1975) Стратиграфия и стратотип. М.: Мир, 136 с.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., eds. (2004) A Geological Time Scale 2004, Cambridge University Press, 610 p.
- Gradstein, F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg, G.M., eds. (2012) The Geological Time Scale 2012, Amsterdam, Elsevier, 2 vols., 1144 p.
- Oppel, A. (1856-1858) Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschland *Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württemberg*, Bd. 12-14, 857 s.
- Sylvester-Bradley, P.C. (1967) Towards an international code of stratigraphic nomenclature *Essays in Paleont. and Stratigr.*, R.C. Moore commemor. (Ed. C. Teichert and E.L. Yochelson). Lawrence, 49-56.
- Chernykh V.V. (2005) *Zonal'nyi metod v biostratigrafii. Zonal'naya shkala nizhnei Permi po konodontam* [Zonal method in biostratigraphy. The zonal scale of the Lower Permian by the conodonts]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 217 p. (In Russian)
- Chernykh V.V. (2015) System of the principles of the stratigraphy. *Ezhegodnik-2014*. Trudy IGG UrO RAN, V.162, 39-43. (In Russian)
- Chernykh V.V. (2016) *Osnovy zonal'noi biokhronologii* [Bases of zonal biochronology]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 268 p. (In Russian)
- Egoyan V.L. (1987) Tendencies in the development of general stratigraphy. Article 2. "Independent" scales and the problem of purpose in the stratigraphy. *Bull. MOIP, Otd. Geol.*, 62(5), 24-36. (In Russian)
- Ganelin V.G. (1992) Three concepts of the theory of stratigraphy and the stratigraphic code of the USSR. *Sov. Geologiya*, (5), 77-81. (In Russian)
- Geologicheskii slovar'* [Geological dictionary]. T. 2. (1978). Moscow, Nedra Publ., 456 p. (In Russian)
- Goman'kov A.V. (2007) *Geologicheskoe vremya i ego izmerenie* [Geological time and its measurement]. Moscow, Tovarishestvo nauchnykh izdaniy KMK Publ., 58 p. (In Russian)
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., eds. (2004) A Geological Time Scale 2004, Cambridge University Press, 610 p.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg, G.M., eds. (2012) The Geological Time Scale 2012, Amsterdam, Elsevier, 2 vols., 1144 p.
- Leonov G.P. (1973) *Osnovy stratigrafii* [Bases of the stratigraphy]. Moscow, Moscow St. Univ. Publ. V. 1, 530 c. (In Russian)
- Meyen S.V. (1989) *Vvedenie v teoriyu stratigrafii* [Introduction into the theory of the stratigraphy]. Moscow, Nauka Publ. 216 p. (In Russian)
- Meyen S.V. (1981) From the general to the theoretical stratigraphy. *Sov. Geologiya* (9), 58-69. (In Russian)
- Mezhdunarodnyi stratigraficheskii spravochnik [International stratigraphic code of the USSR]. Moscow, Nauka Publ. 216 p. (In Russian)

- tional stratigraphic guide]. (1978) Moscow: Mir Publ., 226 c. (In Russian)
- Mezhdunarodnyi stratigraficheskii spravochnik. Sokrashchennaya versiya [International stratigraphic guide. An abridged version]. (2002) Moscow, GEOS Publ., 38 p. (In Russian)
- Naidin D.P. (1994) But so that such is stratigraphy? *Stratigr. Geol. Korrel.*, 2(2), 3-11. (In Russian)
- Oppel A. (1856-1858) Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschland. *Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württemberg*, Bd. 12-14, 857 s.
- Pavlov A.P. (1884) Nizhnevolzhskaya yura. Klasifikatsiya otlozhenii i spiski iskopaemykh [Lower Volgian Jurassic. Classification of deposits and the lists of the fossils]. Moscow, tip. A.A. Kartseva Publ., 25 p. (In Russian)
- Rauser-Chernousova D.M. (1967) On the zones of the united and regional scales. *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, (7), 104-118 (In Russian)
- Sennikov N.V. (2016) Infrazonal subdivisions – the necessary tool for improving the zonal sequences (on the example of the paleozoic graptolite scales). *Paleontology. Stratigraphy. Astrobiology*. Moscow, PIN RAN, 338-358. (In Russian)
- Shindewolf O. (1975) *Stratigrafiya i stratotip* [Stratigraphy and stratotype]. Moscow, Mir, 136 p. (In Russian)
- Stepanov D.L., Meseszhnikov M.S. (1979) *Obshchaya stratigrafiya (printsipy i metody stratigraficheskikh issledovaniy)* [General stratigraphy (principles and the methods of stratigraphic studies)]. Leningrad, Nedra Publ., 423 p. (In Russian)
- Stratigraficheskii kodeks* [Stratigraphic code]. (1992), St. Petersburg, VSEGEI Publ., 120 p. (In Russian)
- Stratigraficheskii kodeks Rossii* [Stratigraphic code of Russia]. (2006) St. Petersburg, VSEGEI Publ., 96 p. (In Russian)
- Sylvester-Bradley P.C. (1967) Towards an international code of stratigraphic nomenclature. *Essays in Paleont. and Stratigr.*, R.C. Moore commemor. Vol. (Ed. C. Teichert and E.L. Yochelson). Lawrence, p. 49-56.

УДК 562/569.564.82/85:551.735.1+15:56.017.4

DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-18-39

Влияние серпуховско-башкирского события на разнообразие брахиопод Среднего и Южного Урала

Н. А. Кучева

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620062, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: kuceva@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 12.11.2018 г., принята к печати 16.05.2019 г.

Объект исследований. Рассматривается распространение брахиопод в пограничных отложениях нижнего и среднего карбона на территории Среднего и Южного Урала в целях определения степени влияния глобального серпуховско-башкирского события малого массового вымирания на динамику разнообразия этой группы бентосных организмов. **Материалы и методы.** Изучались брахиоподы из наиболее полных карбонатных разрезов Западно-Уральской (Бражка, Сокол, Мартьяново, Аскын, Лаклы), Магнитогорской (Худолоз, Калинино, Большой Кизил) и Восточно-Уральской (Бекленищево, Пещерный лог, Брод-Ключики и карьер “Уралнеруд-1”) мезогазон. **Результаты.** Установлено, что в позднесерпуховское время происходило сокращение разнообразия гигантопродуктосово-стриатиферовой ассоциации, а вблизи рубежа раннего и среднего карбона произошло вымирание ее доминирующих таксонов. В сюржанское время башкирского века была сформирована средне- и позднекаменноугольная хориститовая ассоциация. Позднее, в акавасское время, разнообразие брахиопод было восстановлено. Последствия описываемого серпуховско-башкирского события отразились преимущественно на таксонах видового и родового ранга и в значительно меньшей степени – на таксонах семейственного ранга. На западном склоне Урала данное событие и максимум регрессии фиксируются в кровле стриастиферовых ракушняков староуткинского горизонта нижнего карбона. На восточном склоне Урала динамика разнообразия брахиопод, характеризующая рассматриваемый событийный интервал, отчетливо прослеживается в поздне-серпуховское время раннего карбона. В начале среднего карбона она также проявлена, но затухает активизацией региональных тектонических процессов. **Выводы.** В разнофациальных отложениях Среднего и Южного Урала по динамике родового и видового разнообразия брахиопод на рубеже раннего и среднего карбона распознается проявление серпуховско-башкирского события малого массового вымирания.

Ключевые слова: Средний и Южный Урал, серпуховский ярус, башкирский ярус, брахиоподы, динамика разнообразия, серпуховско-башкирское событие малого массового вымирания

Благодарность

Автор сердечно благодарит Владислава Иннокентьевича Полетаева за консультации по брахиоподам отряда Spiriferida и помощь при определении видовой принадлежности представителей рода *Alphachoristites*, а также глубоко признательна Гунару Андреевичу Мизенсу за консультации по осадочным бассейнам, существовавшим на территории Урала в каменноугольный период.

Работа выполнена в рамках темы № АААА-А18-118052590025-8 государственного задания ИГТ УрО РАН и комплексной программы фундаментальных исследований УрО РАН АААА-А18-118052590031-9.

Effect of the Mid-Carboniferous event on the diversity of brachiopods in the Middle and Southern Urals

Nadezhda A. Kuceva

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: kuceva@igg.uran.ru

Received 12.11.2018, accepted 16.05.2019

Research subject. In this study, the distribution of brachiopods in the Mid-Carboniferous boundary (MCB) sediments in the Middle and Southern Urals was investigated with the aim of determining the influence of the global Serpukhovian-Bashkirian minor mass extinction event on the diversity of these benthic organisms. **Materials and methods.** Brachiopods distributed over the most complete carbonate sections of the West-Uralian (Brazhka, Sokol, Martyanovo, Askyn, Lakly), Magnitogorskian (Khudolaz, Kalinino, Bolshoy Kizil) and the East-Uralian (Beklenishchevo, Cave gully, Brod-

Для цитирования: Кучева Н.А. (2020) Влияние серпуховско-башкирского события на разнообразие брахиопод Среднего и Южного Урала. *Литосфера*, 20(1), 18–39. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-18-39

For citation: Kuceva N.A. (2020) Effect of the Mid-Carboniferous event on the diversity of brachiopods in the Middle and Southern Urals. *Litosfera*, 20(1), 18–39. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-18-39

Klyuchiki, "Uralnerud-1" quarry) megazons were studied. *Results.* It was established that the diversity of the Gigantoproductus-Striatifera brachiopod association reduced during the Late Serpukhovian, with the extinction of its dominant taxa having occurred during the Early and Middle Carboniferous boundary. During the Syuranian time of the Bashkirian Age, the Middle-Late Carboniferous Chorstites association was formed. Further, in the Akavassian time, the diversity of brachiopods was restored. The consequences of the described event affected mainly the taxa of the species and genus taxonomic rank, and, to a much lesser extent, those of the family rank. On the western slope of the Urals, the maximum regression was recorded at the top of the Striatifera shell-rock layer of the Lower Carboniferous Staroutkinskian regional substage. On the eastern slope of the Urals, the brachiopod diversity characterizing the event in question can be clearly seen in the Late Serpukhovian. This dynamics was also manifested in the lowermost Pennsylvanian; however, it was obscured by the activation of regional tectonic factors. *Conclusion.* In the Middle and Southern Urals, the Mid-Carboniferous minor mass extinction event is recognized according to the dynamics of the genus and species diversity of brachiopods in the deposits of different facies.

Keywords: Middle and Southern Urals, Serpukhovian Stage, Bashkirian Stage, brachiopods, diversity dynamics Mid-Carboniferous (Serpukhovian-Bashkirian) minor mass extinction event

Acknowledgements

The author expresses her sincere gratitude to Vladislav Innokentievich Poletaev for discussions of the Spiriferida brachiopod features and his help in determining the species of the *Alphachoristites* genus, as well as to Gunar Andreevich Mizens for his valuable consultations on the sedimentary basins that existed in the Urals during the Carboniferous period.

The work was carried out as part of the AAAA-A18-118052590025-8 state assignment of the IGG Ural Branch of the Russian Academy of Sciences and the comprehensive program of basic research of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences AAAA-A18-118052590031-9 (project 18-5-5-11).

ВВЕДЕНИЕ

Осадочные отложения каменноугольной системы широко распространены на территории земного шара и представлены крайне разнообразными комплексами. В большинстве регионов северного полушария упомянутая система включает в себя отложения двух седиментационных этапов. В течение первого, раннекаменноугольного, этапа (миссисипия) преобладали обстановки морского осадконакопления. Второй, средне-позднекаменноугольный, этап (пенсильваний) характеризовался широким распространением паралических, лагунных и континентальных фаций. В основании башкирского яруса среднего карбона (пенсильванской подсистемы) практически повсеместно фиксируются перерывы в осадконакоплении.

В южном полушарии в раннем карбоне морские бассейны занимали только небольшие окраинные участки Гондваны (Немков и др., 1986, с. 231-232). Во второй половине каменноугольного периода началось накопление мощных толщ континентальных отложений гондванской серии (средний карбон – нижний мел). Нижняя часть этой серии (средний–верхний карбон) в Южной Америке, Центральной и Южной Африке, Индии, Австралии и Антарктиде представлена почти повсеместно ледниковыми (тиллитами) и межледниковыми отложениями. В межтиллитовых образованиях присутствуют прослой пород с остатками холодолюбивой флоры и пласты угля. Формирование ледниковых покровов сопровождалось значительным понижением уровня Мирового океана,

а таяние льдов вело к повышению уровня океана. В зависимости от масштаба оледенения эти гляциоэвстатические колебания в различной степени влияли на палеогеографические обстановки и климатические условия всей планеты. Считается, что гондванское оледенение имело несколько импульсов, при этом рубеж раннего-среднего карбона совпадает с кульминационной фазой позднепалеозойского оледенения (оледенение II), вызвавшей глобальное понижение уровня Мирового океана и ставшей причиной коренных преобразований палеогеографических обстановок, климата и органического мира планеты (рис. 1) (Эйнон, Румянцев, 1988; Grossman et al., 2002; Алексеев и др., 2008; Алексеев, Реймерс, 2010а, б).

Максимально низкий уровень Мирового океана обусловил перерывы в осадконакоплении среди шельфовых отложений на значительной территории земного шара. Морские обстановки сохранились лишь в отдельных регионах, в том числе в Уральском, но и в нем полные разрезы пограничного интервала единичны.

В начале раннего карбона на значительной части континентов северного и южного полушарий господствовали влажные тропические и субтропические условия, умеренный климат существовал только на территории современной Антарктиды (Короновский и др., 2008, с. 269). В среднем карбоне средняя глобальная температура Земли оказалась на 10–15°C ниже, чем в раннем. Даже в экваториальном поясе средние годовые температуры понизились на 3–5°C (Амон, 2005; Алексеев, Реймерс, 2010а, б).

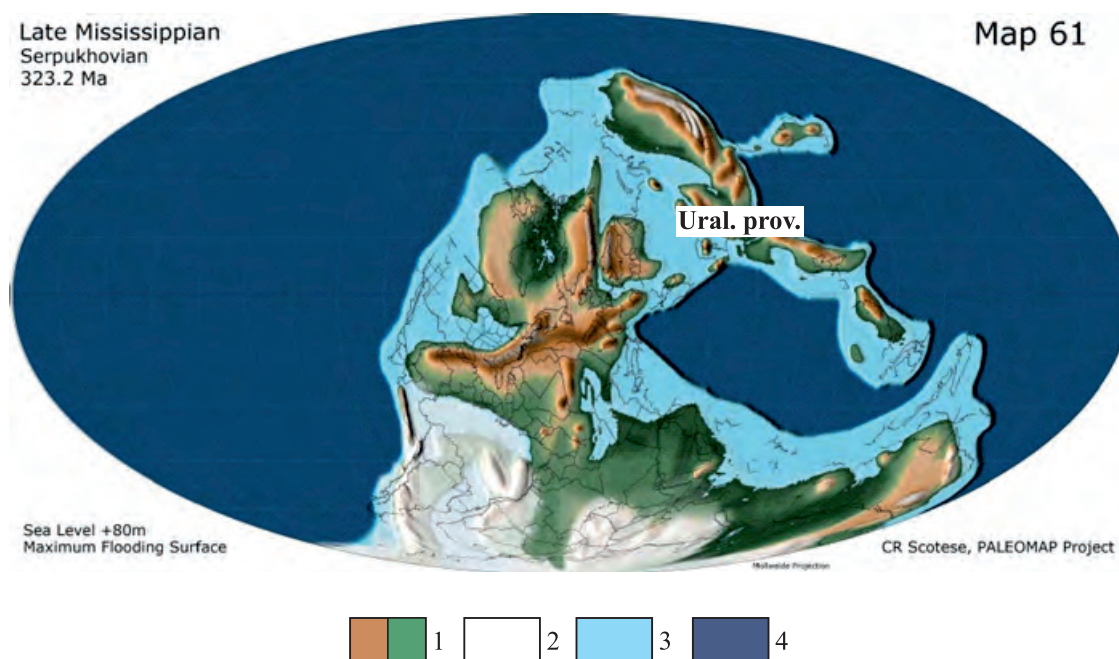


Рис. 1. Области распространения покровного оледенения на материках Земли на рубеже раннего и среднего карбона, по C.R. Scotese (2014).

1 – суша, 2 – оледенение, 3 – шельф, 4 – океан.

Fig. 1. Glaciation areas on the Earth's continents at the Mississippian-Pennsylvanian boundary, after C.R. Scotese (2014).

1 – land, 2 – glaciation cover, 3 – shelf, 4 – ocean.

Сокращение морских акваторий, изменение условий осадконакопления и похолодание климата привели к масштабному вымиранию в тропических биоценозах и стали причиной глубоких изменений в составе органического мира моря и суши (Эйнон, Румянцева, 1988; Grossman et al., 2002; Алексеев и др., 2008; Алексеев, Реймерс, 2010б). Данное биотическое событие (экологический кризис), получившее название “серпуховско-башкирское”, сопровождалось сокращением разнообразия и вымиранием значительного числа групп морских беспозвоночных. В целом в позднесерпуховское время вымерло 83% родов кораллов, около 80% родов конодонтов, аммонойд и брахиопод, 65% родов криноидей и 40–50% родов фораминифер (Алексеев, 2000, 2006; Коссовая, 2000, 2010; Кучева, 2015). По данным А.С. Алексеева, уровень вымирания родов в событийном интервале примерно в 2–3 раза превышает фоновый (35%), уровень вымирания семейств составляет около 10%. По степени вымирания на уровне родов и частично семейств кризис классифицируется как событие малого массового вымирания (Алексеев, 2000).

Влияние серпуховско-башкирского кризиса на биосферные процессы в различных областях земного шара характеризовалось определенными особенностями, изучение которых имеет важное значение как для восстановления истории развития

конкретного региона, так и планеты в целом. Современные исследования пограничных отложений нижнего и среднего карбона направлены на обнаружение уровня проявления серпуховско-башкирского события в конкретных разрезах в целях его корреляции с глобальной событийной границей.

Основная задача данного исследования заключается в выявлении особенностей распространения и эволюции брахиопод в отложениях серпуховского яруса нижнего и нижнебашкирского подъяруса среднего карбона на территории Среднего и Южного Урала, определении степени влияния глобального события малого массового вымирания на изменения в этой группе бентосных организмов, а также в установлении биостратиграфических и литологических реперных уровней границы нижнего и среднего карбона. При выполнении исследования учтены данные о распространении ортостратиграфических групп – фауны фораминифер, аммонойд и конодонтов, а также водорослей.

Определения брахиопод выполнены в соответствии с системой, принятой в “Treatise on Invertebrate Paleontology” (2000, 2002, 2006).

Материалом для данной статьи послужили коллекции брахиопод, собранные автором, а также коллекции И.М. Гарань и О.А. Щербакова. Они насчитывают более 1000 экземпляров и хранятся в лаборатории стратиграфии и палеонтологии ИГГ УрО РАН.

ИЗМЕНЕНИЯ РАЗНООБРАЗИЯ БРАХИОПОД КАК СЛЕДСТВИЕ ВЛИЯНИЯ СЕРПУХОВСКО-БАШКИРСКОГО СОБЫТИЯ

Пограничные отложения нижнего и среднего карбона на территории Среднего и Южного Урала наиболее полно распространены в Западно-Уральской структурно-фациальной мегазоне Западно-Уральского субрегиона, в Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазонах Восточно-Уральского субрегиона (рис. 2). Серпуховско-башкирское событие планетарного масштаба отразилось на каждой из указанных мегазон.

Западно-Уральский субрегион

Западно-Уральская структурно-фациальная мегазона

В Западно-Уральской структурно-фациальной мегазоне отложения серпуховского яруса нижнего и башкирского яруса среднего карбона имеют широкое площадное распространение. Они представлены шельфовыми кораллово-брахиоподовыми и брахиоподовыми известняками, развитыми по восточной окраине Восточно-Европейской платформы. Влияние глобального серпуховско-башкирского события в этих породах установлено по кардинальным литолого-фациальным изменениям и эволюционным преобразованиям в обнаруженных в них сообществах бентосных организмов. В событийном интервале прослеживаются стратиграфические перерывы, которые фиксируются выпадением из разреза нижней части башкирского яруса разного объема (от сюранского до аскынбашского горизонта). Продолжительность перерывов и полнота разрезов находятся в прямой зависимости от структурно-тектонических особенностей территории (Щербаков и др., 1966; Щербакова, 1969).

В наиболее полных разрезах Западно-Уральской мегазоны (см. рис. 2) в пограничных отложениях нижнего и среднего карбона установлена выдержанная и практически однотипная последовательность изменения литологии и распространения органических остатков.

Разрез Бражка расположен на правом берегу р. Чусовой к северо-западу от пос. Староуткинск. Разрез является стратотипом бражкинского надгоризонта и староуткинского горизонта верхнесерпуховского подъяруса (Гарань, Шестакова, 1973; Постоялко, 1991; Стратиграфические схемы..., 1993; Щербакова, Щербаков, 2002).

В отложениях серпуховского яруса и нижнебашкирского подъяруса этого разреза установлена определенная динамика разнообразия брахиопод (Кучева, 2015). В комплексе **косогорского горизонта** нижнесерпуховского подъяруса доминируют роды *Latiproductus* и *Striatifera*, по коли-

честву особей – вид *Striatifera striata* (Fisch.). Изредка отмечается присутствие представителей родов *Datangia* и *Gigantoproductus*, а также *Echinoconchus punctatus* (Sow.), *Dictyoclostus pinguis* (M.-W.), *Eomarginifera schartimienensis* (Jan.), *Davidsonina* cf. *carbonaria* (McCoy). В ассоциации со стриаatifерами встречаются многочисленные мелкие формы родов *Actinoconchus* и *Martinia*. В целом сообщество брахиопод косогорского горизонта включает 16 видов, принадлежащих 14 родам (рис. 3). В комплексе **протвинского горизонта верхнесерпуховского подъяруса** доминирует род *Striatifera*, в составе которого по количеству особей преобладает *Striatifera striata*, часто наблюдаются *S. plicatostriata* (Milor.) и *S. magna* (Jan.). Вместе со стриаatifерами встречаются многочисленные мелкие формы родов *Actinoconchus* и *Martinia*. Редкие экземпляры гигантоидных продуктидов представлены родами *Latiproductus*, *Datangia* и *Gigantoproductus*. Вверх по разрезу протвинского горизонта происходит снижение разнообразия брахиопод до 11 видов и 7 родов. В **староуткинском горизонте** распространены стриаatifеровые ракушняки, сложенные *Striatifera striata* и *S. grandicula* Kalash. с единичными *Productus concinnus* J. Sow. и мелкими *Rugosochonetidae*. В целом в верхней части серпуховского яруса разнообразие брахиопод уменьшилось до 4 видов, принадлежащих 3 родам.

Нижняя часть богдановского горизонта башкирского яруса среднего карбона представлена пачкой мелкодетритовых и тонкозернистых известняков мощностью 11.4 м. В них макромерные органические остатки отсутствуют. Возраст отложений установлен по фораминиферам: в 0.1 м выше кровли стриаatifеровых ракушняков обнаружены *Plectostaffella varvariensis* (Brazhn. et Pot.), в 0.5 м выше – *Plectostaffella jakhaensis* Reitl. и *Pl. karsaklensis* Kul., в 6 м – *Pl. bogdanovkensis* Reitl. (Степанова, 2014, 2018).

Брахиоподы появляются в **верхней части богдановского горизонта** и представлены единичными мелкими формами среднекаменноугольных родов *Neochonetes*, *Linoproductus* и *Alphachoristites*, а также *Productus concinnus*, *Schizophoria* sp. indet., *Orthotetes* sp. indet. (6 таксонов). В комплексе **каменногорского горизонта** присутствует большая часть родов и видов среднекаменноугольной ассоциации, типичной для Урала: *Linoproductus postovatus* Semich., *Alphachoristites pseudobisulcatus* (Rot.), *Reticulatia tekesensis* Galit., *Tornquistia malinovkensis* (E. Sem.), *Kozlowskia confina* (Ein.), *Orthotetes radiata* Fisch., *Phricodothyris asiatica* (Chao) и др. (10 видов, 10 родов). Комплекс брахиопод **акавасского горизонта** характеризуется еще более разнообразным систематическим составом (16 видов, принадлежащих 15 родам), а также многочисленностью особей. На этом стратиграфическом

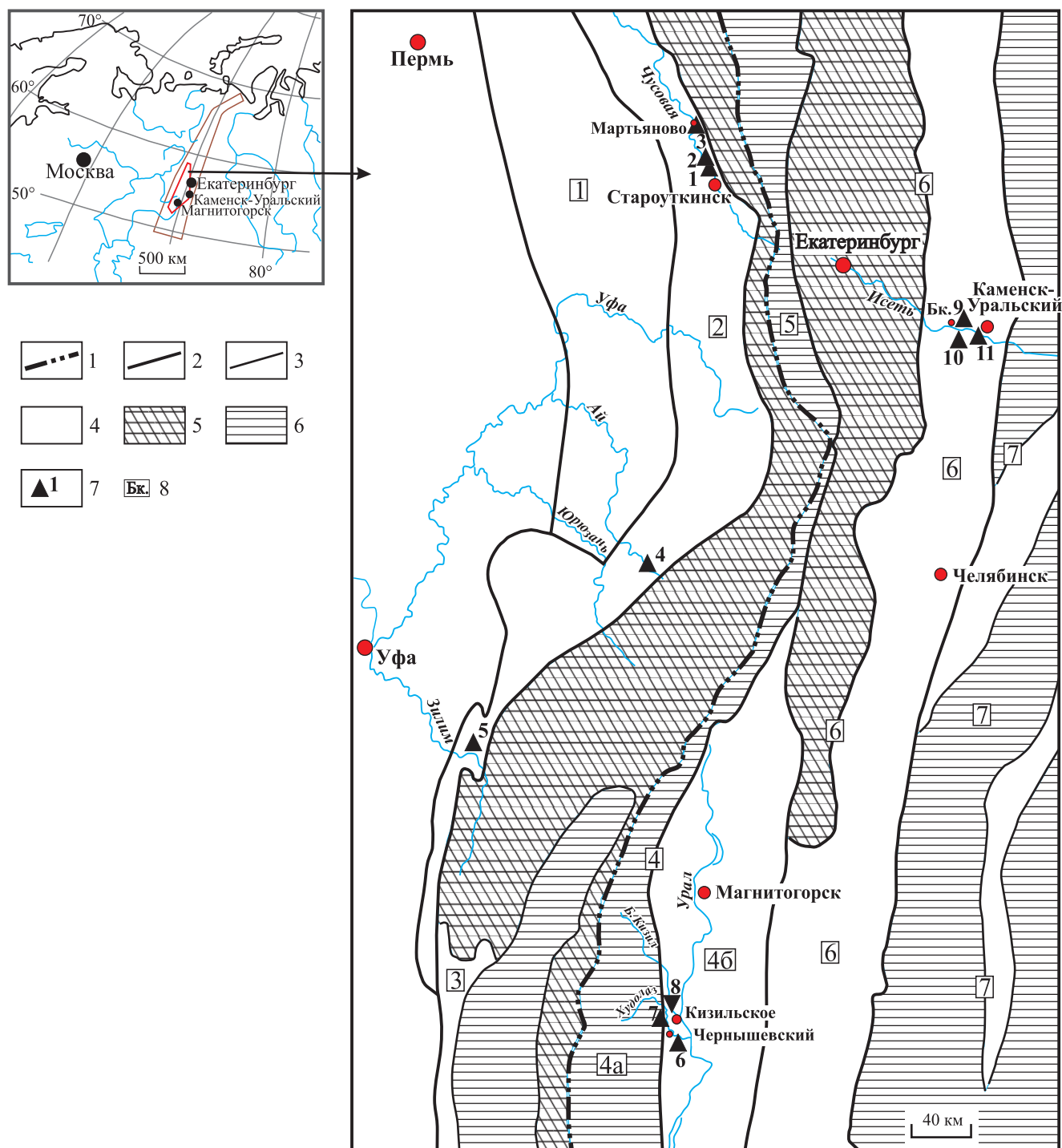


Рис. 2. Местоположение изученных разрезов пограничных отложений нижнего и среднего карбона на Стратиграфической схеме структурно-фациального районирования Урала для раннекаменноугольной эпохи (1993) с изменениями, по (Легенда..., 2009).

Структурно-фациальные подразделения. Мегазоны Западно-Уральского субрегиона (цифры в квадратах): 1 – Предуральская, 2 – Западно-Уральская, 3 – Центрально-Уральская. Мегазоны Восточно-Уральского субрегиона: 4 – Магнитогорская (4а – Западно-Магнитогорская зона, 4б – Восточно-Магнитогорская зона), 5 – Тагильская, 6 – Восточно-Уральская, 7 – Зауральская. Границы: 1 – субрегионов (по Главному Уральскому разлому), 2 – мегазон, 3 – зон. Площади распространения отложений: 4 – каменноугольных, 5 – допалеозойских, 6 – палеозойских докаменноугольных. 7 – разрезы (черные треугольники): 1 – Бражка, 2 – Сокол, 3 – Мартяново, 4 – Лаклы, 5 – Аскын, 6 – Худолоз, 7 – Калинино, 8 – Большой Кизил, 9 – Бекленищево, 10 – Пещерный лог, 11 – Брод-Ключики, карьеры “Уралнеруд-1, 2”. 8 – д. Бекленищева.

Fig. 2. The location of the studied sections of the Lower and Middle Carboniferous boundary sediments on the structural-facial zoning (Stratigraphic scheme of the Urals for the Early Carboniferous Epoch (1993) with changes, according to (Legenda..., 2009).

Structural-facial units. West-Uralian subregion megazones (figures in squares): 1 – Pre-Uralian, 2 – West-Uralian, 3 – Central-Uralian. East-Uralian subregion megazones: 4 – Magnitogorsk (4a – West- Magnitogorsk zone, 4b – East- Magnitogorsk zone), 5 – Tagil, 6 – East-Uralian, 7 – Trans-Uralian. Borders: 1 – subregion boundaries (Main Uralian Fault), 2 – megazone boundaries, 3 – zone boundaries. Sedimentary rock areas: 4 – Carboniferous, 5 – Precambrian, 6 – Paleozoic Precarboniferous. 7 – sections (black triangles): 1 – Brazhka, 2 – Sokol, 3 – Martyanovo, 4 – Lakly, 5 – Askyn, 6 – Khudolaz, 7 – Kalinino, 8 – Bolshoy Kizil, 9 – Beklenishchevo, 10 – Cave gully, 11 – Brod-Klyuchiki, “Uralnerud quarries-1, 2”. 8 – Beklenishcheva-village.

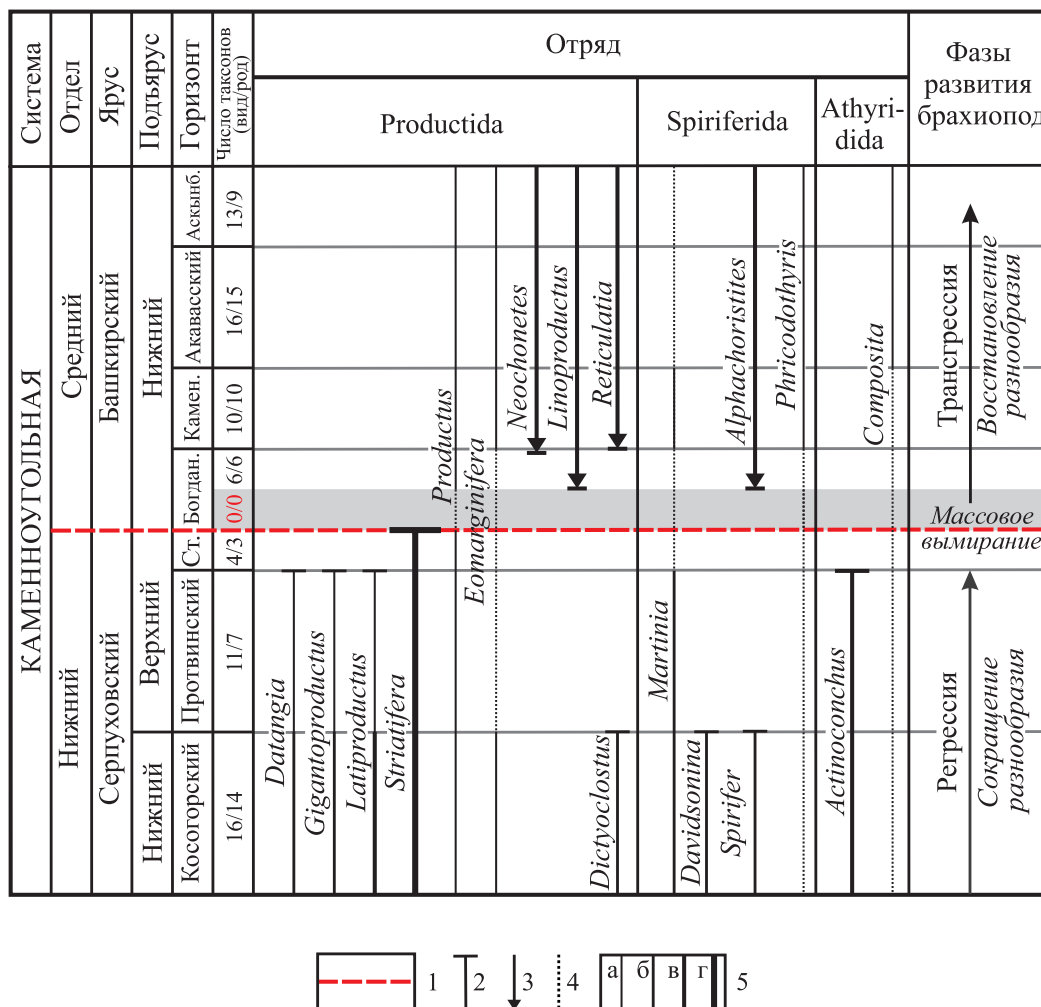


Рис. 3. Отражение влияния серпуховско-башкирского события на систематический состав и разнообразие брахиопод в разрезе Бражка.

1 – серпуховско-башкирский событийный уровень; 2 – уровень вымирания раннекаменноугольных родов; 3 – уровень появления среднекаменноугольных родов; 4 – интервал возможного присутствия рода; 5 – встречаемость брахиопод: а – эпизодическая, б – редкая, в – частая, г – прослой ракушняка. Горизонты: Ст. – староуткинский, Богдан. – богдановский, Камен. – каменногорский, Аскынб. – аскынбашский.

Fig. 3. Influence of the Mid-Carboniferous event on the systematic composition and brachiopod diversity in the Brazhka section.

1 – Serpukhovian-Bashkirian event level; 2 – level of the Early Carboniferous genera extinction; 3 – level of the Middle Carboniferous genera appearance; 4 – interval of possible existence of the genus; 5 – brachiopod occurrence: a – episodic, б – rare, в – frequent, г – shell-rock layers. Regional substages: Ст. – Staroutkinskian, Богдан. – Bogdanovskian, Камен. – Kamennogorskian, Аскынб. – Askynbashian.

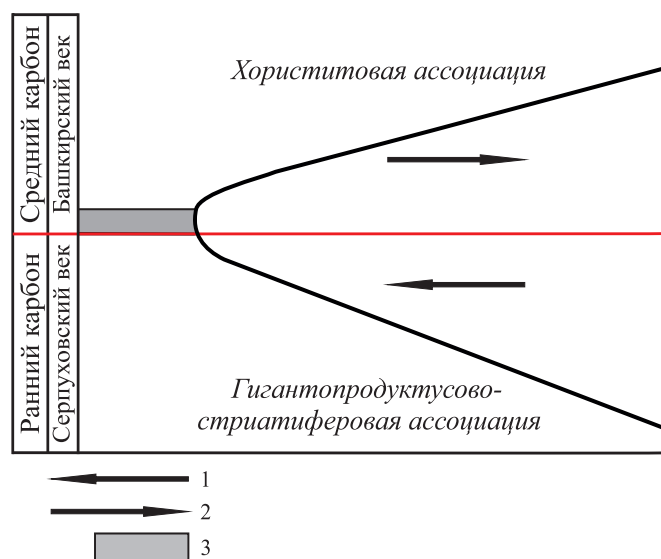


Рис. 4. Динамика разнообразия брахиопод на рубеже раннего и среднего карбона в разрезах западного склона Урала.

1 – уменьшение количества родов и видов брахиопод, 2 – увеличение количества родов и видов брахиопод, 3 – интервал распространения транзитных родов *Productus* и *Eomarginifera* и отсутствия руководящих форм.

Fig. 4. Dynamics of the brachiopod diversity at the Mid-Carboniferous boundary in sections of the Urals western slope.

1 – a decrease in the number of brachiopod genera and species, 2 – an increase in the number of brachiopod genera and species, 3 – interval of the transit genera *Productus* and *Eomarginifera* expansion and the absence of index fossils.

уровне появляются руководящие для башкирского яруса виды *Alphachoristites bisulcatiformis* (Semich.) и *Neochonetes carboniferus* (Keys.). В нижней части **аскынбашского горизонта** установлено 9 родов, включающих 13 видов. Обновление этого комплекса происходит за счет увеличения числа видов в составе родов *Linoproductus*, *Reticulatia* и *Alphachoristites*. Вследствие исчезновения эпизодически встречающихся таксонов несколько сокращается суммарное количество родов и видов, однако по количеству особей это сообщество является наиболее многочисленным.

Таким образом, в разрезе Бражка в позднесерпуховское время раннего карбона происходило постепенное сокращение разнообразия и вымирание доминирующих поздневизейско-серпуховских родов *Gigantoproductus*, *Datangia*, *Latiproductus*, *Striatifera*. В сюранское (богдановское и каменногорское) время башкирского века появились среднекаменноугольные роды-доминанты *Linoproductus*, *Alphachoristites*, *Neochonetes*, *Reticulatia*. В акавас-

ское время осуществлялось интенсивное увеличение числа таксонов и восстановление разнообразия брахиопод до максимума косогорского времени (см. рис. 3). Практически полное вымирание в позднесерпуховское время гигантопродуктосово-стриатиферовой ассоциации, кардинальное обновление родового состава и формирование в раннебашкирское время новой хориститовой ассоциации отражают изменение эволюционного направления в развитии брахиопод (рис. 4).

В целом на рубеже раннего и среднего карбона вымерло около 80% родов и около 30% семейств, что можно считать следствием проявления экологического кризиса, соответствующего малому массовому вымиранию (Алексеев, 2006). Характерно, что на этом рубеже вымерли узкоспециализированные доминирующие роды, а пережили кризис наиболее эврибионтные: *Productus*, *Eomarginifera*, *Phricodothyris* и *Composita*.

Динамика разнообразия брахиопод, установленная на рубеже раннего и среднего карбона в разрезе Бражка, также прослеживается в разрезах Сокол и Мартяново (Средний Урал) и в Горной Башкирии – стратотипической местности башкирского яруса (Синицына, 1975; Синицына и др., 1995; 2002; Кучева и др., 2002; Чувашов и др., 2002а; Кучева, Степанова, 2010; Кучева, 2011).

Разрез Аскын, являющийся гипостратотипом башкирского яруса, расположен в Горной Башкирии, на правом берегу р. Аскын вблизи д. Солонцы (Кулагина и др., 2001). Рассматриваемый пограничный интервал нижнего и среднего карбона наряду с фораминиферами и брахиоподами охарактеризован конодонтами (Немировская, Алексеев, 1993; Синицына и др., 1995). Здесь на стратиферовых ракушнях кровли серпуховского яруса (слой 4) с размывом залегают тонкозернистые, участками оолитовые известняки с фораминиферами зоны *Plectostaffella bogdanovkensis*, включая вид-индекс, и с редкими конодонтами *Declinognathodus inaequalis* (Higg.), *Rhachistognathodus minutus* (Higg. et Bouck.) зоны *Declinognathodus noduliferus*. На размыв осадков в кровле стратиферовых ракушнях указывают срезанные раковины брахиопод, а также выпадение из разреза низов сюранского подъяруса – фораминиферовой зоны *Plectostaffella varvariensis* и конодонтовой подзоны Early *Declinognathodus noduliferus* (Пазухин и др., 2012). Типичный раннебашкирский комплекс брахиопод – *Linoproductus postovatus*, *Productus bassensis* Semich., *Alphachoristites bisulcatiformis*, *Orthotetes regularis* (Waag.), *Composita ambigua* (Sow.) и *Dielasma attenuatum* (Mart.) – появляется только в 14 м выше кровли стратиферовых ракушнях (в подошве слоя 8). Следует отметить, что одновременно с брахиоподами появляется зональный вид конодонтов *Declinognathodus noduliferus* (Ell. et Grav.) (Синицына, 1975; Синицына и др., 1995).

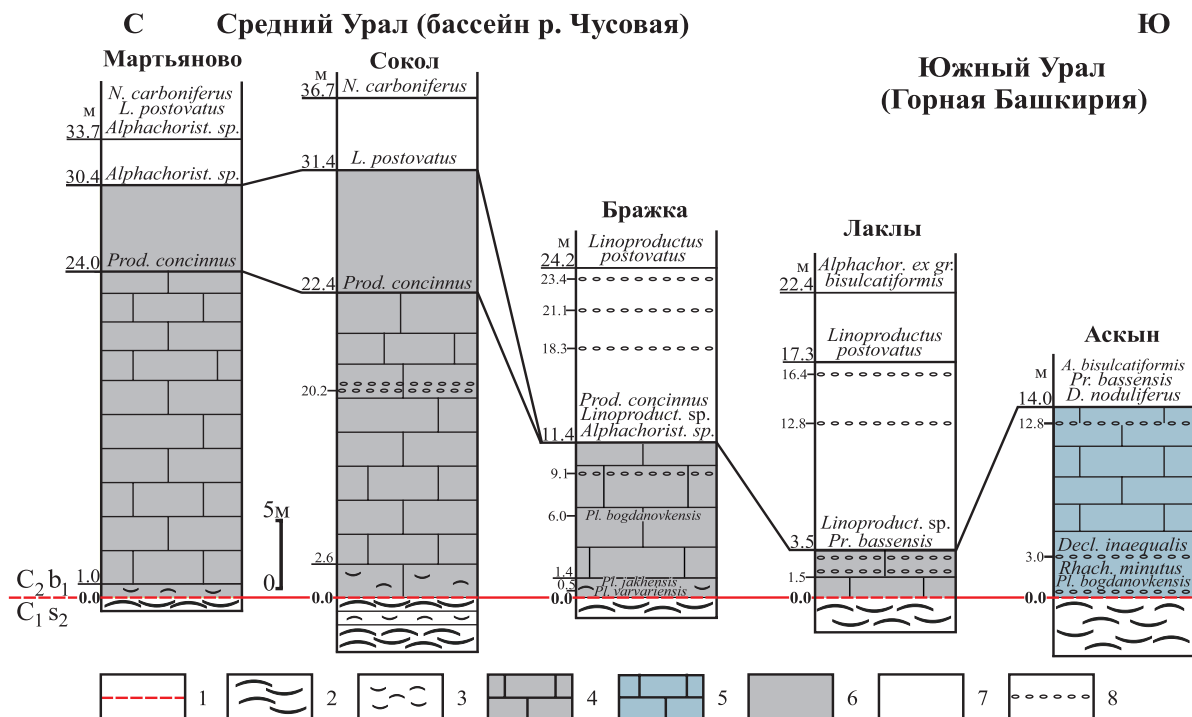


Рис. 5. Региональная корреляция серпуховско-башкирского событийного уровня и последовательность реперных уровней распределения брахиопод в нижней части башкирского яруса (выше последнего прослоя стратиформых ракушнякав) на западном склоне Среднего и Южного Урала.

1 – серпуховско-башкирский событийный уровень, 2 – стратиформые ракушники кровли нижнего карбона, 3 – мелкодетритовые известняки подошвы среднего карбона, 4 – интервал отсутствия видимых органических остатков, 5 – интервал отсутствия видимых органических остатков и распространения конодонтов зоны *Declinognathodus noduliferus*, 6 – интервал между первым появлением брахиопод и появлением среднекаменноугольных родов, 7 – интервал распространения среднекаменноугольных брахиопод, 8 – оолитовые известняки. Слева от колонок в метрах по мощности разреза выше событийного уровня указаны реперные уровни появления фауны и оолитовых известняков.

Fig. 5. The regional correlation of the Mid-Carboniferous event level and the sequence of brachiopod distribution reference levels at the lower part of the Bashkirian Stage (higher than the last *Striatifera* shell-rock layer) on the west-ern slope of the Middle and Southern Urals.

1 – the Mid-Carboniferous event level, 2 – Striatifera shell-rock layer at the top of the Lower Carboniferous, 3 – fine-bioclastic limestones at the base of the Middle Carboniferous, 4 – interval without visible fossils, 5 – interval without visible fossils, conodonts of the *Declinognathodus noduliferus* zone observed, 6 – interval between the first occurrence of brachiopods and appearance of the Middle Carboniferous genera, 7 – interval of the Middle Carboniferous brachiopods presence, 8 – oolitic limestones. The reference levels of the fauna and oolitic limestones appearance marked above the event level (in meters) to the left of the columns.

В этом разрезе палеонтологические данные согласуются с результатами изотопного анализа: вблизи границы нижнего и среднего карбона обнаруживаются положительные экскурсы величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Специалистами-литологами подобные вариации на данном уровне интерпретируются как понижение температуры бассейна, происходившее одновременно с существенной регрессией моря (Grossman et al., 2002; Коссовая, 2010).

В целом в шельфовых фациях пограничных отложений нижнего и среднего карбона Западно-Уральской мегазоны обнаружены брахиоподы 7 отрядов, однако разнообразие группы определяют представители только 3 отрядов: Productida, Spiriferida и Athyridida. Представители отряда Orthotetida единичны, таксоны отрядов Lingulida, Orthida и Terebratulida встречаются эпизодически. В серпуховском ярусе преобладают представители отряда Productida –

разнообразные по составу и многочисленные гигантоидные продуктиды и стратиформы. Менее разнообразны (1–2 рода), но обильны по числу форм мелкие гладкие спирифериды и атирииды. В комплексах башкирского яруса доминируют представители отрядов Productida (роды *Neochonetes*, *Linoproductus*, *Reticulatia*) и Spiriferida (род *Alphachoristites*).

В изученных разрезах западного склона Среднего Урала и Горной Башкирии кровля последнего прослоя стратиформых ракушнякав и подошва известняков с первыми среднекаменноугольными брахиоподами разделены пачкой преимущественно тонкозернистых разностей без макромерных органических остатков. Мощность этой пачки варьирует в значительных пределах. В северных разрезах Мартьяново и Сокол она достигает 24.0 и 22.4 м, а в южном разрезе Аскын – 14.0 м. Минимальная мощность пачки установлена в разрезе Лаклы и составляет 3.5 м (рис. 5).

На Среднем Урале непосредственно на кровле стриаиферовых ракушников залегают мелкодетритовые известняки мощностью от 1.0 до 2.6 м. На Южном Урале эти известняки отсутствуют: в разрезе Лаклы подошва среднего карбона представлена тонкозернистыми, а в разрезе Аскын – тонкозернистыми и оолитовыми разностями.

Практически во всех разрезах, за исключением Мартяново, на разных уровнях низов башкирского яруса отмечаются маломощные (0.3–1.0 м) прослои оолитовых известняков. Какой-либо закономерности в их распределении не установлено. Вероятнее всего, появление оолитовых известняков обусловлено глубиной и локальными особенностями гидрологического режима разных частей бассейна. Впервые присутствие в подошве башкирского яруса пачки известняков без макромерных организмов с прослоями оолитовых известняков было установлено и прослежено О.Л. Эйнором (1955, 1958). Он отмечал, что эта пачка имеет невыдержанную мощность и региональное распространение в бассейне р. Чусовой и в Горной Башкирии, что подтверждается и нашими исследованиями.

Особой закономерности в появлении среднекаменноугольных брахиопод выше кровли стриаиферовых ракушников не установлено. В разрезах Мартяново и Сокол сначала появляется проходящий из нижнего карбона вид *Productus concinnus* (см. рис. 5). Среднекаменноугольные роды – *Alphachoristites* в разрезе Мартяново и *Linoproductus* в разрезе Сокол – появляются на 6 и 9 м выше. В разрезе Бражка первые редкие мелкие формы среднекаменноугольных родов *Linoproductus* sp. и *Alphachoristites* sp. найдены в 11.4 м выше кровли стриаиферовых ракушников вместе с частыми *Productus concinnus*. В разрезе Лаклы одновременно появляются *Productus bassensis* и *Linoproductus* sp. Формы с типичными признаками вида *Linoproductus postovatus* встречаются через 13.8 м, а вид *Alphachoristites* ex gr. *bisulcatiformis* обнаружен еще на 5 м выше. В разрезе Аскын интервал от кровли стриаиферовых ракушников до подошвы слоя с первыми брахиоподами среднего карбона составляет 14.0 м (Синицына, 1975; Синицына и др., 1995).

Таким образом, в наиболее полных разрезах западного склона Среднего и Южного Урала на рубеже нижнего и среднего карбона зафиксирован уровень резких фаунистических и фациальных изменений. Он соответствует кровле последнего прослоя стриаиферовых ракушников. Среди брахиопод на этом уровне произошло вымирание доминирующих родов гигантопродуктосово-стриаиферовой ассоциации. Литологические изменения на этом рубеже характеризуются резкой сменой кораллово-брахиоподовых известняков тонкозернистыми и мелкодетритовыми разновидностями с прослоями оолитовых известняков без макромерных организмов. К кровле стриаиферовых ракуш-

ников приурочен стратиграфический перерыв, который выражен их неровной поверхностью и подчеркивается срезанными раковинами стриаифер. Перерыв, вероятнее всего, был непродолжительным. В разрезе Бражка он фиксируется только по литологическим признакам, в разрезе Аскын перерыв отмечен выпадением фораминиферовой зоны *Plectostaffella varvariensis* и конодонтовой подзоны *Early Declinognathodus noduliferus* (нижняя часть богдановского горизонта). Этот стратиграфический уровень, вероятнее всего, соответствует максимальной фазе гондванского оледенения и глобальной регрессии, а кровля стриаиферовых ракушников является биостратиграфическим и литологическим маркером границы нижнего и среднего карбона. Появление мелко- и тонкозернистых, а также оолитовых известняков свидетельствует о начале трансгрессии и среднекаменноугольного этапа осадконакопления.

Восточно-Уральский субрегион

На восточном склоне Урала пограничные отложения нижнего и среднего карбона так же, как и на западном, имеют широкое площадное распространение. На этой территории верхнее визе, серпуховский ярус и нижняя часть башкирского яруса представлены разнообразными шельфовыми отложениями Восточно-Уральской изолированной карбонатной платформы (Чувазов, 2000; Горожанина, 2010), содержащими на разных уровнях биогермные образования (Лутфуллин, 1974). Здесь так же, как и на западном склоне Урала, вблизи рубежа раннего-среднего карбона установлена биотическая перестройка и размывы различной амплитуды. Стратиграфическая граница нижнего и среднего карбона зафиксирована в разрезах Худолаз и Большой Кизил (Кулагина и др., 2001, 2002; Степанова, Кучева, 2006, 2009; Kulagina et al., 2009; Сапурин, Степанова, 2016).

Магнитогорская структурно-фациальная мегазона
Восточно-Магнитогорская структурно-фациальная зона

На Южном Урале пограничные отложения нижнего и среднего карбона, представленные мелководными фациями карбонатного шельфа, изучены в разрезе Худолаз, биогермные – в разрезе Калинино. Оба разреза находятся в бассейне р. Худолаз, правого притока р. Урал, к югу-юго-западу от с. Кизильское (см. рис. 2).

Разрез Худолаз находится на левом берегу р. Худолаз ниже пос. Чернышевский и выше моста на тракте Кизильское–Богдановское. Он является парастратотипом аверинского и богдановичского горизонтов верхневизейского подъяруса и

стратотипом сунтурского, худолазовского и чернышевского горизонтов серпуховского яруса Восточно-Уральского субрегиона (Стратиграфические схемы..., 1993). Разрез вскрывает непрерывную последовательность нормально-морских мелководных отложений верхнего визе и серпуховского яруса с многочисленными и разнообразными органическими остатками. Визейский ярус и нижняя часть серпуховского яруса представлены преимущественно кораллово-брахиоподовыми и криноидными известняками, в верхней части серпуховского яруса распространены криноидно-водорослевые, фораминиферо-водорослевые и водорослевые известняки. Вверх по разрезу количество водорослей увеличивается, а разнообразие других групп бентосных организмов сокращается (рис. 6) (Степанова, Кучева, 2006, 2009; Сапурин, Степанова, 2016.)

Максимальное разнообразие брахиопод установлено на уровне **богдановичского горизонта** верхнего визе – 19 видов, принадлежащих 16 родам.

В известняках **сунтурского горизонта** нижне-серпуховского подъяруса наиболее многочисленны *Striatifera striata* и *S. angusta* (Jan.), образующие послойные скопления в ассоциации с *Lochengia?* sp. и *Actinoconchus adepressiorus* (Ein.). Значительно реже, чем в богдановичском горизонте, встречаются гигантоидные продуктиды *Gigantoproductus* sp. и *Latiproductus* sp. В целом сунтурский комплекс представлен 13 видами и 11 родами.

В нижней части **худолазовского горизонта** (слои 40–41; см. рис. 6) брахиоподы образуют банковые скопления из многочисленных раковин *Striatifera striata*, *Gigantoproductus* sp. indet., *Latiproductus latissimus* (Sow.) и редких *L. cf. irregularis* (Jan.), *Lochengia?* sp., *Leiothyridina expansa* (Phill.), *Martinia minima* (Jan.), *Dielasma* sp. Достаточно часто встречаются также разрозненные раковины крупных толстостворчатых *Gigantoproductus* sp. и *Latiproductus* sp. Верхняя часть худолазовского горизонта (слои 42–48) сложена тонкозернистыми известняками без макромерных органических остатков и единичными прослоями органогенных известняков. Пороодообразующим компонентом тонкозернистых известняков являются разнообразные, преимущественно зеленые, водоросли (Степанова, Кучева, 2006). Органогенные известняки сложены скоплениями брахиопод *Striatifera striata* в ассоциации с редкими *Latiproductus cf. edelburgensis* (Phill.) и *Latiproductus* sp. В целом в комплексе худолазовского горизонта происходит дальнейшее обеднение таксономического состава до 10 видов и 7 родов.

В преимущественно водорослевых известняках **чернышевского горизонта** вверх по разрезу происходит сокращение разнообразия брахиопод и смена доминирующих видов. В нижней части горизонта (слой 50) встречаются единичные прослои брахиоподовых ракушняков со *Striatifera striata*,

Latiproductus cf. irregularis, *Lochengia?* sp., *Actinoconchus* sp. Выше по разрезу (слои 51–52) довольно часто присутствуют разрозненные раковины *Striatifera striata*, *Gigantoproductus* sp. и *Actinoconchus adepressiorus*. Крайне редко эти брахиоподы образуют мелкие гнезда. В интервале слоев 53 и 54 отмечаются гнездообразные и реже послойные скопления раковин *Martinia glabra* (Sow.) в ассоциации с редкими *Striatifera* sp., *Gigantoproductus* sp., *Lochengia?* sp. В слое 55 доминирует *Actinoconchus adepressiorus*. Раковины этого вида достаточно равномерно распределены по всему объему породы, а также образуют маломощные прослои совместно с многочисленными *Striatifera striata*, более редкими *S. grandicula* и единичными *Latiproductus* sp. В кровле этого слоя наблюдается скопление раковин *Orthotetinae* мощностью около 5 см. В целом отложения большей части чернышевского горизонта (слои 49–55) охарактеризованы 10 видами и 8 родами брахиопод.

В фасциелловых известняках верхней части чернышевского горизонта (слои 56–57) отмечаются редкие *Striatifera* sp., *S. striata* и *Latiproductus* sp. indet. В этом интервале появляются конодонты *Lochriea nodosa* (Bisch.), *L. cf. mononodosa* (Rh., Aust. et Dr.), *L. commutata* (Bran. et Mehl), *Gnathodus bilineatus bilineatus* (Roundy), *Gnathodus bilineatus bollandensis* Higg. et Bouck. (здесь и ниже определения Е.А. Таштимировой и В.В. Черных) (см. рис. 6). В кровле слоя 57, вблизи границы нижнего и среднего карбона, встречаются единичные брахиоподы *Datangia* sp., а также конодонты *Gnathodus bilineatus bollandensis*, *Lochriea commutata* (Bran. et Mehl), *Declinognathodus?* sp.

Нижняя часть башкирского яруса сложена фасциелловыми известняками, которые не содержат макромерных организмов. Граница нижнего и среднего карбона установлена по появлению среднекаменноугольного комплекса фораминифер с *Plectostaffella ex gr. varvariensis* и конодонтов зоны *Declinognathodus noduliferus*: в слое 58 обнаружены *Gnathodus bilineatus bollandensis*, *Declinognathodus inaequalis*, в слое 59 – *Declinognathodus noduliferus*, *D. cf. lateralis* (Higg. et Bouck.), *Idiognathoides sinuatus* Har. et Holl. (Степанова, Кучева, 2006, 2009). Таким образом, в разрезе Худолаз граница нижнего и среднего карбона установлена внутри однородной пачки фасциелловых известняков по смене среднекаменноугольных фораминифер и конодонтов на среднекаменноугольные.

По особенностям динамики разнообразия брахиопод в серпуховском ярусе разреза Худолаз так же, как и на западном склоне, прослеживается тренд, характеризующий серпуховско-башкирское событие малого массового вымирания: в чернышевском горизонте отчетливо выражено сокращение гигантопродуктусово-стриатиферовой ассоциации до полного ее исчезновения на границе нижнего и средне-

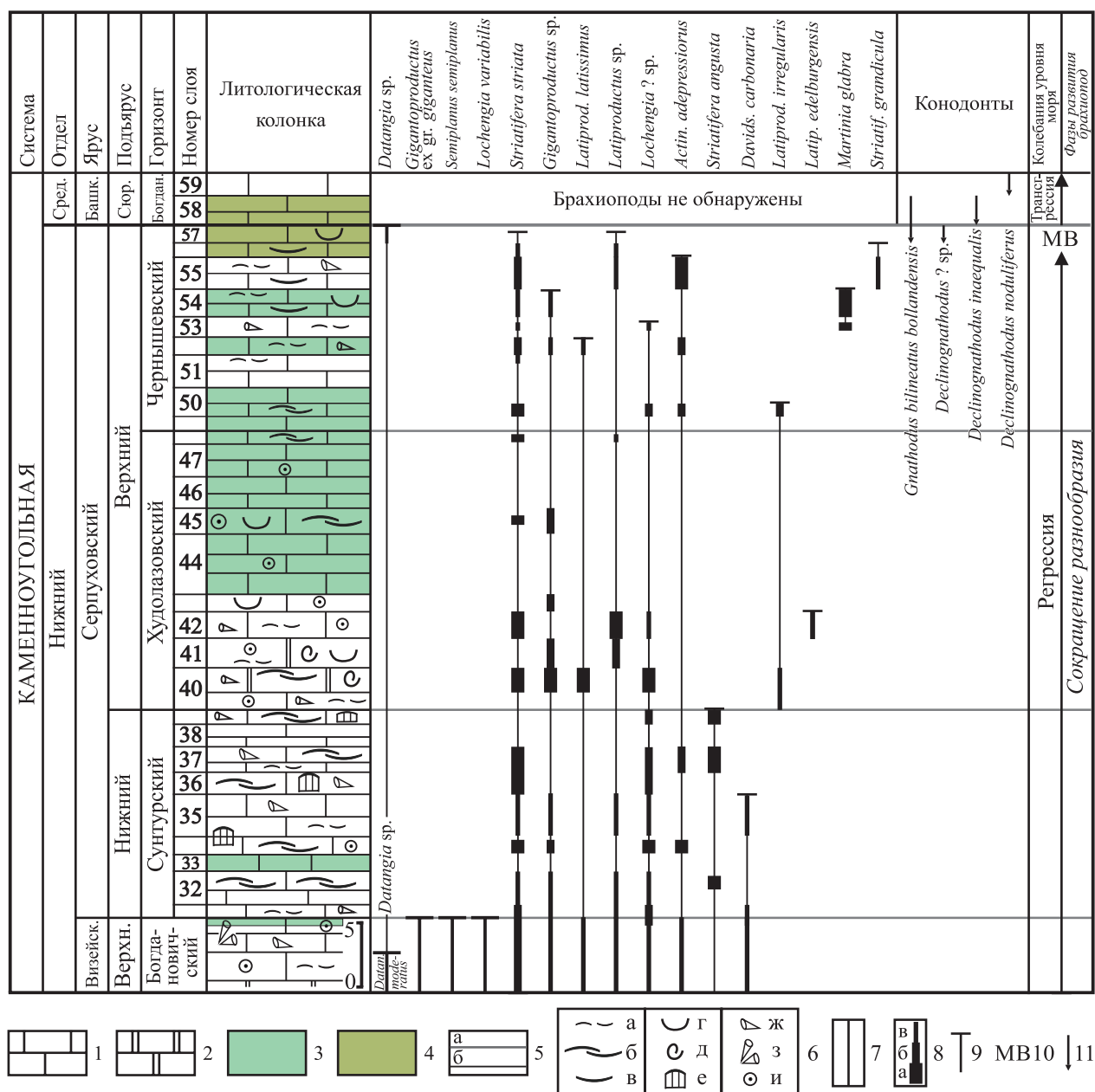


Рис. 6. Проявление серпуховско-башкирского события малого массового вымирания в разрезе Худолаз на примере брахиопод.

1 – известняки, 2 – доломиты, 3 – известняки водорослевые, 4 – известняки фасциелловые; 5 – границы: а – стратиграфических подразделений, б – слоев; 6 – органические остатки: а – брахиоподы разнообразного систематического состава, б – скопления стриафифер, в – разрозненные раковины стриафифер, г – род *Gigantoproductus*, д – род *Latiproductus*, е – хететиды, ж – одиночные кораллы *Rugosa*, з – колониальные кораллы *Rugosa*, и – криноидеи; 7 – интервал возможного обнаружения брахиопод; 8 – встречаемость брахиопод: а – скоплениями, б – частая, в – редкая; 9 – уровень исчезновения таксонов; 10 – MB – уровень вымирания брахиопод раннекаменноугольной ассоциации; 11 – уровень появления конодонтов. Сюр. – сюранский подъярус, Богдан. – богдановский горизонт.

Fig. 6. Evidence of the Serpukhovian-Bashkirian minor mass extinction event in the Khudolaz section exemplified by brachiopods.

1 – limestones, 2 – dolostones, 3 – algal limestones, 4 – Fasciella-rich limestones; 5 – boundaries: а – of the stratigraphic units, б – of layers; 6 – fossils: а – different brachiopods, б – *Striatifera* shell accumulations, в – scattered shells of *Striatifera*, г – genus *Gigantoproductus*, д – genus *Latiproductus*, е – hetetids (Chaetetida), ж – solitary corals *Rugosa*, з – colonial corals *Rugosa*, и – crinoids (Crinoidea); 7 – interval of possible brachiopod detection; 8 – brachiopod occurrence: а – accumulations, б – frequent, в – rare; 9 – taxon extinction level; 10 – MB – the extinction level of the Early Carboniferous brachiopod association; 11 – level of conodonts appearance. Сюр. – Syuranian substage, Богдан. – Bogdanovskian regional substage.

го карбона. Нижняя часть башкирского яруса брахиоподами не охарактеризована. В отличие от западного склона, где при снижении таксономического разнообразия сохранялось большое количество особей, в Восточно-Магнитогорской зоне сокращение разнообразия сопровождалось и значительным уменьшением численности брахиопод.

Разрез Калинино, представленный известняками сюржанского горизонта с многочисленными и разнообразными организмами (криноидеями, наутилоидеями, фораминиферами, брахиоподами, кораллами, гастроподами и пелециподами), находится к северо-западу от разреза Худолаз, между пос. Новопокровский и д. Калинино, (Kulagina et al., 2015). Карбонатные породы обнажаются в высоких скалах и по логам, впадающим в р. Худолаз слева. Они залегают среди флишевых отложений московского яруса в виде крупных блоков протяженностью от 200 до 2000 м и шириной от 20 до 200 м. Предполагается, что эти блоки попали в глубоководный бассейн в московское время вследствие обрушений высокого берегового склона, вызванных сильными землетрясениями при континентальной коллизии (Лутфуллин, 1975; Мизенс, Кокшина, 2014).

З.Г. Симонова (Постоялко и др., 1978) в результате детальных биостратиграфических исследований упомянутой толщи известняков установила, что последняя имеет неоднородное строение. В основании разреза залегают толстослоистые органогенные известняки мощностью 30–57 м. Средняя часть толщи сложена массивными биогермными породами мощностью от 22 до 56 м. В кровле разреза присутствуют слоистые известняки мощностью до 2 м. Все разновидности пород включают в себя достаточно близкие по систематическому составу комплексы фораминифер сюржанского возраста.

В известняках разреза Калинино брахиоподы являются одной из доминирующих групп, однако имеют крайне неравномерное распределение, залегая преимущественно в виде линз.

В приведенном ниже анализе распространения брахиопод обобщены результаты изучения коллекции, собранной автором совместно с коллегами Е.И. Кулагиной и Т.И. Степановой в Карстовом логу (фрагменте разреза Калинино) (Kulagina et al., 2015), и данные З.Г. Симоновой. Так, в толстослоистых известняках нижней части разреза распространены брахиоподы 9 видов и 9 родов, принадлежащие четырем отрядам: Productida (4 вида и 4 рода), Orthida (1 вид, 1 род), Spiriferida (3 вида и 3 рода) и Terebratulida (1 вид и 1 род). В комплексе преобладают продуктиды *Productus productus* (Mart.), *Antiquatonia postinsculpta* (Rot.), *Linoproductus corrugatus* (McCoy) и *Fluctuaria* aff. *undata* (Defr.), а также мелкие спирифериды *Martinia glabra* и *Phricodothyris uniserialis* Pavlova. Ортиды *Rhipidomella michelini* (Eweille) и теребратулиды *Dielasma* aff. *attenuatum* (Mart.) встречаются редко.

Ассоциации брахиопод, встреченные в биогермах, многочисленны и имеют разнообразный систематический состав. Они представлены таксонами 6 отрядов: Productida (15 видов и 12 родов), Orthotetida (1 вид и 1 род), Orthida (2 вида, 2 рода), Rhynchonellida (3 вида и 3 рода), Spiriferida (3 вида и 3 рода) и Terebratulida (3 вида и 1 род). Общее количество видов – 28, родов – 22. В брахиоподовом комплексе биогермных известняков обнаружены все виды, имеющие распространение и в подстилающих толстослоистых известняках. В кровле разреза присутствуют редкие продуктиды (2 вида и 2 рода) и спирифериды (1 вид и 1 род), также известные в подстилающих отложениях (Постоялко и др., 1978).

Карстов лог. Ниже приводится анализ распространения брахиопод в биогерме, расположенном в Карстовом логу. В его разных частях в зависимости от литологии известняков установлено четыре комплекса, различающихся по составу и количеству особей. В криноидно-брахиоподовых известняках брахиоподы представлены двумя несколькими различающимися по составу комплексами. Первый комплекс состоит из продуктид *Avonia youngiana* (Dav.), *Krotovia rarituberculata* (Jan.), *Pugilis* ex gr. *pugilis* Phill., ринхонеллид *Rhynchopora* sp., спириферид *Phricodothyris uniserialis*, теребратулид *Dielasma* sp. Во втором комплексе продуктиды представлены видами *Neochonetes carboniferus*, *Echinoconchella* cf. *elegans* (McCoy), *Linoproductus* sp. indet., *Krotovia* cf. *rarituberculata* (только этот вид известен и в первом комплексе); ринхонеллиды отсутствуют; спирифериды и теребратулиды представлены соответственно родами *Phricodothyris* и *Dielasma*, встреченными в первом комплексе. Вместе с брахиоподами отмечаются мшанки и гастроподы. В целом оба комплекса имеют небольшое таксономическое разнообразие, а все виды присутствуют в единичных экземплярах. Третий комплекс, приуроченный к мелкодетритовым известнякам, является многочисленным и разнообразным (9 видов, 9 родов и 3 отряда). По количеству особей в этом комплексе доминируют мелкие спирифериды *Phricodothyris uniserialis*, достаточно часто встречаются продуктиды *Productus productus*. Остальные 7 видов: продуктиды *Krotovia rarituberculata*, *Avonia youngiana*, *Pugilis* ex gr. *pugilis*, *Linoproductus* ex gr. *sili-micus* Semich., *Fluctuaria undata*, а также спирифериды *Phricodothyris subareata* Pol. и теребратулиды *Dielasma sacculus* (Mart.), единичны. Вместе с брахиоподами встречаются немногочисленные криноидеи и пелециподы. Четвертый комплекс приурочен к ракушнякам из целых раковин и детрита мелких спириферид *Phricodothyris subareata*. Среди них присутствуют единичные спирифериды *Punctospirifer uralicus* Alex., мелкие пелециподы и криноидеи.

В целом биогермные комплексы сохранили специфику и доминирующие виды комплекса, распространенного в подстилающих известняках, однако в них появились единичные по количеству, но разнообразные по составу продуктыды, спирифериды, ринхонеллиды, ортиды, ортотетиды. По числу особей в биогермных комплексах доминируют мелкие спирифериды *Phricodothyris uniserialis* и *Phr. subareata* Pol., известные в верхах визейского – башкирского яруса Донбасса (Полетаев, 1975). Разнообразие комплексов определяют виды, характерные для серпуховского яруса и проходящие в сюранский горизонт башкирского яруса. Однако в них отсутствуют как гигантоидные продуктыды и стратиферы, так и характерные для низов среднего карбона виды рода *Alphachoristites*. Типичные среднекаменноугольные виды встречаются редко и представлены космополитными *Neochonetes carboniferus* (Keys.) и *Orthotetes radiata*, а также *Lino-productus* cf. *silimicus* Semich., известным в башкирских отложениях Горной Башкирии (Семихатова, 1964). Следует отметить присутствие вида-эндемика *Punctospirifer uralicus*, описанного из сюранского горизонта разреза Шартым, находящегося в северной части Восточно-Магнитогорской зоны (Эйно́р, 1973). По систематическому составу комплекс брахиопод из разреза Калинино близок к сюранскому разреза Шартым, хоть и значительно беднее. Близкий комплекс распространен также в основании башкирского яруса Северной Киргизии (Эйно́р, 1973; Галицкая, 1977).

Севернее разрезов Худолаз и Калинино, на левом берегу р. Большой Кизил вблизи с. Кизильское, находится **разрез Большой Кизил**. Здесь верхневизейский подъярус представлен мелководными шельфовыми фациями с кораллово-брахиоподовыми банками, а серпуховский ярус и нижнебашкирский подъярус – водорослевыми биогермными постройками. Граница нижнего и среднего карбона здесь установлена в непрерывной последовательности по появлению фораминифер *Plectostaffella varvariensis* и конодонтов *Declinognathodus inaequalis* (Кулагина и др., 2001, 2002; Kulagina et al., 2009; Горожанина и др., 2009).

Восточно-Уральская структурно-фациальная мегазона

На Среднем Урале к западу от г. Каменск-Уральский, между д. Бекленищева на западе и с. Смолинское на востоке, распространены шельфовые карбонатные отложения верхнего визе и серпуховского яруса нижнего карбона и биогермы сюранского горизонта башкирского яруса среднего карбона с многочисленными брахиоподами.

Бекленищево является наиболее полным разрезом этих отложений. Он находится на левом берегу реки р. Исеть, ниже порога Ревун у д. Бекленище-

ва. Данная территория имеет очень сложное моноклинально-блоковое строение. Здесь стратиграфическая последовательность залегания отложений нарушена многочисленными разломами, по которым произошло выпадение значительных фрагментов разреза и в соприкосновение приведены разновозрастные породы (Олерский и др., 1968; Кучева, Степанова, 1999). Стратиграфическая последовательность отложений и взаимоотношения разных частей разреза установлены на основании датирования пород каждого тектонического блока по фораминиферам и брахиоподам. Расчленение отложений в 1960-е гг. было выполнено М.В. Постоялко (по фораминиферам) и И.М. Гарань (по брахиоподам). В 1990-е гг. расчленение отложений уточнено и осуществлено в соответствии со “Стратиграфической схемой карбона Восточно-Уральского субрегиона” (1993). Определения фораминифер и литологическое описание осадочных пород в шлифах были выполнены Т.И. Степановой. Брахиоподы изучены автором статьи.

В разрезе Бекленищево фрагменты отложений **верхнего визе и нижнесерпуховского подъяруса** представлены слоистыми криноидными и мшанково-криноидными известняками с редкими маломощными прослоями брахиоподовых и криноидно-брахиоподовых ракушников. Комплекс брахиопод богдановичского горизонта верхнего визе включает 7 видов и 5 родов, в нем доминируют *Gigantoproductus moderatoconvexus* (Jan.), реже встречаются *Datangia moderatus* (Schw.) и *Latiproductus latissimus*, эпизодичны *Striatifera striata*. В сунтурском горизонте нижнесерпуховского подъяруса присутствуют единичные прослои с многочисленными *Gigantoproductus superbus* (Sar.) и *Latiproductus* sp.

Верхнесерпуховский подъярус представлен слоистыми криноидно-брахиоподовыми и брахиоподовыми известняками с крайне неравномерным распределением фауны. Брахиоподы залегают, как правило, в редких послойных скоплениях. По литологическим особенностям и комплексам фораминифер и брахиопод верхнесерпуховский подъярус расчленяется на несколько пачек и интервалов (рис. 7) (Кучева, Степанова, 1999; Кучева, 2016а).

В нижней части подъяруса (пачка XI, нижняя часть, интервал БК/121–107) комплекс брахиопод представлен в основном крупными *Gigantoproductus* cf. *superior* (Jan.) и *Latiproductus elegans* Kalash., а также редкими *Latiproductus* cf. *edelburgensis*, строфоменидами, *Unispirifer* cf. *magnus* (Sow.), *Unispirifer attenuatus* (Sow.), крупными давидсоинами и *Martinia* sp. (10 видов и 6 родов).

В средней части подъяруса состав и численность брахиопод незначительно меняются. В верхней части пачки XI – нижней части пачки XII-1 (интервал БК/106 – 127) собраны редкие неопределимые гигантоидные продуктыды, *Striatifera striata*,

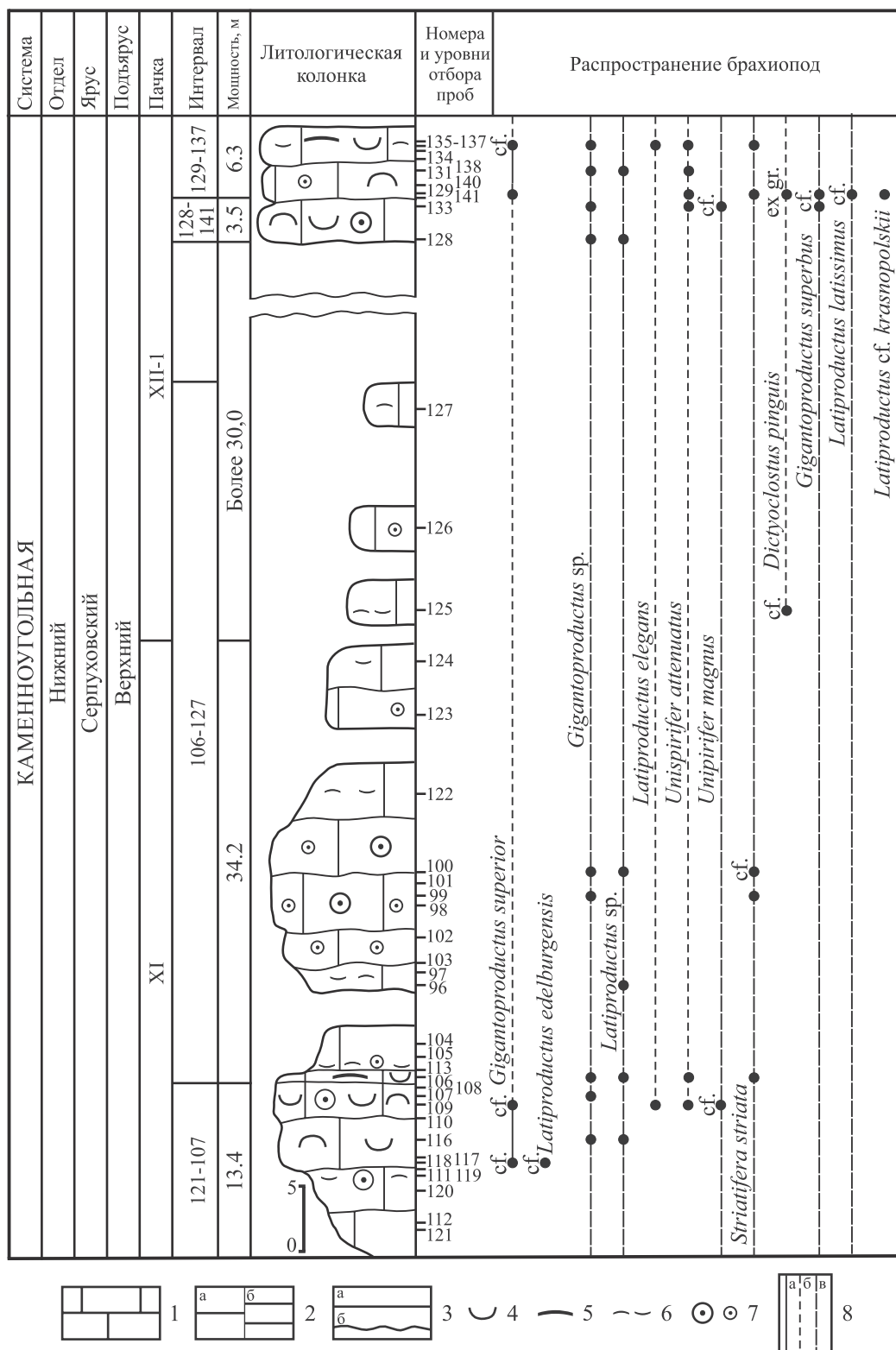


Рис. 7. Литолого-стратиграфическая колонка и распространение характерных видов брахиопод в верхнесерпуховском подъярусе разреза Бекленищево (обнажения по левому берегу р. Исеть).

1 – известняки; 2 – текстура пород: а – толстослоистая, б – среднеслоистая; 3 – границы: а – согласные, б – задержанные интервалы; органические остатки: 4 – гигантоидные продуктиды, 5 – стриаиферы, 6 – раковинный детрит, 7 – членики стеблей криноидей; 8 – распространение брахиопод: а – установленное, б – возможное, в – проходящих из подстилающих отложений.

Fig. 7. The stratigraphic column and distribution of characteristic brachiopod species in the Upper Serpukhovian substage of the Beklenishchevo section (outcrops on the left bank of Iset River).

1 – limestones; 2 – rock structure: а – thick-bedded, б – medium-bedded; 3 – boundaries: а – conformability, б – of the closed (grass-covered) intervals; fossils: 4 – *Gigantoproductus* representatives, 5 – *Striatifera* representatives, 6 – shell debris, 7 – crinoids stem segments; 8 – brachiopod distribution: а – established, б – possible, в – passing from the underlying deposits.

Delepinea sp., *Krotovia* sp., *Dictyoclostus pinguis* и др. (7 видов и 7 родов). Выше, в средней части, пачка XII-1 (интервал БК/128–141), комплекс брахиопод становится разнообразнее и многочисленнее, в нем преобладают крупные *Gigantoproductus* cf. *superbus*, *Latiproductus* cf. *latissimus*, *Dictyoclostus* ex gr. *pinguis*, единичны *Gigantoproductus* cf. *superior*, *Latiproductus* cf. *krasnopolskii* (Ein.), *Striatifera striata*, *Unispirifer* cf. *magnus* и *Unispirifer attenuatus* (10 видов и 6 родов). В верхней части пачки XII-1 (инт. БК/129–137) доминируют *Striatifera striata* и *Latiproductus* cf. *elegans*, немногочисленны *Gigantoproductus* cf. *superior*, *Latiproductus* sp., *Dictyoclostus* sp., *Unispirifer attenuatus* и мелкие атириды (9 видов и 6 родов).

В верхней части серпуховского яруса (пачка XII-2) комплекс брахиопод характеризуется значительным таксономическим разнообразием и большим количеством особей (15 видов и 13 родов). В нем наиболее многочисленны крупные *Striatifera striata*, *Datangia protvensis* (Sar.), *Martinia glabra*, *Actinoconchus adepressiorus*; часты *Productus concinnus*, *Antiquatonia* cf. *insculpta* (M.-W.), *Latiproductus latissimus*, *Actinoconchus adepressiorus*, *Leiothyridina expansa*, *Unispirifer* sp. и др. Пограничные отложения нижнего и среднего карбона в этом разрезе не установлены.

Биогермные образования сюржанского горизонта башкирского яруса залегают в изолированных тектонических блоках по обоим берегам р. Исеть, к востоку от отложений нижнего карбона и западнее с. Смолинское среди флишевых терригенно-карбонатных пород нерасчлененных акавасского и аскынбашского горизонтов нижнебашкирского подъяруса. Наиболее крупный биогерм находится на правом берегу р. Исеть (пачка XIV). Он сложен массивными известняками с многочисленными и разнообразными по систематическому составу брахиоподами, мшанками, криноидеями, пелециподами, трилобитами, редкими кораллами и водорослями (Гарань, Шестакова, 1973). Все организмы имеют крайне неравномерное распределение и встречаются в виде разбросанных скоплений. Комплекс брахиопод представлен 24 видами и 23 родами. От верхнесерпуховского комплекса он отличается отсутствием гигантоидных продуктид и стриатифер и обилием мелких брахиопод разного систематического состава, среди которых наиболее многочисленны *Productus conninnus* и *Eomarginifera schartimiensis*, часто встречаются *Linoproductus tenuistriatus* (Vern.) и *Martinia glabra*. Постоянными

составляющими этого комплекса являются единичные *Neochonetes* sp., *Antiquatonia postinsculpta*, *Pugnax sella* (Kut.), *Stenoscisma pseudosella* (Step.), *Hustedia remota* Eichw., *Phricodothyris asiatica* (Chao). По особенностям таксономического состава, а именно по отсутствию гигантоидных продуктид и стриатифер, многочисленности мелких продуктид, спириферид и ринхонеллид, этот комплекс сопоставляется с сюржанским из разрезов Шартым и Калинино.

В разрезе Бекленищево, несмотря на его сложное тектоническое строение и неполноту, восстановлена последовательная смена одних возрастных комплексов другими и определены особенности изменения разнообразия брахиопод на рубеже раннего и среднего карбона. Родовой и в значительной степени видовой состав верхнесерпуховского комплекса унаследован от верхневизейско-нижнесерпуховского, однако отличается значительным таксономическим разнообразием и многочисленностью особей. В целом в его составе преобладают гигантоидные продуктиды (*Gigantoproductus superbus*, *G. superior*, *Datangia protvensis*, *Latiproductus latissimus*, *L. elegans*, *L. edelburgensis*) и стриатиферы. Характерной особенностью этого комплекса является увеличение его разнообразия вверх по разрезу. Если в нижней части верхнесерпуховского подъяруса количество видов колеблется от 4 до 8, а родов – от 4 до 6, то в верхней части нижнего карбона за счет появления большого числа высокополостных продуктид (*Productus concinnus*, *Dictyoclostus pinguis*, *Antiquatonia* cf. *insculpta*), мелких спириферид (*Martinia glabra*) и атиридид (*Actinoconchus adepressiorus* и *Leiothyridina expansa*) число видов достигает 15, а родов – 13.

Обнаруженный выше по разрезу сюржанский комплекс брахиопод является еще более многочисленным и разнообразным. Он резко отличается от верхнесерпуховского отсутствием гигантоидных продуктид и стриатифер и появлением типичных среднекаменноугольных родов и видов – *Neochonetes* sp., *Krotovia karpinskiana*, *Pugnax sella*, *Stenoscisma pseudosella*, *Hustedia remota* и др. Количество видов в нем достигло 24, а родов – 23. По количеству особей в этом комплексе преобладают транзитные продуктиды *Productus conninnus* и *Eomarginifera schartimiensis* и спирифериды *Martinia glabra*, доля среднекаменноугольных таксонов составляет около 30%.

Таким образом, в разрезе Бекленищево вблизи рубежа раннего и среднего карбона на фоне вымирания гигантоидных продуктид и стриатифер про-

исходило увеличение разнообразия брахиопод: в нижнем карбоне – за счет распространения многочисленных мелких *Productidae*, *Linoproductinae*, *Spiriferinae* и *Athyrididae*, в сюранском горизонте – вследствие появления большого числа среднекаменноугольных таксонов. Несмотря на то, что в разрезе Бекленищево не обнажены верхи нижнего карбона, по отсутствию в биогермах сюранского горизонта гигантоидных продуктид и стриафифер можно предположить, что они вымерли в предсюранское время, а одной из наиболее вероятных причин этого вымирания могло быть влияние серпуховско-башкирского события.

Разрез Пещерный лог находится в тектоническом блоке на правом берегу р. Исеть, напротив разреза Бекленищево. Здесь в русле и бортах лога прослеживается фрагмент мелководных отложений позднесерпуховского возраста (Кучева, Степанова, 1999; Кучева, 2016б). В нижней части разреза (интервал П/21–11) отмечаются гнездообразные скопления брахиопод, среди которых преобладают *Striatifera striata*, единичны *Gigantoproductus* sp., *Latiproductus* sp., *Productus concinnus*, *Dictyoclostus* cf. *pinguis*, *Martinia* sp., ринхонеллиды, а также пеллециподы. В верхней части разреза (интервал П/10–3) распространены преимущественно водорослевые известняки чернышевского горизонта (возраст установлен по фораминиферам) с единичными банками *Striatifera* cf. *angusta* (Jan.) и гнездообразными скоплениями крупных *Striatifera striata*. Кровля разреза брахиоподами не охарактеризована. В этом разрезе также выражен тренд сокращения разнообразия и вымирания в конце раннего карбона родов *Latiproductus* и *Striatifera*, прослеженный в разрезе Худолаз и на западном склоне Урала.

Акавасский и аскынбашский горизонты нижнебашкирского подъяруса в разрезах Бекленищево и Пещерный лог представлены флишевой терригенно-карбонатной толщей малобелоносовской свиты с редкими мелкими, вероятнее всего переотложенными, продуктидами.

В окрестностях г. Каменск-Уральский, к востоку от разрезов Бекленищево и Пещерный лог, отложения верхнего визе–среднего карбона прослеживаются по обоим берегам р. Исеть (разрез Брод-Ключики), пограничные отложения нижнего и среднего карбона вскрыты также двумя щебеночными карьерами “Уралнеруд-1, 2”.

Разрез Брод-Ключики и карьер “Уралнеруд-1”. Здесь **нижняя часть верхнесерпуховского подъяруса** сложена мелкообломочными брекчиями и по положению в разрезе условно отнесена к худолазовскому горизонту (см. рис. 2). В брекчиях встречены немногочисленные *Striatifera striata*, мелкие атиридины, единичные *Datangia* cf. *protvensis*, *Brachythyris* sp., а также конодонты *Gnathodus bilineatus bilineatus*, *Lochriea nodosa* (Bisch.), *L. cru-*

ciformis (Clarke); распространен бедный комплекс фораминифер, не содержащий зональных видов. **Верхняя часть верхнесерпуховского подъяруса (чернышевский горизонт)** сложена преимущественно тонкослоистыми известняками, содержащими на отдельных уровнях массовые скопления мелких аммоноидей, характеризующих генозону *Fayettivillea–Delepinoceras* (верхи серпуховского яруса). Другие группы организмов представлены крайне бедным комплексом фораминифер (единичными мелкими *Neoarchaediscus* ex gr. *parvus* (Raus.) и *N. incertus* (Grozdz. et Leb.)), единичными брахиоподами *Productus* sp. и мелкими тонкостенными атиридами, а также конодонтами *Gnathodus bilineatus bollandensis* (Степанова и др., 2001).

Контакт отложений нижнего и среднего карбона установлен в карьере “Уралнеруд-2” (правый берег р. Исеть), где отложения башкирского яруса залегают с размывом на афанитовых известняках серпуховского яруса (Сапурин, 2015). Он наблюдается также на левом берегу р. Исеть в полузадернованных выходах, где однозначно о его характере судить сложно. В карьере “Уралнеруд-1” (левый берег р. Исеть) контакт закрыт осыпью.

В **основании башкирского яруса** залегает брекчиево-доломитовая толща. Нижняя ее часть сложена массивными несортированными известняковыми брекчиями, состоящими из обломков всех литологических разновидностей подстилающих пород серпуховского яруса. В верхней части толщи в составе обломков преобладают водорослевые и органогенные известняки, породообразующим организмом которых являются водоросли *Fasciella kizilia* R. Iv. Остальные разновидности пород редки. На основании обнаружения в цементе брекчий фораминифер сюранского возраста породы отнесены к **сюранскому горизонту**. Брахиоподы в этом интервале разреза не обнаружены (Степанова и др., 2001). Выше брекчий залегают доломитизированные известняки и доломиты акавасского горизонта (Чувашов и др., 2002б), содержащие редкие брахиоподы *Neochonetes* sp., *Antiquatonia* sp., *Alphachoristites* cf. *bisulcatiformis*, *Phricodothyris* sp., мелкие тонкостворчатые атиридины, а также членики криноидей, мшанки, гастроподы и хвостовые щиты мелких трилобитов. В верхней части карбонатного разреза распространены органогенные известняки с многочисленными *Linoproductus postovatus* и редкими *Orthotetes* cf. *radiata*, *Productus concinnus* и пеллециподами. Органические остатки распределены по объему породы без какой-либо закономерности. В этой части разреза фораминиферы становятся более многочисленными, а водоросли встречаются значительно реже. Известняки акавасского горизонта перекрыты глинисто-карбонатными отложениями аскынбашского–асатаусского горизонтов (щербаконская свита) (Чувашов и др., 1984, 2002б).

Ранее отмеченная динамика разнообразия брахиопод, характеризующая серпуховско-башкирский событийный интервал, несмотря на недостаточную представительность брахиопод и их крайне неравномерное распределение, прослеживается и в этих разрезах.

ВЫВОДЫ

В разнофациальных отложениях Среднего и Южного Урала по динамике родового и видового разнообразия брахиопод на рубеже раннего и среднего карбона распознается серпуховско-башкирское событие малого массового вымирания. Изменения таксономического состава брахиопод отражают полную последовательность фаз эволюционной модели, характеризующей событие массового вымирания: вымирание доминирующих групп, выживание единичных консервативных таксонов, формирование новой ассоциации и постепенное восстановление разнообразия. На западном склоне Урала отчетливо прослеживаются все фазы этого тренда: на протяжении позднесерпуховского времени понижение уровня Мирового океана сопровождалось сокращением разнообразия, вымиранием доминирующих родов и видов гигантопродуктосово-стратиферовой ассоциации, выживанием родов *Productus* и *Eomarginifera*; начавшееся в раннебашкирское время повышение уровня моря сопровождалось формированием хориститовой ассоциации и увеличением ее разнообразия. На восточном склоне Урала в пограничном интервале раннего и среднего карбона в развитии брахиопод также прослеживается эволюционный тренд, характеризующий событие малого массового вымирания. Он отчетливо выражен в позднесерпуховское время уменьшением числа родов и видов трибы *Gigantoproductini* и видов рода *Striatifera* и их вымиранием вблизи рубежа раннего и среднего карбона независимо от уменьшения или увеличения таксономического разнообразия брахиопод в целом. В начале среднего карбона этот тренд также проявлен, но затухает активизацией региональных тектонических процессов, вызвавших в сюранское время формирование биогермов и брекчий, а в акавасское – разрушение всей экосистемы вследствие образования глубоководных прогибов и распространения неблагоприятных для обитания брахиопод обстановок.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С. (2000) Типизация фанерозойских событий массового вымирания организмов. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология*, (5), 6-14.
- Алексеев А.С. (2006) Двучленное деление каменноугольной системы. *Эволюция биосферы и биоразнообразие. К 70-летию А.Ю. Розанова. 5. Проблемы стратиграфии и палеобиогеографии*. М.: ПИН РАН, 527-539.
- Алексеев А.С., Горева Н.В., Реймерс А.Н. (2008) Границы каменноугольной системы и геобиологические события. *Био-литостратиграфические рубежи в истории Земли*. Тюмень: ТюмГНГУ, 39-45.
- Алексеев А.С., Реймерс А.Н. (2010а) Основные тренды в изменении климата каменноугольного периода. *Палеострат-2010. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтол. общества*. М.: ПИН РАН, 7-8.
- Алексеев А.С., Реймерс А.Н. (2010б) Климат каменноугольного периода и его динамика на Восточно-Европейской платформе и западном склоне Урала. *Геология и нефтегазоносность северных районов Урало-Поволжья. Сборник мат-лов Всерос. науч.-практ. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения проф. П.А. Софроницкого*. Пермь: Перм. гос. ун-т, 16-18.
- Амон Э.О. (2005) Введение в историческую геологию. Екатеринбург: УГГУ, 257-261.
- Галицкая А.Я. (1977) Ранне-среднекаменноугольные продуктиды Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 138-165.
- Гарань И.М., Шестакова М.Ф. (1973) О позднеамюрском комплексе брахиопод Среднего Урала. *Стратиграфия и нефтеносность карбона Западного Урала и Приуралья*. Сб. науч. тр. № 121. Пермь: ППИ, 57-72.
- Горожанина Е.Н. (2010) Типы карбонатных платформ Южного Урала и Приуралья, их связь с нефтегазоносностью. *Мат-лы VIII Межрегиональной геологической конференции*. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 188-191.
- Горожанина Е.Н., Пазухин В.Н., Горожанин В.М. (2009) Палеофациальная модель осадконакопления нижнекаменноугольных отложений на Южном Урале. *Типовые разрезы карбона России и потенциальные глобальные стратотипы. Южноуральская сессия. Мат-лы Междунар. полевого совещ.* Уфа: Дизайн-ПолиграфСервис, 12-21.
- Короновский Н.В., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. (2008) Историческая геология: учебник для студ. высш. учебн. заведений. М.: Изд. центр "Академия", 464 с.
- Коссовая О.Л. (2000) Среднекаменноугольное событие. *Использование событийно-стратиграфических уровней для межрегиональной корреляции фанерозоя России*. СПб.: ВСЕГЕИ, 49-52.
- Коссовая О.Л. (2010) Основные экологические события позднего палеозоя – биотический и абиотический аспекты. *Эволюция органического мира и биотические кризисы. Мат-лы LVI сессии Палеонтологического общества при РАН*. СПб., ВСЕГЕИ, 56-58.
- Кулагина Е.И., Пазухин В.Н., Кочеткова Н.М., Синицына З.А., Кочетова Н.Н. (2001) Характеристика разрезов. *Стратотипические и опорные разрезы башкирского яруса карбона Южного Урала*. Уфа: Гилем, 10-54.
- Кулагина Е.И., Пазухин В.Н., Кочетова Н.Н., Гишман Н.Б., Николаева С.В. (2002) Разрез серпуховского и башкирского ярусов по р. Большой Кизил. *Путеводитель геологических экскурсий по карбону Урала. Ч. 1. Южноуральская экскурсия*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 49-58.
- Кучева Н.А. (2011) Изменения состава сообществ брахиопод в разрезе "Бражка" как отражение срединно-каменноугольного биотического события (западный склон Среднего Урала). *Ежегодник-2010*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 158, 21-26.

- Кучева Н.А. (2015) Распространение брахиопод в пограничных отложениях нижнего и среднего карбона разреза Бражка (западный склон Среднего Урала). *Бюл. Моск. общ-ва испытателей природы, отд. геол.*, **90**(2), 35-50.
- Кучева Н.А. (2016а) Распространение брахиопод в пограничных отложениях нижнего и среднего карбона (восточный склон Среднего Урала). *Ежегодник-2015*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 163, 22-30.
- Кучева Н.А. (2016б) Фациальные обстановки и сообщества брахиопод на рубеже раннего и среднего карбона (восточный склон Урала). *Осадочные комплексы Урала и прилегающих регионов и их минерализация*. Тез. докл. 11-го Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 138-140.
- Кучева Н.А., Степанова Т.И. (1999) Стратиграфия каменноугольных отложений Смолинского района. *Уральский геол. журн.*, (3), 13-46.
- Кучева Н.А., Степанова Т.И. (2010) Об особенностях границы нижнего и среднего карбона на западном склоне Среднего Урала. *Геология и нефтегазоносность северных районов Урало-Поволжья*. Сборник мат-лов Всерос. науч.-практ. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения проф. П.А. Софроницкого. Пермь: Перм. гос. ун-т, 60-63.
- Кучева Н.А., Степанова Т.И., Иванова Р.М. (2002) Пограничные башкирско-серпуховские отложения в разрезе "Мартьяново". *Путеводитель геологических экскурсий по карбону Урала. Ч. 2. Среднеуральская экскурсия*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 38-50.
- Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты 1000/3 (актуализированная версия). (2009) Отв. исполнитель А.В. Жданов. СПб.: ВСЕГЕИ. *Электронная версия*.
- Лутфуллин Я.Л. (1974) Биогермные образования центральной части Магнитогорского мегасинклинария и перспективы их нефтегазоносности. *Тектоника, литология и нефтеносность Башкирии*. Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 22. Уфа: ИГ БФАН СССР, 99-103.
- Лутфуллин Я.Л. (1975) История геологического развития центральной части Магнитогорского мегасинклинария в каменноугольном периоде. *Стратиграфия и геология карбона Южного Урала и восточной окраины Русской платформы*. Мат-лы к VIII Международн. конгрессу по стратиграфии и геологии карбона. Уфа: БФАН СССР, 145-154.
- Мизенс Г.А., Кокшина Л.В. (2014) Некоторые особенности разреза московских отложений на востоке Южного Урала (Магнитогорская мегазона). *Ежегодник-2013*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 161, 86-89.
- Немировская Т.И., Алексеев А.С. (1993) Конодонты башкирского яруса разреза Аскын (Горная Башкирия). *Бюл. Моск. общ-ва испытателей природы, отд. геол.*, **68**(1), 65-86.
- Немков Г.И., Левицкий Е.С., Гречишникова В.А., Густомесов В.А., Муратов М.В., Цейслер В.М. (1986) Историческая геология. Учебник для вузов. М.: Недра, 352 с.
- Олерский В.П., Соляник В.Н., Соляник Н.В., Александров В.А. (1968) Геологическая карта Урала масштаба 1:50 000, лист О-41-124-В. Отчет Смолинского геолого-съемочного отряда за 1967-1968 гг. Т. 1. Свердловск: ФБУ "Территориальный фонд геологической информации по Уральскому федеральному округу". Инв. № 31326, 131-158.
- Пазухин В.Н., Николаева С.В., Кулагина Е.И. (2012) Срединная граница карбона на Южном Урале и в Приуралье. *"Верхний палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия"*. Мат-лы III Всерос. Совещ. СПб., ВСЕГЕИ 169-172.
- Полетаев В.И. (1975) Раннекаменноугольные и башкирские гладкие спирифериды и атириды Донецкого бассейна. Киев: Наук. думка, 140 с.
- Постоялко М.В. (1991) К вопросу о границе нижнего и среднего карбона на Среднем Урале. *Границы биостратиграфических подразделений карбона Урала*. Свердловск: УрО АН СССР, 71-92.
- Постоялко М.В., Симонова З.Г., Черепанова Н.А. (1978) Отчет по теме "Детальное биостратиграфическое расчленение среднекаменноугольных отложений Среднего и Южного Урала" за 1976-1978 годы. Т. II. Южный Урал. Свердловск: ФБУ "Территориальный фонд геологической информации по Уральскому федеральному округу". Инв. № 35660, 42-57.
- Сапулин С.А. (2015) Микробииалиты в разрезе верхней части серпуховского яруса (восточный склон Среднего Урала). *Ежегодник-2014*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 162, 77-81.
- Сапулин С.А., Степанова Т.И. (2016) Микробииальные образования в пограничных серпуховско-башкирских отложениях на восточном склоне Южного Урала (р. Худолаз). *Ежегодник-2015*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 163, 31-36.
- Семихатова С.В. (1964) Брахиоподы из опорных разрезов башкирского яруса Горной Башкирии. *Фауна палеозоя Волго-Уральской нефтегазоносной провинции*. Тр. ВНИГРИ. Вып. XLIII. М.: Недра, 180-227.
- Синицына З.А. (1975) Разрез среднего и верхнего карбона по р. Аскын. *VIII Междунар. конгресс по стратиграфии и геологии карбона. Путеводитель экскурсии по разрезам карбона Южного Урала (Башкирия)*. М.: Наука, 52-72.
- Синицына З.А., Кулагина Е.И., Пазухин В.Н., Кочеткова Н.М. (1995) Разрез "Аскын". *Путеводитель геологической экскурсии по разрезам палеозоя и верхнего докембрия западного склона Южного Урала и Приуралья*. Уфа: ИГУНЦ РАН, 111-128.
- Синицына З.А., Кулагина Е.И., Пазухин В.Н. (2002) Разрез башкирского яруса по р. Аскын. *Путеводитель геологических экскурсий по карбону Урала. Ч. 1. Южноуральская экскурсия*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 7-17.
- Степанова Т.И. (2014) Зависимость состава комплексов фораминифер от микрофаций на примере верхне-серпуховских отложений в разрезе "Бражка". *Ежегодник-2013*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 161, 112-119.
- Степанова Т.И. (2018) Фораминиферы пограничных отложений нижнего и среднего карбона в разрезе Бражка (западный склон Среднего Урала). *Бюл. Моск. общ-ва испытателей природы, отд. геол.*, **93**(4), 31-53.
- Степанова Т.И., Кучева Н.А. (2006) Разрез Худолаз – стратотип горизонтов субрегиональной схемы нижнекаменноугольных отложений восточного склона Урала. *Литосфера*, (1), 45-75.
- Степанова Т.И., Кучева Н.А. (2009) Палеонтологическое обоснование горизонтов серпуховского яруса Восточно-Уральского субрегиона в стратотипе по реке

- Худолаз. Типовые разрезы карбона России и потенциальные глобальные стратотипы. Южноуральская сессия. Мат-лы Междунар. полевого совещ. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 97-128.
- Степанова Т.И., Кучева Н.А., Школин А.А. (2001) Новые материалы по стратиграфии и аммоноидеям верхнесерпуховских отложений на р. Исети. *Эволюция жизни на Земле*. Мат-лы II Междунар. Симпоз. Томск: Томский госуниверситет, 233-236.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). (1993) Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, Уралгеолком.
- Чувашов Б.И. (2000) Палеозойские карбонатные платформы Уральского подвижного пояса и его обрамления (позднедевонские и раннекаменноугольные карбонатные платформы). *Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерализации*. Доклады 4-го регионального Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 68-87.
- Чувашов Б.И., Иванова Р.М., Колчина А.Н. (1984) Верхний палеозой восточного склона Урала. Стратиграфия и геологическая история. Свердловск: УНЦ АН СССР, 230 с.
- Чувашов Б.И., Иванова Р.М., Кучева Н.А. (2002а) Пограничные нижне-среднекаменноугольные отложения в разрезе "Сокол". *Путеводитель геологических экскурсий по карбону Урала. Ч. 2. Среднеуральская экскурсия*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 23-37.
- Чувашов Б.И., Черных В.В., Иванова Р.М. (2002б) Пограничные башкирско-московские отложения бассейна реки Исеть. *Путеводитель геологических экскурсий по карбону Урала. Ч. 2. Среднеуральская экскурсия*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 68-101.
- Щербаков О.А., Подстаницкая Э.К., Пирожкова З.А. (1966) О расчленении и условиях образования верхневизейских и намюрских отложений на западном склоне Среднего Урала. *Вопросы палеогеографии карбона*. Науч. тр. Сборник XXIII. Пермь: ППИ, 160-172.
- Щербакова М.В. (1969) Некоторые вопросы стратиграфии намюрского яруса западного склона Среднего Урала. *Геология и полезные ископаемые карбона Западного Урала*. Сб. науч. тр. № 38. Пермь: ППИ, 69-76.
- Щербакова М.В., Щербаков О.А. (2002) Характеристика и корреляция пограничных отложений нижнего и среднего карбона в непрерывных разрезах Западного Урала. *Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 307-317.
- Эйноор О.Л. (1955) Материалы по стратиграфии среднего карбона Кизеловского и Чусовского районов. *Стратиграфия палеозойских отложений Тимана и западного склона Урала*. Л.: Труды ВНИГРИ, Нов. сер. Вып. 90, 281-330.
- Эйноор О.Л. (1958) Исследования по стратиграфии карбона восточной окраины Урало-Волжской нефтеносной области (Горная Башкирия). Л.: ГОСТОПТЕХ-ИЗДАТ, 195 с.
- Эйноор О.Л. (1973) Стратиграфия. *Стратиграфия и фауна каменноугольных отложений реки Шартым (Южный Урал)*. Львов: Вища школа, 16-38.
- Эйноор О.Л., Румянцева З.С. (1988) О границе нижнего и среднего карбона. *Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол.*, 63(1), 39-49.
- Grossman E.L., Bruckschen P., Mii H., Chuvashov B.I., Yancey T.E., Veizer J. (2002) Carboniferous paleoclimate and global change: isotopic evidence from the Russian platform. *Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 61-71.
- Kulagina E.I., Kucheva N.A., Stepanova T.I., Nikolaeva S.V., Konovalova V.A., Richards B.C., Alekseev A.S., Gatovsky Y.A., Gorozhanina E.N. (2015) Bashkirian biogermers along the Khudolaz River near Sibai, eastern slope of the South Urals, Russia. *XVIII International Congress on the Carboniferous and Permian*. Abstract Volume. Kazan', Federal University, Institute of Geology and Petroleum Technologies, 104.
- Kulagina E.I., Pasukhin V.N., Nikolaeva S.V., Kochetova N.N., Zainakaeva G.F., Gibshman N.B., Konovalova V.A. (2009) Serpukhovian and Bashkirian Biogerm facies of the Kizil Formation in the Southern Urals. *Carboniferous Type Sections in Russia and Potential Global Stratotypes. Southern Urals Session. Proceedings of the International Field Meeting "The Historical Type Sections, Proposed and Potential GSSP of the Carboniferous in Russia"*. Ufa: DizainPoligrafServis, 78-96.
- Scotese C.R. (2014) Atlas of Permo-Carboniferous Paleogeographic Maps (Mollweide Projection), Maps 53-64. PALEOMAP PaleoAtlas for ArcGIS The Late Paleozoic., vol. 4. PALEOMAP Project, Evanston, IL. https://www.academia.edu/16664729/Atlas_of_Permo-Carboniferous_Paleogeographic_Maps.
- Treatise on Invertebrate Paleontology. Pt H. Brachiopoda. Revised. Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas. Boulder (Colorado); Lawrence (Kansas), 2000. V. 2, 3. P. 216-252, 350-919; 2002. V. 4. P. 1132-1133, 1496-1601; 2006. V. 5. P. 1747-1910.

REFERENCES

- Alekseev A.S. (2000) Typification of the Phanerozoic mass extinction events. *Vestn. Mosk. Univ. Ser. 4. Geol.*, (5), 6-14. (In Russian)
- Alekseev A.S. (2006) Bipartition of the Carboniferous System. *Evolutsiya biosfery i bioraznobraziya. K 70-letiyu A.Yu. Rozanova. 5. Problemy stratigrafii i paleobiogeografii* [The evolution of biosphere and biodiversity. To the 70th anniversary of A.Yu. Rozanov. Problems of stratigraphy and paleobiogeography]. Moscow, PIN RAS Publ., 527-539. (In Russian)
- Alekseev A.S., Goreva N.V., Reimers A.N. (2008) The Carboniferous System boundaries and geobiological events. *Bio-litostratigraficheskie rubezhi v istorii Zemli* [Bio-lithostratigraphic marks in the Earth history]. Tyumen', TyumGNGU Publ., 39-45. (In Russian)
- Alekseev A.S., Reimers A.N. (2010a) Major trends in Carboniferous period climatic changes. *Paleostrat-2010. Godichnoe sobranie sektsii paleontologii MOIP I Moskovskogo otdeleniya Paleontol. obshchestva* [Paleostrat-2010. Annual meeting of the MOIP paleontology section and the Moscow branch of Paleont. society]. Moscow, PIN RAS Publ., 7-8. (In Russian)
- Alekseev A.S., Reimers A.N. (2010b) The climate of the Carboniferous period and its dynamics on the East European Platform and the Urals western slope. *Geologiya i neftegazonosnost' severnykh raionov Uralo-Povolzh'ya: Sbornik mat-lov Vseros. nauch. konf., posvyashch. 100-letiyu so dnya rozhdeniya pr. of P.A. Sofronitsko-*

- go [Geology and petroleum potential of the Ural-Volga region northern areas: Proc. of All-Russian scientific-practical conf. dedicated to 100th anniversary of prof. P.A. Sofronitsky birth]. Perm', Perm Stat. Univ. Publ., 16-18. (In Russian)
- Amon E.O. (2005) *Vvedenie v istoricheskuyu geologiyu* [Introduction to historical geology]. Ekaterinburg, UGGU Publ., 257-261. (In Russian)
- Chuvashov B.I. (2000) Paleozoic carbonate platforms of the Urals and adjacent regions (the late Devonian and early Carboniferous carbonate platforms). *Osadochnye basseiny Urala i prilgayushchikh regionov: zakonornosti stroeniya i minerageniya*. Doklady 4-go regional'nogo Ural'skogo litologicheskogo soveshchaniya [Sedimentary basins of the Urals and adjacent regions: patterns of structure and minerageny. Reports of 4th regional Ural lithologic meeting]. Ekaterinburg, IGG UB of RAS, 68-87. (In Russian)
- Chuvashov B.I., Ivanova R.M., Kolchina A.N. (1984) *Verkh-nii paleozoi vostochnogo sklona Urala. Stratigrafiya i geologicheskaya istoriya* [The Upper Paleozoic of the Urals eastern slope. Stratigraphy and geological history]. Sverdlovsk, UB of Akad. Nauk SSSR, 230 p. (In Russian)
- Chuvashov B.I., Ivanova R.M., Kucheva N.A. (2002a) The Lower-Middle Carboniferous boundary deposits in the "Sokol" section. *Putevoditel' geologicheskikh ekskursii po karbonu Urala. Ch. 2. Sredneural'skaya ekskursiya* [Guide to geological excursions on the Carboniferous of the Urals. Pt 2. The Middle-Urals excursion]. Ekaterinburg, IGG UB of RAS, 23-37. (In Russian)
- Chuvashov B.I., Chernykh V.V., Ivanova R.M. (2002b) The Bashkirian-Moscovian boundary deposits of the Iset' River basin. *Putevoditel' geologicheskikh ekskursii po karbonu Urala. Ch. 2. Sredneural'skaya ekskursiya* [Guide to geological excursions on the Carboniferous of the Urals. Pt 2. The Middle-Urals excursion]. Ekaterinburg, IGG UB of RAS, 68-101. (In Russian)
- Einor O.L. (1955) Materials on the Middle Carboniferous stratigraphy of Kizelovsky and Chusovskoidistricts. *Stratigrafiya paleozoiskikh otlozhenii Timana i zapadnogo sklona Urala* [Stratigraphy of the Timan and Urals western slope Paleozoic deposits]. Leningrad, Proc. VN-IGRI. Nov. ser. Iss. 90, 281-330. (In Russian)
- Einor O.L. (1958) *Issledovaniya po stratigrafii karbona vostochnoi okrainy Uralo-Volzhskoi neftenosnoi oblasti (Gornaya Bashkiriya)* [Carboniferous stratigraphy studies of the Ural-Volga oil-bearing region eastern margin (Bashkiria Highlands)]. Leningrad, GOSTOPTekhIZ-DAT Publ., 195 p. (In Russian)
- Einor O.L. (1973) Stratigraphy. *Stratigrafiya i fauna kamennougol'nykh otlozhenii reki Shartym (Yuzhnyi Ural)* [Stratigraphy and fauna of the Shartym river Carboniferous deposits (the Southern Urals)]. L'vov, Vishchashkola Publ., 16-38. (In Russian)
- Einor O.L., Rumyantseva Z.S. (1988) About the Mid-Carboniferous boundary. *Bul. MOIP, otd. geol.*, **63**(1), 39-49. (In Russian)
- Galitskaya A.Ya. (1977) *Ranne-srednekamennougol'nye produktidy Severnoi Kirgizii* [Early-Middle Carboniferous Productida of the Northern Kyrgyzstan]. Frunze, Ilim Publ., 138-165. (In Russian)
- Garan' I.M., Shestakova M.F. (1973) About the Late Namurian brachiopod complex of the Middle Urals. *Stratigrafiya i neftenosnost' karbona Zapadnogo Urala i Priural'ya. Sbornik nauchnykh trudov № 121* [Stratigraphy and oil-bearing capability of the Carboniferous of the Western Urals and the Pre-Urals. Collection of scientific papers No. 121]. Perm', PPI Publ., 57-72. (In Russian)
- Gorozhanina E.N. (2010) Carbonate platform types of the Southern Urals and Cisuralian area, relations with oil and gas content. *Mat-ly VIII Mezhhregional'noi geologicheskoi konferentsii* [Proc. VIII interregional geological conference]. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 188-191. (In Russian)
- Gorozhanina E.N., Pazukhin V.N., Gorozhanin V.M. (2009) Paleofacial sedimentary model of the Lower Carboniferous deposits in the Southern Urals. *Tipovye razrezy karbona Rossii i potentsial'nye global'nye stratotipy. Yuzhnoural'skaya sessiya*. Materialy Mezhdunarodnogo polevogo soveshchaniya [Carboniferous Type Sections in Russia and Potential Global Stratotypes. Southern Urals Session. Proceedings of the International Field Meeting] Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 12-21. (In Russian)
- Grossman E.L., Bruckschen P., Mii H., Chuvashov B.I., Yancey T.E., Veizer J. (2002) Carboniferous paleoclimate and global change: isotopic evidence from the Russian platform. *Stratigrafiya i paleogeografiya karbona Evrazii* [Carboniferous stratigraphy and paleogeography in Eurasia]. Ekaterinburg, IGG UB of RAS, 61-71.
- Koronovskii N.V., Khain V.E., Yasamanov N.A. (2008) *Istoricheskaya geologiya: uchebnik dlya stud. vyssh. uchebn. zavedenii* [Historical geology: a textbook for university students]. Moscow, Akademiya Publ., 464 p. (In Russian)
- Kossovaya O.L. (2000) The Mid-Carboniferous Event. *Ispol'zovanie sobytiino-stratigraficheskikh urovnei dlya mezhhregionalnoi korrelyatsii fanerozoya Rossii* [Event-stratigraphy levels applying for the interregional correlation of the Phanerozoic of Russia]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 49-52. (In Russian)
- Kossovaya O.L. (2010) The main environmental events in the Late Paleozoic – biotic and abiotic aspects. *Evolutsiya organicheskogo mira i bioticheskie krizisy*. Materialy LVI sessii Paleontologicheskogo obshchestva pri RAN [The organic world evolution and biotic crises. Proc. LVI session of the Paleontological Society of RAS]. St.Petersburg, BCEIPI Publ., 56-58.
- Kucheva N.A. (2011) Changes in the brachiopod communities composition of the "Brazhka" section as reflection of the Mid-Carboniferous biotic event (the Middle Urals western slope). *Ezhegodnik-2010*. Tr. IGG UrO RAN. V. 158, 21-26. (In Russian)
- Kucheva N.A. (2015) The brachiopod distribution in the boundary Lower and Middle Carboniferous deposits of the Brazhka section (the Middle Urals western slope). *Bul. MOIP, otd. geol.* **90**(2), 35-50. (In Russian)
- Kucheva N.A. (2016a) The brachiopod distribution in the boundary Lower and Middle Carboniferous deposits (the Middle Urals eastern slope). *Ezhegodnik-2015*. Tr. IGG UrO RAN. V. 163, 22-30. (In Russian)
- Kucheva N.A. (2016b) Facial settings and brachiopod communities at the Early and Middle Carboniferous boundary interval (the Urals eastern slope). *Osadochnye komplekсы Urala i prilgayushchikh regionov i ikh minerageniya. Tez. dokl. II Ural'skogo litologicheskogo soveshchaniya* [Sedimentary complexes of the Urals and

- adjacent regions and their minerageny. Reports of the 11 Ural lithological meeting]. Ekaterinburg, IGG UB of RAS, 138-140. (In Russian)
- Kucheva N.A., Stepanova T.I. (1999) The Stratigraphy of the Smolino area Carboniferous deposits. *Ural'skii geologicheskii zhurnal*, (3), 13-46. (In Russian)
- Kucheva N.A., Stepanova T.I. (2010) The Mid-Carboniferous boundary features on the Middle Urals western slope. *Geologiya i neftegazonosnost' severnykh raionov Uralo-Povolzh'ya*. Sbornik materialov Vseros. nauch.-prakt. konf., posvyashch. 100-letiyu so dnya rozhdeniya prof. P.A. Sofronitskogo [Geology and petroleum potential of the Ural-Volga region northern areas: Proc. All-Russian scientific-practical conf. dedicated to 100th anniversary of prof. P.A. Sofronitsky birth]. Perm', Perm. State Univ. Publ., 60-63. (In Russian)
- Kucheva N.A., Stepanova T.I., Ivanova R.M. (2002) The Serpukhovian-Bashkirian boundary deposits in the "Martyanovo" section. *Putevoditel' geologicheskikh ekskursii po karbonu Urala. Ch. 2. Sredneural'skaya ekskursiya* [Guide to geological excursions on the Carboniferous of the Urals. Pt 2. The Middle-Urals excursion]. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 38-50. (In Russian)
- Kulagina E.I., Kucheva N.A., Stepanova T.I., Nikolaeva S.V., Konovalova V.A., Richards B.C., Alekseev A.S., Gatovsky Y.A., Gorozhanina E.N. (2015) Bashkirian-biogerms along the Khudolaz River near Sibai, eastern slope of the South Urals, Russia. *XVIII International Congress on the Carboniferous and Permian*, Abstract Volume. Kazan', Federal University, Institute of Geology and Petroleum Technologies, 104.
- Kulagina E.I., Pasukhin V.N., Kochetkova N.M., Sinitsina Z.A., Kochetova N.N. (2001) Sections' characteristic features. *Stratotipicheskie i opornye razrezy bashkirskogo yarusa karbona Yuzhnogo Urala* [Stratotype and key sections of the Bashkirian Stage in the Southern Urals]. Ufa, Gilem Publ., 10-54. (In Russian)
- Kulagina E.I., Pasukhin V.N., Kochetova N.N., Gibshman N.B., Nikolaeva S.V. (2002) The section of Serpukhovian and Bashkirian Stages deposits on the Bolshoy Kizil river. *Putevoditel' geologicheskikh ekskursii po karbonu Urala. Ch. 1. Yuzhnoural'skaya ekskursiya* [Guide to geological excursions on the Carboniferous of the Urals. Pt 1. The Southern-Urals excursion]. Ekaterinburg, IGG UB of RAS, 49-58. (In Russian)
- Kulagina E.I., Pasukhin V.N., Nikolaeva S.V., Kochetova N.N., Zainakaeva G.F., Gibshman N.B., Konovalova V.A. (2009) Serpukhovian and Bashkirian Biogerm facies of the Kizil Formation in the Southern Urals. *Tipovye razrezy karbona Rossii i potentsial'nye global'nye stratotipy. Yuzhnoural'skaya sessia*. Materialy Mezhdunarodnogo polevogo soveshchaniya [Carboniferous Type Sections in Russia and Potential Global Stratotypes. Southern Urals Session. Proceedings of the International Field Meeting]. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 78-96.
- Legenda Ural'skoi serii listov Gosgeol'karty 1000/3 (aktualizirovannaya versiya) (2009). Otv. ispolnitel' A.V. Zhdanov [Legend of the State Geological Map Ural series sheets 1000/3 (updated version)]. St.Petersburg, VSEGEI Publ. Elektronnaya versiya. (In Russian)
- Lutfullin Ya.L. (1974) Bioherm structures of the Magnitogorsk megasynclinalium central part and their oil-and-gas potential. *Tektonika, litologiya i neftenosnost' Bashkirii. Voprosy geologii vostochnoi okrainy Russkoi platformy i Yuzhnogo Urala* [Tectonics, lithology and oil potential of Bashkiria. Geology issues of the Russian Platform eastern margin and the Southern Urals]. Ufa, IG BFAS SSSR. V. 22, 99-103. (In Russian)
- Lutfullin Ya.L. (1975) The geological history of the Magnitogorsk megasynclinalium central part in the Carboniferous. *Stratigrafiya i geologiya karbona Yuzhnogo Urala i vostochnoi okrainy Russkoi platformy* (Materialy VIII Mezhdunarodnomu kongressu po stratigrafii i geologii karbona) [Stratigraphy and Geology of the Carboniferous of the Southern Urals and the Russian Platform eastern margin (Materials for the VIII International Congress on Stratigraphy and Geology of Carboniferous)]. Ufa, BFAN SSSR, 145-154. (In Russian)
- Mizens G.A., Kokshina L.V. (2014) Some features of the Moscovian deposits section in the east of the Southern Urals (Magnitogorsk megazone). *Ezhegodnik-2013*. Tr. IGG UrO RAN. V. 161, 86-89. (In Russian)
- Nemirovskaya T.I., Alekseev A.S. (1993) The Bashkirian Stage conodonts of the Askyn section (Bashkiria Highlands). *Bul. MOIP, otd. geol.*, 68(1), 65-86. (In Russian)
- Nemkov G.I., Levitskii E.S., Grechishnikova V.A., Gustomesov V.A., Muratov M.V., Tseisler V.M. (1986) *Istoricheskaya geologiya. Uchebnik dlya vuzov* [Historical geology: a textbook for universities]. Moscow, Nedra Publ., 352 p. (In Russian)
- Olerskii V.P., Solyanik V.N., Solyanik N.V., Aleksandrov V.A. (1968) Geologicheskaya karta Urala masshtaba 1:50 000, list O-41-124-V. Otchet Smolinskogo geologo-s'emochnogo otryada za 1967-1968 gg. T. 1 [Geological map of the Urals, scale 1:50 000, sheet O-41-124-B. Report of the Smolinsky geological survey squad for the years 1967-1968. V. 1] Sverdlovsk, FBU "Territorial'nyi fond geologicheskoi informatsii po Ural'skomu federal'nomu okrugu". Inv. № 31326, 131-158. (In Russian, unpublished)
- Pazukhin V.N., Nikolaeva S.V., Kulagina E.I. (2012) The Mid-Carboniferous boundary on the Southern Urals and the Pre-Urals. Materialy III Vserossiiskogo soveshchaniya "Verkhniy paleozoi Rossii: regional'naya stratigrafiya, paleontologiya, geo- i biosobytiya" [Proc. III All-Russian meeting "Upper Paleozoic of Russia: regional stratigraphy, paleontology, geo- and bioevents"]. St.Petersburg, BCEEI Publ. 169-172. (In Russian)
- Poletaev V.I. (1975) *Rannekamennougol'nye i bashkirskie gladkie spiriferidy i atiridy Donetskogo basseina* [The Early Carboniferous and Bashkirian smooth spiriferids and athyrids of the Donetsk basin]. Kiev, Naukova dumka, 140 p. (In Russian)
- Postoyalko M.V. (1991) About the Mid-Carboniferous boundary on the Middle Urals. *Granitsy biostratigraficheskikh podrazdelenii karbona Urala* [Boundaries of the Ural Carboniferous Biostratigraphic Units]. Sverdlovsk, UB of AN SSSR, 71-92. (In Russian)
- Postoyalko M.V., Simonova Z.G., Cherepanova N.A. (1978) Otchet po teme "Detal'noe biostratigraficheskoe raschlenenie srednekamennougol'nykh otlozhenii Srednego i Yuzhnogo Urala" za 1976-1978 gody. T.II. Yuzhnyi Ural [The report "Detailed biostratigraphic subdivision of the Middle Carboniferous deposits on the Middle and Southern Urals" for the years 1976-1978. V. II. Southern Urals]. Sverdlovsk, FBU "Territorial'nyi fond geologicheskoi informatsii po Ural'skomu federal'nomu okrugu". Inv. № 35660. 42-57. (In Russian, unpublished)

- Sapurin S.A. (2015) Microbialites in upper units of the Serpukhovian Stage (the Middle Urals eastern slope). *Ezhegodnik-2014*. Tr. IGG UrO RAN. V. 162, 77-81. (In Russian)
- Sapurin S.A., Stepanova T.I. (2016) Microbial structures in the Serpukhovian-Bashkirian boundary deposits on the Southern Urals eastern slope (Khudolaz river). *Ezhegodnik-2015*. Tr. IGG UrO RAN. Vyp. 163, 31-36. (In Russian)
- Scotese C.R. (2014) Atlas of Permo-Carboniferous Paleogeographic Maps (Mollweide Projection), Maps 53-64. PALEOMAP PaleoAtlas for ArcGIS *The Late Paleozoic*, vol. 4. PALEOMAP Project, Evanston, IL. https://www.academia.edu/16664729/Atlas_of_Permo-Carboniferous_Paleogeographic_Maps.
- Semikhatova S.V. (1964) Brachiopods from key sections of the Bashkirian Highlands Bashkirian Stage. *Fauna paleozoya Volgo-Ural'skoi neftegazonosnoi provintsii* [Paleozoic fauna of the Volga-Ural oil-and-gas bearing area]. Tr. VNIGRI. Vyp. XLIII. Moscow, Nedra Publ., 180-227. (In Russian)
- Shcherbakov O.A., Podstanitskaya E.K., Pirozhkova Z.A. (1966) About the subdivisions and sedimentary environments of the Upper Visean and Namurian deposits on the Middle Urals western slope. *Voprosy paleogeografii karbona*. Nauchnye trudy. Sbornik № XXIII [Carboniferous paleogeography issues. Scientific papers. Collection No. XXIII]. Perm', PPI Publ., 160-172. (In Russian)
- Shcherbakova M.V. (1969) Some issues of the Namurian Stage stratigraphy on the Middle Urals western slope. *Geologiya i poleznye iskopaemye karbona Zapadnogo Urala*. *Sbornik nauchnykh trudov № 38* [Geology and mineral resources of the Western Urals Carboniferous. Collection of scientific papers No. 38]. Perm', PPI Publ., 69-76. (In Russian)
- Shcherbakova M.V., Shcherbakov O.A. (2002) Characteristic and correlation of the Lower and Middle Carboniferous boundary deposits in uninterrupted sections of the Western Urals. *Stratigrafiya i paleogeografiya karbona Evrazii* [Stratigraphy and Paleogeography of the Eurasia Carboniferous]. Ekaterinburg, IGG UB of RAS, 307-317. (In Russian)
- Sinitsina Z.A. (1975) The Middle and Upper section on Askyn river. *VIII Mezhdunar. Kongress po stratigrafii i geologii karbona*. *Putevoditel' ekskursii po razrezam karbona Yuzhnogo Urala (Bashkiriya)* [VIII Intern. congress on Carboniferous stratigraphy and geology. A guide to excursion on Carboniferous sections of the Southern Urals (Bashkiria)]. Moscow, Nauka Publ., 52-72. (In Russian)
- Sinitsina Z.A., Kulagina E.I., Pasukhin V.N., Kochetkova N.M. (1995) "Askyn" section. *Putevoditel' geologicheskoi ekskursii po razrezam paleozoya i verkhnego do kembriya zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala i Priural'ya* [Guide to the geological excursion on Paleozoic and Upper Precambrian sections on the western slope of the Southern Urals and Pre-Urals]. Ufa, IGG UNTs RAS, 111-128. (In Russian)
- Sinitsina Z.A., Kulagina E.I., Pasukhin V.N. (2002) The Bashkirian Stage section on Askyn river. *Putevoditel' geologicheskikh ekskursii po karbonu Urala. Ch. 1. Yuzhnoural'skaya ekskursiya* [Guide to geological excursions on the Carboniferous of the Urals. Pt 1. The Southern-Urals excursion]. Ekaterinburg, IGG UB of RAS, 7-17. (In Russian)
- Stepanova T.I. (2014) Dependence of the foraminifera complexes composition on microfacies by example of the Upper Serpukhovian deposits in the "Brazhka" section. *Ezhegodnik-2013*. Tr. IGG UrO RAN. V. 161, 112-119. (In Russian)
- Stepanova T.I. (2018) Foraminifera of the Lower and Middle Carboniferous boundary deposits in the Brazhka section (western slope of the Middle Urals). *Bul. MOIP*, **93**(4), 31-53. (In Russian)
- Stepanova T.I., Kucheva N.A. (2006) The Khudolaz section is a stratotype of the regional Substages of the eastern Urals Lower Carboniferous subregional scheme. *Litosfera*, (1), 45-75. (In Russian)
- Stepanova T.I., Kucheva N.A. (2009) Palaeontological substantiation of the horizons of the Serpukhovian stage of the Eastern-Uralian Subregion in the Stratotype section on the Khudolaz river. *Tipovye razrezy karbona Rossii i potentsial'nye global'nye stratotipy. Yuzhnoural'skaya sessiya. Materialy Mezhdunarodnogo polevogo soveshchaniya* [Carboniferous Type Sections in Russia and Potential Global Stratotypes. Southern Urals Session. Proc. International Field Meeting.] Ufa, DizainPoligraf-Servis Publ., 97-128. (In Russian)
- Stepanova T.I., Kucheva N.A., Shkolin A.A. (2001) New data on stratigraphy and ammonoids of the Upper Serpukhovian deposits on Iset river. *Evolutsiya zhizni na Zemle. Materialy II Mezhdunarodnogo simpoziuma* [Evolution of life on the Earth. Proceedings of the II International Symposium]. Tomsk, Tomsk St. Univ. Publ., 233-236. (In Russian)
- Stratigraficheskie skhemy Urala (dokembrii, paleozoi)* (1993) [Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic)]. Ekaterinburg, IGG UB RAS, Roskomnedra Publ. (In Russian)
- Treatises on Invertebrate Paleontology. Part H. Brachiopoda. Revised. Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas. Boulder (Colorado); Lawrence (Kansas), 2000. V. 2, 3. P. 216-252, 350-919; 2002. V. 4. P. 1132-1133, 1496-1601; 2006. V. 5. P. 1747-1910.

Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы

А. В. Маслов^{1,2}, О. Ю. Мельничук¹, Г. А. Мизенс¹, Ю. В. Титов³, М. В. Червяковская¹

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mails: amas2004@mail.ru, o.u.melnichuk@mail.ru, mizens@igg.uran.ru, masha_vuf_91@mail.ru

²Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2

³Филиал ООО "ЛУКОЙЛ-Инжиниринг" "КогалымНИПИнефть" в г. Тюмени, 628481, г. Когалым, ул. Центральная, 19/17, e-mail: titovoil@k66.ru

Поступила в редакцию 26.02.2019 г., принята к печати 12.03.2019 г.

Объект исследований. Рассмотрены особенности применения лито- и изотопно-геохимических данных для целей реконструкции состава пород питающих провинций. **Материалы и методы.** В качестве основных инструментов использованы анализ соотношений некоторых породообразующих оксидов, разнообразных отношений индикаторных элементов-примесей, а также исследование спектров распределения редкоземельных элементов. В качестве материала, иллюстрирующего особенности применения перечисленных выше и ряда других подходов, выступают данные о валовом химическом составе песчаников и глинистых пород бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея и басинской свиты верхнего венда Южного Урала, кодинской и устькодинской свит верхнего девона Среднего Урала, а также сортымской свиты нижнего мела Большехетской впадины Западно-Сибирского осадочного мегабассейна. **Результаты.** Показано, что подавляющее большинство рассмотренных в данной работе парных и треугольных диаграмм позволяет сделать согласующиеся между собой и не противоречащие общим геологическим представлениям выводы о составе пород-источников слагающего их материала. Эти выводы подкрепляют представления, получаемые в результате минералого-петрографического исследования песчаников.

Ключевые слова: песчаники, глинистые породы, методы реконструкции состава пород-источников сноса, породообразующие оксиды, редкие и рассеянные элементы, рифей, венд, верхний девон, нижний мел, Южный Урал, Средний Урал, Западно-Сибирский осадочный мегабассейн, Большехетская впадина

Благодарность

Авторы искренне признательны Н.С. Глушковой, выполнившей иллюстрации к этой статье.

Исследования проведены в соответствии с темами АААА-А18-118053090044-1 и АААА-А18-118053090045-8 государственного задания ИГГ УрО РАН.

Provenance reconstructions. Article 2. Litho- and isotope-geochemical approaches and methods

Andrey V. Maslov^{1,2}, Oleg Yu. Melnichuk¹, Gunar A. Mizens¹, Yury V. Titov³, Maria V. Chervyakovskaya¹

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mails: amas2004@mail.ru, o.u.melnichuk@mail.ru, mizens@igg.uran.ru, masha_vuf_91@mail.ru

²Institute of Geology, Ufimian Federal Research Centre of RAS, 16/2 K. Marx st., Ufa 450077, Russia

³Branch of "LUKOIL-Engineering Ltd." "KogalymNIPIneft" in Tyumen, 19/17 Central'naya st., Kogalym 628481, Russia, e-mail: titovoil@k66.ru

Received 26.02.2019, accepted 12.03.2019

Research subject. In this paper, we consider specific features of the use of litho- and isotopic-geochemical data for the purposes of provenance reconstruction. **Methods and materials.** The reconstruction tools under consideration included the analysis of the ratio of major oxides and variable trace elements, as well as the study of the distribution of trace elements. The research potential of these methods was illustrated using the data on the bulk chemical composition of sandstones and mudstones from the Bir'yan Member of the Upper Riphean Zilmerdak Formation, Upper Vendian Basa

Для цитирования: Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А., Титов Ю.В., Червяковская М.В. (2020) Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы. *Литосфера*, 20(1), 40–62. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-40-62

For citation: Maslov A.V., Melnichuk O.Yu., Mizens G.A., Titov Yu.V., Chervyakovskaya M.V. (2020) Provenance reconstructions. Article 2. Litho- and isotope-geochemical approaches and methods. *Litosfera*, 20(1), 40–62. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-40-62

© А.В. Маслов, О.Ю. Мельничук, Г.А. Мизенс, Ю.В. Титов, М.В. Червяковская, 2020

Formation (Southern Urals), Upper Devonian Kodinka and Ust'kodinka formations (Middle Urals), Lower Cretaceous Sortym Formation (Western Siberian sedimentary megabasin, Bolshekhetskaya depression). *Results.* It was shown that the use of the vast majority of the described paired and triangular diagrams allows conclusions (consistent both with each other and conventional geological concepts) to be drawn about the composition of source rocks. These findings reinforce the insights gained from mineralogical and petrographic studies of sandstones.

Keywords: sandstones, mudstones, shales, provenance reconstruction methods, rock-forming oxides, trace elements, Riphean, Vendian, Upper Devonian, Lower Cretaceous, Southern Urals, Middle Urals, West Siberian sedimentary megabasin, Bolshekhetskaya depression

Acknowledgements

The authors are sincerely grateful to N.S. Glushkova, who performed the illustrations for this article.

The studies were conducted in accordance with the themes No. AAAA-A18-118053090044-1 and No. AAAA-A18-118053090045-8 of the state assignment of the Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences.

ВВЕДЕНИЕ

В первой статье этого обзора (Маслов и др., 2019a) рассмотрены традиционные и современные приемы и методы реконструкции петрофонда источников сноса на основе данных о минералогическо-петрографических особенностях песчаников. Настоящая работа посвящена лито- и изотопно-геохимическим подходам и методам, позволяющим с определенной степенью достоверности судить о присутствовавших на палеоводосборах комплексах пород по данным о содержаниях в песчаниках и глинистых породах основных породообразующих оксидов, а также распределении в них редких и рассеянных элементов. С учетом того очевидно-го факта, что "...состав осадков отличается от состава исходных пород в области сноса, поскольку обломочный материал (того или иного) района был просеян через "геологическое сито" и претерпел существенные изменения в результате селективной утери одних компонентов и обогащения другими..., абразии при транспортировке, а также изменения или растворения на стадии диагенеза..." (Петтиджон, 1981, с. 605), комплексное (при возможности) использование данных минералого-петрографических и литогеохимических исследований представляется весьма и весьма необходимым.

Для более наглядного представления материала на большинстве из приведенных в настоящей публикации диаграмм показано расположение фигуративных точек состава песчаников и глинистых пород бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея и басинской свиты верхнего венда Башкирского мегантиклинория (западный склон Южный Урал), кодинской и устькодинской свит верхнего девона восточного склона Среднего Урала, а также верхней (валанжинской) части сортымской свиты Большехетской впадины Западно-Сибирского осадочного мегабассейна (Маслов и др., 2019a, см. рис. 1). Краткие сведения о составе песчаников указанных стратиграфических единиц приведены в этой же работе.

ДИАГРАММЫ, ОСНОВАННЫЕ НА ИСПОЛЬЗОВАНИИ ДАННЫХ О СОДЕРЖАНИИ ОСНОВНЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ ОКСИДОВ

Диаграммы, дающие возможность с той или иной степенью достоверности реконструировать состав пород в источниках сноса по соотношению в песчаниках и глинистых породах основных породообразующих оксидов, появились в начале 1980-х гг. (Bavinton, 1981; Taylor, McLennan, 1985; Roser, Korsch, 1988; Rollinson, 1994; Интерпретация..., 2001; Geochemistry..., 2003; и др.).

Так, в публикации (Bavinton, 1981), а затем и в известной монографии (Taylor, McLennan, 1985) мы видим треугольную диаграмму $(\text{CaO} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2/10 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ с полями составов, типичных для продуктов размыва гранитов, базальтов, ультраосновных и осадочных пород. Указанную диаграмму можно использовать как для песчаников (с максимальным успехом, естественно, петрогенных), так и глинистых пород (рис. 1). Очевидно, однако, что положение полей их фигуративных точек будет несколько различным. Так, точки мелкозернистых глинистых алевролитов и глинистых сланцев бирьянской подсвиты зильмердакской свиты смещены относительно точек чередующихся с ним субаркозовых и аркозовых песчаников в сторону вершины $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. Они содержат заметно меньше оксида кремния. Перекрытия между этими двумя типами пород на рассматриваемой диаграмме практически не наблюдается. Поле кварц-полевошпатовых граувакковых песчаников кодинской и устькодинской свит верхнего девона, напротив, имеет существенное перекрытие с полем точек переслаивающихся с ними аргиллитов.

В монографии (Геосинклинальный литогенез..., 1987) для реконструкции состава пород-источников кластики для глинистых и тефроидных осад-

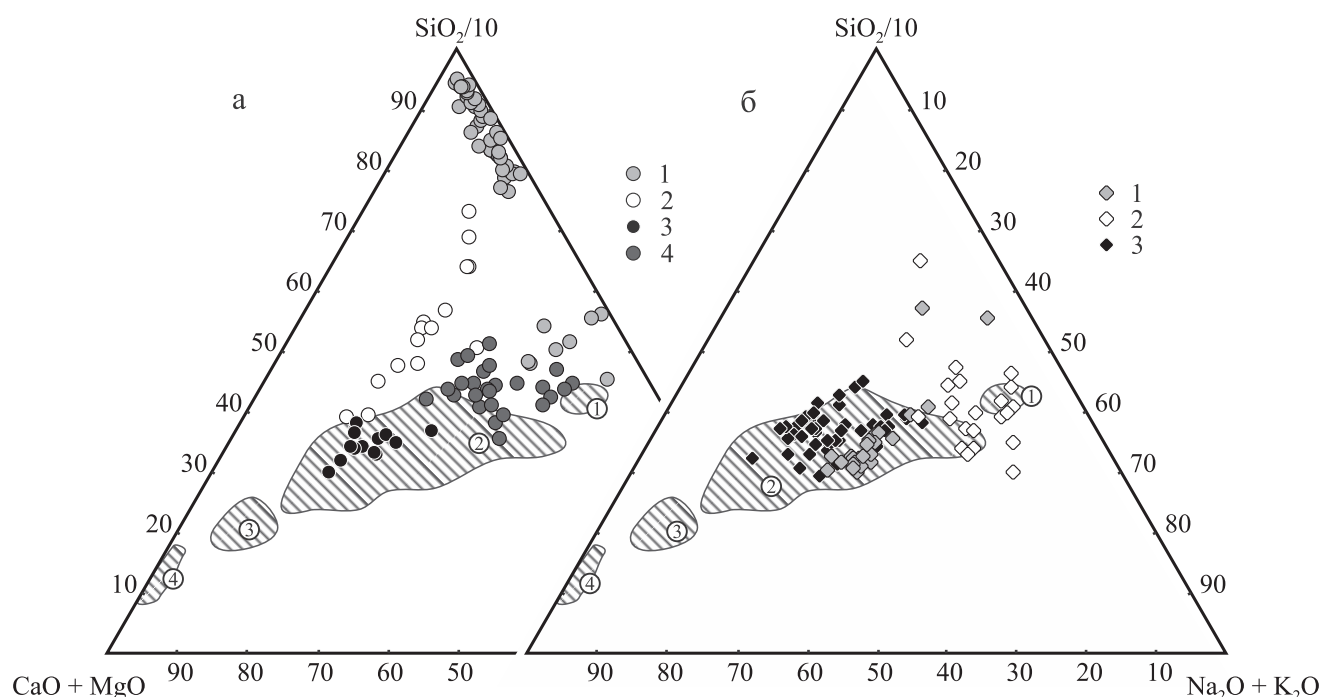


Рис. 1. Диаграмма $(\text{CaO} + \text{MgO})\text{--SiO}_2/10\text{--}(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Bavinton, 1981).

а – точки состава песчаников: 1 – бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея Южного Урала, 2 – басинской свиты верхнего венда Южного Урала, 3 – кодинской и устькодинской свит верхнего девона Среднего Урала, 4 – верхней (валанжинской) части сортымской свиты нижнего мела Большехетской впадины Западно-Сибирского осадочного мегабассейна; б – точки состава глинистых пород тех же литостратиграфических единиц, кроме меловых отложений Западно-Сибирского бассейна.

Заштрихованы поля продуктов разрушения, цифры в кружках: 1 – гранитов, 2 – осадочных пород, 3 – базальтов, 4 – ультраосновных пород.

Fig. 1. Diagram $(\text{CaO} + \text{MgO})\text{--SiO}_2/10\text{--}(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Bavinton, 1981).

а – points of sandstones: 1 – Bir'yan Subformation of the Upper Riphean Zilmerdak Formation, the Southern Urals, 2 – Upper Vendian Baza Formation, the Southern Urals, 3 – Upper Devonian Kodinka and Ust'kodinka formations of the Middle Urals, 4 – the upper (Valanginian) part of the Lower Cretaceous Sortym Formation, the Bolshekhetskaya Depression of the West Siberian sedimentary megabasin; б – points of mudstones of the same lithostratigraphic units except Cretaceous sediments of the West Siberian.

Shaded fields of products of destruction figures in the circles: 1 – granites, 2 – sedimentary rocks, 3 – basalts, 4 – ultrabasic rocks.

ков Филиппинского моря использована диаграмма $10\text{TiO}_2\text{--SiO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3$, на которой показаны средние составы гранитоидов и четвертичных вулканитов Японских островов, четвертичных вулканитов Идзу-Мариинской островной дуги и базальтов фундамента Филиппинской и Паресе-Вела котловин (рис. 2). При ее построении следует обратить внимание на то, что это не обычная треугольная диаграмма, в которой каждая вершина отвечает 100-процентному содержанию того или иного компонента, а лишь часть такого треугольника. Подавляющее большинство точек состава, иллюстрирующих все рассматриваемые здесь нами диаграммы и графики, локализовано на данной диаграмме вблизи референтной точки гранитоидов, некоторое же количество точек песчаников басинской свиты верхнего венда Южного Урала тяготеет к вершине SiO_2 .

В статье (Roser, Korsch, 1988) проанализирован состав песчаников и аргиллитов нескольких комплексов граувакк Новой Зеландии, сложенных продуктами разрушения пород различных питающих провинций: 1) базальтов и андезитов, 2) андезитов, 3) кислых плутонических и вулканических пород, 4) зрелых кварцевых песчаников. Авторами показано, что составы граувакк в ряду от первой группы к четвертой характеризуются ростом значений $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ и снижением величины $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}} + \text{MgO}$. При этом на парных диаграммах, построенных для различных оксидов или их отношений, вследствие вариаций валового химического состава пород при уменьшении размера зерен наблюдается существенное перекрытие полей разных групп. Однако этот эффект почти исчезает при применении дискриминантного анализа с использованием Al_2O_3 , TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$, MgO , CaO , Na_2O и

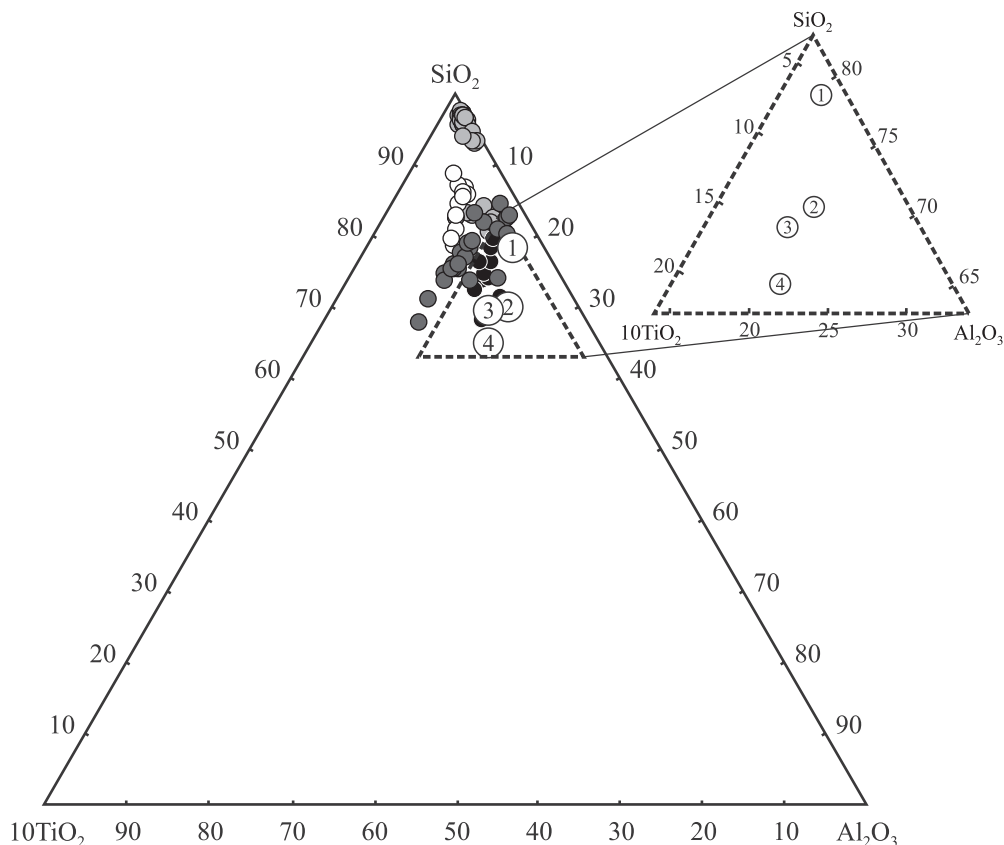


Рис. 2. Диаграмма $10\text{TiO}_2\text{--SiO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3$, использованная для реконструкции состава источников материала тонкозернистых обломочных/глинистых и тефроидных осадков Филиппинского моря (Геосинклинальный литогенез..., 1987), с нанесенными на нее точками состава песчаников верхнего докембрия и верхнего девона Южного и Среднего Урала, а также сортымской свиты нижнего мела Большехетской впадины.

Цифры в кружках: 1 – гранитоиды Японских островов, 2 – четвертичные вулканиты Японских островов, 3 – четвертичные вулканиты Идзу-Марианской островной дуги, 4 – базальты фундамента котловин Филиппинской и Паресе-Вела. Остальные условные обозначения – см. рис. 1а. Штриховой линией показан оригинальный треугольник, приведенный в указанной выше работе.

Fig. 2. Diagram $10\text{TiO}_2\text{--SiO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3$ used to reconstruct the composition of the provenances for fine-grained detrital/clay and tephroid sediments of the Philippine Sea (Geosinclinal'nyi litogenez, 1987), with data points of the Upper Precambrian and Upper Devonian sandstones, Southern and Middle Urals, as well as sandstones of the Lower Cretaceous Sortym Formation of the Bolshekhetskaya depression.

Figures in circles: 1 – granitoids of the Japanese islands, 2 – Quaternary volcanites of the Japanese islands, 3 – Quaternary Izu-Mariana island arc volcanics, 4 – basalts of the Philippine and Parese-Vela basin basement. Other symbols – see Fig. 1. The dashed line shows the original triangle given in the abovementioned work.

K_2O (рис. 3)¹. Проверка указанного подхода проведена Б. Розером и Р. Коршем на примере данных по составу вулканических, интрузивных и осадочных пород Новой Зеландии, островной дуги Лау, а также различных осадочных образований Австралии и периферии Тихого океана. Оказалось, что предложенный авторами алгоритм дает хорошие результаты при определении состава пород источни-

ков сноса и в целом не зависит от вариаций гранулометрического состава осадочных образований. Для образцов с существенным содержанием биогенных компонентов (CaCO_3 и SiO_2)² в цитированной работе предложены коэффициенты дискриминантных функций для TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$, MgO , Na_2O и K_2O нормированных по Al_2O_3 , однако в данном

¹ $F1 = 30.638\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - 12.541\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 7.329\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 12.031\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 35.402\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 6.382$; $F2 = 56.500\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - 10.879\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 30.875\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 5.404\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 11.112\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 3.89$.

² В случае высоких (более 5 мас. %) содержаний в песчаниках или глинистых породах карбонатных компонентов можно прибегнуть к тем или иным “компенсационным мерам” (Маслов и др., 2012; Литогеохимия..., 2015), но не всегда это дает ожидаемые/корректные результаты.

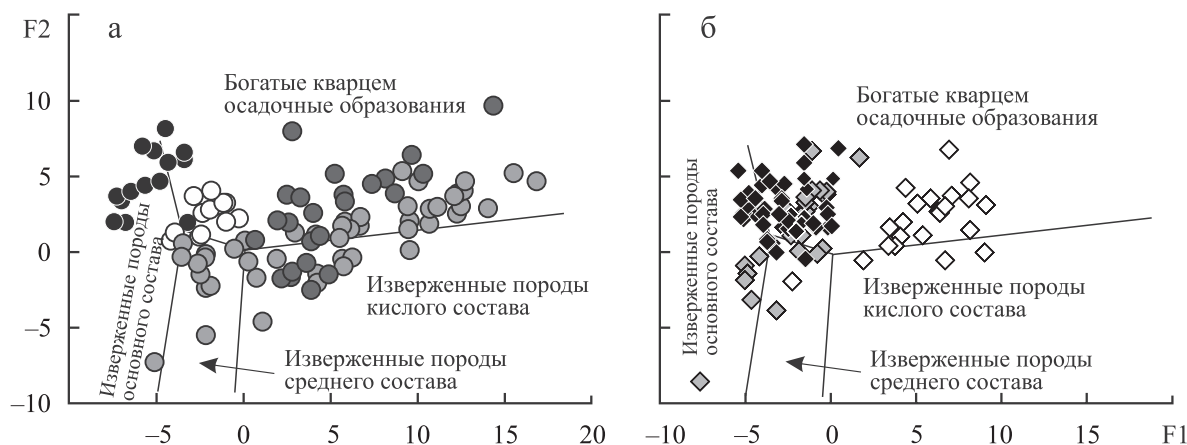


Рис. 3. Положение точек состава песчаников (а) и тонкозернистых обломочных пород (б) бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея и басинской свиты верхнего венда Южного Урала, кодинской и устькодинской свит верхнего девона Среднего Урала, а также сортымской свиты Большехетской впадины на диаграмме F1–F2 (Roser, Korsch, 1988).

Условные обозначения – см. рис. 1.

Fig. 3. Position of data points of sandstones (a) and fine-grained rocks (б) of the Bir'yan subformation of the Upper Riphean Zilmerdak Formation and the Upper Vendian Basa Formation, Southern Urals, and the Upper Devonian Kodinka and Ust'kodinka formations, Middle Urals, on the F1–F2 diagram (Roser, Korsch, 1988).

Legend – see Fig. 1.

случае эффект разделения различных по составу источников силикокластики не был выражен столь же хорошо, как в первом случае. В заключении к статье авторы указывают на определенные затруднения при использовании разработанного ими подхода при исследовании древних осадочных последовательностей, предполагая, что выходом из этого может быть привлечение независимых данных, например тех, что получены при исследовании состава обломков конгломератов или валового химического состава их матрикса.

В публикации (Hayashi et al., 1997) обоснована возможность использования для целей реконструкции состава пород в областях размыва такого параметра, как Al_2O_3/TiO_2 . Наиболее приемлем этот подход для граувакк.

ДИАГРАММЫ, ОСНОВАННЫЕ НА ИСПОЛЬЗОВАНИИ ДАННЫХ О СОДЕРЖАНИИ И СООТНОШЕНИИ РЕДКИХ И РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

В конце 1980-х–начале 1990-х гг. было установлено, что эффективным методом реконструкции состава пород на палеоводосборах является также анализ присущих тонкозернистым обломочным образованиям/глинистым породам индикаторных отношений элементов-примесей (например, La, Th, Co, Sc, Cr, Ni, V, Zr и ряда др.), в основу которого легли представления о том, что: 1) содержания и отношения редких и рассеянных элементов в гли-

нистых породах существенно не меняются в процессах литогенеза и метаморфизма, 2) определенные типы магматических пород характеризуются определенными ассоциациями редких и рассеянных элементов. Это хорошо проиллюстрировано в (Интерпретация..., 2001), где показано, что для ультраосновных пород типичными являются Ni, Cr, Co, Mg, Fe, Mn, Pd, Pt, для основных – V, Cu, Sc, Sb, Ag, Zn, Nb, Y, для средних – Ti, P, Sr, As, Cd и для кислых – Sn, Pb, Zn, Be, Ba, Mo, U, W, F, Cl, Li, Rb, Th и Ta. В монографии (Юдович, Кетрис, 2011) указано, что характерными для ультраосновных пород являются Cr, Co и Ni, для основных Sc, V, Cr, Ni, Cu, Ti и Co, для кислых – Li, Rb, Be, REE, Cs, Sn, W, Re, Rb и Pb. Показателями присутствия в источниках сноса щелочных породы являются Zr, Nb, Ba и Hf. Такие элементы, как Zn, Cd, Bi и благородные металлы, могут выступать в качестве индикаторов петрофона лишь в случае близкого расположения источников сноса к области осадконакопления. Повышенные количества Mn в осадочных породах указывают на присутствие в них продуктов как основного, так и кислого вулканизма.

Данный подход наиболее приемлем при исследовании относительно мощных тонкообломочных осадочных последовательностей, не содержащих или почти не содержащих песчаников, гравелитов и конгломератов. Перечисленные элементы слабо растворимы в воде и вследствие этого, как предполагают многие специалисты, почти без потерь перемещаются из областей сноса в бассейны

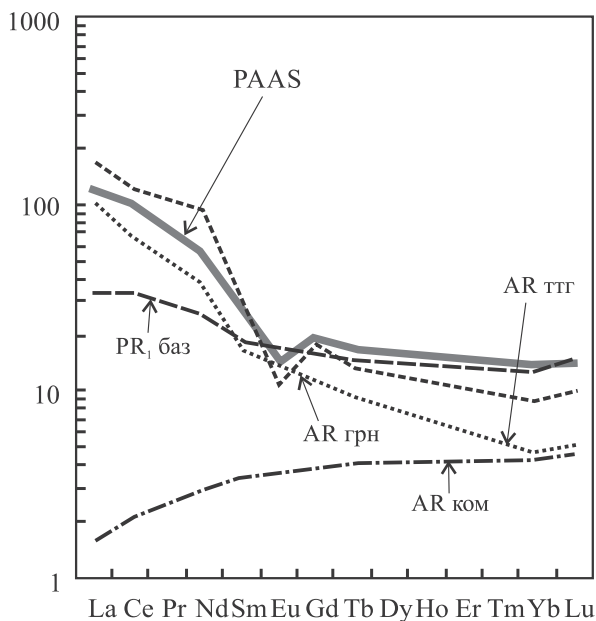


Рис. 4. Нормированные по хондриту (Taylor, McLennan, 1985) спектры распределения РЗЭ в архейских коматиитах (AR ком), средних гранитах (AR грн) и породах тоналит-гранодиорит-гранитных ассоциаций (AR ттг) того же возраста, а также раннепротерозойских базальтах (PR₁ баз) (все по (Condie, 1993)) и PAAS.

Fig. 4. Normalized to chondrite (Taylor, McLennan, 1985) REE spectra in Archean komatiites (AR ком), the average Archean granites (AR грн), and rocks of the Archean tonalite-trondjemite-granite associations (AR ттг), as well as Early Proterozoic basalts (PR₁ баз) (all by (Condie, 1993)) and PAAS.

осадконакопления (Nesbitt, 1979; Taylor, McLennan, 1985; McLennan, 1989; Condie, Wronkiewicz, 1990; Condie, 1993; Cullers, 1995, 2002; и др.).

На практике обычно используются не абсолютные содержания элементов указанных выше ассоциаций, а их отношения: так, для кислых магматических образований (граниты, гранодиориты) характерны на один-два порядка более высокие, нежели для пород основного состава, значения отношений Th/Sc, La/Sc, La/Co, Th/Co, Th/Cr и V/Ni (McLennan et al., 1993; Condie, 1993; Rollinson, 1994; Интерпретация..., 2001; Geochemistry..., 2003) и, наоборот, основные магматические породы имеют на один-два порядка более высокие значения Cr/Zr, Cr/V и ряда других индикаторных отношений (табл. 1).

Состав пород источников сноса и тип размывавшейся верхней континентальной коры в определенной степени контролируют и разнообразие нормированных по хондриту спектров распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в осадочных породах (McLennan et al., 1990). Например, магматические породы основного состава характеризуются низкими отношениями легких лантаноидов (ЛРЗЭ)



Рис. 5. Распределение средних значений Cr/Ni в тонкозернистых обломочных породах верхней перми (Южный Урал, широтное течение р. Урал) (Мизенс, Маслов, 2014).

В числителе – среднее арифметическое и стандартное отклонение, в знаменателе – минимальное и максимальное значения.

Fig. 5. Distribution of average Cr/Ni values in fine-grained rocks of the Upper Permian deposits (Southern Urals, latitudinal current of the Urals River) (Mizens, Maslov, 2014).

In numerator – average arithmetical, in denominator – min and max values.

к тяжелым (ТРЗЭ) (ЛРЗЭ/ТРЗЭ < 4–5) и не имеют выраженной отрицательной Eu аномалии (Eu/Eu* > 0.85–0.90), тогда как кислым породам свойственны высокие отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ (> 8) и отчетливая отрицательная (< 0.85) Eu аномалия (Taylor, McLennan, 1985; McLennan, Taylor, 1991) (рис. 4). Считается также, что значения (La/Yb)_N ≥ 20 указывают на преобладание на палеоводосборах гранитоидов (Wronkiewicz, Condie, 1990). По данным (Condie, 1993), для среднего состава архейской коры характерны следующие значения отношений: (La/Yb)_N = 15.68, (Gd/Yb)_N = 2.04 и Eu/Eu* = 0.83, а

Таблица 1. Значения ряда индикаторных отношений элементов-примесей в некоторых референтных объектах (содержания элементов в них заимствованы из (Condie, 1993))**Table 1.** The values of indicator values of impurity elements in some reference objects (the content of elements is borrowed from (Condie, 1993))

Средние породы и ассоциации	Th/Sc	La/Sc	La/Co	Th/Co	Th/Cr	V/Ni	Cr/Zr	Cr/V	Cr/Ni
ТТГ-ассоциация									
архей	0.57	0.43	3.00	0.40	0.18	2.85	0.14	0.59	1.69
протерозоя	0.83	2.17	2.17	0.83	0.29	4.67	0.23	0.50	2.33
фанерозоя	0.71	1.79	1.79	0.71	0.30	5.33	0.24	0.41	2.20
Граниты									
архейские	3.75	12.50	14.29	4.29	0.94	1.25	0.10	1.07	1.33
протерозойские	3.60	9.60	8.73	3.27	1.00	1.33	0.08	0.90	1.20
фанерозойские	3.60	8.00	13.33	6.00	2.25	2.57	0.03	0.44	1.14
Кислые вулканические породы									
позднего архея	0.125	1.25	2.00	0.20	0.10	2.67	0.09	0.50	1.33
позднего протерозоя	0.50	2.06	5.83	1.42	0.94	5.00	0.04	0.30	1.50
палеозоя	0.90	2.80	5.60	1.80	1.50	4.17	0.03	0.24	1.00
мезозоя и кайнозоя	0.78	2.15	4.67	1.70	2.04	3.75	0.02	0.17	0.63
Андезиты									
позднего архея	0.18	0.90	0.38	0.07	0.02	1.75	1.11	1.01	1.77
позднего протерозоя	0.19	0.85	0.49	0.11	0.07	3.40	0.33	0.29	1.00
палеозоя	0.22	0.90	0.90	0.22	0.10	3.50	0.26	0.30	1.05
мезозоя и кайнозоя	0.22	1.11	0.91	0.18	0.08	3.33	0.30	0.34	1.14
Известково-щелочные базальты									
раннего архея	0.03	0.20	0.13	0.02	0.002	1.26	5.56	1.90	2.40
раннего протерозоя	0.06	0.28	0.28	0.06	0.01	2.63	1.37	0.72	1.90
позднего протерозоя	0.08	0.39	0.31	0.06	0.02	3.28	1.19	0.56	1.83
палеозоя	0.07	0.32	0.32	0.07	0.02	3.86	1.07	0.54	2.10
мезозоя и кайнозоя	0.07	0.33	0.31	0.07	0.02	3.82	1.15	0.58	2.21
Архейские коматииты	0.01	0.02	0.005	0.003	0.0001	0.09	77.14	16.88	1.59
Раннеархейские граувакки	0.43	1.79	0.89	0.21	0.02	0.56	2.06	3.00	1.67
Раннепротерозойские граувакки	0.53	2.13	1.28	0.32	0.06	1.63	0.89	1.25	2.04
Граувакки мезозоя и кайнозоя	0.61	2.00	1.87	0.57	0.12	4.33	0.48	0.54	2.33
Кратонные сланцы									
архейские	0.40	1.46	0.99	0.27	0.02	0.70	3.36	3.29	2.29
протерозойские	0.84	2.24	2.11	0.79	0.12	1.92	0.59	1.15	2.21
фанерозойские	0.84	2.43	1.94	0.68	0.13	2.17	0.52	0.89	1.93
РААС	0.91	2.38	1.65	0.63	0.13	2.73	0.52	0.73	2.00
Кратонные песчаники									
архейские	2.43	1.03	1.71	0.59	0.04	0.48	1.17	9.27	4.43
протерозойские	1.75	4.21	3.61	1.50	0.18	2.64	0.27	0.83	2.18
фанерозойские	2.00	5.15	4.12	1.60	0.13	1.88	0.29	2.00	3.75

для раннепротерозойской, соответственно, – 11.50, 1.78 и 0.72. Несколько иные оценки тех же параметров для архейской верхней коры можно найти в публикации (Taylor, McLennan, 1995).

По данным исследования докембрийских пелитов Каапвальского кратона (Condie, Wronkiewicz, 1990), отношение Cr/Th представляет собой, по всей видимости, значительно более чувствительный

индикатор состава источников сноса, чем Eu/Eu*, (La/Yb)_N или Th/U. Следует, однако, иметь в виду, что содержания Cr в осадочных породах могут варьировать под влиянием процессов выветривания и переотложения, и только при наличии положительной корреляции между такими величинами, как Cr/Th и Sc/Th, отношение Cr/Th действительно является индикатором состава источников сноса.

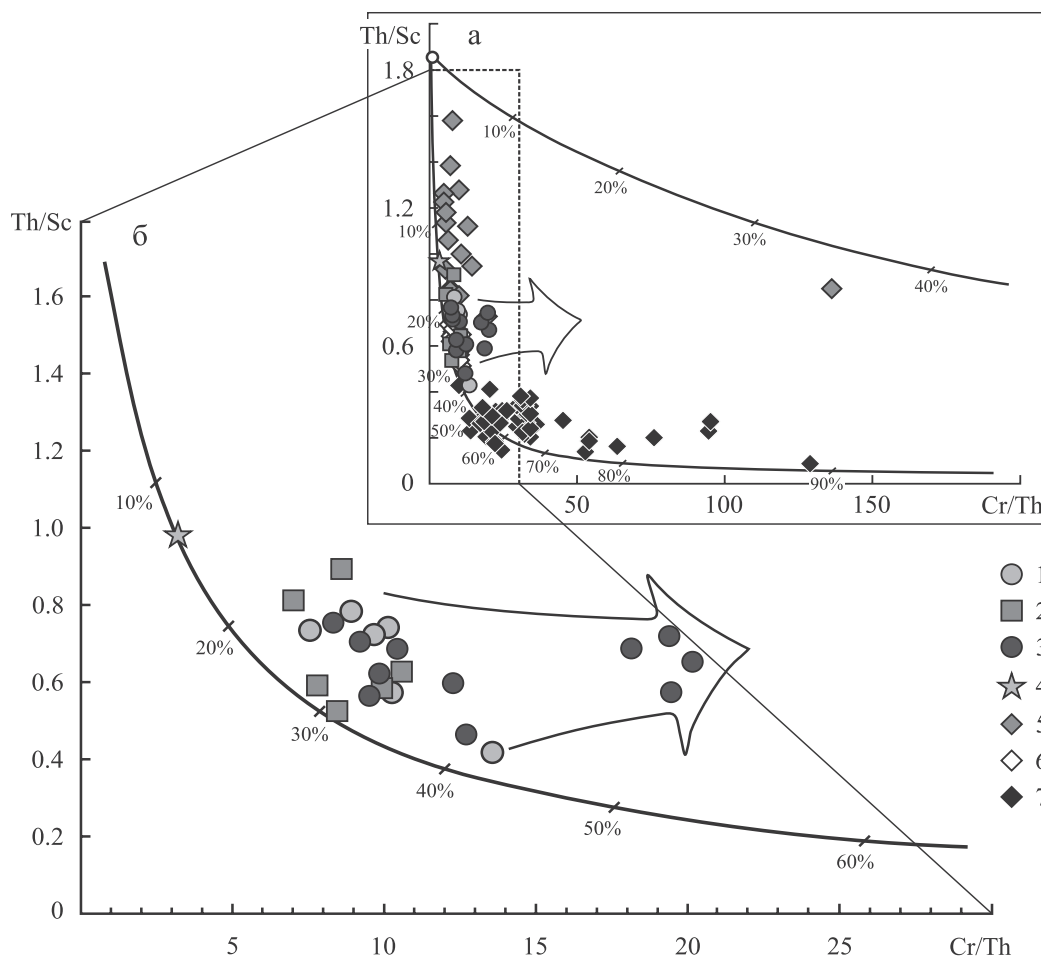


Рис. 6. Диаграмма Cr/Th–Th/Sc (Condé, Wronkiewicz, 1990) для тонкозернистых обломочных образований с точками состава пелитов Лигурии и Корсики, по (Bracciali et al., 2007), а также мелкозернистых глинистых алевролитов и глинистых сланцев бир'янской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея, аргиллитов басинской свиты верхнего венда Южного Урала и глинистых пород верхнего девона (кодинская и усть-кодинская свиты) Среднего Урала.

1–3 – тектонические комплексы: 1 – Корсики, 2 – внутренней части Лигурии, 3 – внешней части Лигурии; 4 – состав верхней континентальной коры, по (Plank, Langmuir, 1998). Остальные условные обозначения – см. рис. 16. Стрелкой показано изменение/сдвиг состава некоторых образцов внешней части Лигурии в сторону составов с большей долей ультрамафитового обломочного материала. Гиперболы – теоретические линии смешения кислого и ультраосновного материала (доля последнего указана в процентах).

Fig. 6. Cr/Th–Th/Sc diagram (Condé, Wronkiewicz, 1990) for fine-grained deposits with data points of the pelites of Liguria and Corsica, according to (Bracciali et al., 2007), as well as fine-grained clayey siltstones and shales of the Bir'yan subformation of the Upper Riphean Zilmerdak Formation, mudstones of the Upper Vendian Basa Formations, Southern Urals, and the Upper Devonian clay rocks (Kodinka and Ust'kodinka formations), the Middle Urals.

Tectonic complexes: 1 – Corsica units; 2 – Internal Ligurian units; 3 – External Ligurian units; 4 – composition of the upper continental crust (PLUC) according to (Plank, Langmuir, 1998). Other symbols – see Fig. 16.

The arrow indicates the shifting of some External Ligurian units samples toward the ultramafic-felsic mixing line, suggesting a contribution from ultramafic detrital material. Hyperbolas are theoretical lines of mixing acidic and ultrabasic material (proportion of the latter is indicated in percent).

В качестве примеров диаграмм, основанных на перечисленных выше индикаторных отношениях редких и рассеянных элементов, а также РЗЭ, отметим следующие. На присутствие в областях сноса пород ультраосновного состава указывает величина отношения Cr/Ni: в тонкозернистых обломочных осадках она равна 1.4–1.5 (рис. 5). При значениях Cr/Ni > 2.0 можно сделать вывод о существенной трансформа-

ции тонкой терригенной взвеси ультраосновного состава на путях переноса (Garver et al., 1996). По данным (Bracciali et al., 2007), наличие в осадочных породах продуктов размыва ультраосновных образований можно реконструировать как с помощью парной диаграммы Cr/Th–Th/Sc (Condé, Wronkiewicz, 1990) (рис. 6), так и с помощью треугольной диаграммы Ni–V–10Th (для глинистых пород) (рис. 7).

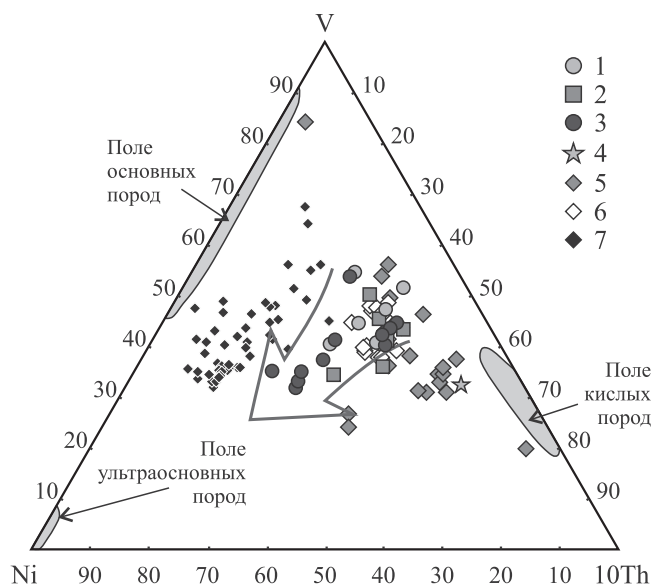


Рис. 7. Диаграмма Ni–V–10Th для тонкозернистых обломочных образований с нанесенными на нее точками состава пелитов Лигурии и Корсики, по (Bracciali et al., 2007), мелкозернистых глинистых алевролитов и глинистых сланцев бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея, аргиллитов басинской свиты верхнего венда Южного Урала, а также глинистых пород верхнего девона (кодинская и устькодинская свиты) Среднего Урала.

Условные обозначения – см. рис. 1 и 6. Стрелкой показано изменение/сдвиг состава некоторых образцов внешней части Лигурии в сторону составов с большей долей ультрамафитового обломочного материала.

Fig. 7. Ni–V–10Th plot for fine-grained terrigenous deposits with data points of the pelites of Liguria and Corsica, according to (Bracciali et al., 2007), fine-grained clayey siltstones and shales of the Biryann Subformation of the Upper Riphean Zilmerdak Formation, the mudstones of the Upper Vendian Basa Formation, the Southern Urals, as well as the Upper Devonian (Kodinka and Ust'kodinka formations), the Middle Urals.

Legend – see Fig. 1 and 6. The arrow indicates the shifting of some External Ligurian unit samples toward the Ni corner suggests an ultramafic component in the detritus from the External Ligurian units.

Расшифровка состава пород источников сноса для петрогенных (прошедших только один цикл седиментации) осадочных образований может быть выполнена с использованием диаграммы Nb/Y–Zr/TiO₂ (рис. 8), предложенной в работе (Winchester, Floyd, 1977) для классификации “свежих” и метаморфизованных вулканических пород. Перед построением данной диаграммы по имеющимся в распоряжении исследователя аналитическим материалам необходимо удостовериться, что он имеет дело именно с “first cycle” (петрогенными) породами. Сделать это можно на основании критериев, предложенных Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис

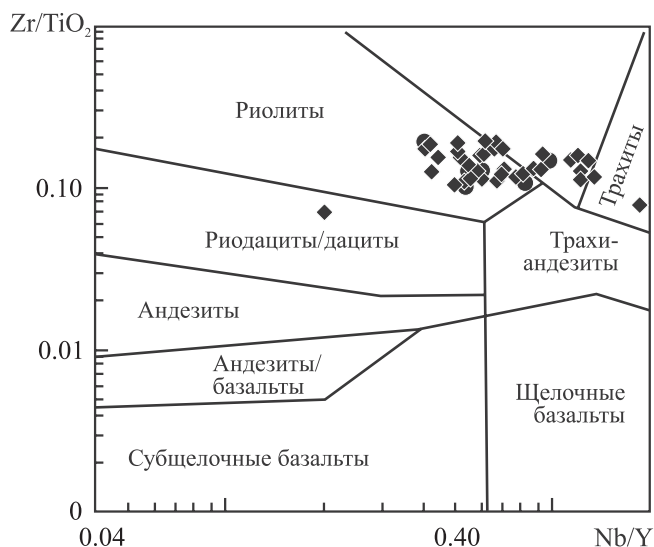


Рис. 8. Диаграмма Nb/Y–Zr/TiO₂ (Winchester, Floyd, 1977) и положение на ней точек состава аргиллитов кодинской и устькодинской свит верхнего девона Среднего Урала.

Условные обозначения – см. рис. 16.

Fig. 8. The Nb/Y–Zr/TiO₂ diagram (Winchester, Floyd, 1977) and the position on it data points of the mudstones of the Upper Devonian Kodinka and Ust'kodinka formations, Middle Urals.

Legend – see Fig. 16.

(2000), а также применив диаграмму Zr/Sc–Th/Sc (McLennan et al., 1993) (рис. 9). В соответствии с первым подходом “first cycle” породы должны характеризоваться положительной корреляцией между значениями титанового (TM = TiO₂/Al₂O₃) и железного [ЖМ = (FeO + Fe₂O₃ + MnO)/(Al₂O₃ + TiO₂)] модулей и отрицательной – между общей щелочностью [(HKM = (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃) и гидролизатым (ГМ = (Al₂O₃ + TiO₂ + Fe₂O₃ + FeO + MnO)/SiO₂)] модулем. Второй подход основан на анализе соотношений в терригенных породах Zr/Sc и Th/Sc (McLennan, 1989; McLennan et al., 1993): повышенные значения Zr/Sc указывают на накопление вследствие многократного переотложения циркона (основной носитель Zr), тогда как параметр Th/Sc является обобщенным показателем процессов химической дифференциации магматических пород. Показателем “second cycle” (литогенной природы осадочных пород) может быть обогащение их монацитом. Индикатором этого процесса являются высокие значения отношения (Gd/Yb)_N и некоторые специфические особенности нормированных по хондриту спектров распределения РЗЭ (McLennan et al., 1993). В последней работе приведена также обобщенная геохимическая и изотопная (Nd) характеристика основных типов питающих провинций (табл. 2).

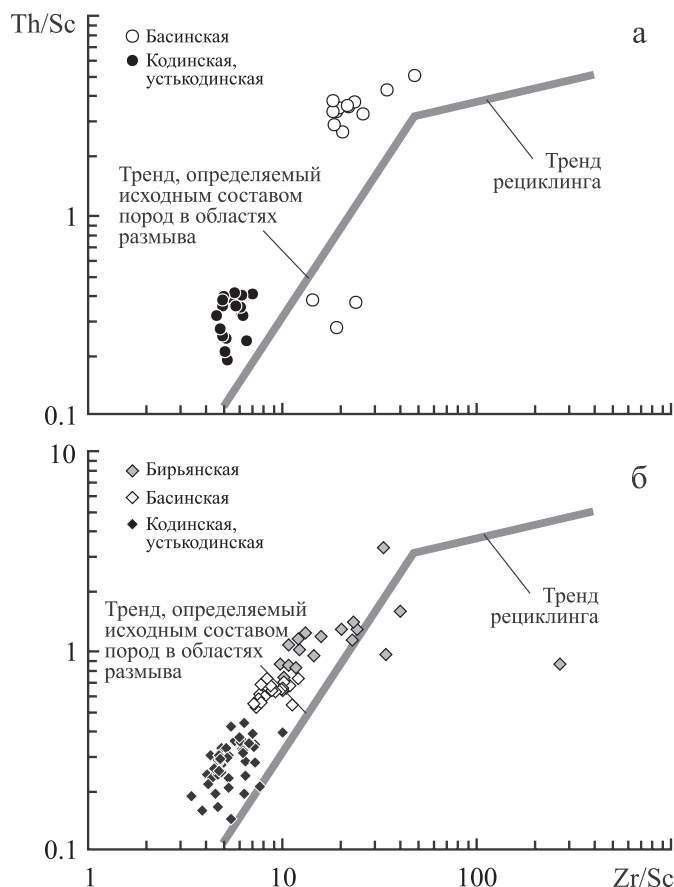


Рис. 9. Диаграмма Zr/Sc – Th/Sc (McLennan et al., 1993) с нанесенными на нее фигуративными точками песчанников (а) и глинистых пород (б) верхнего докембрия Южного Урала и верхнего девона Среднего Урала.

Fig. 9. The Zr/Sc – Th/Sc diagram (McLennan et al., 1993) with data points of sandstones (a) and clay rocks (б) of the Upper Precambrian deposits of the Southern Urals and the Upper Devonian deposits of the Middle Urals.

Для разграничения обломочного материала, формирующегося за счет эрозии пород архейских тоналит-гранодиорит-гранитных (ТТГ) ассоциаций и постархейских гранитоидов, может быть использована также диаграмма Yb_N – $(La/Yb)_N$ (Martin, 1986) (рис. 10). Архейские ТТГ ассоциации характеризуются высокими значениями $(La/Yb)_N$ (от 5 до более 150) и низкими содержаниями Yb ($0.3 < Yb_N < 8.5$). Постархейские гранитоиды, напротив, обладают низкими величинами $(La/Yb)_N$ (≤ 20) и высокими концентрациями Yb ($4.5 < Yb_N < 20$). Очевидно, что использовать указанную диаграмму лучше применительно к ранне- и позднекембрийским осадочным породам, так как в фанерозое в областях сноса доминируют уже в основном многократно рециклированные осадочные образования (Кузнецов, 2011 и др.).

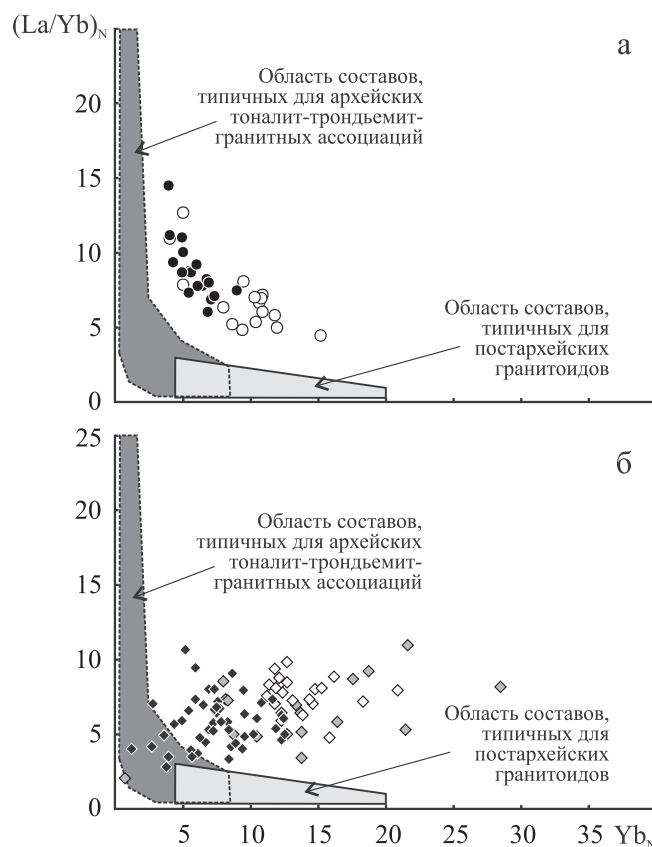


Рис. 10. Диаграмма Yb_N – $(La/Yb)_N$ (Martin, 1986) с нанесенными на нее точками состава песчанников (а) и глинистых пород (б) верхнего докембрия Южного Урала и верхнего девона Среднего Урала.

Условные обозначения – см. рис. 9.

Fig. 10. The Yb_N – $(La/Yb)_N$ plot (Martin, 1986) with data points of sandstones (a) and clay rocks (б) of the Upper Precambrian deposits of the Southern Urals and the Upper Devonian deposits of the Middle Urals.

Legend – see Fig. 9.

В публикации (Floyd, Leveridge, 1987) реконструкция различных типов питающих провинций выполнена с использованием диаграммы Hf – La/Th (рис. 11). Благодаря удачно выбранным параметрам на ней достаточно хорошо различаются поля составов осадочных образований, сформированных за счет разрушения пород океанических островов, сложенных толеитовыми базальтами ($Hf < 4.0$, $La/Th > 10.0$), андезитами ($Hf < 4.0$, $5 < La/Th < 12$) и кислыми вулканитами ($3 < Hf < 7$, $2 < La/Th < 5$), а также области, представляющие собой результат смешения кластики из указанных типов. Существенный рост содержаний Hf при относительно небольшой величине La/Th предполагает, что в размыв были вовлечены более древние осадочные образования (в этом случае в осадочных породах происходит накопление циркона – основного носителя Hf).

Таблица 2. Геохимические и Nd-изотопные характеристики основных типов питающих провинций (McLennan et al., 1993)**Table 2.** Geochemical and Nd-isotope references of main types of provenances (McLennan et al., 1993)

Тип провинции	ϵ_{Nd}	Eu/Eu*	Th/Sc	Th/U	Другие
Древняя верхняя континентальная кора	≤ -10	$\approx 0.60-0.70$	≈ 1.0	>3.8 (глинистые породы)	Зрелый химический состав (высокие величины Si/Al и CIA); высокие концентрации крупноионных литофильных элементов, однородный состав
Рециклированные осадочные породы	≤ -10	$\approx 0.60-0.70$	≥ 1.0	—	Признаки концентрирования тяжелых минералов (например, Zr и Hf в случае циркона, РЗЭ в случае монацита)
Молодые недифференцированные островные дуги	$\geq +5.0$	≈ 1.0	<1.0	<3.0	Незрелый химический состав (низкие значения Si/Al и CIA); низкие концентрации крупноионных литофильных элементов, переменный состав
Молодые дифференцированные островные дуги	$\geq +5.0$	$\approx 0.5-0.9$	Различные	Различные	Зрелый химический состав (высокие величины Si/Al и CIA); высокие концентрации крупноионных литофильных элементов, переменный состав
Экзотические источники сноса	Химические и/или изотопные характеристики зависят от природы пород питающей провинции. Например, весьма высокие концентрации Mg, Cr, Ni, V и Cr/V могут являться свидетельством размытия пород офиолитовой ассоциации				

**Рис. 11.** Диаграмма Hf–La/Th (Floyd, Leveridge, 1987) с нанесенными на нее точками состава песчаников (а) и тонкозернистых обломочных пород (б) верхнего докембрия Южного Урала и верхнего девона Среднего Урала.

Условные обозначения – см. рис. 9.

Fig. 11. The Hf–La/Th diagram (Floyd, Leveridge, 1987) with the data points of sandstones (a) and fine-grained rocks (б) of the Upper Precambrian of the Southern Urals and the Upper Devonian of the Middle Urals.

Legend – see Fig. 9.



Присущие осадочным образованиям содержания Ni, Cr, La и Th также в определенной мере позволяют разграничивать архейские и постархейские тонкозернистые обломочные породы. На диаграмме Th–La (Taylor, McLennan, 1985) первые в основном характеризуются содержаниями Th и La соответственно от 6 до 10 и от 1.5 до 10 г/т (рис. 12). Вторые на диаграмме Ni–Cr локализованы в области относительно небольших содержаний никеля и хрома (рис. 13).

По данным (McLennan, 1989; McLennan et al., 1993), основанным на исследовании турбидитовых отложений разного возраста, существенные различия между архейскими и постархейскими осадочными образованиями наблюдаются по величине

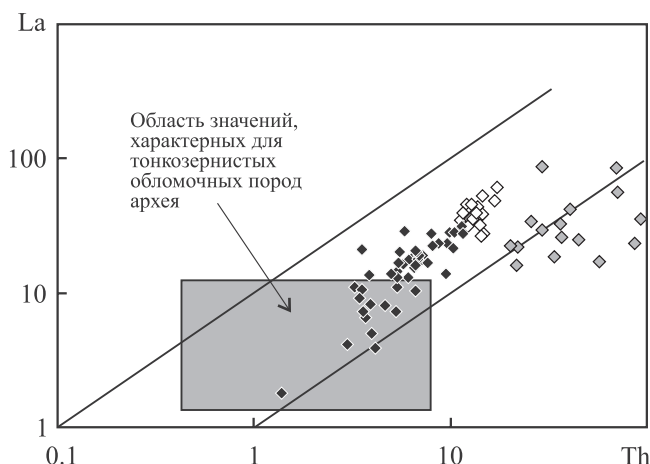


Рис. 12. Диаграмма Th–La (Taylor, McLennan, 1985) с нанесенными на нее фигуративными точками мелкозернистых глинистых алевролитов и глинистых пород бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея и басинской свиты верхнего венда Южного Урала, а также кодинской и устькодинской свит верхнего девона Среднего Урала.

Условные обозначения – см. рис. 96.

Fig. 12. The Th–La plot (Taylor, McLennan, 1985) with data points of fine-grained clayey siltstones and shales of the Biryan Subformation of the Upper Riphean Zilmerdak Formation and the Upper Vendian Basa Formation, the Southern Urals, as well as the Upper Devonian Codinka and Ust'kodinka formations, the Middle Urals.

Legend – see Fig. 96.

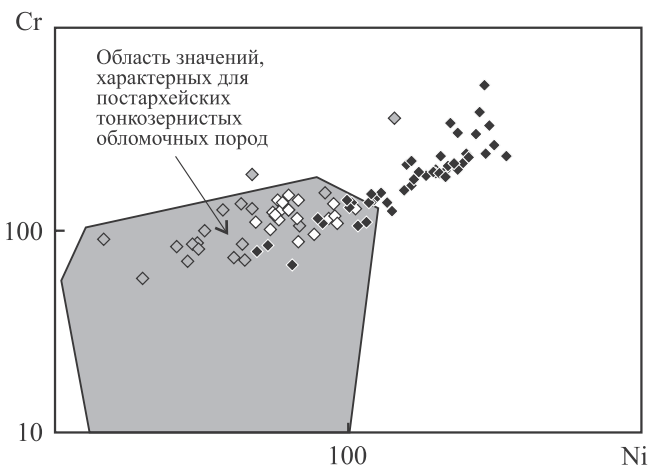


Рис. 13. Диаграмма Ni–Cr (Taylor, McLennan, 1985) с нанесенными на нее фигуративными точками мелкозернистых глинистых алевролитов и глинистых пород бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея и басинской свиты верхнего венда Южного Урала, а также кодинской и устькодинской свит верхнего девона Среднего Урала.

Условные обозначения – см. рис. 96.

Fig. 13. The Ni–Cr plot (Taylor, McLennan, 1985) with data points of fine-grained clayey siltstones and shales of the Biryan Subformation of the Upper Riphean Zilmerdak Formation and the Upper Vendian Basa formation, the Southern Urals, as well as the Upper Devonian Codinka and Ust'kodinka formations, the Middle Urals.

Legend – see Fig. 96.

нам $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ и Eu/Eu^* (рис. 14). Первые характеризуются значениями $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ от 1.0 до 3.5 и иногда более, для вторых этот параметр, как правило, не выходит за пределы 1.0–2.0. Значения Eu/Eu^* в постархейских турбидитах находятся в интервале 0.6–1.2, а в архейских эта величина несколько выше (0.7–1.4).

Одной из наиболее широко используемых для разграничения продуктов эрозии кислых и основных магматических пород является диаграмма La/Sc – Th/Co (Cullers, 2002) (рис. 15). Поле составов осадочных отложений (это преимущественно глинистые породы), образованных за счет эрозии кислых магматических пород, описывается на ней значениями La/Sc и Th/Co в пределах 0.6–8 и 0.2–10. Поле составов, сформированных в результате эрозии пород основного состава, характеризуется значениями La/Sc и Th/Co 0.01–0.2 и 0.01–0.08 соответственно. В названной публикации также показано, что отношения Th/Cr , La/Co , $(\text{La}/\text{Lu})_N$ и Eu/Eu^* остаются относительно постоянными и при изменении соотношений в глинистых сланцах силикокластических и карбонатных компонентов.

Для установления состава пород в источниках сноса во многих публикациях используется также диаграмма Sc – Th/Sc (рис. 16) (см., например, (Fedot et al., 1997; Bhat, Ghosh, 2001)). К сожалению, нам не удалось найти ссылку на впервые применивших ее для указанной цели авторов.

В статье (Cullers, Podkovyrov, 2002) приведена диаграмма Eu/Eu^* – Th/Sc , на которой “гранитные источники” тяготеют к левой верхней области ($\text{Eu}/\text{Eu}^* < 0.6$, $\text{Th}/\text{Sc} > 1.0$ – 1.1), а “базальтовые” – к правой нижней ($\text{Eu}/\text{Eu}^* > 0.9$, $\text{Th}/\text{Sc} < 0.2$) (рис. 17). Между ними на данной диаграмме авторами также показан “гранодиорит-тоналитовый источник” и отмечено, что исследованные мезопротерозойские терригенные породы уйской серии Юдомо-Майского региона не попадают на линию тренда “граниты–базальты”, а следовательно, вклад базальтового источника в их состав был относительно небольшим.

В этой же публикации приведена треугольная диаграмма Th – La – Sc (рис. 18), на которой поле составов, свойственных продуктам разрушения гранитоидов, тяготеет к вершине La, фигура-

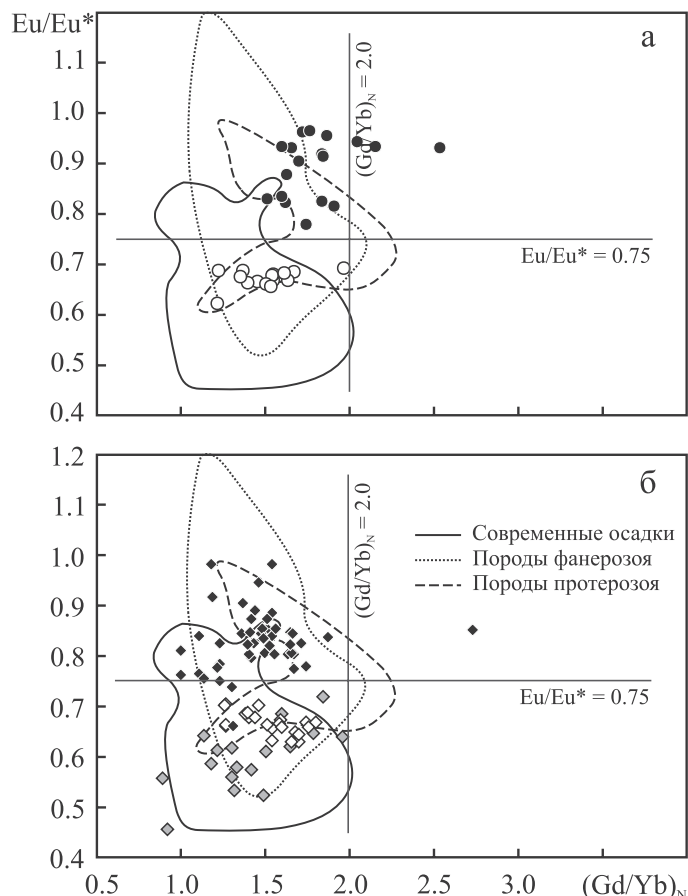


Рис. 14. Диаграмма $(Gd/Yb)_N$ - Eu/Eu^* (McLennan, 1989) с нанесенными на нее фигуративными точками песчаников (а) и глинистых пород (б) верхнего докембрия и верхнего девона Южного и Среднего Урала.

Условные обозначения – см. рис. 9.

Fig. 14. The $(Gd/Yb)_N$ - Eu/Eu^* diagram (McLennan, 1989) with data points of sandstones (a) and clay rocks (б) of the Upper Precambrian and the Upper Devonian deposits of the Southern and Middle Urals.

Legend – see Fig. 9.

тивные точки терригенных образований, сформированных преимущественно за счет разрушения основных пород, локализованы у вершины Sc, а референтная точка гранодиоритов расположена примерно посередине между указанными вершинами треугольника, будучи несколько смещенной к стороне La-Sc. Эту диаграмму без ссылок на авторов мы можем также видеть и в более ранних публикациях, например в монографии (Taylor, McLennan, 1985).

В принципе, основываясь на приведенных в работах (Интерпретация..., 2001; Dobson et al., 2001; Geochemistry..., 2003; Маслов, 2005) ориентировочных величинах различных отношений элементов-примесей в основных типах магматических

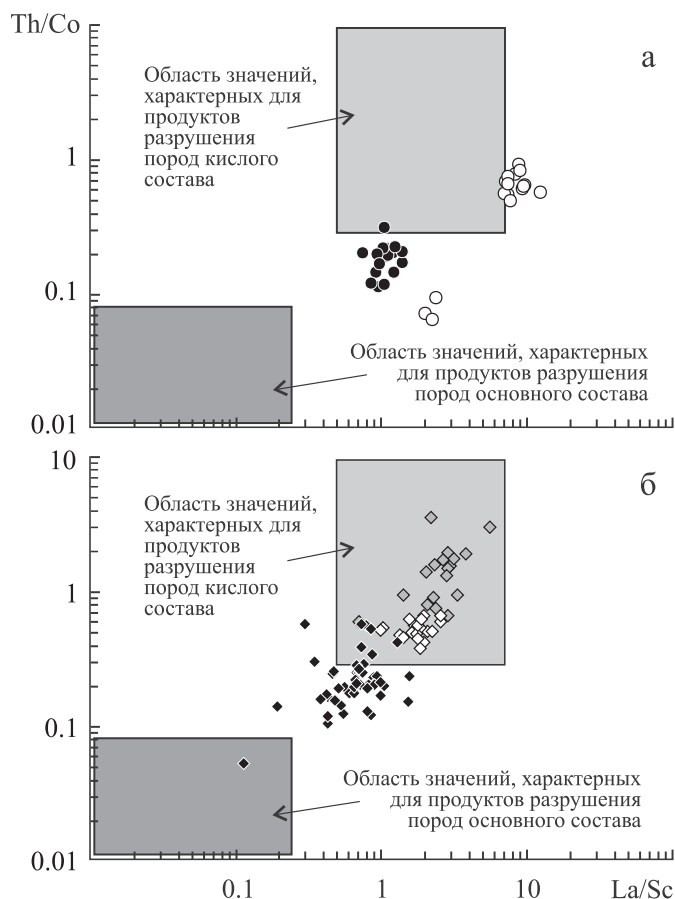


Рис. 15. Диаграмма La/Sc-Th/Co (Cullers, 2002) с нанесенными на нее точками состава песчаников (а) и глинистых пород (б) верхнего докембрия Южного Урала и верхнего девона Среднего Урала.

Условные обозначения – см. рис. 9.

Fig. 15. The La/Sc-Th/Co diagram (Cullers, 2002) with data points of sandstones (a) and clay rocks (б) of the Upper Precambrian deposits of the Southern Urals and the Upper Devonian deposits of the Middle Urals.

Legend – see Fig. 9.

пород, можно использовать и другие парные диаграммы, например La/Sm-Sc/Th, Co/Hf-Ce/Cr. Важно только иметь в виду, что содержания некоторых малых элементов могут меняться в процессах мобилизации и транспортировки из областей сноса в конечные водоемы стока. Самый же простой способ реконструкции и сравнения состава пород в источниках сноса для осадочных образований – это сопоставление присущих им спектров распределения редких и рассеянных элементов с их распределением в эталонных/референтных объектах, например PAAS (Taylor, McLennan, 1985) (рис. 19), NASC или среднем архейском/протерозойском/фанерозойском кратонном песчанике (Condie, 1993). А так как таких референтных

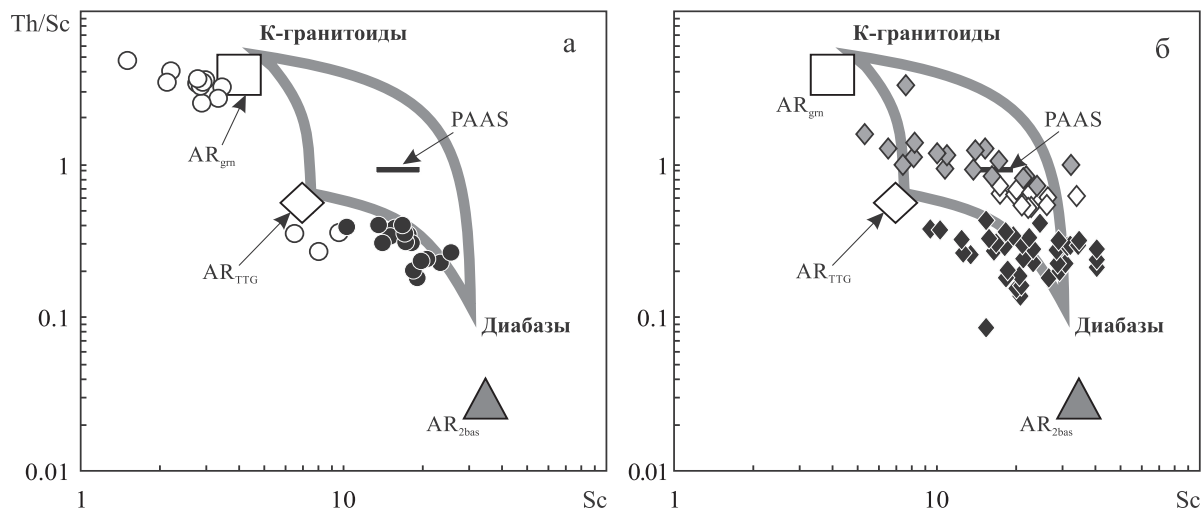


Рис. 16. Диаграмма Sc–Th/Sc с нанесенными на нее точками состава песчаников (а) и глинистых пород (б) верхнего докембрия и верхнего девона Южного и Среднего Урала.

Условные обозначения – см. рис. 9.

Fig. 16. The Sc–Th/Sc diagram with data points of the sandstones (a) and clay rocks (б) of the Upper Precambrian and the Upper Devonian deposits of the Southern and Middle Urals.

Legend – see Fig. 9.

объектов много³, то выполнение подобных упражнений может иметь и самостоятельную ценность. Другой подход такого типа – сопоставление валовых химических составов петрогенных песчаников с составом предполагаемых по общегеологическим реконструкциям пород-источников обломочного материала. Для Южного Урала такие исследования с определенным успехом были выполнены А.М. Фазлиахметовым (2011а, б; и др.).

Sm–Nd СИСТЕМАТИКА ПЕСЧАНИКОВ И ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Весьма интересную информацию для расширения взаимодействия процессов седиментации и магматизма дает анализ Sm–Nd систематики глинистых пород и песчаников. Известно, что отношения Sm/Nd в глинистых сланцах довольно постоянны

³ Это, например, Северо-Американский палеозойский сланец/North American Palaeozoic shales, NASC (Haskin, Haskin, 1966; Gromet et al., 1984), Европейский сланец/European shales, ES (Haskin et al., 1966), Средняя почва/Average Soil, AS (Shacklette, Boerngen, 1984; Negrel et al., 2015), Составная проба глинистых пород Русской платформы/Russian Platform Shale composite, RPSC (Мигдисов и др., 1994), Средний речной взвешенный сток/Average river suspended load, ARSL (Goldstein, Jacobsen, 1988), Средний Лесс/Average Loess, AL (Gallet et al., 1998; Jahn et al., 2001), Средний тонкозернистый аллювиальный осадок Северо-Восточной Австралии/Mud from Queensland, MUQ (Kamber et al., 2005), Средний взвешенный материал мировых рек/Average Suspended Sediment in World Rivers, SSWR (Viers et al., 2009) и др.

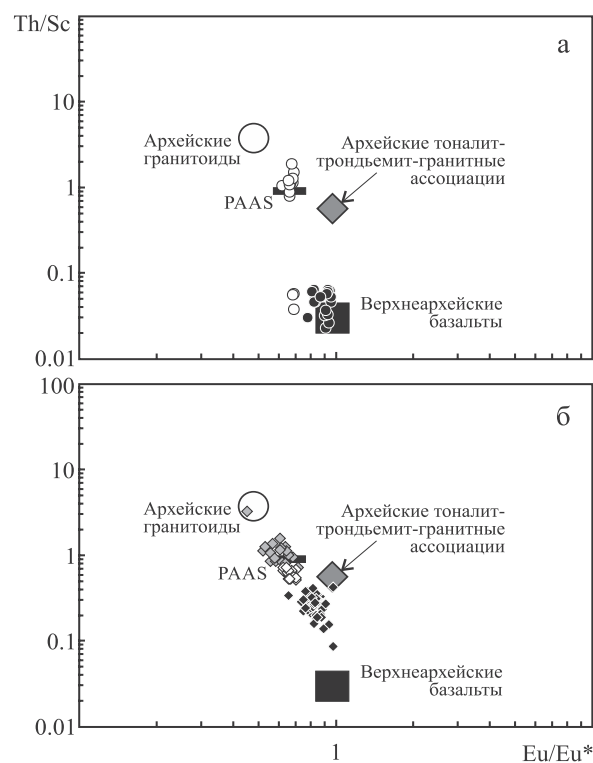


Рис. 17. Диаграмма Eu/Eu*–Th/Sc (Cullers, Podkovyrov, 2002) с нанесенными на нее точками состава песчаников (а) и глинистых пород (б) верхнего докембрия и верхнего девона Южного и Среднего Урала.

Условные обозначения – см. рис. 9.

Fig. 17. The Eu/Eu*–Th/Sc diagram (Cullers, Podkovyrov, 2002) with data points of the sandstones (a) and clay rocks (б) of the Upper Precambrian and the Upper Devonian deposits of the Southern and Middle Urals.

Legend – see Fig. 9.

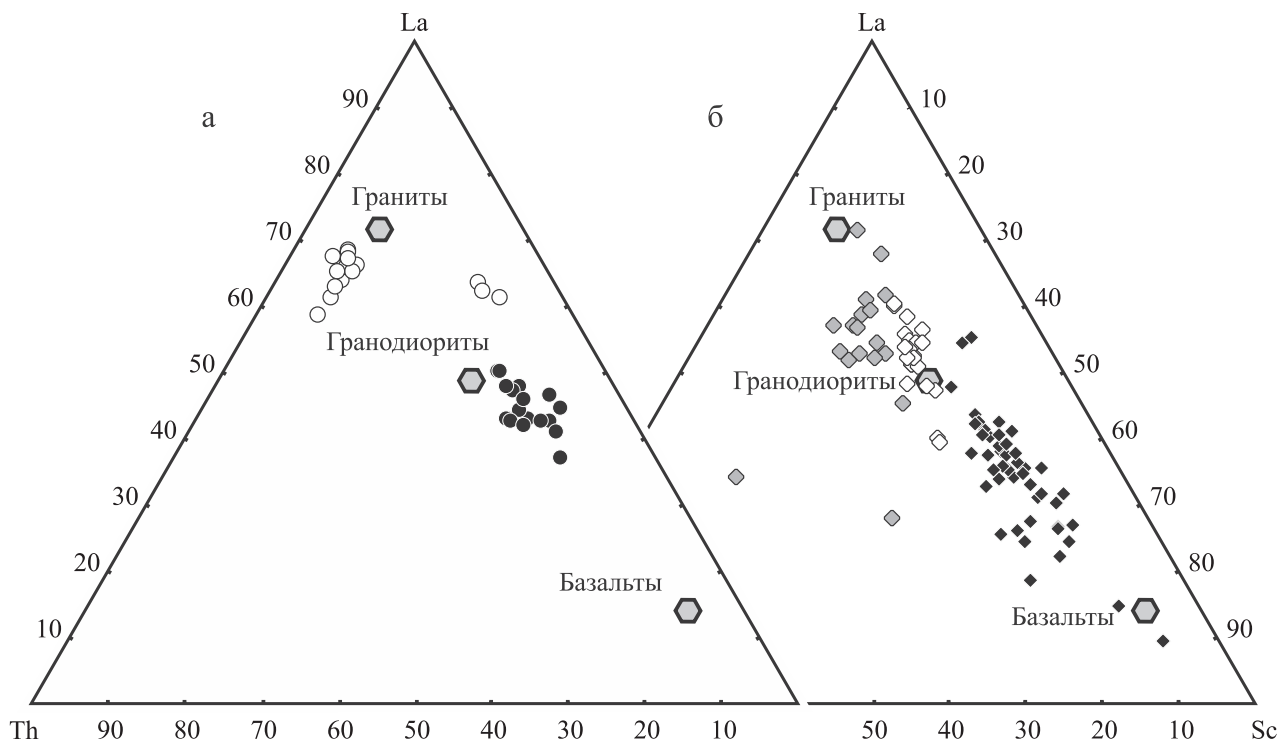


Рис. 18. Диаграмма Th–La–Sc (Cullers, Podkovyrov, 2002) и положение на ней точек состава песчаников (а), мелкозернистых глинистых алевролитов и глинистых пород (б) бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея и басинской свиты верхнего венда Южного Урала, а также пород верхнего девона (кодинская и устькодинская свиты) Среднего Урала.

Условные обозначения – см. рис. 1.

Fig. 18. The Th–La–Sc diagram (Cullers, Podkovyrov, 2002) and the position on it the data points of sandstones (а), fine-grained clayey siltstones and shales (б) of the Biryana subformation of the Upper Riphean, Zilmerdak Formation and the Upper Vendian Basa Formation, the Southern Urals, and also the Upper Devonian mudstones (Kodinka and Ust'kodinka formations), the Middle Urals.

Legend – see Fig. 1.

и сходны с отношениями в магматических и метаморфических породах, из которых они произошли. В ходе выветривания, переноса, переотложения и диагенеза они не меняются. Модельные Sm–Nd датировки осадочных пород, вычисленные относительно CHUR (CHondritic Uniform Reservoir) или DM (Depleted Mautle), отражают возраст пород, из которых они образовались и могут быть использованы для идентификации источников сноса. Эти датировки можно также интерпретировать как время, прошедшее с момента, когда Nd отделился от CHUR/DM. Добавление нового мантийного материала к осадку во время его накопления увеличивает отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и уменьшает модельный возраст. Присутствие нового (ювенильного, мантийного) Nd в осадочной породе сдвигает $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ в сторону больших значений (Michard et al., 1985; Li, McCulloch, 1996; Подковыров и др., 2002; Семихатов и др., 2002). Так, силикокластические докембрийские отложения Австралии характеризуются ростом величин $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ от –12 до 0, что рассма-

тривается как следствие интенсивного выветривания ранне-среднепротерозойских платобазальтов, формирование которых предположительно связано с процессами рифтогенеза при распаде Родинии (Barovich, Foden, 2000; Li et al., 2003). Этой же причиной, по-видимому, обусловлен и рост значений $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ снизу вверх по разрезу в неопротерозойских последовательностях Южного Китая (Li, McCulloch, 1996; Halverson et al., 2010; и др.).

Глинистые породы большинства стратиграфических уровней верхнего докембрия западного склона Южного Урала характеризуются величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ от –16.4 до –5.2 (относительно CHUR) (Маслов и др., 2019). Исходя из распределения значений указанного параметра в целом в разрезе Башкирского мегантиклинория (рис. 20), можно сделать вывод, что осадочные породы нижнего рифея, зигазино-комаровской и авзянской свит среднего рифея, трех верхних подсвит зильмердакской свиты, а также инзерской и бакеевской свит верхнего рифея сложены преимущественно продукта-

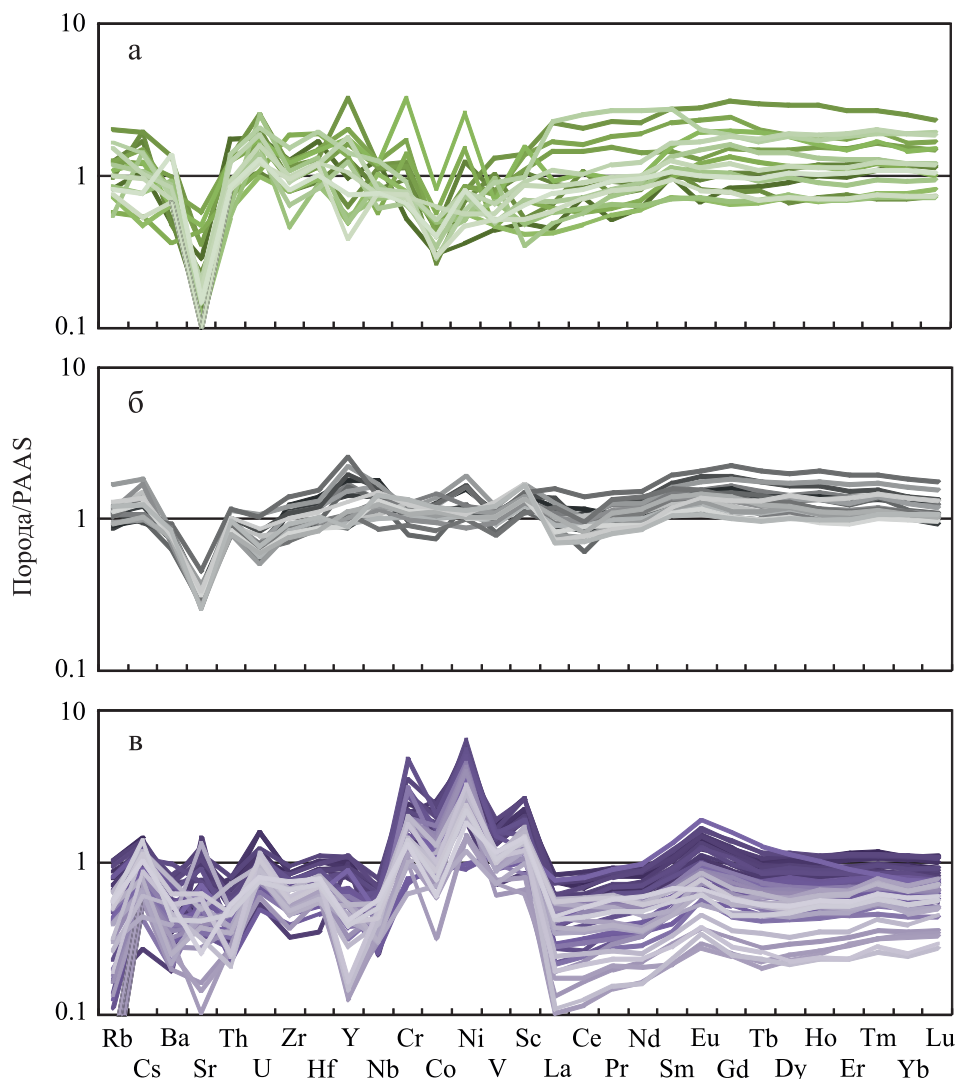


Рис. 19. Пример нормирования содержаний редких и рассеянных элементов в глинистых сланцах и мелкозернистых глинистых алевролитах бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (а) и аргиллитах басинской свиты верхнего венда (б) Южного Урала, а также в аргиллитах верхнего девона (в) Среднего Урала по содержаниям этих же элементов в РААС.

Fig. 19. PAAS-normalized spectra of rare and trace elements in the fine-grained rocks of the Biryan Subformation of the Upper Riphean Zilmerdak Formation (a), mudstones of the Upper Vendian Basa Formation (б), the Southern Urals, as well as the mudstones of the Upper Devonian deposits (в), Middle Urals.

ми размыва пород кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы.

Для глинистых пород машакской свиты среднего рифея, а также миньярской и укской свит верхнего рифея минимальные величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ равны -1.8 , -3.9 и -8.2 . При этом свойственные глинистым сланцам машакской свиты значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ практически не имеют перекрытий с их величинами в подстилающих и перекрывающих отложениях. Это указывает, по всей видимости, на поступление в осадок в машакское время значительных объемов свежего мантийного материала и тем самым верифицирует представления о формиро-

вании этих отложений во время одноименного плюмового эпизода, приуроченного к финальным стадиям распада Колумбии/Нуны. Для глинистых пород миньярской и укской свит подобный вывод не столь очевиден, однако накопление глинистых пород этих свит шло на фоне финальных стадий распада Родинии и, возможно, какой-то вклад продуктов размыва рифтогенных магматических ассоциаций в их состав был.

Глинистые породы и мелкозернистые глинистые алевролиты бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея резко отличаются по значениям $\varepsilon_{Nd}(T)$ от подстилающих и пере-

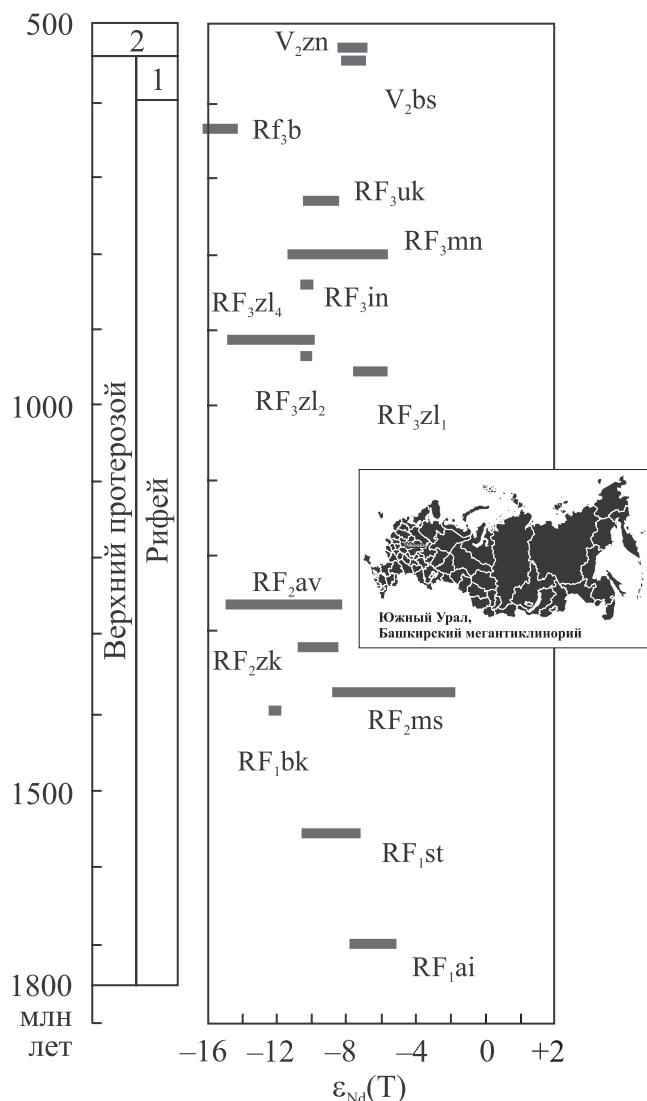


Рис. 20. Вариации значений $\epsilon_{Nd}(T)$ в глинистых породах верхнего докембрия западного склона Южного Урала (Маслов и др., 2019б).

Свиты и подсвиты: RF_{1ai} – айская; RF_{1st} – саткинская; RF_{1bk} – бакальская; RF_{2ms} – машакская; RF_{2zk} – зигазино-комаровская; RF_{2av} – авзянская; RF_{3zl1} – бирьянская; RF_{3zl2} – нугушская; RF_{3zl4} – бедерышинская; RF_{3in} – инзерская; RF_{3mn} – миньярская; RF_{3uk} – укская; RF_{3(?)b} – бакеевская; V_{2bs} – басинская; V_{2zn} – зиганская. 1 – венд; 2 – фанерозой. Обзорная карта России заимствована с сайта <https://sklyarov.studio/projects/vector-map-russia>.

Fig. 20. Variations of $\epsilon_{Nd}(T)$ values in the Upper Precambrian clay rocks of the western slope of the Southern Urals (Maslov et al., 2019b).

Formations and subformations: RF_{1ai} – Ai; RF_{1st} – Satka; RF_{1bk} – Bakal; RF_{2ms} – Mashak; RF_{2zk} – Zigazino-Komarovo; RF_{2av} – Avzyan; RF_{3zl1} – Biryann; RF_{3zl2} – Nugush; RF_{3zl4} – Bederysh; RF_{3in} – Inzer; RF_{3mn} – Minyar; RF_{3uk} – Uk; RF_{3(?)b} – Bakeevo; V_{2bs} – Basa; V_{2zn} – Zigan. 1 – Vendian; 2 – Phanerozoic. The overview map of Russia is taken from <https://sklyarov.studio/projects/vector-map-russia>.

крывающих пород (соответственно $-7.6 \dots -5.6$ против $-14.9 \dots -8.1$ и $-10.5 \dots -9.9$). Так же, как и в случае машакской свиты, это дает основание считать, что особенности Sm-Nd систематики тонкозернистых обломочных пород этого уровня стратотипа рифея, по всей видимости, отражают поступление в бассейн осадконакопления ювенильного мантийного материала, связанного с начальными стадиями распада Родинии.

Свойственные глинистым породам басинской и зиганской свит ашинской серии величины $\epsilon_{Nd}(T)$ ($-8.3 \dots -6.8$ и $-8.5 \dots -6.8$), по сравнению с аргиллитами нижележащей бакеевской свиты, указывают либо на еще один эпизод поступления в бассейн ювенильного материала, либо на кардинальную смену источников кластики, чему не противоречат и данные о возрастах обломочных цирконов в песчаниках басинской и куккараукской свит (Кузнецов и др., 2012; и др.).

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

На диаграмме $(CaO + MgO) - SiO_2/10 - (Na_2O + K_2O)$ подавляющее большинство фигуративных точек песчаников и глинистых пород басинской, кодинской и устькодинской, а также сортымской свит тяготеет к областям, типичным для продуктов размыва кислых магматических пород и осадочных образований (см. рис. 1). Точки состава песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты локализованы вблизи вершины $SiO_2/10$, что можно рассматривать, по всей видимости, как следствие присутствия в их составе существенной доли литогенного материала (многократно рециклированного кварца). Примерно такой же вывод был сделан в работе (Маслов и др., 2019а) на основе положения точек состава бирьянских песчаников на диаграммах В.Д. Шутова и В.Н. Шванова. К сходному заключению приводит и анализ распределения полей состава всех четырех песчаниковых ассоциаций на диаграмме $10TiO_2 - SiO_2 - Al_2O_3$ (см. рис. 2).

Диаграмма F1–F2 (см. рис. 3) позволяет несколько детализировать эти представления и демонстрирует в ряде случаев различное распределение точек песчаников и глинистых пород одной и той же свиты. Так, точки песчаников и аргиллитов кодинской и устькодинской свит попадают в области составов, характерных для продуктов разрушения основных изверженных пород и пород осадочных с тем или иным количеством кварца. Отметим, что этому выводу не соответствует распределение точек аргиллитов названных свит на диаграмме $Nb/Y - Zr/TiO_2$ (см. рис. 8), где они локализованы в областях состава риолитов и трахитов. Точки песчаников и аргиллитов басинской свиты в основном сосредоточены в области составов, образованных за счет разрушения преимущественно осадочных образований, хотя отчетливо тяготеют к разным ее

частям. Песчаники бирьянской подсвиты зильмердакской свиты и сортымской свиты имеют на диаграмме F1–F2 сходное распределение: те и другие в основном сложены литогенным материалом и продуктами разрушения кислых магматических пород (вывод, о котором мы уже говорили выше).

Распределение точек состава песчаников бирьянской подсвиты, басинской, кодинской и устькодинской свит на диаграмме Cr/Th–Th/Sc (см. рис. 6) хорошо согласуется с полученными при использовании других диаграмм представлениями о том, что для первых из них источниками обломочного материала выступали геохимически более зрелые субстраты, чем для последних. Песчаники басинской свиты, исходя из присущих им величин Cr/Th и Th/Sc, примерно на 70% сложены продуктами размыва кислых магматических пород; обломочный материал из ультраосновных пород в них в существенных количествах отсутствует. Это же хорошо видно и на диаграмме Ni–V–10Th (см. рис. 7).

По соотношению Zr/Sc и Th/Sc (см. рис. 9) песчаники басинской свиты могут рассматриваться как породы с существенной долей литогенного материала, тогда как точки песчаников кодинской и устькодинской свит на диаграмме Zr/Sc–Th/Sc локализованы вблизи тренда, определяемого составом пород в областях размыва. Тут надо напомнить, что на классификационной диаграмме В.Д. Шутова они, хотя и принадлежат в целом к грауваккам, но являются кварцевыми граувакками (первые), а вторые – кварц-полевошпатовыми разностями. Тонкозернистые обломочные породы бирьянской подсвиты, как и глинистые породы басинской, кодинской и устькодинской свит, напротив, сложены преимущественно петрогенным материалом, что позволяет использовать их литогеохимические характеристики для реконструкции состава пород в областях размыва и различного рода генетических реконструкций.

Значения Yb_N и $(La/Yb)_N$, рассчитанные нами для песчаников и глинистых пород басинской, кодинской и устькодинской свит, а также бирьянской подсвиты зильмердакской свиты (см. рис. 10), заметно отличаются от тех, что присущи, по представлениям (Martin, 1986), для предполагаемых продуктов разрушения (в первом седиментационном цикле) как пород архейских ТТГ-ассоциаций, так и постархейских гранитоидов. Можно предполагать, что в случае верхневендских и верхнедевонских граувакк это связано с иным составом субстрата, за счет которого они формировались, а тонкозернистые обломочные породы бирьянской подсвиты зильмердакской свиты содержат, как уже было отмечено выше, заметную долю литогенного материала.

Менее заметно различие субстратов на диаграмме Hf–La/Th (см. рис. 11), где большинство точек как песчаников, так и глинистых пород тяго-

теет к области относительно зрелых в геохимическом плане образований. Несколько выше зрелость мелкозернистых глинистых алевролитов и глинистых сланцев бирьянского уровня стратотипа рифея, несколько меньше она у аргиллитов кодинской и устькодинской свит, что хорошо отвечает общегеологическим данным.

На диаграммах Th–La и Ni–Cr (см. рис. 12, 13) наблюдается тяготение части фигуративных точек глинистых пород кодинской и устькодинской свит к областям значений, характерных для тонкозернистых обломочных пород архея, но обусловлено это только сходством предполагаемого состава пород на палеоводоразделах позднего девона с составом основных источников обломочного материала в архее (преимущественно основные магматические образования (Холодов, 1989; Кузнецов, 2011; и др.)).

Различие субстратов, поставлявших в область осадконакопления обломочный материал во время формирования отложений басинской свиты Южного Урала и верхнедевонских отложений Среднего Урала, хорошо проявлена и на диаграмме $(Gd/Yb)_N$ –Eu/Eu* (см. рис. 14). При примерном равенстве значений $(Gd/Yb)_N$ характерные для первых величины Eu/Eu* указывают на размыв геохимически более зрелых субстратов, чем это было в случае песчаников кодинской и устькодинской свит. Такой же вывод следует и из распределения на указанной диаграмме фигуративных точек состава глинистых пород и мелкозернистых глинистых алевролитов верхнего докембрия Южного Урала и верхнего девона Среднего Урала. Подтверждает сказанное и локализация точек состава тонкозернистых обломочных пород названных выше свит и бирьянской подсвиты зильмердакской свиты на широко используемых диаграммах La/Sc–Th/Co (см. рис. 15), Eu/Eu*–Th/Sc и Th–La–Sc (см. рис. 18).

Наконец, при сопоставлении нормированных по РААС спектров распределения редких и рассеянных элементов в тонкозернистых обломочных породах бирьянской подсвиты зильмердакской свиты, аргиллитах басинской свиты и глинистых породах верхнего девона можно видеть, что последние заметно сильнее обогащены такими элементами, как Cr, Co, Ni, V и Sc, считающимися характерными для магматических пород основного и ультраосновного состава (Интерпретация..., 2001).

Таким образом, подавляющее большинство рассмотренных нами парных и треугольных диаграмм позволяет сделать достаточно согласующиеся между собой и не противоречащие общим геологическим представлениям выводы о составе пород-источников слагающего их обломочного материала. Эти выводы в существенной степени подкрепляют представления, полученные нами в результате минералого-петрографического исследования песчаников.

Следует отметить, что, подводя итог рассмотрению сведений о химическом составе песчаников, Ф.Дж. Петтиджон с соавторами (1976, с. 64) высказали простое, но очень важное соображение: “Валовый химический состав песчаников отражает иногда дивергентное, а иногда усиливающееся влияние минералогической сортировки и дифференциации на структурную, а также меняющееся в широких пределах воздействие области питания, обстановки осадконакопления и процессов диагенеза”. В русском переводе третьего издания монографии “Осадочные породы” (Петтиджон, 1981, с. 266) также указано, что “состав песчаника можно выразить через его валовый химический состав. Анализ валового химического состава очень полезен ... Для того чтобы полностью понять геохимические процессы и эволюцию различных типов осадков ... требуются химические анализы”. Последний вывод, как показано выше, справедлив в отношении как песчаников, так и пород глинистых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Геосинклинальный литогенез на границе континент-океан (1987). М.: Наука, 177 с.
- Интерпретация геохимических данных. (2001) (Отв. ред. Е.В. Скляр). М.: Интернет Инжиниринг, 288 с.
- Кузнецов В.Г. (2011) Литология. Основы общей (теоретической) литологии. Учебное пособие для вузов. М.: Науч. мир, 360 с.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Орлов С.Ю., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Ипатьева И.С. (2012) Первые результаты массового U-Pb-изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала – палеогеографический и палеотектонический аспекты. *Докл. АН*, **447**(1), 73-79.
- Литогеохимия терригенных ассоциаций южных впадин Предуральяского прогиба. (2015) Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 308 с.
- Маслов А.В. (2005) Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: УГГУ, 289 с.
- Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А., Титов Ю.В. (2019a) Реконструкция состава пород питающих провинций. Минералого-петрографические подходы и методы. *Литосфера*, **19**(6), 813-839. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-834-860
- Маслов А.В., Мизенс Г.А., Крупенин М.Т. (2012) Литохимические особенности песчаников Предуральяского прогиба. *Вестник Пермского университета. Геология*, (3), 33-46.
- Маслов А.В., Червяковская М.В., Гареев Э.З., Ковалев С.Г., Подковыров В.Н. (2019b) Верхний докембрий Южного Урала: эволюция источников сноса по данным исследования обломочных цирконов и Sm-Nd систематики глинистых пород. Этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика. *Материалы VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия*. СПб.: ИГГД РАН, “Свое издательство”, 140-141.
- Мигдисов А.А., Балашов Ю.А., Шарков И.В., Шерстеников О.Г., Ронов А.Б. (1994) Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы. *Геохимия*, (6), 789-803.
- Мизенс Г.А., Маслов А.В. (2014) Глинистые породы молассовой формации южноуральского сегмента Предуральяского прогиба: литогеохимия, состав пород источников сноса и палеотектонические реконструкции. *Геохимия*, (11), 1025-1042. DOI: 0.7868/S0016752514110053
- Петтиджон Ф.Дж. (1981) Осадочные породы. М.: Недра, 751 с.
- Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. (1976) Пески и песчаники. М.: Мир, 536 с.
- Подковыров В.Н., Ковач В.П., Котова Л.Н. (2002) Глинистые отложения сибирского гипостратотипа рифея и венда: химический состав, Sm-Nd систематика источников и этапы формирования. *Литология и полез. ископаемые*, (4), 397-418.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Константинова Г.В., Мельников Н.Н., Подковыров В.Н., Кутявин Э.П. (2002) Низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гренвилевском и пост-гренвилевском палеоокеане: определяющие факторы. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **10**(1), 3-46.
- Фазлиахметов А.М. (2011a) Состав, строение и условия формирования вулканогенно-осадочных отложений улутауской свиты (Южный Урал). Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 162 с.
- Фазлиахметов А.М. (2011b) Состав вулканогенно-обломочных пород улутауской свиты Южного Урала и особенности его формирования. *Концептуальные проблемы литологических исследований в России. Материалы 6-го Всероссийского литологического совещания*. Казань: КФУ, 375.
- Холодов В.Н. (1989) Соотношение осадконакопления и магматизма в докембрии. *Литология и полез. ископаемые*, (3), 3-26.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) Основы литохимии. СПб.: Наука, 479 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2011) Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 742 с.
- Barovich K.M., Foden J. (2000) A Neoproterozoic flood basalt province in southern-central Australia: geochemical and Nd isotope evidence from basin fill. *Prec. Res.*, **100**(1-3), 213-234. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(99\)00075-3](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(99)00075-3)
- Bavinton O.A. (1981) The nature of sulfidic metasediments at Kambalda and their broad relationships with associated ultramafic rocks and nickel ores. *Econ. Geol.*, **76**(6), 1606-1628. DOI: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.76.6.1606>
- Bhat M.I., Ghosh S.K. (2001) Geochemistry of the 2.51 Ga old Rampur group pelites, western Himalayas: implications for their provenance and weathering. *Prec. Res.*, **108**, 1-16. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(00\)00139-X](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00139-X)
- Bracciali L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi S. (2007) Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): from source areas to configuration of margins. *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives*

- tives from Petrography and Geochemistry* (Eds J. Arribas, S. Critelli, M.J. Johnsson). *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **420**, 73-93. DOI: [https://doi.org/10.1130/2006.2420\(06\)](https://doi.org/10.1130/2006.2420(06))
- Condie K.C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**(1-4), 1-37. DOI: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90140-E](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90140-E)
- Condie K.C., Wronkiewicz D.A. (1990) The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **97**(3-4), 256-267. DOI: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90046-Z](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90046-Z)
- Cullers R.L. (2002) Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chem. Geol.*, **191**(4), 305-327. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00133-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00133-X)
- Cullers R.L. (1995) The control on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. *Chem. Geol.*, **123**(1-4), 107-131. DOI: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00050-V](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00050-V)
- Cullers R.L., Podkovyrov V.N. (2002) The source and origin of terrigenous sedimentary rocks in the Mesoproterozoic Uig group, southeastern Russia. *Prec. Res.*, **117**(3-4), 157-183. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00079-7](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00079-7)
- Dobson D.M., Dickens G.R., Rea D.K. (2001) Terrigenous sediment on Ceara Rise: a Cenozoic record of South American orogeny and erosion. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **165**(3-4), 215-229. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00161-9](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00161-9)
- Fedo C.M., Young G.M., Nesbitt H.W. (1997) Paleoclimatic control on the composition of the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup, Canada: a greenhouse to icehouse transition. *Prec. Res.*, **86**, 201-223. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(97\)00049-1](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(97)00049-1)
- Floyd P.A., Leveridge B.E. (1987) Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *J. Geol. Soc. (London)*, **144**(4), 531-542. DOI: <https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.4.0531>
- Gallet S., Jahn B.-M., Lanoe B.V.V., Dia A., Rossello E. (1998) Loess geochemistry and its implications for particle origin and composition of the upper continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **156**(3-4), 157-172. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00218-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00218-5)
- Garver J.I., Royce P.R., Smick T.A. (1996) Chromium and nickel in shale of the Taconic foreland: a case study for the provenance of fine-grained sediments with an ultramafic source. *J. Sed. Res.*, **66**(1), 100-106. DOI: <https://doi.org/10.1306/D42682C5-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments. (2003) (Ed. D.R. Lentz) Geological Association of Canada, GeoText 4, 184 p.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. (1988) Rare earth elements in river waters. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **89**(1), 35-47. DOI: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90031-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90031-3)
- Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L. (1984) The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**(12), 2469-2482. DOI: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90298-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90298-9)
- Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. (2010) Neoproterozoic chemostratigraphy. *Prec. Res.*, **182**(4), 337-350. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.04.007>
- Haskin L.A., Wildeman T.R., Frey F.A., Collins K.A., Keedy C.R., Haskin M.A. (1966) Rare earths in sediments. *J. Geophys. Res.*, **71**(24), 6091-6105. DOI: <https://doi.org/10.1029/JZ071i024p06091>
- Haskin M.A., Haskin L.A. (1966) Rare earths in European shales: a redetermination. *Science*, **154**(3748), 507-509. DOI: [10.1126/science.154.3748.507](https://doi.org/10.1126/science.154.3748.507)
- Hayashi K.-I., Fujisawa H., Holland H.D., Ohmoto H. (1997) Geochemistry of ~1.9 Ga sedimentary rocks from north-eastern Labrador, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**(19), 4115-4137. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00214-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00214-7)
- Jahn B.-M., Gallet S., Han J.M. (2001) Geochemistry of the Xining, Xifeng and Jixian sections, Loess Plateau of China: eolian dust provenance and paleosol evolution during the last 140 ka. *Chem. Geol.*, **178**(1-4), 71-94. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00430-7](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00430-7)
- Kamber B.S., Greig A., Collerson R.D. (2005) A new estimate for the composition of weathered young upper continental crust from alluvial sediments, Queensland, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**(4), 1041-1058. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.08.020>
- Li X., McCulloch M.T. (1996) Secular variation in the Nd isotopic composition of Neoproterozoic sediments from the southern margin of the Yangtze Block: evidence for a Proterozoic continental collision in south-east China. *Prec. Res.*, **76**(1-2), 67-76. DOI: [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00024-0](https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00024-0)
- Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D., Wang J., Zhang S., Zhou H. (2003) Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. *Prec. Res.*, **122**(1-4), 85-109. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00208-5](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00208-5)
- Martin H. (1986) Effect of steeper Archean geothermal gradients on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, **14**(9), 753-756. DOI: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1986\)14<753:EOSAGG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14<753:EOSAGG>2.0.CO;2)
- McLennan S.M. (1989) Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements* (Eds B.R. Lipin, G.A. McKay). *Rev. Mineral. Geochem.*, **21**(1), 169-200.
- McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N. (1993) Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. *Processes controlling the composition of clastic sediments* (Eds M.J. Johnsson, A. Basu). *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **284**, 21-40. DOI: <https://doi.org/10.1130/SPE284-p21>
- McLennan S.M., Taylor S.R. (1991) Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *J. Geol.*, **99**(1), 1-21. DOI: <https://www.jstor.org/stable/30068762>
- McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B. (1990) Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**(7), 2015-2050. DOI: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90269-Q](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90269-Q)
- Michard A., Gurriet P., Soudant M., Albarede F. (1985) Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. in-

- ternal aspects of crust evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**(2), 601-610. DOI: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(85\)90051-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(85)90051-1)
- Negrel P., Sadeghi M., Ladenberger A., Reimann C., Birke M., GEMAS Project Team. (2015) Geochemical fingerprinting and source discrimination of agricultural soils at continental scale. *Chem. Geol.*, **396**(9), 1-15. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.12.004>
- Nesbitt H.W. (1979) Mobility and fractionation of rare elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, **279**, 206-210. DOI: [10.1038/279206a0](https://doi.org/10.1038/279206a0)
- Plank T., Langmuir C.H. (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.*, **145**(3-4), 325-394. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00150-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00150-2)
- Rollinson H.R. (1994) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: London Group UK Ltd., 352 p.
- Roser B.P., Korsch R.J. (1988) Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chem. Geol.*, **67**(1-2), 119-139. DOI: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90010-1](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90010-1)
- Shacklette H.T., Boerngen J.G. (1984) Element concentrations in soils and other surficial materials of the conterminous United States: an account of the concentrations of 50 chemical elements of soils and other regoliths. U.S. Geol. Sur. Prof. Pap., **1270**, 105 p.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1995) The chemical evolution of the continental crust. *Rev. Geoph.*, **33**(2), 241-265. DOI: <https://doi.org/10.1029/95RG00262>
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The Continental Crust: Its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 312 p.
- Viers J., Dupre B., Gaillardet J. (2009) Chemical composition of suspended sediments in World Rivers: new insights from a new database. *Sci. Total Environ.*, **407**(2), 853-868. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2008.09.053>
- Winchester J.A., Floyd P.A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, **20**, 325-343. DOI: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Wronkiewicz D.J., Condie K.C. (1990) Geochemistry and mineralogy of sediments from the Ventersdorp and Transvaal Supergroups, South Africa: cratonic evolution during the early Proterozoic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**(2), 343-354. DOI: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90323-D](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90323-D)
- Braccialli L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi S. (2007) Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): from source areas to configuration of margins. *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry* (Eds J. Arribas, S. Critelli, M.J. Johnsson). *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **420**, 73-93. DOI: [https://doi.org/10.1130/2006.2420\(06\)](https://doi.org/10.1130/2006.2420(06))
- Condie K.C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**(1-4), 1-37. DOI: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90140-E](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90140-E)
- Condie K.C., Wronkiewicz D.A. (1990) The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **97**(3-4), 256-267. DOI: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90046-Z](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90046-Z)
- Cullers R.L. (1995) The control on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. *Chem. Geol.*, **123**(1-4), 107-131. DOI: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00050-V](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00050-V)
- Cullers R.L. (2002) Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chem. Geol.*, **191**(4), 305-327. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00133-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00133-X)
- Cullers R.L., Podkovyrov V.N. (2002) The source and origin of terrigenous sedimentary rocks in the Mesoproterozoic Uig group, southeastern Russia. *Prec. Res.*, **117**(3-4), 157-183. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00079-7](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00079-7)
- Dobson D.M., Dickens G.R., Rea D.K. (2001) Terrigenous sediment on Ceara Rise: a Cenozoic record of South American orogeny and erosion. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **165**(3-4), 215-229. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00161-9](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00161-9)
- Fazliakhmetov A.M. (2011a) Composition, structure and conditions of formation of volcanogenic-sedimentary deposits of the Ulutau Formation (South Urals). PhD thesis (Geology, Mineralogy). Ufa, IG, UfaSC of RAS, 162 p. (In Russian)
- Fazliakhmetov A.M. (2011b) Composition and deposition specific features of the Ulutau Formation volcanogenic-sedimentary rocks. *Kontseptual'nye problemy litologicheskikh issledovanii v Rossii*. Materialy 6-go Vserossiiskogo litologicheskogo soveshchaniya [Conceptual problems of lithology in Russia. Proc. of 6th All-Russian lithological meeting]. Kazan', KFU, 375 p. (In Russian)
- Fedo C.M., Young G.M., Nesbitt H.W. (1997) Paleoclimatic control on the composition of the Paleoproterozoic Serpentine Formation, Huronian Supergroup, Canada: a greenhouse to icehouse transition. *Prec. Res.*, **86**, 201-223. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(97\)00049-1](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(97)00049-1)
- Floyd P.A., Leveridge B.E. (1987) Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *J. Geol. Soc. (London)*, **144**(4), 531-542. DOI: <https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.4.0531>
- Gallet S., Jahn B.-m., Lanoe B.V.V., Dia A., Rossello E. (1998) Loess geochemistry and its implications for particle origin and composition of the upper continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **156**(3-4), 157-172. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00218-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00218-5)
- Garver J.I., Royce P.R., Smick T.A. (1996) Chromi-

REFERENCES

- um and nickel in shale of the Taconic foreland: a case study for the provenance of fine-grained sediments with an ultramafic source. *J. Sed. Res.*, **66**(1), 100-106. DOI: <https://doi.org/10.1306/D42682C5-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments. (2003) (Ed. D.R. Lentz) Geological Association of Canada, GeoText 4, 184 p.
- Geosinklinal'nyi litogenez na granitse kontinent-ocean [Geosynclinal lithogenesis on the continent/ocean board]. (1987) Moscow, Nauka Publ., 177 p. (In Russian)
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. (1988) Rare earth elements in river waters. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **89**(1), 35-47. DOI: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90031-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90031-3)
- Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L. (1984) The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**(12), 2469-2482. DOI: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90298-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90298-9)
- Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. (2010) Neoproterozoic chemostratigraphy. *Prec. Res.*, **182**(4), 337-350. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.04.007>
- Haskin L.A., Wildeman T.R., Frey F.A., Collins K.A., Keedy C.R., Haskin M.A. (1966) Rare earths in sediments. *J. Geophys. Res.*, **71**(24), 6091-6105. DOI: <https://doi.org/10.1029/JZ071i024p06091>
- Haskin M.A., Haskin L.A. (1966) Rare earths in European shales: a redetermination. *Science*, **154**(3748), 507-509. DOI: [10.1126/science.154.3748.507](https://doi.org/10.1126/science.154.3748.507)
- Interpretatsiya geokhimicheskikh dannykh [Geochemical data interpretation]. (2001) (Ed. E.V. Sklyarov) Moscow, Internet Inzhiniring Publ., 288 p. (In Russian)
- Hayashi K.-I., Fujisawa H., Holland H.D., Ohmoto H. (1997) Geochemistry of ~1.9 Ga sedimentary rocks from north-eastern Labrador, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**(19), 4115-4137. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00214-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00214-7)
- Jahn B.-m., Gallet S., Han J.M. (2001) Geochemistry of the Xining, Xifeng and Jixian sections, Loess Plateau of China: eolian dust provenance and paleosol evolution during the last 140 ka. *Chem. Geol.*, **178**(1-4), 71-94. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00430-7](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00430-7)
- Kamber B.S., Greig A., Collerson R.D. (2005) A new estimate for the composition of weathered young upper continental crust from alluvial sediments, Queensland, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**(4), 1041-1058. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.08.020>
- Kholodov V.N. (1989) Sootnoshenie osadkonakopleniya i magmatizma v dokembrii [The ratio of sedimentation and magmatism in Precambrian]. *Litol. Polezn. Iskop.*, (3), 3-26. (In Russian)
- Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Shatsillo A.V., Orlov S.YU., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Ipat'eva I.S. (2012) The first results of mass U-Pb isotope dating (LA-ICP-MS) for detrital zircons from the Asha Group, South Urals: paleogeography and paleotectonics. *Dokl. Earth Sci.*, **447**(1), 1240-1246. DOI: [10.1134/S1028334X12110025](https://doi.org/10.1134/S1028334X12110025)
- Kuznetsov V.G. (2011) *Litologiya. Osnovy obshchei (teoreticheskoi) litologii* [Lithology. Theory basics]. Moscow, Nauchnyi mir Publ., 360 p. (In Russian)
- Li X., McCulloch M.T. (1996) Secular variation in the Nd isotopic composition of Neoproterozoic sediments from the southern margin of the Yangtze Block: evidence for a Proterozoic continental collision in south-east China. *Prec. Res.*, **76**(1-2), 67-76. DOI: [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00024-0](https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00024-0)
- Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D., Wang J., Zhang S., Zhou H. (2003) Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. *Prec. Res.*, **122**(1-4), 85-109. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00208-5](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00208-5)
- Lithogeochemistry of terrigenous associations of the southern depressions of the Pre-Uralian foredeep. (2015) Ekaterinburg, IGG, UB RAS, 308 p. (In Russian)
- Martin H. (1986) Effect of steeper Archean geothermal gradients on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, **14**(9), 753-756. DOI: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1986\)14<753:EOSAGG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14<753:EOSAGG>2.0.CO;2)
- Maslov A.V. (2005) *Osadochnye porody: metody izucheniya i interpretatsii poluchennykh dannykh* [Sedimentary rocks: research and interpretation technique of the received data]. Ekaterinburg, USMU, 289 p. (In Russian)
- Maslov A.V., Chervyakovskaya M.V., Gareev E.Z., Kovalev S.G., Podkovyrov V.N. (20196) Upper Precambrian of the Southern Urals: evolution of provenance areas according to the study of clastic zircons and Sm-Nd systematics of clay rocks. *Etapy formirovaniya i razvitiya proterozoyskoi zemnoi kory: stratigrafiya, metamorfizm, magmatizm, geodinamika*. Materialy VI Rossiiskoi konferentsii po problemam geologii i geodinamiki dokembriya [Stages of the formation and development of the Proterozoic crust: stratigraphy, metamorphism, magmatism, geodynamics. Proceedings of the VI Russian Conference on Precambrian Geology and Geodynamics]. St. Petersburg, IPGG RAS, "Own publishing house", 140-141. (In Russian)
- Maslov A.V., Mel'nichuk O.Yu., Mizens G.A., Titov Yu.V. (2019a) Provenance reconstructions. Mineralogical and petrographic approaches and methods. *Litosfera*, **19**(6), 813-839. (In Russian)
- Maslov A.V., Mizens G.A., Krupenin M.T. (2012) Specific lithochemical features of the Pre-Urals foredeep sandstones. *Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya*, (3), 33-46. (In Russian)
- McLennan S.M. (1989) Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements* (Eds B.R. Lipin, G.A. McKay). *Rev. Mineral. Geochem.*, **21**(1), 169-200.
- McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N. (1993) Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. *Processes controlling the composition of clastic sediments* (Eds M.J. Johnsson, A. Basu). *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **284**, 21-40. DOI: <https://doi.org/10.1130/SPE284-p21>
- McLennan S.M., Taylor S.R. (1991) Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *J. Geol.*, **99**(1), 1-21. DOI: <https://www.jstor.org/stable/30068762>
- McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B. (1990) Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**(7), 2015-2050. DOI: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90269-Q](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90269-Q)

- Michard A., Gurriet P., Soudant M., Albarede F. (1985) Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crust evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**(2), 601-610. DOI: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(85\)90051-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(85)90051-1)
- Migdisov A.A., Balashov Yu.A. Sharkov I.V., Sherstennikov O.G., Ronov A.B. (1994) The incidence of REE in the main lithotypes of Russian Platform mantle. *Geokhimiya*, (6), 789-803. (In Russian)
- Mizens G.A., Maslov A.V. (2014) Pelitic rocks from the molasse formation of the Southern Ural segment of the Uralian Foredeep: lithogeochemistry, provenance composition, and paleotectonic reconstructions. *Geochem. Intern.*, **52**(11), 962-978. DOI: [10.1134/S0016702914110056](https://doi.org/10.1134/S0016702914110056)
- Negrel P., Sadeghi M., Ladenberger A., Reimann C., Birke M., GEMAS Project Team. (2015) Geochemical fingerprinting and source discrimination of agricultural soils at continental scale. *Chem. Geol.*, **396**(9), 1-15. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.12.004>
- Nesbitt H.W. (1979) Mobility and fractionation of rare elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, **279**, 206-210. DOI: [10.1038/279206a0](https://doi.org/10.1038/279206a0)
- Pettidzhon F.J. (1981) *Osadochnye porody* [Sedimentary rocks]. Moscow, Nedra Publ., 751 p. (In Russian)
- Pettidzhon F.J., Potter P., Siver R. (1976) *Peski i peschani-ki* [Sand and sandstones]. Moscow, Mir Publ., 536 p. (In Russian)
- Plank T., Langmuir C.H. (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.*, **145**(3-4), 325-394. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00150-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00150-2)
- Podkovyrov V.N., Kovach V.P., Kotova L.N. (2002) Muddy deposits of the Riphean and Vendian Siberian hypostratotype: chemical composition, provenance Sm-Nd systematic and depositional stages. *Litol. Polezn. Iskop.* (4), 397-418. (In Russian)
- Rollinson H.R. (1994) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex, London Group UK Ltd., 352 p.
- Roser B.P., Korsch R.J. (1988) Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chem. Geol.*, **67**(1-2), 119-139. DOI: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90010-1](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90010-1)
- Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Konstantinova G.V., Mel'nikov N.N., Podkovyrov V.N., Kutyavin E.P. (2002). Low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio in the Grenville and post-Grenville palaeocean: determining factors. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **10**(1), 3-46. (In Russian)
- Shacklette H.T., Boerngen J.G. (1984) Element concentrations in soils and other surficial materials of the conterminous United States: an account of the concentrations of 50 chemical elements of soils and other regoliths. *U.S. Geol. Sur. Prof. Pap.*, **1270**, 105 p.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1995) The chemical evolution of the continental crust. *Rev. Geoph.*, **33**(2), 241-265. DOI: <https://doi.org/10.1029/95RG00262>
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The Continental Crust: Its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 312 p.
- Viers J., Dupre B., Gaillardet J. (2009) Chemical composition of suspended sediments in World Rivers: new insights from a new database. *Sci. Total Environ.*, **407**(2), 853-868. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2008.09.053>
- Winchester J.A., Floyd P.A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, **20**, 325-343. DOI: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Wronkiewicz D.J., Condie K.C. (1990) Geochemistry and mineralogy of sediments from the Ventersdorp and Transvaal Supergroups, South Africa: cratonic evolution during the early Proterozoic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**(2), 343-354. DOI: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90323-D](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90323-D)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) *Osnovy litokhimi-i* [Lithochemistry basics]. St.Peterburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2011) Geochemical indicators of lithogenesis (lithologic geochemistry). Syktyvkar, Geoprint, 742 p. (In Russian)

Строение и условия образования верхнелохковской валганской свиты (нижний девон р. Илыч, Северный Урал)

Е. С. Пономаренко

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mail: esponomarenko@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 29.10.2018 г., принята к печати 04.12.2018 г.

Объект исследований. Породы верхнелохковской (нижний девон) валганской свиты в стратотипической местности на р. Илыч, Северный Урал. **Материалы и методы.** Работа основана на изучении состава и строения пород, отобранных из разреза во время полевых исследований в 2015 г. **Результаты.** Изученный интервал разреза видимой мощностью 51 м представляет собой тонкое и неравномерное чередование конгломератов известняковых, песчаников органогенных крупнозернистых и мелкозернистых, известняков биокластово-пелитоморфных и сланцев глинисто-известняковых. Для этих пород характерна градационная и конволютная слоистость. На отдельном интервале изученного разреза отмечаются слои известняковых конгломераций. Для валганской свиты характерно циклическое строение, мощность отдельных циклитов варьирует от 5 до 25 см. Характер их строения свидетельствует об осадконакоплении в склоновых обстановках. Анализ обломочного материала показал на наличие двух источников бассейнового сноса: ближний (представлен фрагментами фоновых биокластово-пелитоморфных известняков) и удаленный (представлен обломками биогермных пород). Валганскую свиту предлагается рассматривать в качестве валганской грации, которая надстраивается к востоку верхнелохковскую сульфатно-карбонатную субформацию. **Вывод.** Валганская грация является промежуточным звеном между мелкозернистыми верхнелохковскими биогермными образованиями и батинальными глинистыми и кремнистыми сланцами.

Ключевые слова: Северный Урал, нижний девон, лохковский ярус, склоновые отложения, палеогеография, стронций

Благодарность

Автор выражает искреннюю благодарность д.г.-м.н. А.И. Антошкиной, к.г.-м.н. В.А. Салдину и к.г.-м.н. Э.С. Щербакову за обсуждение, замечания и советы при написании этой статьи.

Работа проводилась в рамках Госпрограммы № АААА-А17-117121270034-3 и при частичной финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 18-5-5-31.

The composition and formation conditions of the Upper Lochkovian Valgan Formation (Lower Devonian Ilych River, Northern Urals)

Evgenii S. Ponomarenko

N.P. Yushkin Institute of Geology Komi Science Center of RAS, 54 Pervomayskaya st, Syktyvkar 167982, Russia, e-mail: esponomarenko@geo.komisc.ru

Received 29.10.2018, accepted 04.12.2018

Research subject. A section of the Upper Lochkovian (Lower Devonian) Valgan Formation located in the stratotypic area on the Ilych River, Northern Urals, was investigated. **Materials and methods.** A study of the composition and structure of rock samples gathered from the section under consideration during fieldwork in 2015 was conducted. **Results.** The studied section with an exposed thickness of 51 m is characterized by the thin and uneven alterations of calcareous conglomerates, coarse-grained and fine-grained organic sandstones, bioclastic-pelitic limestones and argillo-calcareous shales. These rocks demonstrate a gradational and convolute lamination. An individual interval of the studied sec-

Для цитирования: Пономаренко Е.С. (2020) Строение и условия образования верхнелохковской валганской свиты (нижний девон р. Илыч, Северный Урал). *Литосфера*, 20(1), 63-75. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-63-75

For citation: Ponomarenko E.S. (2020) The composition and formation conditions of the Upper Lochkovian Valgan Formation (Lower Devonian Ilych River, Northern Urals). *Litosfera*, 20(1), 63-75. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-63-75

tion contains calcareous conglobreccias layers. The Valgan Formation is characterized by a cyclic structure, with the thickness of individual cyclites ranging from 5.0 to 25 cm. The character of their structure testifies to sedimentation in slope settings. An analysis of clastic material revealed two sources of the basin area formation: near ablation (represented by the fragments of background bioclastic-pelitomorphic limestones) and remote ablation (represented by biohermal rock clasts). It is proposed to consider the Valgan Formation as the Valgan gradation, which extends the Upper Lochkovian sulfate-carbonate Subformation to the east. *Conclusions.* Therefore, the Valgan gradation should be treated as an intermediate link between shallow-marine Upper Lochkovian biohermal structures and bathyal clayey and siliceous shales.

Keywords: *Northern Urals, Lower Devonian, Lochkovian, slope deposits, palaeogeography, strontium*

Acknowledgements

The author expresses his sincere gratitude to A.I. Antoshkina, V.A. Saldin, and E.S. Shcherbakov for their discussions, comments and recommendations concerning the work on this article.

The work was carried out in the framework of the state Program No. AAAA-A17-117121270034-3 and at partial financial support of the fundamental research Program UB RAS, project No. 18-5-5-31.

ВВЕДЕНИЕ

Нижнедевонские отложения широко развиты на западном склоне севера Урала, а наиболее полные разрезы находятся на Приполярном Урале в бассейнах рек Кожым и Щугор. Названия урочищ, где они вскрыты, отражены как наименования горизонтов в унифицированных корреляционных Стратиграфических схемах Урала (1993). Эти мелководно-морские и лагунные отложения являются хорошо и детально изученными. Имеется много данных по литологии и органическим остаткам рифогенных образований нижнего девона (Першина и др., 1971; Антошкина, 1994, 2003; Цыганко, 2011; и др.).

Между тем известные на севере Урала разрезы нижнего девона не исчерпываются перечисленными типами. Строение и палеогеографическая интерпретация некоторых из них не вполне ясна. К таковым относится разрез лохковского яруса на р. Илыч в районе о-ва Валган-Ди (рис. 1). Эти породы В.А. Варсанюфьевой (1940) ранее относились к среднему девону, а их лохковский возраст был установлен А.И. Першиной с соавторами (Першина и др., 1971). А.И. Антошкина (1992) на основании краткой характеристики разреза, данной в работе А.И. Першиной с соавторами (1971), интерпретировала эти отложения как образования склона карбонатного шельфа – клинотемы. В.С. Цыганко (2011), исходя из особенностей состава пород и их палеонтологической характеристики, неизвестных среди разновозрастных образований, выделил валганскую свиту (D_1^{VI}), отнеся ее к кремнисто-глинисто-карбонатному типу разрезов лохковского яруса. Условия образования этой свиты он не рассматривал. Автором настоящей статьи валганская свита была изучена во время полевых исследований 2015 г. Цель данной работы состоит в анализе новых данных и выяснении условий образования этой свиты.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА И ТИПОВ ПОРОД

Стратотип и единственный известный разрез валганской свиты расположен в среднем течении р. Илыч, в районе о-ва Валган-Ди (см. рис. 1, обн. 113–115). От подстилающих верхнесилурийских отложений (обн. 111–112) их отделяет большой необнаженный интервал (около 2.5 км), в пределах которого предполагается тектоническое нарушение (Цыганко, 2011). Действительно, ниже по реке на залесенном склоне среди деревьев и осыпи отмечаются единичные небольшие выходы известняков с невыдержанными азимутами и углами падения. Автором описаны породы, которые вскрываются у уреза р. Илыч (рис. 2а) видимой мощностью около 51 м (общая мощность валганской свиты, по данным (Цыганко, 2011), составляет 171 м. В нижней по реке в части обн. 113 слои смяты в складки, а разрез осложнен разрывными нарушениями (рис. 2в). В верхней части этого разреза и в обн. 114 слои падают на восток под углами 20–60° (см. рис. 2а). В них также отмечаются тектонические нарушения, определенные В.В. Юдиным (1983) как пологие надвиги по плоскостям напластования, чьи сместители падают на восток и юго-восток под углами 15–30°.

Разрез представляет собой тонкое и неравномерное чередование плитчатых (от 2 до 35 см) конглогравелитов известняковых (ЛТ-1), песчаников органогенных крупнозернистых (ЛТ-2), песчаников органогенных мелкозернистых (ЛТ-3), известняков биокластово-пелитоморфных (ЛТ-4) и сланцев глинисто-известняковых (ЛТ-5). В верхней части изученного разреза встречены конглобрекции известняковые (ЛТ-6).

ЛТ-1. Конглогравелиты известняковые (рис. 3а) слагают слои мощностью от 1–4 до 10–12 см с четкой, часто явно эрозионной нижней границей и постепенной верхней. Порода сложена обломками известняков (более 50%) и органогенным мате-

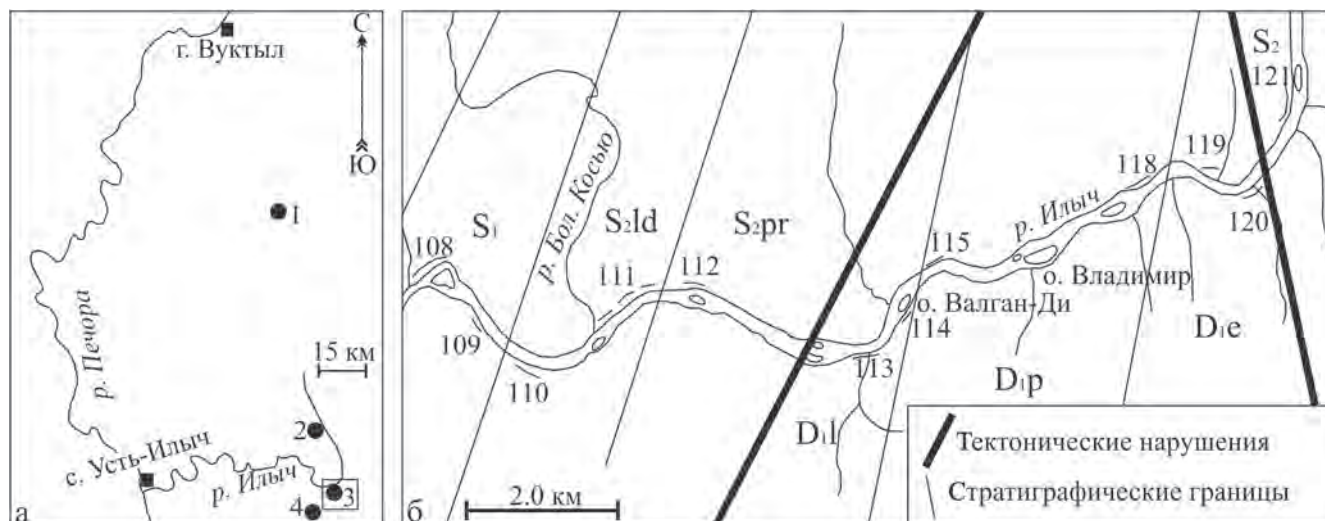


Рис. 1. Расположение разрезов лохковского яруса в бассейне р. Илыч, по (Цыганко, 2011). а – основные разрезы, б – схематическая карта-схема расположения выходов валганской свиты по берегам р. Илыч (нумерация обнажений дана по В.А. Васанофьевой (1940)).

1 – скв. 1-Верхняя Сочь, 2 – Лопъю-Кырты, 3 – Валган-Ди, 4 – Шежим Илычский.

Fig. 1. The sections of the Lochkovian at the Ilych River basin, after (Tsyganko, 2011). а – the main sections, б – the schematic map with location of Valgan Fm outcrops (numbering of outcrops after V.A. Varsanof'eva (1940)).

1 – 1-Verkhnyaya Soch' borehole, 2 – Lop'ju-Kyrta, 3 – Valgan-Di, 4 – Shezhim Ilychskii.

риалом (<30%), которые связаны пелитоморфным или, реже, спаритовым кальцитовым цементом. Иногда отмечается тонкая градационная слоистость, подчеркнутая также ориентировкой обломков пород, но чаще кластический материал в пределах слоя расположен беспорядочно. Преобладают (>60% обломков) хорошо окатанные фрагменты биогермных известняков (от 0.5 до 1.5 см), среди которых отмечаются гирванелловые строматолитовые (рис. 3б) и сгустковые разновидности. Более редки обломки пелитоморфных известняков и цементных крустификационных корок. Между ними расположен не сортированный по размеру органический материал (от 0.5 мм до 1 см), представленный члениками криноидей, фрагментами раковин брахиопод, остракод и гастропод, колоний мшанок и кораллов (табулят), пузырчатых цианобактерий типа *Renalcis* и перекристаллизованных ценостеумов строматопороидей. Среди вторичных изменений отмечается незначительная доломитизация пелитоморфного цемента и окремнение некоторых крупных органических остатков (табулят и мшанок).

ЛТ-2. Песчаники органические крупнозернистые (рис. 3в) слагают слои мощностью от 2–3 до 5–6 см. Нижняя и верхняя граница в отдельных случаях резкая и ровная, в других – постепенная. Этот тип породы состоит из органического материала (60–70%), обломков пород (20–30%), связанных спаритовым и/или пелитоморфным цементом

(10%). Характерной особенностью этого типа пород является наличие тонкой горизонтальной слоистости, обусловленной ориентированным расположением обломков органического материала и постепенным уменьшением их размера (от 1.0 до 0.25 мм). Только в редких случаях в нижних 2.0–2.5 см органический материал может быть не сортирован и не ориентирован. Органические остатки представлены фрагментами члеников криноидей, колоний табулят, перекристаллизованных ценостеумов строматопороидей, а также колоний цианобактерий, напоминающих *Renalcis*. Среди литокластов (0.5–1.0 мм, редко больше) отмечаются обломки пелитоморфных, гирванелловых и сгустковых известняков. Вторичные изменения представлены окремнением некоторых обломков колоний табулят.

ЛТ-3. Песчаники органические мелкозернистые (рис. 3г) более редки и слагают слои от 1 до 6–7 см. Нижняя и верхняя границы частью постепенные, частью резкие. Этот тип породы состоит из органического материала (60–90%), который связан пелитоморфным кальцитом (10–40%). Характерной особенностью ЛТ-3 является хорошо различимая тонкая горизонтальная, а иногда конволютная слоистость, обусловленная ориентировкой органического материала и его количеством в отдельных слоях, мощностью от первых миллиметров до 1.0–1.5 см. Органический материал (0.1–0.5 мм) представлен в основном обломками члеников кри-

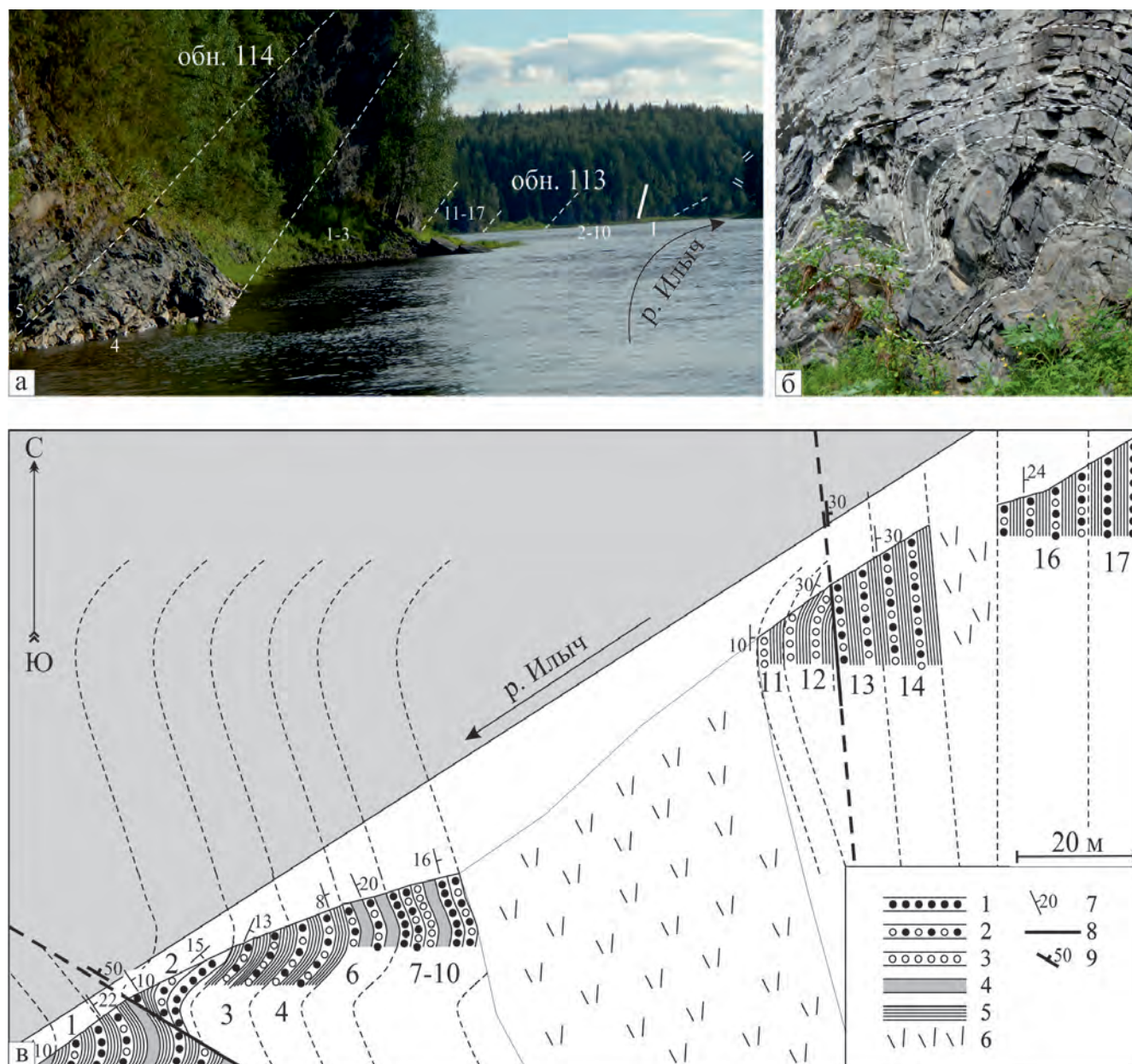


Рис. 2. Строение разрезов валганской свиты. а – общий вид обн. 113 (на заднем плане) и обн. 114 (на переднем плане), б – характер выходов в обн. 114, в – схематическая геологическая карта обн. 113.

1 – известняковые конгломераты (ЛТ-1), 2 – органогенные песчаники крупнозернистые (ЛТ-2), 3 – органогенные песчаники мелкозернистые (ЛТ-3), 4 – известняки биокластово-пелитоморфные (ЛТ-4), 5 – глинисто-известняковые сланцы (ЛТ-5), 6 – задернованные участки, 7 – элементы залегания слоев, 8 – тектонические нарушения, 9 – элементы залегания тектонических нарушений.

Fig. 2. Structure of Valgan Fm. а – overview of outcrop 113 (on the background) and outcrop 114 (to the fore), б – the character of rocks at the outcrop 114, в – the schematic map of the outcrop 113.

1 – calcareous conglomerates (LT-1), 2 – organic coarse-grained sandstones (LT-2), 3 – organic fine-grained sandstones (LT-3), 4 – bioclastic-micritic limestones (LT-4), 5 – argillo-calcareous shales (LT-5), 6 – matted areas, 7 – strata inclinations, 8 – tectonic breaks, 9 – tectonic breaks inclinations.

ноидей и створок брахиопод и остракод. Редки фрагменты колоний цианобактерий, напоминающие *Renalcis*. Среди вторичных изменений в этом

типе породы отмечается лишь доломитизация в виде тонких (до 0.5 мм толщиной) “полосок” согласно слоистости.

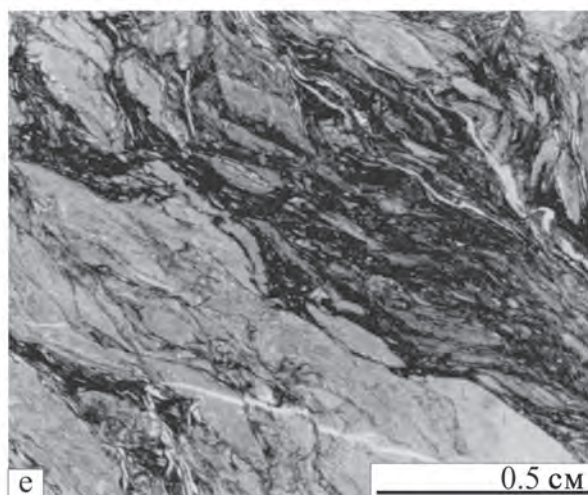
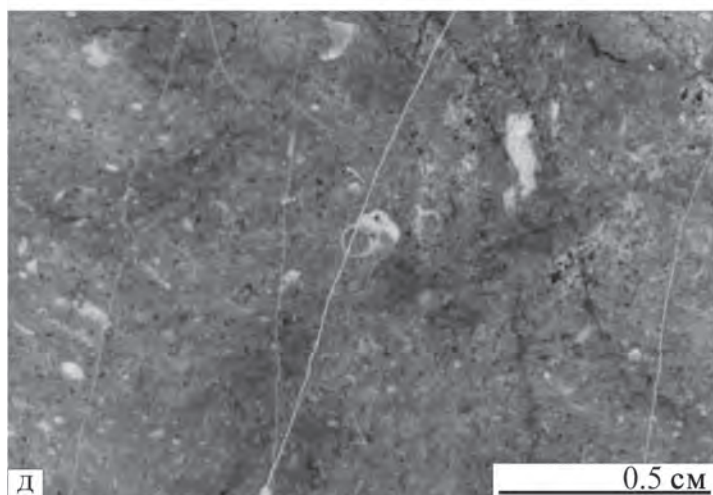
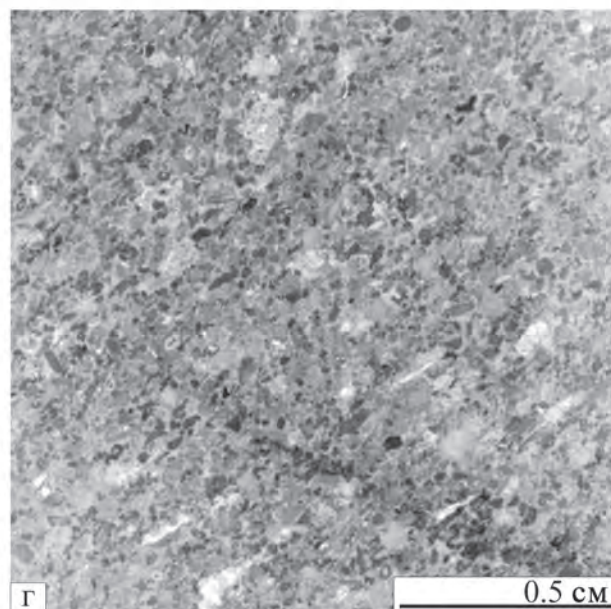
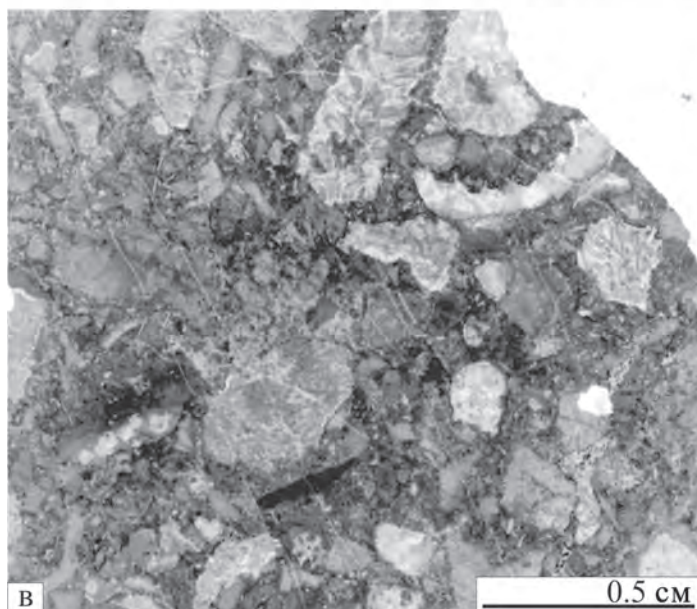
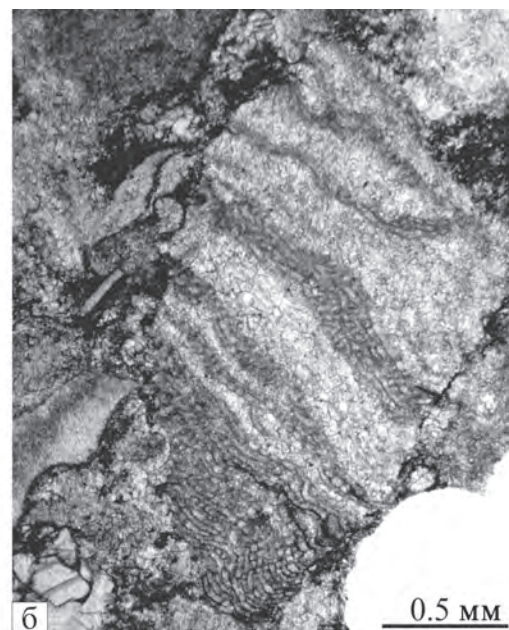
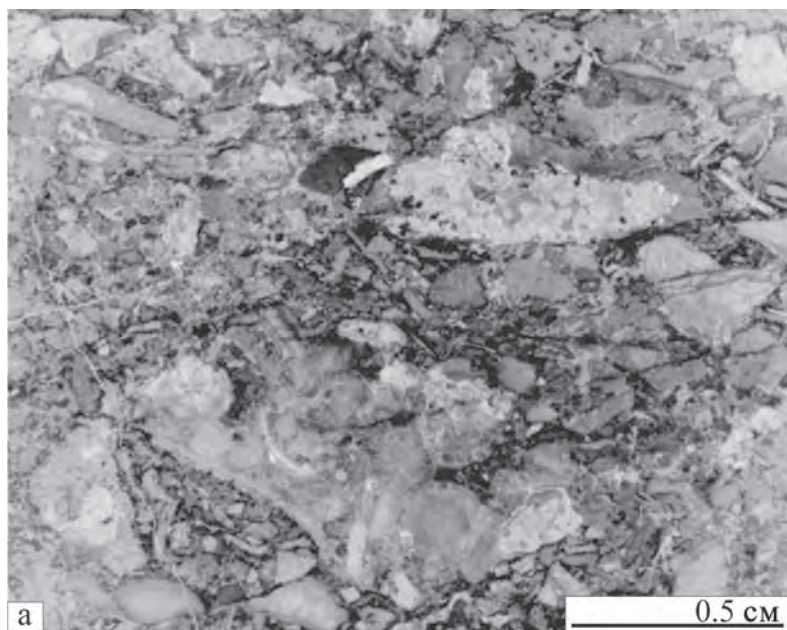


Рис. 3. Основные типы пород валганской свиты. а – известняковый конглогравелит (шлиф П-Ил113/1-2015), б – обломок строматолита (шл. П-Ил113/1-2015), в – органогенный песчаник крупнозернистый (шл. П-Ил113/3-2015), г – органогенный песчаник мелкозернистый (шл. П-Ил113/16-2015), д – известняк биокластово-пелитоморфный (шл. П-Ил114/6-2015), е – сланец глинисто-известняковый (шл. П-Ил114/4-2015).

Fig. 3. The main lithology of Valgan Fm. а – the calcareous conglomerate (thin-section П-Ил113/1-2015), б – the stromatolite clast (thin-section П-Ил113/1-2015), в – the organic coarse-grained sandstone (thin-section П-Ил113/3-2015), г – the organic fine-grained sandstone (thin-section П-Ил113/16-2015), д – the bioclastic-micritic limestone (thin-section П-Ил114/6-2015), е – the argillo-calcareous shale (thin-section П-Ил114/4-2015).

ЛТ-4. Известняки биокластово-пелитоморфные (рис. 3д) слагают слои мощностью от первых миллиметров до 2.0–3.0 см (редко больше) с нижней ровной и верхней бугристой поверхностями. Этот тип породы сложен в основном пелитоморфным кальцитом (50–90%) с глинистой примесью (5.12–8.85%) и биокластовым материалом (5–45%). Характерно частое наличие тонкой горизонтальной и конволютной слоистости. Органогенный материал представлен в основном члениками криноидей, реже обломками раковин брахиопод и остракод, единичными фрагментами колоний цианобактерий. Органогенный материал не окатан, не сортирован по размеру и не ориентирован.

ЛТ-5. Сланцы глинисто-известняковые имеют листоватую отдельность и слагают слои с ровной и четкой нижней и верхней поверхностями. По составу они глинисто-известняковые, иногда с небольшим количеством углеродистого материала (C_{org} до 3.33%). По сути, эти породы представляют собой сильно рассланцованные биокластово-пелитоморфные известняки (рис. 3е) с глинистой примесью до 12% (данные карбонатного анализа). Среди органических остатков отмечаются членики криноидей, обломки раковин брахиопод и остракод, а также единичные кальцитизированные раковинки радиолярий (до 0.1 мм).

ЛТ-6. Конглобрекция известняковая (рис. 4) слагает отдельные слои мощностью 0.2–0.5 м в верхней части изученного разреза (обн. 114). Эти слои имеют четкую ровную нижнюю границу и бугристую верхнюю. Известняковый обломочный (от 1 × 1 до 5 × 15 см) материал разной степени окатанности заключен в биокластово-пелитоморфных известняках. Состав кластического материала однороден и представлен фрагментами органогенных песчаников и известняковых конглогравелитов. Известняковые конглобрекции перекрываются биокластово-пелитоморфными известняками (ЛТ-4) и глинисто-известняковыми сланцами (ЛТ-5). Такая ассоциация повторяется 4 раза и слагает пачку мощностью 2.3 м. В этом известняковые конглобрекции не являются характерным типом пород для валганской свиты.

Таким образом, валганская свита сложена обломочными известняками, известняками пелитоморфными и глинисто-известняковыми сланцами, чередующимися друг с другом.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Цикличность

Ранее отмечалось (Антошкина, 1992; Цыганко, 2011), что валганская свита имеет циклическое строение. Циклические карбонатные последовательности могут формироваться в разных условиях (Wilson, 1975; Flügel, 2004), от прибрежных до склоновых, но в каждом случае они составлены своими ассоциациями пород.

В изученном интервале разреза строение циклитов отчетливо видно только на хорошо отмытых поверхностях. Мощность отмеченных циклитов варьирует в пределах от 5 до 25 см (см. рис. 4). Здесь можно наблюдать следующую последовательную смену (снизу вверх): известняковые конглогравелиты → органогенные крупнозернистые песчаники → органогенные мелкозернистые песчаники → известняки биокластово-пелитоморфные → глинисто-известняковые сланцы. В некоторых случаях отмечаются поверхности амальгамации, вследствие чего срезаны верхние части циклитов (см. рис. 4, пачка 1 и 9). Реже отсутствуют прослои известняковых конглогравелитов в основании, но в этом случае верхняя часть циклитов, сложенная известняками биокластово-пелитоморфными и глинисто-известняковыми сланцами, более мощная (до 10 см).

Исходя из строения, циклиты можно интерпретировать как следы кратковременных гидродинамически активных событий (известняковые конглогравелиты и органогенные песчаники) на фоне спокойноводной седиментации тонкозернистых карбонатов (известняки биокластово-пелитоморфные и глинисто-известняковые сланцы), что характерно для штормовых и склоновых отложений. Главное различие между ними кроется в составе вмещающих отложений. В биокластово-пелитоморфных известняках и глинисто-известняковых сланцах нет ярко выраженной мелководной фауны (за исключением редких мелких фрагментов колоний цианобактерий, вероятно, аллохтонных). Автохтонными здесь, по всей видимости, могут быть лишь некоторые целые раковинки остракод и кальцитизированные радиолярии, что свидетельствует об относительной глубоководности фоновых осадков. Поскольку темпеститы, как прави-

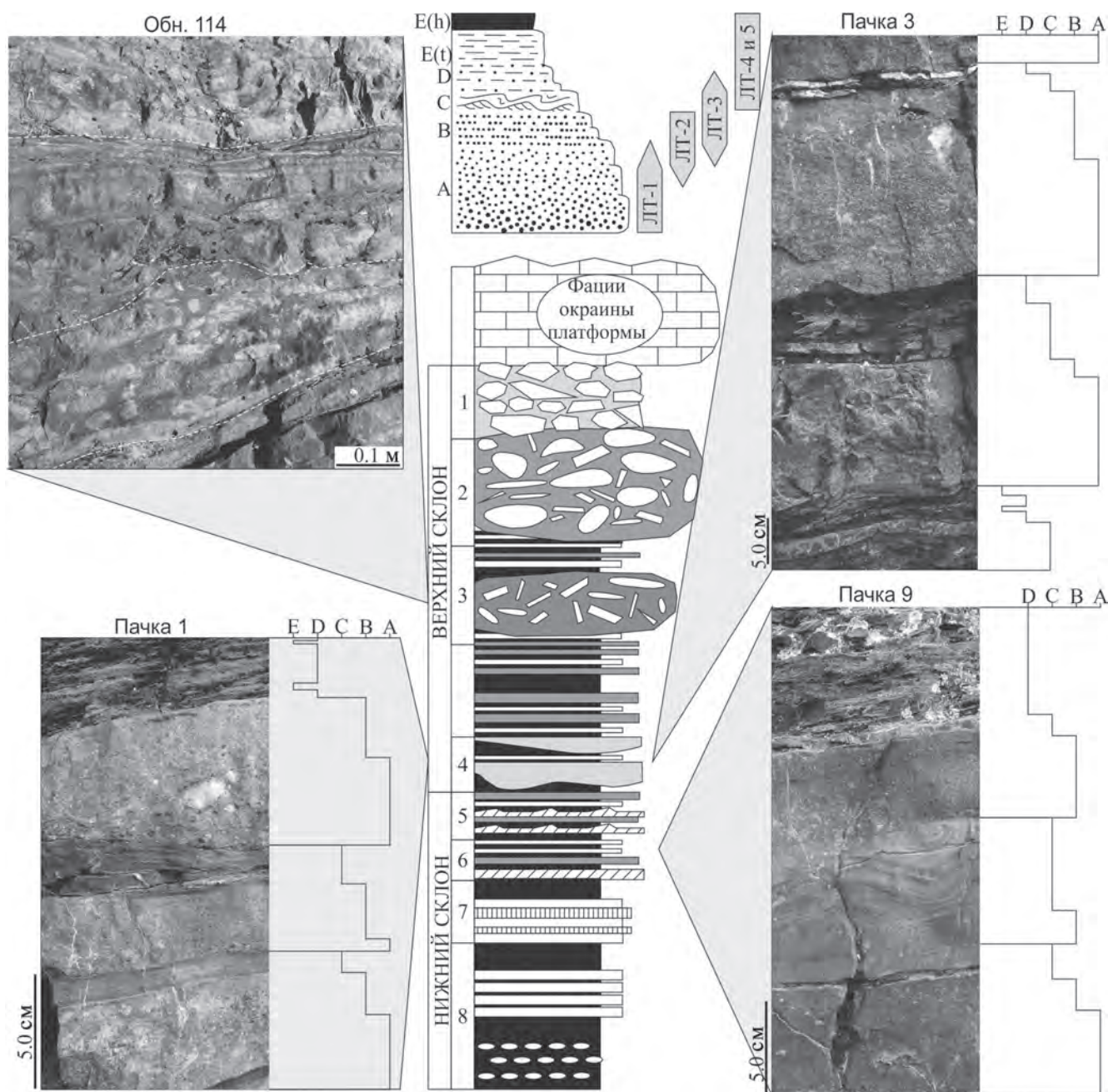


Рис. 4. Строение циклитов валганской свиты.

В центре сверху – строение цикла Боума, по (Walker, 1992).

В центре внизу – обобщенная гипотетическая последовательность склоновых фаций, по (Coniglio, Dix, 1992). 1 – локальные осыпи, сложенные глыбами из окраины платформы; 2 – полимиктовые обломки из нижней части конуса, осыпи в основании обвода склона; 3 – пластинчатые известняковые обломки оползневых масс верхнего склона; 4 – проксимальные грубозернистые турбидиты, чередующиеся с отложениями суспензий; 5 – калькарениновые контуриты; 6 – классические циклы Боума; 7 – иловые контуриты (переработанные отложения суспензий), образованные сильными течениями вблизи дна склона; 8 – нодулярные и непрерывно-слоистые отложения суспензий; некоторая раннедиагенетическая перекристаллизация карбонатов.

Обн. 114 – известняковые конглобрекции в обн. 114. Нижняя и верхняя границы обломочных слоев подчеркнуты пунктирной белой линией.

Пачка 1, пачка 3 и пачка 9 – строение циклитов в различных частях обн. 113.

Fig. 4. Cyclites structure of Valgan Fm.

In top of centre – The Bouma sequence structure, after (Walker, 1992).

In bottom of centre – generalized hypothetical succession of slope facies, after (Coniglio, Dix, 1992). 1 – local talus composed of

platform margin boulders; 2 – polymictic debris from collapse of talus cone at base of by-pass slope; 3 – limestone chip debris from disaggregation of slope mass from upper slope setting; 4 – proximal coarse turbidites interbedded with suspension deposits; 5 – calcarenite contourites; 6 – classical Bouma turbidites; 7 – muddy contourites (reworked suspension deposits, distal turbidites) formed by strong currents near bottom of slope; 8 – nodular and continuously-bedded suspension deposits; some early diagenetic recrystallization of carbonate.

Outcrop 114 – calcareous conglomerates. Lower and upper boundary of clastic beds are accentuated by white dotted lines.

Member 1, member 3 and member 9 – the architecture of cyclites at different parts of the Outcrop 113.

ло, ассоциируются с мелководными отложениями (Flügel, 2004), циклиты валганской свиты, по всей видимости, имеют склоновое происхождение. Конволютная слоистость, установленная в некоторых слоях известняков, также подтверждает эту интерпретацию.

Циклиты валганской свиты по своему строению имеют определенное сходство с циклами Боума (Bouma, 1962). Так, известняковые конгломераты (ЛТ-1) валганской свиты можно интерпретировать как образования элемента А цикла Боума. Часто они имеют нижнюю границу, указывающую на размыв подстилающих осадков (см. рис. 4). Элемент В цикла Боума обычно сложен тонкослоистыми песчано-алевритовыми отложениями. К ним можно отнести крупнозернистые (ЛТ-2) и мелкозернистые песчаники (ЛТ-3). Они, как правило, постепенно или резко сменяют конгломераты (ЛТ-1). Вероятно, в первом случае их можно также отнести к верхней части элемента А цикла Боума. Элемент С также сложен песчано-алевритовыми отложениями, но для него обычна косая либо конволютная слоистость, которая хорошо видна на отмытых поверхностях в обн. 113 (см. рис. 4, пачка 9). В данном случае слой, который можно интерпретировать как элемент С, сложен известняками биокластово-пелитоморфными (ЛТ-4) с тонкими прослоями органогенных мелкозернистых песчаников (ЛТ-3). Песчано-алевритовая последовательность завершается тонкослоистым элементом D цикла Боума, который, как правило, сильно рассланцован (Walker, 1992). По всей видимости, этому элементу соответствуют глинисто-известняковые сланцы (ЛТ-5), которые, по сути, являются рассланцованными биокластово-пелитоморфными известняками. Основная проблема заключается в выделении в изученном разрезе образований, которые можно было бы интерпретировать как элемент Е цикла Боума – отложений тонких суспензий, сложенных чаще всего пелитами. К ним со значительной долей условности можно отнести тонкие (до 1 см) прослои биокластово-пелитоморфных известняков среди глинисто-известковых сланцев (см. рис. 4, пачки 1 и 3).

Несколько отдельно по своему строению стоят слои известняковых конгломераций (ЛТ-6), которые отмечены только в средней части обн. 114. Они подстилаются и перекрываются описанными выше циклитами, характерными для валганской свиты. Эти конгломерации можно интерпретировать как

образования дебитных потоков, чье происхождение связано с подводными оползнями (Обстановки..., 1990), либо как сейсмита (Flügel, 2004). В любом случае эти специфические породы требуют специальных детальных исследований для установления их точного происхождения.

Таким образом, циклиты валганской свиты имеют определенное сходство с циклами Боума. В то же время интерпретация изученных пород как отложений турбидных потоков, вероятно, может быть несколько преждевременной, так как изучение конуса выноса требует описания ряда разрезов, захватывающих также и вмещающие их фоновые образования. Но все же характер строения циклитов свидетельствует об образовании валганской свиты в склоновых обстановках.

Источники карбонатного обломочного материала

В строении валганской свиты большое значение имеют обломочные карбонаты: известняковые конгломераты и органогенные песчаники. Изучение состава обломков позволяет определить источники сноса, что важно для палеогеографических построений. Среди обломков пород можно выделить две группы: фрагменты биогермных и пелитоморфных известняков (табл. 1). Если фрагменты пелитоморфных известняков имеют, скорее, местное происхождение, поскольку такие породы встречаются в самом разрезе валганской свиты, то обломки биогермных пород явно принесены с других участков осадочного бассейна. На севере Урала известны выходы рифовых толщ верхнего лохкова (Антошкина, 1994, 2003; Цыганко, 2011). На р. Илыч одно из таких сооружений вскрыто в разрезе Лопью-Кырта (см. рис. 1а). Его исследование показало, что эта органогенная постройка сложена в основном строматолитами с более редкими участками коралловых, фистулеллово-микробиальных и строматопорово-микробиальных биогермных известняков (Пономаренко, 2018). Строматолиты Лопью-Кырта и обломки строматолитовых известняков валганской свиты (см. рис. 3б) имеют сходное строение и относятся к скелетным строматолитам, образованным нитчатыми цианобактериями. Крустификационные и инкрустационные цементы также отмечаются в различных типах пород строматолитового рифа Лопью-Кырта (Пономаренко, 2018). Эти факты свидетельствуют

Таблица 1. Основные типы пород валганской свиты и их краткая характеристика

Table 1. Main rock types of the Valgan Formation and their short characteristics

Породы		Текстура	Структура	Состав, %			Обломки известняков	Биокласты	Вторичные изменения
				0	50	100			
ЛТ-1	Известняковые конгломерато-гравелиты	Градационная слоистая беспорядочная	Обломочная	Литокласты		Биокласты	– строматолитовых – сгустковых – цементных корок – пелитоморфных	– членики криноидей – раковины брахиопод – раковины остракод – раковины гастропод – колонии мшанок – колонии табулят – колонии строматопорид – колонии цианобактерий	Участки доломитизации, окремнение некоторых биокластов
ЛТ-2	Органогенные песчаники средне-крупнозернистые	Тонкая горизонтальная слоистость	Биокластовая	Литокласты	Биокласты		– пелитоморфных – сгустковых – строматолитовых	– членики криноидей – колонии табулят – колонии строматопорид – колонии цианобактерий	Окремнение некоторых биокластов
ЛТ-3	Органогенные песчаники средне-мелкозернистые	Тонкая горизонтальная или конволютная слоистость	Биокластовая	Биокласты			–	– членики криноидей – раковины брахиопод – раковины остракод	Доломитизация в виде тонких “полос”
ЛТ-4	Известняки пелитоморфные и биокластово-пелитоморфные	Тонкая горизонтальная или конволютная слоистость	Пелитоморфная	Биокласты	Пелитоморфный кальцит		–	– членики криноидей – раковины брахиопод – раковины остракод – колонии цианобактерий	Не отмечены
ЛТ-5	Глинисто-известняковые сланцы	Сланцеватая	Пелитоморфная	Биокласты	Пелитоморфный кальцит		–	– членики криноидей – раковины брахиопод – раковины остракод – раковины радиолярий	Не отмечены
ЛТ-6	Известняковые конглобрекции	Неявно-слоистая, беспорядочная	Обломочная	Литокласты			– органогенных песчаников – известняковых конглогравелитов	– членики криноидей – раковины брахиопод – раковины остракод	Не отмечены

Примечание. В графе “состав”: серое – литокласты, белое – биокласты, черное – пелитоморфный кальцит. В графах “обломки известняков” и “биокласты” жирным выделены преобладающие компоненты.

Note. In the column “состав”: gray – lithoclasts, white – bioclasts, black – pelitomorphic calcite. In the columns “обломки известняков” and “биокласты”, the predominant components are highlighted in bold.

ют в пользу того, что часть обломочного материала, слагающего некоторые слои валганской свиты, была привнесена с позднелохковских органо-генных построек либо, вероятно, источником сноса мог быть непосредственно строматолитовый риф Лопью-Кырта. Это утверждение также поддерживается тем фактом, что в известняковых конглогравелитах и известняковых средне-крупнозернистых песчаниках с обломками рифогенных известняков ассоциируют обломки колоний табулят, строматопоридей и цианобактерий (см. табл. 1), которые от-

мечаются и в разрезе Лопью-Кырта (Антошкина, 2003; Цыганко, 2011; Пономаренко, 2018).

Таким образом, состав обломков в валганской свите указывает на два источника их сноса: местный, представленный фрагментами пелитоморфных известняков, и рифовый, представленный фрагментами строматолитовых и сгустковых известняков, а также цементных корок. Нахождение рифогенных обломков, в свою очередь, позволяет ограничить возраст валганской свиты только поздним лохковым.

Палеогеографическая ситуация

Палеозойские отложения на северо-восточной окраине Европейской платформы относятся к двум различным структурно-формационным зонам – Елецкой и Лемвинской, что впервые было установлено К.Г. Войновским-Кригером (1945). В современном понимании елецкие фации отвечают мелководному шельфу, а лемвинские – глубокому шельфу, континентальному склону и подножию континентальной окраины Восточно-Европейского континента (Пучков, 1979).

В строении верхнеордовикско-нижнедевонской калейдовой формации Елецкой СФЗ (Елисеев, 1978, 1982; Елисеев и др., 2006) А.И. Антошкиной (2006) были выделены три типа соподчиненных субформаций: сульфатно-карбонатные, карбонатные и глинисто-карбонатные. Нижняя часть лоховского яруса относится к верхнелудловско-нижнелохковской глинисто-карбонатной, а верхняя – к верхнелохковской сульфатно-карбонатной субформации (табл. 2). В составе последней (Антошкина, 2006) с запада на восток выделяются верхнесочьинская, сотчемкыртинская и большеусинская градации (типы разрезов).

В.С. Цыганко (2011), выделивший валганскую свиту, относил ее к центральной подзоне Елецкой СФЗ, восточней которой находились верхнелохковские рифы. Но по своему строению валганская свита значительно отличается от образований сотчемкыртинской и верхнесочьинской градаций

(см. табл. 2), что не позволяет согласиться с такой палеогеографической интерпретацией. В современных географических координатах разрез валганской свиты находится юго-юго-восточнее строматолитового рифа Лопью-Кырты (см. рис. 1а). Как правило, рифы произрастают на окраинах шельфов и платформ и окружены с одной стороны зарифовой мелководной лагуной, а с другой – предрифовым открытым водным бассейном. В последней области обычно накапливаются несортированные или слабо сортированные обломочные карбонаты предрифового склона. Установление склонового происхождения пород изученного разреза и выявление в составе обломочного материала фрагментов рифовых известняков должно свидетельствовать об отнесении валганской свиты к предрифовому склону. Однако слой с обильным рифовым дебрисом здесь имеют мощность не более 5–10 см, обломки окатаны и довольно хорошо сортированы, что свидетельствует о достаточной их удаленности от источника сноса вниз по склону. Согласно обобщенной гипотетической схеме склоновых карбонатных фаций (см. рис. 4) (Coniglio, Dix, 1992), циклиты валганской свиты можно отнести к средней части континентального склона.

В литологическом и формационном смысле валганскую свиту предлагается рассматривать в качестве валганской градации, которая надстраивает к востоку верхнелохковскую сульфатно-карбонатную субформацию. Валганская градация, таким образом, будет промежуточным звеном между

Таблица 2. Субформации лоховского яруса и их строение (Антошкина, 2006; Елисеев и др., 2006), с дополнениями автора

Table 2. Subformations of the Lochkovian stage and their architecture (Antoshkina, 2006; Eliseev et al., 2006), with author's additions

Верхнелохковская сульфатно-карбонатная субформация	Верхнесочьинская градация (тип засоленных лагун, до себхи)	Сотчемкыртинская градация (тип шельфовых лагун с нарушенным водообменом)	Большеусинская градация (тип рифовых отмелей)	Валганская градация (тип континентального склона)
	– доломиты с неравнослойчатой текстурой – прослой слабоалевритистых аргиллитов – серые аргидриты	– первичные и вторичные доломиты – доломитовые аргиллиты – строматолиты – углисто-глинистые и глинистые сланцы – зеленовато-серые доломитовые мергели – зеленовато-серые песчаники – доломитовые брекчии	– массивные биогермные известняки и вторичные доломиты – известняковые песчаники и гравелито-песчаники – известняковые брекчии	– известняковые конглогравелиты – органогенные песчаники – известняки биокластово-пелитоморфные – глинисто-известняковые сланцы – известняковые конгло-брекчии
Верхнелудфордско-нижнелохковская глинисто-карбонатная субформация (тип открытого шельфа рампового типа) – углисто-глинистые черные аргиллиты – глинистые известняки с комковатой отдельностью				

верхнелохковскими биогермными образованиями Елецкой СФЗ и глинистыми и кремнистыми сланцами Лемвинской СФЗ. Лохковские образования Лемвинской СФЗ известны в лемвинском и карском аллохтонах. В последнем, кроме характерных для этой зоны глинистых, углеродисто-глинистых и кремнистых сланцев, отмечаются также прослои органоогенно-обломочных и углеродисто-глинистых известняков (Цыганко, 2011). Эти известняки могут быть фаціальными аналогами известняковых конглогравелитов и органоогенных песчаников валганской свиты.

КРАТКАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Я.Э. Юдович с соавторами (1980) указывал на положительные аномалии стронция в породах обн. 113 и 114. Отмечалось, что нижняя часть разреза очень богата Sr: даже по сборным пробам содержания составляют 1200–2000 г/т. Корреляционный анализ по выборке 22 проб показал, что Sr отрицательно коррелируется с нерастворимым остатком и большинством других элементов-примесей (Юдович и др., 1980, с. 47). Обычно положительные аномалии стронция в карбонатных породах нерифовой природы связаны с эффектом “закрытой системы” диагенеза, где карбонаты могли быстро экранироваться от контакта с наддонной водой глинами, мергелями, битумами, нефтями и раннедиагенетическими цементами (Юдович и др., 1980). Учитывая отрицательную корреляцию стронция с нерастворимым остатком, правильно будет предположить, что глинистый материал не играл здесь такой роли.

Результаты количественного спектрального эмиссионного анализа 10 образцов показали, что содер-

жание стронция в целом составляет 540–760 г/т (табл. 3), в редких случаях в известняках количество Sr доходит до 1000–1200 г/т. Наибольшее количество стронция (3200 г/т) отмечается в углеродисто-глинисто-известковых сланцах, которые также содержат повышенное количество C_{org} (3.33%) в сравнении с известняками (0.3–0.38%). Таким образом, положительные аномалии стронция валганской свиты, по всей видимости, могут быть связаны с экранирующим эффектом органического вещества.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Валганская свита представляет собой неравномерное чередование плитчатых известняковых конглогравелитов, органоогенных песчаников средне-крупнозернистых и средне-мелкозернистых, известняков пелитоморфных и биокластово-пелитоморфных и глинисто-известняковых сланцев. В верхней части отмечаются слои известняковых конглобрекций. Породы показывают отчетливую цикличность. Отмечается последовательная смена: известняковые конглогравелиты → органоогенные средне-крупнозернистые песчаники → органоогенные средне-мелкозернистые песчаники → известняки пелитоморфные → глинисто-известняковые сланцы. Эти циклиты имеют определенное сходство с циклами Боума. Характер их строения свидетельствует об образовании валганской свиты в склоновых обстановках.

Анализ состава обломочного материала позволил установить два источника сноса: местный, представленный фрагментами пелитоморфных известняков, и рифовый, представленный фрагментами строматолитовых и сгустковых известняков, а также цементных корок. Нахождение рифо-

Таблица 3. Содержание Sr, нерастворимого остатка и C_{org} в породах валганской свиты

Table 3. Strontium, insoluble residue and C_{org} content in the Valgan Fm rocks

№ обр	Тип породы	Sr, г/т	Н.о., %	C_{org} , %
П-Ил113/10	Известняки пелитоморфные	760 ± 22.2	8.73	0.30
П-Ил113/11	То же	570 ± 22.2	—	—
П-Ил113/15	Органоогенные песчаники	610 ± 22.2	—	—
П-Ил113/16	То же	670 ± 22.2	—	—
П-Ил113/17	Известняковые конглогравелиты	670 ± 22.2	43.63	0.38
П-Ил113/18	Органоогенные песчаники	1000 ± 22.2	—	—
П-Ил113/19	Известняковые конглогравелиты	620 ± 22.2	—	—
П-Ил113/20	Органоогенные песчаники	1200 ± 18.2	—	—
П-Ил114/4	Углеродисто-глинисто-известковые сланцы	3200 ± 14.2	11.90	3.33
П-Ил114/7	Органоогенные песчаники	540 ± 22.2	—	—

Примечание. Прочерк – не определялись.

Note. Dash – not defined.

генных обломков, в свою очередь, позволяет ограничить возраст валганской свиты только поздним лохковым.

В литологическом контексте предлагается рассматривать валганскую свиту в качестве валганской градации, нарастающей с востока верхне-лохковскую сульфатно-карбонатную субформацию. Валганская градация, таким образом, будет являться промежуточным звеном между верхне-лохковскими биогермными образованиями Елецкой СФЗ и глинистыми и кремнистыми сланцами Лемвинской СФЗ.

Подтверждены установленные здесь ранее положительные аномалии стронция. Показано, что наибольшее содержание Sr связано с углеродистоглинисто-известняковыми сланцами, что может быть связано с экранирующим эффектом органического вещества.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антошкина А.И. (1992) Особенности строения нижнепалеозойской рифогенной толщи Северного Урала (бассейн верховьев р. Печоры). *Природные резервуары Печорского нефтегазоносного бассейна*. Тр. ИГ Коми НЦ УрО РАН, **76**. Сыктывкар, 5-21.
- Антошкина А.И. (1994) Рифы в палеозое Печорского Урала. СПб.: Наука, 154 с.
- Антошкина А.И. (2003) Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 303 с.
- Антошкина А.И. (2006) Пространственно-временные связи в структуре нижнепалеозойской калейдовой формации севера Урала. *Проблемы геологии и минералогии* (Отв. ред. А.М. Пыстин). Сыктывкар: Геопринт, 351-364.
- Варсановьева В.А. (1940) Геологическое строение территории Печоро-Илычского государственного заповедника. *Тр. Печоро-Илычского заповедника*, **1**, 1-214.
- Войновский-Кригер К.Г. (1945) Два комплекса палеозоя на западном склоне Приполярного Урала. *Сов. геология*, (6), 27-45.
- Елисеев А.И. (1978) Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы (поздний девон и карбон). Л.: Наука, 203 с.
- Елисеев А.И. (1982) Сравнительный формационный анализ ограничений платформ в палеозое. *Научные доклады*. Тр. КФ АН СССР, **78**, Сыктывкар, 56 с.
- Елисеев А.И., Антошкина А.И., Салдин В.А., Никулова Н.Ю., Козырева И.В., Сандула А.Н. (2006) Формации палеозоя северо-восточной окраины Европейской платформы. *Научные доклады*. Тр. Коми НЦ УрО РАН, **481**, Сыктывкар, 72 с.
- Обстановки осадконакопления и фации. Т. 2. (1990) М.: Мир, 384 с.
- Першина А.И., Цыганко В.С., Щербачев Э.С., Боринцева Н.А. (1971) Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. Л.: Наука, 129 с.
- Пономаренко Е.С. (2018) Строение верхнелохковской (нижний девон) органогенной постройки Лопью-Кырта (р. Илыч, Северный Урал). *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (6), 35-42.
- Пучков В.Н. (1979). Батинальные комплексы пассивных континентальных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 258 с.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). (1993) (Ред. Н.Я. Анцыгин, Б.А. Попов, Б.И. Чувазов). Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, Уралгеолком, 151 л.
- Цыганко В.С. (2011) Девон западного склона севера Урала и Пай-Хоя (стратиграфия, принципы расчленения, корреляция). Екатеринбург: УрО РАН, 356 с.
- Юдин В.В. (1983) Варисциды Северного Урала. Л.: Наука, 173 с.
- Юдович Я.Э., Майдль Т.В., Иванова Т.И. (1980) Геохимия стронция в карбонатных отложениях (В связи с проблемой геохимической диагностики рифов). Л.: Наука, 152 с.
- Bouma A.H. (1962) Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam, Elsevier, 168 p.
- Coniglio M., Dix G.R. (1992) Carbonate slopes. *Facies models response to sea level change* (Ed. R.G. Walker, N.P. James), 349-373.
- Flügel E. (2004) Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Berlin Heidelberg Springer-Verlag, 976 p.
- Walker R.G. (1992) Turbidites and Submarine Fans. *Facies models response to sea level change* (Ed. R.G. Walker, N.P. James), 239-264.
- Wilson J.L. (1975) Carbonate facies in geologic history. N.Y., Springer, 471 p.

REFERENCES

- Antoshkina A.I. (1992) Features of structure Lower Paleozoic reefogenic stratum of the Northern Urals. *Prirodnye rezervuary Pechorskogo neftegazonosnogo basseina* [Natural reservoirs of the Pechora oil and gas basin]. Syktyvkar, IG KSC UB AN SSSR, 5-21. (In Russian)
- Antoshkina A.I. (1994) Rify v paleozoe Pechorskogo Urala [Reefs in the Paleozoic at the Pechorian Urals]. St.Petersburg, Nauka Publ., 154 p. (In Russian)
- Antoshkina A.I. (2006) Rifoobrazovanie v paleozoe (sever Urala i sopredel'nye oblasti) [Reef formation in the Paleozoic (northern part of the Urals and adjacent areas)]. Ekaterinburg, UrO RAN, 303 p. (In Russian)
- Antoshkina A.I. (2006) Space-time links in structure Lower Paleozoic Kaleidovaya Formation at the north of Urals]. *Problemy geologii i mineralologii* [The problems of Geology and Mineralogy] (Otv. red. A.M. Pystin). Syktyvkar, Geoprint Publ., 351-364. (In Russian)
- Bouma A.H. (1962) Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam, Elsevier, 168 p.
- Coniglio M., Dix G.R. (1992) Carbonate slopes. *Facies models response to sea level change* (Eds. R.G. Walker and N.P. James), 349-373.
- Eliseev A.I. (1978) *Formatsii zon ogranicheniya severovostoka Evropeiskoi platformy (pozdnii devon i karbon)* [Formations of bordering zones of the European platform (Late Devonian and Carboniferous)]. Leningrad, Nauka Publ., 203 p. (In Russian)
- Eliseev A.I. (1982) *Sravnitel'nyi formatsionnyi analiz ogranichenii platform v paleozoe* [The comparative formational analysis of platform bordering into Paleozoic]. *Nauchnye doklady*. Tr. KF AN SSSR, **78**. Syktyvkar, 56 p. (In Russian)

- Eliseev A.I., Antoshkina A.I., Saldin V.A., Nikulova N.Yu., Kozyreva I.V., Sandula A.N. (2006) *Formatsii paleozoya severo-vostocnoi okrainy Evropeiskoi platformy* [Paleozoic Formations of the north-east margin of the European platform]. *Nauchnye doklady. Tr. KNTs UrO RAN*, 481, Syktyvkar, 72 p. (In Russian)
- Flügel E. (2004) Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Berlin Heidelberg Springer-Verlag, 976 p.
- Obstanovki osadkonakopleniya i fatsii. T. 2 [A sedimentation environments and facies. V. 2]. (1990) Moscow, Mir Publ., 384 p. (In Russian)
- Pershina A.I., Tsyganko V.S., Shcherbakov E.S., Borintseva N.A. (1971) *Biostratigrafiya siluriiskikh i devonskikh otlozhenii Pechorskogo Urala* [Biostratigraphy of Silurian and Devonian deposits of the Pechorian Urals]. Leningrad, Nauka Publ., 129 p. (In Russian)
- Ponomarenko E.S. (2018) Structure of Upper Lochkovian (Lower Devonian) Lop'yu Kyrta organic buildup (Ilych River, Northern Urals)]. *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, (6), 35-42. (In Russian)
- Puchkov V.N. (1979) Batial'nye komplekxy passivnykh kontinental'nykh okrain geosinklinal'nykh oblastei [Bathial complexes of passive continental margins of geosyncline areas]. Moscow, Nauka, 258 p. (In Russian)
- Stratigraficheskie skhemy Urala (dokembriya, paleozoya)* [Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic)]. (1993) (Ed. N.Ja. Antsygin, B.A. Popov, B.I. Chuvashov). Ekaterinburg, IGG Ur O RAN, Roskomnedra Publ., 151 sh. (In Russian)
- Tsyganko V.S. (2011) *Devon zapadnogo sklona severa Urala i Pay-Khoya (stratigrafiya, printsipy raschleneniya, korrelatsiya)* [Devonian of the western slope of the Northern Urals and Pay-Khoy (stratigraphy, separation principles, correlation)]. Ekaterinburg, UrO RAN, 356 p. (In Russian)
- Varsanof'eva V.A. (1940) Geologic construction of Pechora-Ilych national reserve. *Tr. Pechoro-Ilychskogo zapovednika*, 1, 1-214. (In Russian)
- Voinovskii-Kruger K.G. (1945) Dva kompleksa paleozoya na zapadnom sklone Pripolyarnogo Urala [Two Paleozoic complexes on the Western slope of the Subpolar Urals]. *Sov. geologiya*, (6), 27-45. (In Russian)
- Walker R.G. (1992) Turbidites and Submarine Fans. *Facies models response to sea level change* (Eds. R.G. Walker and N.P. James), 239-264.
- Wilson J.L. (1975) Carbonate facies in geologic history. N.Y., Springer, 471 p.
- Yudin V.V. (1983) *Varistsidy Severnogo Urala* [Variscides of the Northern Urals]. Leningrad, Nauka Publ., 173 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Maidl' T.V., Ivanova T.I. (1980) *Geokhimiya strontsiya v karbonatnykh otlozheniyakh (v svyazi s problemoi geokhimicheskoi diagnostiki rifov)* [The strontium geochemistry in carbonate deposits (in connection with geochemical diagnostics of reefs)]. Leningrad, Nauka Publ., 152 p. (In Russian)

Текстура конус-в-конусе: новые данные

И. Х. Шумилов

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mail: shumilov@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 01.02.2019 г., принята к печати 15.04.2019 г.

Предмет исследований. В статье приведены результаты изучения кальцитовых линз с текстурой конус-в-конусе из терригенных глинистых отложений среднего девона на Среднем Тимане. **Методы.** Изучение петрографических шлифов проводилось с помощью поляризационного микроскопа Nikon eclipse LV100 ND с фотокамерой Nikon DS Fi2, шлифов полированных и протравленных HCl – на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 Jeol с энергодисперсионным спектрометром ISIS Link и волновым спектрометром Microspec. Разложение карбонатов и измерение изотопного состава углерода в режиме непрерывного потока гелия производились на аналитическом комплексе ThermoFisher Scientific. **Результаты.** Установлено, что кальцитовые тела сложены мозаичными блок-кристаллами и имеют структуру кристаллической щетки. Кальцит отличается аномально низкими значениями $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ – до -23.5‰ . Детально изучены глинистые пленки и включения слойков аргиллита. Установлен механизм образования пилообразной верхней границы слойков – локальное замещение алюмосиликатов кальцитом с сохранением реликтовой слоистой текстуры. **Выводы.** Предложен новый частный вариант кристаллизационной модели генезиса карбонатных тел со структурой конус-в-конусе.

Ключевые слова: текстура конус-в-конусе, кристаллизационная модель, девон, Средний Тиман

Благодарность

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 20-05-00445А.

Cone-in-cone structure: New data

Igor' Kh. Shumilov

N.P. Yushkin Institute of Geology, Komi Science Center, Ural Branch of RAS, 54 Pervomayskaya st, Syktyvkar 167982, Russia, e-mail: shumilov@geo.komisc.ru

Received 01.02.2019, accepted 15.04.2019

Research subject. The article presents the results of investigating calcite lenses with a cone-in-cone structure from Middle Devonian clay terrigenous deposits in the Middle Timan. **Methods.** The investigation of petrographic thin-sections was carried out using a polarizing microscope Nikon eclipse LV100 ND equipped with a Nikon DS Fi2 camera. Polished sections etched with HCl were examined using a scanning electronic microscope JSM-6400 Jeol with a power dispersive spectrometer ISIS Link and a wave spectrometer Microspec. The decomposition of carbonates and the measurement of isotope carbon composition in the mode of continuous helium stream were carried out using a ThermoFisher Scientific analytical complex. **Results.** It is established that the investigated calcite bodies consist of mosaic block crystals having a drusy structure. Calcite is characterized by abnormally low values $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ – up to -23.5‰ . Clay films and soapstone inclusions were studied in detail. The formation mechanism of the saw-tooth profile of the upper bound of these inclusions was determined, which consists in the local substitution of aluminosilicates with calcite under the maintenance of their relic layered texture. **Conclusions.** A new version of the crystallization model of carbonate body genesis with a cone-in-cone structure is proposed.

Keywords: cone-in-cone structure, crystallizational model, Devonian, Middle Timan

Acknowledgements

The work was supported by the RFBR, grant 20-05-00445A.

Для цитирования: Шумилов И.Х. (2020) Текстура конус-в-конусе: новые данные. *Литосфера*, **20**(1), 76–92. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-76-92

For citation: Shumilov I.Kh. (2020) Cone-in-cone structure: New data. *Litosfera*, **20**(1), 76–92. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-76-92

ВВЕДЕНИЕ

Текстуры конус-в-конусе (конус в конус, сложные конусы, фунтиковая текстура, cone-in-cone, con-in-con) достаточно давно известны: впервые были упомянуты Давидом Уром в книге “История Рудзерглина и Восточного Кильбрайда в Шотландии”, опубликованной в 1793 г. Наиболее широко развиты кальцитовые образования с текстурой конус-в-конусе, гораздо реже встречаются гипсовые, сидеритовые, пиритовые, силикатные, угольные (Woodland, 1964; Carstens, 1984; Becq-Giraudon, 1990; Колокольцев, 2002; Lugli et al., 2005).

Кальцитовые прослои и линзы с данной текстурой толщиной от 1 до 50 см распространены в карбонатных и терригенно-карбонатных разрезах всех возрастов, часто приурочены к толщам с повышенным содержанием органического вещества или к перекрывающим их породам, к границам раздела карбонатных отложений различного типа и стратиграфическим несогласиям в них. Нередко они встречаются как каймы и оторочки, развитые вокруг карбонатных конкреций и биогермов, отмечены внутри конкреций и в псевдоморфозах по органике (Woodland, 1964; Fairbridge, Rampino, 2003; Boggs, 2005; Тугарова, Синай, 2011; Тугарова, 2014; Колокольцев, 2015). Иногда слои имеют широкое площадное распространение и могут использоваться в качестве коррелятов (Матвеев, 1948; Бадида и др., 2015).

Текстура характеризуется своеобразной системой вложенных друг в друга конусов, разделенных пленками глинистого вещества. Высота конусов варьирует от первых миллиметров до 10, редко 20 см, обычно их максимальный размер коррелирует с общей мощностью слоя. Коническое строение хорошо видно на выветрелой поверхности слоя и в полированных вертикальных срезах. По данным различных авторов, ориентировка конусов может быть совершенно разной: сверху вниз, снизу вверх, в сторону от окруженного тела (конкрекции, линзы, пласта), к телу.

Следует особо подчеркнуть, что во всех проанализированных автором работах, посвященных объектам с текстурой конус-в-конусе, речь идет о сложении их расщепленными кристаллами в виде волокнистых, сноповидных, радиально-лучистых агрегатов.

История исследования образований с текстурой конус-в-конусе длится более двух веков, но до сих пор нет ясности в их генезисе. В.Г. Колокольцев (2002, с. 616) пишет: “Несмотря на обилие существующих сегодня генетических гипотез, по мнению большинства геологов, они не могут ответить на многие вопросы, возникающие при изучении cone-in-cone, и ни одну из них нельзя считать вполне объясняющей явления возникновения этих интересных образований”. И, как справедливо от-

метили М.А. Тугарова и М.Ю. Синай (2011, с. 248), “в целом ряде учебных пособий, а также в Геологическом словаре ... генезис фунтиковой текстуры скромно умалчивается”. Помимо дискуссионности механизма образований текстуры нет ясности и со временем его реализации. Так, например, его считают и раннедиагенетическим (Тугарова, 2014; и др.), и позднедиагенетическим (Зарицкий, 1977; и др.), и эпигенетическим (Логвиненко, 1983; и др.).

Обобщая данные отечественных и зарубежных литературных источников, гипотезы о генезисе текстур конус-в-конусе и их вариации можно разделить на несколько групп:

- литостатического давления и растворения,
- газовую,
- кристаллизационную,
- седиментационную,
- микробиолитическую,
- полигенную.

Последняя подразумевает не только то, что в каждом конкретном случае к образованию текстур может быть причастен любой из перечисленных механизмов (Наливкин, 1956), но и то, что возникать они могут на любой стадии литогенеза (Тедорович, 1963).

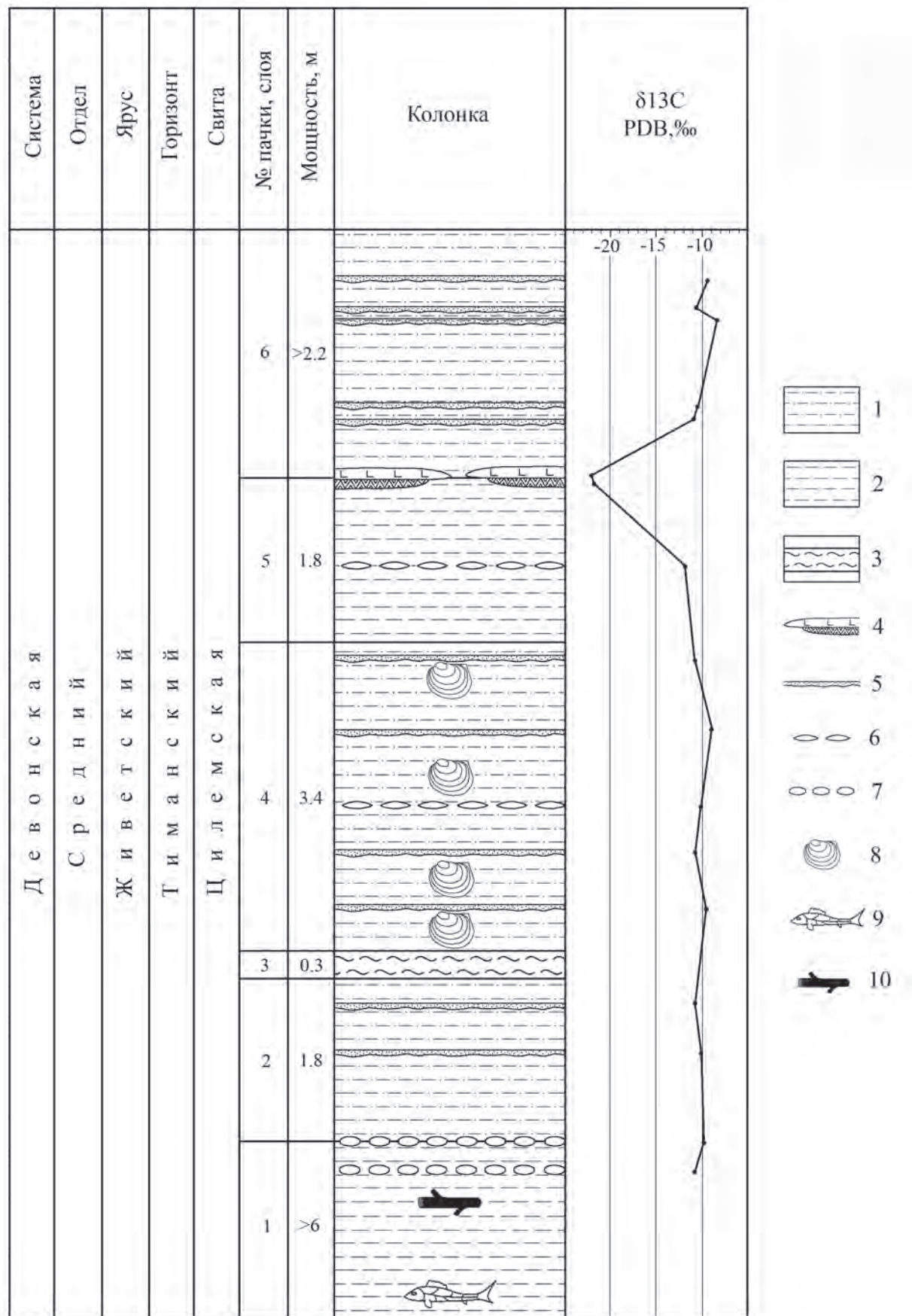
ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

При исследовании средне- и верхнедевонских терригенных отложений на Цилемской площади Среднего Тимана (Тельнова, Шумилов, 2017; Шумилов, Тельнова, 2017) в породах цилемской свиты в чередобнажений на протяжении 7 км на одном стратиграфическом уровне был обнаружен прерывистый кальцитовый слой с текстурой конус-в-конусе.

Обнаженный разрез средней части свиты имеет следующее строение (рис. 1). Начинается разрез с пачки аргиллитов алевролитистых серо-зеленого цвета, интенсивно рассланцованных. Обнаружено два слоя эллипсоидальных (длиной до 20, толщиной до 14 см) сидеритовых конкреций в кровле и на 0.3 м ниже. В породах помимо мелкого пылеватого углефицированного растительного детрита встречаются единичные крупные фрагменты наземных растений. Также в нижней части отмечены довольно многочисленные фрагменты панцирных рыб. Мощность пачки составляет более 6 м.

Выше залегает пачка алевролитов глинистых голубовато-серых, сильно рассланцованных. Зафиксированы два слоя микроконкреций манганосидеритовых, приуроченных к перерывам в осадконакоплении (МКПОН) (Атлас конкреций..., 1988; Фролов, 1993; Шумилов, 2008) толщиной до 4 см в 1.0 и 1.5 м от подошвы пачки. Мощность пачки 1.8 м.

Далее следует апопелловый (по пеплу основного состава) слой глин иллитового состава нежно-зеленого цвета, пластичных, жирных, мощностью до 0.3 м.



Вертикальный масштаб:

Рис. 1. Литолого-стратиграфическая колонка нижней части цилемской свиты.

1 – глинистый алевролит; 2 – алевролитистый аргиллит; 3 – слой глины иллитового состава; 4 – двойные слой-линзы, сложенные туфом основного состава сверху и кальцитом с текстурой конус-в-конусе снизу; 5 – микроконкреционные слои перерывов осадконакопления; 6 – слои линзовидных конкреций; 7 – слои эллипсоидальных конкреций; 8 – раковины конхострак; 9 – остатки панцирных рыб; 10 – крупные фрагменты углефицированных наземных растений.

Fig. 1. Lithology-stratigraphic column of the lower part of Tsilma formation.

1 – clayey siltstone; 2 – silty soapstone; 3 – illite clay layer; 4 – the doubled lenses: tuff (upper) and calcite with a cone-in-cone texture (lower); 5 – microconcretion layers of breaks of sedimentation; 6 – layers of concretion lenses; 7 – layers of ellipsoidal concretions; 8 – conchostracan shells; 9 – remains of armor-clad fishes; 10 – large fragments of the carbonized land plants.

Пачка алевролитов глинистых темных, голубовато-серых, рассланцованных на тонкие чешуйки, покрытых буро-черными пленками и натеками гидроокислов железа. Особенностью отложений является обилие захороненных раковин конхострак, количество которых постепенно убывает вверх по разрезу. Отмечено присутствие мелких угольных включений. Обнаружены слои конкреций двух морфологических типов: четыре слоя МКПОН в 0.5, 1.1, 2.4, 3.2 м от подошвы пачки, и в средней части (1.6 м от подошвы) – горизонт сидеритовых линзовидных конкреций (длиной до 16, толщиной до 3.5 см). Мощность пачки составляет 3.4 м.

Пачка аргиллита алевролитистого голубовато-серого с явным зеленым оттенком, рассланцованного. Отличительной особенностью пород является белесый карбонатный налет на выветрелой поверхности. Помимо мелкого углефицированного растительного детрита других органических остатков не обнаружено. В 0.8 м от подошвы залегает горизонт линзовидных сидеритовых конкреций (длиной до 20, толщиной до 5 см). В кровле пачки обнаружен горизонт линзообразных тел из туфа и кальцита с текстурой конус-в-конусе. Мощность пачки достигает 1.8 м.

Венчает разрез пачка алевролита глинистого серого с зеленоватым оттенком, рассланцованного на тонкие чешуйки. Отмечен мелкий угольный детрит. Обнаружено пять слоев мanganосидеритовых МКПОН толщиной 2–5 см в 0.6, 0.9, 1.8, 1.9 и 2.2 м от подошвы. Мощность пачки более 2.2 м.

Как показано выше, на границе пятой и шестой пачек обнаружен горизонт линзовидных тел длиной по 5–7 м, сложенных разнородными слоями (рис. 2а, б). Верхний, более протяженный (в каждой линзе), слой представлен голубовато-зеленым прочным и плотным вулканическим туфом с более светлыми желтоватыми пятнами (рис. 2в). Сложена порода остроугольными обломками вулканического стекла основного состава сложных и ажурных очертаний, часто пузырчатых, окрашенных в темно-зеленые и буроватые цвета. В голубовато-зеленых участках породы цементом служит железистый хлорит, развившийся, по-видимому, по пылеватой фракции вулканического пепла, в светлых – кальцит, замещающий хлорит. Толщина слоя достигает 8 см.

Нижний слой в линзах сложен кальцитом с текстурой конус-в-конусе, хорошо видимой на выветрелой поверхности (рис. 2г), его толщина достигает 6 см. Данный слой всегда имеет меньшую протяженность, чем перекрывающий его туфовый. Следует отметить, что во всем разрезе отложений цилемской свиты только эти тела из присутствующих карбонатных образований являются кальцитовыми, остальные – сидеритовые, мanganосидеритовые.

Образцы для дальнейших исследований отбирались с обязательной маркировкой кровли и подошвы слоя.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Макроскопически образцы изучались в свежих сколах и полированных срезах, ориентированных в вертикальной и горизонтальной плоскостях. В свежих сколах текстура просматривается неявно, отмечается наличие трехгранных выколов с ровной блестящей поверхностью, вполне отчетливо видны включения глинистых серых изогнутых слойков с характерной зубчатой верхней кромкой (рис. 3а). Отметим, что по внешнему виду эти включения идентичны вмещающей породе. В прикровельной части просматривается зона толщиной около 5 мм с явно иной структурой.

В полированных вертикальных срезах (рис. 3б) основная кальцитовая масса окрашена в темный медово-желтый цвет, по многочисленным трещинам спайности просвечивает в светло-желтых тонах; тонкие пленки включений, трассирующие конусы, имеют буровато-коричневую окраску. Довольно контрастно выделяются темно-серые относительно крупные включения, имеющие преимущественно V- и Λ-образные очертания (рис. 4), часто с мелкозубчатой (пилообразной) верхней границей, толщиной до 2 мм и длиной до 2 см. В наиболее толстых просматривается нечеткая параллельная слоистость преимущественно за счет многочисленных тонких мелких включений угля черного цвета. В распределении этих слойков-включений просматривается как минимум два субгоризонтальных уровня их массового сонахождения: примерно в 1/3 и 1/4 толщины кальцитового слоя от кровли. Отчетливо видны зоны с ромбическими системами трещинок совершенной спайности. Тре-

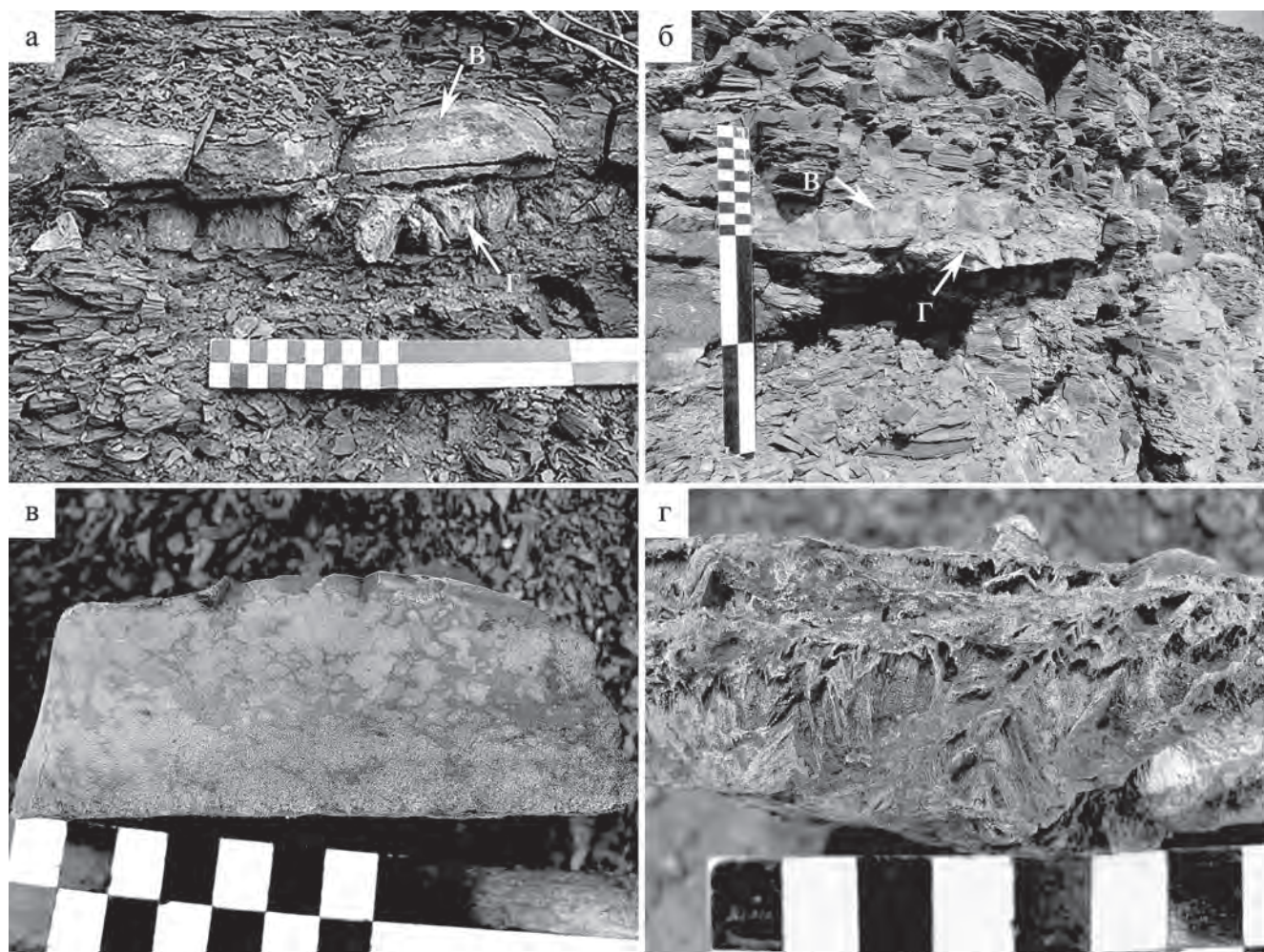


Рис. 2. Сдвоенный слой.

а – обн. Р-3, б – обн. Р-5, в – слой карбонизированного туфа, г – выветрелая поверхность кальцитового слоя с текстурой конус-в-конусе. Деления на линейке – 1 и 10 см.

Fig. 2. Doubled layer.

а – the outcrop Р-3, б – the outcrop Р-5, в – layer of carbonized tuff, г – weathered surface of calcite layer with cone-in-cone structure. Scale bars are 1 and 10 cm.

щинки прямолинейные и параллельные друг другу. В верхней части (5–7 мм ниже кровли) заметна субгоризонтальная граница, по которой расположены мелкие линзы более светлого кальцита с перламутровым отливом за счет параллельно-волокнистой структуры. Выше границы следует карбонизированный алевролитистый аргиллит, довольно резко переходящий в бескарбонатный. Следует заметить, что между слоем туфа и слоем кальцита залегает прослой вмещающего аргиллита толщиной 2–5 мм.

Микроскопические исследования шлифов вертикальных и горизонтальных срезов проводились в поляризованном свете с помощью микроскопа Nikon eclipse LV100 ND с фотокамерой Nikon

DS Fi2, аншлифов полированных и протравленных HCl – на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 Jeol с энергодисперсионным спектрометром ISIS Link и волновым спектрометром Microspes (ЦКП “Геонаука” ИГ Коми НЦ УрО РАН¹, аналитик В.Н. Филиппов).

В проходящем свете видно сложное строение породы с наличием нескольких порядков конусных фигур (рис. 5а). Самые мелкие конусы первого порядка (рис. 5б) с размером сторон 0.1–0.5 мм наиболее распространены в приподошвенной части слоя и над каждой серией включений слойков породы. Видны они за счет буроватых пленок минеральных примесей

¹ Здесь же выполнены и другие анализы.

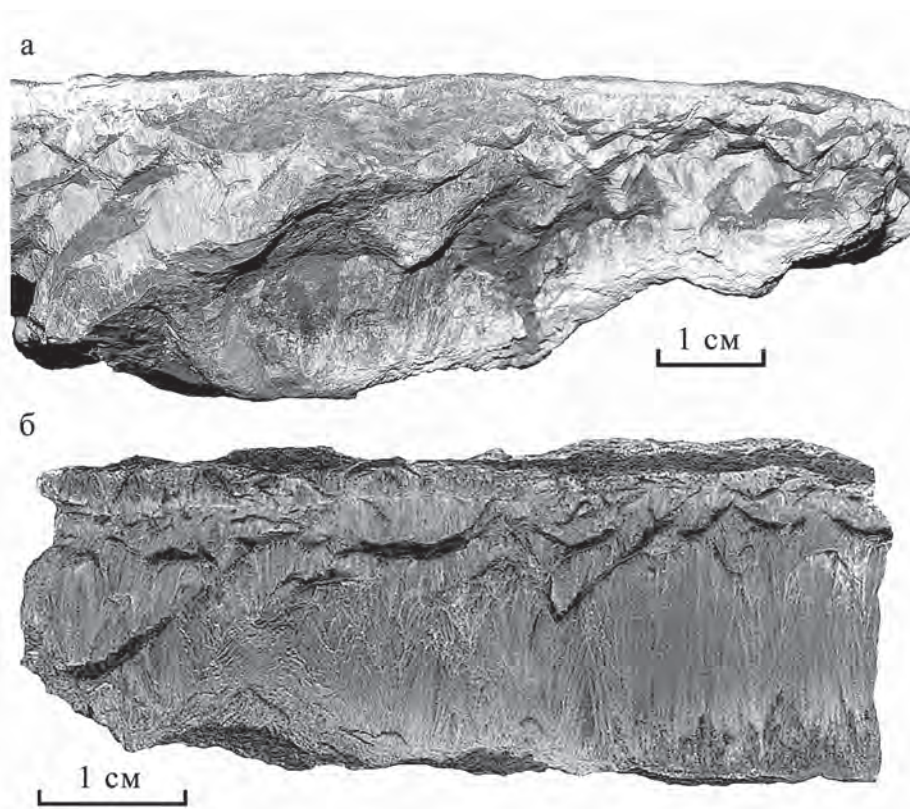


Рис. 3. Кальцитовый слой с текстурой конус-в-конусе.

а – свежий скол, б – полированный вертикальный срез.

Fig. 3. Calcite layer with cone-in-cone structure.

а – a fresh chip, б – a polished vertical cut.

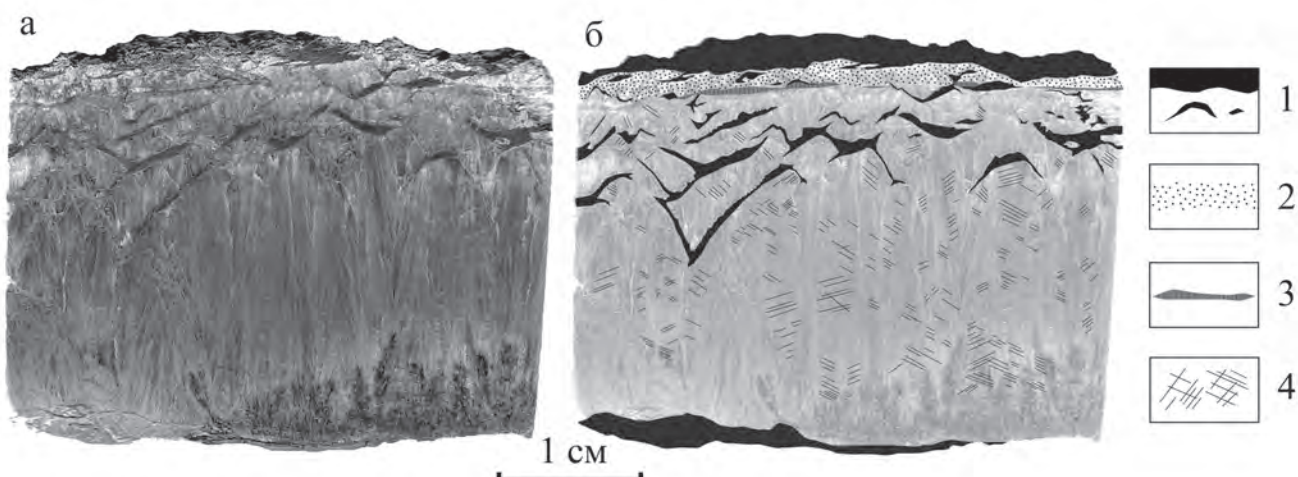


Рис. 4. Сканограмма полированного вертикального среза (а) и калька с выделенными элементами строения (б).

1 – вмещающая порода и включения слоев породы, 2 – карбонатизированная вмещающая порода, 3 – линзы шестоватого кальцита, 4 – хорошо различимые трещины спайности.

Fig. 4. Scanogramme (a) of polished vertical cut and a sketch (b) with the allocated structure elements.

1 – host rock and rock laminae, 2 – carbonized host rock, 3 – lenses of fibrous calcite, 4 – well distinguishable cracks of an eutomatic cleavage.

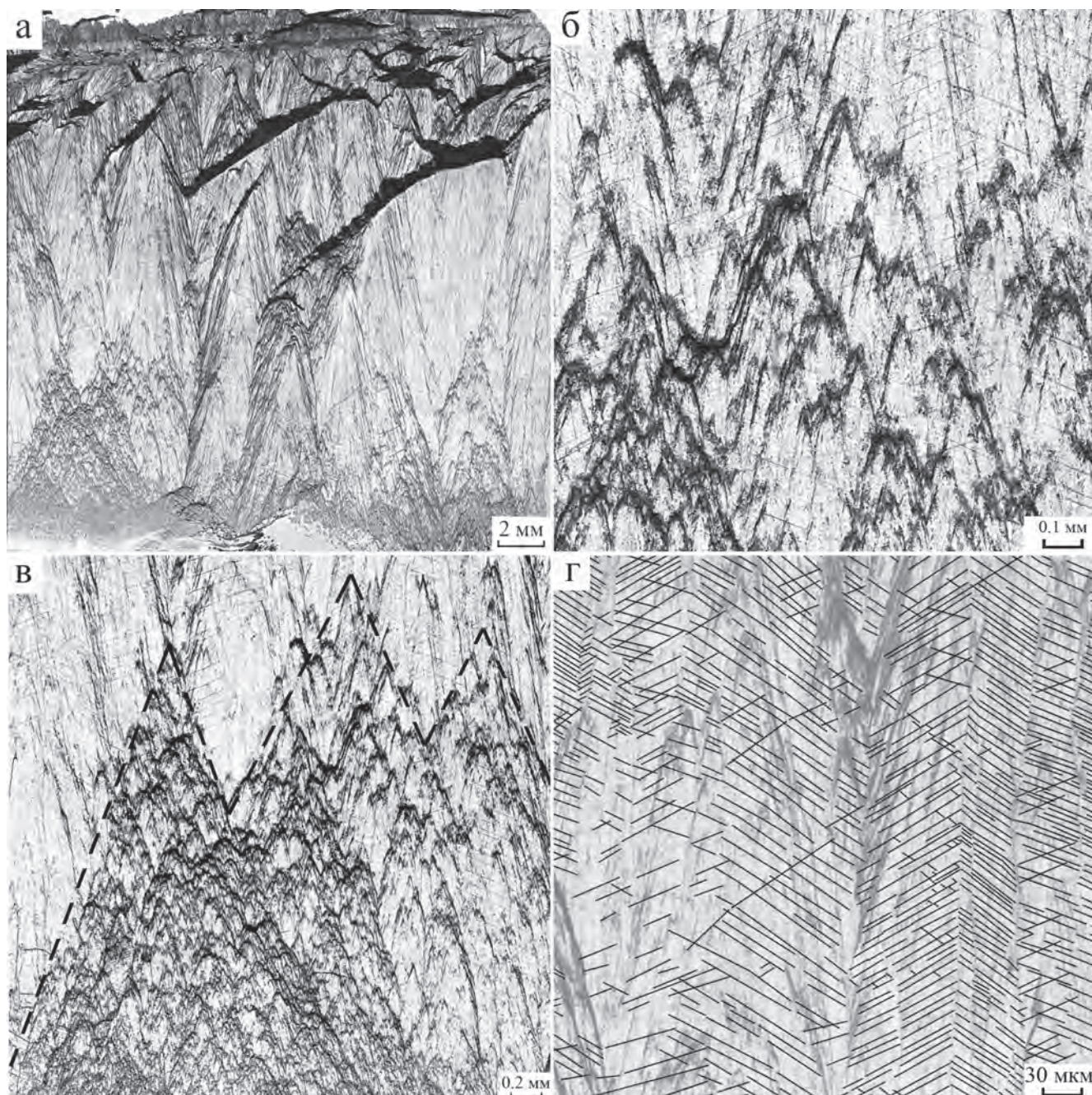


Рис. 5. Фотоплан шлифа.

а – общий вид, б – конусы первого порядка, в – конусы второго порядка, г – калька фрагмента шлифа с системами трещин спайности; без анализатора.

Fig. 5. Photoplan of a thin section.

а – a general view, б – the first range cones, в – the second range cones, г – a sketch of a thin section fragment with an eutomous cleavage system; without an analyzer.

треугольных очертаний с вершинами, обращенными к кровле. Исследования шлифов при больших увеличениях показали, что пленки имеют толщину 10–50 мкм, в большинстве случаев сложены рассеянными минеральными обломками, окислы железа

пропитывают кальцит и обволакивают зерна включений (рис. 6а). В СЭМ при изучении протравленных образцов было установлено, что кластогенный материал представлен кварцем размером 1–15 мкм с корродированной поверхностью (рис. 6б).

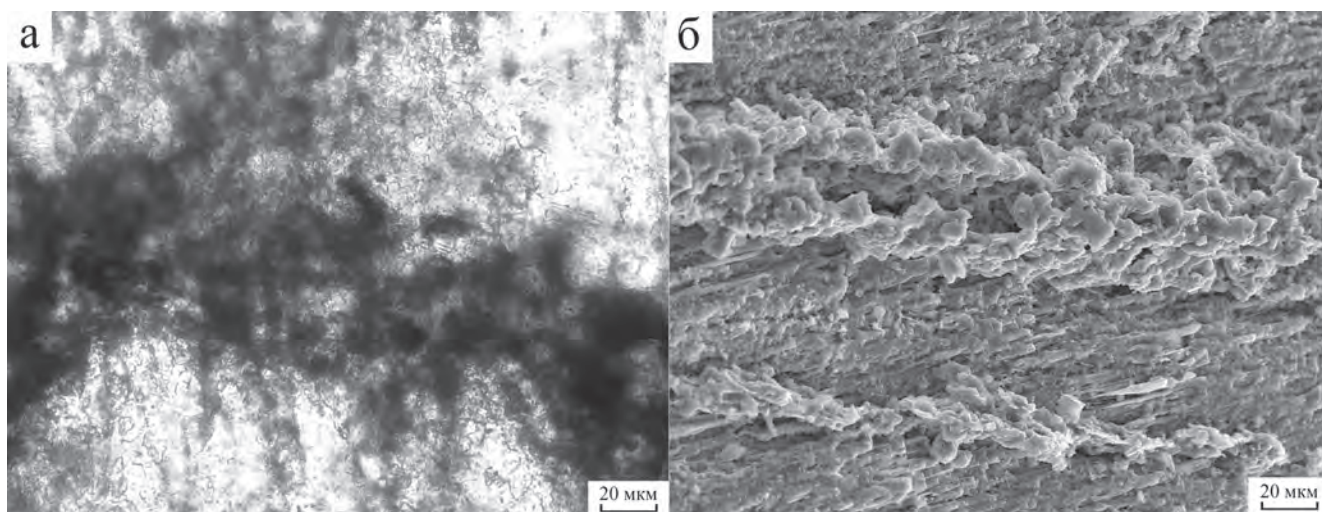


Рис. 6. Пленка в кальците.

а – в шлифе, без анализатора; темное – гидроокислы железа; б – скопления обломков кварца в виде гребней в протравленном образце; СЭМ, изображение во вторичных электронах.

Fig. 6. Film in calcite.

а – in a thin section, without analyzer; dark – iron hydroxides; б – congestions of quartz grains as a crest, the pickled sample; SEM, SE.

Конусы второго порядка объединяют в себе скопления вышеописанных фигур, имеют нечеткие пунктирные очертания из крайних генераций пленок мелких конусов (см. рис. 5в), которые располагаются довольно закономерно и ритмично – нечеткими слоями через каждые 0.1–0.2 мм. Размер конусов второго порядка по вертикальной оси в приподошвенной части слоя составляет около 6–8 мм, над крупными (протяженными) включениями слойков породы – 2–4 мм. Конусы первого и второго порядков обладают наиболее правильными геометрическими параметрами, поэтому в них удобнее измерять углы их вершин, составляющие 30–40°.

Самые крупные, третьего порядка, конусы вмещают в себя конусы более мелких порядков, имеют близкие размеры и довольно равномерно распределены по площади шлифа (объему тела). Внутри у них хорошо видны почти прямолинейные пленки из минеральных включений, чередующиеся каждые 0.2–0.5 мм. Их толщина составляет 50–100 мкм, а микронзондовые исследования позволили установить, что в срединных частях помимо кварца присутствуют глинистые минералы, представленные шамозитом и гидрослюдами с незначительной примесью смектитов. Конусы нижней серии перекрываются включениями слойков породы, которые покрывают V-образные углубления между конусами и Λ-образные вершины конусов. Если на пути роста конуса включение слойка породы отсутствует, то конус пронизывает почти всю толщину кальцитового слоя, достигая высоты около 2 см. Выше включений слойков породы начина-

ются новые серии конусов всех порядков, а сами включения слойков породы выступают в роли новой подложки.

В прикровельной части слоя кальцита конусы становятся менее выраженными, их размеры уменьшаются, ориентировка начинает варьировать в широком диапазоне, появляются радиально-лучистые и сноповидные агрегаты. Выше они уступают место микрозернистому кальциту, сменяющемуся, в свою очередь, в самой кровле цепочкой из линз параллельно-волокнистого кальцита (рис. 7). Толщина линз достигает 0.8 мм, диаметр кальцитовых волокон измеряется первыми микрометрами.

Следующим, что обращает на себя внимание, является множество трещин спайности – их гораздо больше, чем наблюдалось в полированных образцах невооруженным глазом, почти нет участков, где бы они отсутствовали (см. рис. 5г). Зоны с одинаковой ориентировкой систем трещин вытянуты в вертикальном направлении и, как правило, группируются внутри конусов третьего порядка.

При включенном анализаторе и просмотре шлифов при увеличении в 100 раз видна блочно-мозаичная структура основной массы кальцита (рис. 8). Блоки вытянуты в вертикальном направлении, их ширина в основном колеблется от 0.1 до 0.5 мм, реже вдоль границ наиболее крупных конусов достигает 1.5 мм. Волнистого и крестообразного погасания не наблюдается, за исключением небольших участков в прикровельной части слоя, где локализованы радиально-лучистые, сноповидные и параллельно-волокнистые агрегаты.

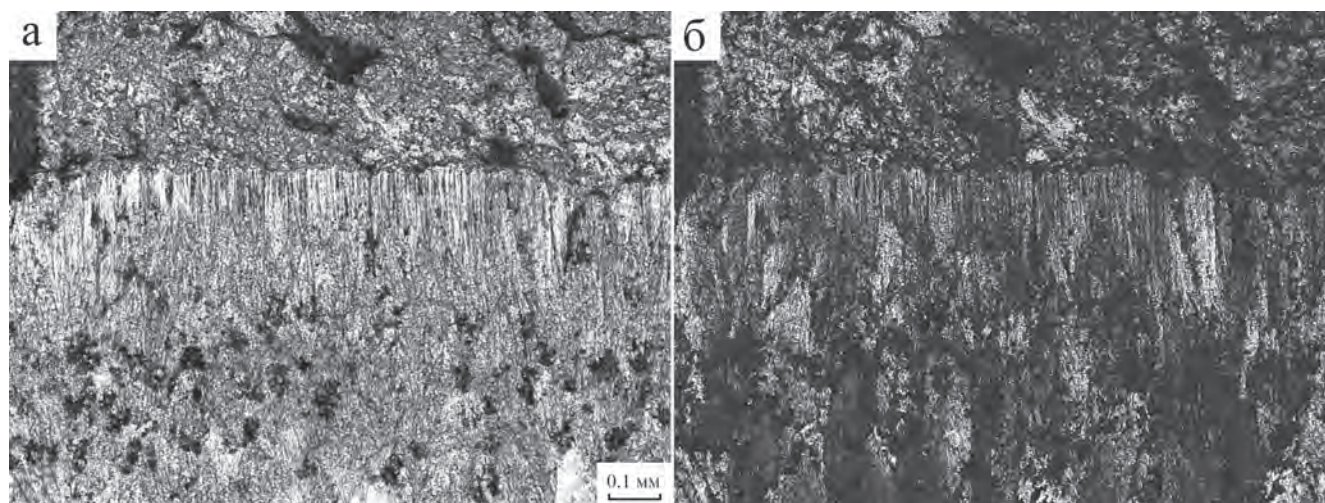


Рис. 7. Слоек-линза параллельно-волокнистого кальцита.

а – без анализатора, б – с анализатором. Внизу – микрокристаллический кальцит, выше – кальцитизированная порода, темное – выделения гидроокислов железа.

Fig. 7. Lamina-lense of fibrous calcite.

а – without analyzer, б – with analyzer. Microcrystalline calcite is below, carbonized host rock is upper, dark – iron hydroxides.

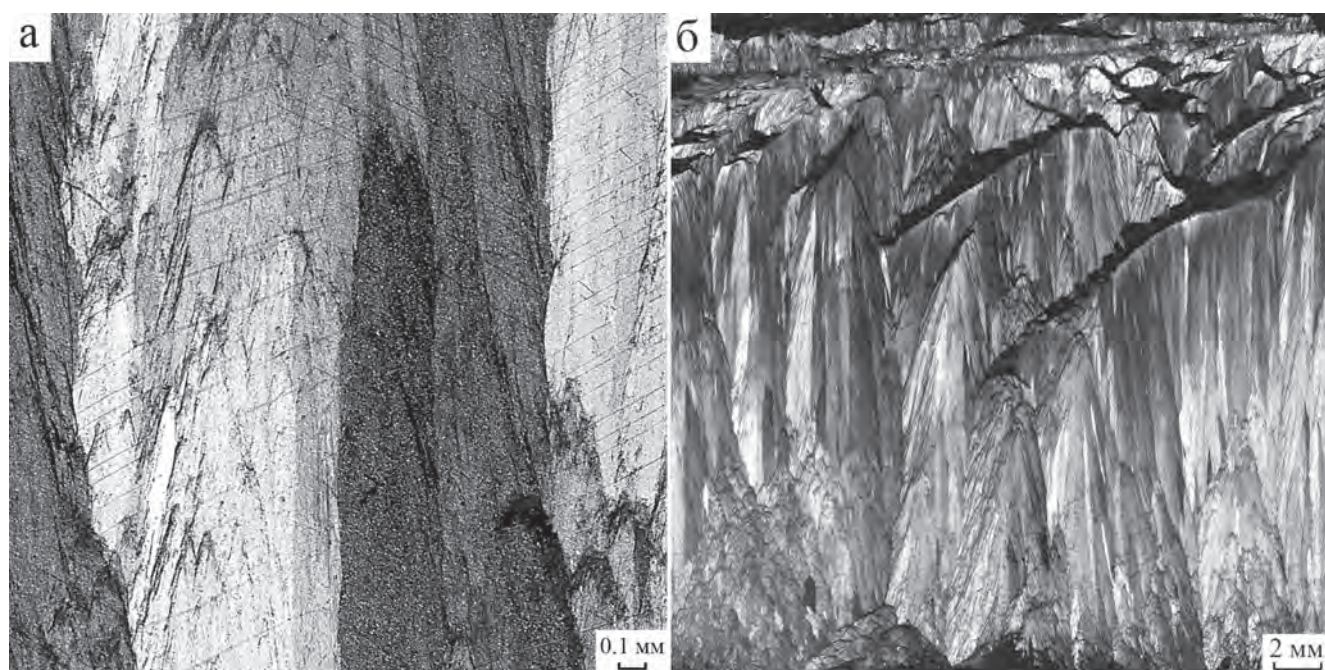


Рис. 8. Структура кальцита при включенном анализаторе.

а – поле зрения при $\times 100$, б – фотоколлаж (фотоплан) всего шлифа.

Fig. 8. Calcite structure, thin section, crossed bars.

а – field of view by $\times 100$, б – photocollage of a hole thin section.

Кроме того, при скрещенных николях удалось обнаружить тонкие (толщиной до 50 мкм) линзы параллельно-волокнистого кальцита непосредственно

под включениями слоев породы. При этом тяготеют линзы к пологонаклонным и субгоризонтальным участкам подошв этих включений слоев породы.

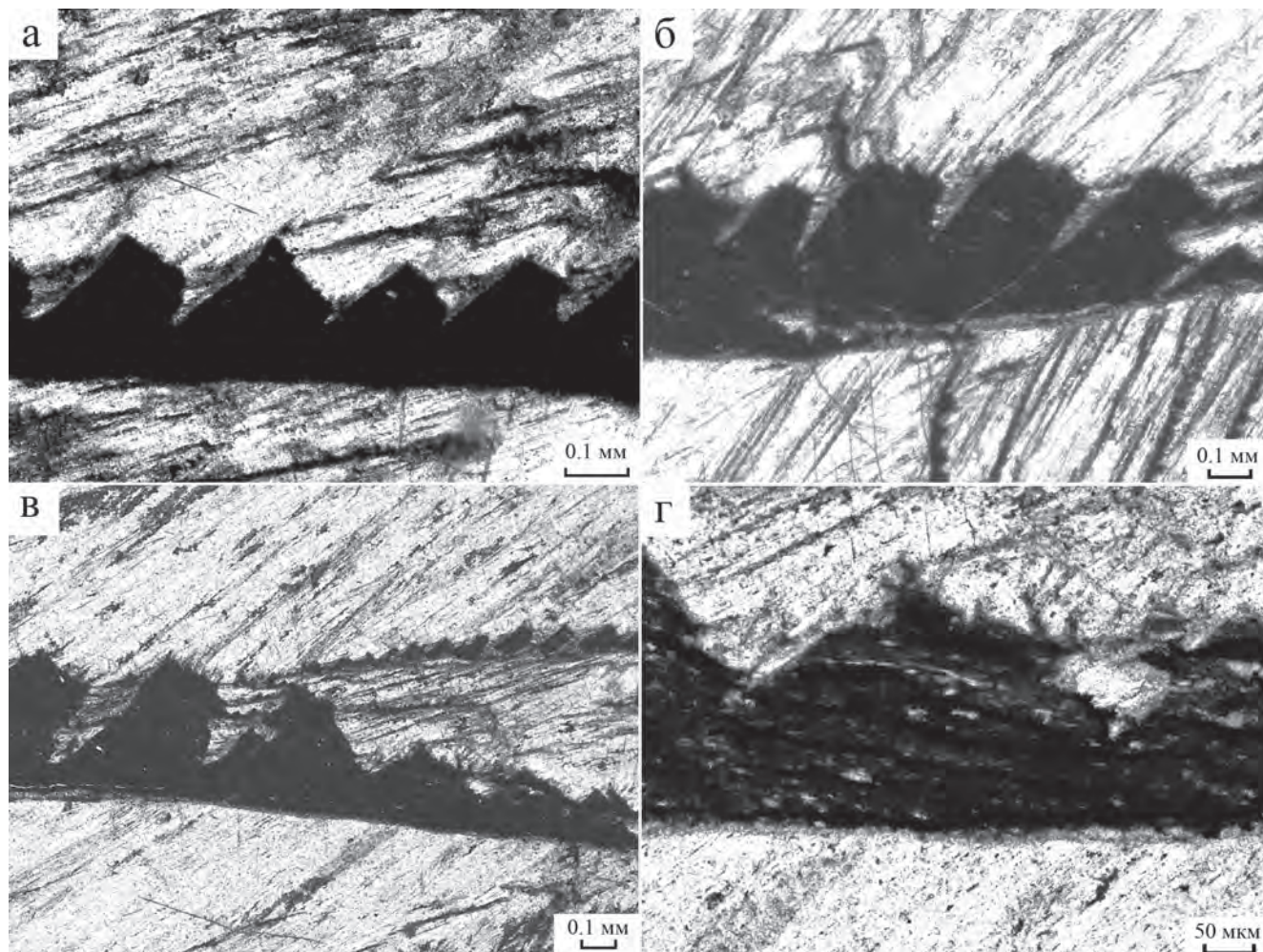


Рис. 9. Верхняя пилообразная граница слоя породы.

а – со слабо развитыми клиновидными углублениями (средние зубцы); б – с интенсивно развитыми клиновидными углублениями; в – с клиньями, проникающими почти сквозь крупный слой и разрывающими слой полностью (тонкий выше); г – крупный план, видна слоистость слоя. Все фотоснимки без анализатора.

Fig. 9. Upper sawtooth border of rock lamina.

а – poorly developed wedge-shaped hollows (medium-sized tooth); б – strongly developed wedge-shaped hollows; в – with the wedges which are getting almost through a large lamina and breaking off a lamina completely (thin above); г – large plan, the lamination of rock lamina is visible. All views without an analyzer.

В шлифах, сделанных из горизонтальных срезов кальцитового тела, при включенном анализаторе основная площадь изотропна, отмечаются лишь небольшие хаотично рассеянные анизотропные блоки. Также отсутствует явление псевдоабсорбции, не видно ни одной трещины совершенной спайности.

Большое внимание было уделено исследованию включений слоев породы в кальцитовом теле. Установлена полная их идентичность породе, вмещающей это кальцитовое тело, представлены они алевритистым аргиллитом с обильными угольными включениями, часто создающими отчетливую микроскопическую параллельную слоистость, которая повторяет все изгибы включений слоев по-

роде. Порода включений не карбонатизирована, только на периферии отмечаются микроскопические пятна кальцита.

Весьма характерной чертой многих включений слоев породы является плоская подошва и зубчатая, пилообразная кровля (рис. 9). Шаг между вершинами зубцов выдержан, но различен для каждого слоя и в целом зависит от его толщины. Форма углублений между зубцами близка прямоугольному треугольнику. На продолжении одной из сторон треугольника развивается клиновидное углубление, от едва наметившегося до соизмеримого самому “междузубью” и рассекающего слой породы насквозь (рис. 9а–в).

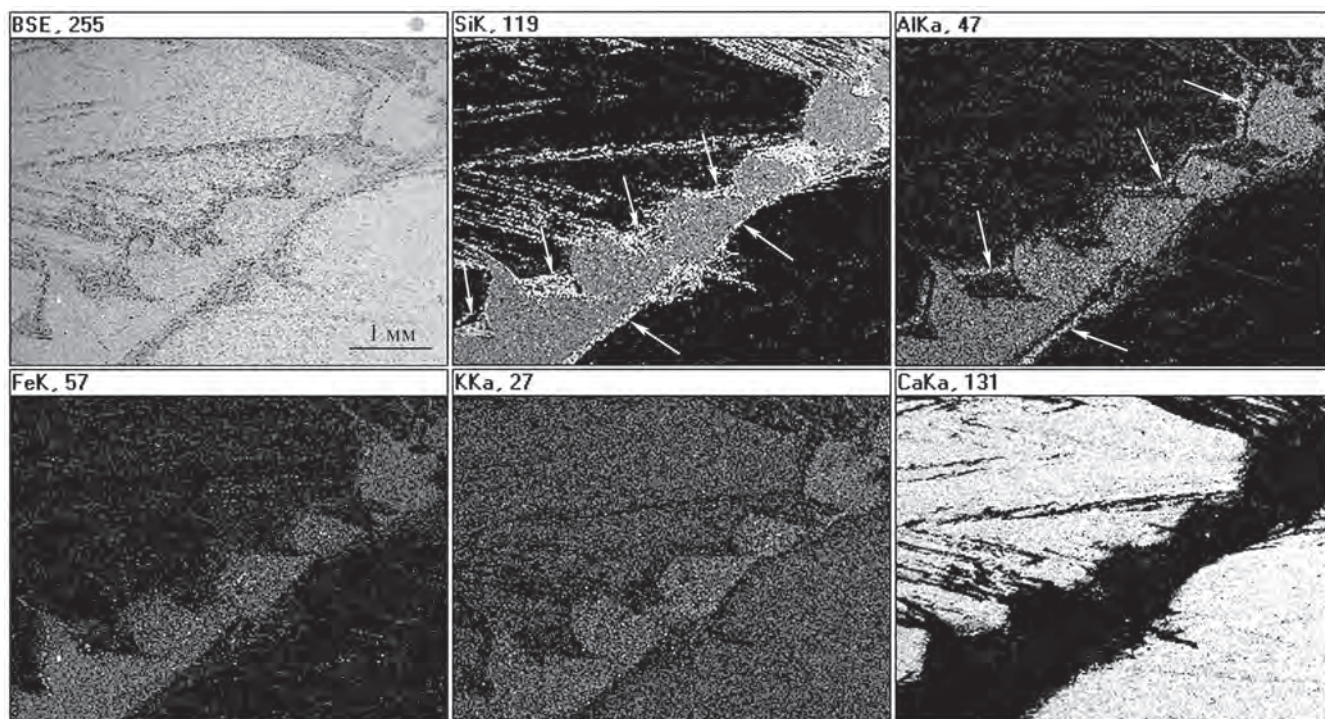


Рис. 10. Распределение химических элементов по площади аншлифа с пилообразным слойком; СЭМ, характеристическое излучение.

Fig. 10. Distribution of chemical elements on the area of a polished section with sawtoothed lamina; SEM, X-ray images.

Особо следует отметить, что никаких смещений текстурно-структурных элементов в кальцитовой матрице, окружающей “пилу”, не наблюдается.

Кальцит в углублениях между породными зубцами при оптическом наблюдении выглядит мутным, наполненным инородными включениями (рис. 9г). По периметру самого слойка породы отмечается более светлая оторочка.

Исследования с помощью СЭМ позволили выяснить следующее. По распределению химических элементов в плоскости образца с “пилой” отчетливо видны (рис. 10):

- кремниевая оторочка по периметру слойка породы шириной около 0.1 мм, сложенная обломками кварца, промежутки между которыми заполнены кальцитом;

- зерна кварца в кальцитовых промежутках между зубцами породы расположены цепочками, продолжающимися алевритовые слойки аналогичных кварцевых зерен, наблюдающихся в породе зубцов;

- кайма в кальцитовой матрице за кремниевой оторочкой, сложенная растрескавшимся аморфным веществом (рис. 11), обогащенным алюминием² (мас. %): Al_2O_3 – до 35.42, SiO_2 – до 16.44, Fe_2O_3 – до 6.49, сумма – до 64.97.

² Содержание прочих элементов ниже порога чувствительности микрозондового анализа.

Не совсем обычные данные получены при исследовании изотопного состава углерода в карбонатных образованиях разреза цилемской свиты. Разложение карбонатов и измерение изотопного состава углерода в режиме непрерывного потока гелия производились на аналитическом комплексе ThermoFisher Scientific (аналитик И.В. Смоленева). Значения $\delta^{13}C$ даны в промилле относительно стандарта PDB, ошибка определения составляет $\pm 0.01\%$ (1 σ).

Для всех сидеритовых и манганосидеритовых конкреций рассматриваемого разреза содержание тяжелого изотопа колеблется около значения -10% , в то время как в образцах, соответствующих кальцитизированному туфу и кальциту с текстурой конус-в-конусе, наблюдается резкий экскурс к значениям -23.52 и -23.22% соответственно (см. рис. 1). Здесь же отметим, что изотопный состав углерода угля, захороненного в девонских породах района, колеблется от -23.50 до -26.16% (среднее значение -24.83%).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геологическая ситуация в целом и литолого-фациальные характеристики отложений (Шумилов, Тельнова, 2017) соответствуют “стандартным” условиям для нахождения здесь карбонатных тел с

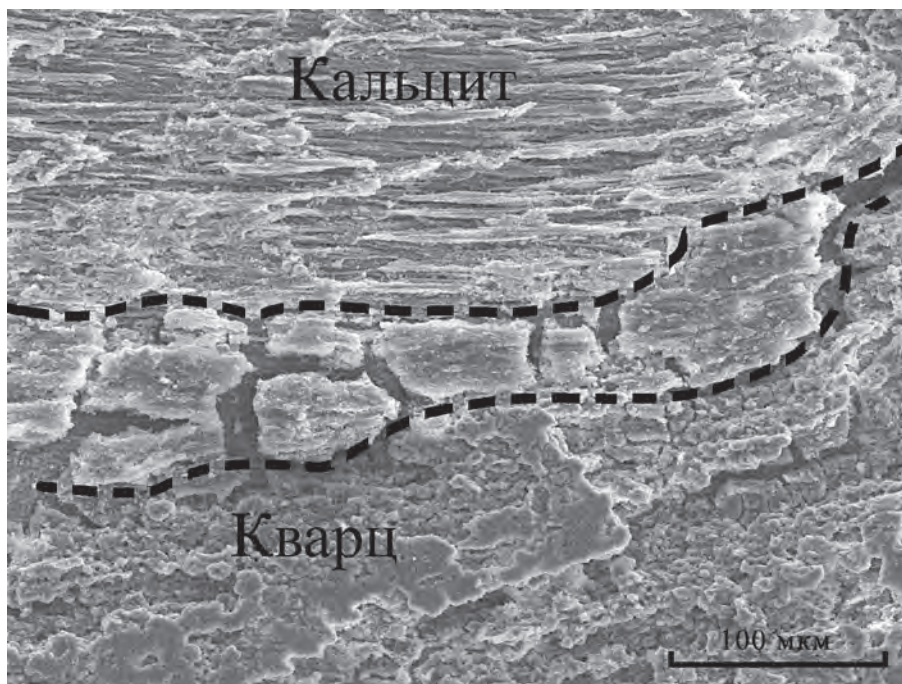


Рис. 11. Растрескавшийся слой алюмосиликатного состава, протравленный образец; СЭМ, изображение во вторичных электронах.

Fig. 11. The cracked aluminosilicate layer, the etched sample; SEM, SE.

текстурой конус-в-конусе (Gillman, Metzger, 1967; Bates, Jackson, 1987; Selles-Martinez, 1994; и мн. др.).

Макроскопически изученные образцы как в сколах, так и в полированных срезах сходны, а иногда почти идентичны описанным и иллюстрированным объектам во многих работах, посвященных геологическим телам с текстурой конус-в-конусе (Woodland, 1964; Колокольников, 2002; Бадида и др., 2015; и мн. др.).

Обязательная фиксация при отборе образцов кровли и подошвы кальцитового слоя позволяет однозначно установить, что все конусы направлены вершиной вверх.

В некоторых вертикальных срезах (см. рис. 4) включения обрывков слойков породы своими нижними границами довольно четко оконтуривают треугольные формы в кальцитовой матрице, многие из которых соответствуют вершинам конусов. Создается впечатление, что обрывки слойков плотного, но еще не литифицированного осадка упали на щетку кристаллов и, изогнувшись, укрыли их головки.

На макроскопическом этапе изучения образцов наличие трехгранных выколов с блестящими ровными поверхностями, видимые в полированных срезах довольно обширные зоны с системами трещин совершенной спайности послужили основанием для сомнений в том, что данный кальцит имеет волокнистое строение (fibrous).

Оптические микроскопические исследования показали, что кальцит сложен в основном вытянутыми в вертикальном направлении блоками шириной до 1.5 мм. В русскоязычной минералогической литературе для характеристики степени удлиненности кристаллов применяется множество терминов описательной минералогии: столбчатые, шестоватые, проволоковидные, тонкоигольчатые, нитеподобные, волосовидные, волокнистые и др. При этом разделение на отдельные морфологические разновидности достаточно неопределенное (Григорьев, 1961; Малеев, 1971; Жабин, 1979). Тем не менее многие исследователи считают, что верхний предел диаметра волокнистых (нитеподобных, волосовидных) индивидов составляет около 50 мкм. Таким образом, автор не считает возможным определять исследуемый кальцит как волокнистый.

Анализ литературных данных (особенно иллюстративных материалов) привел к несколько необычному выводу: создается впечатление, что в некоторых случаях авторы публикаций называют исследуемый ими кальцит волокнистым лишь потому, что “так принято”, “так считается”. Например, согласно Вудланду (Woodland, 1964, p. 287), волокнистая структура должна являться обязательным и постоянным свойством тел с текстурой конус-в-конусе.

Настоящий (по мнению автора) волокнистый кальцит в изученных образцах отмечен только в виде линзочек параллельно-волокнистых агрега-

тов в кровле слоя, под некоторыми включениями обрывков слойков породы и в виде сноповидных небольших агрегатов в прикровельной части.

На рис. 8б вполне отчетливо видно, что вытянутые блоки группируются внутри границ крупных конусов. Блоки расположены вертикально и вдоль боковых границ конусов, часто создавая картину дефектных, но полнотелых кристаллов (блок-кристаллов) скаленоэдрического габитуса.

В приподошвенной части слоя кальцита при включенном анализаторе по углам погасания блоков просматривается начальная стадия роста щетки из небольших разноориентированных кристаллов. По мере удаления от подошвы слоя блоки увеличиваются в размерах и приобретают вертикальное и субвертикальное положение. Максимальная упорядоченность (сонаправленность) блоков достигается под нижним массовым появлением включений обрывков слойков породы. Таким образом, мы имеем картину геометрического отбора: в результате конкуренции между кристаллами остаются и продолжают рост (совместный) только индивиды, ориентированные вектором роста (осью удлинения кристаллов) нормально к подложке (Григорьев, 1961; Жабин, 1979).

Поскольку кальцит относится к минералам тригональной сингонии, он является оптически одноосным. Есть только одно направление, нормально к которому он будет изотропным, – это его оптическая ось (L3) (Лодочников, 1955). В результате в шлифах из горизонтальных срезов наблюдается картина, соответствующая перпендикулярному сечению параллельно ориентированных кристаллов (их осей L3), т. е. щетки. Блоки со слабой интерференцией – мелкие кристаллы с несколько иной ориентировкой (отклонение незначительно). Возвращаясь к вопросу о волокнистой структуре кальцита, заметим, что, по мнению многих исследователей, конусовидные формы обусловлены веерообразными волокнистыми агрегатами расщепленных кристаллов кальцита, а не параллельно ориентированными. В таком случае здесь не может быть ни обширных систем трещин совершенной спайности, ни изотропной картины, описанной выше.

Параллельно-волокнистый кальцит небольших линзочек в кровле слоя и под включениями обрывков слойков породы является наиболее поздней генерацией минерала, образовавшейся в стесненных условиях (Жабин, 1958).

Так называемые минеральные пленки, оконтуривающие конусы различных размеров, преимущественно рассматривают как нерастворимый остаток циклических растворов загрязненного глиной кальцита (Tagg, 1932) или внедрение глинистых частиц по трещинам спайности (Tagg, 1922), открывшимся в результате напряжений литостатических или кристаллизационных сил. Отсюда происходит треугольная форма пленок (конусы).

В результате проведенных исследований нами было установлено, что пленки сложены не только глинистыми частицами, но и кластогенными зернами кварца, окисными (по-видимому, аморфными) формами железа. Поскольку образование кальцита происходило в щелочных условиях, часть глинистых частиц (как самых мелких) была выщелочена. В итоге в тонких пленках остались только обломки кварца с признаками коррозии. Алюмосиликаты остались только в срединных частях более толстых пленок. Также замечено, что простираание пленок во многих случаях не совпадает с трещинами спайности (см. рис. 5).

Автор полагает, что глинисто-кварцевые пленки выпадали из питающего раствора на грани кристаллов, т. е. являются присыпками, рубашками. В результате образования таких присыпок кристаллы начинали объемно расщепляться – появлялись многочисленные головки субиндивидов на их гранях (конусы первого порядка). Однако после выпадения минеральной взвеси (мути) раствор становился чистым: происходила своего рода регенерация, продолжался рост нормальных граней исходных кристаллов, но с внутренними дефектами. Судя по чередованию плоскостей с микроголовками, поступление питающего раствора имело пульсационный характер. Количество конусов первого порядка (головок субиндивидов) свидетельствует о том, что наиболее “грязный” раствор был на начальном этапе становления кальцитового слоя и вслед за каждым массовым выпадением слойков-включений аргиллита (см. рис. 5, 8).

Включения относительно крупных слойков “глины” в телах с текстурой конус-в-конусе – явление весьма распространенное и описывается в работах многих исследователей. Трактуются они по-разному в зависимости от гипотезы образования карбоната с текстурой конус-в-конусе. Наиболее распространены взгляды, что эти слойки являются: реликтами метасоматически замещенной аргиллитовой матрицы (начиная с G.A. Cole, 1893); глинистым нерастворимым остатком после циклического выщелачивания кальцита (O.M. Reis, 1903); результатом самоочистки (автолизии) кальцитовых кристаллов (O.M. Reis, 1914). В более поздних работах и по сегодняшний день с различными вариациями повторяются эти гипотезы.

В процессе наших исследований установлено, что слойки-включения полностью идентичны окружающим алевритистым аргиллитам. Они сложены глинистыми минералами иллит-сметтитового состава, смешанослойными фазами, хлоритами группы шамозита; алевритовая фракция представлена обломками кварца, вулканического стекла основного состава, микрокварцита и слюдистых сланцев. Тонкая параллельная слоистость обусловлена не только слойками концентрации кластогенного материала, но и обильными мелкими включе-

ниями углефицированной растительной органики. Автор полагает, что такие включения являются обрывками слоев окружающих отложений, попавших в зону формирования карбонатного тела.

Весьма яркой особенностью многих включений слоев породы, также отмечаемой множеством исследователей, является пилообразный характер одной их границы и ровный – другой. Неровную границу называют “пилой”, “зубцами”, “ступеньками”, “гофрировкой” и т. п. В исследованных нами образцах пилообразная граница является всегда верхней.

Обычно “ступеньки” трактуют как микроструктуры давления (микробудинаж, микрокливаж и др.), обусловленные совершенной спайностью кальцита и связанные с более поздними процессами механических деформаций (Колокольников, 2002; Woodland, 1964; и др.). Возникает вопрос: почему при микросмещениях нет сдвига по другой (нижней) границе? Кроме того, при микроскопических исследованиях отчетливо видно по ненарушенности тонких минеральных пленок, что нет никаких смещений и в ближайшем пространстве от “ступенек” (рис. 9).

Приведенные выше результаты исследований с помощью СЭМ показывают, что в треугольных врезках глинистый материал замещен кальцитом, а корродированные зерна кварца и угольные частицы остались *in situ*, причем сохраняя слоистую текстуру исходной породы.

Поскольку рост новой генерации кристаллов кальцита происходил на подложке нелигитированного (относительно пористого и проницаемого) материала слоев-включений, то происходило некоторое дорастание кристаллов в сторону подложки с замещением алюмосиликатов. Рост происходил по кристаллографическим направлениям, в результате чего получались геометрически одинаковые зубцы.

Таким образом, возникновение пилообразной границы слоев породы связано с кристаллизационными процессами, а не механическим воздействием (разрывами, сдвигами и др.).

Аналогичный процесс происходил и по другой (нижней) границе слоев-включений аргиллита, но в менее агрессивной форме. Здесь образовалась равномерная линейная “кварцевая” зона с замещенной глинистой составляющей шириной около 50 мкм (см. рис. 10).

Продукты растворения алюмосиликатов и частично кварца отлагались недалеко от границы породы в виде каймы Al-Si-(Fe)-геля, в дальнейшем растрескавшегося на полигональные блоки при усыхании (см. рис. 11).

Как было показано в результатах исследований, кальцит с текстурой конус-в-конусе отличается от всех прочих карбонатов разреза резким экскурсом в сторону облегчения изотопного состава углерода. При этом достигается значение $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}} -23.22\text{‰}$,

почти равное $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ угля (-24.83‰), захороненного в окружающих породах.

Смену обычного для толщи манганосидеритового состава карбонатных образований на кальцит и резкий отрицательный изотопный экскурс углерода можно объяснить изменением условий осадконакопления.

Манганосидеритовые микроконкреционные слои перерывов осадконакопления образовались в восстановительных условиях (Атлас конкреций, 1988; Зарицкий, 1977) на дне пресного или опресненного водоема (Шумилов, Тельнова, 2017), для них характерен соответствующий изотопный состав $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}} = -(5-15)\text{‰}$ (Галимов, 1968, 1993; Юдович, Кетрис, 2010). При их формировании могли участвовать три компонента с разным изотопным составом: бикарбонат поровых вод, бикарбонат, образовавшийся в результате растворения седиментогенного карбоната, и бикарбонат, образовавшийся из углекислого газа, выделенного бактериями-редуцентами, которые питаются захороненным в осадке биогенным ОВ (Юдович и др., 1998). Первые два компонента обычно обладают изотопным составом углерода, близким к стандартному ($\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}} = 0 \pm 2-3\text{‰}$), третий – легким ($\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}} = \text{от } -10 \text{ до } -15\text{‰}$ и легче). Судя по полученным значениям для МКПОН (около -10‰), основным источником углерода при их осаждении являлась углекислота, образовавшаяся при разложении захороненной растительной органики. Другой компонент разложения органики – метан – не задерживался в восстановительных условиях осаждения МКПОН и уходил далее вверх.

При активном вулканизме, на который указывают апопелловый пласт глины в средней части разреза и слой туфа, перекрывающий рассматриваемый объект, произошло обмеление водоема, и зона образования карбоната попала в окислительную обстановку. При этом биохимический метан, аномально обогащенный легкими изотопами углерода, попадая уже в кислородсодержащую зону осадка, окислялся до CO_2 , который участвовал в образовании кальцита. Таким образом, здесь вновь “соединились” два основных углеродсодержащих летучих продукта, возникших при разложении растительной органики в подстилающих отложениях. В результате образовался кальцит с аномально легким изотопным составом углерода для карбонатов ($\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}} = -23.22\text{‰}$), но почти равным изотопному составу угля ($\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}} = -24.83\text{‰}$) – основному источнику углерода при осаждении кальцита.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Предлагаемая модель образования рассматриваемых кальцитовых тел с текстурой конус-в-конусе построена на интерпретации только наших данных и полностью применима только для данного объекта.

Последовательность образования тел включает следующие этапы.

– Отложение пачки глинистых осадков с примесью алевритового материала и мелкого растительного детрита. Седиментогенез протекает в тиховодных условиях, в кислой восстановительной среде опресненного водоема. Периодически образуются слои манганосидеритовых и сидеритовых конкреций.

– Очередная активация вулканической деятельности, при которой отлагаются линзы обломков основного вулканического стекла, сцементированные хлоритом (вероятно, изначально пылеватой фракцией вулканического пепла). Происходят тектонические подвижки, приводящие к подъему ложа бассейна и обмелению водоема, в результате чего верхний слой осадка попадает в зону окислительной среды. Кальцитизация приводит к консолидации туфовых линз, делая их монолитными и прочными.

– Начинается постепенное уплотнение глинистого осадка. Под туфовыми прочными линзами образуются декомпрессионные зоны гидро-, литостатического давления. В то же время линзы туфа выполняют роль покрышек, препятствовавших оттоку седиментационных вод при их отжиме из уплотняющегося осадка – они здесь скапливаются под некоторым давлением, раздвигая пластичный осадок. В результате под туфовыми линзами возникают также линзовидные полости, заполненные водой. При этом их кровли образуются не по подошве туфа, а чуть ниже. На это указывает аргиллитовый прослой между туфом и кальцитовым телом.

– На “дне” полости начинает кристаллизоваться кальцит в виде щетки мелких разноориентированных кристаллов. Питающий раствор содержит минеральную взвесь при каждом пульсационном поступлении, которая осаждается в виде глинисто-кварцевых пленок на гранях кристаллов кальцита (в вертикальном срезе мы их видим в виде конусов).

– Постепенно система стабилизируется, раствор становится более чистым, по мере роста кристаллов происходит их геометрический отбор с образованием щетки.

– При встряске осадка, обусловленной, возможно, сильным штормом (мелководные условия), землетрясением (вулканизм) или иными причинами, происходит массовое отслаивание обрывков-слоев глинистой кровли. Упав на кальцитовую щетку, обрывки слоев изогнулись, обволакивая ее рельеф. На примере вертикального среза, приведенного на рис. 4, можно выделить два массовых падения обрывков слоев с кровли.

– После падения обрывков слоев породы в питающем растворе опять появляется много муты. Поэтому кристаллы, нарастающие уже на слоях-включениях, опять содержат множество глинистых пленок (конусов первого порядка).

– По мере роста кристаллов кальцита свободного пространства остается все меньше и меньше. При его финальном заполнении питающий раствор поступает с затруднениями и неравномерно, отмечается частое падение небольших обрывков слоев породы кровли. В результате кальцит кристаллизуется в виде мелкозернистой массы или расщепленных сноповидных агрегатов. Наконец полость полностью заполняется кальцитом. На заключительных этапах уплотнения осадка образуются микротрещины в кровле кальцитового тела на границе со слоем аргиллита, под включениями обрывков слоев породы в самом кальцитовом теле. Здесь уже в стесненных условиях начинает расти параллельно-волокнистый кальцит.

В целом данная модель является вариантом кристаллизационной модели с ростом кальцитовых кристаллов не в полужидком глинистом осадке, а в полости, в более “чистых” условиях, на стадии раннего диагенеза. Разумеется, применять ее ко всему многообразию карбонатных тел с текстурой конус-в-конусе не следует.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

К породам с текстурой конус-в-конусе часто относят самые разные образования, до недавнего времени к ним причисляли даже импактные конусы разрушения (shutter cones), не имеющие никакого отношения к кристаллогенезису. Еще в 1964 г. Б.Г. Вудланд предлагал четко различать ложные и истинные текстуры конус-в-конусе. К истинным, по его мнению, следует относить только текстуры карбонатных тел. Вторым обязательным свойством должна являться их волокнистая структура (Woodland, 1964, p. 287). Однако его предложение не получило широкой поддержки. Если с первым тезисом Вудланда можно согласиться, то второе, как показывает материал представленной статьи, вызывает сомнения.

Невзирая на все многообразие положений тел с текстурой конус-в-конусе в геологических разрезах, особенности истории развития осадочных толщ, некоторые авторы упорно предлагают считать выдвигаемые ими гипотезы генезиса единственно верными и применимыми во всех случаях. Автор данной статьи вслед за Д.В. Наливкиным (1956) и Г.И. Теодоровичем (1963) считает, что в каждом конкретном случае к образованию текстуры может быть причастен любой из механизмов на любой стадии литогенеза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас конкреций. (1988) Л.: Недра, 323 с.
Бадида Л.В., Мизенс Г.А., Мельничук О.Ю. (2015) Текстура “конус в конусе” в терригенной толще верхнедевонской кодинской свиты на востоке Среднего Урала. *Ежегодник-2014*. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 162, 44-48.

- Галимов Э.М. (1968) Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 226 с.
- Галимов Э.М. (1993) Геохимия углерода. *Природа*, (3), 3-13.
- Григорьев Д.П. (1961) Онтогенез минералов. Львов: Изд. Львовск. ун-та, 284 с.
- Жабин А.Г. (1958) Морфология и генезис параллельношестоватых агрегатов минералов. *Зап. ВМО*, **87**(5), 57-64.
- Жабин А.Г. (1979) Онтогенез минералов. Агрегаты. М.: Наука, 272 с.
- Зарицкий П.В. (1977) Минералогия и геохимия конкреционных образований угленосных отложений. *Конкреции и конкреционный анализ*. М.: Наука, 60-73.
- Колокольцев В.Г. (2015) Загадочная текстура конус-в-конусе. *Природа*, (11), 27-36.
- Колокольцев В.Г. (2002) Текстура Coin-in-coin и ее происхождение. *Литология и полез. ископаемые*, (6), 612-627.
- Логвиненко Н.В. (1983) Петрография осадочных пород. М.: Высш. школа, 416 с.
- Лодочников В.Н. (1955) Главнейшие порообразующие минералы. М.: ГНТИ, 248 с.
- Малеев М.Н. (1971) Свойства и генезис природных нитевидных кристаллов и их агрегатов. М.: Наука, 99 с.
- Матвеев К.К. (1948) О распространенности образований нарушенной кристаллизации ("кон-ин-кон") в кунгурских отложениях западного склона Урала (по данным 1944 г.). *Тр. Горно-геологического ин-та*, **14**(1), 28-32.
- Наливкин Д.В. (1956) Учение о фациях. М., Л.: Изд-во АН СССР, 534 с.
- Тельнова О.П., Шумилов И.Х. (2017) Саргаевский горизонт верхнего девона в бассейне р. Цильма, Средний Тиман. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **25**(2), 49-71.
- Теодорович Г.И. (1963) О сутуро-стилолитовых поверхностях и образованиях "конус-в-конус". *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, **11**, 85-94.
- Тугарова М.А. (2014) Микробиолиты триаса архипелага Шпицберген. СПб.: ВНИИОкеангеология, 198 с.
- Тугарова М.А., Синай М.Ю. (2011) Текстура конус-в-конусе как индикатор наложенной углеводородной флюидизации на стадии диагенеза (на примере триасовых разрезов восточных островов арх. Свальбард). *Минеральные индикаторы литогенеза*. Сыктывкар: Геопринт, 248-249.
- Фролов В.Т. (1993) Литология. Кн. 2. М.: Изд-во МГУ, 432 с.
- Шумилов И.Х. (2008) Манганосидеритовые конкреции в девонских отложениях Среднего Тимана. *Геология и полезные ископаемые Западного Урала*. Пермь: Перм. ун-т, 176179.
- Шумилов И.Х., Тельнова О.П. (2017) История геологического развития бассейна р. Цильма (Средний Тиман) в девоне. *Литология и полезн. ископаемые*, (3), 266-282.
- Юдович Я.Э., Беляев А.А., Кетрис М.П. (1998) Геохимия и рудогенез черносланцевых формаций Пай-Хоя. СПб.: Наука, 366 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2010) Соотношения изотопов углерода в стратиферии и биосфере: четыре сценария. *Биосфера*, **2**(2), 231-246.
- Bates R.L., Jackson J.A. Glossary of Geology. (1987) Elsevier Science, 788 p.
- Beccq-Giraudon J.F. (1990) Cone in cone structure in an environment of siliciclastic deposition. New observation on Lower Ordovician cone-in-cone structures of the Montagne Noire, south French Massif central. *Géologie de la France*, (2), 11-19.
- Boggs S. (2005) Principles of Sedimentology and Stratigraphy. Upper Saddle River, N.J.: Prentice Hall, 662 p.
- Carstens H. (1984) Early diagenetic cone-in-cone structures in pyrite concretions. *J. Sed. Petrol.*, **55**, 105-108.
- Fairbridge R.W., Rampino M. (2003) Diagenetic Structures. *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. Kluwer Academic Publishers, 219-225.
- Gillman, R.A., Metzger, W.J. (1967) Cone-in-cone concretions from western New York. *J. Sed. Petrol.*, **37**, 87-95.
- Lugli S., Reimold W.U., Koeberl Ch. (2005) Silicified Cone-in-Cone Structures from Erfoud (Morocco): A Comparison with Impact-Generated Shatter Cones. *Impact Tectonics, Part of the series Impact Studies*. Springer, 5, 81-110.
- Selles-Martinez J. (1994) New insights in the origin of cone-in-cone structures. *Carbonates and Evaporites*, (9), 172-186.
- Tarr W.A. (1922) Cone-in-cone. *Amer. J. Sci.*, **220**, 199-213.
- Tarr W.A. (1932) Cone-in-cone. *Treatise on Sedimentation*. Baltimore: Williams and Wilkins, 716-733.
- Woodland B.G. (1964) The nature and origin of cone-in-cone structure. *Fieldiana. Geology*, **13**(4), 189-305.

REFERENCES

- Atlas konkretsiy* (1988) [Atlas of concretions], Leningrad, Nedra Publ., 323 p. (In Russian)
- Badida L.V., Mizens G.A., Melnichuk O.Yu. (2015) Cone-in-cone structure in terrigenous strata of Kodinskaya Formation of Upper Devonian in the east of Middle Urals. *Ezhгодnik-2014*. Tr. IGG UrO RAN, V. 162, 44-48. (In Russian)
- Bates R.L., Jackson J.A. Glossary of Geology. (1987) Elsevier Science, 788 p.
- Beccq-Giraudon J.F. (1990) Cone in cone structure in an environment of siliciclastic deposition. New observation on Lower Ordovician cone-in-cone structures of the Montagne Noire, south French Massif central. *Géologie de la France*, (2), 11-19.
- Boggs S. (2005) Principles of Sedimentology and Stratigraphy. Upper Saddle River, N.J.: Prentice Hall, 662 p.
- Carstens H. (1984) Early diagenetic cone-in-cone structures in pyrite concretions. *J. Sed. Petrol.*, **55**, 105-108.
- Fairbridge R.W., Rampino M. (2003) Diagenetic Structures. *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. Kluwer Academic Publishers, 219-225.
- Frolov V.T. (1993) *Litologiy. Kn.2* [Lithology. Book 2], Moscow, Moscow St. Univ. Publ., 432 p. (In Russian)
- Galimov E.M. (1968) *Geokhimiya stabil'nykh izotopov ugleroda* [Geochemistry of carbon stable isotopes], Moscow, Nedra Publ., 226 p. (In Russian)
- Galimov E.M. (1993) Carbon geochemistry. *Priroda*, (3), 3-13. (In Russian)
- Gillman R.A., Metzger W.J. (1967) Cone-in-cone concretions from western New York. *J. Sed. Petrol.*, **37**, 87-95.
- Grigor'ev D.P. (1961) *Ontogeniya mineralov* [Ontogenesis of minerals], L'vov, L'vov Univ. Publ., 284 p. (In Russian)
- Kolokol'tsev V.G. (2002) Structure coin-in-coin and its genesis. *Litol. Polezn. Iskop.*, (6), 612-627. (In Russian)
- Kolokol'tsev V.G. (2015) Mysterious cone-in-cone struc-

- ture. *Priroda*, 11, 27-36. (In Russian)
- Lodochnikov V.N. (1955) *Glavneishie porodoobrazuyushchie mineraly* [The main rock-forming minerals], Moscow, GNTI Publ., 248 p. (In Russian)
- Logvinenko N.V. (1983) *Petrografiya osadochnykh porod* [Sedimentary petrography], Moscow, Vyssh. Shkola Publ., 416 p. (In Russian)
- Lugli S., Reimold W. U., Koeberl Ch. (2005) Silicified Cone-in-Cone Structures from Erfoud (Morocco): A Comparison with Impact-Generated Shatter Cones. *Impact Tectonics, Part of the series Impact Studies*. Springer, 5, 81-110.
- Maleev M.N. (1971) *Svoystva i genezis prirodnykh nitevidnykh kristallov i ikh agregatov* [Properties and genesis of natural whiskers crystals and their units]. Moscow, Nauka Publ., 99 p. (In Russian)
- Matveev K.K. (1948) About abundance of formations of the broken crystallization ("con-in-con") in the Kungur deposits of the western slope of the Urals (according data of 1944). *Tr. Gorno-geologicheskogo in-ta* [Works of Mining-geology Institute], 14(1), 28-32. (In Russian)
- Nalivkin D.V. *Uchenie o fatsiyakh* [The doctrine about facies]. (1956) Moscow, Leningrad, AN SSSR Publ., 534 p. (In Russian)
- Selles-Martinez J. (1994) New insights in the origin of cone-in-cone structures. *Carbonates and Evaporites*, (9), 172-186.
- Shumilov I.Kh. (2008) Manganosiderite concretions in Devonian sediments of Middle Timan. *Geologiya i poleznye iskopaemye Zapadnogo Urala* [Geology and mineral resources of the Western Urals] Perm, Perm Univ. Publ., 176-179. (In Russian)
- Shumilov I.Kh., Telnova O.P. (2017) History of the geological evolution of the Tsil'ma river basin (Middle Timan) in the Devonian. *Litol. Polezn. Iskop.*, (3), 266-282. (In Russian)
- Tarr W.A. (1922) Cone-in-cone. *Amer. J. Sci.*, 220, 199-213.
- Tarr W.A. (1932) Cone-in-cone. *Treatise on Sedimentation*. Baltimore: Williams and Wilkins, 716-733.
- Tel'nova O.P., Shumilov I.Kh. (2017) The Upper Devonian Sargaev horizon in the Tsil'ma river basin, Middle Timan. *Stratigr. Geol. Korrel.*, 25(2), 49-71. (In Russian)
- Teodorovich G.I. (1963) About suturo-stylolitic surfaces and formation "cone-in-cone". *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, (11), 85-94. (In Russian)
- Tugarova M.A., Sinai M.Yu. (2011) Cone-in-cone structure as an indicator of the imposed hydrocarbon fluidization at a diagenesis stage (on the example of Triassic profile of east islands of Svalbard archipelago). *Mineralnye indikatory litogeneza* [Mineral indicator of lithogenesis]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 248-249. (In Russian)
- Tugarova M.A. (2014) *Mikrobiolity triasa arkhipelaga Shpitsbergen* [The Triassic microbiolites of Svalbard archipelago]. St.Petersburg, VNIIOkeangeologiya Publ., 198 p. (In Russian)
- Woodland B.G. (1964) The nature and origin of cone-in-cone structure. *Fieldiana. Geology*, 13(4), 189-305.
- Yudovich Ya.E., Belyaev A.A., Ketris M.P. (1998) *Geotsimiya i rudogenez chernoslancevykh formatsii Pai-Khoya* [Geochemistry and oreogenesis of blackslate formations of Pay-Khoy Ridge]. St.Petersburg, Nauka Publ., 366 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2010) Ratios of carbon isotopes in a stratisphere and the biosphere: four scenarios. *Biosfera*, 2(2), 231-246. (In Russian)
- Zarickij P.V. (1977) Mineralogy and geochemistry of concretions in coalbearing sediments. *Konkretsii i konkretionnyy analiz* [Concretions and concretion analysis]. Moscow, Nauka Publ., 60-73. (In Russian)
- Zhabin A.G. (1958) Morphology and genesis of parallel fibrous units of minerals. *Zap. VMO*, 87(5), 57-64. (In Russian)
- Zhabin A.G. (1979) *Ontogeniya mineralov. Agregaty* [Ontogenesis of minerals. Aggregates], Moscow, Nauka Publ., 272 p. (In Russian)

Особенности формирования и пегматитоконтролирующая роль взбросо-надвиговых структур Мамской мусковитоносной провинции

А. П. Кочнев¹, А. В. Черемных²

¹Иркутский национальный исследовательский технический университет, 664074, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83, e-mail: kochnev@istu.irk.ru

²Институт земной коры СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, e-mail: cherem@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 03.05.2018 г., принята к печати 09.07.2019 г.

Объект исследований. В пределах Мамской мусковитоносной провинции (ММП), тяготеющей к зоне краевого шва Сибирской платформы с Байкальской горно-складчатой областью, известны многочисленные региональные и локальные разрывы надвигового и взбросового типов, характерные для зон сжатия. **Материалы и методы.** В статье на основе многолетних исследований авторов, а также анализа литературных и фондовых материалов дана обобщенная характеристика наиболее крупных разломов района, показана их позиция в региональной структуре провинции, рассмотрена их связь с основными этапами тектонического развития, пегматито- и слюдообразования. Для уточнения механизма образования взбросо-надвиговых разломных структур региона проведена корреляция этапности их развития со стадийностью и динамикой формирования зон сжатия по материалам физического моделирования, проведенного в лаборатории тектонофизики Института земной коры СО РАН. **Результаты.** На основе сопоставления материалов экспериментальных и натурных наблюдений показано, что в эволюции разломной тектоники ММП выделяется шесть крупных этапов, четко увязывающихся с процессами складчатости, магматизма, пегматито- и слюдообразования: седиментационный, допегматитовый инверсионный, или коллизионно-складчатый, раннесинпегматитовый, позднесинпегматитовый, постпегматитовый и неотектонический. **Выводы.** Установлено, что формирование взбросо-надвиговых разломных структур ММП находит четкое отображение в процессе разрывообразования при моделировании зон сжатия как в плане стадийности, так и в специфике динамики структурообразования. Показано, что пегматитоконтролирующая роль взбросов и надвигов района определяется их возрастными соотношениями со стадийностью процесса пегматито- и слюдообразования. Выделены и кратко охарактеризованы основные типы слюдоносных пегматитовых полей в зонах взбросо-надвиговых структур ММП, откартированных в процессе геологосъемочных работ и тематических исследований.

Ключевые слова: взбросы, надвиговые структуры, моделирование, пегматитоконтролирующие структуры, Мамская мусковитоносная провинция

Благодарность

Работа выполнена в рамках базового проекта № 0346-2018-0003 “Тектонофизика современных геодинамических процессов в литосфере Центральной Азии как основа прогноза чрезвычайных ситуаций природного характера”.

Formation features and the pegmatite-controlling role of the thrusts and reverse faults in the Mamskaya muscovite province

Anatoly P. Kochnev¹, Aleksandr V. Cheremnykh²

¹Irkutsk National Research Technical University, 83 Lermontov st., Irkutsk 664074, Russia, e-mail: kochnev@istu.irk.ru

²Institute of the Earth's Crust SB RAS, 128 Lermontov st., Irkutsk 664033, Russia, e-mail: cherem@crust.irk.ru

Received 03.05.2018, accepted 09.07.2019

Research subject. The Mamskaya muscovite province (MMP) is located on the border between the Siberian platform and the Baikal orogenic area, near the boundary fault. The MMP hosts numerous regional and local thrust and reverse faults, which are typical of compression zones. This article aims to present a generalized description of the largest faults in the study area, to show their position in the regional structure of the province, as well as to consider their relationship with the main MMP tectonic stages, pegmatite and mica formation. **Materials and methods.** The study was conducted on the

Для цитирования: Кочнев А.П., Черемных А.В. (2020) Особенности формирования и пегматитоконтролирующая роль взбросо-надвиговых структур Мамской мусковитоносной провинции. *Литосфера*, **20**(1), 93–105. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-93-105

For citation: Kochnev A.P., Cheremnykh A.V. (2020) Formation features and the pegmatite-controlling role of the thrusts and reverse faults in the Mamskaya muscovite province. *Lithosphere*, **20**(1), 93–105. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-93-105

basis of literature and archive data, as well as those obtained during the authors' long-term research. The correlation between the formation stages of the MMP reverse faults and the dynamics of the compression zone formation was investigated using the methods of physical modelling at the Laboratory for Tectonophysics, Institute of the Earth's crust of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences. *Results.* A comparison of experimental and field observations revealed the following six major stages in the evolution of the MMP fault tectonics: sedimentation, pre-pegmatite inversion or collisional-folded, early pegmatite, late pegmatite, post pegmatite and neotectonic. These stages were linked with the processes of folding, magmatism, pegmatite and mica formation. *Conclusions.* It was established that the formation of reverse faults and thrusts in the MMP resembled the process of fracturing in compression zones. The pegmatite-controlling role of the thrusts and reverse faults is determined by their age relations with the stages of the pegmatite and mica formation process. The main types of the mica-rich pegmatite fields in the MMP fault zones, which were mapped during geological survey studies, were distinguished and characterized.

Keywords: reverse faults, thrust, modeling, pegmatite structure, Mamskay muscovite province

Acknowledgements

The work was carried out within the framework of the basic project No. 0346-2018-0003 "Tectonophysics of modern geodynamic processes in the lithosphere of Central Asia as a basis for predicting natural emergencies".

ВВЕДЕНИЕ

В пределах Мамской мусковитоносной провинции (ММП) откартированы многочисленные региональные и локальные разрывы надвигового и взбросового типов (рис. 1), формирующиеся в условиях сжатия (Черемных, Кочнев, 1996; Кочнев, 2001). Краткая характеристика разломов дана в работах Л.И. Салопа (1967), В.Н. Чеснокова (1966), а наиболее полно разломная тектоника освещена в публикациях А.П. Кочнева (1991, 2001, 2002). Условия образования и пегматитоконтролирующая роль надвигов и взбросов трактуются неоднозначно в зависимости от представлений о региональной структуре ММП и истории ее формирования.

По мнению большинства исследователей, ММП контролируется одноименным синклинорием (Семененко, 1948; Таевский, Таевская, 1961; Великославинский и др., 1963; Другов и др., 2011; и др.), хотя существует мнение об антиклинорном строении ММП, о моноклинальном залегании мамской толщи (Завалишин, Львова, 1954), о контроле ММП наложенной на синклинорий зоной смятия (Кочнев, 1991, 2001) или тектономагматической активизации (Васильева, 1962; Флаасс, 1971).

Мамский синклинорий имеет пологое северо-западное и крутое юго-восточное крылья, вдоль его оси откартировано Центральное антиклинальное поднятие, в ядре которого залегают массивы гранитов и пегматитов, фиксируя надшовную зону Центрального глубинного разлома (Кочнев, 1991). Крылья синклинория осложнены продольными разломами взбросо-надвигового типа: в северо-западном крыле выделяется три зоны таких разломов – Чуйская, Слюдянская, Мочикитско-Могучинская, а в юго-восточном крыле две – Абчадская и Мамская (см. рис. 1). Предполагается слияние этих разломов на глубине и примыкание их

к магистральному Центральному разлому фундамента. Кроме продольных по гравиметрическим данным выделены также поперечные Согдиондонский и Краснореченский разломы, разбивающие синклинорий на три тектонических блока: Витимский, Мамский и Чуйский.

Основную пегматитоконтролирующую роль играют продольные разломы: Чуйский и Мамский служат границами провинции, Мочикитско-Могучинский и Абчадский отделяют ЦАП от крыльев синклинория, а Слюдянский, Центральный и Мочикитско-Могучинский контролируют основные зоны слюдоносных пегматитов (Кочнев, 1991).

Разнообразие взглядов на этапность структурного развития ММП сводится к двум основным точкам зрения – о ее моно- и полицикличности.

Сторонники моноциклического развития ММП (Таевский, 1961; Салоп, 1967) связывают ее формирование с рифейским циклом геосинклинального развития, выделяя в его пределах седиментационный, инверсионный и постинверсионный этапы, увязывая пегматитогенез и слюдообразование с инверсионным этапом. Сторонники полициклического развития ММП (Кочнев, 1961, 2001, 2002; Флаасс, 1971; и др.) выделяют несколько этапов и циклов формирования современной структуры региона, а пегматитогенез и слюдообразование связывают с наложенными этапами активизации.

Эта сложная задача выявления этапности геологического развития ММП решена на основе анализа возрастных соотношений разнотипных жильных форм при полевых наблюдениях и их структурно-геологических связей со складчатыми и разломными дислокациями разных генераций с учетом изотопных датировок жильных образований и вмещающих их пород. Разные варианты полициклических схем развития ММП различаются количеством этапов (от 2 до 4) пегматитообразования и их возрастными соотношениями с основными

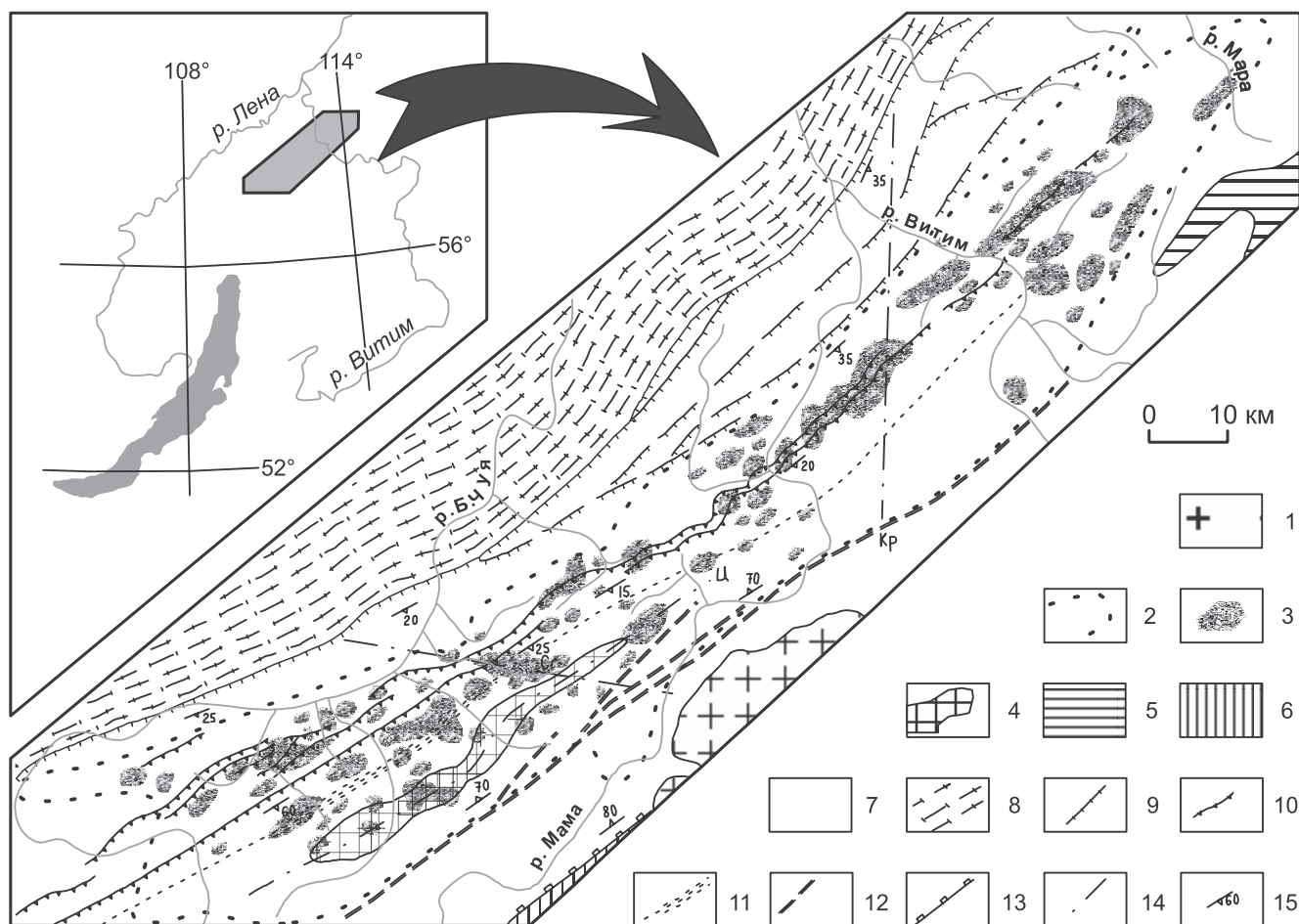


Рис. 1. Схема разломной тектоники Мамской мусковитоносной провинции. Составители А.П. Кочнев, А.В. Черемных.

1 – палеозойские конкудеро-мамаканские гранитоиды; 2 – контур распространения слюдоносных пегматитов; 3 – слюдоносные поля и узлы; 4 – контур Центрального антиклинального поднятия; 5 – площадь развития пород Бодайбинского синклинория; 6 – раннепротерозойская муйская толща; 7 – площадь развития рифейских пород Мамского синклинория; 8 – площадь развития раннепротерозойских комплексов Чуйского антиклинория; 9 – надвиги и взбросы Чуйской зоны разломов; 10 – надвиги Слюдянской зоны разломов; 11 – зоны расщепления и дробления Мочиикитско-Могучинского тектонического шва; 12 – взбросы Абчадской зоны разломов; 13 – Мамский глубокий разлом; 14 – скрытые конседиментационные разломы фундамента: Центральный (Ц), Согдиондонский (Сг), Краснореченский (Кр); 15 – элементы залегания магистральных сместителей разломов.

Fig. 1. The scheme of fault tectonics of the Mamskaya muscovite province. Compilers are A.P. Kochnev, A.V. Cheremnykh.

1 – Paleozoic Konkudera-Mamakan granitoids; 2 – contour of distribution of mica-bearing pegmatites; 3 – mica-bearing fields and nodes; 4 – the contour of the Central anticlinal uplift; 5 – the area of formation of rocks of the Bodaibo synclinorium; 6 – Muya early Proterozoic strata; 7 – area of formation of the Riphean rocks of the Mamsky synclinorium; 8 – the area of formation of early Proterozoic complexes in the Chui anticlinorium; 9 – thrusts and reverse faults of the Chui fault zone; 10 – thrusts of the Slyudyanka fault zone; 11 – zones of shearing and shattering of the Mochikitsko-Moguchinskaya tectonic suture; 12 – reverse faults of the Abchadskaia fault zone; 13 – Mamsky deep fault; 14 – hidden consedimentational faults of the basement: Central (Ц), Sogdiondon (Сг), Krasnorechensky (Кр); 15 – attitude of the main faults.

структурными формами: линейными и наложенными складками, разломами, ЦАП и др.

В целом по этим схемам, несмотря на некоторые разногласия, в истории становления структуры ММП выделяются следующие основные этапы (Кочнев, 1991).

В седиментационный этап, формировались терригенные осадки мамской толщи. Ее рифейский возраст устанавливается по изотопным датировкам метаморфических пород в интервале 520–670 млн лет (Салоп, 1967) и обосновывается несогласным залеганием их на раннепротерозойских гранитоид-

дах Чуйского антиклинория, калий-аргоновые датировки которых колеблются от 523 до 1780 млн лет (Салоп, 1967), а рубидий-стронциевые и свинцовые датировки составляют 1700–2100 млн лет (Казакевич и др., 1971). Кроме того, они прорываются жильными дериватами палеозойских гранитов конкудеро-мамаканского и сиенитов сыннырского комплексов – 304–349 млн лет (Жидков и др., 1963).

Допегматитовый инверсионный или коллизионно-складчатый этап – образование линейных складок и осложняющих их надвигов, панрегиональный зелено-сланцевый метаморфизм, становление гнейсо-гранитов и метасоматитов, продольно-секущие пластообразные тела которых и субсогласные зоны метасоматической переработки контролируются взбросо-надвиговыми структурами в основном вдоль осевых поверхностей линейных складок.

Синпегматитовый этап тектоно-магматической активизации продолжается от конца рифея до середины палеозоя, что определяет большой разброс изотопных датировок мамских пегматитов: калий-аргоновые датировки дают возраст от 260 до 754 млн лет, а свинцовые по циркону – 690–756 млн лет (Салоп, 1967). Имеются единичные определения абсолютного возраста до 1800 млн лет (Соколов и др., 1985), но основная часть изотопных датировок соответствует возрасту калишпатовых мусковитовых пегматитов – 315–371 млн лет (Шмакин, 1976). Эти данные подтверждают существующие еще с 1930-х гг (Марков, 1930, 1934) эмпирически установленные факты о наличии в районе двух возрастных групп пегматитов – ранних плагиоклазовых и поздних калишпатовых, пересекающих первые. Позднее по мере увеличения детальности исследований предпринимались попытки разделения этих основных групп пегматитов на несколько фациальных разновидностей и фаз их формирования (Спиридонов и др., 1978). Все эти материалы логически привели к необходимости выделения двух самостоятельных синпегматитовых этапов – раннесинпегматитового и позднесинпегматитового (Кочнев, 1991, 2001, 2002).

Раннесинпегматитовый этап тектоно-магматической активизации – образование ЦАП, наложенных структурных террас, взбросов, зон расланцевания и дробления, региональный амфиболитовый метаморфизм, внедрение плагиогранитов и плагиопегматитов с трещинным ослуждением. Плагиограниты и плагиопегматиты в виде прерывистых систем субсогласных и продольно-секущих жильных тел располагаются вдоль зон трещиноватости северо-восточной ориентировки и на многих участках пересекаются телами калишпатовых пегматитов. Изотопные датировки их варьируют от 1800 до 300 млн лет.

Позднесинпегматитовый этап тектоно-магматической активизации – образование присдвиговых складок субширотного направления в надшовной зоне Слюдянского разлома и куполов в надшовной зоне Центрального разлома, сдвигов, сбросо- и взбросо-сдвигов, гидротермально-метасоматический метаморфизм, внедрение калишпатовых гранитов и пегматитов с пегматоидным и кварц-мусковитовым ослуждением. Калишпатовые граниты, гранит-пегматиты и пегматиты в виде сложной системы разноориентированных секущих жильных тел располагаются вдоль зон трещиноватости, сопровождающих латентные сдвиговые структуры, и часто пересекают тела плагиопегматитов. Их изотопные датировки составляют 315–371 млн лет (Шмакин, 1976).

Постпегматитовый этап тектоно-магматической активизации – внедрение позднепалеозойских гранитоидов конкудеро-мамаканского и сыннырского комплексов, образование Байкало-Патомского сводового поднятия, разрывных нарушений типа сбросов и взбросов. Жильные граниты конкудеро-мамаканского и сиениты сыннырского комплекса, пересекающие калишпатовые пегматиты, имеют позднепалеозойский возраст, по данным многочисленных изотопных исследований, порядка 300–350 млн лет (Жидков и др., 1963; Салоп, 1967).

Неотектонический мезо- и кайнозойский этап активизации – выход толщи на земную поверхность, образование молодых неминерализованных трещин, сбросов и взбросов, формирование современного рельефа.

В связи с многоэтапным становлением структуры ММП возможно образование разновозрастных разрывных нарушений и неоднократное подновление и смена знаков движений по одним и тем же разломам, что можно видеть при краткой характеристике основных разломных зон.

ОСНОВНЫЕ РАЗЛОМЫ МАМСКОЙ МУСКОВИТОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Чуйский разлом проходит вдоль северо-западной границы ММП и отделяет нижнепротерозойскую чуйскую от рифейской мамской толщи. Картируется в виде широкой зоны катаклаза и милонитизации, срезая нижние горизонты мамской толщи. Падение сместителя юго-восточное под углами 13–15° в районе Чуйской излучины и до 50° в районе р. Чукчи; амплитуда смещения уменьшается с юго-запада на северо-восток. По последним данным (Кочнев, 1991, 2001; Черемных, Кочнев, 1996), разлом долгоживущий: он заложен в седиментационный этап как сброс, активизирован в инверсионный этап как взбросо-надвиг, в синпегматитовый этап – как левый сдвиг, а в постпегматитовый этап – как взбросо-надвиг.

Слюдянский разлом (Кочнев, 1991) представлен зоной локальных надвигов шириной 1–3 км, прослеживающейся в северо-западном крыле синклинория на протяжении 100–130 км. Сместители локальных надвигов падают на юго-восток под углами 20–60°, параллельно осевым поверхностям линейных складок. Изменение элементов их залегания происходит на границах тектонических блоков и в участках наложенной складчатости, но в целом на юго-западе они крутые (60°), а на северо-востоке пологие (20–30°). Амплитуда смещения составляет от 100–120 м на Кочекте и до 300–400 м на Слюдянке. На юго-западе в Чуйском блоке надвиги выполнены гнейсо-гранитами (Нюрдобинское, Левомочиикитское тела и др.), а в центральной части (в Мамском блоке) и на северо-востоке (в Витимском блоке) они прослеживаются по выходам гранат-биотитовых и гранат-амфиболовых метасоматитов с магнетитом. Заложение разломов связывается (Кочнев, 1991) с инверсионным этапом развития региона, на что указывает их генетическая связь с линейными складками, телами гнейсо-гранитов и метасоматитов. Его активизация происходила частично в раннесинпегматитовый этап в виде зон расщепления надвигового типа, контролирующих жилы плагиопегматитов, но преимущественно в позднеинпегматитовый этап в качестве левого сдвига (Кочнев, 1991), о чем свидетельствует тесная связь разлома с зоной присдвиговых наложенных складок и локальных сдвигов, контролирующих основные поля калишпатовых слюдоносных пегматитов.

Мочиикитско-Могучинский взбросо-надвиг прослеживается вдоль северо-западного крыла ЦАП по системе жил плагиопегматитов с трещинным ослюдением. Сместитель его круто (60–80°) падает на юго-восток, амплитуда смещения неизвестна. Он был заложен в раннесинпегматитовый этап активизации как система сближенных взбросов и зон дробления одновременно с формированием ЦАП.

Центральный разлом прослеживается вдоль оси ЦАП и затушеван обильным насыщением толщи гранит-пегматитовым материалом. Предполагается (Чесноков, 1966; Кочнев, 1991) субвертикальное падение его сместителя и заложение в инверсионный этап развития, судя по наличию в шовной зоне выходов гнейсо-гранитов и метасоматитов. Высокая концентрация в надшовной зоне разлома плагиогранитов, калишпатовых гранитов и пегматитов свидетельствует об активизации его деятельности в ранне- и позднеинпегматитовый этапы развития ММП (Кочнев, 1991).

Абчадский взброс (Салоп, 1967) прослеживается вдоль юго-восточного крыла ЦАП в виде системы постпегматитовых зон дробления, локальных взбросов с крутым падением (70–85°) на северо-запад. Он отделяет высокометаморфизованные

породы ММП от слабометаморфизованных отложений юго-восточного крыла Мамского синклинория (Делюн-Уранской структурно-формационной зоны). Заложение его, возможно, происходило при формировании ЦАП, а максимальная активизация приходится на постпегматитовый этап, так как разлом ограничивает область развития слюдоносных пегматитов, которые также подвергаются дроблению.

Мамский разлом ограничивает синклинорий с юго-востока, отделяя рифейские отложения мамской толщи от раннепротерозойских образований Муйской глыбы (Салоп, 1967). Падение его сместителя крутое (60–80°) северо-западное. Он заложен в конседиментационный этап как сброс и активизирован в постпегматитовый этап развития в качестве взброса (Чесноков, 1966).

Таким образом, совершенно четко фиксируется разное время как заложения, так и активизации продольных разломов, что и определяет их разную пегматитоконтролирующую роль.

О ДИНАМИКЕ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗЛОМОВ

Определенная помощь в интерпретации условий формирования разломных структур может быть получена при сравнении эволюции структуры Мамского синклинория на разных этапах ее развития и специфики разрывообразования при моделировании зон сжатия, так как экспериментальные методы около 200 лет применяются для воспроизведения динамики развития деструктивного процесса (Schellart, Strak, 2016). Моделирование проведено в лаборатории тектонофизики Института земной коры СО РАН по методике, изложенной в монографии (Шерман и др., 1994). При детальном сопоставлении динамики структурообразования в моделях зон сжатия активного механизма (рис. 2) и этапности развития структуры синклинория наблюдается очевидное сходство общей деформационной картины ММП с этапами деструкции моделей условно-активного механизма образования взбросо-надвиговых структур зон сжатия (рис. 3). Геометрическое подобие позволяет предположить близкий механизм формирования модели и взбросо-надвиговых зон Мамской провинции.

На первой стадии деформирования в моделях образуется поднятие над границей подвижного и неподвижного штампов экспериментальной установки. Эта стадия названа пластической, так как на поверхности моделей нет видимых разрывов. Пластическая стадия заканчивается формированием на границах образовавшегося свода двух взбросо-надвиговых зон, имеющих падение в сторону поднятия (см. рис. 3б). В дальнейшем деструкция сосредотачивается в зоне со стороны неподвижного штампа, где развивается единый магистральный сместитель с достаточно крутым падением

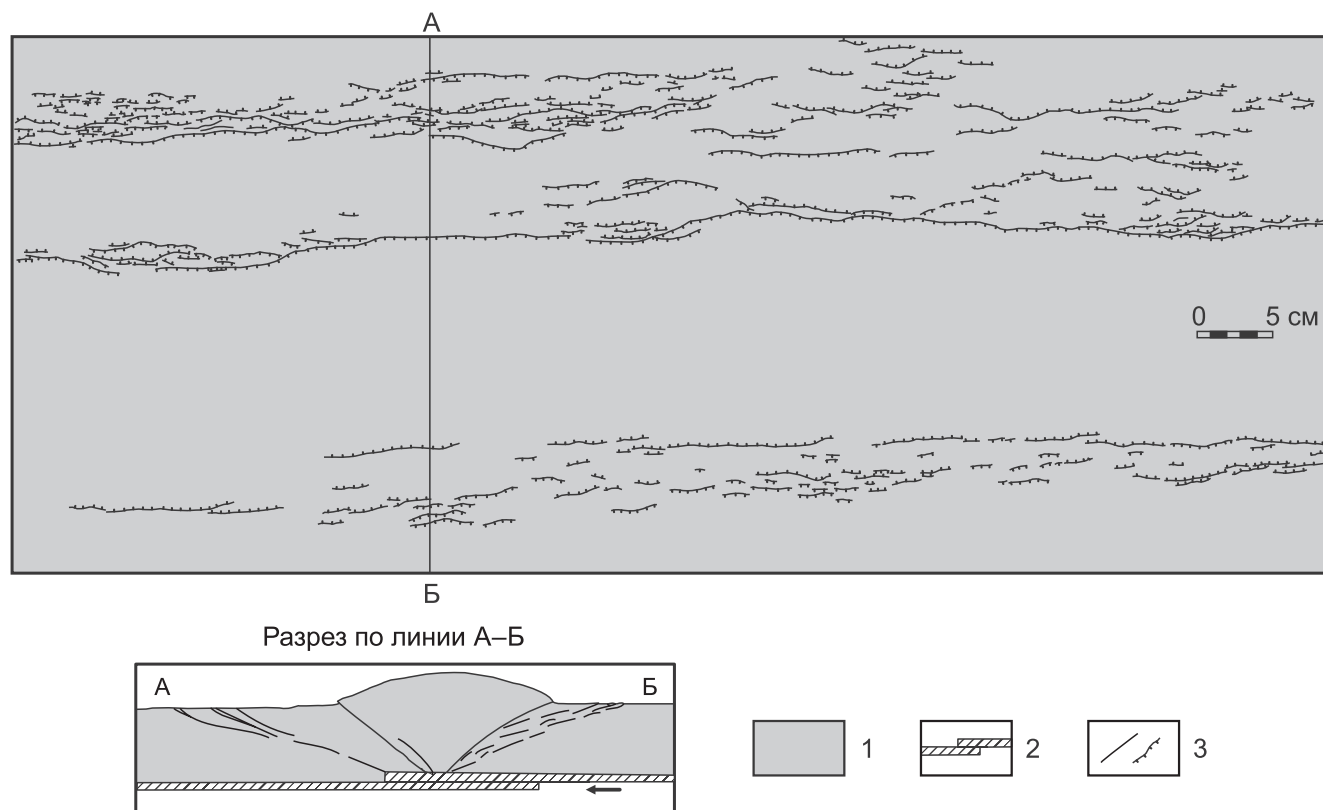


Рис. 2. Моделирование зон сжатия активного типа.

1 – модельный материал – водная суспензия бурой глины, 2 – штампы экспериментальной установки (стрелкой показано направление смещения подвижного штампа), 3 – разрывы (берг-штрихами показано направление падения сместителя).

Fig. 2. The active type compressional zone modeling.

1 – model material – aqueous suspension of brown clay, 2 – stamps of the experimental installation (the arrow shows the direction of displacement of the movable stamp), 3 – breaks (strokes indicate the direction of fall of the displacer).

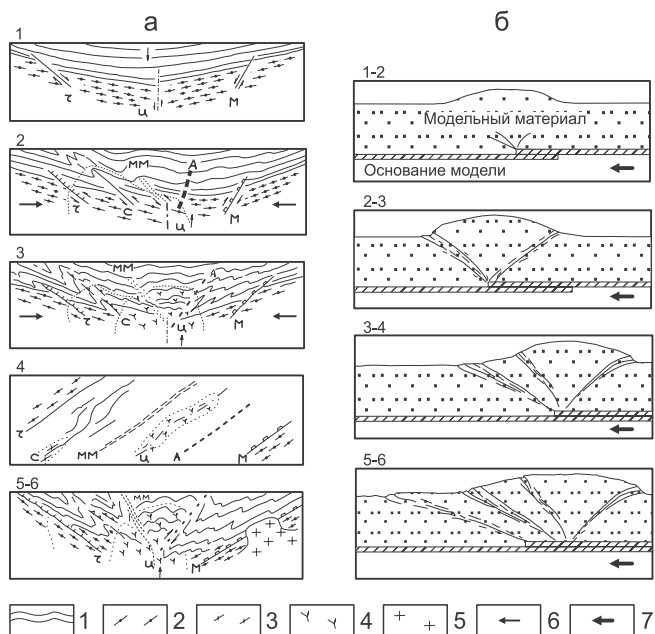


Рис. 3. Сопоставление этапов развития Мамской мусковитовоносной провинции (а) с динамикой формирования взбросо-надвигов в моделях зон сжатия (б).

1 – породы Мамской толщи, 2 – породы фундамента, 3 – области гранитизации, 4 – области развития пегматитов, 5 – Конкудеро-Мамаканский гранитоиды, 6 – направление действия сжимающих напряжений, 7 – направление перемещения штампа экспериментальной установки. Разломы: Ч – Чуйский, С – Слюдянский, ММ – Мочикитско-Могучинский, Ц – Центральный, А – Абчадский, М – Мамский.

Fig. 3. Comparison of the formation stages of the Mamskaya muscovite-bearing province (a) and the dynamics of uplift-thrust formation in compression zone models (b).

1 – Mamskaya strata of rocks, 2 – rocks of the basement, 3 – areas of granitization, 4 – areas of pegmatite formation, 5 – Konkudera-Mamakan granitoids, 6 – compression stress directions, 7 – the direction of movement of the stamp of the experimental installation. The faults: Ч – Chuyiskii, С – Slyudyanskii, ММ – Mochikitsko-Moguchinskii, Ц – Central, А – Abchadskii, М – Mamskii.

в сторону подвижного штампа установки (см. рис. 2). Так как поверхность основного сместителя сформировавшегося взброса составляет с осью сжатия значительный угол, движения по нему прекращаются. Однако под продолжающимся действием нагрузки происходит заложение более пологой зоны во фронте расширяющегося в направлении неподвижного штампа поднятия. Зона образуется на некотором удалении от сместителя, что главным образом зависит от толщины модели (Шерман и др., 1994). В результате воздействия постоянного внешнего источника напряжений во фронте наступающего поднятия будут формироваться все новые более пологие надвиговые зоны.

Второй этап, когда в процессе инверсии вертикальные движения по краевым Чуйскому и Мамскому разломам трансформировались в горизонтальное СЗ-ЮВ сжатие, происходило сокращение площади выхода толщи и образование линейных складок. В конце этапа возникали срывы типа надвигов вдоль осевых поверхностей складок, вдоль них внедрялись реоморфизованные гнейсо-граниты фундамента и образовались метасоматиты как продукты базификации при гранитизации, а в надшовной зоне Центрального разлома было заложено Центральное поднятие. Этот этап также сопоставляется с ранней дизъюнктивной стадией структурообразования в зонах сжатия (Шерман и др., 1994).

На раннесинпегматитовом этапе в процессе роста ЦАП в связи с гранитизацией вдоль Центрального разлома в его крыльях обособились две зоны взбросов: Абчадская пассивная и Мочикитско-Могучинская активная зона в моделях. В ходе образования магистрального сместителя активной зоны произошло подновление ранее заложённых надвигов в зоне Слюдянского разлома. Это связано с постоянным действием энергетического источника: движения блоков фундамента продолжались, а плоскость сместителя Мочикитско-Могучинского взброса была слишком крутой для реализации по ней подвижек, которые легче могли происходить вдоль более пологого Слюдянского разлома (см. рис. 3).

На позднесинпегматитовом этапе в связи с изменением плана напряжений под действием субмеридионального сжатия вдоль продольных разломов возникали левосдвиговые перемещения, особенно интенсивные вдоль Слюдянского и менее активные вдоль Центрального разломов. В надшовных зонах возникали присдвиговые складки, локальные сдвиги, взбросо- и сбросо-сдвиги, присдвиговая трещиноватость, послужившая вместилищем для калишпатовых пегматитов. При моделировании в условиях сжатия этот этап не реконструируется.

На постпегматитовом этапе активизации, когда формировался Байкало-Патомский свод и внедрялись конкудеро-мамаканские гранитоиды, ради-

альные движения центральной части свода трансформировались в его крыльях в тангенциальное сжатие, что вызвало продолжение деформаций в ММП, соответствующих поздним стадиям динамики развития взбросо-надвиговых зон (Шерман и др., 1994). На этом этапе в связи с консолидацией Слюдянского, Центрального и Мочикитско-Могучинского разломов гранит-пегматитовым материалом движения по ним стали затруднительными и происходило подновление более пологого Чуйского разлома с надвиганием мамской толщи на породы чуйского комплекса гранито-гнейсов, мигматитов и метаморфитов.

На неотектоническом этапе, когда пегматитовая толща вышла на земную поверхность и сформировался современный рельеф, доминировали вертикальные движения, захватывающие всю Байкальскую горную область. Они не реконструировались нами при моделировании взбросо-надвиговых зон.

ПЕГМАТИТОКОНТРОЛИРУЮЩАЯ РОЛЬ ДИЗЪЮНКТИВОВ ВЗБРОСО-НАДВИГОВОГО ТИПА

Рассмотренная выше эволюция разломной тектоники ММП достаточно четко объясняет ограниченную пегматитоконтролирующую роль *допегматитовых разрывных нарушений* – они становятся пегматито-контролирующими в участках их активизации в синпегматитовый этап.

Допегматитовые дизъюнктивы ММП обычно продольные, параллельные кливажу осевой поверхности линейных складок или слоистости, чаще в опрокинутых крыльях. По морфогенетическим особенностям это надвиги, взбросо-надвиги, зоны рассланцевания и межпластовые срывы, определяющие позиции трех основных типов пегматитовых полей этой группы:

- в зонах надвиговых структур (1-й тип);
- в зонах рассланцевания (2-й тип);
- в межпластовых срывах типа взбросо-надвигов, взбросо-сдвигов и сдвиго-взбросов (3-й тип).

При подновлении таких разрывов в раннесинпегматитовый этап они контролируют линейные поля плагиопегматитов 1–2-го типов, а в позднесинпегматитовый этап – поля калишпатовых пегматитов 3-го типа. Примерами таких полей являются *Аралатско-Эпидотовское* и *Могучинское* поля Колотовской группы месторождений (рис. 4, 5).

Аралатско-Эпидотовское поле 1-го типа (см. рис. 4) мусковитизированных плагиоклазовых гнейсо-пегматитов контролируется раннесинпегматитовой зоной рассланцевания и мусковитизации, наложенной на Аралатское тело метасоматитов, формирующихся вдоль допегматитовых надвигов. Поле объединяет 10 промышленных жил – на гольце Аралатском это жилы 94, 95, 106, 204,

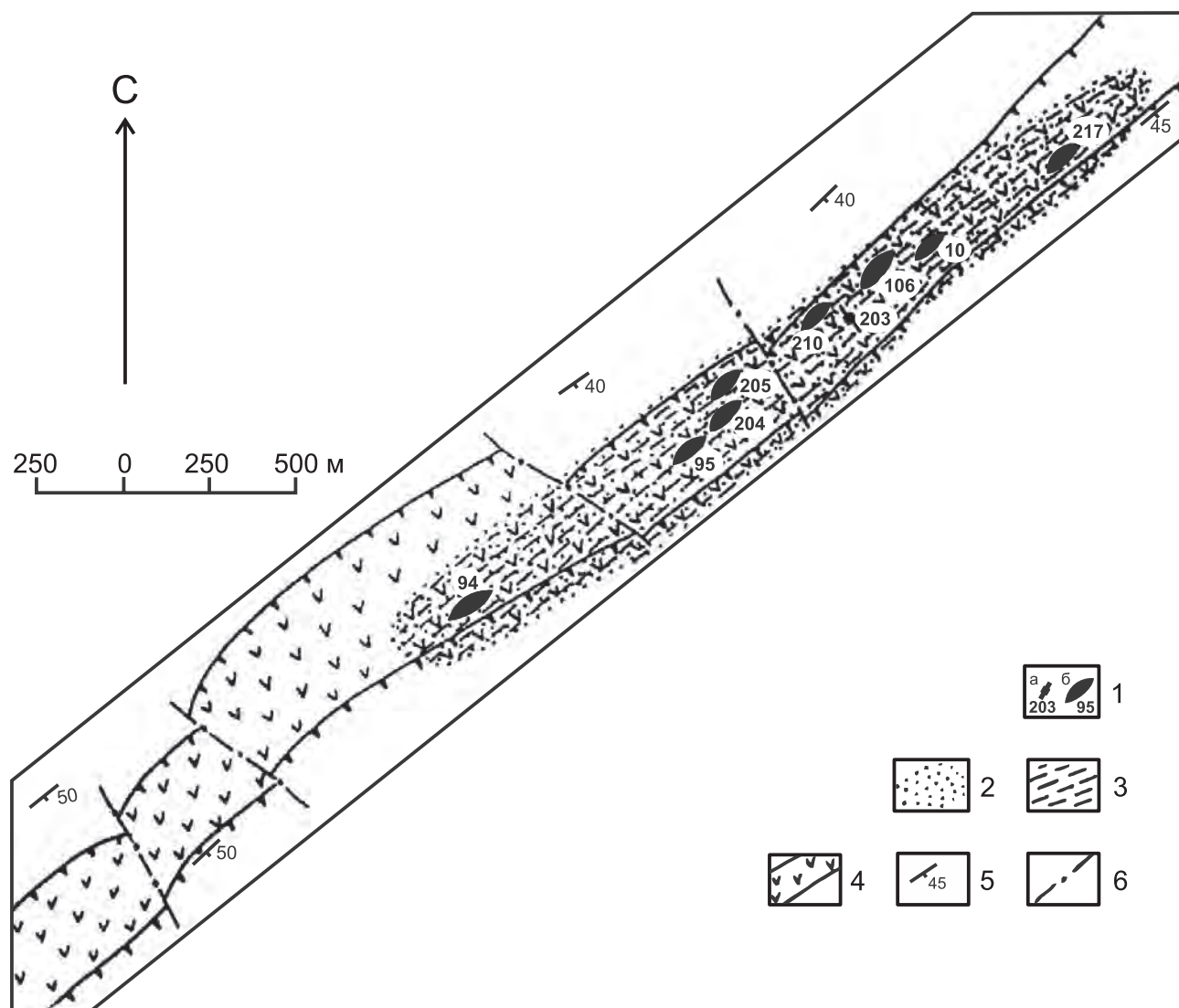


Рис. 4. Араратско-Эпидотовская жильная зона мусковитоносных плагиопегматитов. Составитель А.П. Кочнев.

1 – промышленные жилы и их номера: а – калишпатовые, б – плагиоклазовые; 2 – жильная зона мусковитоносных плагиопегматитов; 3 – раннесинпегматитовая зона расщепления; 4 – допегматитовый надвиг, выполненный метасоматитами; 5 – паропоры и элементы их залегания; 6 – постпегматитовые сбросы.

Fig. 4. Ararat-Epidote zone of mica-bearing pegmatites. Compiled by A.P. Kochnev.

1 – industrial veins and their numbers: a – potassium feldspar, б – plagioclase; 2 – vein area of amuscovites plagioclase pegmatites; 3 – early synpegmatite cleavage zone; 4 – prepegmatite overthrust filled by metasomatites; 5 – paraporti and elements of their attitude; 6 – postpegmatite normal faults.

205, на гольце Эпидотовом – жилы 106, 10, 210, 217 и 203. Большинство жил представляет собой пластообразные субсогласные тела. Ослюденение в них представлено кварц-мусковитовым типом, реже мусковит развивается по биотиту. Только жила 203 относится к другому морфогенетическому типу: она имеет поперечно-секущее залегание, дайкообразную форму и сложена калишпатовым пегматитом с кварц-мусковитовым и пегматоидным ослюденением.

Могучинское поле плагиопегматитов 2-го типа (см. рис. 5) с трещинным и кварц-мусковитовым ослюденением контролируется зонами расщепления в надшовной части Мочикитско-Могучинского разлома взбросо-надвигового типа. Пегматитоконтролирующая зона расщепления имеет северо-восточное простирание, субвертикальное падение и кососекущее положение относительно генерального простирания мамской толщи. Она пересекает горизонты Sg_1^3 а на гольце Стариковском,

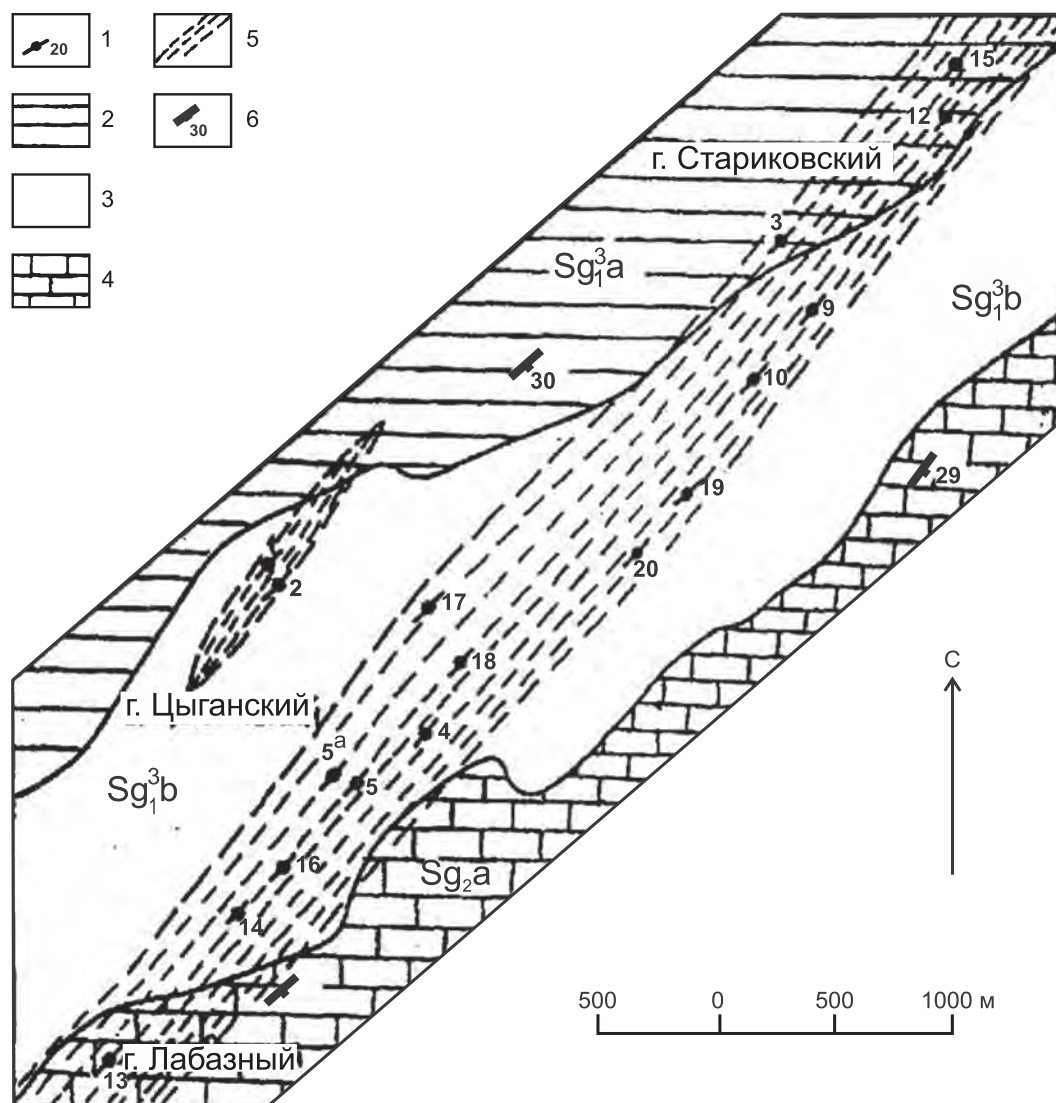


Рис. 5. Могучинское поле плагиопегматитов. Составитель А.П. Кочнев.

1 – слюдоносные жилы и их номера; 2 – переслаивание гранат-биотитовых гнейсов и известкисто-силикатных пород; 3 – дистен-двуслюдяные сланцы и биотитовые гнейсы; 4 – мраморы, известкисто-силикатные породы; 5 – зона рассланцевания; 6 – элементы залегания пород.

Fig. 5. Moguchinsky pegmatite field. Compiled by A.P. Kochnev.

1 – mica cores and their numbers; 2 – garnet-biotite gneiss and calcareous-silicate rocks; 3 – kyanite-two-mica schists and biotite gneisses; 4 – marble, calcareous-silicate rocks; 5 – cleavage zone; 6 – rocks attitude.

Sg₁^{3b} на гольце Цыганском и Sg_{2a} на гольце Лабазном. Протяженность ее не менее 6–7 км. Мощность около 500 м. Могучинская жильная зона включает около 15 субсогласных промышленных жил пластообразной формы (жилы 3–5, 5a, 9, 10, 12–20). Основная зона рассланцевания сопровождается более мелкими сателлитными зонами, которые иногда также контролируют промышленные жилы плагиопегматитов (жилы 1 и 2 гольца Цыганского).

Поля 3-го типа сравнительно редки, поскольку межпластовые срывы, контролирующие их, кар-

тируются с трудом из-за субсогласного залегания. Чаще они развиты вдоль контактов мощных пачек дистенсодержащих гнейсов в опрокинутых крыльях линейных складок.

Раннесинпегматитовые дизъюнктивы взбросового и взбросо-надвигового типов синхронны этапу формирования пегматитов ранней генерации существенно плагиоклазового состава и контролируют поля плагиопегматитов 4-го типа.

Кинематический тип этих нарушений устанавливается по их пространственно-генетической свя-

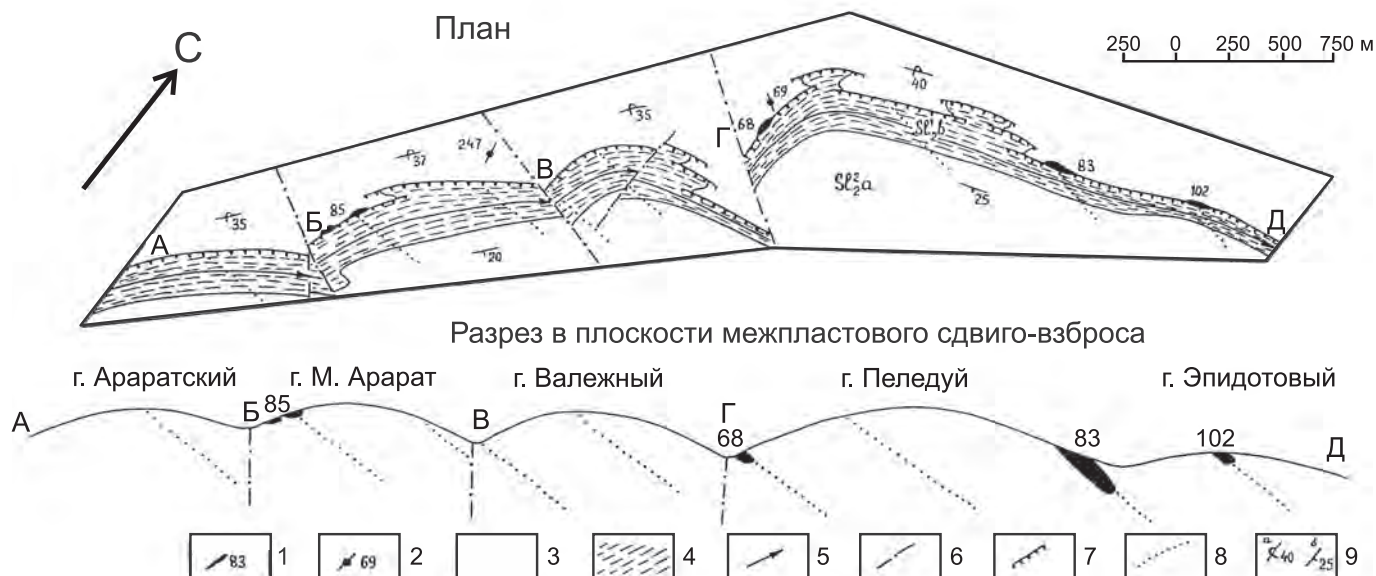


Рис. 7. Эпидотовско-Пеледуйское поле мусковитовых плагиопегматитов (Колотовская группа месторождений). Составитель А.П. Кочнев.

1, 2 – промышленные жилы: 1 – плагиоклазовые, 2 – калишпатовые; 3 – пачка переслаивания биотитовых гнейсов и известковисто-силикатных пород горизонта Sl_2^a ; 4 – дистеновые гнейсы горизонта Sl_2^b ; 5 – ось линейной антиклинальной складки; 6 – постпегматитовые взбросы; 7 – раннесинпегматитовые межпластовые сдвиги-взбросы; 8 – створы тел плагиопегматитов; 9 – элементы опрокинутого (а) и нормального (б) залегания слоистости.

Fig. 7. Epidote-Peleduyskoe muscovite plagiopegmatite field (Kolotovskaya group of deposits). Compiled by A.P. Kochnev.

1, 2 – industrial cores: 1 – plagioclase, 2 – potassium feldspar; 3 – biotite gneisses and calcareous-silicate of the Sl_2^a layer; 4 – kyanite gneisses of the Sl_2^b layer; 5 – axis of linear anticlinal fold; 6 – postpegmatite reverse faults; 7 – early synpegmatite interlayer strike-slip faults with reverse component; 8 – orientation of plagiopegmatite bodies; 9 – attitude of the overturned (a) and normal (b) layering.

р. Правый Мочикит и охватывает гольцы Бутенковский и Смежный. Оно контролируется двумя зонами раннесинпегматитовой трещиноватости и рассланцевания. Соответственно плагиопегматиты образуют две жильные зоны. Одна (юго-восточная) тяготеет к осевой части продольной антиклинальной складки и включает жилы 388, 382, 390 гольца Бутенковского и жилы 435, 403 и 436 гольца Смежного. Вторая (северо-западная) приурочена к крылу параллельной антиклинали и включает жилы 289, 389, 383 и 381 гольца Смежного.

Небольшие поля слюдоносных плагиопегматитов контролируются локальными допегматитовыми взбросо-надвигами и взбросо-сдвигами Слюдянской зоны разломов, подновленными в раннесинпегматитовый этап (гольцы Сгоревший, Зеленый, Эпидотовый, Шумливый).

Одним из примеров таких полей может служить *Эпидотовско-Пеледуйское поле* мусковитовых плагиопегматитов Колотовской группы месторождений (рис. 7), контролируемое раннесинпегматитовыми межпластовыми срывами типа сдвиги-взбросы в опрокинутом крыле линейной антиклинальной складки вдоль контакта пачки дистено-

содержащих сланцев с горизонтом известковисто-силикатных пород слюдянкинской свиты. Слюдоносные пегматитовые жилы локализуются в плоскостях субсогласных срывов сколового типа, образуя в большинстве случаев субсогласные пластообразные залежи (жилы 68, 83, 85, 102), реже они выполняют оперяющие трещины и секущие трещины отрыва, образуя трубообразные или дайкообразные формы (жила 69). Ослюденение представлено зонами кварц-мусковитового замещения по полевым шпатам и биотиту, реже гнездами повышенного содержания клиновидных кристаллов мусковита пегматоидного типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе полученных данных можно сделать следующие выводы:

– в эволюции разломной тектоники ММП выделяется шесть крупных этапов, четко увязывающихся с процессами складчатости, магматизма, пегматито- и слюдообразования;

– формирование взбросо-надвиговых разломных структур ММП находит четкое отображение в

процессе разрывообразования при моделировании зон сжатия как в плане стадийности, так и в особенностях динамики структурообразования;

– пегматитоконтролирующая роль взбросов и надвигов района определяется их возрастными соотношениями со стадийностью процесса пегматито- и слюдообразования;

– таким образом, в ММП можно выделить четыре типа слюдоносных пегматитовых полей в зонах взбросо-надвиговых структур.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Васильева В.П. (1962) Метаморфический комплекс пород Мамской кристаллической полосы. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (7), 55-75.
- Великославинский Д.А., Казаков А.Н., Соколов Ю.М. (1963) Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. *Тр. ЛАГЕД АН СССР*. Вып. 17. Л., 227 с.
- Другов Г.М., Сизых А.И., Черемных В.А. (2011) Геология мусковитовых пегматитов Мамской слюдоносной провинции. Иркутск: Изд-во ИГУ, 253 с.
- Жидков А.Я., Миркина С.Л., Голубчина М.И. (1963) Об абсолютном возрасте щелочных и нефелиновых сиенитов Северо-Байкальского нагорья. *Докл. АН СССР*, 149(1), 152-155.
- Забродин В.Ю. (1977) Зоны смятия. М.: Наука, 107 с.
- Завалишин М.А., Львова Н.А. (1954) Стратиграфия и геологическое строение северо-восточной части Мамского района. *Тр. Ин-та ГипроНИИслюда*. Вып. 1(3), 4-72.
- Казакевич Ю.П., Шер С.Д., Жаднова Т.П. (1971) Ленский золотоносный район. Т.1. М.: Недра, 162 с.
- Кочнев А.П. (1991) Структурное развитие Мамской зоны смятия. Иркутск: ИПИ, 160 с. Деп. ВИНТИ, № 2426-В91.
- Кочнев А.П. (2001) Пегматитоносные зоны смятия. *Вестник ИрГТУ*, 10, 76-81.
- Кочнев А.П. (2002) Структурные типы мусковитоносных пегматитовых полей и месторождений. Иркутск: изд-во ИрГТУ, 168 с.
- Марков П.Н. (1930) Строение и общая схема генезиса Мамско-Витимских месторождений мусковита. *Минеральное сырье*, (11-12), 1930.
- Салоп Л.И. (1967) Геология Байкальской горной области. М.: Недра. Т. II, 699 с.
- Семененко Н.П. (1948) Геология и петрография Мамской кристаллической полосы (Байкало-Патомское нагорье). Киев: АН УССР, 390 с.
- Соколов Ю.М., Сумин Л.В., Тимофеев Б.В., Михайлова Н.С., Остапенко Е.И., Подковыров В.Н., Шулежко И.К., Руденко С.А., Спиридонов А.В. (1985) Геологический возраст метаморфических и рудных формаций Байкало-Патомской складчатой области. *Геология рудн. месторождений*, 27(1), 48-57.
- Спиридонов А.В., Зорин Б.И. (1978) О двух возрастных группах пегматитов магматического происхождения (Мамская слюдоносная провинция). *Изв. вузов. Геология и разведка*, (12), 54-57.
- Таевский В.М., Таевская З.К. (1961) Новые данные по стратиграфии Мамской кристаллической полосы. *Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области*. Вып. 1(28). Иркутск: Иркутское геологоуправление, 7-39.
- Флаасс А.С. (1971) Некоторые особенности структурного развития мамско-бодайбинской серии. *Геотектоника*, (6), 58-65.
- Черемных А.В., Кочнев А.П. (1996) Надвиги и взбросы Мамской мусковитоносной провинции. *Вопросы прикладной геологии, геофизики и геоэкологии*. Иркутск: ИрГТУ, 36-42.
- Чесноков В.Н. (1966) Закономерности размещения мусковитоносных пегматитовых жил в Мамском слюдоносном районе. *Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья*. Иркутск: изд-во ПГО "Иркутскгеология", 185-192.
- Шерман С.И., Семинский С.Ж., Борняков С.А., Адамович А.Н., Буддо В.Ю. (1994) Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия. Новосибирск: ВО "Наука", Сибирская издательская фирма. 263 с.
- Шмакин Б.М. (1976) Гетерогенность и конвергентность мусковитовых пегматитов. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, (7), 27-36.
- Schellart W.P., Strak V. (2016) A review of analogue modelling of geodynamic processes: Approaches, scaling, materials and quantification, with an application to subduction experiments. *J. Geodynam.*, (100), 7-32.

REFERENCES

- Cheremnykh A.V., Kochnev A.P. (1996) Thrusts and reverse faults of the Mamskay muscovite province. *Voprosy prikladnoi geologii, geofiziki i geoekologii* [The questions of applied geology, geophysics and geoecology]. Irkutsk, IrGTU Publ., 36-42. (In Russian)
- Chesnokov V.N. (1966) The patterns of placement of muscovite-bearing pegmatite veins in the Mamsk mica area. *Geologiya i poleznye iskopaemye Baikalo-Patomskogo nagor'ya* [Geology and minerals of the Baikal-Patom Upland]. Irkutsk, PGO "Irkutskgeologiya" Publ., 185-192. (In Russian)
- Drugov G.M., Sizykh A.I., Cheremnykh V.A. (2011) *Geologiya muskovitovykh pegmatitov Mamskoi slyudonosnoi provintsii* [Geology of the muscovite pegmatites of the Mama mica-bearing province.]. Irkutsk, Irkutsk State Univ. Publ., 253 p. (In Russian)
- Flaass A.S. (1971) Some features of the structural development of the Mam-Bodaibo series. *Geotektonika*, (6), 58-65. (In Russian)
- Kazakevich Yu.P., Sher S.D., Zhdanova T.P. (1971) *Lenskiy zolotonosnyi raion* [Lena gold-bearing area]. V.I. Moscow, Nedra Publ., 162 p. (In Russian)
- Kochnev A.P. (1991) *Strukturnoe razvitiye Mamskoi zony smyatiya* [Structural development of the Mam zone of collapse]. Irkutsk, IPI Publ., 160 p. Dep. VINITI, № 2426-V91. (In Russian)
- Kochnev A.P. (2001) Pegmatite of collapse zones. *Vestnik ISTU*, (10), 76-81. (In Russian)
- Kochnev A.P. (2002) *Strukturnye tipy muskovitonosnykh pegmatitovykh polei i mestorozhdenii* [Structural types of muscovite-bearing pegmatite fields and deposits]. Irkutsk, IrGTU Publ., 168 p. (In Russian)
- Markov P.N. (1930) the Structure and General scheme of the Genesis of Mamsko-Vitim muscovite deposits. *Mineral'noe syr'e*, (11-12), 1930. (In Russian)
- Salop L.I. (1967) *Geologiya Baikalskoi gornoj oblasti* [Geology of the Baikal mountain region]. T. II. Moscow, Ne-

- dra Publ., 699 p. (In Russian)
- Schellart W.P., Strak V. (2016) A review of analogue modelling of geodynamic processes: Approaches, scaling, materials and quantification, with an application to subduction experiments. *J. Geodynam.*, (100), 7-32.
- Semenenko N.P. (1948) *Geologiya i petrografiya Mamskoi kristallicheskoi polosy (Baikal-Patomskoe nagor'e)* [Geology and petrography of the Mamskaya crystalline strip (Baikal-Patom Upland)]. Kiev, AS USSR, 390 p. (In Russian)
- Sherman S.I., Seminskii K.Zh., Bornyakov S.A., Adamivich A.N., Buddo V.Yu. (1994) *Razlomoobrazovanie v litosfere. Zony szhatiya* [Faulting in the lithosphere. Compressional zones]. Novosibirsk, Nauka Publ., 263 p. (In Russian)
- Shmakin B. M. (1976) Heterogeneity and convergence of Muscovite pegmatites. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol.*, (7), 27-36. (In Russian)
- Sokolov Yu.M., Sumin L.V. Timofeev B.V., Mikhailova N.S., Ostapenko E.I., Podkovyrov V.N., Shulezhko I.K., Rudenko S.A., Spiridonov A.V. (1985) Geological age of metamorphic and ore formations of the Baikal-Patom folded region. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, 27(1), 48-57. (In Russian)
- Spiridonov V.A., Zorin I.B. (1978) On two age groups of pegmatites of magmatic origin (Mamsky mica-bearing province). *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geol. i Razvedka*, (12), 54-57. (In Russian)
- Taevskii V.M., Taevskaya Z.K. (1961) New data on the stratigraphy of the Mama crystalline strip. *Materialy po geologii i poleznym iskopaemym Irkutskoi oblasti* [Materials on geology and mineral resources of Irkutsk region, V. 1(28)]. Irkutsk, Irkutskoe geologoupravlenie Publ., 7-39. (In Russian)
- Vasil'eva V.P. (1962) The metamorphic complex of rocks of the Mama crystalline strip. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geologiya i Razvedka*, (7), 55-75. (In Russian)
- Velikoslavinskii D.A., Kazakov A.N., Sokolov Yu.M. (1963) *Mamskii kompleks Severo-Baikal'skogo nagor'ya* [Mamsky complex of the North-Baikal Highlands]. Leningrad, LAGED AN SSSR, 17, 227 p. (In Russian)
- Zabrodin V.Yu. (1977) *Zony smyatiya* [Collapse zones]. Moscow, Nauka Publ., 107 p. (In Russian)
- Zavalishin M.A., L'vova N.A. (1954) Stratigraphy and geological structure of the north-eastern part of the Mama District. *Trudy in-ta GiproNIIsl'yuda* [Proc. Institute GiproNIIsl'yuda]. V. 1(3), 4-72. (In Russian)
- Zhidkov A.Ya., Mirkina S.L., Golubchina M.I. (1963) About the absolute age of alkaline and nepheline syenites of the North-Baikal highlands. *Dokl. AN SSSR*, 149(1), 152-155. (In Russian)

Петрогеохимия и условия формирования мезозойских вулканоплутонических образований Балецкого рудного узла

Б. Н. Абрамов

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, 672014, г. Чита, ул. Недорезова, 16а, а/я 521,
e-mail: b_abramov@mail.ru

Поступила в редакцию 20.12.2018 г., принята к печати 01.04.2019 г.

Объект исследований. Вулканоплутонические образования (ВПО) Балецкого рудного узла (БРУ), состоящие из интрузий амуджикано-шахтаминского комплекса (J_{2-3}) и комагматических им эффузивов шадаронской серии (J_{2-3}). **Методы.** Анализы выполнены в аналитическом центре Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ). Силикатные анализы проведены стандартным методом. Рудные и редкие элементы определены РФА методом, редкоземельные элементы – ASP-AES методом. **Результаты.** Определено, что ВПО БРУ имеет зональное строение. В центральных частях БРУ расположены гранитные штоки амуджикано-шахтаминского комплекса (J_{2-3}). Далее по мере продвижения от центральных частей БРУ к периферии развит пояс малых интрузий амуджикано-шахтаминского комплекса (штоки монзонито-диоритов, гранодиоритов, дайки диоритовых порфиритов, лампрофиров). К этой зоне приурочено большинство месторождений и рудопроявлений золота. В периферийных частях БРУ развиты вулканогенно-осадочные отложения шадаронской серии (J_{2-3}). По составу они соответствуют островодужным и постколлизийным образованиям, интрузии амуджикано-шахтаминского комплекса принадлежат высококальциевой известково-щелочной серии. **Заключение.** Магматические расплавы мезозойских рудоносных интрузий, расположенных в районе Балецкого месторождения, относительно пород такого же состава в других частях БРУ более дифференцированы и формировались на меньших глубинах. Сходные особенности геохимического состава пород БРУ свидетельствуют о том, что они, вероятнее всего, имели единые источники образования.

Ключевые слова: Балецкие вулканоплутонические образования, магматический очаг, островодужная и постколлизийная обстановки

Petrogeochemistry and forming conditions of the Mesozoic volcanoplutonic formations in the Baleisky ore node

B. N. Abramov

Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, 16a Nedorezov st. Chita, 672014 Russia, e-mail: b_abramov@mail.ru

Received 20.12.2018, accepted 01.04.2019

Research subject. In this research, volcanoplutonic formations (VPF) in the Baleisky ore node (BON) consisting of intrusions of the Amudzhikan-Shakhtama complex (J_{2-3}) and comagmatic effusions of the Shadaron series (J_{2-3}) were investigated. **Methods.** Investigations were carried out in the analytical center of the SB RAS Geological (Ulan-Ude). Silicate analysis was performed by the conventional method. Ore and rare elements were determined by the RFA method. Rare earth elements were detected using the ASP-AES method. **Results.** It was determined that VPF in the BON has a zonal structure. In the central parts of the BON, granite rods of the Amudzhikan-Shakhtama complex (J_{2-3}) are located. Further, moving from the central BON parts towards its periphery, a belt of small intrusions of the Amudzhikan-Shakhtama complex (stocks of monzonite diorites, granodiorites, dikes of diorite porphyrites, lamprophyres) is located. The majority of gold deposits and ore occurrences are confined to this zone. The peripheral parts of the BON feature volcanogenic sedimentary deposits of the Shadaron series (J_{2-3}). In composition, these deposits correspond to island-arc and post-collisional formations. It is shown that the intrusions of the Amudzhikan-Shakhtama complex correspond to high-potassium calc-alkaline series. **Conclusions.** It was found that the magmatic melts of the Mesozoic ore-bearing intrusions located in the Baleisky deposit area are more differentiated and located at lower depths compared to the rocks of similar composition in other BON parts.

Keywords: Baley volcanoplutonic formations, magma chamber, island-arc and post-collisional environments

Для цитирования: Абрамов Б.Н. (2020) Петрогеохимия и условия формирования мезозойских вулканоплутонических образований Балецкого рудного узла. *Литосфера*, 20(1), 106–118. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-106-118

For citation: Abramov B.N. (2020) Petrogeochemistry and forming conditions of the Mesozoic volcanoplutonic formations in the Baleisky ore node. *Litosfera*, 20(1), 106–118. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-106-118

ВВЕДЕНИЕ

В пределах Балейского рудного узла находится значительное число разновозрастных золоторудных месторождений разных формационных типов, однако основное промышленное значение имеют раннемеловые месторождения малоглубинной золотосеребряной формации (Балейское, Тасеевское) (Балейское рудное поле, 1984). Месторождения золота золотокварцевой и золотосульфидно-кварцевой формаций, образованные в средне-позднеюрское время, по запасам соответствуют среднемасштабным (Средне-Голготайское, Андрушкинское, Верхне-Алиинское и др.) (рис. 1).

Минералого-геохимическим особенностям и физико-химическим условиям образования золотого оруденения Балейского рудного узла посвящены многочисленные публикации. Петрогеохимические особенности рудоносных магматических комплексов, слагающих эту структуру, изучены значительно слабее. Установлено лишь, что формирование золоторудных месторождений БРУ охватывает период от средней юры до раннего мела.

Вопросы геодинамического развития района во многом еще дискуссионны и требуют дальнейших исследований. По данным одних авторов, в юрско-меловое время территория Балейского района прошла коллизионные и постколлизионные стадии развития в результате столкновения Сибирского и Монголо-Китайского континентов на рубеже средней-ранней юры (Зорин и др., 1998; Гордиенко, 1999; Спиридонов и др., 2006). Другие исследователи считают, что в позднеюрско-раннемеловой временной период территория испытывала влияние горячей точки и обусловленный этим внутриплитный рифтогенез и магматизм (Зоненшайн и др., 1990; Корольков, 2011). А.Т. Корольковым в БРУ была выделена Ундинская купольная структура (Корольков, 2011).

Характерной особенностью геологического строения Балейского рудного района является тесная пространственно-временная связь между вулканогенно-осадочными отложениями шадаронской серии и субвулканическими интрузиями амуджикано-шахтаминского комплекса. Рассмотрим петрогеохимические особенности магматических образований, расположенных в разных частях БРУ, что важно для выявления особенностей формирования месторождений золота, тесно ассоциирующих с субвулканическими интрузиями.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Аналитические исследования проводились в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ). Для определение элементного состава пород использовался рентгенофлуоресцентный метод (спектрометр ЭДПС-1, аналитик Б.Ж. Жалсараев). Содержание редкоземельных элементов установлено ИСП-

AES-методом (атомно-эмиссионная спектроскопия с индуктивно-связанной плазмой). Средство измерения – атомно-эмиссионный спектрометр OPTIMA 2000 DV фирмы PerkinElmer (аналитики Л.А. Левантуева Т.И. Казанцева, А.А. Цыренова). Содержание петрогенных компонентов определялось стандартным методом “мокрой” химии.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД БАЛЕЙСКОЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

Вулканоплутонические образования Балейского рудного узла имеют зональное строение. В центральных частях БРУ расположены гранитные штоки амуджикано-шахтаминского комплекса, вытянутые цепочкой в северо-восточном направлении. Далее, по мере продвижения к периферии, широко развиты субвулканические интрузии рассматриваемого комплекса (пояс малых интрузий), представленные штоками монцонито-диоритов, гранодиоритов, дайками диоритовых порфиритов, лампрофиров. К этой зоне приурочено большинство месторождений и рудопроявлений золота. В периферийных частях БРУ развиты вулканогенно-осадочные отложения шадаронской серии (J_{2-3}) (см. рис. 1).

Тектоника района характеризуется блоковым строением. Впадины грабен-синклиналей БРУ расположены в узлах пересечения крупных тектонически ослабленных зон. К числу основных структурных элементов относятся зоны глубинных нарушений северо-восточного и северо-западного направлений. Крупнейшие из них – Борщовочный разлом северо-восточного простирания, являющийся составной частью Монголо-Охотского линейамента, и Балейско-Дарасунский глубинный разлом северо-западного простирания – часть Анабаро-Хангайского линейамента (Перцев и др., 2000). Существование этих разломов определило развитие серии оперяющих разрывных нарушений, простирание которых совпадает с ориентировкой этих главных структур. Основная часть золоторудных месторождений БРУ приурочена к узлам пересечений этих разломов. Борщовочный разлом, например, представлен зоной дробленых милонитизированных пород мощностью до нескольких десятков метров. Кроме разломов северо-восточного и северо-западного простирания выделяются также и меридиональные рудовмещающие разломы.

Для выяснения петрохимических и геохимических особенностей состава пород был проанализирован материал из различных частей рассматриваемой площади. В центральной части структуры исследованы основные интрузивные и эффузивные разновидности пород из района Средне-Голготайского и Андрушкинского золоторудных месторождений, в периферийной зоне – из Балейского и Верхне-Алиинского золоторудных месторождений (табл. 1).

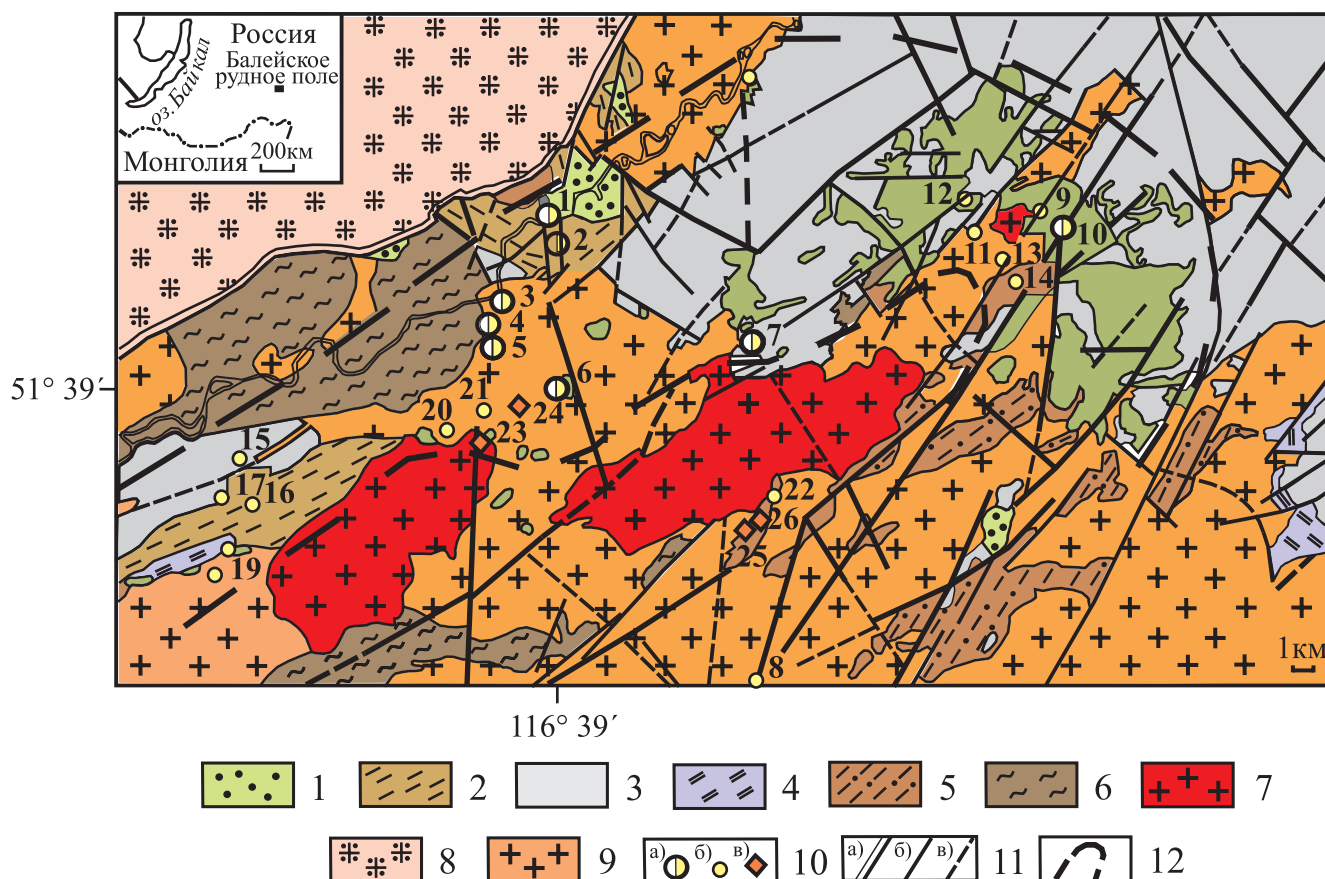


Рис. 1. Схема геологического строения Балейской вулканоплутонической структуры (построена с использованием данных И.М. Адельсона, 1988 г.).

1 – каменная толща (K_1): конгломераты с прослоями песчаников; 2 – юрские осадочные отложения даинской, тергенской и глушковской свит ($J_{2,3}$): конгломерато-брекчии, конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты; 3 – шадаронская серия ($J_{2,3}$): андезиты, андезито-базальты, трахиандезиты и их брекчии, туфы, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты; 4 – икагийская свита (J_1): алевролиты и аргилиты с прослоями песчаников; 5 – газимурская свита (C_1): алевролиты, аргиллиты, песчаники, известняки; 6 – джорольская свита (AR_2): кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, мрамор, кварциты; 7 – амуджикано-шахтаминский комплекс ($J_{2,3}$): граниты, силы и штоки дацитов, граносиенит-порфиров, диоритовых порфиров, монзонито-диоритов, габброиды; 8 – борщовочный комплекс (J_2) – гранитоиды; 9 – ундинский комплекс (PZ_3): гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диориты, габбро; 10 – месторождения золота (а), рудопроявления золота (б), рудопроявления молибдена (в): 1 – Балейское, 2 – Тасеевское, 3 – Сосновское, 4 – Майское, 5 – Ксачихинское, 6 – Средне-Голготайское, 7 – Андрушкинское, 8 – Фатимовское, 9 – Кольчихинское, 10 – Верхне-Алиинское, 11 – Рябоконт, 12 – Мунгинское, 13 – Ново-Мунгинское, 14 – Глазкинское, 15 – Сарбактуйское I, 16 – Сарбактуйское II, 17 – Крестовка, 18 – Становое, 19 – Шивиинское, 20 – Новое, 21 – Верхне-Дутулуруское, 22 – Петровское, 23 – Лутушное, 24 – Дутулуруское, 25 – Студенческое, 26 – Верхне-Голготайское, 27 – Оноховское; 11: а – зона милонитов борщовочного комплекса, б – тектонические нарушения, в – предполагаемые тектонические нарушения, 12 – пояс малых интрузий с золоторудными месторождениями и рудопроявлениями.

Fig. 1. Scheme of the geological structure of the Baleysky volcanoplutonic structure (adopted from I.M. Adelson, 1988).

1 – Kamenskaya strata (K_1): conglomerates with Sandstone interlayers; 2 – Jurassic sediments of the Dainsky, Tergensky and Glushkovsky fms ($J_{2,3}$): conglomerate-breccias, conglomerates, gravelites, sandstones, siltstones; 3 – Shadaronsky series ($J_{2,3}$): andesites, andesite-basalts, trachyandesites and their breccias, tufts, tuff-conglomerates, tuft-sandstones, tuft-aleurolites; 4 – Ikaigiisk Formtion (J_1): aleurolites and argilites with sandstone interlayers; 5 – Gazimur Fm (C_1): aleurolites, mudstones, sandstones, limestones; 6 – Dzhorolsk Fm (AR_2): schist, gneiss, amphibolites, marble, quartzite; 7 – Amudzhikano-Shakhtaminsky complex: granites, forces and stocks of dacites, granosyenite porphyries, diorite porphyrites, monzonite diorites, gabbroids; 8 – Borshchovochny complex (J_2) – granitoids; 9 – Undinsky complex (PZ_3): granite-porphyry, granodiorite-porphyry, diorite, gabbro; 10 – gold deposits (a), gold ore occurrences (b), molybdenum ore occurrences (v): 1 – Baleyskoe, 2 – Taseyevskoe, 3 – Sosnovskoe, 4 – Mayskoe, 5 – Ksachikhinskoe, 6 – Sredne-Golgotayskoe, 7 – Andryushkinskoe, 8 – Fatimovskoe, 9 – Kolchikhinskoe, 10 – Verkhne-Aliinskoe, 11 – Ryabokon', 12 – Munginskoe, 13 – Novo-Munginskoe, 14 – Glazkinskoe, 15 – Sarbaktuiskoe I, 16 – Sarbaktuiskoe II, 17 – Krestovka, 18 – Stanovoy, 19 – Shiviinskoe, 20 – Novoe, 21 – Verkhne-Dutulurskoe, 22 – Petrovskoe, 23 – Lutoshnoye, 24 – Duturul'skoe, 25 – Students', 26 – Verkhne-Golgotaiskoe, 27 – Onokhovskoe; 11: a – zone of milonites of the Borshchovochny complex, б – tectonic disturbances, в – alleged tectonic disturbances, 12 – belt of small intrusions with gold deposits and ore occurrences.

Таблица 1. Содержание петрогенных окислов (мас. %) и редких элементов (г/т), в эффузивах и интрузивных породах БРУ

Table 1. The content of petrogenic oxides (wt %) and rare elements (ppm) in effusive and intrusive rocks of BON

Компонент	Образцы									
	504	504-1	489	489-1	684	684-1	685	498	532-1	532-2
SiO ₂	69.30	70.20	69.00	69.00	71.00	69.60	70.50	63.2	61.4	68.6
TiO ₂	0.53	0.52	0.62	0.61	0.28	0.32	0.32	0.52	0.51	0.61
Al ₂ O ₃	13.90	14.10	14.40	14.00	15.10	15.50	15.60	15.80	14.40	18.20
Fe ₂ O ₃	0.67	1.10	0.64	0.78	0.77	0.74	0.69	0.62	1.56	1.06
FeO	2.08	2.00	2.16	1.84	1.33	1.48	1.52	3.92	3.08	1.24
MnO	0.01	0.01	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.08	0.01	0.01
MgO	1.48	1.56	1.66	1.49	0.57	0.89	0.80	3.58	1.10	1.54
CaO	1.62	1.87	2.09	1.83	0.92	1.02	1.02	3.98	6.45	0.80
Na ₂ O ₃	3.67	3.60	3.39	3.88	4.54	4.86	4.75	3.56	0.11	0.05
K ₂ O	4.70	2.63	4.55	4.58	3.98	3.92	4.00	3.44	0.50	0.36
P ₂ O ₅	0.18	0.14	0.17	0.17	0.17	0.17	0.16	0.22	0.22	0.27
П.п.п.	1.19	1.38	1.08	1.06	0.79	0.74	0.90	1.33	10.16	7.34
Σ	99.33	99.10	99.79	99.28	99.49	99.28	100.3	99.3	99.5	100.1
Zn	66	68	40	33	79	52	35	23	36	51
As	490	50	110	100	400	220	105	12	2680	690
Pb	44	47	65	61	27	36	19	24	19	13
Rb	170	160	190	200	127	110	109	140	320	22
Sr	350	360	410	360	780	920	940	117	103	53
Zr	260	290	280	280	160	145	150	110	190	230
Nb	18	20	18	18	12	6.4	7	15	10	11
Sn	10	6.9	4.4	8.1	1.8	—	1.8	1.7	9	3
Sb	5.7	2.9	3.1	5.4	—	—	—	3.5	25	2
Ba	650	640	660	580	800	1000	1030	680	550	31
La	51.20	39.60	41.80	40.30	27.7	28.3	29.0	23.5	44	31.5
Ce	109.0	90.50	103.0	95.60	66.2	71.6	74.0	50	84.8	67.3
Pr	9.70	7.95	10.00	8.80	6.3	6.8	7.0	4.3	8.9	6.7
Nd	32.00	26.80	37.00	31.50	21.5	22.3	22.8	16.1	31.30	23.7
Sm	5.10	4.50	6.40	5.40	3.94	4.2	4.2	2.90	5.20	4.00
Eu	0.58	0.51	0.81	0.64	0.84	1.01	1.03	0.49	0.90	0.61
Gd	3.70	2.60	4.30	3.40	2.15	2.4	2.45	2.20	3.10	2.50
Tb	0.43	0.42	0.52	0.47	<0.5	<0.5	<0.5	0.40	0.40	0.40
Dy	2.20	1.80	2.70	2.30	1.7	1.5	1.6	1.60	1.70	1.40
Ho	0.42	0.35	0.53	0.48	<0.5	0.5	<0.5	0.35	0.30	0.26
Er	1.20	0.99	1.50	1.26	0.8	0.7	0.75	0.93	0.76	0.71
Tm	0.18	0.12	0.18	0.17	<0.3	<0.3	<0.3	0.13	0.11	0.12
Yb	1.10	0.84	1.30	1.00	0.8	0.67	0.69	0.70	0.63	0.52
Lu	0.17	0.14	0.18	0.15	0.17	<0.15	<0.15	0.13	0.11	0.08
Y	13.40	10.70	16.30	13.30	9.0	8.1	8.1	10.5	7.80	7.70
ΣTR	230.4	187.8	226.5	204.8	138.4	148.6	153.0	114.2	189.7	147.5
(La/Yb) _n	32.30	32.72	22.33	27.97	24.06	29.61	28.88	23.28	48.40	42.02
Eu/Eu*	0.39	0.41	0.34	0.43	0.88	0.97	0.98	0.57	0.89	0.55
Eu/Sm	0.11	0.11	0.13	0.12	0.21	0.24	0.24	0.17	0.17	0.15
Rb/Sr	0.48	0.44	0.46	0.55	0.16	0.12	0.12	1.20	3.11	0.41
ASI	0.95	1.18	0.99	0.95	1.13	1.10	1.12	0.57	0.26	0.49

Таблица 1. Продолжение

Table 1. Continuation

Компонент	Образцы									
	683	800	800-1	801	435	435-1	435-4	437-1	438-2	681
SiO ₂	47.00	53.50	55.20	48.70	66.00	66.00	59.30	61.2	52.20	55.50
TiO ₂	1.68	1.22	1.16	1.11	0.50	0.55	0.81	0.26	1.00	1.17
Al ₂ O ₃	8.40	17.00	17.40	18.40	17.05	16.50	14.00	16.30	13.85	15.60
Fe ₂ O ₃	2.00	2.48	2.07	1.98	0.50	0.36	1.22	5.93	1.15	2.33
FeO	9.01	5.60	5.98	7.95	3.08	3.20	2.14	0.86	5.97	4.33
MnO	0.21	0.18	0.17	0.24	0.02	0.04	0.06	0.02	0.11	0.12
MgO	11.65	2.75	2.83	4.11	1.12	1.05	5.58	3.38	6.86	4.75
CaO	11.47	6.17	6.08	7.00	3.36	3.79	4.73	0.56	6.54	6.22
Na ₂ O ₃	1.80	3.61	3.69	2.68	3.52	3.70	4.16	1.00	3.27	3.94
K ₂ O	2.82	2.43	2.10	2.90	3.46	3.01	3.40	0.05	2.72	3.83
P ₂ O ₅	1.23	0.28	0.27	0.29	0.17	0.18	0.30	1.26	0.31	0.79
П.п.п.	2.16	4.04	3.36	4.40	1.14	1.20	3.78	2.82	6.12	1.64
Σ	99.43	99.26	100.3	99.76	100.0	99.58	99.48	93.64	100.1	100.2
Zn	89	71	110	98	64	71	63	29	81	59
As	580	—	—	—	170	69	290	14200	—	1040
Pb	8	20	68	47	22	22	37	50	34	40
Rb	130	110	94	110	93	160	87	10	78	100
Sr	530	624	664	520	637	710	216	236	615	1250
Zr	300	122	140	105	180	210	150	111	173	290
Nb	21	19	17	12	12	11	11	3.1	11	13.7
Sn	2.4	4.6	3.1	5.4	—	1.7	8.8	68	—	2.4
Sb	3	8.5	6	5.1	—	1	3	29	3.9	—
Ba	1060	630	625	650	1230	1210	590	11	740	1300
La	138.0	46.3	43.4	28.8	36.70	26.20	43.50	2.1	25.80	92.80
Ce	348.0	122.0	113.5	92.5	70.00	53.00	88.40	<4.0	53.40	203.0
Pr	40.20	16.1	15.3	13.2	5.70	5.30	8.40	<2.0	5.00	22.70
Nd	160.0	70.1	68.0	70.8	22.40	19.25	29.70	<2.0	22.40	82.70
Sm	29.90	15.1	15.9	18.05	3.70	3.10	5.20	<1.0	4.10	15.00
Eu	3.05	1.95	1.82	2.34	0.61	0.50	1.00	0.06	0.93	3.03
Gd	17.9	11.2	12.0	14.8	2.30	1.60	3.15	<1.0	3.70	8.40
Tb	2.75	1.64	1.71	2.2	0.39	0.38	0.43	<0.4	0.39	1.10
Dy	11.2	10.7	11.3	14.0	1.40	1.30	2.10	<0.5	2.30	5.00
Ho	2.06	2.05	2.14	2.6	0.27	0.24	0.40	<0.2	0.40	0.89
Er	4.5	6.0	6.05	7.4	0.77	0.69	1.10	<0.5	1.20	2.00
Tm	0.70	0.82	0.78	0.98	0.10	0.10	0.16	<0.1	0.18	0.27
Yb	3.60	5.3	4.9	6.1	0.58	0.55	0.88	0.22	0.98	1.70
Lu	0.54	0.57	0.53	0.66	0.08	0.10	0.13	<0.1	0.15	0.27
Y	79.30	52.4	48.2	69.8	8.00	7.00	11.80	2.0	13.20	22.60
ΣTR	841.7	362.2	345.5	344.23	153.0	119.3	196.4	—	134.1	461.5
(La/Yb) _n	26.57	8.29	6.15	3.27	43.93	33.00	34.27	—	18.02	37.68
Eu/Eu*	0.40	0.46	0.40	0.44	0.60	0.62	0.70	—	0.72	—
Eu/Sm	0.10	0.13	0.11	0.13	0.16	0.16	0.19	—	0.23	0.20
Rb/Sr	0.24	0.18	0.14	0.40	0.15	0.22	0.40	0.04	0.13	0.08
Mg#	0.63	0.30	0.33	0.40	0.37	0.35	0.91	0.66	0.67	0.70

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Компонент	Образцы								
	688	692	491	491-1	674-1	674-3	675	812	817
SiO ₂	64.90	66.30	55.30	62.80	58.20	64.50	60.40	54.90	56.40
TiO ₂	0.59	0.47	0.63	0.77	0.80	0.92	0.75	0.60	0.40
Al ₂ O ₃	15.80	15.80	13.70	13.60	14.60	16.90	14.80	19.80	19.10
Fe ₂ O ₃	0.98	0.87	0.48	0.94	2.42	0.75	1.10	5.33	4.67
FeO	3.39	2.42	5.11	4.56	4.25	5.07	5.27	3.94	4.19
MnO	0.06	0.07	0.15	0.12	0.14	0.11	0.16	0.02	0.02
MgO	3.25	2.67	8.86	4.53	5.96	1.96	5.96	4.02	4.01
CaO	2.47	0.92	10.00	5.63	5.41	2.11	3.48	1.40	1.39
Na ₂ O ₃	4.04	4.58	3.10	3.14	3.50	2.37	4.09	0.64	0.67
K ₂ O	3.30	3.41	0.44	2.66	1.23	3.93	2.13	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.25	0.20	0.24	0.29	0.31	0.22	0.25	0.10	0.08
П.п.п.	0.46	2.13	1.51	1.25	2.68	1.36	2.03	2.20	2.18
Σ	99.51	99.84	99.52	100.3	99.50	100.2	100.4	92.96	93.12
Zn	67	67	77	53	—	43	148	59	63
As	120	110	23	41	37	2930	82	55	47
Pb	36	39	26	14	29	170	55	19	18
Rb	92	85	8	50	126	250	164	8	6
Sr	770	760	920	600	320	600	580	366	342
Zr	180	150	155	156	300	160	340	162	123
Nb	6.8	6.1	6	5.4	11	7.3	12.2	4	—
Sn	1.3	1.6	4	3	3.3	68	2.5	79	59
Sb	4	3	4.8	4.6	3.8	33	2.8	5.4	1.9
Ba	820	850	233	845	810	460	1020	25	11
La	40.60	24.40	24.1	31.3	28.6	51.0	25.2	8.7	3.5
Ce	82.80	60.10	48.6	69.0	64.2	112.0	55.2	13.4	4.4
Pr	9.50	6.70	5.6	8.6	7.35	12.7	5.9	<2	<2
Nd	34.20	26.10	24.3	34.6	29.25	46.9	24.7	6.6	2
Sm	6.15	5.10	5.2	7.0	5.8	8.55	4.7	1.9	<1
Eu	1.36	1.15	1.3	1.57	1.24	1.96	1.07	0.30	0.15
Gd	3.80	3.25	3.5	4.4	3.6	5.75	2.9	1.6	<1
Tb	0.56	0.50	<0.5	0.65	0.59	0.84	0.40	<0.5	<0.5
Dy	2.60	2.20	2.4	3.2	2.65	4.3	2.2	1.1	<1
Ho	0.54	0.44	<0.5	0.64	0.51	0.85	0.41	<0.5	<0.5
Er	1.30	1.10	1.15	1.5	1.35	2.35	1.1	<0.5	<0.5
Tm	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	0.33	<0.3	<0.3	<0.3
Yb	1.10	0.94	1.0	1.4	1.1	2.2	0.96	0.57	0.36
Lu	0.21	0.15	0.15	0.19	0.20	0.36	0.15	<0.15	<0.15
Y	13.30	1.30	12.4	16.1	12.9	23.4	12.1	5.0	2.7
ΣTR	198.0	133.4	127.4	176.4	156.2	268.1	134.4	38.6	—
(La/Yb) _n	25.49	21.07	14.80	15.58	17.95	16.17	18.37	10.60	6.76
Eu/Eu*	—	—	0.93	0.88	0.83	0.85	0.88	0.52	—
Eu/Sm	0.22	0.23	0.25	0.22	0.21	0.23	0.23	0.16	—
Rb/Sr	0.12	0.11	0.01	0.08	0.39	41.67	0.28	0.02	0.02
Mg#	0.69	0.64	0.73	0.57	0.57	0.37	0.60	0.37	0.39

Примечание. Андрюшкинское месторождение. Амуджикано-шахтаминский комплекс: 504, 504-1 – гранит-порфиры (дайки); 489, 489-1 (шток), 498 – диоритовые порфиристы. Шадаронская серия: 491, 491-1 – андезиты. Верхне-Алиинское месторождение. Амуджикано-шахтаминский комплекс: 684, 684-1, 685 – гранитоиды; 683 – диоритовый порфирит; 681, 688 – монцитониты; 692 – лампрофиры. Шадаронская серия: 674-1, 674-3, 675 – андезиты. Средне-Голготайское месторождение. Амуджикано-шахтаминский комплекс: 532-1, 532-2 – диоритовые порфиристы, 435, 435-1 – монцитониты; 435-4, 437-1, 438-2 – лампрофиры. Балейское месторождение. 800, 800-1, 801 – диоритовые порфиристы (J₂₋₃). Шадаронская серия: 812, 817 – андезиты.

Note. *Andrushkinskoe deposit*. Amudzhikan-Shakhtama complex: 504, 504-1 – granite-porphyry (dikes); 489, 489-1 (stock), 498 – diorite porphyrites; Shadaron series: 491, 491-1 – andesites. *Verkhne-Aliinskoe deposit*. Amudzhikan-Shakhtama complex: 684, 684-1, 685 – granitoids; 683 – diorite porphyrite; 681, 688 – monzonites; 692 – lamprophyres. Shadaron series: 674-1, 674-3, 675 – andesites. *Sredne-Golgotaiskoe deposit*. Amudzhikan-Shakhtama complex: 532-1, 532-2 – diorite porphyrites, 435, 435-1 – monzonites; 435-4, 437-1, 438-2 – lamprophyres. *Baleyskoe deposit*. 800, 800-1, 801 – diorite porphyrites ($J_{2,3}$). Shadaron series: 812, 817 – andesites.

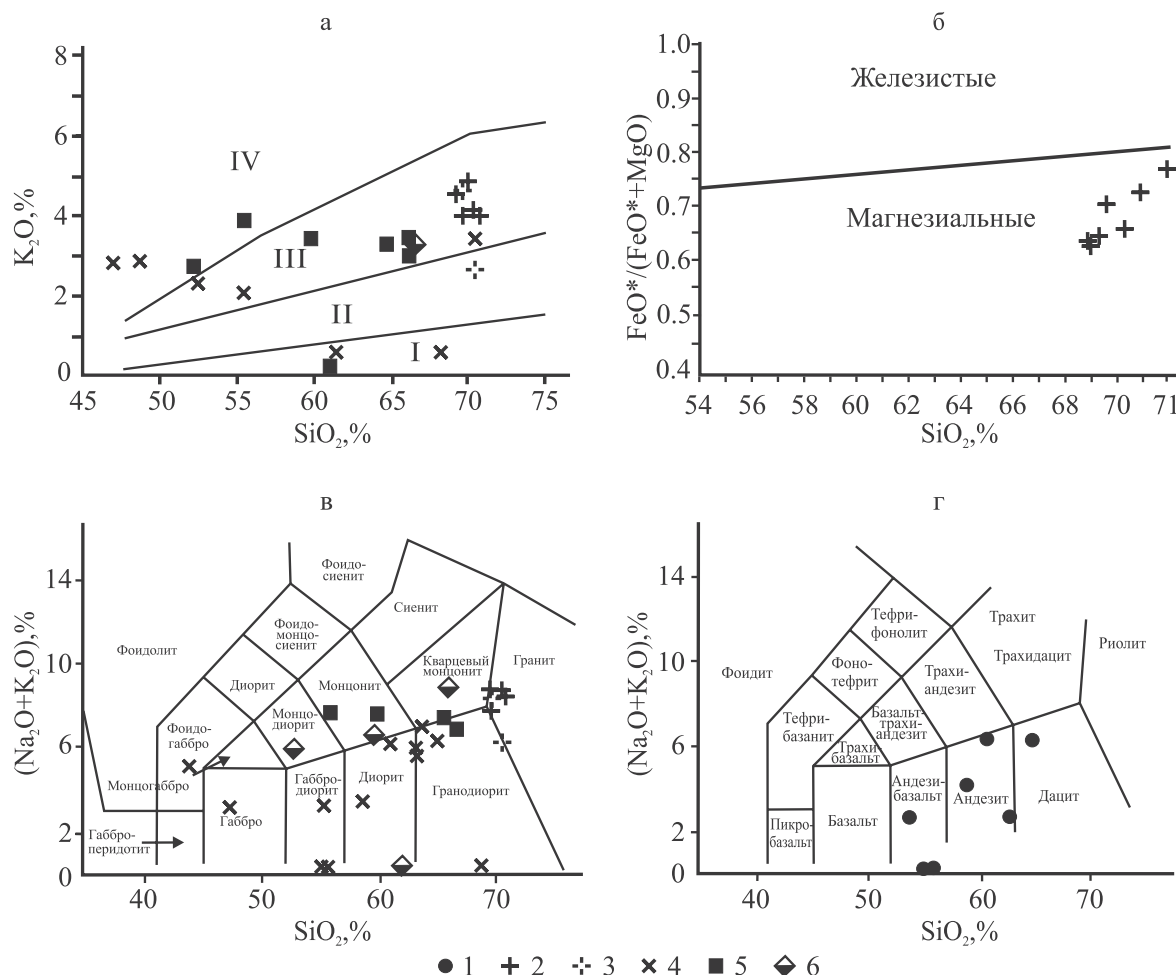


Рис. 2. Квалификационные диаграммы пород Балеysкой вулcano-плутонической структуры.

1 – эффузивы шадаронской серии; амуджикано-шахтаминский комплекс: 2 – граниты (штоки), 3 – гранит-порфиры (дайки), 4 – диоритовые порфиры (дайки), 5 – монзониты, гранодиориты (штоки), 6 – гибридные порфиры.

а. Интрузивные образования БВПС. Поля интрузивных серий на диаграмме: IV – шохонитовая, III – высококальциевая известково-щелочная, II – среднекальциевая известково-щелочная, I – островодужная толеитовая. б. Разделение железистых и магнезиальных гранитов [Frost et al. 2001]. в. Интрузивные образования БВПС. г. Эффузивные образования БВПС.

Fig. 2. Qualification charts of rocks of the Baleysky volcano-plutonic structure.

1 – effusives of the Shadaron suite; Amudzhikano-Shakhtaminsky complex: 2 – granites (stocks), 3 – granite porphyry (dikes), 4 – diorite porphyrites (dikes), 5 – monzonites, granodiorites (stocks), 6 – hybrid porphyries.

a. Intrusives of BVPS formations. The fields of the intrusive series in the diagram: IV – shoshonitic, III – high potassium calc-alkaline, II – medium-potassium calcic-alkaline, I – island-arc toleitic. б. The separation of ferrous and magnesian granites [Frost et al. 2001]. в. The intrusive formations of BVPS; г. The effusive formations of BVPS.

Рассмотрим петрогеохимические особенности основных составляющих БРУ – интрузий амуджикано-шахтаминского комплекса и вулканитов шадаронской серии. Отложения шадаронской серии в пределах БРУ имеют широкое распространение и несогласно залегают на разновозрастных образованиях. Они слагают вулканарии, впадины и кальдеры, нало-

женные на гетерогенный фундамент, в составе которых преобладают гранитоиды ундинского комплекса (PZ_3). Характерной особенностью рассматриваемых отложений является широкое развитие вулканокластических пород, менее распространены эффузивы. В их составе преобладают андезиты, незначительно развиты базальты и риолиты (рис. 2).

Шадаронская серия подразделяется на три подсерии – нижнюю, среднюю и верхнюю. Отложения нижней подсерии представлены туфогенно-осадочными породами, песчаниками, алевролитами. В составе эффузивов отмечаются андезиты, андезибазальты, трахи-андезитобазальты, базальты. Эффузивы средней подсерии представлены трахиандезитами, андезито-дацитами, латитами. Эффузивы основного состава отмечаются реже. Туфогенно-осадочные отложения развиты в нижней и верхней частях разреза подсерии. Среди эффузивов верхней подсерии наиболее широко развиты базальтоиды, эффузивы среднего и кислого составов имеют меньшее распространение. Туфогенно-осадочные отложения слагают маломощные прослои.

По минералогическим особенностям среди андезитов выделяются плагиоклазовые, амфиболовые, пироксеновые и амфибол-пироксеновые разновидности. Это породы с пилотакситовой структурой основной массы. Все они характеризуются наличием порфировых включений. Размер вкрапленников колеблется от 0.5 до 3 мм. В составе вкрапленников отмечаются андезин, роговая обманка, авгит. В составе андезитов преобладает зональный андезин (An_{36-45}). В амфиболовых разностях содержатся повышенные содержания роговой обманки, а в амфибол-пироксеновых разностях наряду с роговой обманкой развит пироксен. Дациты и андезидациты образуют редкие маломощные покровы мощностью 30–60 м. Порфировые вкрапленники в них сложены андезитом, биотитом, роговой обманкой, кварцем. Возраст отложений шадаронской серии соответствует палинокомплексам средней-поздней юры (Синица, Вильмова, 2010).

Интрузии амуджикано-шахтаминского комплекса подразделяются на три фазы. Породы первой фазы представлены диорито-монцонитами, монцонитами и кварцевыми монцонитами. Они образуют небольшие штокообразные тела. Породы дайкового комплекса этой фазы представлены диоритовыми порфиритами и лампрофирами. По минеральному составу лампрофиры в основном соответствуют спессартитам.

Породы второй фазы представлены штоками гранитов, расположенными в центральной части БРУ (см. рис. 1). Наиболее крупные из них Сарбактуйский и Голготайский массивы. Характерной особенностью этих гранитов является наличие порфировых включений калиевого полевого шпата размером до нескольких сантиметров.

Породы третьей фазы представлены дайками гранит-порфиров и граносиенит-порфиров с вкрапленниками плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца. На бинарной диаграмме K_2O-SiO_2 большинство интрузивных и эффузивных образований БРУ соответствуют высококальциевой известково-щелочной серии, что указывает на вероятный единый источник их образования (см. рис. 2).

На диаграмме $Rb-(Y + Nb)$ преобладающая часть интрузивных образований амуджикано-шахтаминского комплекса попадает в поле значений, соответствующих вулканическим дугам (рис. 3а). При этом состав диоритовых порфиров указывает на соответствие их внутриплитным образованиям. По всей вероятности, их формирование связывается с подъемом струй (плюмов) разогретого мантийного вещества с образованием купольных структур. На диаграмме DF_1-DF_2 для определения геодинамических обстановок пород среднего состава (Великославинский, Крылов, 2015) эффузивы шадаронской серии и диоритовые порфиры амуджикано-шахтаминского комплекса соответствуют породам как постколлизийным образованиям, так и вулканическим дуг (рис. 3б). Эти данные указывают на то, что формирование вулканоплутонических образований Балейской вулканоплутонической структуры (БВПС) охватывает временные периоды островодужных и постколлизийных обстановок. Установлено, что в постколлизийный период, в обстановке растяжения, происходило завершение образования БРУ (Корольков, 2011). Общность геолого-структурного положения интрузивных и эффузивных образований БРУ, формирование их в единой геодинамической обстановке, близкое время образования, петрохимическое сходство свидетельствуют о комагматичности эффузивов шадаронской серии и интрузий амуджикано-шахтаминского интрузивного комплекса.

Золоторудные месторождения имеют мезозойский возраст. Средне-Голготайское, Андрюшкинское и Верхне-Алиинское месторождения образованы на заключительных стадиях коллизийного процесса, Балейское и Тасеевское – при формировании континентальных рифтов в меловое время (Спиридонов, 2006). Возраст золотоносных кварцевых жил Балейского месторождения, определенный $Re-Os$ методом, составляет 146 ± 1.4 млн лет, а возраст гидротермально измененных вмещающих пород – 149 ± 1.5 млн лет (Борисенко и др., 2010).

Балейское месторождение представлено малосульфидными маломощными жилами халцедоно-видного кварца с включениями пирита, марказита, сульфосолей серебра, теллуридов серебра и золота. Жилы сопровождаются зонами прожилково-вкрапленного оруденения, отмеченного мощными зонами метасоматитов (аргиллизации, окварцевания, адуляризации). Изотопные отношения серы сульфидов Балейского месторождения близки сере метеоритов, что указывает на их мантийный источник (Спиридонов и др., 2010). Мощность рудоносных жил колеблется от 0.1 м до 1.5 м. Минерализованные зоны имеют протяженность до 4–6 км при мощности в несколько десятков метров. Содержание золота в минерализованных зонах составляет от 3 до 5 г/т (Балейское рудное поле, 1984).

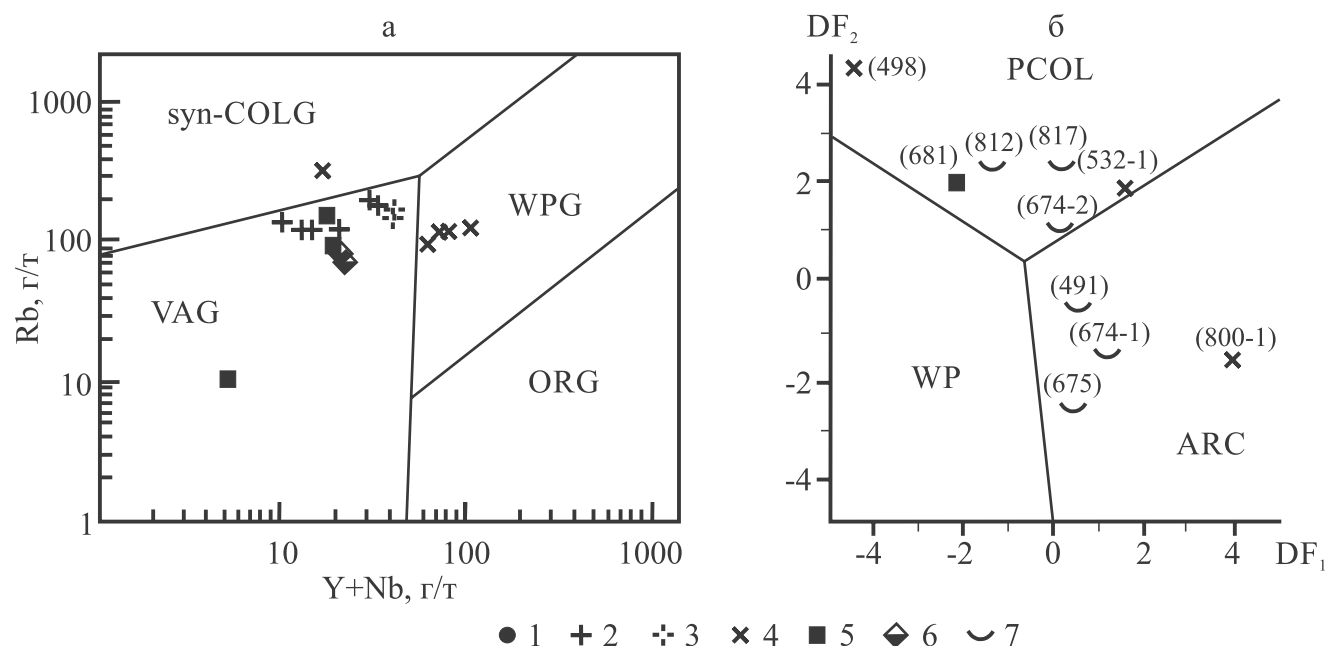


Рис. 3. Дискриминационные диаграммы пород БВПС.

а. Диаграмма Rb–(Y + Nb) пород БВПС. Поля на диаграмме: syn-COLG – коллизионные граниты, WPG – внутриплитные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов. б. Диаграмма La–Y–Nb для эффузивов Балейской вулcano-плутонической структуры. 1 – базальты вулканических дуг (1А – известково-щелочные базальты, 1С – островодужные базальты, 1В – известково-щелочные базальты, 1С – островодужные толеиты); 2 – континентальные толеиты (2А – континентальные базальты, 2В – базальты задуговых бассейнов); 3 – океанические базальты (3А – щелочные базальты внутриконтинентальных рифтов; 3В, 3С – Е-тип MORB; 3В – обогащенные; 3С – слабо обогащенные; 3D – N-тип MORB).
Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 3. Discriminatory diagrams of BVPS rocks.

а. Rb–(Y + Nb) diagram of BVPS rocks. Fields on graphs: syn-COLG – collisional granites, WPG – within-plate granites, VAG – volcanic arc granites, ORG – ocean ridge granites. б. La–Y–Nb diagram for effusive rocks of Baleyskaya volcano-plutonic structure. 1 – volcanic arc basalts (1A – calc-alkaline basalts, 1C – island-arc basalts, 1B – calc-alkali basalts, 1C – the island-arc tholeiites); 2 – continental tholeiites (2A – continental basalts, 2B – basalts back-arc basins); 3 – oceanic basalts (3A – alkaline basalts of continental rifts; 3B, 3C – E-type MORB; 3B – enriched; 3C – slightly enriched; 3D – N-type MORB).
Symbols see in Fig. 2.

Предшествующими исследователями не установлена связь золотого оруденения Балейского месторождения с определенными магматическими комплексами. При этом единственным признаком проявления вулканической активности в период рудообразования являются флюидно-эксплозивные брекчии, развитые в пределах рудных тел. Образование этих брекчий связывается с затухающей активностью андезитового вулканизма в предрифтовый этап (Максимов, 1968; Писцов, Максимов, 1988).

По данным геологоразведочных работ, рудные тела на Средне-Голготайском и Верхне-Алиинском месторождениях представлены прожилково-вкрапленными и жильными зонами. В этих месторождениях развиты главным образом золотокварцевые и золото-сульфидно-кварцевые типы руд. Содержания рудных минералов в последних достигает 30%. К числу наиболее распространенных рудных минералов относятся пирит и арсенопирит (Абрамов, 2016).

Вмещающими породами в Верхне-Алиинском и Средне-Голготайском месторождениях являются монцититы амуджикано-шахтаминского комплекса. Их возраст в пределах Средне-Голготайского месторождения составляет 175 ± 5 , даек лампрофиров – 160 ± 5 млн лет. (Константинов и др., 1967). На Средне-Голготайском месторождении отмечается тесная парагенетическая связь золотого оруденения с дайками лампрофиров. Здесь дайки лампрофиров пересекают жилы золото-кварцевого состава и, в свою очередь, рассечены жилами золото-сульфидно-кварцевого состава (Абрамов, 2012).

По данным поисково-разведочных работ, основное золотое оруденение на Андрушкинском месторождении приурочено к зонам скарнирования. Вмещающие породы представлены архейскими метаморфическими образованиями. Основное рудное тело представляет собой пологозалегающую штокверковую зону под экраном вулканитов ша-

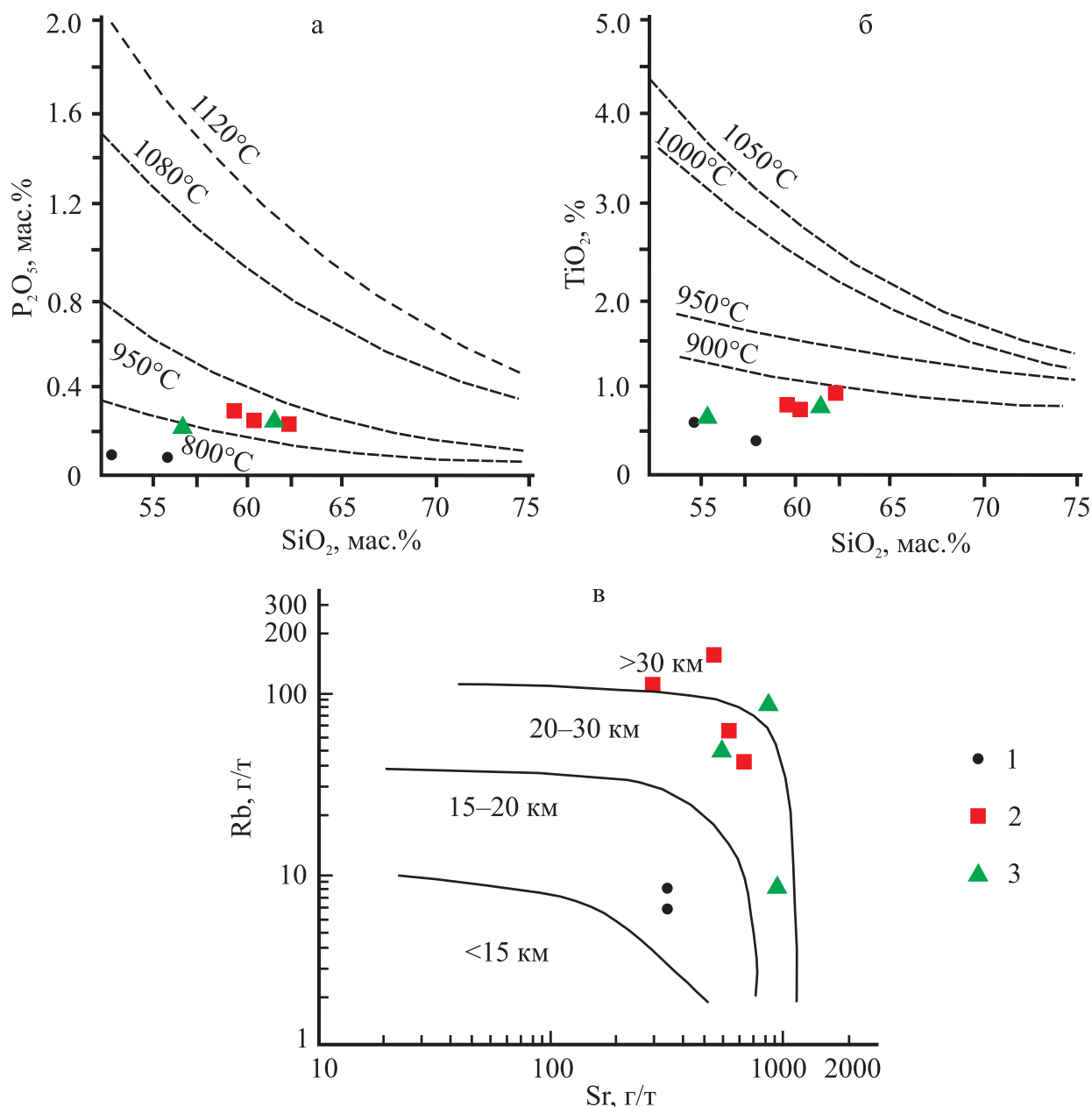


Рис. 4. Диаграммы температур и глубин формирования эффузивов БВПС.

Эффузивы: 1 – Балейского, 2 – Верхне-Алиинского, 3 – Андрушкинского месторождений.

Изотермы температур расплавов, оцененных по фосфорному (а – Green, Watson, 1982) и титановому (б – Green, Pearson, 1986) геотермометрам; глубины формирования эффузивов по Rb–Sr (Серавкин и др., 1990) отношению. Сплошные линии – границы глубин генерации магм.

Fig. 4. Diagrams of temperatures and depths of the formation of effusive BVPS.

Effusive rocks of Baleisky (1), Verkhne-Aliinsky (2), Andryushkinsky (3) deposits.

Temperature isotherms of melts estimated at phosphoric (a – Green, Watson, 1982) and titanium (б – Green, Pearson, 1986) geothermometers; depths of effusive formation according to Rb–Sr (Seravkin et al., 1990) relationship. Solid lines – the boundaries of the depths of generation of magmas.

даронской серии. Источником золотого оруденения считаются магматические очаги амуджикано-шахтминского комплекса. К числу основных рудных минералов относятся пирротин, арсенопирит и

пирит. Характерная особенность месторождения – наличие флюидно-эксплозивных брекчий, являющихся производными интрузий амуджикано-шахтминского комплекса (Абрамов, 2011).

Для оценки глубин формирования флюидных систем в верхней и нижней части земной коры используется Eu/Sm отношение (Винокуров, 1996). Магматические очаги, функционировавшие в верхней континентальной коре, имеют значения Eu/Sm менее 0.2 (Винокуров, 1996). Для расчета глубин формирования магматических очагов и степени их дифференциации использованы Eu/Sm , Eu/Eu^* и Rb/Sr отношения (Интерпретация..., 2001). Установлено, что отношения $\text{Rb/Sr} < 0.3$ характерны для примитивных гранитов, $\text{Rb/Sr} > 0.3$ свойственны всем редкометалльным и дифференцированным гранитам I- и S-типов (Костицын, 2000).

Выявлено, что петрогеохимические значения пород одного состава из разных частей БВПС имеют существенные различия. Так, эффузивы шадаронской серии района Балейского месторождения отличаются от таковых из других частей БРУ меньшими глубинами формирования и температурами расплавов (рис. 4). Магматические расплавы диоритовых порфиритов Балейского месторождения, относительно диоритовых порфиритов других частей БРУ, характеризовались большей степенью дифференциации, функционированием на меньших глубинах, большими концентрациями редкоземельных элементов, меньшими значениями коэффициента магнезиальности и отношениями La/Yb (см. табл. 1).

Магматические очаги эффузивов района Балейского месторождения ($\text{Eu/Sm} = 0.16\text{--}0.19$) были расположены в верхней континентальной коре, Андрюшкинского ($\text{Eu/Sm} = 0.21\text{--}0.22$) и Верхне-Алиинского ($\text{Eu/Sm} = 0.21\text{--}0.22$) месторождений – в нижней континентальной коре. При этом магматические расплавы эффузивов Балейского месторождения ($\text{Eu/Eu}^* = 0.52\text{--}0.70$) были в большей степени дифференцированы, чем магматические очаги эффузивов Андрюшкинского ($\text{Eu/Eu}^* = 0.88\text{--}0.92$) и Верхне-Алиинского ($\text{Eu/Eu}^* = 0.83\text{--}0.88$) месторождений (см. табл. 1).

ВЫВОДЫ

Вулканоплутонические образования Балейского рудного узла имеет зональное строение. В центральной его части развиты гранитные штоки амуджикано-шахтаминского комплекса. В периферийной части БРУ развиты эффузивы шадаронской серии, между ними располагается пояс малых интрузий амуджикано-шахтаминского комплекса, с которыми пространственно ассоциируют рудопоявления и месторождения золота. Образование Балейского месторождения, вероятнее всего, связано с заключительными стадиями функционирования позднемезозойской мантийной рудно-магматической системы. В процессе формирования БРУ во временной период образования Балейского месторождения магматические очаги интрузивных и эффузивных образований, в сравнении с другими частями БРУ, были перемещены на более высокие стратиграфические уровни, а магматические расплавы в этих очагах стали более дифференцированными. По геохимическому составу эффузивы шадаронской серии и интрузии амуджикано-шахтаминского комплекса БРУ соответствуют интрузивным и эффузивным образованиям островодужных и постколлизийных обстановок. Сходные особенности геохимического состава пород БРУ свидетельствуют о том, что они, вероятнее всего, имели единые источники образования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамов Б.Н. (2012) Условия формирования, минералого-геохимические особенности пород и руд Средне-Голготайского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье). *Изв. вузов. Геология и разведка*, (3), 79-82.
- Абрамов Б.Н. (2011) Условия формирования и рудоносность флюидно-эксплозивных образований золоторудных месторождений Восточного Забайкалья. *Докл. АН*, **440**(1), 67-71.
- Абрамов Б.Н. (2016) Верхне-Алиинское золоторудное месторождение: условия формирования, петрогеохимические особенности пород и руд (Мунгинский рудный узел, Восточное Забайкалье). *Литосфера*, (4), 92-101.
- Балейское рудное поле. (1984) (Ред. Н.П. Лаверов). М.: ЦНИГРИ, 271 с.
- Борисенко А.С., Жмодик С.М., Наумов Е.А., Спиридонов А.М., Берзина А.Н. (2010). Возрастные рубежи формирования золотого оруденения Восточного Забайкалья. Материалы конференции “Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований”. М.: ИГЕМ РАН, 82-83.
- Великославинский С.Д., Крылов Д.П. (2015) Геодинамическая обстановка магматических пород среднего состава по геохимическим данным. *Петрология*, **23**(5), 451-458.
- Винокуров С.Ф. (1996) Европейские аномалии в рудных месторождениях и их геохимическое значение. *Докл. АН*, **346**(6), 792-795.
- Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. (1999) Геодинамика и метаталлогения Монголо-Охотского региона. *Геология и геофизика*, **40**(11), 1545-1562.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. (1990) Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 328 с.
- Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Рутштейн И.Г., Зорина Л.Д., Спиридонов А.М. (1998) Геодинамика западной части Монголо-Охотского пояса и тектонические позиции рудных проявлений золота в Забайкалье. *Геология и геофизика*, **39**(11), 104-112.
- Интерпретация геохимических данных. Учеб. пособ. (2001) (Под ред. Е.В. Склярова). М.: Интермет Инжиниринг, 2001, 288 с.
- Константинов Р.М., Томсон И.И., Чеглоков С.В., Хомич С.В., Андреева М.Г. (1967) Особенности зональности оруденения в некоторых рудных узлах Вос-

- точного Забайкалья. *Геология рудн. месторожд.*, (3), 41-53.
- Корольков А.Т. (2011) Геодинамика золоторудных районов юга Восточной Сибири. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 53 с.
- Костицын Ю.А. (2000) Накопление редких элементов в гранитах. *Природа*, (2), 26-34.
- Максимов С.С. (1968) О брекчиевых телах Балейского рудного района. Мат-лы конф. "Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Забайкалья". Чита, ЗабНИИ, 34-35.
- Перцев А.В., Гальперов Г.В., Антипов В.С., Никольский В.С., Стрельников С.И., Турченко С.И. (2000) Космический образ России: уникальная минерагения крупнейших линияментов. *Отчет. геология*, (6), 29-33.
- Писцов Ю.П., Максимов С.С. (1988) Геолого-генетическая модель благородного рудообразования на примере Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье). *Геология и геофизика*, (11), 89-98.
- Серавкин И.В., Косарев А.М., Салихов Л.И. и др. (1992) Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 197 с.
- Синица С.М., Вильмова Е.С. (2010) Стратиграфия, палеонтология и палеорекострукция верхнего мезозоя Балейского рудного поля. Мат-лы конф. "Геология и минерагения Забайкалья". Чита, ФГУП, 83-87.
- Спиридонов А.М., Зорина Н.А., Китаев Н.А. (2006) Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск: Гео, 291 с.
- Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Летунов С.П., Прокофьев В.Ю. (2010) Флюидный режим процесса рудообразования Балейской золоторудно-магматической системы (Восточное Забайкалье). *Геология и геофизика*, **51**(10), 1413-1422.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001) A geochemical classification of granitic rocks. *J. Petrol.*, **42**(11), 2033-2045.
- Green T.H., Pearson N.J. (1986) Ti-rich accessory phase saturation in hydrous mafic-felsic compositions at high *P-T*. *Grem. Geol.*, **54**, 85-201.
- Green T.H., Watson E.N. (1982) Crystallization of apatite in natural magmas under high pressure hydrous conditions, with particular reference to "orogenic" rocks series. *Contrib. Miner. Petrol.*, **70**, 96-105.
- Abramov B.N. (2016) Verkhne-Aliinsky gold deposit: Conditions of formation, petrogeochemical features of rocks and ores (Munginsk ore cluster, Eastern Transbaikalia). *Litosfera*, (4), 92-101. (In Russian)
- Abramov B.N. (2012) Formation conditions, mineral and geochemical characteristics of rocks and ores of Sredne-Golgotaisk gold deposit (Eastern Transbaikalia). *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geol. Razved.*, (3), 79-82. (In Russian)
- Abramov B.N. (2011) Conditions for the formation and ore potential of the fluid-explosive formations of gold deposits in the Eastern Transbaikalian region. *Dokl. Earth Sciences*, **440**(1), 1197-1201.
- Baleiskoe rudnoe pole* [Baleiskoe ore field]. (1984), (Ed. N.P. Laverov). Moscow, TsNIGRI Publ., 271 p. (In Russian)
- Borisenko A.S., Zhmodik S.M., Naumov E.A., Spiridonov A.M., Berzina A.N. (2010) Age limits of formation of gold mineralization in Eastern Transbaikalia. Materialy konferentsii "Samorodnoe zoloto: tipomorfizm mineral'nykh assotsiatsii, usloviya obrazovaniya mestorozhdenii, zadachi prikladnykh issledovaniy" [Materials of the conference "Native Gold: Typomorphism of Mineral Associations, Conditions for the Formation of Deposits, Problems of Applied Research"]. Moscow, IGEM RAS, 82-83. (In Russian)
- Gordienko I.V., Kuzmin M.I. (1999) Geodynamics and Metallogeny of the Mongolian-Transbaikalian Region. *Geol. Geofiz.*, **40**(11), 1545-1562. (In Russian)
- Green T.H., Pearson N.J. (1986) Ti-rich accessory phase saturation in hydrous mafic-felsic compositions at high *P-T*. *Grem. Geol.*, **54**, 85-201.
- Green T.H., Watson E.N. (1982) Crystallization of apatite in natural magmas under high pressure hydrous conditions, with particular reference to "orogenic" rocks series. *Contrib. Miner. Petrol.*, **70**, 96-105.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001) A geochemical classification of granitic rocks. *J. Petrol.*, **42**(11), 2033-2045.
- Interpretatsiya geokhimicheskikh dannykh. Uchebnoe posobie* [The interpretation of geochemical data: a Training manual]. (2001) (Ed. E.V. Sklyarov). Moscow, Intermet Engineering Publ., 288 p. (In Russian)
- Konstantinov R.M., Thomson I.I., Cheglov S.V., Khomich S.V., Andreeva M.G. (1967) Features of the zoning of mineralization in some ore nodes of Eastern Transbaikalia. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, (3), 41-53. (In Russian)
- Korol'kov A.T. (2011) *Geodinamika zolotorudnykh raionov yugo-vostochnoi Sibiri. Abstract of dis. dokt. geol.-min. nauk* [Geodynamics of gold ore regions of the south-eastern Siberia. Dr. geol. and miner. sci. diss.]. Irkutsk, 53 p.
- Kostitsyn Yu.A. (2000) Accumulation of rare elements in granites. *Nature*, **92**, 26-34.
- Maksimov S.S. (1968) About the breccia bodies of the Baleisky ore region. Materialy konf. "Geologiya i razvedka mestorozhdenii poleznykh iskopaemykh Zabaikal'ya..." [Materials of the conference "Geology and exploration of mineral deposits of the Baikal region"]. Chita, 35. (In Russian)
- Pertsev A.V., Galperov G.V., Antipov V.S., Nikol'skii V.S., Strel'nikov S.I., Turchenko S.I. (2000) The cosmic image of Russia: the unique minerageny of the largest lineaments. *Otech. Geol.*, (6), 29-33.
- Pistsov Yu.P., Maksimov S.S. (1988) Geological and genetic model of noble ore formation on the example of the Baleisky ore field (Eastern Transbaikalia). *Geol. Geofiz.*, (11), 89-98. (In Russian)
- Seravkin I.V., Kosarev A.M., Salikhov L.I. et al. (1990) *Vulkanizm Yuzhnogo Urala* [Volcanism of the Southern Urals]. Moscow, Nauka Publ., 197 p. (In Russian)
- Sinitisa S.M., Vil'mova E.S. Stratigraphy, paleontology and paleoreconstruction of the upper Mesozoic of the Baleisky ore field. Materialy konferentsii "Geologiya i metallogeniya Zabaikal'ya" [Materials of the conference "Geology and minerageny of Transbaikalia"]. Chita, FGUP Publ., 2010, 83-87. (In Russian)
- Spiridonov A.M., Zorina L.D., Kitaev N.A. (2006) *Zolotonosnye rudno-magmaticheskie sistemy Zabaikal'ya* [Gold-Bearing ore-magmatig systems of Transbaikalia]. Novosibirsk, Geo Publ., 291 p. (In Russian)
- Spiridonov A.M., Zorina L.D., Letunov S.P., Prokof'ev V.Y.

- (2010) The fluid regime of ore formation in the Balei gold-bearing ore-magmatic system (Eastern Transbaikalia, Russia). *Russ. Geol. Geophys.*, **51**(10), 1102-1109.
- Velikoslavinskii S.D., Krylov D.P. (2015) Geodynamic setting of magmatic rocks of medium composition according to geochemical data. *Petrology*, **23**(5), 451-458. (In Russian)
- Vinokurov S.F. Europium anomalies in the ore deposits and their geochemical significance. *Dokl. Akad. Nauk*, **346**(6), 792-795. (In Russian)
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. (1990) *Tektonika litosfernykh plit territorii SSSR*. Kn. 1 [Tectonics of lithospheric plates of the USSR territory. Book 1]. Moscow, Nedra Publ., 1990, 328 p. (In Russian)
- Zorin Yu.A., Belichenko V.G., Rutshtein I.G., Zorina L.D., Spiridonov A.M. (1998) Geodynamics of the western part of the Mongol-Okhotsk belt and the tectonic position of ore occurrences of gold in Transbaikalia *Geol. Geofiz.*, **39**(11), 104-112. (In Russian)

УДК 550.348

DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-119-129

Землетрясение 31.VIII.1829 г. в Архангельской губернии: рассмотрение и уточнение характеристик по первоисточникам и вопрос об активности Северо-Двинского разлома

А. А. Никонов, Л. Д. Флейфель

Институт физики Земли РАН, 123242, Москва, ул. Бол. Грузинская, д. 10, стр. 1, e-mail: nikonov@ifz.ru

Поступила в редакцию 28.11.2018 г., принята к печати 18.02.2019 г.

Объект исследования – малоизвестное землетрясение 1829 г. на Севере Европейской России в среднем течении р. Сев. Двина (Архангельская область). Это событие включено в отечественные сейсмологические каталоги, но без опоры на первичные письменные источники. *Материалы и методы.* Положенные авторами в основу исследования материалы включают в себя публикации в периодической печати сразу после события, дополнительные сведения из местного издания 1864 г., а также изображения местных культовых построек, испытавших сотрясения, т.е. разнообразные ранее не привлекавшиеся макросейсмические сведения. *Результаты.* С учетом новых сведений осуществлены оценки силы сотрясений трех толчков в баллах согласно шкале MSK-64 и по стандартной процедуре сделаны определения основных очаговых параметров каждого толчка. Перелокализован эпицентр, представлено макросейсмическое поле события. Интенсивность главного толчка VI или VI+ баллов. Получены результаты новые и более представительные, чем имевшиеся у сейсмологов прежде. Дополнительно произведено сопоставление макросейсмических данных с молодыми разломами, в результате чего определяется генетическая связь землетрясения с крупным активным разломом под долиной р. Сев. Двина. *Выводы.* Устанавливается возможность умеренных по силе землетрясений не только на Фенноскандинавском кристаллическом щите и в складчатом сооружении Урала, но и на Севере Восточно-Европейской платформы.

Ключевые слова: исторические землетрясения, землетрясение 1829 г., Архангельская область, р. Сев. Двина, Восточно-Европейская платформа, Северо-Двинский активный разлом

Благодарность

Авторы признательны рецензенту за внимательное ознакомление со статьей и полезные замечания, С.Ю. Нечаеву – за предоставление обнаруженных им дополнительных сведений и сотрудникам Красноборского краеведческого музея Архангельской области – за ознакомление с рукописью П.Г. Зашихина.

Earthquake of 31.VIII.1829 in Arkhangelsk government: reobservation and more precise parameters according with primary sources and the question of the North-Dvina fault about

Andrei A. Nikonov, Leila D. Fleifel

O.Yu. Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS, 10-1 Bol. Georgian st., Moscow 123242, Russia, e-mail: nikonov@ifz.ru

Received 28.11.2018, accepted 18.02.2019

Research subject. The object of the study is the little-known earthquake of 1829 in the North of European Russia on the average course of the Northern Dvina River (Arkhangelsk district). This event is included in domestic seismological catalogs, but without reliance on primary written sources. *Materials and methods.* The materials laid by the authors of the study include publications in periodicals immediately after the event, additional information from the local edition of 1864, as well as images of local religious buildings that experienced tremors, i.e. a variety of previously not involved macroseismic information. *Results.* Based on the new information, estimates of the strength of the tremors of 3 shocks in points were carried out according to the MSK-64 scale, and the main procedure was used to determine the main focal parameters of each shock. The epicenter is relocated, the macroseismic event field is presented. The intensity of the main

Для цитирования: Никонов А.А., Флейфель Л.Д. (2020) Землетрясение 31.VIII.1829 г. в Архангельской губернии: рассмотрение и уточнение характеристик по первоисточникам и вопрос об активности Северо-Двинского разлома. *Литосфера*, 20(2), 119–129. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-119-129

For citation: Nikonov A.A., Fleifel L.D. (2020) Earthquake of 31.VIII.1829 in Arkhangelsk government: reobservation and more precise parameters according with primary sources and the question of the North-Dvina fault about. *Litosfera*, 20(2), 119–129. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-119-129

shock VI or VI+ points. *Conclusions.* The results are new and more representative than those available to seismologists before. In addition, new macroseismic data were compared with young faults, as a result of which the genetic connection of the earthquake with a large active fault under the valley of the Severnaya Dvina River was determined. This establishes the possibility of moderate earthquakes not only on the Fennoscandinavian crystalline shield and in the folded structure of the Urals, but also in the North of the East European platform.

Keywords: *historical earthquakes, earthquake of 1829, Arkhangelsk government, North Dvina river, East-European platform, active fault*

Acknowledgements

Authors are thankful S.Yu. Nechaev for delivering some found him additional sources and workers of the Krasnoborsk regional museum for sending of unknown manuscript.

ПОДХОД К РАССМОТРЕНИЮ СОБЫТИЯ

На первой карте землетрясений Европейской части России (Андреев, 1956) в среднем течении р. Сев. Двина землетрясения не показаны, хотя сведения о событии в конце августа 1829 г. со ссылками на русские и иностранные источники содержались в каталоге (Мушкетов, Орлов, 1893). Первая параметризация рассматриваемого события в (Новый каталог..., 1977) без изменений, но с сокращениями, повторенная через 20 лет (Earthquake..., 1997), осуществлялась на основе сведений, собранных в каталоге (Мушкетов, Орлов, 1893). Десятилетия спустя после самого события материалы по нему собирал А.П. Орлов и, как тогда было принято, приводил их в пересказе, а не дословно. Позднее большинство исходных и вторичных публикаций XIX в. о землетрясении специалистам-сейсмологам оставались неизвестными. В настоящее время обращение к первоисточникам – это необходимый начальный элемент исследования. Из трех указанных в (Новый каталог..., 1977) источников, а именно: каталоге (Мушкетов, Орлов, 1893), Карточном каталоге, “Фондах автора” (И.В. Ананьина), значимым оказывается только каталог (Мушкетов, Орлов, 1893). В Карточном каталоге (машинописном варианте) приведены две скупые строки с указанием даты 1.IX.1829: “гул, удары; Черевковская волость на протяжении 30 верст, Сольвычегодского уезда и Архангельское имение Шенкурского уезда”. Источник сведений не назван, это явно сокращенная и с ошибкой во времени (см. ниже) компиляция, т.е. не первоисточник. “Фонды автора” (И.В. Ананьина) при его жизни оставались никому недоступными, не обнаружались они и позднее, и, следовательно, ссылка не может считаться научно значимой. В публикации 2000 г. один из авторов, имея в распоряжении только ограниченные первичные данные, смог несколько откорректировать параметры землетрясения 31 августа 1829 г., но значения основных из них остались ненадежными (как принято в таких случаях, поставлены в скобках) (Никонов, 2000). В настоящей публикации предпринимается новая попытка пополнить исходные сведения о землетрясении и уточнить его параметры.

ПОДЛИННЫЕ ПЕРВОИСТОЧНИКИ, ПОЗИЦИИ ПУНКТОВ С СОТЯСЕНИЯМИ И ТРАКТОВКА ИСХОДНЫХ СВЕДЕНИЙ

Для получения удовлетворительных характеристик землетрясения рассмотрены публикации (Журнал..., 1829; Казанский вестник..., 1829), которые не издавались после 1829 г. (I группа), и вновь вводимые в научный оборот источники (II группа).

Первая группа источников

1. “В удельном имении, ведомства Вологодской губернии, Сольвычегодского Уезда, в Верхотоемской волости (не Верхототемской, как предложено в (Мушкетов, Орлов, 1893), *А.Н., Л.Ф.*), с 19 на 20 Августа (ст. стиль) сего года, *во 2-м часу пополуночи*, во время тихой погоды, *в продолжение 15-ти минут последовало три удара*, сопровождавшиеся *подземным гулом*, от чего *поколебались строения*, так, что в каменной церкви *с висящего паникадила упало на пол несколько лампадок*. В одно и то же время и при тихой погоде подобное землетрясение ощущаемо было в Шенкурском Уезде, ведомства Архангельской губернии, но, с тою разницей, что здесь возобновлялось оно *два раза, одно за другим вскоре*, и продолжалось не более двух или трех минут. Подземного гула и других необыкновенных явлений замечено не было; *повреждений тоже никаких не последовало*” (Журнал..., 1829, кн. 2, с. 462-463). Текстуально такое же сообщение в том же году было опубликовано в “Горном журнале” (1829).

2. “Землетрясение *в ночи* с 19 на 20 Августа (см. 2-ю кн. (Журнал..., 1829)) ощущаемо было также Вологодской губернии Сольвычегодского Уезда в Черевковском волостном правлении на расстоянии 30 верст; оно *сопровождено было подземным гулом*” (Журнал..., 1829, кн. 3, с. 654).

Из этих документов-первоисточников (от официального ведомства, по своевременным донесениям с мест) можно сделать следующие выводы: 1) сведения поступили из трех мест – Верхотоемской волости, Шенкурского уезда, Черевко-

во; 2) сотрясения в них проявились в разной степени; 3) в первом месте в течение 15 мин последовало три удара; 4) наибольшее воздействие отмечено в первом из пунктов. Сила сотрясений в этом пункте определяется по таким признакам, как колебание строений, падение лампадок с висячего паникадила, отсутствие повреждений в строениях. Удар, скорее всего, был резким, поскольку упали лампадки (плошка, каганец, сосудец) из свободно свисающего сверху паникадила (люстры) в церкви. Это, как и подземный гул, свидетельствует о близости эпицентра, тем более что в стороны от этого пункта признаки воздействий ослабевают.

3. Содержание сообщения во втором источнике из каталога И.В. Мушкетова и А.П. Орлова (Казанский вестник, 1829) идентично тексту, приведенному в (Журнал..., 1829, кн. 2, с. 462-463), т.е. ничего к нему не добавляет.

Вторая группа первоисточников

1. Неизвестные ранее дополнительные сведения обнаружили в виде памятной записки в местном архангельском издании 1864 г., которая ранее оставалась неизвестной сейсмологам. Ниже воспроизведен текст записки: “В 1829 году, в *подвинских* приходах (церковных) Шенкурского уезда, с 19 на 20 (число) Августа, в самую полночь было легкое землетрясение, небывалое в здешнем краю. Было слышно два подземных удара, через 5 минут один после другого, и каждый удар продолжался не более 1½ минут. При ударах здания *тряслись* и *река Двина волновалась*. (Памятные книги Троицкого и Заостровского приходов)” (Памятная книжка..., 1864, с. 7). Позицию указанных в первоисточниках центров церковных приходов удалось выяснить по изданию (Краткое..., 1895); они расположены на разных берегах р. Сев. Двина, расстояние между ними по широте 4–5 км (рис. 1). В этой публикации из приводимых сведений, частью дополнительных, важны сообщения о проявлении событий в придвинских приходах Шенкурского уезда (но не в самом уездном центре к ЮЗ от долины р. Сев. Двина), о длительности каждого удара, о сотрясении зданий и о волнении на реке. Выражение “легкое землетрясение” при наличии конкретных признаков теряет значимость, ибо при слабых толчках бревенчатые здания на Севере не сотрясаются и на реках волнение не возникает. Так выясняется, что сотрясения имели место в долине р. Сев. Двина (но не к югу от нее), два первых толчка, один за другим (через 5 мин), возникли, по-видимому, в Троицком и Заостровском приходах.

2. Упоминание землетрясения 1829 г. встречается в “Кратком историческом описании приходов и церквей Архангельской епархии” (Вып II. Архангельск, 1895. С. 185. Тулгасский приход): “К числу редких событий в истории описываемого При-

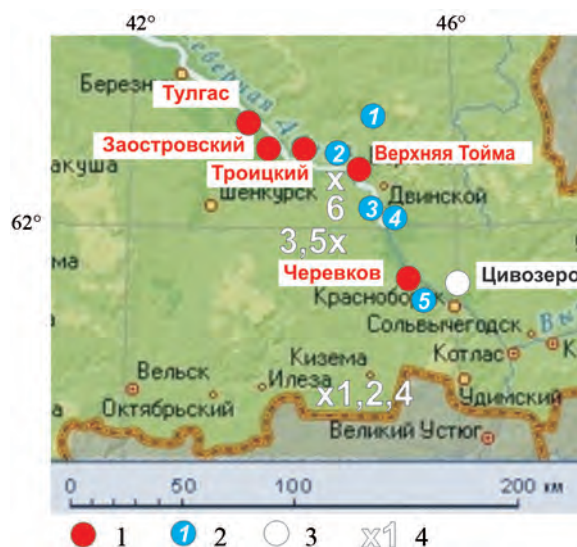


Рис. 1. Карта пунктов, упоминаемых в сообщениях о землетрясении 31.VIII.1829 г., и варианты положения эпицентра.

1 – пункты с конкретными описаниями признаков землетрясения; 2 – пункты с упоминаниями о землетрясениях (1 – Вершинская, 2 – Сефтринская, 3 – Кивокурская, 4 – Ягрышская, 5 – Средне-Погостская волости); 3 – пункт с предполагаемыми данными; 4 – эпицентры по данным разных источников в соответствии с номерами в табл. 1.

Fig. 1. Map of available points with information the earthquake 31.VIII.1829 about and versions of epicenter position.

1 – points with specific descriptions of earthquake signs; 2 – points with references to earthquakes (1 – Vershinskaya, 2 – Seftrenskaya, 3 – Kivokurskaya, 4 – Yagryshskaya, 5 – Sredne-Pogostskaya volosts); 3 – point with uncertain data; 4 – epicenter positions according with different sources by numbers in the Table 1.

хода ... нужно отнести бывшее в ночь с 19 Авг. на 20 1829 г. землетрясение, повторявшееся 3 раза, но настолько легкое, что ощущалось очень немногими жителями”. Это дает возможность определить положение крайнего СЗ фланга области ощутимых сотрясений. Однако сами сведения следует рассматривать критически, учитывая позднее время появления публикации. Это, в частности, относится к сообщению о трех толчках, что могло быть следствием более позднего объединения сведений из разных районов Подвинья, поскольку в соседних приходах отмечалось только два толчка.

3. В конце XIX в. в газете “Архангельские губернские ведомости” от 15 октября 1897 г. появилась перепечатка из “Инженерного журнала”, № 6 и 7 за тот же год, в виде выдержки из справки о землетрясениях в России, где, в частности, упомянуто и рассматриваемое событие, но в 1828 г. и без более точной даты. Значения надежного источника перепечатка не имеет.

4. С.Ю. Нечаев, работавший в 2018 г. в г. Архангельске, на свой запрос получил из Красноборского краеведческого музея рукописные листы со сведениями о нескольких землетрясениях в Европе (2 листа) и России (4 листа о событиях 1542, 1627, 1829, 1843, 1911 и 1914 гг.). О двух последних землетрясениях в Белом море и на Печоре сообщения более подробные. В рукописи упоминается и о “незначительной силы землетрясении 1843 г., 30 апреля на р. Сухоне в районе г. Тотьмы”, о котором ни в одной из известных публикаций о землетрясениях сведений нет. Это показывает, что автор, П.Г. Зашихин (Красноборский краеведческий музей), был шире знаком с местными записями событий, чем сейсмологи в центре. Изложение выдает автора в качестве заинтересованного собирателя сведений, он был почетным гражданином Красноборского района, автором 400 краеведческих работ. О землетрясении 19 августа 1829 г. на р. Сев. Двина в рукописи сообщается, что оно “было в Черевковской, Кивокурской, Нижней, Ягрышской, Вершинской, Сефтреной, Средне-Погостской волостях Сольвычегодского уезда. При этом о разрушительности и этого землетрясения ничего не было сказано, видимо, оно было не сильным”. Источник сведений не указан, но видно, что волостей названо больше, чем в известных нам прежде публикациях. Видимо, автору стали известны какие-то дополнительные сообщения по региону. Рукопись помечена 21 мая 1979 г. Сведения в рукописи подтверждают проявление землетрясения на том же участке долины р. Сев. Двина, к которому они отнесены выше (см. рис. 1), с некоторым расширением области ощутимых сотрясений на ЮВ (Средне-Погостская волость). Упоминание Вершинской волости, в 10–15 км к ССВ от Верх. Тоймы, позволяет допускать распространение ощутимых сотрясений не только в долине р. Сев. Двина, но и к северу от нее. Волость (деревню) с названием Нижняя локализовать не удалось.

СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ 1829 г. В ИНОСТРАННЫХ ПУБЛИКАЦИЯХ

Сведения о землетрясении содержатся также в каталогах (Hoff, 1841; R. Mallet, J.W. Mallet, 1858), в России ранее эти сведения не воспроизводились. Для полноты приведем их в переводе. В каталоге (Hoff, 1841, с. 338–339) указывается следующее: “1829, август 31 до сентябрь 1, ночью, в Вологодской и Архангельской губерниях сотрясения при тихой погоде. В течение 15 минут последовало три сотрясения в сопровождении подземного гула, которые заставили колебаться многие строения и в церкви лампы с висячего подсвечника сорвали. Далее последовали только два толчка без шума и повреждений” (ссылка на газету “Preussische Staatszeitung”, 1829, No. 353. 19.XII.1829). Ясно, что

это перевод одного из сообщений “Журнала Министерства внутренних дел” с упрощениями и неясностями. В каталоге (R. Mallet, J.W. Mallet, 1858) со ссылкой на французскую газету “Moniteur” и на немецкую “Preussische Staatszeitung” помещен следующий текст: “Ночью между 31.VIII и 1.IX в Верхотомске в Вологодской губернии и в Шенкурске Архангеле, Россия. В Вологде три колебательных толчка за 15 минут. В Вологде – с подземным гулом. Строения колебались, и лампы были сброшены со свободно висевших подвесов. В Архангеле два толчка, ни гула, ни разрушений не произошло” (с. 209). Сообщение повторяет таковое в русских журналах, на которые имелись ссылки в каталоге (Мушкетов, Орлов, 1893), но с отклонениями в переводе и указанием нового календарного стиля.

Две приведенных иностранных публикации, следовательно, оказываются неполными и неточными и в качестве первоисточников использоваться не могут.

О КОЛОКОЛЬНЕ В с. ЦИВОЗЕРО К ЮВ ОТ ВЕРОЯТНОЙ ОБЛАСТИ СОТРЯСЕНИЙ

Мы обратили внимание на изображения деревянных культовых построек средневековья на Русском Севере, в Архангельской области, в частности на изображения одиночной старинной звонницы в с. Цивозеро на западе бывшего Сольвычегодского уезда, к юго-востоку от самого восточного из упоминаемых пунктов в сообщениях о землетрясении 1829 г. (см. рис. 1). В 30 км к востоку от крайнего в этом направлении пункта, связанного с известиями о землетрясении (Черевков), в селении Цивозеро, в 7 верстах от берега р. Сев. Двина находится “старая-престарая колоколенка”, постройка, которую относят к 1658 г. Постройка деревянная в виде бревенчатого восьмигранника высотой около 4–5 м (27 бревенчатых венцов) на каменном фундаменте. Опорный каркас ее состоит из 9 толстых вертикальных бревен внутри восьмерика, восьми по углам и одного столба – в центральной полости. Сооружение, таким образом, не только соразмерное, но и устойчивое. Однако на изображениях, с самого начала XX в. (на рисунке И. Билибина 1904 г.) и по настоящее время, обращает внимание искривление одного из углов восьмерика – отклонение от вертикали на ≈0.3 м снизу вверх и разворот (по часовой стрелке), тогда как другие угловые связи сохраняют вертикальное положение. Наиболее информативна фотография, относящаяся к середине XX в., вид с ЮВ при утреннем солнечном освещении (Ополовников, 1977) (рис. 2).

В юго-восточной части башни в двух соседних угловых сочленениях (ребрах восьмерика) верхние части на уровне 7–11-х венцов сверху на высоте над землей 3.5–4.5 м покривлены так, что возникла небольшая выпуклость по нижним из указанных вен-



Рис. 2. Звонница в с. Цивозеро с боковыми искривлениями вверх двух угловых соединений (справа) (Ополовников, 1977).

Fig. 2. Bell tower in village Zivozero, Lateral deviations are visible on top part of two corners (on right side of construction) (Opolovnikov, 1977).

цов к ВЮВ и вогнутость по верхним относительно вертикали, тогда как остальные шесть угловых сочленений, ребер башни, сохраняют вертикальность. Трудно предположить, что такое нарушение стройности сооружения могло быть допущено при строительстве. Объяснение деформации наверху двух угловых сочленений за счет локального проседания грунта под двумя углами восьмигранной звонницы маловероятно, поскольку при этом деформациям обязательно должны были бы подвергнуться нижние венцы угла, чего не наблюдается. Более того, если бы были нарушены грунтовые условия, то процесс деформации не ограничился бы четырьмя (верхними!) венцами, а распространился бы наверх (и вбок). С большей вероятностью объяснение видится в резком горизонтальном воздействии на всю башню. Это могло быть воздействие мощного смерча или землетрясения в виде бокового удара, либо крутильного момента верхней части башни относительно прочно закрепленного ее основания. На рис. 2 можно заметить, что 7-е и 11-

е сверху венцы в двух изогнутых угловых связках тоньше остальных. Это означает, что при рубленной связке углов здания “в лапу” возникло меньшее углубление в подлежащее бревно и, следовательно, ослабленное сцепление, тем более наверху, где тяжесть верхних бревен существенно меньше.

Нельзя исключить здесь локальное усиление и трансформацию сейсмического воздействия, если это участок структурно-тектонического сочленения разнонаправленных разломов. Недаром указанный пункт – единственный из отмеченных в 1829 г. – находится на удалении от магистральной долины р. Сев. Двина. Помимо события 1829 г. в этом районе другие землетрясения не фиксировались (землетрясение 1829 г., “небывалое в здешнем краю”, см. выше). Следовательно, нельзя исключать, что область сотрясения рассматриваемого события (в виде одного-двух толчков) простиралась от пункта Черевково еще на 30 км вдоль долины р. Сев. Двина к востоку (см. рис. 1). Приведенные соображения, разумеется, являются предположением, нуждающимся в проверке. Данный пункт при расчетах не учитывался.

ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

В дальнейшем нами приняты во внимание главным образом сведения из русскоязычных публикаций, появившихся непосредственно после события, так как в более поздних сообщениях, спустя десятилетия, нередко сведения указывались обобщенно, с пропуском важных деталей. При интерпретации сообщений учитывалась прочность местных бревенчатых построек, т.е. отнесение их к типу “В” в макросейсмической шкале.

Согласно (Новый каталог..., 1977), землетрясение было одно в ночь с 31 августа на 1 сентября местного времени с интенсивностью $I = VI \pm 1$ балл. К бассейну р. Сухоны, как это указано в (Новый каталог..., 1977), событие отношения не имеет. Эта ошибка в локализации эпицентра возникла, видимо, из-за смешения названий – Верхотомская волость (Верх. Тойма на р. Сев. Двина), по первоисточникам, и Верхнетотемская волость (Мушкетов, Орлов, 1893, с. 222). Последнее название, вероятно, происходит от населенного пункта Тотма, расположенного в 230 км к ЮЗ от пункта Верхняя Тойма. Приведенные в (Мушкетов, Орлов, 1893), извлеченные из русских периодических изданий за тот же 1829 г. сведения вкупе с таковыми во вновь обнаруженной заметке (Памятная книжка..., 1864) достаточно содержательны и позволяют вывести ряд новых заключений. Определение землетрясения как “легкого” в перепечатке сведений спустя 35 лет после события (Памятная книжка..., 1864) руководящим быть не может при наличии указанных там же конкретных признаков сотрясений. Главный признак “здания тряслись” с

учетом типа зданий, возведенных в виде коробок бревенчатых срубов с соединениями “в лапу”, соответствует интенсивности до $VI \pm 0.5$ балла. Примечателен тот факт, что в Верхней Тойме сотрясаясь каменная церковь. Волнение на р. Двине – явление при землетрясениях известное, но обычно при более сильных – не противоречит такой оценке. Поскольку сотрясениями были охвачены несколько волостей в соседних уездах, указанные сотрясения захватили площадь в сотни км². И продолжительность по $1\frac{1}{2}$ минуты *каждого толчка* также согласуется с оценкой приблизительно VI баллов. Еще один признак “подземный гул в Верхней Тойме и в Черевковской волости” указывает на приближенность этих мест к эпицентральной области. В Шенкурском уезде, на р. Сев. Двине (Троицкий и Заостровский церковные приходы), толчков было два и колебания короче – 2–3 мин, т.е. эти пункты располагались дальше от эпицентра (не было гула и обошлось “без вреда”), интенсивность здесь приблизительно IV–V(± 0.5) баллов. Поскольку гула в Подвинье, на северо-западе области ощутимых сотрясений, не было, относить этот участок к эпицентральной области, по-видимому, неправомерно. Косвенно это подтверждается определением землетрясения как “легкого” и для Тулгасского прихода (Краткое..., 1895), крайнего пункта на СЗ территории со сведениями о сотрясениях.

Итак, при тщательной проработке сведений о землетрясении выясняется, что приведенные в базовом каталоге (Новый каталог..., 1977) определения опираются лишь на один реальный источник, к тому же в пересказе (Журнал..., 1829), и в нем оказалась ошибка в локализации, тогда как первоисточников и сведений из них по событию обнаруживается больше и они несколько полнее отражают характер события с приведением конкретных признаков. Судя по вовлеченным теперь в рассмотрение сведениям, событие оказывается более сложным и с несколькими выразительными признаками, а именно: три удара, эпицентральной областью (и очаг) линейно вытянута(ы) на большом протяжении, до 25–30 км, вдоль долины р. Сев. Двина. Резонно принимать во внимание не одно землетрясение, а три последовательных толчка, эпицентры которых могли мигрировать вдоль долины.

Событие, таким образом, оказывается для Восточно-Европейской платформы, вдали от края Фенноскандинавского кристаллического щита, значительным. Оно означено как “небывалое”, откуда следует, что жители таких не знали, во всяком случае лет 50 до того. Не случались они в среднем течении р. Сев. Двина и в последующие почти 200 лет.

О МАКРОСЕЙСМИЧЕСКОМ ПОЛЕ И ОЧАГОВЫХ ПАРАМЕТРАХ

Судя по диспозиции установленных теперь 10 пунктов с фиксированными сотрясениями (большей частью – по населенным берегам р. Сев. Двина, см. рис. 1), простирание длинной оси макросейсмического поля намечается с северо-запада на юго-восток, $\approx$ СЗ – 330°. Обращает на себя внимание тот факт, что из центров бывших тогда Шенкурского и Сольвычегодского уездов сведения о землетрясении не поступили. Вряд ли это случайно, этот факт резонно толковать как незатронутость их колебаниями силой $I \geq II$ –III балла. Расстояние от г. Шенкурска до Подвинья – 35 км, а от г. Сольвычегодск к северо-западу до Черевково (крайний участок на юго-востоке) – 50 км. Ориентировочно протяженность длинной оси изосейсты III балла оценивается в 100 км, а радиус короткой полуоси – в 20 км, вероятная площадь ощутимых сотрясений в пределах изосейсты III балла – около 3.5 тыс. км². О трех толчках землетрясения сообщено из пункта Верхняя Тойма, о двух – из Подвинья, приходы Троицкий и Заостровский. К северо-западу и к юго-востоку сила сотрясений ослабевала. Эпицентральной областью землетрясения (главного толчка?) следует поместить вблизи пункта Верхняя Тойма.

Так уточняются характеристики этого редкого и значимого сейсмического события на севере Восточно-Европейской платформы. В табл. 1 приведено сравнение параметров землетрясения (по основному толчку) в разных источниках по времени их появления.

О СЕЙСМОТЕКТОНИКЕ РАЙОНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. СЕВ. ДВИНА И АКТИВНОСТИ СЕВЕРО-ДВИНСКОГО РАЗЛОМА

Определенно выявляемая вытянутость области сотрясений при землетрясении 1829 г. линейно и в общем вдоль долины крупной р. Сев. Двина может объясняться двояко. Понятно, что вдоль этой долины плотность населения была значительно выше, чем в окрестностях, и река служила главной артерией коммуникаций, включая и распространение новостей. Но вместе с тем долины такого масштаба и протяженности, как у р. Сев. Двина, возникают, как правило, вдоль крупных и нередко активных разломов в фундаменте. Нельзя не обратить внимания на тот факт, что на севере Восточно-Европейской платформы нет других столь крупных по размерам и прямолинейно вытянутых долин, как долина Сев. Двины (в ее среднем течении). Такая особенность объясняется ничем иным, как структурно-тектонической ситуацией территории. Действительно, на “Карте новейшей тектоники СССР и сопредельных областей” (1979) находим протяжен-

Таблица 1. Параметрические строки землетрясения 31.VIII 1829 г. по разным источникам

Table 1. Parametric lines of the earthquake 31.VIII 1829 according with various sources

№ п.п.	Дата	Время, Gr	Координаты, φ° , λ°	h, км	M	I_0	Лит. источник
1	1829 авг. 31	23.30 ± 1 ч	61.0, 44.5 ± 1.0	12 6–24	4.5 ± 0.7	VI ± 1	(Новый каталог..., 1977)
2	1829 авг. 31	23.30	61.00, 44.5	–	4.5	6.0	(Earthquake..., 1997)
3	1829 авг. 31	23.00 ± 2 ч	61.75, 45.0 ± 0.5	(18) 10–30	(5.0) ± 0.5	(6) ± 0.5	(Никонов, 2000)
4	1829 авг. 31	23.30	61.0, 44.5	12	4.5	VI	(Землетрясения и микро- сейсмичность..., 2007)
5	1829 авг. 31	23.00	61.75, 45.00	18	5.0	–	(Специализированный каталог...)
6	1829 авг. 31	23.15 ± 1 ч 3 толчка	62.3, 44.5 ± 0.3 , ± 0.5	(12) 8–16	(4.5) ± 0.3	VI (VI+) ± 0.5	Настоящая работа

Примечание. Gr – Гринвичское, φ° – географическая широта, λ° – географическая долгота, h – глубина очага, M – магнитуда, I_0 – эпицентральной интенсивность.

Note. Gr – Greenwich, φ° – geographical latitude, λ° – geographical longitude, h – is the depth of the focus, M – magnitude, I_0 – is the epicenter intensity.

ный на 400 м (!) разлом северо-западного прости-
 рания вдоль правобережья р. Сев. Двина от устья
 р. Вычегда до низовьев р. Емца. Он представлен
 также четвертичными разломами Восточно-Евро-
 пейской платформы (Трифонов, 1999) (рис. 3). Но
 на “Карте активных разломов Северной Евразии”
 (Бачманов и др., 2017) в бассейне р. Сев. на карте
 Двина разломы не обозначены. Установление ли-
 нейности области ощутимых сотрясений и протя-
 жение ее вдоль долины на 100 км, так же как раз-
 лома четвертичного возраста, дают основание счи-
 тать разлом активным и отразить его на соответ-
 ствующей карте. Выявленный теперь факт больше-
 го распространения сотрясений к северу от средне-
 го течения р. Сев. Двина, чем к югу, также мож-
 но рассматривать как признак его тектонической
 активизации по разлому под долиной. Не случай-
 ны также ощутимые сотрясения от эпицентральной
 области сильного землетрясения 1627 г. в середине
 акватории Белого моря, которые распространялись
 на восток по долине р. Сев. Двина до Сийского мо-
 настыря (Никонов, 2004). Это приводит к предпо-
 ложению о наличии в основании долины сейсмо-
 проводящей разломной структуры.

Генетическая связь землетрясения 1829 г. с но-
 вейшим (и четвертичного времени) Северо-Двин-
 ским разломом более чем вероятна. В пользу тако-
 го суждения мы располагаем теперь сведениями об
 инструментально зарегистрированном слабом зем-
 летрясении в 2013 г. к югу от устья р. Пинега (Мо-
 розов и др., 2019), т.е. там, где на указанных картах
 неотектоники и четвертичных разломов находится
 северо-западный конец Северо-Двинского разлома
 (см. рис. 3). Таким образом, Северо-Двинский раз-
 лом следует рассматривать как сейсмогенный, че-
 го до сих пор не предполагали. Остаются вопросы

о том, можно ли рассматривать его сейсмогенным
 на всем протяжении и в какой степени он сопря-
 гается с Кандалакшским грабеном и впадиной-гра-
 беном Двинского залива с их повышенной в мас-
 штабах тысячелетий сейсмичностью (Шварев, Ни-
 конов, 2018) и, наконец, каков сейсмический по-
 тенциал этой крупной структуры. Решение может
 быть осуществлено с помощью палеосейсмологи-
 ческого подхода.

ПОКАЗАТЕЛЬНЫЕ АНАЛОГИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В XX в. В ДРУГИХ РЕГИОНАХ

В сейсмологии хорошо известна закономер-
 ность, состоящая в том, что в разломных зонах со
 слабыми землетрясениями случаются, хотя и зна-
 чительно реже, умеренные по силе и – редко –
 сильные землетрясения. Закономерность эта регу-
 лярно соблюдается в сейсмоактивных районах. Но
 накопленный в последние десятилетия опыт углу-
 бленных исследований в западных частях Восточ-
 но-Европейской платформы (Никонов, 2013б; и
 др.) свидетельствует о реальности той же закономер-
 ности в платформенной части (в данном слу-
 чае на Восточно-Европейской платформе), хо-
 тя, разумеется, с большими интервалами повто-
 рения и меньшим числом крупных событий. В
 случае разлома, использованного древней доли-
 ной р. Сев. Двина, несмотря на более чем скром-
 ную здесь историю землетрясений, недооценивать
 сейсмический потенциал нельзя. Ниже приведены
 несколько примеров событий в геологически бо-
 лее изученных областях (где пространственно-ге-
 нетическая связь линейных групп землетрясений с
 активной разломной структурой устанавливается

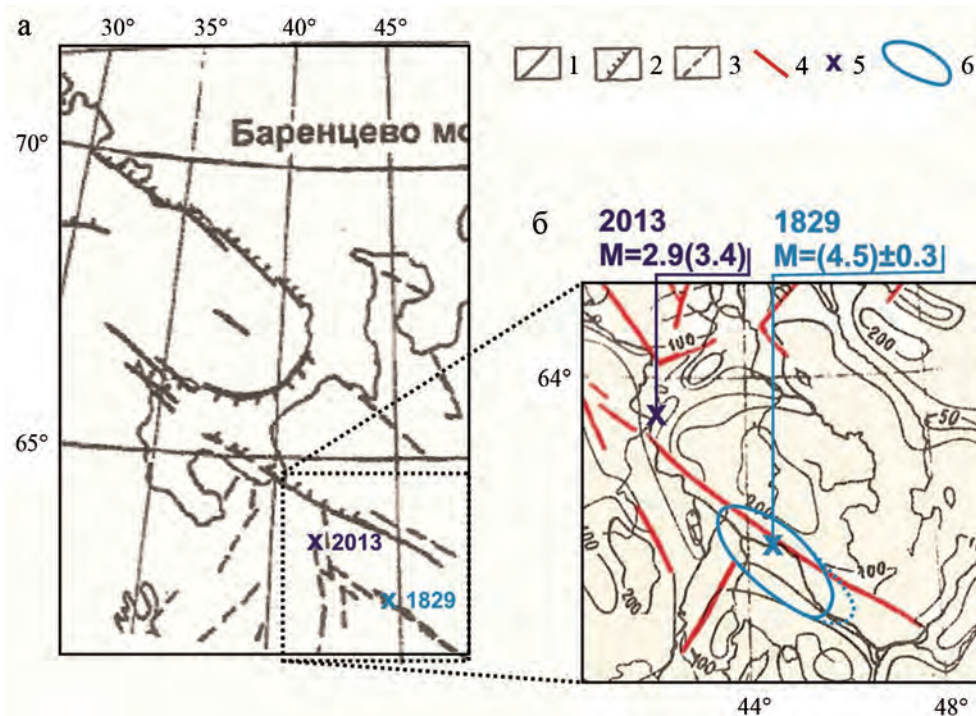


Рис. 3. Фрагменты карт четвертичных разломов (а) (Трифонов, 1999) и новейшей тектоники (б) (Карта..., 1979) и эпицентры местных землетрясений (по авторам).

1 – взброс или надвиг, 2 – сброс, 3 – предполагаемый разлом 4 – новейший разлом, 5 – эпицентр, 6 – область ощутимых сотрясений при землетрясении 31.VIII.1829.

Fig. 3. Fragments of two maps, map of Quaternary faults (Trifonov, 1999) (a) and map of neotectonics (Karta..., 1979) (б), and epicenters of local earthquakes (by authors).

1 – upthrow or nappe, 2 – normal fault, 3 – suppositional fault, 4 – neotectonic fault, 5 – epicenter, 6 – area of sensible shaking of the earthquake 31.VIII.1829.

с определенностью), сходных по условиям и процессам с рассматриваемым землетрясением 1829 г.

В качестве свежего примера на Восточно-Европейской платформе можно привести Калининградское землетрясение 21.IX.2004 г., которое состояло из трех основных толчков с $M = 4.6-4.9$ в течение нескольких часов на двух сопряженных разломах с эффектами VI, VI–VII и IV балла. Ранее здесь никогда землетрясений не отмечалось, однако тщательное изучение литературы и археологических материалов привело к обнаружению двух, той же силы, событий в 1302/3 гг. и за 700 лет до того (Никонов, 2013а).

Недавно стал известен похожий случай в другой части Восточно-Европейской платформы, на польском побережье Балтийского моря (Никонов, 2009). 11 июня 1924 г. здесь возникла серия землетрясений – три основных толчка в течение 75 мин – в узкой прибрежной полосе длиной около 50 км. При этом эпицентры мигрировали вдоль нее с ЗЮЗ на ВСВ. Более сильный из толчков оценивается в V баллов. Есть основания соотносить очаговую об-

ласть с местным подводным уступом (разломом) того же простирания. Примечательно, что как раз на том же участке побережья 3.IV.1757 и 4.IV.1779, т.е. за 200 и 170 лет до того, происходили сильные цунами с накатом 4-метровой высоты, которые связаны с местными землетрясениями (Никонов, 2009; Piotrowski et al., 2013). В 1757 г. при спокойной погоде берег Балтики у Тржбиатова на р. Рега внезапно заколебался столь сильно, что большое железное судно, пришвартованное в гавани, оторвало высокими волнами и выбросило на сушу. После этого колебания повторились, трижды волновалось море, после чего снова на берегу стало спокойно (Piotrowski et al., 2013). На данном участке, следовательно, помимо роя слабых, перемещавшихся вдоль разлома, землетрясений в XX в. происходили и гораздо более сильные, хотя район сейсмически опасным не признавался.

Еще один пример относится к сейсмически активному региону, к участку *Черноморского побережья в районе г. Сочи*. Сочинский рой землетрясений хорошо освещен относительно развития сейсмического процесса во времени и пространстве при

вспарывании фиксированного разлома (Добрыченко и др., 1975). Семь основных событий роя произошли в период с ноября 1970 по февраль 1971 г. Главный толчок с $M = 4.4$ случился в январе 1971 г., его интенсивность определена в $I = VII-VIII$ баллов. Процесс развивался последовательно по единому вдольбереговому разлому, общая длина очаговой зоны 25 км. Важно, что при относительно небольшой магнитуде главного толчка, $M = 4.4$, на поверхности зафиксировали остаточное вертикальное смещение на 0.1–0.45 м. Примечательно, что в то время на Сочинском участке принималось во внимание только одно историческое землетрясение 1970 г. с $I = VII$ баллов. Однако впоследствии пересмотр первичных сведений о нем привел к выводу, что его сила составляла VIII баллов и $M = 6$ (Никонов, 1999).

Подобные условия и развитие сейсмического процесса отмечались и на других активных разломах, из ближайших – на Мурманском в 1917 г. (Никонов, 2018), на северном борту Кандалакшского грабена в 1956, 1960 и 1967 гг.

Сопоставление рассматриваемого землетрясения 1829 г. с этими известными событиями, обнаруживает несколько общих черт в проявлениях и условиях возникновения:

- 1) возникновение события в виде группы (роя) сближенных во времени толчков близкой (малой) магнитуды, т.е. кластером;
- 2) их распространение один за другим линейно;
- 3) связь пространственная и генетическая с разломом того же простирания, как и вытянутость очага.

Приведенные примеры (их число можно увеличить) показывают, что выделенные общие черты присущи не только событиям в сейсмически активных регионах, но и в платформенных, слабоактивных, и могут проявляться в районах, считавшихся асейсмичными. Отсюда очевидна необходимость с большим вниманием относится к слабым событиям в районах, аттестуемых как асейсмичные. В свете сказанного представляется резонным допускать возникновение в районе среднего течения р. Сев. Двина более сильных землетрясений, чем событие 1829 г., подобно тому, как теперь установлено в соседнем, Беломорском, секторе зоны разлома (Шварев, Никонов, 2018). Но понятно, что речь может идти о периодах продолжительностью не менее нескольких столетий.

ВЫВОДЫ

Осуществленная по первоисточникам обработка сведений по землетрясению 1829 г. в пределах севера Восточно-Европейской платформы, вдали от границы ее с Фенноскандинавским кристаллическим щитом, подтверждает и конкретизирует тезис о том, что значительные сейсмические прояв-

ления возникают не только на Фенноскандинавском щите и Урале, но и на огромном промежуточном пространстве, что пока не нашло адекватного отражения на картах общего сейсмического районирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреев С.С. (1956) О сейсмической характеристике Русской платформы. *Изв. АН СССР, Сер. геофизическая*, (12), 1484–1487.
- Архангельские губернские ведомости (газета). (1897) 15 октября.
- Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. (2017) База данных активных разломов Евразии. *Геодинамика и тектонофизика*, **8**(4), 711–736. doi:10.5800/GT-2017-8-4-0314
- Горный журнал. (1829) **IV**(11). СПб., 275–276.
- Добрыченко А.В., Зарайский М.П., Вандышева Н.В., Шебалин Н.В. (1975) Сочинский рой землетрясений 1969–1971 гг. *Землетрясения в СССР 1975 г.* М.: Наука, 36–45.
- Журнал Министерства внутренних дел. (1829) СПб., **1**(2–3), 662 с.
- Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Кн. 1. Землетрясения. (2007) (Под ред. А.А. Маловичко, Н.В. Шарова, Ю.К. Щукина). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 382 с.
- Казанский вестник. Прибавление к № 49. (1829) 394.
- Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей (гл. ред. Н.И. Николаев). (1979) М.: Мингео СССР, 4 л.
- Краткое историческое описание приходов и церквей Архангельской епархии. (1895) Т. II. Архангельск, 185.
- Морозов А.Н., Ваганова Н.В., Асминг В.Э., Никонов А.А., Шаров Н.В., Конечная Я.В., Михайлова Я.А., Евтюгина З.А. (2019) Современная сейсмичность Беломорского региона. *Вулканология и сейсмология*, (1), 34–49.
- Мушкетов И.В., Орлов А.П. (1893) Каталог землетрясений Российской империи. СПб., 582 с.
- Никонов А.А. (1999) Сильнейшее из зарегистрированных в районе Большого Сочи землетрясение 1870 г. – новые оценки параметров. *Труды 3-й Российской конференции по сейсмостойкому строительству и сейсмическому районированию*. М.: Госстрой России, 27.
- Никонов А.А. (2000) Землетрясения севера Европейской России (новая версия каталога на основе первичных материалов). *Геодинамика и техногенез*. Ярославль: ВНИИГеофизика, 118–119.
- Никонов А.А. (2004) Сейсмичность Карельского региона. *Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления*. Петрозаводск: КНЦ РАН, 192–213.
- Никонов А.А. (2009) Исторические землетрясения района Юго-Восточной Балтики: проблемы и решения. *Сейсмотектоника плит древних платформ в области четвертичного оледенения*. М.: Книга и бизнес, 138–165.
- Никонов А.А. (2013а) Необычный взрыв сейсмической активности в Восточной Пруссии в начале XIV века

- и его значение для выяснения сейсмического потенциала Калининградской области. *Вопр. инж. сейсмологии*, (2), 43-58.
- Никонов А.А. (2013б) Новый этап познания сейсмичности Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. *Докл. Акад. наук, Сер. Геофизика*, 450(4), 465-469.
- Никонов А.А. (2018) Землетрясение в Териберке 100 лет тому назад и вопрос о сейсмическом потенциале среднего сектора Мурманской сейсмогенной зоны. *Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН*, 15, 268-271.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. (1977) (Ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин). М.: Наука, 583 с.
- Ополовников А.В. (1977) Русский Север. М.: Стройиздат, 256 с.
- Памятная книжка для Архангельской губернии на 1864 год. (1864) Архангельск: Губ. тип., 58 с.
- Специализированный каталог землетрясений для задач общего сейсмического районирования территории Российской Федерации. (Ред. В.И. Уломов, Н.С. Медведева) (Электронный ресурс). URL: seismos-u.ifz.ru/documents/Earthquake-Catalog-CK3.pdf (дата обращения 10.08.2018).
- Трифонов В.Г. (1999) Неотектоника Евразии. М.: Нов. мир, 253 с.
- Шварев С.В., Никонов А.А. (2018) Морфотектоника бассейна Белого моря в сопоставлении с уточненными характеристиками исторических землетрясений. *Поздне- и постгляциальная история Белого моря: геология, тектоника, седиментационные обстановки, хронология*. М.: КДУ; Университетская книга, 174-180.
- Earthquake catalogue for the Former Soviet Union and borders up to 1988. (1997) Eds N.V. Shebalin, G. Leydecker. Luxembourg, 135 p.
- Hoff K. (1841) Chronik der Erdbeben und Vulcan Ausbrüchen. Gotha, 5. 406 p.
- Mallet R., Mallet J.W. (1858) The Earthquake Catalogue of the British Association: With the Discussion, Curves, and Maps, etc. Printed by Taylor and Francis, 808 p.
- Piotrowski A., Szczuciński W., Sydor P., Krzyżnińska J., Seidler J. (2013) Hypothetical tsunami deposits in the Rogowo area, Baltic Sea coast, North Poland. Eds C. Grützner, A. Rudersdorf, R. Pérez-López, K. Reicherter. *Seismic hazard, critical facilities and slow active faults*. Proceedings of the 4th international INQUA meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (PATA Days). Aachen, Germany.
1971. *Zemletryaseniya v SSSR 1975 g.* [Earthquakes in the USSR]. Moscow, Nauka Publ., 36-45. (In Russian)
- Gornyi zhurnal* [Mining Journal]. (1829) IV(11). St.Petersburg, 275-276. (In Russian)
- Earthquake catalogue for the Former Soviet Union and borders up to 1988. (1997) (Eds N.V. Shebalin, G. Leydecker). Luxembourg, 135 p.
- Hoff K. (1841) Chronik der Erdbeben und Vulcan Ausbrüchen. Gotha, 5. 406 p.
- Karta noveishei tektoniki SSSR i sopredel'nykh oblastei (gl. red. N.I. Nikolaev)* [Map of the latest tectonics of the USSR and adjacent regions (Ch. ed. N.I. Nikolaev)]. (1979) Moscow, MINGEO USSR Publ. (In Russian)
- Kazanskii vestnik. Pribavlenie k № 49* [Kazan Herald. Addition to No. 49]. (1829) Kazan', 394. (In Russian)
- Kratkoe istoricheskoe opisanie prikhodov i tserkvei Arkhangel'skoi eparkhii*. (1895) Т. II [A brief historical description of the parishes and churches of the Archangel diocese. V. II]. Arkhangelsk, 185. (In Russian)
- Mallet R., Mallet J.W. (1858) The Earthquake Catalogue of the British Association: With the Discussion, Curves, and Maps, etc., Printed by Taylor and Francis, 808 p.
- Morozov A.N., Vaganova N.V., Asming V.E., Nikonov A.A., Sharov N.V., Konechnaya Ya.V., Mikhailova Ya.A., Evtyugina Z.A. (2019) Modern seismicity of the White Sea region. *Vulkanologiya i seismologiya*, 1, 34-49. (In Russian)
- Mushketov I.V., Orlov A.P. (1893) *Katalog zemletryaseni Rossiskoi imperii* [Catalog of earthquakes of the Russian Empire]. St.Petersburg, 582 p. (In Russian)
- Nikonov A.A. (1999) The strongest earthquake of 1870 recorded in the Greater Sochi region is new parameter estimates. *Trudy 3-i Rossiiskoi konferentsii po seismostoitkomu stroitel'stvu i seismicheskomu raionirovaniyu* [Proc. 3rd Russian Conference on Earthquake Engineering and Seismic Zoning]. Moscow, Gosstroi Rossii Publ., 27. (In Russian)
- Nikonov A.A. (2000) Earthquakes in the north of European Russia (new version of the catalog based on primary materials). *Geodinamika i tekhnogenez*. Yaroslavl', VNIIGeofizika Publ., 118-119. (In Russian)
- Nikonov A.A. (2004) Seismicity of the Karelian region. *Glubinnoe stroenie i seismichnost' Karel'skogo regiona i ego obramleniya* [The deep structure and seismicity of the Karelian region and its surrounding]. Petrozavodsk, Karel'skii SB RAS Publ., 192-213. (In Russian)
- Nikonov A.A. (2009) Historical earthquakes in the South-East Baltic region: problems and solutions. *Seismotektonika plit drevnikh platform v oblasti chetvertichnogo oledeneniya* [Seismotectonics of plates of ancient platforms in the area of Quaternary glaciations]. Moscow, Kniga i biznes Publ., 138-165. (In Russian)
- Nikonov A.A. (2013a) An unusual explosion of seismic activity in East Prussia at the beginning of the 14th century and its significance for elucidating the seismic potential of the Kaliningrad Region. *Voprosy inzhenernoi seismologii*, 2, 43-58. (In Russian)
- Nikonov A.A. (2013b) A new stage of knowledge of the seismicity of the East European platform and its framing. *Dokl. Akad. Nauk, Ser. Geofizika*, 450(4), 465-469. (In Russian)
- Nikonov A.A. (2018) The earthquake in Teriberka 100 years ago and the question of the seismic potential of the middle sector of the Murmansk seismogenic zone. *Trudy*

REFERENCES

- Andreev S.S. (1956) On the seismic characteristics of the Russian platform. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geofiz.*, (12), 1484-1487. (In Russian)
- Arkhangel'skie gubernskie vedomosti* [Arkhangelsk Gazette (newspaper)]. (1897), 15 oktyabrya.
- Bachmanov D.M., Kozhurin A.I., Trifonov V.G. (2017) Database of active faults of Eurasia. *Geodinamika i tektonofizika*, 8(4), 711-736. doi:10.5800/GT-2017-8-4-0314 (In Russian)
- Dobrychenko A.V., Zaraiskii M.P., Vandysheva N.V., Shebalin N.V. (1975) Sochi swarm of earthquakes of 1969–

- Fersmanovskoi nauchnoi sessii GI KNC RAN* [Proc. of the Fersman scientific session]. **15**, 268-271. (In Russian)
- Novyi katalog sil'nykh zemletryasenii na territorii SSSR s drevneishikh vremen do 1975 g.* [The new catalog of strong earthquakes on the territory of the USSR from ancient times to 1975]. (1977) (Eds N.V. Kondorskaya, N.V. Shebalin). Moscow, Nauka Publ., 583 p. (In Russian)
- Opolovnikov A.V. (1977) *Russkii Sever* [Russian North]. Moscow, Stroiizdat Publ., 256 p. (In Russian)
- Pamyatnaya knizhka dlya Arkhangel'skoi gubernii na 1864 god* [The memorial book for the Arkhangelsk province in 1864]. (1864) Arkhangel'sk, Gub. tip. Publ., 58 p. (In Russian)
- Piotrowski A., Szczuciński W., Sydor P., Krzysińska J., Seidler J. (2013) Hypothetical tsunami deposits in the Rogowo area, Baltic Sea coast, North Poland. Eds C. Grützner, A. Rudersdorf, R. Pérez-López, K. Reicherter. *Seismic hazard, critical facilities and slow active faults*. Proceedings of the 4th international INQUA meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (PATA Days). Aachen, Germany.
- Shvarev S.V., Nikonov A.A. (2018) Morphotectonics of the White Sea basin in comparison with the specified characteristics of historical earthquakes. *Pozdne- i postglyatsial'naya istoriya Belogo morya: geologiya, tektonika, sedimentatsionnye obstanovki, khronologiya* [Late- and postglacial history of the White Sea: geology, tectonics, sedimentation situation, chronology]. Moscow, KDU; Universitetskaya kniga Publ., 174-180. (In Russian)
- Spetsializirovannyy katalog zemletryasenii dlya zadach obshchego seismicheskogo raionirovaniya territorii Rossiiskoi Federatsii* [Specialized catalog of earthquakes for problems of general seismic zoning of the territory of the Russian Federation]. (Eds V.I. Ulomov, N.S. Medvedeva). (Elektronnyi resurs). URL: seismos-u.ifz.ru/documents/Earthquake-Catalog-SKZ.pdf (data obrashcheniya 10.08.2018). (In Russian)
- Trifonov V.G. (1999) *Neotektonika Evrazii* [Neotectonics of Eurasia]. Moscow, Novyi mir Publ., 253 p. (In Russian)
- Zemletryaseniya i mikroiseizmichnost' v zadachakh sovremennoi geodinamiki Vostochno-Evropeiskoi platform. Kn. 1. Zemletryaseniya* [Earthquakes and microseismicity in problems of modern geodynamics of the East European Platform. Book 1. Earthquakes]. (2007) (Eds A.A. Malovichko, N.V. Sharov, Yu.K. Shchukin). Petrozavodsk, Karel'skii SB RAS, 382 p. (In Russian)
- Zhurnal Ministerstva vnutrennikh del* [Journal of the Ministry of the Interior Affairs]. (1829) St.Petersburg, **1**(2, 3), 662 p. (In Russian)

УДК 551.24:553.98(470.6)

DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-130-142

О глубинных разломах на Северном Кавказе

В. Л. Омельченко

Общество с ограниченной ответственностью “Севкавгеология”, 357600, г. Ессентуки,
Ставропольский край, ул. Попова, 49, e-mail: vlomelchenko.geo@gmail.com

Поступила в редакцию 19.07.2018 г., принята к печати 11.01.2019 г.

Объект исследований. В статье рассматриваются зоны тектонических нарушений, которые по совокупности признаков могут быть отнесены в нашем регионе к категории глубинных. Это прежде всего Древняя осевая разломная зона, описанная еще Г.Д. Ажгиреем и определенная нами как герцинская структура (с присутствием допалеозоя), Индосинийская осевая разломная зона, а также Главный Кавказский разлом. **Материалы и методы.** Древняя осевая разломная зона в работе рассматривается как шовная, возникшая в результате герцинской (варисской) складчатости при взаимодействии Закавказской и Восточно-Европейской тектонических плит (ВЕТП). Индосинийская осевая зона возникла на стыке, с одной стороны, только что сформировавшегося жесткого кристаллического массива герцинской коры на месте Древней зоны (зона Главного хребта), а с другой – той же ВЕТП (с участием герцинских покровов и неоавтохтона). **Результаты.** Поверхностным выражением Индосинийской осевой зоны стала тектоно-формационная зона Передового хребта. Она продолжала быть активной и позже, во время киммерийских и альпийских тектонических событий. При этом могло происходить образование новых гранитных магматических расплавов. Движущим механизмом предполагаются встречные нисходящие подкоровые конвекционные потоки. В отношении Главного Кавказского разлома (надвига) существуют противоречивые мнения. Ясно лишь, что глубинным и магомгенерирующим он определенно был в предкалоловское время и его возникновение может рассматриваться как следствие внутриплитной субдукции, продолжающейся и в наше время. **Выводы.** Наличие в разломных зонах тел гипербазитов не служит на Кавказе признаком их глубинности. В современной структуре микститовая зона, залегающая под флишем Южного склона Большого Кавказа и надвинутая на Закавказский массив, является также, по существу, крупным современным коллизийным швом, находящимся в развитии. Рассмотрены также и некоторые другие разрывные нарушения региона, которые предположительно могут быть глубинными.

Ключевые слова: Северный Кавказ, глубинные разломы, осевые разломные (шовные) зоны, герцинская тектоника, индосинийская тектоника, рубцовая зона, сутура, конвекция

On the deep seated faults in the Northern Caucasus

Vladislav L. Omelchenko

The company “Sevkavgeologija” Limited, 49 Popova st., Essentuki, Stavropol region,
357600 Russia, e-mail: vlomelchenko.geo@gmail.com

Received 19.07.2018, accepted 11.01.2019

Research subject. The paper describes large tectonic zones in the North Caucasus, which can be classified as deep faults according to a number of features. Among these formations are the Ancient axial fault zone earlier described by G.D. Azhgirei, which we attributed to Hercynian structures (with the presence of pre-Paleozoic); the Indosinian axial fault zone and the Main Caucasian fault (overthrust). **Materials and methods.** The Ancient axial fault zone is considered as a suture zone, which arose as a result of Variscan (Hercynian) folding during the interaction of the Transcaucasian and East European tectonic plates (EETP). The Indosinian axial fault zone contains fragments of Variscan nappes and neoautochthonous deposits of the same age. **Results.** The surface manifestation of the Indosinian axial fault zone was a tectonic-formational zone of the Front Range, which is located at the junction, on one side, with the newly formed hard crystalline massif crust at the site of the Ancient zone (Main Range), and, on the other side, with EETP. This zone continued to be active later, during the Cimmerian and Alpine tectonic events. At the same time, the formation of new granite magmatic melts could occur. The driving mechanism is assumed to have been opposite undercrust convection flows. Although there are conflicting views on the Main Caucasian fault, it seems clear that this was a deep-seated and magma-producing zone at the pre-Callovian time. This fault is likely to have been formed as a consequence of the intraplate subduction, which is continuing at present. **Conclusions.** The presence of hyperbasite bodies in the fault zones under consideration is not a sign of their depth in the Caucasus.

Для цитирования: Омельченко В.Л. (2020) О глубинных разломах на Северном Кавказе. *Литосфера*, 20(1), 130–142. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-130-142

For citation: Omelchenko V.L. (2020) On the deep seated faults in the Northern Caucasus. *Litosfera*, 20(1), 130–142. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-130-142

In the present structure, the mixtite zone lying under the flysch of the southern slope of the Greater Caucasus and overlapping the Transcaucasian massif can be considered as a large collision line currently under development. Some other faults present in the region, which are supposed to be deep, have also been considered.

Keywords: North Caucasus, deep faults, axial fault zone, sutures, Hercynian (Variscan) tectonics, Indosinian tectonics, convection

ВВЕДЕНИЕ

Описываемый фрагмент Большого Кавказа, несмотря на сложный рельеф, является довольно хорошо изученной его частью. Это связано с проведением многолетних детальных геологических поисково-съёмочных работ на различные виды полезных ископаемых. Результатом этого было установление его аккреционно-коллизийного покровно-складчатого строения, формировавшегося в процессе нескольких тектоно-магматических циклов (Баранов, Греков, 1980; Омельченко, 2011; и др.). Значительную роль в структуре этой сложно построенной области играли дизъюнктивные нарушения. Часть их в разное время и различными исследователями считалась глубинными. В настоящей работе предпринята попытка выделить из них те, которые могут быть таковыми с учетом сегодняшних знаний о тектонике Большого Кавказа.

При выделении глубинных разломов (ГР) на описываемой площади мы пользовались теми определениями, которые были сформулированы классиками отечественной геологии – А.В. Пейве, Н.С. Шатским, В.Е. Хаиным и др. Они были отражены в многочисленных публикациях, включая геологические словари и справочники разных лет. В последнем “Геологическом словаре” (2010) глубинный разлом определяется как “дизъюнктивная структура глубокого заложения, проникающая в нижние горизонты земной коры, а иногда и в верхнюю мантию, и разделяющая дифференциальнодвигающиеся сегменты земной коры. ... Традиционное понятие ГР включает три важнейших признака: большую протяженность (десятки-сотни километров) и значительную длительность геологического развития; понятие ГР больше соответствует понятию сатура, как границе сочленения геоблоков”. Это определение и может быть принято за базовое с учетом некоторых положений, отраженных в других работах.

В “Геологическом словаре” (1973) указывалось, что “в развитии ГР особо важную роль играет магматизм. Наиболее характерны пояса основных и ультраосновных пород и развитых по ним серпентинитов. К ГР часто приурочиваются интрузии гранитоидов и вулканические излияния”, для них обычны зоны повышенного метаморфизма и гидротермального изменения пород. В справочнике (Термины и понятия..., 1991) указано, что ГР – “это разлом глубинных оболочек Земли, который часто контролирует распределение блоков с различными

фациями и мощностями”; он “служит основным путем внедрения магмы и рудоподводящим каналом”. В.Е. Хаиным и А.Е. Михайловым (1985) как тип выделяется “литосферный ГР”, который нарушает строение всей литосферы и затухает в астеносфере; он “связан с современным или палеовулканизмом, ... для него характерно наличие тел гипербазитов”.

Необходимо сказать еще об одном свойстве ГР, отмеченном в старом “Геологическом словаре” (1955): глубинными считаются разломы, прослеживающиеся на многие сотни километров и “длительно развивающиеся по одним и тем же швам, независимо от процесса складчатости”.

В западной геологической литературе термин “глубинный разлом” практически не используется. В “Международном тектоническом словаре” (1982) это понятие вообще отсутствует. Близким по смыслу термином представляется “линеамент”, который среди прочих определений означает “линии границ распространения геологических формаций, петрографических типов пород”. В работе Г. Рида и Дж. Уотсона (1981) описываются “магматические линеаменты”. В других монографиях зарубежных ученых (Обуэн, 1967; Гогель, 1969; Руттен, 1972; и др.) понятие “глубинный разлом” также не употребляется, а применяются такие термины, как “корневая зона, зона корней покровов”, “рубец”, “рубцовая зона”. Ж. Гогелем “под корнями покрова понимается область несмещенного залегания пород, соответствующих породам покрова”. Кроме того, альпийские геологи пользуются такими понятиями, как зоны “всасывания” (“*verschluckung*”) или “рубцы”, применяемыми ими для обозначения осей складчатых и шарьяжных построек. Таким образом, рассматриваемый термин (ГР) используется, видимо, только (или преимущественно?) в отечественных геологических работах. Ближе всего в западноевропейской терминологии к понятию глубинный разлом складчатых областей стоят термины “рубцовая зона” или “зона всасывания”, “сатура”, “магматический линеамент”.

Можно также добавить, что ГР, как правило, сопровождаются повышенным тепловым потоком и сейсмичностью. Массивы гипербазитов, часто сопровождающие их, далеко не всегда напрямую связаны с мантией и нередко находятся на значительном удалении от ГР (краевые офиолитовые аллохтоны, их клиппы), крупные протрузии выжаты из тектонически перекрытых покровных офиолитов.

РАЗВИТИЕ ВЗГЛЯДОВ НА ПРОБЛЕМУ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ

Северный Кавказ, в силу отличной обнаженности его горной и предгорной частей, всегда был удобен для сбора данных, используемых при различных геотектонических построениях. Изменения взглядов на его структуру и геологическую историю происходили по мере увеличения объема фактического материала и появления новых идей по геодинамике этой части Средиземноморско-Альпийского складчатого пояса.

Как показано на рис. 1, в настоящее время в рамках доюрского ядра Большого Кавказа выделяются три продольно вытянутых тектоно-формационных зоны. Центральное положение в нем занимает зона Передового хребта (средний и верхний палеозой, триас). Южнее, в высокогорной части Кавказа, к ней примыкает зона Главного хребта (допалеозойские и палеозойские кристаллические породы), севернее располагается Карачаево-Черкесская зона (преобладание древних кристаллических пород).

Согласно представлениям 50-х–середины 70-х гг. XX в., вышеприведенная зональность была унаследована с докембрия. В герцинское время, как было принято считать, на месте Кавказа существовал ряд продольных прогибов: Северокавказский прогиб *эвгеосинклинального* типа (современная зона Передового хребта) и Закавказский геосинклинальный прогиб (южнее Главного хребта), а также геоантиклинальных поднятий (Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий, геоантиклиналь Главного хребта). Северо-Кавказский прогиб считался конседиментационным и получил, как и смежные поднятия, название структурно-фациальной или структурно-формационной зоны. С учетом деталей геологического строения эти структуры были разделены на подзоны (Д.С. Кизевальтер, С.М. Кропачев, И.В. Круть, Е.А. Снежко, М.Л. Сомин, Ю.Я. Потапенко и др.). Разграничение этих зон и подзон происходило по достаточно крупным разрывным нарушениям, часть их имела долговременными глубинными разломами.

При определении глубинности принимались во внимание их граничное положение между блоками с различными фациями и мощностями, а также их связь с протяженными *телами гипербазитов*. Таким был определен *Архызский* разлом, разделяющий подзоны зоны Передового хребта (ЗПХ). Вдоль него, как тогда считалось, “в раннекаменноугольное время сформировался Архызский вулканоплутонический комплекс” с крупными телами гипербазитов (Баранов, 1968). Позже этот комплекс был выделен как офиолитовая ассоциация, не имеющая здесь непосредственного отношения к известным крутопадающим разломам (Белов, Омельченко, 1976).

Присутствие в таких и в более крупных разломах тел гипербазитов, как было установлено нами для древнего ядра позже, также *не является признаком глубинности*. Во всех известных случаях они относятся к гипербазитам офиолитовых аллохтонов (Марухский, Малкинский и др.) или к их фрагментам, вторично пододвинутым под породы Кизилкольского и Лабино-Зараусского покровов (Омельченко, 2007, 2011; Омельченко и др., 2017а). В последнем случае материал серпентинитов местами был позже протрузивно выжат вверх по крутопадающим трещинам.

Следовательно, из категории глубинных на нашей площади следует исключить такие разломы, как гипотетический Архызский, а также Уруштенно-Маркопиджский, Чучкурский и им подобные, отмеченные крупными телами серпентинитов или лиственитов. Таким образом, остаются только те из крупных разрывных нарушений, которые имеют признаки магмогенерирующих и магмовыводящих. О таких разломах, как Тырныауз-Пшекишский (Тырныаузский) и Северный, надо говорить отдельно.

Ниже рассмотрим те из них, которые можно отнести к разряду глубинных.

О ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМАХ НА ПЛОЩАДИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Далее приводится краткая характеристика тех из крупных разломных зон, которые по совокупности признаков могут быть отнесены на нашей территории к разряду глубинных.

Древняя осевая разломная зона

В последней монографии по геологии Большого Кавказа изложены представления Г.Д. Ажгирея (Ажгирей и др., 1976) о глубинных разломах, среди которых он определяет два типа. Одни из них (рифтовые разломы, разломы типа Мендосино) не образуют “парагенетической связи с пологими разломными срывами шарьяжного типа”. Между тем, им выделялись разрывные нарушения, называвшиеся геосинклинальными глубинными, парагенетически связанными с “пологими тектоническими срывами шарьяжного типа” и соответствующими представлениям альпийских геологов о “рубцовых зонах разломов”. Возникающие при этом тектонические покровы часто содержат породы офиолитовых и островодужных комплексов. Формирование их вызвано подкоровыми конвекционными течениями, которые и обеспечивают “всасывание” (“*vershluckung*”), выражающееся в симметричном двустороннем пододвигании пород разных крыльев к оси этой зоны, также сопровождающимся симметричным скалыванием. Добавим, что при этом происходит двустороннее “*выплески-*

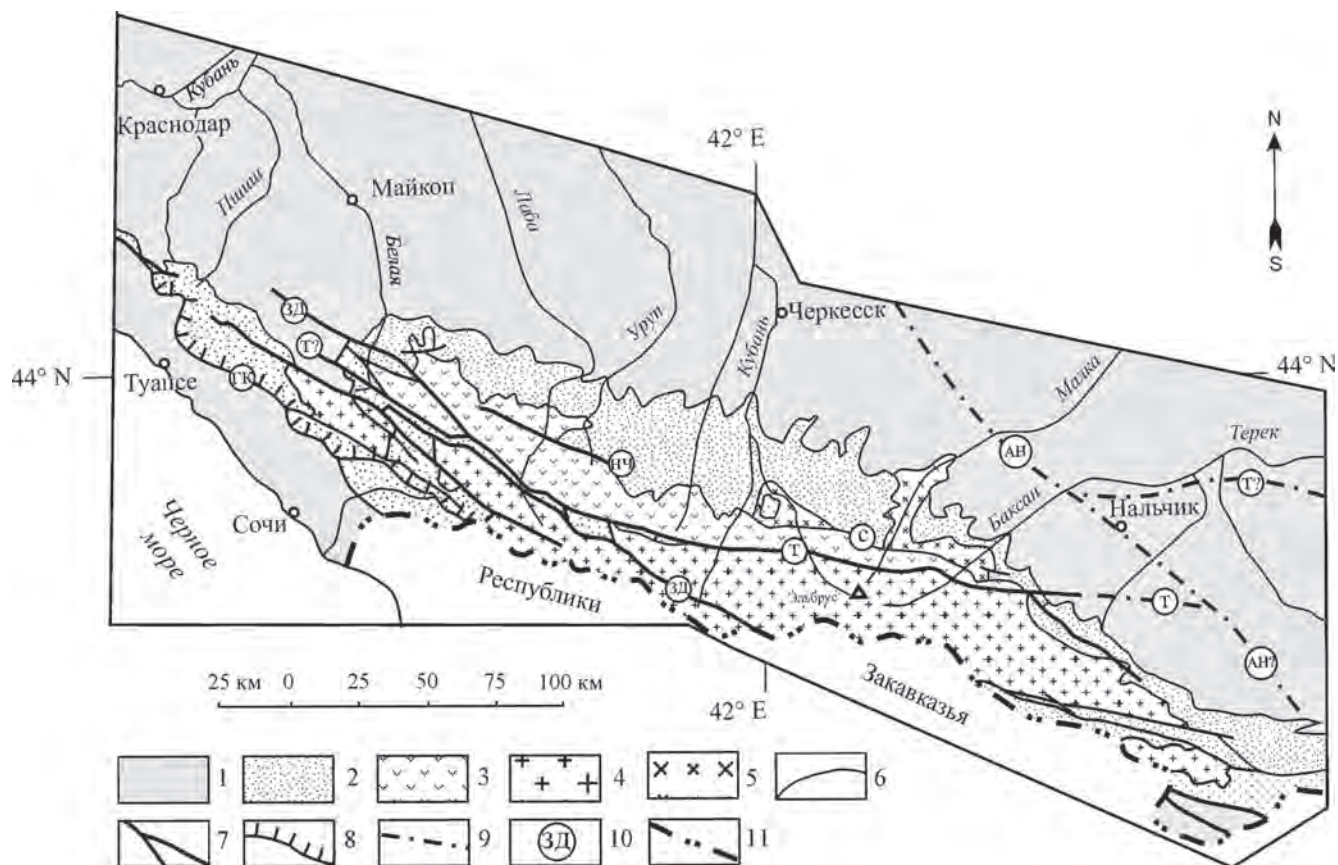


Рис. 1. Тектоническая схема центральной части Большого Кавказа (территория России).

1 – нижнемеловые-кайнозойские отложения; 2 – лейас-титонские образования; 3 – зона Передового хребта: герцинские покровные среднепалеозойские (в том числе и офиолитовые) комплексы и неоавтохтонные верхнепалеозойские отложения, индосинийские, преимущественно триасовые, осадки; 4 – зона Главного хребта: герцинские (и, возможно, более древние) кристаллические образования; 5 – Карачаево-Черкесская зона: допалеозойские кристаллические образования, гипербазиты); 6 – стратиграфические контакты; 7 – крупные крутопадающие разломы; 8 – надвиги; 9 – крупные региональные разломы под чехлом мезокайнозоя; 10 – наиболее значительные разломы (буквы в кружках): ГК – Главный Кавказский, С – Северный, НЧ – Никитинско-Черемуховский, Т – Тырныаузский, ЗД – Закан-Домбайский, АН – Армавир-Невинномысск-Нальчикский; 11 – граница РФ.

Fig. 1. Tectonic scheme of the Central part of the Greater Caucasus (Russia).

1 – Lower Cretaceous-Cenozoic deposits; 2 – Lyas-Tithonian formations; 3 – Front Range zone: Middle Paleozoic Hercynian nappe complexes (including ophiolite) and neoautochthon upper Paleozoic deposits, Indosinian, mainly Triassic, sediments; 4 – the area of the Main range zone: the Hercynian (and potentially more ancient) crystalline formations; 5 – Karachay-Circassian zone: pre-Paleozoic crystalline formations, hyperbasites; 6 – stratigraphic contacts; 7 – large steep faults; 8 – overthrusts; 9 – large regional faults under the cover of the Meso-Cenozoic; 10 – the most significant faults (letters in circles): GK – Main Caucasus overthrust, C – Northern (Severnyi), NC – Nikitin-Cheremuhov, T – Tyrnyauz, ZD – Zakan-Dombai, AN – Armavir-Nevinnomyssk-Nal'chik; 11 – Russian border.

вание” тектонических покровов на смежные части плит (образование шарьяжей). Так, Г.Д. Ажгиреев на Кавказе была выделена глубинная долгоживущая разломная зона, которая считалась им тектонической осью складчатых и шарьяжных построек и названная им “осевой”. Он помещал ее в район высокогорной части Главного хребта, считая ее древнейшей и “главной разломной зоной Большого Кавказа”, относящейся к нижнему протерозою и продолжающей оставаться унаследованно-активной и в варисское время. Варисской она показана в этой

книге на профиле через Кавказ по Тебердинскому пересечению, где к северу от нее выделена другая, Тырныауз-Пшекишская, разломная зона, совпадающая здесь территориально с зоной Передового хребта (ЗПХ).

Эта точка зрения основана на модели О. Амперфера, Э. Крауса и В. Хаммера. Она предполагает существование “подкорковых потоков, которые сходятся и опускаются..., затягивая с собой вышележащие блоки коры и вызывая сжатие” (цитируется по А. Мияширо, К. Аки, А. Шенгеру (1985)).

Происходящее при этом “поглощение структурных элементов коры под развивающимися орогенами было вызвано уже упомянутым “засасыванием”. При этом осевая зона становилась шовной структурой, которую в целом, с ограничивающими ее разрывами, и можно рассматривать на тот момент как *глубинный разлом*.

В этой же книге Г.Д. Ажгирей также обосновывал глубинный характер так называемой *Хасаутской разломной зоны (ХРЗ)*, с которой, по его мнению, “в нижнем палеозое были связаны интрузии ультраосновной безглиноземистой магмы”. Он протягивал ее от Б. Лабы далее на восток на 160–175 км, вплоть до Терского антиклинория, где она, как предполагалось, формировала его корни. В другом разделе монографии, однако, приводится и иная точка зрения, высказываемая Г.И. Барановым. Он, как и другие северокавказские геологи, считал гипербазитовые массивы типа Малкинского из ХРЗ бескорневыми покровными образованиями, типа огромных клиппов, залегающих в синформных структурах. В этом случае никакой связи их с Терским антиклинорием быть не может. С этим мнением согласен и автор данной статьи.

Как видно, наиболее приемлемым является признание Древней осевой зоны гранитизации как *гер-*

цинской структуры, с присутствием в ее краевых частях варисских покровов (краевые аллохтоны) и доварисских образований. Эти покровы были выделены северокавказскими геологами несколько ранее; установлено, что они сформировали мощную аккреционную колонну зоны Передового хребта (Греков, Кропачев и др., 1974; Баранов, Греков, 1980; и др.). Их огромные фрагменты максимально представлены в ЗПХ и составляют большую часть ее объема (рис. 2, 3). К доварисским, по радиологическим данным, отнесены гранодиориты Балканского массива (Камзолкин и др., 2018). Сюда же, вероятно, можно включить часть кристаллических образований зоны Главного хребта и Карачаево-Черкесской зоны (КЧЗ).

С учетом палинспастических построений, проводившихся северокавказскими геологами несколько позже (Г.И. Баранов, А.А. Белов, Е.В. Халин и др.), можно сделать вывод о том, что в начале герцинского времени (девон–нижний турне) Древней осевой зоны просто еще не существовало, а на ее месте располагался бассейн Палеотетиса с различными геодинамическими обстановками. К нему с противоположных сторон примыкали древнейшие кристаллические породы Восточно-Евро-



Рис. 2. Гипербазиты Марухского варисского офиолитового покрова (протерозой или нижний палеозой), надвинутые на верхнедевонские известняки. Фото автора.

Fig. 2. The Marukh ultrabasites of ophiolite Variscan nappe (Proterozoic or Lower Paleozoic), which are thrust over the upper Devonian limestones. Authors photo.



Рис. 3. Древние кристаллические сланцы Ацгаринского варисского покрова, залегающие на девонских известняках. Между двумя комплексами присутствуют тектонические линзы гипербазитов Марухского покрова. Фото автора.

Fig. 3. Ancient crystalline schists of the Atsgara Variscan nappe, lying on the Devonian limestones. Between two complexes there are tectonic lenses of Maruch nappe hyperbasites. Authors photo.

пейской и Закавказской плит. Их образования позже тоже участвовали в построении Древней (герцинской) осевой зоны. Процесс формирования последней затрагивал на герцинском этапе кору океанического бассейна и островных дуг. Он сопровождался смятием ее в складки, а также выжиманием (“выплескиванием”) мантийного вещества офиолитовых покровов на кристаллические массивы сходящихся сиалических геоблоков Восточно-Европейской и Закавказской плит и вместе с тем на породы других герцинских покровов.

В кристаллическом основании Закавказской плиты к фрагментам “выплесков” океанической коры, по-видимому, можно отнести гипербазиты из тектонических клиньев среди гранитов, диорито-гнейсов, кристаллических сланцев Дзирульского массива на р. Лопанистскали в Грузии (Adamia et al., 1982). Возможно, сюда следует включить будинированные линзовидные тела серпентинитов и вмещающие их амфиболиты Клычской пластины бульгенской серии ЗГХ, которые, по представлениям И.П. Гамкрелидзе и Д.М. Шенгелиа (2005), являются метаофиолитами; осадочные протолиты этой серии, по данным М.Л. Сомина (2007), имеют сред-

непалеозойский возраст. Наши наблюдения (в том числе и изучение шлифов) показывают, что исходными породами среди амфиболитов в клычской пластине могли быть также породы типа габбро.

В середине и конце герцинского цикла, по мере сближения сиалических блоков и симметричного погружения их вещества до глубины выплавления гранитной эвтектики, ближе к Восточно-Европейской плите формировались коллизионные коровые гранит-мигматит-гнейсовые комплексы (включая граниты Главного хребта), а ближе к фундаменту Закавказской плиты – позднегерцинские калиевые граниты. Не исключено, что здесь к герцинским относятся считающиеся более древними (позднебайкальскими) габбро-диорит-кварц-диоритовая серия, а также плагиогнейсово-плагиомигматитовый комплекс (Адамия, 1968; Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2005). Сходные кварцево-диоритовые мигматиты наблюдались нами в основании Чиликского массива герцинских кварцевых диоритов (Ацгаринский покров, ЗПХ). Не вполне ясно, связан ли с описанной осевой зоной огромный массив варисских гранитов малкинского комплекса из КЧЗ (“красные” или “Северные” граниты).

На основании сказанного можно сделать следующий вывод: в рассматриваемой Древней осевой зоне после формирования в ней герцинского гранито-мигматитового ядра погружение ее корневой части достигло своего предела; произошло превращение герцинской Осевой зоны в жесткий ороген, однако напряжения, связанные с конвекционными процессами, как и развитие ее, продолжались.

Таким образом, Древняя осевая разломная зона, признаки существования которой сейчас наблюдаются в герцинских структурах Главного и Передового хребтов, может быть отнесена к категории *глубинных, шовных межглыбовых*. Вначале она вскрывала тонкую океаническую кору (и кору переходного типа), затрагивая верхнюю мантию, затем, по мере сближения Северо-Кавказской и Закавказской глыб, она становилась магмогенерирующей и магмовыводящей.

Индосинийская осевая разломная зона

После формирования герцинского покровно-складчатого сооружения и запечатывающей его верхнепалеозойской молассы происходили дальнейшие деформации складчатой области Большого Кавказа, в результате чего Древняя зона представлена в наше время крупными фрагментами ее литоформационных комплексов. Механизм движения вещества, связанный с конвекционными нисходящими потоками продолжал работать и во время индосинийского тектоно-магматического цикла (триас–нижний плинсбах). В складчатость, расчленение и двустороннее пододвигание были вовлечены породы покровов ЗПХ вместе с позднегерцинскими молассами (Белов, Омельченко, 1986; Омельченко, 2007; и др.). При этом формировалась новая шовная зона с “выплесками” как в сторону ЗГХ (новые Дамхурцевский и Лаштракский тектонические покровы с гипербазитами между ними, аманчатская свита), так и в сторону КЧЗ (Лахранский покров).

Эта зона, по мнению Г.Д. Аджирея и других геологов (Е.Е. Милановский, В.Е. Хаин и др.), располагалась севернее описанной выше, хотя и представлялась иначе. Она именовалась *Тырны-ауз-Пшекишской (ТП)*, зародившейся также в рифее, и выделялась “как зона продольных депрессий”. Глубинный характер ее, как тогда считалось, был связан с системой разломов, давших начало магматогенно-осадочным образованиям балканской свиты (Блыбское поднятие), а позже вызвавшей *обильные извержения девонских вулканитов*. В дальнейшем она преобразовалась в “*большой грабен-синклиний*”, где формировалась стратифицированная колонна комплексов пород, ныне считающихся герцинскими аллохтонными (см. рис. 2, 3). Доказательства несостоятельности идеи о “грабен-синклинойной” струк-

туре среднепалеозойских толщ ЗПХ дана нами ранее (Омельченко, 2011; Омельченко и др., 2017а, б). В этих работах подчеркивался общеизвестный факт *полного отсутствия* в ней обломков кристаллических пород из соседних блоков, ее ограничивающих; приводились и другие доказательства. ТП зона в монографии Е.Е. Милановского и В.Е. Хаина (1963) определялась как “поверхностное выражение единого крупнейшего глубинного разлома или тектонического шва”. Этим швом *считалась вся зона Передового хребта (ЗПХ)*, но только в ее восточной, суженной части, также изобилующий *инъекционными телами гипербазитов*. Западная, широкая часть ЗПХ (к западу от Теберды) рассматривалась как ряд выступов складчатого основания среднего палеозоя альпийской Лабино-Малкинской зоны (т.е. пород “герцинской геосинклинали”). Интересно, что само понятие “зона Передового хребта” в этой монографии отсутствует.

По нашим представлениям, *новая осевая зона* в послегерцинское время была смещена к северу от жесткого каркаса Древней зоны, туда, где уже располагались краевые герцинские аллохтоны из упоминавшейся аккреционной колонны. Сюда, по-видимому, сместилась и зона всасывания, местами дивергентная, местами с преобладающей северной вергентностью (из-за присутствия жесткого герцинского блока Главного хребта южнее). Ось ее примерно совпадает с осью симметрии тектоно-формационной ЗПХ, обособившейся в это время как структурное подразделение древнего ядра вместе с ограничивающими ее разломами. В настоящее время откартировано достаточно много пологих и крутопадающих разрывных нарушений по обеим сторонам новой осевой зоны, считающихся послеверхнепалеозойскими (индосинийскими). Поэтому зону Передового хребта, к окончанию этих тектонических событий (перед карикской угольной молассой), нужно рассматривать как *шовную осевую структуру* между кристаллическими массивами зон Карачаево-Черкесской и Главного хребта, в совокупности складчатых и разрывных тектонических нарушений, ограничивающих ее с юга и севера, а также корневой клинообразной части, где сходятся граничные нарушения и разломы осевой части ЗПХ.

В разрезе она имеет форму *воронки*, сужающейся книзу (Омельченко и др., 2017а, б). Верхняя, широкая часть “воронки” обнажена в Лабинском междуречье, нижняя, корневая – в районе Тырны-Ауза и восточнее (за счет воздымания по Транскавказскому поперечному поднятию). При этом название “Тырныауз-Пшекишская” (Тырныаузская) разломная зона оставляется за серией нарушений, в большинстве своем служащей северной границей зоны Главного хребта (Лаврищев и др., 2002; Письменный и др., 2004; и др.).

Смежные блоки кристаллических пород, сомкнутые по Индосинийской осевой зоне (ЗГХ и КЧЗ), не сходны по своей литологии. Особенно разительно отличаются палеозойские гранитоиды противоположных блоков, что, по-видимому, связано с самостоятельными центрами гранитизации. Эта осевая разломная зона, литоконтакты которой выделяются преимущественно в пределах ЗПХ, характеризуется и собственным специфическим послегерцинским инъекционным магматизмом. При дальнейшем сближении основания ВЕТП и кристаллических образований только что сформированной Древней осевой разломной зоны была смята и дополнительно расчешуена герцинская аккреционная колонна ЗПХ, зажатая между ними. В корневой части новой шовной зоны формировались эвтектоидные выплавки. Вначале это были гранитоиды чучурского комплекса (конец триаса–начало юры). Движение расплавов вверх происходило по осевым субвертикальным трещи-

нам (левобережье р. Даут) и наклонным, типа поддвигов (р. Чучкур). Индосинийская тектоника затронула и ЗГХ. Здесь самым крупным разрывным нарушением, по-видимому, был Макерский надвиг (поддвиг), образовавшийся после внедрения позднегерцинских гранитов уллукамского комплекса, которые неизвестны ниже плоскости этого нарушения. Современное положение заняли метаморфиты буульгенского комплекса ЗГХ (Баранов, 1991; Баранов и др., 1995).

Такие же двусторонние поддвиговые движения имели место в этой новой (индосинийской) осевой зоне и позже, на пике киммерийского тектогенеза, в предкелловейское время. Тогда ниже-среднеюрские, осадки пододвигались с двух сторон под палеозойские толщи ЗПХ. Имеются в виду поддвиги вдоль северного края Архызской котловины (рис. 4), а также так называемый Хорлакельский надвиг (или, скорее, поддвиг) с другой, северной, стороны Передового хребта.



Рис. 4. Северный борт Архызской котловины и южный склон Передового хребта. Фото автора.

Поле со сглаженным рельефом на переднем плане – ниже-среднеюрские осадочные толщи в зоне Главного хребта. Севернее они пододвинуты под палеозой ЗПХ (крутые склоны). Полоса светлых пород – девонские терригенно-карбонатные отложения, ниже них – вулканогенно-осадочные толщи.

Fig. 4. The Northern Board of the Arkhyz depression and the southern slope of the Front range. Authors photo.

The field with a smooth relief in the foreground is the Lower-Middle Jurassic sediments in the Main Range zone. To the North they are moved under the Paleozoic of Front range zone (steep slopes). The band of light rocks – Devonian terrigenous-carbonate deposits, below them-volcanic-sedimentary strata.

Позднее, в альпийскую эпоху, возник и более молодой (плиоцен-эоплейстоценовый) многофазовый тырныаузский гипабиссальный гранитовый комплекс. Это свидетельствует о том, что и в это время в корневой, сильно суженной части описываемой шовной осевой зоны происходили процессы магмообразования. Поэтому ее можно также признать *зоной долгоживущего глубинного корового магмогенерирующего разлома*. К ее системе следует отнести и многочисленные частные нарушения: швы южного ограничения ЗПХ (Тырныаузский разлом в понимании А.А. Белова и В.Л. Омельченко (1986)), нарушения так называемого Северного разлома, разломы осевой части ЗПХ (Никитинско-Черемуховский, Касаевский и др.).

Главный Кавказский разлом (Главный надвиг)

Существование этого разлома обосновано еще В.В. Белоусовым и Б.М. Трошихиным (1937), А.В. Пейве (1945) и др. Было принято считать, что по Главному Кавказскому разлому (ГКР) мезозойские комплексы Закавказской плиты поддвигаются к северу под древние образования Большого Кавказа. Движения по нему, как считается А.Г. Шемпелевым (1978), продолжаются и в настоящее время, чем объясняется воздымание Большого Кавказа в тылу этого надвига. Горизонтальная амплитуда перемещения пород домезозойского этажа Центрального Кавказа, по данным разных геологов, составляет на сегодняшний день от 18–55 до 100 км. Зона Главного разлома выражена многочисленными тектоническими швами и имеет в приповерхностной части падение на северо-восток под углами от 55–75 до 35°. По данным сейсмического профилирования в горной Абхазии (Макаровский, 1982), на глубине зона надвига выполаживается до 0–5°. По нашему мнению, зарождение его могло произойти на пике индосинийского тектогенеза, когда началось ступенчатое пододвигание Закавказской плиты под кристаллический массив Главного хребта (“псевдосубдукция”, по В.Е. Хаину). По представлениям Ю.Г. Леонова (2007), ГКР является взбросом с “огромной амплитудой вертикального смещения, но без большой горизонтальной составляющей”.

Однако, по мнению некоторых геологов, ряд аргументов свидетельствуют, что такого надвига, как активного разрывного нарушения, в настоящее время не существует (Сомин, 2007; Видяпин, Сомин, 2007). По их представлениям, во-первых, горизонтальные смещения в зоне Главного Кавказского разлома в позднеальпийское время не происходили, а в киммерийское – могли иметь лишь ограниченную амплитуду; во-вторых, структурообразование здесь было связано с общим сокращением коры, а не с автономными процессами в чехле. Вне-

двинувшиеся среднеюрские (и частью меловые?) интрузии Санчаро-Кардывачского комплекса приурочены к зоне разлома и “запечатывают” его. Как считают эти геологи, состав и характер структуры нижнеюрских толщ одинаковы по обе стороны разлома.

Между тем, по мнению С.И. Дотдугева (1986), описываемый надвиг “по простиранию перекрывает различные фациальные зоны, что особенно наглядно выражено в пределах центрального сегмента” Большого Кавказа. Г.Д. Аджигиреев с коллегами (1976) указывалось, что западнее г. Местия Главный надвиг перекрывает флишевый трог, заполненный меловыми породами и оформившийся в конце палеогена. Как видно, он может являться долгоживущим. То же показано и на схеме основных структурно-формационных зон Кавказа в работе М.Г. Леонова (2007). Им, кроме того, описан комплекс тектоно-гравитационных микститов верхнего эоцена–нижнего олигоцена в пограничной полосе между флишевым синклинирем Южного склона Большого Кавказа и Закавказским массивом (ЗМ) с его мелководными осадками. Указывается, что в современной структуре флиш Южного склона Большого Кавказа надвинут на ЗМ, а микститовая “зона является, по существу, крупным коллизионным швом. Он сформировался в месте сочленения двух разнородных морфотектонических элементов” при наличии тектонического упора на севере – интенсивно воздымающегося кристаллического ядра Главного Кавказского хребта.

Подводя итоги по описанию этого разлома, можно заключить, что он, без всяких сомнений, являлся магмовыводящим (по крайней мере для предкелловейского времени), а следовательно, и глубинным коровым, о чем свидетельствует приуроченность к его зоне протяженных интрузий санчаро-кардывачского (эцерского) габбро-диорит-гранитового комплекса. Тот факт, что не было выявлено приуроченных к нему серпентинитов или каких-либо “экзотических типов пород или разрезов”, свидетельствует не об отсутствии нарушения, а о том, что оно относится к разряду глубинных коровых разломов. К тому же, как было показано на примере ЗПХ, *присутствие гипербазитов в зонах разломов никак не является обязательным признаком глубинности*. Позднее такой же крупный коллизионный шов появился южнее, в Закавказье, где представлен серией молодых (палеоген-неогеновых) поддвигов, возможно являющих собою нарушения ранней стадии развития нового крупного разлома.

Другие разломы

В области активизированной части Скифской платформы, севернее ЗПХ, выделяется раннекиммерийская зона растяжения (раздвиг), прослеживаемая цепочкой вулканоплутонических массивов нижнеюрского базальт-андезит-дацитово-

го комплекса. По представлениям А.Н. Письменного с соавторами (2004), формирование ее связано с заложением и развитием Худесской впадины, сопровождавшимися магматической деятельностью, вызванной локальной деструкцией, тектоно-магматической и минерагенической активизацией зоны раздвига во второй половине плинсбах (маринский комплекс с золоторудной минерализацией), а также в байосе (джалпакский магматический комплекс с бедным редкометальным оруденением). Возникновение этой магмовыводящей глубинной зоны может быть связано с кратковременными усилиями растяжения, возникшими в тылу Индосинийской шовной зоны, в которой продолжал работать двусторонний сдвиговый механизм.

Обращает на себя внимание полоса магнитных аномалий, протягивающихся на севере региона также в общекавказском направлении по линии Ейск–Тихорецк–Городовиковск–Южно-Сухокумск (Омельченко, и др., 2017б) и совпадающих с зоной Манычских прогибов на востоке, а с Ростовским погребенным выступом Украинского кристаллического массива – на западе (включая Егорлыкско-Ипатовскую зону). Нетрудно увидеть, эта полоса аномалий субпараллельна другой, аналогичной ей, которая связана с базит-гипербазитовыми покровными комплексами Индосинийской шовной зоны (ЗПХ). Можно также предположить, что и здесь мы имеем дело с аналогичной глубинной структурой. О возрасте ее мы судить не можем, вероятно, она изначально также являлась герцинской со значительным участием допалеозойских кристаллических образований цоколя ВЕТП. Могло также иметь место обновление ее при индосинийском тектогенезе, при этом южнее, в тылу, возникали зоны раздвига, сопровождавшиеся позднеэриасовым вулканизмом (ногайская серия). Интересно, что эта (“Северная”) шовная зона также сопровождается нефтегазопоявлениями.

Мы располагаем скудными материалами по геологическому строению фундамента Скифской платформы вдоль Армави́ро-Невинномы́сско-Нальчикского разлома. В пояснительной записке к “Геологическому атласу Северного Кавказа” (Андреев и др., 1999) указывается, что крупная магнитная аномалия, трассирующая зону этого нарушения, связана, по данным бурения, с гранодиоритами. Учитывая интенсивность этой аномалии, которая сопоставима с магнитным полем ЗПХ, мы можем предположить, что она обусловлена не только гранитоидами, но, очевидно, и более основными породами. Какая-то часть интрузивных образований, вероятно, использовала этот разлом для внедрения в породы цоколя, что позволяет считать его магмовыводящим и глубинным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как видно, в пределах северокавказской части древнего ядра Большого Кавказа можно выделить три крупных тектонических структуры, которые определенно относятся к разряду глубинных. Две из них являются шовными, т. е. разграничивают крупные литологически разнородные блоки земной коры. В их корневых частях породы, погружающиеся встречными конвективными потоками на глубину, подвергаются интенсивному метаморфизму с возникновением магматических расплавов (гранитовых, гранодиоритовых, кварцево-диоритовых).

Первая из таких зон была выделена Г.Д. Ажгиреем как древняя (существующая, по его мнению, с докембрия). На самом деле новые данные показывают, что она сформировалась во время герцинской складчатости на стыке Закавказской и Восточно-Европейской тектонических плит с участием в этом процессе допалеозойских пород последних. Здесь тогда образовались гондарайский мигматит-гнейсовый инфраструктурный, кристаллосланцевый супраструктурный, буульгенский существенно базитовый комплексы и граниты Главного хребта.

Вторая, Индосинийская, шовная зона располагалась севернее. В нашем понимании она включает в себя всю тектоно-формационную зону Передового хребта с разломами ограничения (включая Тырныауз-Пшекишский или просто Тырныаузский) и серией осевых разломов-раздвигов. С ее формированием связаны интенсивные деформации герцинских краевых аллохтонов и генерация магматических очагов, давших начало чучурскому золотоносному магматическому комплексу. Такие же движения продолжались здесь и позже, в киммерийскую эпоху. Наконец, в альпийскую эпоху аналогичные сдвиговые двусторонние движения в описываемой зоне привели к образованию гранитоидных интрузий тырныаузского комплекса в ее корневой части. Эта зона активна и сейчас, о чем свидетельствует высокий конвективный тепловой поток, фиксирующийся на территории большей части зоны Передового хребта, а также на ее восточном и западном продолжениях, перекрытых мезокайнозойем (по данным спутниковых наблюдений (Греков и др., 2005)). Эти продолжения, как и сама зона, четко выделяются интенсивным магнитным полем, совпадающим с контурами нефтегазоносных полей Северного Кавказа. Объяснение этого явления давалось нами ранее (Омельченко и др., 2017б).

Третье нарушение, которое может быть отнесено к разряду глубинных, – это Главный Кавказский разлом. Возникший, по-видимому, еще в индосинийскую эпоху, он проявил себя магмовыводящим в предкелловейское время. Движения по нему фиксировались и позднее, однако он, видимо, был стерильным в отношении магматизма. Основная разгрузка сдвиговых напряжений в эоцен-олигоцене

вое время, как это описано у М.Г. Леонова (2007), происходила южнее, по разломам, отмеченным полосой микститов на южном склоне Кавказа.

На севере, в степной части региона, как нам представляется, существует еще одна долгоживущая (герцинско-индосинийская со значительным участием допалеозоя?) глубинная *шовная зона* (“Северная”), протягивающаяся вдоль северных границ территорий Краснодарского края и Северокавказского Федерального округа. Она фиксируется полосой магнитометрических аномалий и также сопровождается нефтегазоносными проявлениями (Омельченко и др., 2017б).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адамия Ш.А. Доюрские образования Кавказа. (1968) Тбилиси: Мецниереба, 294 с.
- Андреев В.К., Баранов Г.И., Греков И.И., Ермаков В.А., Литовко Г.В., Ослопов Д.С., Прокуронов П.В., Сааков В.Г., Снежко В.А., Шемпелев А.Г., Энна Н.Л. (1999) Геологический атлас Северного Кавказа. Масштаб 1 : 1 000 000. Объяснительная записка. Ессентуки: Областное изд., 130 с.
- Ажгирей Г.Д., Баранов Г.И., Кропачев С.М., Панов Д.И., Седенко С.М. (1976) Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 263 с.
- Баранов Г.И. (1968) Тектоника. Структура фундамента, зона Передового хребта. *Геология СССР, т. IX*. Москва: Недра, 608-618.
- Баранов Г.И. (1991) Тектонические исследования на Северном Кавказе. *Тезисы докладов VII краевой конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа*. Ессентуки, 91-93.
- Баранов Г.И., Греков И.И. (1980) Доверхнепалеозойская структура Северного Кавказа. *Тектоника Средиземноморского пояса*. Москва: Наука, 162-171.
- Баранов Г.И., Омельченко В.Л., Пруцкий Н.И. (1995) Последовательность тектонических событий и их выражение в современной структуре Северного Кавказа. *Основные проблемы геологического изучения и использования недр Сев. Кавказа*. Ессентуки, 63-65.
- Белов А.А., Омельченко В.Л. (1976) Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа. *Геотектоника*, (2), 44-56.
- Белов А.А., Омельченко В.Л. (1986) Поздневарисские и постварисские надвиги в доверхнепалеозойском фундаменте Северного Кавказа. *Изв. высш. учеб. заведений. Геология и разведка*, (9), 14-20.
- Белоусов В.В., Трошихин Б.М. (1937) Краткий геологический очерк района Пшехи и Белой в Северо-Западном Кавказе. *Записки ВМО. Сер. 2. Ч. XVI*, (4).
- Видяпин Ю.П., Сомин М.Л. (2007) Строение зоны Главного Кавказского разлома (“надвига Главного хребта”) в районе Санчаро-Авадхара (СЗ Кавказ). *Бюлл. МОИП. Отдел геол.*, 82(2), 13-20.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелия Д.М. (2005) Докембрико-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. М.: Научный мир, 460 с.
- Геологический словарь. Т. 2. (1955) М.: Гостеолтехиздат, 204.
- Геологический словарь. Т. 1. (1973) М.: Недра, 175-176.
- Геологический словарь. Т. 1. (2010) СПб.: ВСЕГЕИ, 271-272.
- Гогель Ж. (1969) Основы тектоники. М.: Мир, 440 с.
- Греков И.И., Кропачев С.М., Момот С.П., Корень Т.Н. (1974) Марухский покров в палеозое Северного Кавказа. *Сов. Геология*, (2), 77-84.
- Греков И.И., Пруцкий Н.И., Энна Н.Л. (2005) Геотермическое районирование и тектонодинамика Северного Кавказа (Опыт геологической интерпретации конвективного теплового потока). *Регион. геология и металлогения*, 25. СПб.: ВСЕГЕИ, 52-59.
- Дотдурев С.И. (1986) О покровном строении Большого Кавказа. *Геотектоника*, (5), 94-106.
- Камзолкин В.А., Сомин М.Л., Латышев А.В., Видяпин Ю.П., Иванов С.Д. (2018) Об открытии поздневарисского фундамента в пределах Блыбского метаморфического комплекса Передового хребта Большого Кавказа и предпосылках выделения Армовского тектонического покрова. *Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Мат-лы Тектонического совещания. Т. 1*. Москва: ГЕОС, 251-255.
- Лаврищев В.А., Пруцкий Н.И., Семенов В.М., Башкиров А.Н., Греков И.И., Черных В.И., Прокуронов П.В., Сааков В.Г. (2002) Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Лист К-37-V. Серия Кавказская (Красная Поляна). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 213 с.
- Леонов М.Г. (2007) Тектоногравитационные микститы центрального сегмента Южного склона Большого Кавказа. *Большой Кавказ в альпийскую эпоху, глава 6*. М.: ГЕОС, 231-250.
- Леонов Ю.Г. (2007) Киммерийская и позднеальпийская тектоника Большого Кавказа. *Большой Кавказ в альпийскую эпоху, глава 9*. М.: ГЕОС, 317-340.
- Макаровский О.В. (1982) Строение зоны Главного надвига Большого Кавказа в пределах Абхазии. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (5), 11-116.
- Международный тектонический словарь. (1982) Вводный выпуск, редакторы Дж. Деннис, Г. Муравски, К. Вебер. М.: Мир, 142 с.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. (1963) Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 357 с.
- Мияширо А., Аки К., Шенгер А. (1985) Орогенез. М.: Мир, 288 с.
- Обуэн Ж. (1967) Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М.: Мир, 302 с.
- Омельченко В.Л. (2007) О месте пород Блыбского комплекса в домезозойской структуре зоны Передового хребта (Северный Кавказ). *Геотектоника*, (4), 60-70.
- Омельченко В.Л. (2011) Геологическое строение Центрального Кавказа. Современные представления о геологии и металлогении региона. LAP LAMBERT Academic Publishing. Saarbrücken. 222 с.
- Омельченко В.Л., Рябов Г.В., Исаев В.С. (2017а) Тектоника и история развития зоны Передового хребта Большого Кавказа. *Геология и геофизика Юга России*, (1), 40-56.
- Омельченко В.Л., Рябов Г.В., Исаев В.С. (2017б) О возможной нефтегазоносности древнего ядра Большого Кавказа. *Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Т. VII, ч. 1*. М.: Наука, 159-170.
- Пейве А.В. (1945) Новые данные по тектонике южного склона Центрального Кавказа. *Сов. геология*, (7), 23-46.

- Письменный А.Н., Пичужков А.Н., Зарубина М.А., Горбачев С.А., Вертий С.Н., Греков И.И., Гамаса Ю.Н. (2004) Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Издание второе, серия Кавказская, листы К-38-I, VII (Кисловодск). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 275 с.
- Рид Г., Уотсон Дж. (1981) История Земли. Поздние стадии истории Земли. Л.: Недра, 408 с.
- Руттен М.Г. (1972) Геология Западной Европы. М.: Мир, 446 с.
- Сомин М.Л. (2007) Структурная позиция и геодинамические условия формирования метаморфических комплексов Большого Кавказа и Кубы. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИФЗ РАН, 56 с.
- Термины и понятия, используемые при прогнозно-металлогенических исследованиях. (1991) Под ред. А.И. Кривцова, В.М. Терентьева. СПб.: ВСЕГЕИ, 188 с.
- Хаин В.Е., Михайлов А.Е. (1985) Общая геотектоника. М.: Недра, 326 с.
- Шемпелев А.Г. (1978) О глубинном выражении Главного Кавказского надвига. *Геотектоника*, (6), 57-65.
- Aubin Jean. (1965) Geosinclines. Developments in Geotectonics. Elsevier Publ. Amsterdam-London-New York.
- Adamia Sh., Belov A.A., Lordkipanidze M., Somin M.L. (1982) Field excursion Guidebook of International Working meeting on the Caucasus. Project No. 5 IGCP Tbilisi publ., 84 p.
- Goguel J. (1965) Traité de tectonique. Masson et Cie' éditeurs, Paris, 457 p.
- International tectonic lexicon. Introductory issue. (1979) Editor-in-chief: J.G. Dennis. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u.Obermiller). Stuttgart, 142 p.
- Miashiro Akiho, Aki Keiti, Şengör A.M. (1982) Orogeny. Chichester, John Wiley & Sons Limited Publ.
- Read H.H., Watson J. (1975) Earth History. Part II. Later Stages of Earth History. The Macmillan press LTD, London, 221 p.
- Rutten M.G. (1969) The Geology of Western Europe Elsevier Publ. Amsterdam-London-New York.
- Sedenko S.M. (1976) *Geologiya Bol'shogo Kavkaza* [The Geology of Greater Caucasus]. Moscow, Nedra Publ., 263 p. (In Russian)
- Baranov G.I. (1968) Tectonics. The structure of the basement, Front Range zone. *Geologiya SSSR, t. IX* [The Geology of USSR, vol. IX]. Moscow, Nedra Publ., 608-618. (In Russian)
- Baranov G.I. (1991) Tectonic researches in the North Caucasus. *Tezisy dokladov VII konferentsii po geologii i poleznym iskopaemym Severnogo Kavkaza* [Thesis of reports on Geology and mineral resources of the North Caucasus of the VII Regional conference]. Essentuki Region. Publ., 91-93. (In Russian)
- Baranov G.I., Grekov I.I. (1980) Pre-Upper-Paleozoic structure of the North Caucasus. *Tektonika Sredizemnomorskogo poyasa* [Tectonics of the Mediterranean belt]. Moscow, Nauka Publ., 162-171. (In Russian)
- Baranov G.I., Omel'chenko V.L., Prutskii N.I. (1995) The tectonic events sequence and their expression in the present North Caucasian structure. *Osnovnye problemy geologicheskogo izucheniya i ispolzovaniya nedr Sev. Kavkaza* [The main problems of geologic explorations and using North Caucasian resources]. Essentuki Region. Publ., 63-65. (In Russian)
- Belov A.A., Omel'chenko V.L. (1976) Ophiolites in the Marukh nappe structure and some questions of the stratigraphy and magmatism of the Front Range Paleozoic of the Northern Caucasus. *Geotectonics*, 41(2), 60-70.
- Belov A.A., Omel'chenko V.L. (1986) Late-Variscan and Post-Variscan overthrusts in the Pre-Upper-Paleozoic basement of the North Caucasus. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geology, Exploration*, (9), 14-20. (In Russian)
- Belousov V.V., Troshikhin B.M. (1937) A brief geological sketch of the area Pshekha and Belaja in the North-West Caucasus. *Zapiski VMO*. Ser. 2. Ch. XVI, (4). (In Russian)
- Dotdnev S.I. (1986) On the nappe structure of the Greater Caucasus. *Geotectonics*, (2), 94-106. (In Russian)
- Gamkrelidze I.P., Shengeliya D.M. (2005) *Dokembriisko-paleozoiskii regionalnyi metamorphism, granitoidnyi magmatism i geodinamika Kavkaza* [Precambrian-Paleozoic regional metamorphism, granitoid magmatism and geodynamics of the Caucasus]. Moscow, Nauchnyi mir Publ., 460 p. (In Russian)
- Geological handbook. V. 2. (1955) Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 204 (In Russian)
- Geological handbook. V. 1. (1973) Moscow, Nedra Publ., 175-176. (In Russian)
- Geological handbook. V. 1. (2010) St.Petersburg, VSEGEI Publ., 271-272. (In Russian)
- Goguel J. (1965) Traité de tectonique. Masson et Cie' éditeurs, Paris, 457 p.
- Gogel' Zh. (1969) *Osnovy tektoniki* [The basics of tectonics]. Moscow, Mir Publ., 440 c. (In Russian)
- Grekov I.I., Kropachev S.M., Momot S.P., Koren' T.N. (1974) Marukh nappe in Paleozoic of North Caucasus. *Sovetskaya geologiya*, (2), 77-84. (In Russian)
- Grekov I.I., Prutskii N.I., Enna N.L. (2005) Northern Caucasus geothermal zoning and tectonodynamics (An attempt of the geological interpretation of the convective heat flow). *Regional'naya geologiya i metallogeniya* [Regional Geology and Metallogeny]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., (25), 52-59. (In Russian)
- International tectonic lexicon. Introductory issue. (1979) Editor-in-chief: J.G. Dennis. E. Schweizerbart'sche Verlags-

- buchhandlung (Nagele u. Obermiller). Stuttgart, 142 p.
- Kamzolkin V.A., Somin M.L., Latyshev A.V., Vidyapin Yu.P., Ivanov S.D. (2018) About the discovery of the Late-Wendian basement within Blyb metamorphic complex of Front Range and prerequisites of the Armov tectonic nappe identification. *Problemy tektoniki i geodinamiki zemnoi kory i mantii*. Materialy Tektonicheskogo soveshchaniya. Tom I [Problems of tectonics and geodynamics of the Earth's crust and mantle. Materials of tectonic conference. Vol. I]. Moscow, GEOS Publ., 251-255. (In Russian)
- Khain V.E., Mikhailov A.E. (1985) *Obshchaya geotektonika* [General geotectonics]. Moscow, Nedra Publ., 326 p. (In Russian)
- Lavrishchev V.A., Prutskii N.I., Semenov V.M., Bashkirov A.N., Grekov I.I., Chernykh V.I., Prokuronov P.V., Saakov V.G. (2002) *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF masshtaba 1 : 200 000. List K-37-V. (Krasnaya Polyana)* [State Geologic Map of RF of Scale 1 : 200 000. Sheet K-37-V. Explonatory note]. St.Peterburg, VSEGEI Publ., 213 p. (In Russian)
- Leonov M.G. (2007) Tectonic-gravitational mixtures of central segment of Southern slope of Great Caucasus. *Bol'shoi Kavkaz v alpiiskuyu epokhu, glava 6* [Alpine History of Great Caucasus, chapter 6]. Moscow, GEOS Publ., 231-250. (In Russian)
- Leonov Yu.G. (2007) Cimmerian and late Alpine tectonics of the Greater Caucasus. *Bol'shoi Kavkaz v alpiiskuyu epokhu, glava 9* [Alpine History of Great Caucasus, chapter 9]. Moscow, GEOS Publ., 317-340. (In Russian)
- Makarovskii O.V. (1982) Structure of Main overthrust zone of Greater Caucasus in Abkhazia. *Izv. AN SSSR, Ser. Geol.*, (5), 111-116. (In Russian)
- Milanovskii E.E., Khain V.E. (1963) *Geologicheskoe stroenie Kavkaza* [Geological structure of the Caucasus]. Moscow, Moscow Stat. Univ. Publ., 357 p. (In Russian)
- Miashiro Akiho, Aki Keiti, Şengör A.M. (1982) *Orogeny*. Chichester, John Wiley & Sons Limited Publ.
- Omel'chenko V.L. (2007) Position of the Blyb Complex in the Pre-Mesozoic Crustal Structure of the Front Range Zone in the Northern Caucasus. *Geotectonics*, **41**(4), 306-314.
- Omel'chenko V.L. (2011) *Geologicheskoe stroenie Tsentral'nogo Kavkaza. Sovremennye predstavleniya o geologii i metallogenii regiona* [Geologic structure of Central Caucasus. Modern ideas about geology and metallogeny of region]. LAP LAMBERT Academic Publishing. Saarbrücken, 222 p. (In Russian)
- Omel'chenko V.L., Riabov G.V., Isaev V.S. (2017a) Tectonics and geologic evolution of the Front Range Zone of the Greater Caucasus. *Geologiya i geofizika Yuga Rossii*, (1) 40-56. (In Russian)
- Omel'chenko V.L., Riabov G.V., Isaev V.S. (2017b) On possible oil and gas potential of the ancient core of the Greater Caucasus. *Sovremennye problemy geologii, geofiziki i geoekologii Severnogo Kavkaza* [Present problems of geology, geophysics and geoecology of Northern Caucasus. Vol. VII, pt 1]. Moscow, Nauka Publ., 159-170. (In Russian)
- Peive A.V. (1945) New data on tectonics of the Southern slope of the Central Caucasus. *Sovetskaya geologiya*, (7), 23-46. (In Russian)
- Pis'mennyyi A.N., Pichuzhkov A.N., Zarubina M.A., Gorbachev M.A., Vertii S.N., Grekov I.I., Gamasa Ju.N. (2004) *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF masshtaba 1 : 200 000. List K-38-I, VII (Kislovodsk)* [State Geologic map of RF of Scale 1 : 200 000. Sheets K-38-I, VII. Explonatory note]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 275 p. (In Russian)
- Read H.H., Watson J. (1975) *Earth History. Part II. Later Stages of Earth History*. The Macmillan press LTD, London, 221 p.
- Rutten M.G. (1969) *The Geology of Western Europe* Elsevier Publ. Amsterdam-London-New York.
- Shempelev A.G. (1978) On the deep expression of the Main Caucasian overthrust. *Geotektonika*, (6), 57-65. (In Russian)
- Somin M.L. (2007) *Strukturnaya pozitsiya i geodinamicheskie usloviya formirovaniya metamorficheskikh kompleksov Bol'shogo Kavkaza i Kuby*. Dis. ... doct. geol.-min. nauk [Structural position and geodynamic conditions of formation of metamorphic complexes of the Greater Caucasus and Cuba. Dr. geol. and min. sci. diss.]. Institute of the Earth physics, RAN, 56 p. (In Russian)
- Terminy i ponyatiya, ispolzuemye pri prognoznno-metallogenicheskikh issledovaniyakh* [Terms and concepts used in the prognostication and metallogenic studies]. (1991) (Eds. A.I. Krivtsov and V.M. Terentiev). St.Petersburg, VSEGEI Publ., 188 p. (In Russian)
- Vidyapin Yu.P., Somin M.L. (2007) The structure of the Main Caucasian fault ("overthrust of the Main Range") in the Sancharo-Avadhara region (NW Caucasus). *Bull. MOIP, Sect. Geol.*, **82**(2), 13-20. (In Russian)

ПОТЕРИ НАУКИ

**ПАМЯТИ АНАТОЛИЯ ИВАНОВИЧА РУСИНА
(07.04.1940–08.12.2019)**

8 декабря 2019 г. не стало Анатолия Ивановича Русина – известного специалиста в области петрологии и геохимии метаморфических комплексов, доктора геолого-минералогических наук, профессора.

**IN MEMORY OF ANATOLY IVANOVICH RUSIN
(07.04.1940–08.12.2019)**

On December 8, 2019, Anatoly Ivanovich Rusin, a well known specialist in Petrology and Geochemistry of metamorphic complexes, doctor of geological and mineralogical Sciences, and Professor, died.



Анатолий Иванович родился в Крыму, в г. Керчь, в рабочей семье. После окончания средней школы в 1957 г. поступил в Ленинградский горный институт – один из ведущих вузов по подготовке специалистов-геологов для нашей страны.

В 1962 г., уже обзаведясь семьей, Анатолий Иванович уехал по распределению в Сибирь, где проработал положенные три года в геолого-съемочных партиях Красноярского геологического управления, после чего поступил в аспирантуру Института геологических наук АН КазССР, где его научным руководителем стал академик Р.А. Борукаев. Именно в эти годы определился круг научных интересов молодого исследователя. Его внимание

привлекли высокотемпературные и ультраметаморфические докембрийские и раннепалеозойские комплексы Казахстана и Мугоджар. В 1973 г. А.И. Русин защитил кандидатскую диссертацию на тему “Догерцинские гранитоидные комплексы Восточно-Мугоджарского антиклинория”.

В это время в связи с составлением первой в мире тектонической карты Урала с позиций мобилизма геология Мугоджар – естественного продолжения Урала к югу – попала в сферу интересов составителей этой карты. Огромная работа, требующая переосмысления всех накопленных ранее геологических материалов, проводилась сотрудниками Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР в содружестве с Геологическим институтом АН СССР. Во время одной из экспедиций в Мугоджары произошла встреча директора Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР С.Н. Иванова с А.И. Русиным, после чего Анатолий Иванович был приглашен на работу в Свердловск. Забегая вперед, можно сказать, что это был судьбоносный шаг как для приглашенного, так и для приглашающего. Анатолию Ивановичу была предоставлена возможность полностью посвятить себя изучению метаморфических комплексов на Южном и Среднем, а впоследствии и на Северном и Приполярном Урале. При неизменной поддержке шефа, а С.Н. Иванов приобрел не только добросовестного сотрудника и талантливого специалиста, но и преданного ученика и последовательного сторонника развиваемых им идей.

В 1974 г. А.И. Русин был избран на должность младшего научного сотрудника Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР в лабораторию теоретической геологии, возглавляемую чл.-корр. АН СССР С.Н. Ивановым. За годы напряженных полевых работ в сочетании с углубленным изучением трудов предшественников и знакомством с опубликованными работами по метаморфическим образованиям разных регионов А.И. Русин

стал одним из лучших знатоков метаморфических комплексов Урала и всего мира. Выводы, полученные в результате детальных наблюдений, он всегда увязывал с региональными закономерностями и общегеологическими проблемами. Выполненные им исследования по корреляции метаморфических комплексов Южного и Среднего Урала позволили по-новому интерпретировать особенности проявления метаморфизма в переходную и континентальную стадии развития Уральского подвижного пояса.

После избрания на должность старшего научного сотрудника в 1978 г. основные исследования выполнялись Анатолием Ивановичем в рамках лабораторной темы “Ранние этапы и предистория складчатых областей”. При этом главное внимание уделялось проблемам формирования докембрийской земной коры. В итоге получены новые подтверждения пассивного участия глыб кристаллического фундамента в процессе складкообразования, показана важная самостоятельная роль такого класса метаморфических продуктов, как бластомилониты, на основе анализа и обобщения обширнейшего материала по всему земному шару высказано предположение о предгеосинклинальном типе развития и преимущественно энсиалической природе докембрийских подвижных областей.

С 1990 г. А.И. Русин – заведующий лаборатории метаморфизма. Впоследствии, в связи с реорганизацией структур института, лаборатория стала частью более крупного подразделения – лаборатории палеовулканизма и региональной геодинамики под руководством академика В.А. Коротеева, заместителем которого Анатолий Иванович оставался вплоть до 2012 г.

В 2004 г. Анатолий Иванович защищает докторскую диссертацию на тему “Метаморфические комплексы Урала и проблема эволюции метаморфизма в полном цикле развития литосферы под-

вижных поясов”. Пионерской идеей работы явилось обоснование связи метаморфизма с тектоникой растяжения и, соответственно, с процессами континентального рифтогенеза как обязательного элемента в предистории складчатых поясов. В диссертации нашла отражение идея автора о направленном, а не полициклическом развитии литосферы подвижных областей с закономерной сменой энсиалических условий энсиматическими.

В последующие годы А.Н. Русин продолжает углубленное изучение метаморфических комплексов Урала на основе их петролого-минералогических и изотопно-геохимических характеристик при широком использовании новейших методов исследования вещества. Он работает в тесном сотрудничестве с геологами Ильменского государственного заповедника и с учеными Института геологии и минералогии Сибирского отделения РАН. Под его руководством были получены новые данные о полихронном высокobarическом метаморфизме максютовского эклогит-голубосланцевого комплекса в интервале 2500–340 млн лет назад, разработана новая концепция развития Ильмено-Вишневогорской региональной сдвиговой зоны, которые вошли в основные достижения УрО РАН в 2014 г.

А.И. Русин – автор более 200 научных работ, активный участник многих всероссийских (и всесоюзных) геологических конференций, в том числе 27-й и 28-й сессий МГК.

С 2009 по 2019 г. А.И. Русин преподавал в УГГУ на кафедре минералогии, петрографии и геохимии, где передавал свои обширные знания и заражал целеустремленностью молодое поколение геологов, активно привлекая лучших из них к занятиям наукой.

В нашей памяти Анатолий Иванович останется как непревзойденный консультант по любым проблемам метаморфизма, всегда готовый помочь советом.

Коллектив Института геологии и геохимии УрО РАН

ЛИТОСФЕРА Том 20 № 1

Январь–Февраль 2020

ISSN 1681-9004 (Print)
ISSN 2500-302X (Online)

Учредитель
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого
Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации ПИ № ФС77-77043 от 21 октября 2019 г.
в Министерстве цифрового развития, связи и массовых коммуникаций Российской Федерации

Технический редактор Е.И. Богданова
Корректоры Н.М. Катаева, М.О. Тюлюкова
Оригинал-макет А.Ю. Одинцовой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № 100	Дата выхода в свет 28.02.2020	Формат 60 × 84 $\frac{1}{8}$	Печать офсетная
Усл. печ. л. 18,25	Уч.-изд. л. 18,25	Тираж 120	Цена 990 руб. 00 коп.
			Заказ _____

Институт геологии и геохимии УрО РАН Екатеринбург, 620016, ул. Акад. Вонсовского, 15

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии
ООО Универсальная Типография “Альфа Принт”
620049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2ж
Тел.: 8 (800) 330-16-00
www.alfaprint24.ru

LITHOSPHERE (Russia) Vol. 20 No. 1

January–February 2020

ISSN 1681-9004 (Print)
ISSN 2500-302X (Online)

Founder
The Federal State Institution of Science
the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry
Russian Academy of Sciences Ural Branch

Registration certificate PI No. FS77-77043 from October 21, 2019
Ministry of Digital Development, Communications and Mass Media of the Russian Federation

Technical editor E.I. Bogdanova
Corrector N.M. Kataeva, M.O. Tulukova
Original-layout A.Yu. Odintsova
Cover layout A.Yu. Savelieva

IPD IGG UB RAS № 100	Signed in print 28.02.2020	Format 60 × 84½	Offset print
Cond. print. sh. 18,25	Found.-publ. sh. 18,25	Circulation 120	Price 990 rub. 00 kopecks
		Order	_____

Institute of Geology and Geochemistry UB RAS	15 Acad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016
--	--

Printed from the ready-made original layout in typography
OOO Universal Printing House “Alpha Print”
2ж Automation Lane, Ekaterinburg, 620049
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru