МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

Научный журнал

2019 **№ 2**

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

Томский государственный университет
2019

ISSN 2542-1379
ISSN (online) 2541-9943

Учредитель – Томский государственный университет

Адрес редакции и издателя: 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, Национальный исследовательский Томский государственный университет, геолого-географический факультет, ауд. 242. Сайт: http://journals.tsu.ru/geo/

Founder –Tomsk State University

"Geosphere Research"
International standard serial edition number: 2542-1379
Languages: Russian, English
Publication are non-commercial basis (FREE)
Open access
Contacts: 36 Lenin Avenue, Tomsk, Russia, 634050. Tomsk State University. Faculty of Geology and Geography; http://journals.tsu.ru/geo

EDITORIAL BOARD

EDITORIAL COUNCIL

СОДЕРЖАНИЕ

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

МЕТЕОРОЛОГИЯ

CONTENTS

GEOCHEMISTRY, PETROLOGY

REGIONAL GEOLOGY

METEOROLOGY

Геосферные исследования. 2019. № 2. С. 6–26

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

УДК 552.3:550.4:550.93

ГЕОХИМИЯ, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ САУРСКОЙ ГАББРО-ГРАНИТОИДНОЙ ИНТРУЗИВНОЙ СЕРИИ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

С.В. Хромых[1, 2], П.Д. Котлер[1, 2], Д.В. Семенова[1]

[1] *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск*
[2] *Новосибирский государственный университет, Новосибирск*

Изложены результаты геохимических и геохронологических исследований габбро, гранитов и базитовых даек Жарма-Саурской зоны, Восточный Казахстан. Установлено, что габбро-диорит-гранитоидная саурская интрузивная серия сформировалась 330–327 млн л. н. в геодинамической обстановке субдукции под новообразованную континентальную окраину Казахстанского континента. Габбро и диориты образованы при эволюции базитовых магм, возникших в результате частичного плавления обводненной деплетированной мантии над зоной субдукции; гранитоиды – при частичном плавлении вулканогенно-осадочных субстратов под воздействием базитовых магм.

Впервые определены возраст и геохимические особенности даек северо-восточного простирания в Жарма-Саурской зоне. Они имеют среднекарбоновый возраст (315 млн лет) и проявились в результате разрывов сплошности литосферы орогенного сооружения при сдвиговых движениях по глубинным разломам. Базитовые дайки характеризуются относительно обогащенным геохимическим составом, что свидетельствует о другом мантийном источнике.

Ключевые слова: *габбро-гранитные интрузивные серии, аккреционно-коллизионные системы, Восточный Казахстан, Центральная Азия.*

Распространенным индикатором процессов мантийно-корового взаимодействия являются габбро-гранитоидные интрузивные серии, проявляющиеся в различных геодинамических обстановках [Кузнецов, 1964; Фролова, Бурикова, 1997; Короновский, Демина, 2011; Владимиров и др., 2013]. Преимущественно они проявлены на конвергентных границах типа «океан – континент», но встречаются и в коллизионных, внутриплитных и рифтогенных обстановках. Соотношения базитовых и кремнекислых членов серий, последовательность и этапность их формирования, особенности состава пород в совокупности позволяют установить главные закономерности мантийно-корового взаимодействия в том или ином сегменте земной коры. Особенно актуальным является решение этой проблемы для внутриконтинентальных складчатых поясов, сформированных при аккреционно-коллизионных взаимодействиях континентов и террейнов различной природы и закрытии палеоокеанических пространств.

Геологическая позиция

Одним из крупнейших внутриконтинентальных аккреционно-коллизионных поясов является Центрально-Азиатский складчатый пояс, сформированный в течение фанерозоя при закрытии Палеоазиатского океана. Исследования ультрабазит-базитовых и сопряженных гранитоидных ассоциаций палеозойского возраста в его пределах позволили обосновать важную роль активности мантии и мантийно-корового взаимодействия в процессах эволюции литосферы и формирования континентальной коры [Ярмолюк, Коваленко, 2003; Ярмолюк и др., 2011; Владимиров и др., 2013; Крук, 2015 и др.].

Эволюция структур Центрально-Азиатского складчатого пояса завершилась в основном в позднем палеозое с формированием нескольких герцинских складчатых систем, протягивающихся вдоль южной окраины Сибирского континента [Зоненшайн и др., 1990; Хаин, 2001; Windley et al., 2007]. Одной из них является Обь-Зайсан-Гобийская складчатая система, возникшая на юго-западном фланге Сибирского континента. Ее частью является Алтайская аккреционно-коллизионная система (рис. 1, врезка), возникшая в позднем палеозое при взаимодействии Сибирского и Казахстанского континентов [Зоненшайн и др., 1990; Хаин, 2001; Владимиров и др., 2003; 2008]. В истории ее развития можно выделить несколько стадий – от субдукционной до аккреционно-коллизионной и внутриплитной, каждая из которых охарактеризована определенным стилем тектонических движений, набором осадочных формаций и проявлениями различного магматизма. В результате событий на территории современного Восточного Казахстана были совмещены структурно-вещественные комплексы разной геодинамической природы. Жарма-Саурская зона (рис. 1) расположена в юго-западной части Алтайской коллизионной системы

DOI: 10.17223/25421379/11/1

и представляет собой область сочленения герцинских окраинно-морских и океанических структурно-вещественных комплексов с каледонскими образованиями окраины Казахстанского палеоконтинента [Ермолов и др., 1977; Щерба и др., 1998]. Эта окраинно-континентальная зона известна как Чингиз-Тарбагатайская, она является восточным сегментом крупной Чингиз-Северо-Тяньшанской островодужной системы энсиалической природы, заложенной в раннем палеозое [Дегтярев, 2012]. Процессы субдукции литосферы Обь-Зайсанского бассейна под Чингиз-Тарбагатайскую окраину Казахстанского континента происходили с начала среднего палеозоя, в силуре и раннем девоне здесь существовала активная континентальная окраина с проявлениями гранитоидного магматизма и развитием кислого вулканизма.

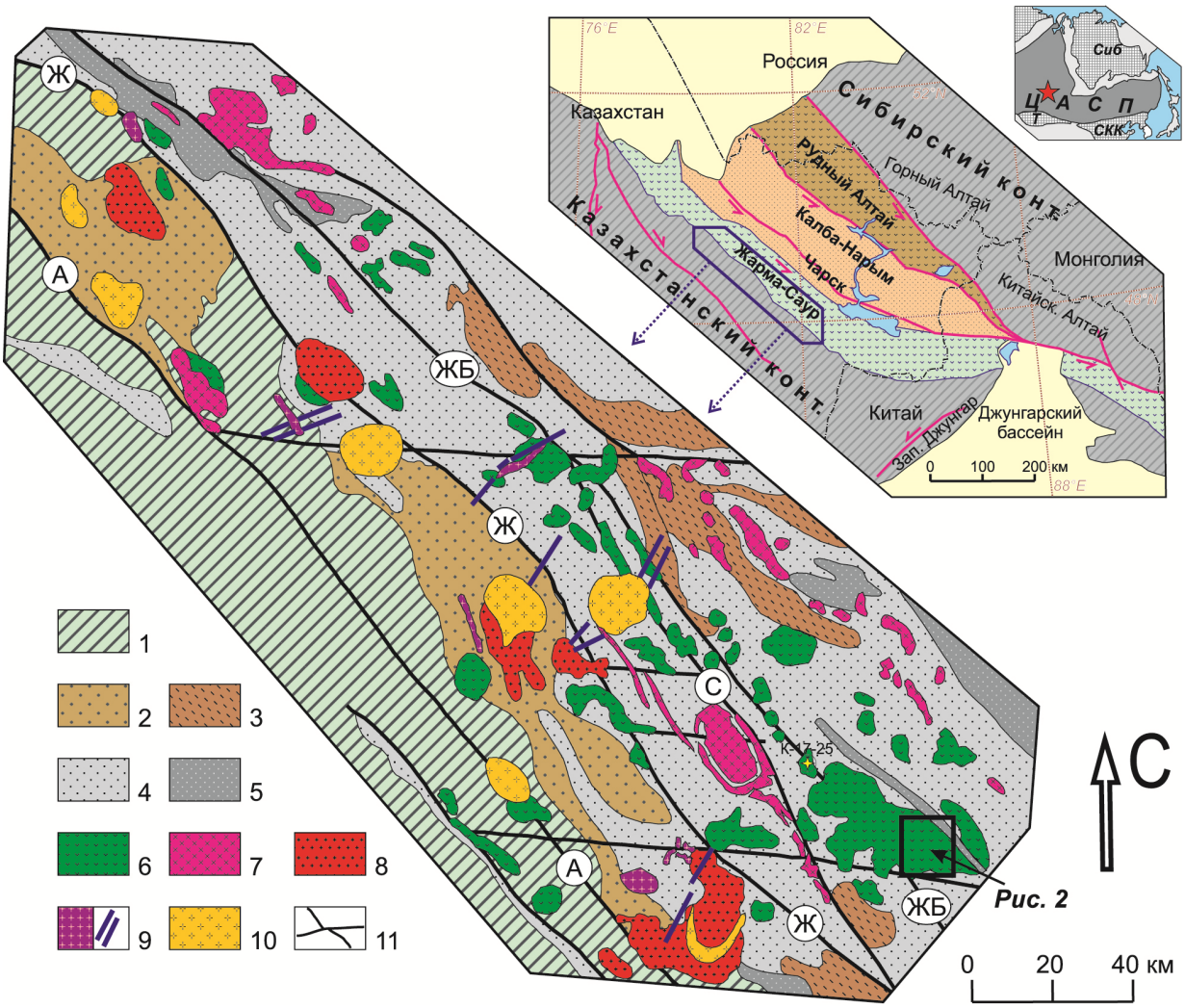


Рис. 1. Тектоно-магматическая схема зоны сочленения Зайсанской и Чингиз-Тарбагатайской складчатых областей (по Ермолов и др., 1977)

1 – кембрийско-ордовикские осадочно-вулканогенные комплексы Восточно-Чингизской зоны; 2 – силурийско-девонские осадочные, вулканогенные и интрузивные комплексы Восточно-Чингизской зоны; 3 – осадочные и вулканогенные отложения D_2gv–D_3fr; 4 – осадочные и вулканогенные отложения C_1t_2–v_1; 5 – преимущественно вулканогенные формации C_{2-3}; 6–10 – герцинские габбро-гранитные серии и гранитные комплексы: 6 – саурская габбро-диорит-тоналитовая серия, 7 – салдырминская габбро-гранодиорит-гранитная серия, 8 – жарминская габбро-гранитная серия, 9 – керегетас-эспинский комплекс щелочных гранитов гранит-порфиров (массивы и дайковые пояса), 10 – кандыгатайский и каракольский комплексы лейкократовых гранитов; 11 – разломы (Ж – Жарминский, А – Аркалыкский, ЖБ – Жанан-Бугазский, С – Сиректасский).
На врезке показано районирование Алтайской коллизионной системы герцинид и положение региона исследований

Fig. 1. Tectonic map of magmatic associations in joint area of Zaisan and Chingiz-Tarbagatai fold belts (according to Ermolov et al., 1977)

1 – Cambrian-Ordovician sediments and volcanites in Eastern-Chingiz zone; 2 – Silurian-Devonian sediments, volcanites and intrusions in Eastern-Chingiz zone; 3 – sediments and volcanites of D_2gv–D_3fr age; 4 – sediments and volcanites of C_1t_2–v_1 age; 5 – volcanites of C_{2-3} age; 6-10 – Hercynian gabbro-granite series and granite complexes: 6 – Saur gabbro-granite series, 7 – Saldyrma gabbro-granodiorite-granite series, 8 – Zharma gabbro-granite series, 9 – Keregetas-Espe complex of alkali granites (massifs and dikes), 10 – Kandygatai and Karakuls complexes of leucocratic granites; 11 – faults (Ж – Zharma, A – Arkalyk, ЖБ – Zhanan-Bugaz, C – Sirektas).
Inset shows main zones of Altai collision system and position of investigated area

Центральной тектонической структурой Жарма-Саурской зоны является Калба-Чингизский (по [Тектоническая... 1963]) или Жарминский (по [Ермолов и др., 1977]) глубинный разлом, по которому проходит сочленение каледонских и герцинских структур (рис. 1). Западная часть области сочленения известна как Восточно-Чингизская зона, в строении которой участвуют четыре структурных этажа: раннекембрийский, позднекембрийский-позднеордовикский, силурийско-девонский, позднедевонско-каменноугольный. Общая мощность каледонских формаций превышает 20 км. В раннегерцинский период зона представляла собой относительно устойчивую область, характеризовавшуюся субплатформенным осадконакоплением. Для этого периода характерны известняковая (D_3fm) и карбонатно-терригенная угленосная (C_1t–v_1) формации.

Восточная часть области сочленения обозначена как Жарминская [Ермолов и др., 1977] структурно-формационная зона, в ее строении выделяются три структурных этажа: средне-верхнедевонский, раннекаменноугольный, средне-позднекаменноугольный. Ранние осадки на юго-западе имеют признаки прибрежно-морских условий и выделяются в гравелито-песчано-сланцевую формацию (D_2gv–D_3fr), на северо-востоке одновозрастные образования имеют морской генезис и выделяются в кремнисто-андезибазальтовую формацию (D_2gv–D_3fr). Раннекаменноугольные отложения также неоднородны по латерали: на северо-востоке залегает кремнисто-андезитовая формация (C_1t_2–v_1) океанической природы, на юго-западе одновозрастные с ней отложения принадлежат песчано-сланцевой формации окраинно-континентальной природы. Различия в строении разрезов Жарминской зоны позволили расчленить ее на две структурно-формационные подзоны (Кояндино-Аркалыкскую на северо-востоке и Жарминскую на юго-западе), разграниченные Жанан-Бугазским глубинным разломом. Верхний структурный этаж сложен вулканогенными формациями: дацито-молассовой (C_2), трахибазальт-трахиандезитовой (C_{2-3}) и дацито-липаритовой (C_3). Они выполняют прогибы и мульды, наследующие общий структурный план или наложенные на ранее сформированные антиклинории и синклинории. Общая мощность разреза Жарминской зоны превышает 7 км.

В связи с закрытием Обь-Зайсанского океанического бассейна и началом формирования Алтайской коллизионной системы герцинид, на рубеже раннего и среднего карбона Жарма-Саурская зона испытала тектоно-магматическую активизацию. Как в Восточно-Чингизской, так и в Жарминской зонах был проявлен наземный вулканизм, а главным индикатором эндогенной активности явилось формирование крупного Жарминского интрузивного пояса, который протягивается вдоль Жарминского глубинного разлома в северо-западном направлении более чем на 400 км при ширине 50–80 км (см. рис. 1). Детальные геологические, минералогические и петрологические исследования интрузивного магматизма этого района проведены в 1960–1970-х гг. под руководством П.В. Ермолова [Ермолов и др., 1977]. Было выделено несколько габброидных, габбро-гранитоидных, гранитоидных серий, комплексов, вулкано-плутонических ассоциаций. Общая продолжительность интрузивного магматизма была оценена с конца раннего карбона (саурская серия C_1n) до поздней перми – триаса (несколько габбро-гранитных и гранит-лейкогранитных комплексов).

Наиболее широкое распространение среди интрузивных образований Жарма-Саурской зоны имеет саурская габбро-диорит-тоналитовая интрузивная серия. Площадь развития интрузивов саурской серии превышает 20 тыс. км^2, наиболее крупные интрузивы и максимальная их сосредоточенность отмечаются в юго-восточной части. Исторически с 40–50-х гг. XX в. породы серии были объединены в единый саурский комплекс, а многообразие пород объяснялось процессами ассимиляции. При детальном картировании установлено, что саурский комплекс имеет сложную историю формирования, а ранние и поздние его фазы разделены особым комплексом даек. Это позволило относившиеся ранее к фазам группы пород выделить в многофазные комплексы, а совокупность последних рассматривать как многоритмичную интрузивную серию. Были выделены следующие комплексы пород [Ермолов и др., 1977]:

1) саурский габбро-диорит-плагиогранитовый комплекс (фазы: 1 – габбронориты и оливиновые габбро, 2 – габбро и амфиболовые габбро, 3 – диориты, 4 – кварцевые диориты и тоналиты, 5 – трондьемиты и плагиограниты);

2) комплекс «межгранитовых» даек диоритовых порфиритов, микродиоритов, плагиогранит-порфиров;

3) бугазский тоналит-гранитовый комплекс (фазы: 1 – тоналиты и трондьемиты, 2 – биотитовые адамеллиты и граниты, 3 – жильные граниты и аплиты);

4) комплекс послегранитовых даек (1 – тоналит-порфиры и граносиенит-порфиры, 2 – диоритовые порфириты, диабазы и спессартиты, 3 – аплитовидные граниты и кварцевые порфиры).

Детальное описание геологической позиции, петрографии, минералогии и петрохимии интрузивных пород серии дано П.В. Ермоловым с соавт. [1977]. Были сделаны предположения, что мафические породы серии произошли из магмы, близкой по составу к высокоглиноземистым базальтам, и сформированы при плавлении обводненной мантии; гранитоидные породы как саурского, так и бугазского комплексов рассмотрены как результат плавления корового вещества под воздействием базитовых магм,

при этом бугазский комплекс выделен как самостоятельный ритм глубинной магматической активности. Аналогично как самостоятельные ритмы эндогенной активности описаны комплексы базит-гранитовых даек.

В последние десятилетия получили широкое развитие новые прецизионные методы исследования вещества, произошла смена глобальной геодинамической парадигмы, появилось множество новых моделей эволюции внутриконтинентальных складчатых поясов с позиций теории тектоники литосферных плит и теории мантийных плюмов. В связи с этим исследования состава, возраста и геодинамических обстановок формирования саурской серии вновь представляются актуальными. Мы провели исследования некоторых магматических пород саурской серии геохимическими, изотопными и геохронологическими методами, что позволило уточнить время, состав источников и геодинамическую обстановку формирования с современных геодинамических позиций.

Фактический материал и методы исследования

Нами были изучены Бугазский и южная часть Чангского массивов (по [Ермолов и др., 1977]), расположенные в юго-западной части листа М-44-XXXV Государственной геологической карты СССР (рис. 2). В этом районе, по данным государственного геологического картирования, габброидные и гранитоидные породы прорывают с ороговикованием осадочные и вулканогенные толщи девона и раннего карбона. Породы саурского комплекса представлены габбро и диоритами. Габбро слагают тело размером 2×3 км, образующее массив горы Улькенлаба; большинство базитовых пород представлено диоритами и кварцевыми диоритами, слагающими несколько более крупных интрузий. Гранитоиды прорывают габбро и диориты и слагают крупный Бугазский массив. В районе закартированы две системы базитовых и гранитоидных даек: ранняя субмеридионального и северо-западного простирания и поздняя – северо-восточного простирания. Дайки базитового состава представлены долеритами, долеритовыми порфиритами, диоритовыми порфиритами; дайки кислого состава – гранит-порфирами, граносиенит-порфирами и аплитами. Дайки имеют мощность от десятков сантиметров до первых метров, наиболее крупные дайки протягиваются на несколько километров. Их внутреннее строение обычно простое, однофазное, иногда наблюдается дифференциация по зернистости пород от центра к краю даек.

Для наших исследований были выбраны образцы габбро, гранитов и базитовых даек (см. местоположение на рис. 2). Несколько проб было специально отобрано для выделения цирконовых монофракций с целью изотопного датирования. Проба диоритов саурского комплекса, использованная для геохронологических исследований, отобрана из безымянного массива примерно в 25 км к северо-западу от изученного района (см. рис. 1).

Петрографические исследования образцов пород выполнены по прозрачным покрытым шлифам с помощью оптического поляризационного микроскопа Carl Zeiss AxioScope.A1, оснащенного фотокамерой Canon EOS 650D. Определение состава пород выполнено в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований (ЦКП МИИ) ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Определение содержаний петрогенных компонентов проведено методом рентгенофлуоресцентного анализа с использованием спектрометра ARL–9900 XL; определение концентраций редкоземельных и редких (Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, Hf, Ta, Th, U, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn) элементов выполнено методом ICP-MS на масс-спектрометре Finnigan Element II по стандартной методике. Sm-Nd изотопные исследования выполнены по валовым пробам пород в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) на семиканальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ). Измерения изотопных отношений проводили в статическом режиме с использованием двухленточных источников ионов. Изотопный состав неодима в процессе измерений нормализовали по отношению к $^{146}Nd/^{144}Nd$=0,7219, а затем приводили к значению $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,511860 в стандарте La Jolla.

Геохронологические исследования выполнены U-Pb изотопным методом по единичным зернам циркона методом LA-SF-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific) с системой пробоотбора лазерной абляцией UP-213 (New Wave Research) в ЦКП МИИ ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), согласно методике, описанной в [Хубанов и др., 2016].

Датирование выполнено по единичным зернам цирконов, для калибровки использованы цирконовые стандарты TEMORA-II и Plešovice. Цирконы облучались импульсным лазерным лучом с частотой 5 Гц, диаметром 25–30 мкм в течение 30 с. Испаренное вещество из лазерной установки в масс-спектрометр транспортировалось потоком чистого гелия. Коррекция дрейфа сигнала измеряемых изотопов, учет фоновых сигналов, расчет изотопных отношений и их погрешностей выполнены в программе Glitter [Griffin et al., 2008]. Расчет значений возраста методом построения диаграммы с конкордией выполнен с помощью программы ISOPLOT-3 [Ludwig, 2003]. Измерялось четыре изотопных отношения: $^{207}Pb/^{206}Pb$, $^{206}Pb/^{238}U$, $^{207}Pb/^{235}U$ и $^{208}Pb/^{232}Th$. Расчет возраста проводился методом рассмотрения U-Pb ($^{206}Pb/^{238}U$–$^{207}Pb/^{235}U$) системы на конкордии. Относительная погрешность измерения изотопного отношения в одной точке (1σ) для $^{206}Pb/^{238}U$ составила ~1,5%, а $^{207}Pb/^{235}U$ ~ 4–5% для стандартных цирконов.

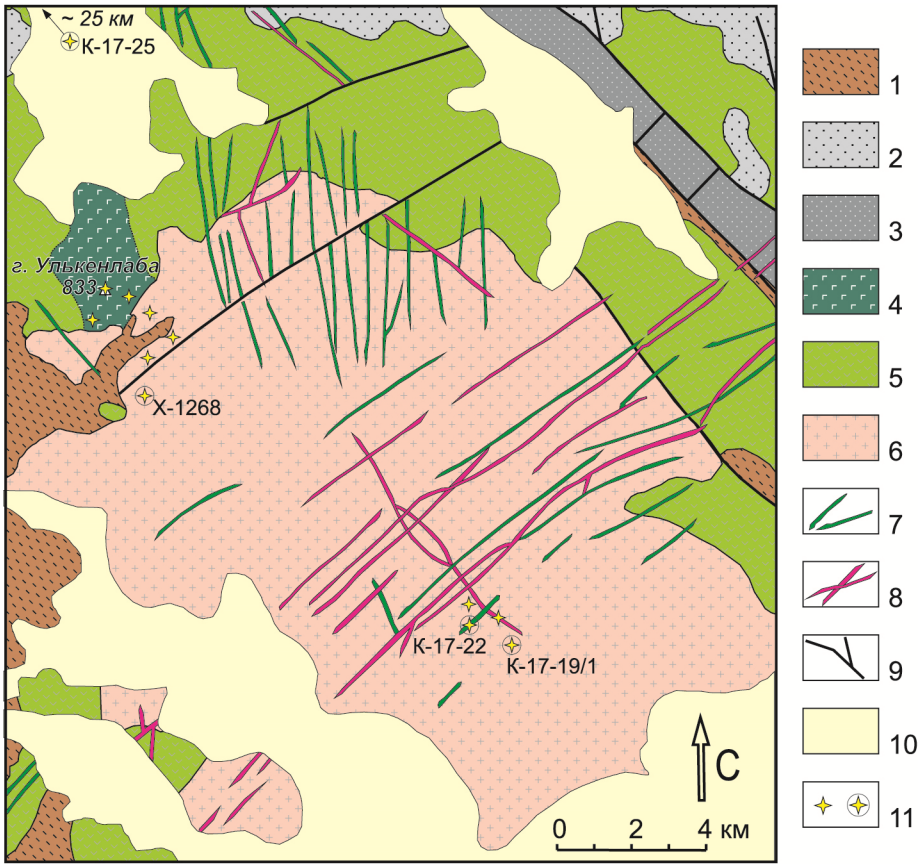


Рис. 2. Геологическое строение Бугазского массива на основе государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 200 000, фрагмент листа М-44-XXXV

1 – осадочные и вулканогенные отложения $D_2gv–D_3fr$; 2 – осадочные и вулканогенные отложения $C_1t_2–v_1$; 3 – осадочные и вулканогенные отложения C_{2-3}; 4 – габбро и оливиновые габбро саурского комплекса; 5 – габбродиориты, диориты и кварцевые диориты саурского комплекса; 6 – гранитоиды бугазского комплекса; 7 – поздние «постгранитные» дайки базитового состава (долериты, диоритовые порфириты, спессартиты); 8 – поздние «постгранитные» дайки кислого состава (гранит-порфиры, аплиты); 9 – разломы; 10 – рыхлые отложения; 11 – точки наблюдения и отбора проб, описанных в статье; кружками обведены и подписаны пробы, по которым получены U-Pb геохронологические данные

Fig. 2. Geological map of Bugaz massif, based on Geological map of USSR, scale 1:200 000, M-44-XXXV

1 – sediments and volcanites of $D_2gv–D_3fr$ age; 2 – sediments and volcanites of $C_1t_2–v_1$ age; 3 – sediments and volcanites of C_{2-3} age; 4 – gabbro and Ol gabbro of Saur complex; 5 – gabbrodiorites, diorites and Qtz diorites of Saur complex; 6 – granites of Bugaz complex; 7 – latest post-granite dikes with mafic composition (dolerites, diorites, spessartites); 8 – latest post-granite dikes with felsic composition (porphyry granites, aplites); 9 – faults; 10 – Quarternary sediments; 11 – points of outcrops and sampling; points in circles are position of samples with U-Pb geochronological data

Для двух образцов пород были выполнены исследования Lu-Hf изотопной системы в единичных зернах цирконов. Исследования проведены в Департаменте наук о Земле Университета Гонконга (Китайская Народная Республика) методом лазерной абляции на мультиколлекторном масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой (LA-MC-ICPMS). Для анализов использован масс-спектрометр Nu Plasma HR MC-ICP-MS (Nu Instruments, Великобритания), совмещенный с 193-нм эксимерной системой лазерной абляции (RESOlution M-50, Resonetics LLC, США). Размер пучка составлял 55 микрон, время анализа – 45 с. Для калибровки использованы зерна цирконовых стандартов 91500 и Plešovice. Коррекция дрейфа сигнала измеряемых изотопов, учет фоновых сигналов, расчет изотопных отношений и их погрешностей выполнены в программе ICPMSDataCal [Lin et al., 2016].

Петрография

Среди габбровых пород массива горы Улькенлаба встречены три разновидности: троктолиты, габбро и амфиболовые габбро. *Троктолиты* – мелко- среднезернистые породы (рис. 3, *а*), содержащие до 25 об. % оливина, представленного мелкими субидиоморфными зернами, повсеместно окруженными реакционными каймами. Плагиоклаз занимает до 60 об. %, клинопироксен составляет не более 10 об. % и образует единичные пойкилитовые зер-

на. *Габбро* слагают основной объем массива, это мелко-среднезернистые породы, сложенные плагиоклазом (50–60 об. %) и клинопироксеном (40–50 об. %). *Амфиболовые габбро* (рис. 3, *б*) распространены в восточной части массива, это среднезернистые породы, сложенные плагиоклазом (50–60 об. %), клинопироксеном (20 об. %) и зеленым магматическим амфиболом (20–30 об. %). Диориты сложены преимущественно плагиоклазом и зеленым амфиболом, клинопироксен занимает не более 10 об. %; в некоторые разностях диоритов встречается позднемагматический интерстициальный кварц, до 10 об. %.

Интрузивные гранитоиды в изученных образцах представлены двумя разновидностями. Преобладающими являются *амфибол-биотитовые граниты* (рис. 3, *в*) – это мелко-среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой.

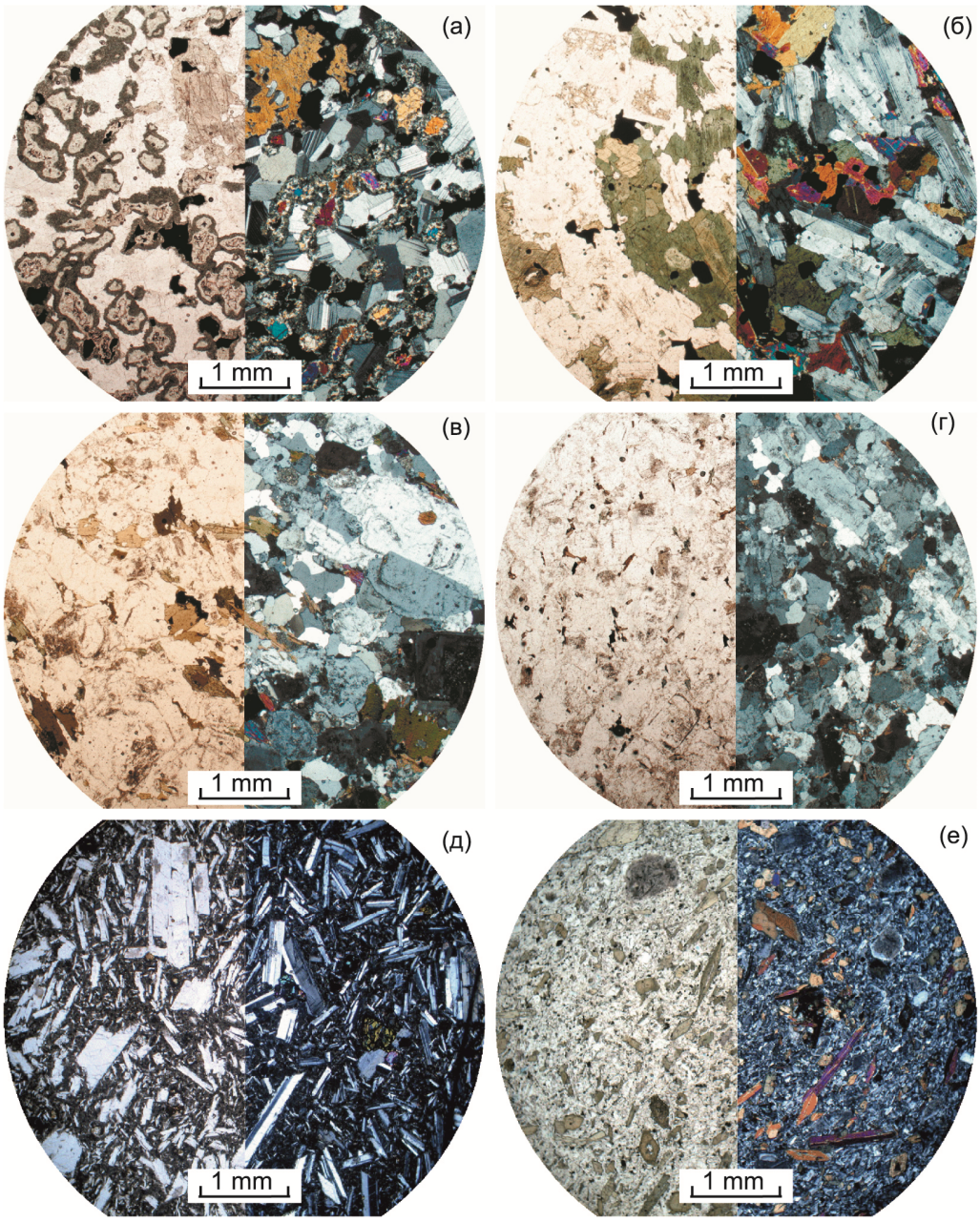


Рис. 3. Петрография исследованных разновидностей пород саурской серии

(а) – троктолит (оливиновое лейкогаббро) саурского комплекса; (б) – амфиболовое габбро саурского комплекса; (в) – амфибол-биотитовый гранит бугазского комплекса; (г) – лейкократовый биотитовый плагиогранит бугазского комплекса; (д) – долеритовый порфирит с оливином, «постгранитная» дайка; (е) – спессартит, «постгранитная» дайка

Fig. 3. Petrography of rocks of Saur series

(a) – troctolite (Ol leucogabbro) of Saur complex; (b) – Amp gabbro of Saur complex; (c) – Amp-Bt granite of Bugaz complex; (d) – leucocratic Bt plagiogranite of Bugaz complex; (e) – porphyry dolerite with olivine, post-granite dike; (f) – spessartite, post-granite dike

Зеленый амфибол в виде идиоморфных зерен занимает 5–10 об. %, лейсты биотита – 10–15 об. %. Среди салических минералов плагиоклаз преобладает над калишпатом, кварц (до 20 об. %) представлен ксеноморфными зернами. Менее распространены относительно лейкократовые *биотитовые плагиограниты* (рис. 3, *г*), в них темноцветы занимают не более 10 об. % и представлены мелкими лейстами биотита. Абсолютно преобладающим полевым шпатом является плагиоклаз, калиевый полевой шпат встречен в единичных случаях. Породы постинтрузивных базитовых даек представлены несколькими разновидностями. Наиболее примитивными являются *долеритовые порфириты* (рис. 3, *д*). Это породы с выраженной офитовой или долеритовой структурой, образованной разноразмерными (от 5–7 мм до 1–2 мм) лейстами плагиоклаза. Около 5–10 об. % занимают мелкие идиоморфные вкрапленники оливина. Матрикс породы сложен мелкими лейстами плагиоклаза, мельчайшими зернами пироксена. Некоторые дайки сложены *долеритами* или *микрогаббро*, в которых преобладает идиоморфный плагиоклаз и ксеноморфный пироксен, в нескольких дайках встречены зерна амфибола или биотита. *Спессартиты*, слагающие несколько даек северо-восточного простирания, – порфировидные породы с идиоморфными вкрапленниками зеленого амфибола, расположенными в матриксе из мелких лейст плагиоклаза, зерен клинопироксена и амфибола (рис. 3, *е*). *Диоритовые порфириты* – светло-серые породы с преобладанием плагиоклаза, крупные лейсты которого в виде вкрапленников занимают до 20 об. %; матрикс породы сложен лейстами плагиоклаза и зернами амфибола.

Вещественный состав и источники магм

Для характеристики вещественного состава пород саурской серии использованы 14 авторских представительных анализов (табл. 1), и данные о содержании петрогенных компонентов (175 анализов), из [Ермолов и др., 1977]. Породы саурской серии имеют широкий спектр составов – от габбро-перидотитов до гранитов, в целом соответствуют породам нормальной щелочности (рис. 4). Соотношения главных петрогенных компонентов представлены на вариационных диаграммах Харкера (рис. 5). С ростом кремнекислотности наблюдается уменьшение содержаний Al_2O_3, CaO, FeO*, TiO_2. Составы пород всех комплексов серии формируют общий тренд, однако граниты бугазского комплекса обогащены калием (рис. 5, *ж*). Для габброидов и диоритов характерны отрицательная корреляция содержаний MgO / CaO и отсутствие корреляций MgO / Al_2O_3, что может свидетельствовать о преимущественном фракционировании клинопироксена при эволюции базитовых магм. В наиболее магнезиальных по составу троктолитах оливин, содержание которого достигает 30 об. %, вероятно, является кумулятивной фазой. Исследованные нами породы по вещественным характеристикам соответствуют отмеченным ранее химическим особенностям выделенных комплексов. Габбро соответствуют габброидам саурского комплекса, исследованные граниты – породам бугазского комплекса. Постгранитные базитовые дайки близки по составу к описанным в [Ермолов и др., 1977], они характеризуются повышенным содержанием щелочей и калия относительно других базитовых пород серии.

По содержаниям редких элементов изученные группы пород имеют отличия (рис. 6). Габбро характеризуются почти плоскими спектрами распределения РЗЭ с содержаниями на уровне 10 хондритовых (троктолиты наиболее деплетированы РЗЭ). На спайдер-диаграммах в габбро отчетливо заметны минимумы в содержаниях Th, Nb, Zr; выражен максимум по Sr. Граниты бугазского комплекса демонстрируют обогащение легкими лантаноидами относительно тяжелых (La/Yb_N от 7 до 12,5), в мультиэлементных спектрах отчетливы максимумы в концентрациях Ba, K, Sr, слабое обогащение по Zr и Hf; минимумы в содержаниях Ta и Nb. Базитовые породы постгранитных даек характеризуются наиболее обогащенным составом среди изученных пород (см. рис. 6). Спектры РЗЭ имеют отрицательный наклон (La/Yb_N от 8,5 до 13,5), в мультиэлементных спектрах наблюдаются слабые максимумы по Ba, U, Sr; минимум в концентрациях Ta и Nb выражен не так отчетливо, как в других породах серии.

Различия в редкоэлементном составе позволяют предполагать разные источники первичных магм для пород разных комплексов. Базитовые породы являются результатом кристаллизации магм, образованных при плавлении мантийных источников. Для классификации мантийных источников в последние десятилетия обозначен ряд индикаторных редких элементов и их соотношений, используемых при определении различных геодинамических обстановок. На рис. 7 составы габбро саурского комплекса и базитовых постгранитных даек нанесены на некоторые классификационные диаграммы. По концентрациям и соотношениям Ti, Zr, Nb, Th, Yb, Y габбро саурского комплекса близки к базальтам островных дуг, формирующимся при плавлении деплетированного источника из мантийного клина. Такая природа источника подтверждается также низкой щелочностью, относительно высокими содержаниями кальция и глинозема. Постгранитные дайки обогащены относительно габбро Zr, Nb, Th (см. рис. 7), их составы занимают промежуточное положение между базальтами островных дуг и базальтами океанических островов, а по концентрациям Zr они близки к внутриплитным базальтам (рис. 7, *б*).

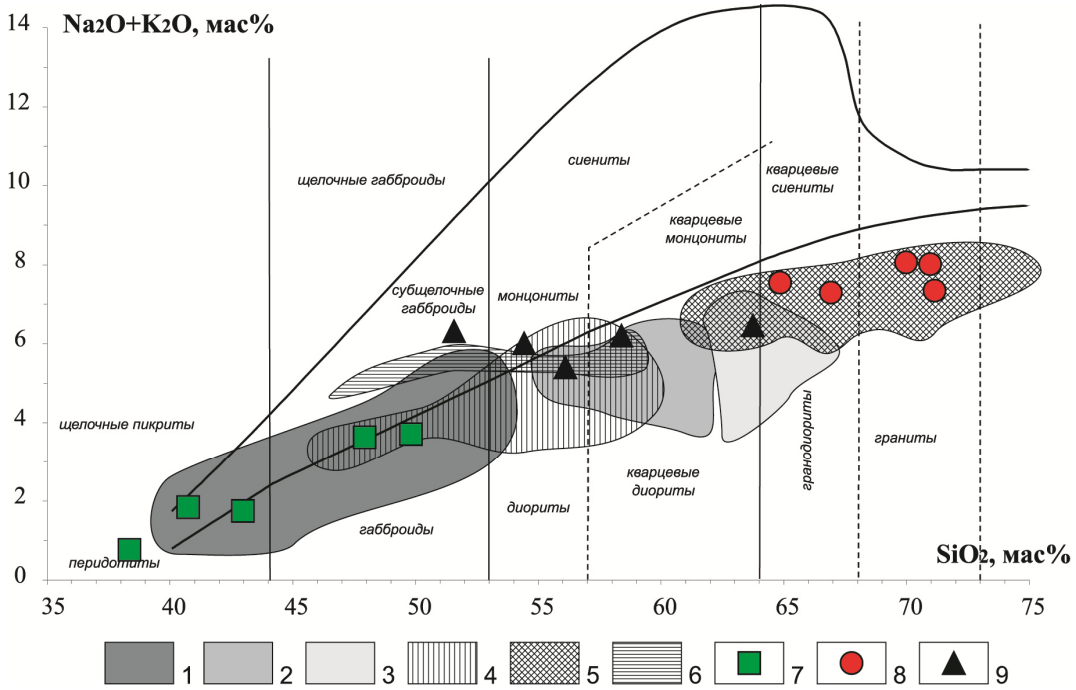


Рис. 4. Состав пород саурской серии на классификационной диаграмме «SiO_2 – сумма щелочей»

1–6 – составы пород саурской серии (175 анализов, данные [Ермолов и др., 1977]): 1 – габбро саурского комплекса, 2 – диориты и кварцевые диориты саурского комплекса, 3 – тоналиты и трондьемиты саурского комплекса, 4 – базитовые дайки «межгранитного» комплекса, 5 – плагиограниты и граниты бугазского комплекса, 6 – базитовые дайки «постгранитного» комплекса; 7–9 – составы изученных нами пород: 7 – габбро массива г. Улькенлаба, 8 – граниты Бугазского массива, 9 – постгранитые базитовые дайки. Границы полей и номенклатура по [Магматические… 1983]

Fig. 4. Rock composition of Saur series on TAS-diagram

1–6 – rock compositions of Saur series (175 samples from [Ermolov et al., 1977]): 1 – gabbro of Saur complex, 2 – diorites and Qtz diorites of Saur complex, 3 – tonalities and trondemites of Saur complex, 4 – mafic dikes of “inter-granite” complex, 5 – plagiogranites and granites of Bugaz complex, 6 – mafic dikes of “post-granite” complex; 7–9 – rock compositions from this study: 7 – gabbro of Ulkenlaba massif, 8 – granites of Bugaz massif; 9 – post-granite mafic dikes. Fields and nomenclature after [Magmaticheskie… 1983]

Таблица 1

Представительные анализы пород саурской серии

Table 1

Representative compositions of rocks of Saur series

№ обр.	X-1254	X-1256	X-1259	X-1260	X-1264	X-1269	X-1266
Компонент	троктолит	Amp габбро	габбро	Amp габбро	Amp-Bt гранит	Amp-Bt гранит	Bt лейкогранит
SiO_2	38,35	42,97	47,94	49,83	64,88	66,95	70,01
TiO_2	1,03	0,90	0,98	0,85	0,45	0,40	0,17
Al_2O_3	19,26	21,04	19,07	19,74	17,25	15,96	16,26
FeO*	17,90	13,91	12,11	10,87	3,15	3,82	1,64
MnO	0,17	0,19	0,20	0,17	0,06	0,06	0,02
MgO	9,66	5,71	5,32	5,02	1,20	1,74	0,42
CaO	13,31	13,33	10,28	10,29	3,65	2,86	2,00
Na_2O	0,70	1,59	3,46	3,42	5,88	4,83	5,73
K_2O	0,06	0,15	0,16	0,29	1,67	2,47	2,33
P_2O_5	0,02	0,13	0,20	0,14	0,17	0,12	0,07
П.п.п.	0,36	0,53	0,49	0,39	0,84	0,54	0,43
Сумма	99,17	99,15	99,09	100,00	99,03	99,53	99,11
Rb	0,5	0,8	0,7	2,1	13,7	22,6	14,2
Sr	463	561	567	585	1058	1001	1340
Y	4,1	14,1	18,8	15,7	11,0	9,7	3,1
Zr	4	19	22	33	95	91	78
Nb	0,2	1,0	1,9	1,8	4,6	2,8	1,5
Cs	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,4	0,2
Ba	12	40	69	83	706	978	1359
La	0,8	3,3	5,5	5,7	13,2	11,7	5,7
Ce	2,0	8,3	14,0	13,5	30,2	24,4	11,2

№ обр.	Х-1254	Х-1256	Х-1259	Х-1260	Х-1264	Х-1269	Х-1266
Компонент	троктолит	Amp габбро	габбро	Amp габбро	Amp-Bt гранит	Amp-Bt гранит	Bt лейкогранит
Pr	0,3	1,2	2,1	1,9	3,9	2,6	1,2
Nd	1,5	6,7	10,2	8,9	15,5	9,5	4,4
Sm	0,45	2,02	2,96	2,24	3,07	2,15	0,80
Eu	0,33	0,71	1,05	0,90	0,69	0,57	0,25
Gd	0,82	2,40	3,51	2,69	2,58	1,84	0,81
Tb	0,13	0,40	0,51	0,40	0,32	0,28	0,11
Dy	0,79	2,54	3,29	2,78	1,93	1,47	0,53
Ho	0,17	0,51	0,65	0,57	0,36	0,34	0,11
Er	0,42	1,53	1,85	1,53	1,13	0,94	0,33
Tm	0,06	0,23	0,27	0,23	0,18	0,14	0,05
Yb	0,40	1,27	1,62	1,40	1,25	0,94	0,35
Lu	0,06	0,20	0,23	0,20	0,18	0,14	0,05
Hf	0,23	0,70	0,88	1,08	2,70	2,65	2,14
Ta	0,05	0,08	0,08	0,08	0,35	0,21	0,09
Th	0,03	0,11	0,09	0,31	3,03	2,48	0,80
U	0,02	0,06	0,06	0,11	1,02	0,87	0,45
Sc	39	26	34	31	–	–	–
V	438	286	255	242	–	–	–
Cr	9	10	18	23	–	–	–
Co	54	29	26	25	–	–	–
Ni	38	10	14	12	–	–	–
Cu	10	29	54	74	–	–	–
Zn	82	93	79	81	–	–	–

№ обр.	Х-1268	Х-1263	Х-1262	К-17-19/2	К-17-20/2	К-17-22	Х-1267
Компонент	Bt лейкогранит	Bt лейкогранит	Bt долерит (дайка)	Ol долерит (дайка)	Amp микрогаббро (дайка)	Спессартит (дайка)	диоритовый порфирит (дайка)
SiO_2	70,99	71,18	51,59	54,45	56,12	58,41	63,78
TiO_2	0,15	0,14	1,69	1,66	1,07	0,72	0,56
Al_2O_3	16,06	16,08	16,69	16,21	16,09	17,31	16,57
FeO*	1,28	1,52	11,22	10,61	9,40	6,79	4,93
MnO	0,02	0,02	0,12	0,15	0,11	0,09	0,08
MgO	0,37	0,50	3,71	3,92	4,19	3,71	2,61
CaO	1,81	2,34	5,46	6,41	6,53	5,66	4,05
Na_2O	6,15	5,97	4,30	4,02	3,76	4,65	4,54
K_2O	1,87	1,37	2,02	2,00	1,65	1,56	1,92
P_2O_5	0,05	0,05	0,35	0,55	0,17	0,24	0,18
П.п.п.	0,33	0,59	3,19	0,59	1,15	0,86	0,99
Сумма	99,17	99,78	99,54	99,66	99,43	99,46	99,86
Rb	11,0	10,4	32,2	26,0	42,7	26,2	33,0
Sr	1203	1253	747	585	577	670	867
Y	4,0	3,7	18,5	39,2	12,0	13,4	11,5
Zr	76	74	166	333	75	144	122
Nb	1,8	1,3	12,7	15,0	6,4	4,8	4,9
Cs	0,1	0,1	0,7	0,7	1,2	0,4	0,5
Ba	1580	1181	514	651	480	510	807
La	6,1	4,0	22,7	38,2	12,6	19,9	18,1
Ce	11,5	8,0	47,0	77,9	25,9	40,4	36,7
Pr	1,4	1,0	6,0	10,1	3,2	5,2	4,3
Nd	4,6	3,7	24,2	41,4	13,2	21,5	17,1
Sm	0,95	0,78	4,85	8,36	2,95	4,58	3,07
Eu	0,24	0,27	1,45	2,20	0,89	1,24	0,76
Gd	0,91	0,76	5,08	8,01	3,00	3,63	2,73
Tb	0,13	0,11	0,67	1,25	0,45	0,51	0,38
Dy	0,59	0,54	3,81	7,10	2,45	2,51	1,92
Ho	0,11	0,11	0,65	1,41	0,45	0,48	0,40
Er	0,37	0,34	1,81	3,85	1,23	1,22	1,13
Tm	0,06	0,06	0,26	0,54	0,16	0,18	0,17
Yb	0,35	0,41	1,50	3,25	0,96	1,04	1,12
Lu	0,06	0,06	0,21	0,51	0,15	0,15	0,16
Hf	2,21	2,23	3,80	7,10	2,02	3,53	3,30
Ta	0,12	0,11	0,83	0,86	0,36	0,36	0,38
Th	0,71	0,62	3,93	3,52	2,63	3,31	3,56
U	0,18	0,48	1,27	1,01	1,02	1,76	1,19

№ обр.	Х-1268	Х-1263	Х-1262	К-17-19/2	К-17-20/2	К-17-22	Х-1267
Компонент	Bt лейкогранит	Bt лейкогранит	Bt долерит (дайка)	Ol долерит (дайка)	Amp микрогаббро (дайка)	Спессартит (дайка)	диоритовый порфирит (дайка)
Sc	–	–	14	–	–	–	11
V	–	–	141	–	–	–	74
Cr	–	–	22	–	–	–	61
Co	–	–	30	–	–	–	12
Ni	–	–	35	–	–	–	31
Cu	–	–	43	–	–	–	23
Zn	–	–	102	–	–	–	57

Примечание: прочерк – содержание элемента не определялось.
Note: dash – the content of the element was not determined.

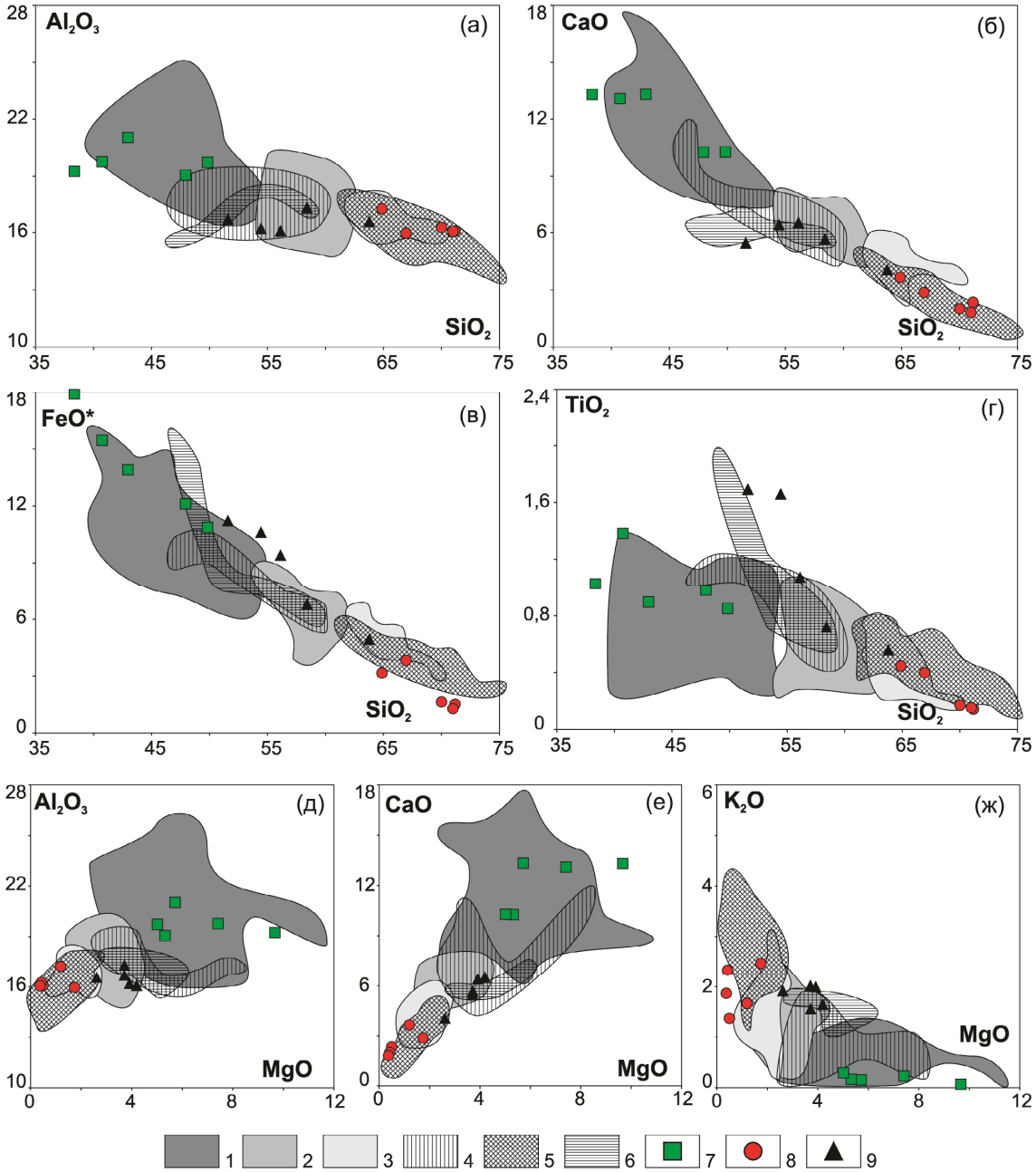


Рис. 5. Составы пород саурской серии на двухкомпонентных диаграммах
SiO_2–Al_2O_3 (а), SiO_2–CaO (б), SiO_2–FeO* (в), SiO_2–TiO_2 (г), MgO–Al_2O_3 (д), MgO–CaO (е), MgO–K_2O (ж). Условные обозначения см. на рис. 4

Fig. 5. Rock compositions of two-component diagrams
SiO_2–Al_2O_3 (a), SiO_2–CaO (b), SiO_2–FeO* (c), SiO_2–TiO_2 (d), MgO–Al_2O_3 (e), MgO–CaO (f), MgO–K_2O (g). Legend see on fig. 4

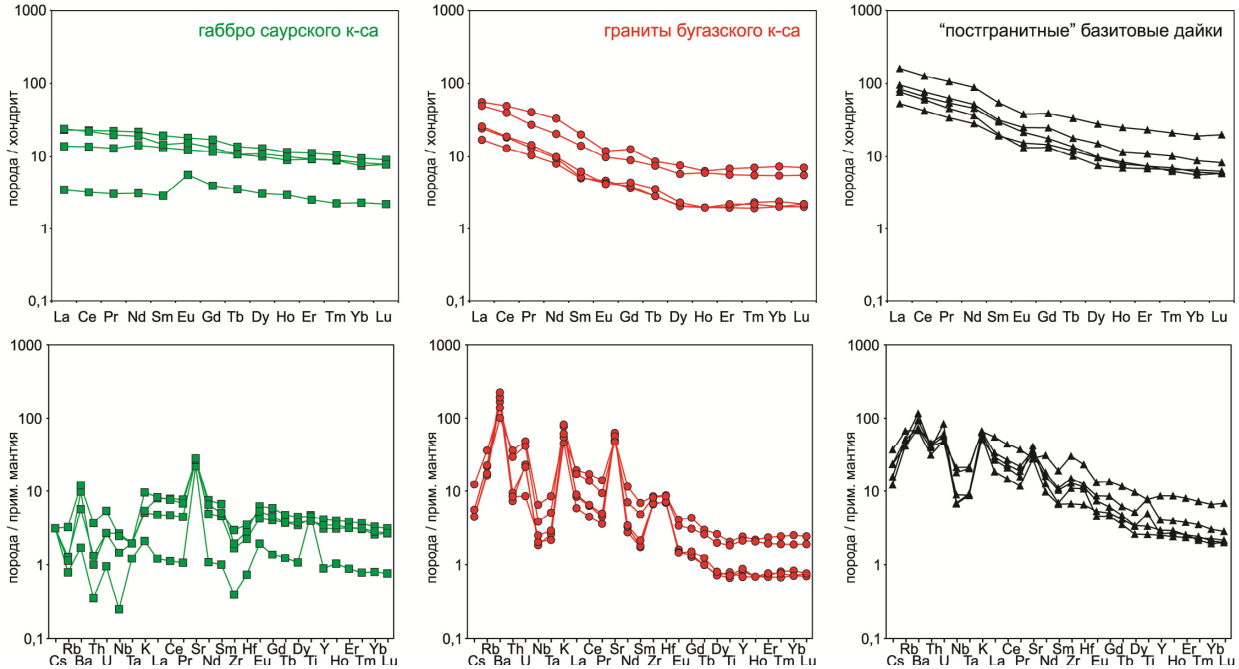


Рис. 6. Спектры распределения редкоземельных элементов (вверху) и спайдер-диаграммы (внизу) для составов пород саурской серии

Содержания элементов нормированы на состав хондрита и примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]

Fig. 6. REE-spectra (top) and spider diagrams (bottom) for rock compositions of Saur series

Concentrations are normalized on chondrite and primitive mantle [Sun, McDonough, 1989]

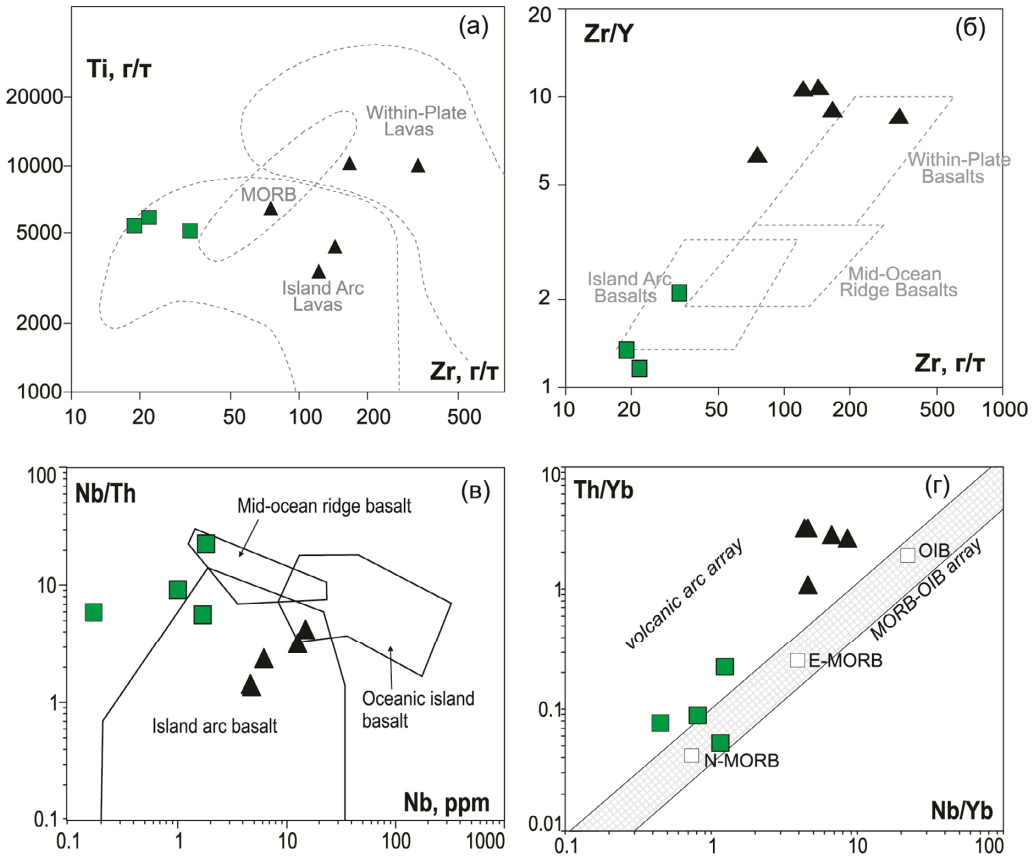


Рис. 7. Состав габбро саурского комплекса и постгранитных базитовых даек на классификационных геодинамических диаграммах

а) Zr – Ti [Pearce, 1982]; б) Zr – Zr/Y [Pearce, Norry, 1979]; в) Nb – Nb/Th [Yang et al., 2014]; г) Nb/Yb –Th/Yb [Pearce, 2008]

Fig. 7. Composition of Saur gabbro andpost0granite mafic dikes on geodynamic classification diagrams

a) Zr – Ti [Pearce, 1982]; b) Zr – Zr/Y [Pearce, Norry, 1979]; c) Nb – Nb/Th [Yang et al., 2014]; d) Nb/Yb –Th/Yb [Pearce, 2008]

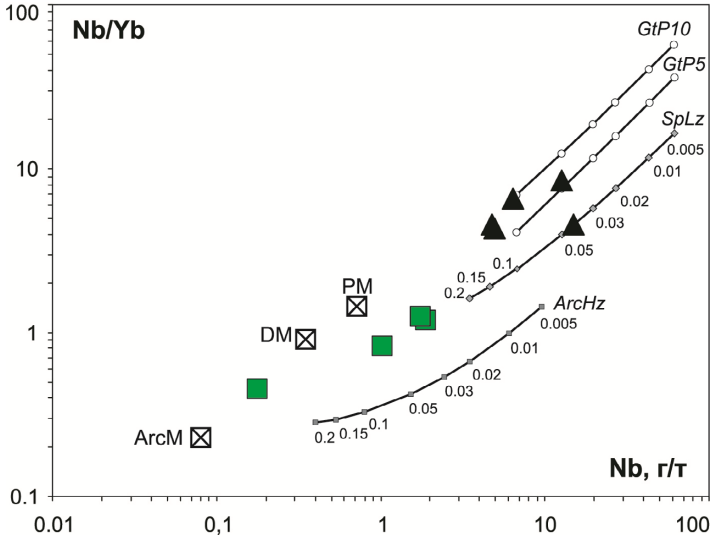


Рис. 8. Диаграмма Nb – Nb/Yb

Сопоставление составов габбро саурского комплекса и постгранитных базитовых даек с результатами геохимического моделирования в Nb-Yb системе по [Yang et al., 2014; Safonova et al., 2018]. Кривые обозначают тренд составов, образующихся при плавлении гранатового перидотита с содержанием 5% и 10% граната (GtP 5, GtP 10), шпинелевого лерцолита (SpLz) и сильно деплетированного реститового подостроводужного гарцбургита (ArcHz). Цифры обозначают степень плавления. Составы источников, использованные для моделирования: PM – примитивная мантия, DM – деплетированная мантия, ArcM – подостроводужная мантия

Fig. 8. Nb – Nb/Yb diagram

Data for the Saur gabbro and post-granite mafic dikes are compared with results of modeling in the Nb-Yb system [Yang et al., 2014; Safonova et al., 2018]. The calculated melting curves are for garnet peridotite containing 5% and 10% of garnet (GtP5, GtP10), spinel lherzolite (SpLz), and highly depleted sub-arc harzburgite (ArcHz). Numbers are melt fractions. PM = primitive mantle, DM = depleted mantle, ArcM = arc mantle

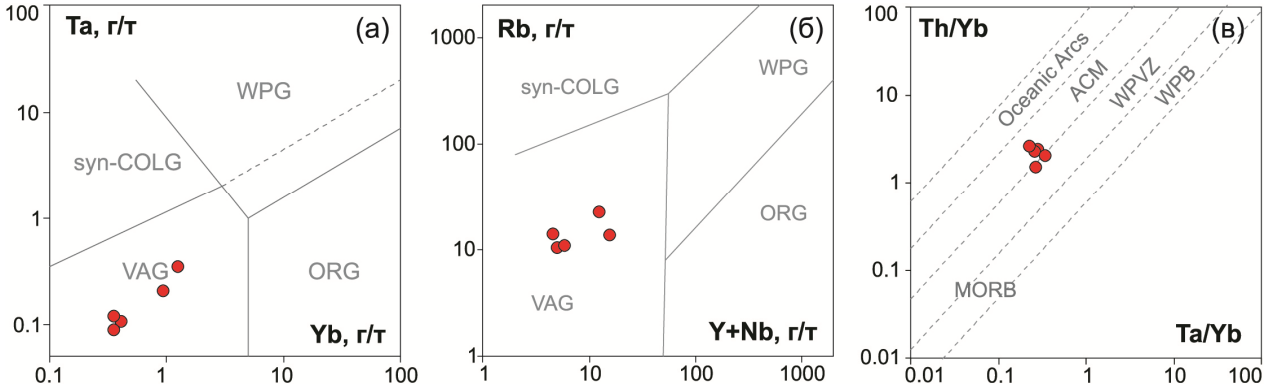


Рис. 9. Состав гранитов бугазского комплекса на классификационных геодинамических диаграммах

а) Yb – Ta [Pearce et al., 1984]; б) Yb + Nb – Rb [Pearce et al., 1984]; в) Ta/Yb – Th/Yb [Schandl, Gorton, 2002]. Поля составов пород: ORG (Ocean Ridge Granites) – граниты океанических хребтов, VAG (Volcanic Arc Granites) – граниты вулканических дуг, WPG (Within Plate Granites) – внутриплитные граниты, syn-COLG (Collision Granites) – синколлизионные граниты, Oceanic Arcs – океанические дуги, ACM (Active Continental Margins) – активные континентальные окраины, WPVZ (Within-Plate Volcanic Zones) – внутриплитные вулканические зоны, WPB (Within-Plate Basalts) – внутриплитные базальты, MORB (Mid-Oceanic Ridge Basalts) – базальты срединно-океанических хребтов

Fig. 9. Composition of Bugaz granites on geodynamic classification diagrams

a) Yb – Ta [Pearce et al., 1984]; b) Yb + Nb – Rb [Pearce et al., 1984]; c) Ta/Yb – Th/Yb [Schandl, Gorton, 2002]. Fields: ORG – Ocean Ridge Granites, VAG – Volcanic Arc Granites, WPG – Within Plate Granites, syn-COLG – Collision Granites; ACM – Active Continental Margins, WPVZ – Within-Plate Volcanic Zones, WPB – Within-Plate Basalts, MORB – Mid-Oceanic Ridge Basalts

Обогащенный состав постгранитных даек также выражается в повышенных содержаниях калия, фосфора и целого ряда редких элементов. Очевидно, что базитовые магмы, сформировавшие дайки, произошли из другого (более обогащенного) мантийного источника.

Для определения характера мантийного источника мы использовали результаты геохимического модели-

рования в Nb-Yb системе [Yang et al., 2014; Safonova et al., 2018]. Составы изученных пород саурской серии были сопоставлены с результатами численного моделирования плавления различных мантийных источников (рис. 8). Сопоставление показывает, что магмы габбро саурского комплекса могли быть образованы при частичном плавлении шпинелевого лерцолита деплетированной мантии. Составы постгранитных базитовых даек обогащены ниобием, сформировавшие их магмы могли появиться в результате плавления менее деплетрованного мантийного источника (гранатовых перидотитов).

Составы изученных гранитов бугазского комплекса на классификационных геодинамических диаграммах по содержаниям Yb, Ta, Rb, Y, Nb попадают в поля гранитов вулканических дуг (рис. 9, *а, б*). По концентрациям Ta, Th и Yb их составы отвечают активным континентальным окраинам (рис. 9, *в*). В целом по вещественным характеристикам и минеральному составу гранитоиды бугазского комплекса отвечают гранитоидам I типа, что подразумевает преобладание вулканогенно-осадочного субстрата в источнике гранитоидных магм.

Геохронологические и изотопные данные

По геологическим данным и результатам K-Ar датирования возраст саурской серии был определен как конец раннего карбона (340–318 млн лет) [Ермолов и др., 1977]. Мы провели геохронологические исследования пород саурской серии с помощью U-Pb изотопных методов, по единичным зернам цирконов. Для датирования были выбраны (см. местоположение на рис. 2): 1) кварцсодержащий диорит саурского комплекса (проба К-17-25), 2) амфибол-биотитовый гранит бугазского комплекса (проба К-17-19/1), 3) лейкократовый биотитовый плагиогранит бугазского комплекса (проба Х-1268), 4) спессартит одной из наиболее поздних даек северо-восточного простирания (проба К-17-22). Пробы весом около 7 кг были издроблены и просеяны, из них с помощью магнитной сепарации и применения тяжелых жидкостей были выделены монофракции цирконов. Для дальнейших прецизионных исследований были выбраны идиоморфные зерна, не содержащие трещин или крупных включений. Для исследования внутреннего строения выбранных зерен были использованы катодолюминесцентные изображения, полученные с помощью растрового электронного микроскопа JSM 6510 LV (ЦКП МИИ ИГМ СО РАН). Большинство цирконов представлены слабоудлиненными зернами, габитусные формы – призма и бипирамиды. Внутреннее строение цирконов характеризуется в целом концентрической зональностью, для некоторых зерен из кварцевого диорита также наблюдается секториальная зональность. Морфология и внутреннее строение изученных цирконов не вызывают сомнений в их магматическом происхождении.

Необходимо отметить, что в монофракции цирконов из спессартита поздней дайки (К-17-22) было обнаружено две группы цирконов различающейся морфологии. Цирконы одной из групп морфологически похожи на цирконы из вмещающих гранитов, и, как показали изотопные исследования, имеют одинаковый с ними возраст. Цирконы из другой группы, магматической природы, характеризуются меньшими размерами и имеют другой изотопный возраст. Именно эта группа принята нами за магматические цирконы, кристаллизовавшиеся непосредственно в дайке.

Датирование проводилось как по центральным, так и по периферическим частям зерен цирконов. Интерпретация измеренных U-Pb изотопных отношений позволила установить следующие значения возраста. Для кварцевого диорита саурского комплекса по 33 экспериментальным точкам установлено значение возраста в 330 ± 2 млн лет (рис. 10, *а*). Для амфибол-биотитового гранита бугазского комплекса по 27 экспериментальным точкам установлено значение возраста в 327 ± 3 млн лет (рис. 10, *б*). Для лейкократового биотитового плагиогранита бугазского комплекса по 13 экспериментальным точкам установлено значение возраста в 326 ± 3 млн лет (рис. 10, *в*). Для спессартита из поздней дайки по 9 экспериментальным точкам установлено значение возраста в 315 ± 4 млн лет (рис. 10, *г*). Таким образом возраст формирования изученных пород может быть оценен как конец раннего – начало среднего карбона в интервале 332–311 млн лет. Это в целом подтверждает предшествующие оценки возраста серии, выполненные геологическими и K-Ar геохронологическими методами [Ермолов и др., 1977].

Для установления природы мантийного источника были выполнены Sm-Nd изотопные исследования по валовым пробам пород. Были выбраны троктолит массива горы Улькенлаба (саурский комплекс), лейкократовый биотитовый плагиогранит (бугазский комплекс) и долерит из дайки северо-восточного простирания в массиве Жаксы-Койтас, в 50 км к западу от района основных исследований. Результаты измерения изотопных отношений приведены в табл. 2. Рассчитанные на возраст пород значения $\varepsilon Nd_{(T)}$ оказались положительными, это подтверждает ювенильную природу как габбро, так и гранитов. Постгранитные дайки обогащены как Sm, так и Nd и имеют отличающиеся изотопные отношения. Кроме того, нам удалось выполнить исследования Lu-Hf изотопной системы в цирконах из кварцевых диоритов саурского комплекса и амфибол-биотитовых гранитов бугазского комплекса (табл. 3). Для большинства экспериментальных точек характерны положительные значения $\varepsilon Hf_{(T)}$, что также указывает на ювенильную природу цирконов и их происхождение из вещества деплетированной мантии.

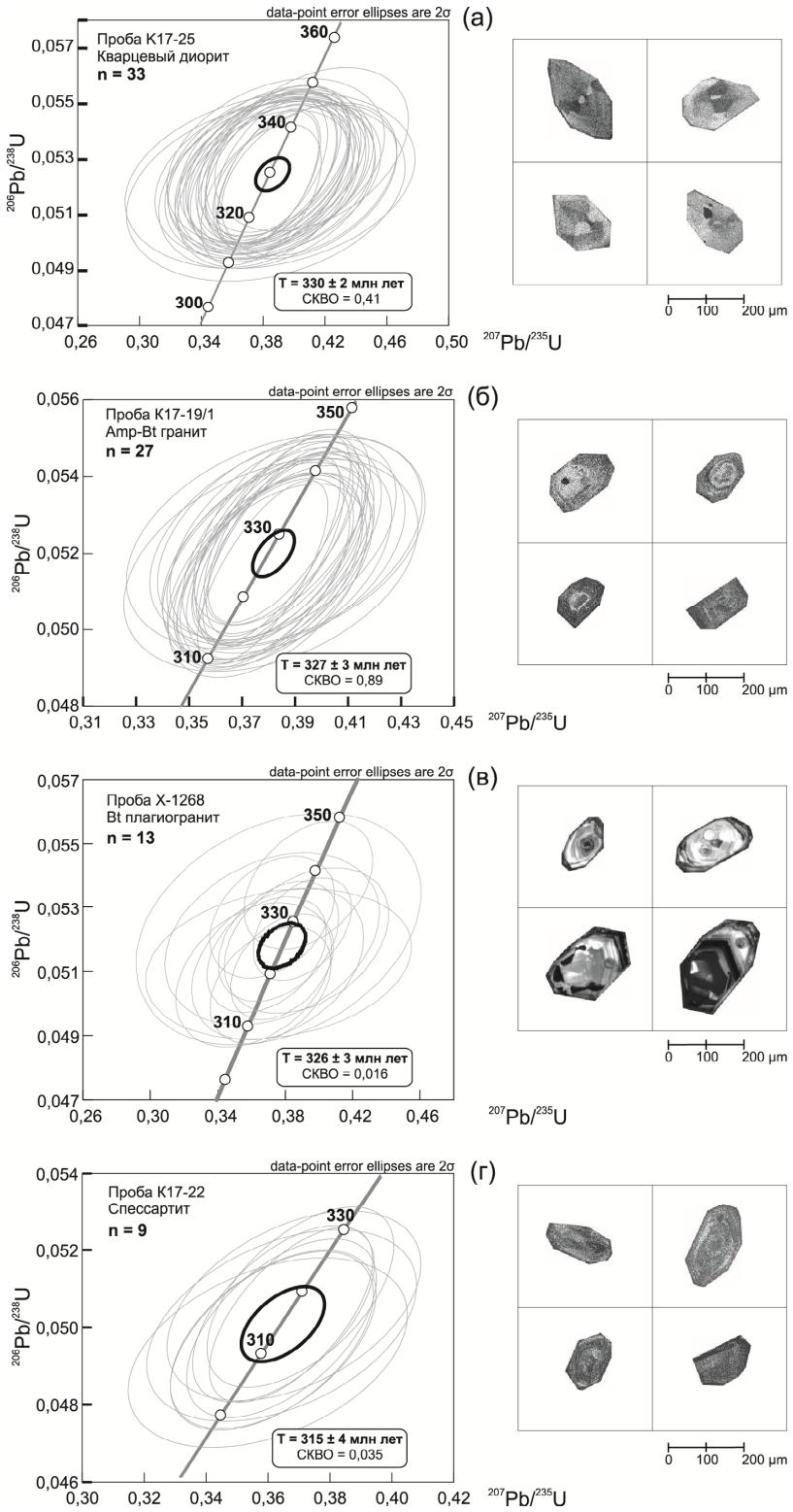


Рис. 10. Результаты U-Pb изотопного датирования цирконов из пород саурской серии

Диаграммы с конкордией: (а) – для кварцевого диорита саурского комплекса, проба К17-25, 33 экспериментальные точки; (б) – для Amp-Bt гранита бугазского комплекса, проба К17-19/1, 27 экспериментальных точек; (в) – для Bt плагиогранита бугазского комплекса, проба Х-1268, 13 экспериментальных точек; (г) – для спессартита из «постгранитной» дайки, проба К17-22, 9 экспериментальных точек. Справа приведены катодолюминесцентные изображения некоторых зерен цирконов. Изображения получены с помощью растрового электронного микроскопа JSM 6510 LV (ЦКП МИИ ИГМ СО РАН)

Fig. 10. U-Pb dating results for zircons from the rocks of Saur series

Concordia diagrams for: (a) – Qtz diorite of Saur complex, sample K17-25 (33 points); (b) – Amp-Bt granite of Bugaz complex, sample K17-19/1 (27 points); (c) – Bt plagiogranite of Bugaz complex, sample X-1268 (13 points); (d) – spessartite from post-granite dike, sample K17-22 (9 points). CL images of some zircon grains on the right were obtained on a JSM 6510 LV scanning electron microscope (Analytical Center, IGM, Novosibirsk)

Таблица 2

Результаты исследования изотопного состава Nd в породах саурской серии и постгранитных дайках

Table 2

Nd isotope composition in rock of Saur series and in post-granite dikes

Проба	Порода	Возраст, млн лет	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\varepsilon Nd_{(T)}$
Х-1254	Троктолит, массив г. Улькенлаба	330	0,005	1,834	0,001528	0,512955 ± 11	+14,42
Х-1268	Bt плагиогранит, Бугазский массив	326	0,043	4,566	0,005756	0,512778 ± 11	+10,69
К15-29/3	Долерит, дайка С-В простирания в Жаксы-Койтасском массиве	315	5,196	23,315	0,134963	0,512795 ± 13	+5,56

Таблица 3

Lu-Hf изотопные данные для цирконов из кварцевых диоритов и амфибол-биотитовых гранитов саурской серии

Table 3

Lu-Hf isotope composition in zicrons from Qtz diorites and Amp-Bt granites of Saur series

№ п.п.	№ обр.	$^{176}Hf/^{177}Hf$	1σ	$^{176}Lu/^{177}Hf$	$^{176}Yb/^{177}Hf$	Возраст, млн лет	εHf(t)
	Кварцевый диорит саурского комплекса, обр. К17-25						
1	К17-25-5	0,282687	0,000011	0,001654	0,035310	330,0	3,52
2	К17-25-6	0,282522	0,000015	0,002294	0,051244	330,0	–2,48
3	К17-25-7	0,282646	0,000010	0,001596	0,036150	330,0	2,07
4	К17-25-9	0,282728	0,000013	0,001469	0,032218	330,0	5,00
5	К17-25-10	0,282733	0,000013	0,001444	0,030771	330,0	5,18
6	К17-25-11	0,282709	0,000015	0,001659	0,034429	330,0	4,28
7	К17-25-13	0,282812	0,000015	0,001093	0,022289	330,0	8,08
8	К17-25-14	0,282459	0,000019	0,002184	0,051994	330,0	–4,65
9	К17-25-15	0,282678	0,000010	0,001660	0,035943	330,0	3,21
	Среднее	–	–	–	–	–	+2,69
	Amp-Bt гранит бугазского комплекса, обр. К17-19/1						
10	К17-19/1-1	0,282869	0,000021	0,000534	0,012752	327,0	10,13
11	К17-19/1-4	0,282860	0,000013	0,000449	0,010019	327,0	9,82
12	К17-19/1-5	0,282812	0,000017	0,000737	0,015975	327,0	8,08
13	К17-19/1-8	0,282871	0,000018	0,000459	0,010706	327,0	10,24
14	К17-19/1-9	0,282919	0,000014	0,000423	0,009803	327,0	11,94
15	К17-19/1-12	0,282947	0,000012	0,000458	0,010867	327,0	12,90
16	К17-19/1-13	0,282900	0,000010	0,000510	0,012061	327,0	11,24
17	К17-19/1-15	0,282924	0,000011	0,000609	0,013355	327,0	12,07
	Среднее	–	–	–	–	–	+10,80

Анализ результатов и геодинамические обстановки формирования

Полученные геохимические и изотопные данные свидетельствуют, что источник габбро и диоритов саурской серии имеет ювенильную природу и, вероятнее всего, представляет собой вещество деплетированной мантии. Сопоставление с результатами геохимического моделирования в Nb-Yb системе (см. рис. 8) позволяет предполагать, что родоначальные базитовые магмы были образованы при частичном плавлении шпинелевых лерцолитов деплетированной мантии. Относительно высокие содержания кальция и глинозема при относительно невысоком содержании магния (см. рис. 5), спектры распределения редких и редкоземельных элементов (см. рис. 6, 7) подчеркивают соответствие изученных габброидов базитам субдукционной природы. Таким образом, подтверждаются высказанные ранее предположения, что мафические породы серии произошли при плавлении обводненной мантии в субдукционной обстановке. Учитывая единый тренд в поведении петрогенных элементов для габбро, диоритов и гранитоидов саурского комплекса (*1–3* на рис. 4, 5), можно предполагать, что эти разности пород образовались при дифференциации первичных базитовых магм. Основной объем саурского комплекса представлен диоритами, что свидетельствует о значительной обводненности базитовых магм.

Гранитоиды бугазского комплекса, учитывая их достаточно большой объем, не могли быть сформированы при дифференциации базитовых или диоритовых магм. Наиболее вероятно формирование гранитоидных магм при частичном плавлении коровых субстратов. Геохимические признаки бугазских гранитов (рис. 6, 9) сближают их с гранитами вулкани-

ческих дуг и активных континентальных окраин. Следовательно, гранитные магмы были образованы при частичном плавлении вулканических и вулканогенно-осадочных формаций в Жарма-Саурской зоне, формирование которых происходило в девоне – раннем карбоне. Это подтверждают и изотопные данные – граниты бугазского комплекса характеризуются высокими положительными значениями $\varepsilon Nd_{(T)}$ и $\varepsilon Hf_{(T)}$, обусловленными ювенильной природой гранитообразующих субстратов. Близкий возраст диоритов саурского комплекса и гранитов бугазского комплекса подтверждает ранее сделанные выводы, что плавление вулканогенно-осадочных субстратов происходило под воздействием базитовых глубинных очагов.

По полученным нами U-Pb датировкам, общая продолжительность формирования габбро-диорит-гранитной ассоциации саурского комплекса и гранитоидной ассоциации бугазского комплекса составляет 5–8 млн лет (332–324 млн лет). Сходная природа источников и одна геодинамическая обстановка формирования подтверждают их объединение в единую саурскую габбро-гранитную серию.

Иные вещественные и возрастные характеристики демонстрируют исследованные нами постгранитные мафические дайки. Они обогащены в содержаниях калия, фосфора, легких лантаноидов, Zr и Hf относительно гранитоидов, диоритов и габброидов саурской серии. Sm-Nd изотопные данные также свидетельствуют об относительно обогащенном характере мантийного источника. Существенный отрыв во времени (около 10 млн лет) от габбро и гранитов не позволяет рассматривать их в составе саурской габбро-гранитной серии.

На основании полученных нами уточнений можно внести следующие корректировки в принятую ранее схему магматизма:

I. Саурская серия, включающая 1) саурский габбро-диорит-плагиогранитовый комплекс с возрастом 330 ± 2 млн лет; 2) комплекс «межгранитовых» даек диоритовых порфиритов, микродиоритов, плагиогранит-порфиров с возрастом между 330 и 327 млн лет (эти дайки имеют малое распространение, их точная позиция нами не определена); 3) бугазский тоналит-гранитовый комплекс с возрастом 326–327 ± 3 млн лет.

II. Комплекс поздних даек северо-восточного простирания с возрастом 315 ± 4 млн лет, характеризующийся более обогащенным составом мантийного источника.

Необходимо отметить, что по геологическим данным, дайки северо-восточного простирания в Жарма-Саурской зоне выделялись ранее в самостоятельный комплекс, названный бугазским [Щерба и др., 1976, 1998]. Бугазский дайковый комплекс коррелировали с миролюбовским комплексом даек северо-восточного простирания в Калба-Нарымской зоне [Лопатников и др., 1982; Щерба и др., 1998]. Однако, как показали наши исследования [Котлер и др., 2015; Хромых и др., 2016, 2018а], дайки миролюбовского комплекса имеют другие вещественные характеристики и существенно моложе (280–270 млн лет [Хромых и др., 2018а; Khromykh et al., 2019]). Возрастным аналогом базитовых даек северо-восточного простирания в Калба-Нарымской зоне являются массивы габбро прииртышского комплекса (317–313 млн лет) [Хромых и др., 2018б].

Геодинамические обстановки в процессе эволюции Обь-Зайсанской складчатой системы менялись от океанических и окраинно-континентальных к аккреционно-коллизионным и постколлизионным [Зоненшайн и др., 1990; Щерба и др., 1998; Хаин, 2001; Владимиров и др., 2003, 2008]. В раннем карбоне на позиции Жарма-Саурской зоны происходило активное взаимодействие литосферы Обь-Засайнского океанического бассейна с Чингизской окраиной Казахстанского континента. Это выразилось в формировании пояса вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений (базальты, андезибазальты, андезиты, туфы, граувакковые песчаники и алевролиты) турне-визейского возраста [Геологическая... 1976; Щерба и др., 1998].

К концу раннего карбона вулканическая деятельность стала затухать, фиксируются отдельные проявления андезитового и андезит-базальтового вулканизма в Чарской структурно-формационной зоне [Ермолов и др., 1983; Safonova et al., 2018]. Отложения серпуховского яруса на территории Восточного Казахстана представлены мелководными осадками терригенной природы, очевидно, эти осадки – продукты размыва ранее сформированных вулканических толщ. На территории Жарма-Саурской зоны осадки серпуховского яруса не встречаются, следовательно, к концу раннего карбона эта территория представляла собой окраину Казахстанского континента, восточная часть которой (Жарминская подзона) была сложена новообразованными вулканогенными и осадочными толщами. Магматизм саурской серии проявился в интервале 332–324 млн лет, что соответствует серпуховскому ярусу. Основываясь на корреляции геологических, петрологических и геохронологических данных, мы предполагаем, что габбро-гранитная саурская интрузивная серия была сформирована в геодинамической обстановке субдукции океанической литосферы Обь-Зайсанского бассейна под новообразованную кору окраины Казахстанского континента.

Полное закрытие океанического бассейна произошло в конце раннего карбона, а осадочные отложения среднего-верхнего карбона на территории Восточного Казахстана проявлены в отдельных грабенах или мульдах и представлены вулканогенно-

осадочными континентальными молассовыми отложениями с базальными конгломератами [Ермолов и др., 1977, 1983; Зоненшайн и др., 1990; Щерба и др., 1998]. Формирование отдельных изолированных прогибов и впадин вместе с полным отсутствием морских осадков этого возраста позволяет предполагать воздымание, обусловленное, вероятно, формированием орогенного (коллизионного) сооружения. Возраст орогении может быть оценен как конец раннего – начало среднего карбона (~ 320 млн лет). Начиная с этого времени рассматриваемая территория развивалась в континентальном режиме.

На всех стадиях развития Алтайской коллизионной системы важную структурообразующую роль играли сдвиговые перемещения отдельных блоков, обусловленные косым режимом коллизии континентов [Зоненшайин и др., 1990; Владимиров и др., 2003; Буслов и др., 2003; Буслов, 2011]. Важнейшими сдвиговыми разломами являются Жарминский, Чарский, Калба-Нарымский, Иртышский, движения вдоль которых продолжались на всех стадиях эволюции орогенного сооружения – от сокращения океанических пространств до посторогенических событий [Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2008].

Дайки северо-восточного простирания, изученные нами в Жарма-Саурской зоне, по возрасту (315 млн лет) являются синколлизионными и соответствуют времени существования орогенного сооружения. Их проявление является следствием раскалывания литосферы, очевидно, в результате сдвиговых смещений по структуро-определяющим Жарминскому и Жанан-Бугазскому разломам. При этом в процессы магмогенерации вероятно были вовлечены более глубинные и менее деплетированные области мантии – базитовые породы даек обогащены по ряду индикаторных элементов по сравнению с предшествующими базитовыми породами саурского комплекса. Синхронный (317–313 млн лет) базитовый магматизм, связанный со сдвиговыми движениями в Иртышской зоне, недавно описан на примере цепочки габброидных массивов Прииртышского комплекса [Хромых и др., 2018б; Khromykh et al., в печати]. Следовательно, масштабные сдвиговые деформации на уровне 317–313 млн лет (граница башкирского и московского ярусов карбона), сопряженные с базитовым магматизмом, могут свидетельствовать о прекращении режима сжатия. Примеры синметамофического и синколлизионного базитового магматизма как индикатора начала коллапса орогена описаны для Ольхонской коллизионной системы каледонид в Западном Прибайкалье [Скляров и др., 2001; Федоровский, Скляров, 2010]. Аналогично изученные нами дайки северо-восточного простирания могут свидетельствовать о начале процессов растяжения.

Выводы

1. В Жарма-Саурской зоне в конце раннего карбона была проявлена саурская габбро-гранитоидная интрузивная серия, сформированная в геодинамической обстановке субдукции под новообразованную континентальную окраину.

2. В составе саурской серии целесообразно рассматривать: а) габбро-диориты саурского комплекса (~ 330 млн лет), сформированные при эволюции базитовых магм, возникших в результате частичного плавления обводненной деплетированной мантии над зоной субдукции; б) гранитоиды бугазского комплекса (~ 327 млн лет), магмы которых возникли при частичном плавлении вулканогенно-осадочных субстратов под воздействием базитовых магм.

3. Дайки северо-восточного простирания в Жарма-Саурской зоне имеют среднекарбоновый возраст (315 млн лет) и проявились в результате разрывов сплошности литосферы орогенного сооружения при сдвиговых движениях по глубинным разломам.

4. Базитовые магмы, образовавшие дайки северо-восточного простирания, характеризуются относительно обогащенным составом, что свидетельствует о другом составе мантийного источника, вероятно – более глубинных гранатовых перидотитов.

Авторы благодарят д-ра геол.-минерал. наук Е.М. Сапаргалиева и канд. геол.-минерал. наук И.Ю. Сафонову за содействие и помощь в экспедиционных исследованиях, канд. геол.-минерал. наук Н.Г. Карманову и канд. хим. наук И.В. Николаеву (ЦКП МИИ ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) за аналитические исследования состава пород, д-ра геол.-минерал. наук Т.Б. Баянову (ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты) – за выполненные изотопные исследования Nd. Работа выполнена по государственным заданиям ИГМ СО РАН, при поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (проект № 5.1688.2017/4.6, проект № 14.Y26.31.0018), РФФИ (проект № 17-05-00825).

ЛИТЕРАТУРА

Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., Де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1–2. С. 49–75.

Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 66–90.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1321–1338.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 7. С. 621–636.

Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В., Бабин Г.А., Мехоношин А.С., Крук Н.Н., Хлестов В.В., Хромых С.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Шелепаев Р.А., Кармышева И.В., Михеев Е.И. Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // Петрология. 2013. Т. 21, № 2. С. 177–201.

Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М. : ГЕОС, 2012. 289 с.

Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарёва А.П., Тян В.Д. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск : Наука, 1977. 246 с.

Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Кузебный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск : Наука, 1983. 191 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М. : Недра, 1990. Кн. 1. 327 с.; Кн. 2. 336 с.

Короновский Н.В., Демина Л.И. Магматизм как индикатор геодинамических обстановок : учеб. пособие. М. : МГУ, 2011. 234 с.

Котлер П.Д., Хромых С.В., Владимиров А.Г., Навозов О.В., Травин А.В., Караваева Г.С., Крук Н.Н., Мурзинцев Н.Г. Новые данные о возрасте и геодинамическая интерпретация гранитоидов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) // Доклады Академии наук. 2015. Т. 462, № 5. С. 572–577.

Крук Н.Н. Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 8. С. 1403–1423.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М. : Недра, 1964. 387 с.

Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В., Пономарева А.П., Степанов А.С. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М. : Наука, 1982. 248 с.

Магматические горные породы. Т. 1: Классификация, номенклатура, петрография / под ред. О.А. Богатикова. М. : Наука, 1983. 370 с.

Тектоническая карта Алтая. Масштаб 1:1000000 / ред. В.П. Нехорошев. ВСЕГЕИ, 1963.

Скляров Е.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Владимиров А.Г. Синметаморфические базитовые дайки – индикаторы коллапса коллизионной структуры Западного Прибайкалья // Доклады РАН. 2001. Т. 381, № 4. С. 522–527.

Федоровский В.С., Скляров Е.В. Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1, № 4. С. 331–418.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок : учеб. пособие. М. : Изд-во МГУ, 1997. 320 с.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М. : Научный мир, 2001. 606 с.

Хромых С.В., Цыганков А.А., Котлер П.Д., Навозов О.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Анциферова Т.Н., Караваева Г.С. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 5. С. 983–1004.

Хромых С.В., Котлер П.Д., Гурова А.В., Семенова Д.В. Посторогенные дайковые пояса Алтайской аккреционно-коллизионной системы: геологическая позиция, состав и возраст // Корреляция алтаид и уралид: глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, геодинамика и металлогения : материалы Четвертой междунар. науч. конф. 2–6 апреля 2018 г. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2018а. С. 161–162.

Хромых С.В., Гурова А.В., Изох А.Э. Петрология и геохимия габброидов Суровско-Таловского дифференцированного интрузива (Иртышская сдвиговая зона, Восточный Казахстан) // Рудно-магматические системы. Магматизм, металлогения и тектоника Северной Азии : сб. науч. тр. по фундаментальным исследованиям Института геологии и минералогии СО РАН. Новосибирск : ИГМ СО РАН, 2018б. Вып. 1. С. 5–25.

Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ3-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 241–258.

Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500000. Восточно-Казахстанская серия / глав. ред. С.Е. Чакабаев. Министерство геологии Казахской ССР, 1976.

Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. Жарма-Саурский геотектоноген. Алма-Ата : Наука, 1976. 200 с.

Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И., Нахтигаль Г.П., Антоненко А.Н., Любецкий В.Н. Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 1. Геологическое строение. Алматы : Гылым, 1998. 304 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 556–586.

Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Козловский А.М., Котов А.Б., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии: I. Геологические и геохронологические данные // Петрология. 2011. Т. 19, № 1. С. 56–79.

Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS // Sylvester P. (ed.). Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series. 2008. 40. P. 307–311.

Khromykh S.V., Kotler P.D., Izokh A.E., Kruk N.N. A review of Early Permian (300–270 Ma) magmatism in Eastern Kazakhstan and implications for plate tectonics and plume interplay // Geodynamics & Tectonophysics. 2019. V. 10, is. 1. P. 79–99.

Khromykh S.V., Izokh A.E., Gurova A.V., Cherdantseva M.V., Savinsky I.A., Vishnevsky A.V. Syncollisional gabbro in the Irtysh shear zone, Eastern Kazakhstan: compositions, geochronology, and geodynamic implications // Lithos, в печати.

Lin J., Liu Y., Yang Y., Hu Zh. Calibration and correction of LA-ICP-MS amd LA-MC-ICP-MS analyses for element contents and isotopic ratios // Solid Earth Sciences. 2016. V. 1. P. 5–27.

Ludwig K.R. Isoplot/Ex Version 3.00: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, CA : Berkeley Geochronology Center, 2003.

Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // Contrib Mineral Petrol. 1979. V. 69. P. 33–47.

Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Thorpe R.S. (ed). Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks. John Wiley & Sons, Chichester. 1982. P. 525–548.

Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of Petrology. 1984. V. 25. P. 956–983.

Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. V. 100. P. 14–48.

Safonova I., Komiya T., Romer R.L., Simonov V., Seltmann R., Rudnev S., Yamamoto S., Sun M. Supra-subduction igneous formations of the Char ophiolite belt, East Kazakhstan // Gondwana Research. 2018. V. 59. P. 159–179.

Schandl E.S., Gorton M.P. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments // Economic Geology. 2002. V. 97. P. 629–642.

Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications. 1989. P. 42. P. 313–345.

Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // Journal of the Geological Society. 2007. V. 164. P. 31–47.

Yang G., Li Y., Safonova I., Yi S., Tong L., Seltmann R. Early Carboniferous volcanic rocks of West Junggar in the western Central Asian Orogenic Belt: implications for a supra-subduction system // International Geology Review. 2014. V. 56. P. 823–844.

Авторы:
Хромых Сергей Владимирович, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория петрологии и рудоносности магматических формаций, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия.
E-mail: serkhrom@mail.ru
Котлер Павел Дмитриевич, младший научный сотрудник, лаборатория петрологии и рудоносности магматических формаций, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия.
E-mail: pkotler@yandex.ru
Семенова Дина Валерьевна, научный сотрудник, лаборатория изотопно-аналитической геохимии, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.
E-mail: sediva@igm.nsc.ru

Geosphere Research, 2019, 2, 6–26. DOI: 10.17223/25421379/11/1

Khromykh S.V.[1, 2], Kotler P.D.[1, 2], Semenova D.V.[1]

[1] V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia
[2] Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

GEOCHEMISTRY, AGE AND GEODYNAMIC SETTINGS FOR SAUR GABBRO-GRANITE INTRUSIVE SERIES, EASTERN KAZAKHSTAN

The territory of East Kazakhstan is part of the Altai collision system formed in the Late Paleozoic during the collision of the Siberian and Kazakhstan continents and the closure of the Ob-Zaisan paleooceanic basin. In the Early Carboniferous, in the Zharma-Saur zone, the Ob-Zaisan basin interacted with the active margin of the Kazakhstan continent. The formation of volcanic and intrusive associations was the result of these processes.

The article presents the results of geochemical and geochronological studies of gabbro, granite and mafic dikes of the Zharma-Saur zone, Eastern Kazakhstan. It was established that gabbro-diorite-granite Saur intrusive series was formed 330–327 Ma in the geodynamic environment of subduction under the newly formed continental margin of the Kazakhstan continent. Gabbro and diorites were formed during the evolution of basic magmas resulting from the partial melting of the water-saturated depleted mantle over the subduction zone. Granite magmas were formed during the partial melting of volcanogenic-sedimentary substrates under the influence of basic magmas.

For the first time, the age and geochemical features of dikes of the north-east strike in the Zharma-Saur zone are determined. They have a Middle Carboniferous age (315 Ma) and manifested as a result of break-offs in the lithosphere of the orogenic structure during shear movements along deep faults. Mafic dikes are characterized by a relatively enriched geochemical composition, which indicates another mantle source.

Keywords: *gabbro-granite intrusive series, accretion-collision systems, Eastern Kazakhstan, Central Asia.*

References

Buslov M.M., Watanabe T., Smirnova L.V., Fujiwara I., Iwata K., de Grave I., Semakov N.N., Travin A.V., Kir'yanova A.P., Kokh D.A. Role of strike-slip faults in Late Paleozoic-Early Mesozoic tectonics and geodynamics of the Altai-Sayan and East Kazakhstan folded zone // Russian Geology and Geophysics. 2003. V. 44. Iss. 1–2. pp. 47–71.

Buslov M.M. Tectonics and geodynamics of the Central Asian Foldbelt: The role of Late Paleozoic large-amplitude strike-slip faults // Russian Geology and Geophysics. 2011. V. 52. Iss. 1. pp. 52–71.

Vladimirov A.G., Kruk N.N., Rudnev S.N., Khromykh S.V., Geodynamics and granitoid magmatism of collision orogen // Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics). 2003. V. 44. Iss. 12. pp. 1321–1338.

Vladimirov A.G., Kruk N.N., Khromykh S.V., Polyansky O.P., Chervov V.V., Vladimirov V.G., Travin A.V., Babin G.A., Kuibida M.L., Khomyakov V.D. Permian magmatism and lithospheric deformation in the Altai caused by crustal and mantle thermal processes // Russian Geology and Geophysics. 2008. V. 49. Iss. 7. pp. 468–479.

Vladimirov A.G., Izokh A.E., Polyakov G.V., Babin G.A., Mekhonoshin A.S., Kruk N.N., Khlestov V.V., Khromykh S.V., Travin A.V., Yudin D.S., Shelepaev R.A., Karmysheva I.V., Mikheev E.I. Gabbro-granite intrusive series and their indicator importance for geodynamic reconstructions // Petrology. 2013. V. 21. Iss. 2. pp. 158–180.

Degtyarev K.E. *Tektonicheskaya evolyutsiya rannepaleozoiskih ostrovoduzhnyh sistem I formirovanie kontinentalnoi kory kaledonid Kazakhstana* [Tectonic evolution of the Early Paleozoic island arcs and continental crust formation in Caledonides of Kazakhstan]. Moscow. GEOS. 2012. 289 p. In Russian.

Ermolov P.V., Izokh E.P., Ponomareva A.P., Tyan V.D. *Gabbro-granitnye serii zapadnoi chasti Zaisanskoi skladchatoi sistemy* [Gabbro-Granitic Rocks in the Western Zaisan Orogenic System]. Novosibirsk, Nauka, 1977. 246 p. In Russian.

Ermolov P.V., Vladimirov A.G., Izokh A.E., Polyansky N.V., Kuzebny V.S., Revyakin P.S., Bortsov V.D. *Orogennyi magmatism ofiolitovyh poyasov (na primereVostochnogo Kazakhstana)* [Orogenic Magmatism of Ophiolitic Belts (on the Example of East Kazakhstan)]. Novosibirsk, Nauka, 1983. 206 p. In Russian.

Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M., Geology of the USSR: A Plate Tectonic Synthesis. Geodynamic Series. 1990. V. 21. American Geophysical Union, Washington D. C., 242 pp.

Koronovsky N.V., Demina L.I. *Magmatism kak indikator geodinamicheskih obstanovok* [Magmatismas indicator of geodynamic settings]. Moscow. MSU, 2011. 234 p. In Russian.

Kotler P.D., Khromykh S.V., Vladimirov A.G., Navozov O.V., Travin A.V., Karavaeva G.S., Kruk N.N., Murzintsev N.G. New data on the age and geodynamic interpretation of the Kalba-Narym granitic batholith, eastern Kazakhstan // Doklady Earth Sciences. 2015. V. 462. Iss. 2. pp. 565–569.

Kruk N.N. Continental crust of Gorny Altai: stages of formation and evolution; indicative role of granitoids // Russian Geology and Geophysics. 2015. V. 56. Iss. 8. pp. 1097–1113.

Kuznetsov Yu.A. *Glavnye tipymagmaticheskih formatsiy* [Main types ofigneous formations]. Moscow, Nedra, 1964. 387 p.

Lopatnikov V.V., Izokh E.P., Ermolov P.V., Ponomareva A.P., Stepanov A.S. *Magmatism I rudonosnost Kalba-Narymskoi zony Vostochnogo Kazakhstana* [Magmatism and Metallogeny of the Kalba-Narym Zone, Eastern Kazakhstan]. Moscow. Nauka, 1982. 248 p. In Russian.

Magmaticheskie gornye porody. Tom 1. Klassifikatsiya, nomenklatura, petrografiya [Igneous rocks. Vol. 1. Classofication and Petrography]. Bogatikov O.A. (Ed.). Moscow : Nauka, 1983. 370 p. In Russian.

Tektonicgeskaya karta Altaiya. Masshtab 1:1000000 Nekhoroshev V.P. (Ed.) [Tectonic map of Altai. Scale 1:1000000]. VSEGEI. 1963. In Russian.

Sklyarov E.V., Fedorovskiy V.S., Gladkochub D.P., Vladimirov A.G., The synmetamorphic basic dykes - indicators of the collapse of the Western Cisbaikalia collisional structure // Doklady Earth Sciences. 2001. V. 381. Iss. 4. pp. 522–528.

Fedorovskiy V.S., Sklyarov E.V., The Olkhon geodynamic test ground (Lake Baikal): high resolution satellite data and geological maps of new generation // Geodynamics & Tectonophysics. 2010. V. 1. Iss. 4. pp. 331–418.

Frolova T.I., Burikova I.A. *Magmaticheskie formacii sovremennyh geotektonicheskih obstanovok* [Igneous formations of modern geodynamic settings]. Moscow, MSU, 1997. 320 p. In Russian

Khain V.E. *Tektonika kontinentov i okeanov (god 2000)* [Tectonics of continents and oceans (2000 year)]. Moscow, Nauchnyi Mir, 2001. 606 p. In Russian

Khromykh S.V., Tsygankov A.A., Kotler P.D., Navozov O.V., Kruk N.N., Vladimirov A.G., Travin A.V., Yudin D.S., Burmakina G.N., Khubanov V.B., Buyantuev M.D., Antsiferova T.N., Karavaeva G.S. Late Paleozoic granitoid magmatism of Eastern Kazakhstan and Western Transbaikalia: Plume model test // Russian Geology and Geophysics. 2016. V. 57. Iss. 5. pp. 773–789.

Khromykh S.V., Kotler P.D., Gurova A.V., Semenova D.V. *Postorogennye daikovye poyasa Altaiskoi akretcionno-collizionnoi sistemy: geologicheskaya pozitsiya, sostav i vozrast* [Post-orogenic dikebelta in Altai collision system: geological position, composition and age] // Correlation of Altaidesand Uralides. Abstracts of IV International scientific conference. Novosibirsk. 2018a. pp. 161–162. In Russian

Khromykh S.V., Gurova A.V., Izokh A.E. *Petrologiya i geokhimiya gabbroidov Surovsko-Talovskogo differentsirovannogo intruziva (Irtyshskaya sdvigovaya zona, Vostochnyi Kazakhstan)* [Petrology and geokhemistry of gabbro in Surovo-Talovka differentiated intrusion (Irtysh shear zone, Eastern Kazakhstan)]. Ore-magmetic systems. Magmatism, metallogeny and tectonics of Northern Asia. Transactions of the Institute of Geology and Mineralogy SB RAS. Novosibirsk. 2018b. pp. 5–25. In Russian.

Khubanov V.B., Buyantuev M.D., Tsygankov A.A. U-Pb dating of zircons from PZ3–MZ igneous complexes of Transbaikalia by sector-field mass spectrometry with laser sampling: technique and comparison with SHRIMP // Russian Geology and Geophysics. 2016. V. 57. Iss. 1. pp. 190–205.

Geologicheskaya karta Kazakhskoi SSR. Masshtab 1:500000. Vostochno-Kazakhstanskaya seriya [Geological map of Kazakh SSR. Chakabaev S.E. (Ed.) Scale 1:500000. Eastern Kazakhstan]. Ministry of Geology of Kazakh SSR. 1976.

Shcherba G.N., D'yachkov B.A., Nakhtigal G.P., *Zharma-Saurskyi geotektonogen* [The Zharma-Saur Metallogenic Belt]. Alma-Ata, Nauka, 1976. 200 p. In Russian.

Shcherba G.N., D'yachkov B.A., Stuchevsky N.I., Nakhtigal G.P., Antonenko A.N., Lubetsky V.N. *Bolshoi Altai (geologiya i metallogeniya)* [Great Altai (Geology and Metallogeny). Book 1. Geological Structure]. Almaty, Gylym, 304 p. In Russian.

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I. Deep geodynamics and mantle plumes: their role in the formation of the Central Asian fold belt // Petrology. 2003. V. 11. Iss. 6. pp. 504–531.

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kozlovskii A.M., Kovach V.P., Salnikova E.B., Kotov A.B., Yakovleva S.Z., Fedoseenko A.M. Composition, sources, and mechanism of continental crust growth in the Lake zone of the Central Asian Caledonides: I. Geological and geochronological data // Petrology. 2011. V. 19. Iss. 1. pp. 55–78.

Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS // in Sylvester P. (ed.), Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 2008. 40, pp. 307–311.

Khromykh S.V., Kotler P.D., Izokh A.E., Kruk N.N. A review of Early Permian (300–270 Ma) magmatism in Eastern Kazakhstan and implications for plate tectonics and plume interplay // Geodynamics & Tectonophysics. 2019. V. 10. Iss 1. pp. 79-99.

Khromykh S.V., Izokh A.E., Gurova A.V., Cherdantseva M.V., Savinsky I.A., Vishnevsky A.V. Syncollisional gabbro in the Irtysh shear zone, Eastern Kazakhstan: compositions, geochronology, and geodynamic implications // Lithos, *in press.*

Lin J., Liu Y., Yang Y., Hu Zh. Calibration and correction of LA-ICP-MS amd LA-MC-ICP-MS analyses for element contents and isotopic ratios // Solid Earth Sciences. 2016. V. 1. pp. 5–27.

Ludwig K.R. Isoplot/Ex Version 3.00: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, CA. Berkeley Geochronology Center, 2003.

Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // Contrib Mineral Petrol. 1979. V. 69. pp. 33–47.

Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Thorpe R.S. (ed). Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks. John Wiley & Sons, Chichester. 1982. pp. 525–548.

Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of Petrology. 1984. V. 25. pp. 956–983.

Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. V. 100. pp. 14–48.

Safonova I., Komiya T., Romer R.L., Simonov V., Seltmann R., Rudnev S., Yamamoto S., Sun M. Supra-subduction igneous formations of the Char ophiolite belt, East Kazakhstan // Gondwana Research. 2018. V. 59. pp. 159–179.

Schandl E.S., Gorton M.P. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments // Economic Geology. 2002. V. 97. pp. 629–642.

Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications. 1989. V. 42. pp. 313–345.

Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // Journal of the Geological Society. 2007. V. 164. pp. 31–47.

Yang G., Li Y., Safonova I., Yi S., Tong L., Seltmann R. Early Carboniferous volcanic rocks of West Junggar in the western Central Asian Orogenic Belt: implications for a supra-subduction system // International Geology Review. 2014. V. 56. pp. 823–844.

Authors:

Khromykh Sergey V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Scientific Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Assistant Professor, Department of Mineralogy and Petrography, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia.
E-mail: serkhrom@mail.ru

Kotler Pavel D., Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk State University; Novosibirsk, Russia.
E-mail: pkotler@yandex.ru

Semenova Dina V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.
E-mail: sediva@igm.nsc.ru

Геосферные исследования. 2019. № 2. С. 27–34

УДК 551.1 (52)

ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ В ЛИТОСФЕРЕ ЗЕМЛИ НА ПРИМЕРЕ КААХЕМСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО АРЕАЛА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

А.М. Сугоракова

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

Последовательно обосновывается связь литогенеза и гранитогенеза. Показана роль атмосферы и гидросферы в максимальной эффективности экзогенных процессов, приведших к дифференциации базальтовой коры и формированию осадочной коры. Объяснено происхождение воды и кислорода на Земле. Показана роль эвтектики в формировании гранитного расплава всегда одинакового состава и, как следствие, формирование межгранулярного эвтектоидного гранитного расплава, способствующего непрерывному процессу гранитообразования при соответствующих термодинамических и геодинамических условиях.

Ключевые слова: *литогенез, гранитизация, расплав, флюиды, термодинамические условия, эвтектика.*

При взгляде на геологическую карту Тувы бросается в глаза, что вся восточная часть карты окрашена в красные цвета разных оттенков – цвета гранитоидов. Там выделяются Каахемский, Бийхемский, Хамсаринский, Восточно-Таннуольский гранитоидные батолиты общей площадью более 60 тыс. км^2.

Наиболее крупный из них, Каахемский, площадью более 30 тыс. км^2, представляет собой совокупность разнообразных магматических образований, сформированных за длительный период времени с венда по пермь (570–290 млн лет) в бассейне р. Малый Енисей (Каа-Хем).

При исследованиях центральных и восточных частей Каахемского полиформационного батолита [Сугоракова, 2015; Сугоракова, Хертек, 2017] получены принципиально новые результаты, которые позволили выделить Каахемский магматический ареал, включающий:

– собственно Каахемский аккреционно-коллизионный гранитоидный батолит с синплутоническими габброидами и синхронными игнимбритами;

– обрамляющие батолит более древние гранитоиды офиолитовых и островодужных ассоциаций;

– сквозь структурную зону более позднего бимодального щелочного магматизма.

Так откуда взялись такие огромные массы гранитов и почему они формировались в одних и тех же местах в течение длительного времени – с венда по пермь и что вызвало такое масштабное по объему и длительности гранитообразование? Прежде чем ответить на эти вопросы, необходимо рассмотреть проблемы гранитогенеза на Земле. Таких значительных масс континентальной коры нет на других планетах.

На современном уровне выделяют четырые группы гранитов. Первые три составляют продукты преобразования и плавления земной коры [Chappell, White, 1974]:

– *S*-граниты, сформированные за счет первичноосадочных пород (в основном метаморфизованных глинистых осадков);

– *I*-граниты, образованные за счет метаморфизованных магматических пород (в основном метабазальтов);

– *A*-граниты, образованные также из корового материала, но со значительным участием мантийного вещества.

Породы четвертой группы (*M*-граниты) не являются коровыми – это дифференциаты мантийных магм – андезитовой и базальтовой. Они составляют весьма незначительную часть гранитных пород. Мы с трудом находим плагиограниты-дифференциаты среди пород базит-ультрабазитовых массивов для геохронологических исследований.

Прежде чем излагать далее, приведем главнейшие понятия и определения процессов гранитообразования.

Гранитообразование (гранитогенез) – это геологическое явление, определяющее формирование гранитного слоя литосферы и выражающееся в образовании гранитоидов, состав и распространенность которых определяются совокупностью геологических, геохимических и физико-химических факторов, позволяющих подразделить гранитообразование в целом на симатического и сиалического рядов литогенеза [Рудник, 1969, 1973, 1975].

1. Гранитообразование симатического (базальтоидного) ряда литогенеза определяется развитием следующих процессов: а) фракционной дифференциации первичной базальтоидной магмы, являющейся прямой выплавкой из вещества верхней мантии [Taylor, White, 1965; Шейнманн, 1970]; б) ассимиляции базальтовой магмой на глубине древних горных пород гранитоидного состава [Vogt, 1935]; в) фракционного плавления вещества верхней ман-

DOI: 10.17223/25421379/11/2

тии в присутствии воды [Hamilton, 1964; O'Hara, 1965]; г) фракционного плавления эклогитов, погрузившихся в мантию, в результате которого возникают андезитовые и более кислые расплавы известково-щелочного ряда [Грин, Рингвуд, 1968]. В данной статье такие гранитоиды не рассматриваются.

2. Гранитообразование сиалического ряда литогенеза (коровое) определяется развитием процессов метаморфизма, метасоматизма и ультраметаморфизма в пределах гранитного слоя земной коры. Оно приводит к формированию главной массы гранитоидов литосферы, в том числе и гранитоидов батолитовых форм.

Гранитизация представляет собой частный случай проявления процесса гранитообразования в условиях изменения вещественного состава перерабатываемых горных пород в направлении приближения его к гранитному. Характерной общей особенностью гранитизации является: 1) значительное изменение вещественного состава перерабатываемых горных пород (расплава) в процессе привноса одних (кремнезем, щелочи, главным образом калий др.) и выноса других (Mg, Fe. Ca и др.) химических компонентов; 2) высокая активность щелочей при вполне подвижном поведении, кроме них, воды и углекислоты. В зависимости от участия в гранитизации расплава и его роли выделяют три ее генетических типа: метасоматическая, палингенно-метасоматическая и инфильтрационно-анатектическая. Промежуточные ступени развития процесса отражаются терминами «гранодиоритизация», «диоритизация» [Судовиков, 1950, 1964].

Гранитоды – совокупность горных пород, согласно Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, включающая граниты, гранодиориты, плагиограниты и их разновидности, переходные к сиенитам, кварцевым диоритам и диоритам [Левинсон-Лессинг, 1955]. Используется также для характеристики нерасчлененных, недостаточно изученных или не поддающихся расчленению комплексов. Понятие «гранитоиды» является наиболее приемлемым для описания генетически разнотипных продуктов гранитообразования [Рудник, 1975].

Литогенез – совокупность природных процессов образования и дальнейших изменений осадочных горных пород. Главные факторы литогенеза – тектонические движения и климат. Понятие о «литогенезе» впервые было введено в 1893–1894 гг. немецким ученым Й. Вальтером, который выделил в процессе образования осадочных пород пять основных фаз: выветривание, денудацию (включая перенос исходного материала осадков), отложение, диагенез и метаморфизм.

Итак, первое утверждение: *Нет литогенеза – нет гранитогенеза.*

Из всех известных планет Солнечной системы только Земля имеет мощный осадочный чехол и только Земля имеет гранитный слой в составе литосферы. Случайно ли это и нет ли связи между процессами литогенеза и гранитогенеза, несмотря на принадлежность первого к поверхностным (экзогенным) явлениям, а второго к внутренним – эндогенным?

В конечном счете, любая модель гранитогенеза должна ответить на главный вопрос: как из базальтового вещества первичной земной коры были сформированы граниты?

Что еще характерно для Земли? Присутствие атмосферы со свободным кислородом и парами воды, гидросферы в виде океанов, морей, рек, озер и пр., а также биосферы в виде растений, животных, микробов, вирусов и т.д.

Многие полагают, что селективному плавлению базитов предшествуют их метаморфическая перекристаллизация с последующей переработкой (гранитизацией) продуктов этого метаморфизма (метабазитов) под воздействием восходящих флюидных потоков глубинного происхождения. В ходе гранитизации в метаморфизованных и перекристаллизованных базальтах развиваются кварц, калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз. Метабазальты преобразуются в гнейсы и гранитогнейсы, а уже при плавлении этих пород формируется гранитная магма. Не исключая возможности проявления подобных процессов на Земле, заметим, что нет никаких препятствий для их реализации и на других планетах (на Марсе, Венере). Однако в их литосфере нет гранитного слоя, аналогично земному. Видимо, одного воздействия глубинных флюидов недостаточно для преобразования базальтового вещества в гранитное, чтобы за счет материала первичной базальтовой протокоры получить существенные объемы гранитов [Махлаев, 1998].

А вот если базальт подвергается глубокому химическому выветриванию с последующим разделением компонентов в экзогенных условиях – осадочной дифференциацией, эти экзогенные процессы обеспечивают гораздо более эффективное отделение SiO_2, главного компонента гранитов, от базитовых компонентов – Mg, Ca, Fe. При химическом выветривании минералы базальта – силикаты магния, железа и кальция (оливин, пироксен, основной плагиоклаз) разлагаются и после серии последовательных преобразований (автометаморфизм, гидролиз, выветривание и пр.) слагающие их элементы переходят в той или иной форме в водный раствор. Если из магматического расплава, кристаллизующегося при температуре около 1 000°C, все эти компоненты выделяются практически одновременно, формируя названные выше минералы, то выпадение их из водных растворов (в приповерхностных условиях при значительно меньшей температуре) подчиняется иным законам и правилам. Ca и Mg реагируют с рас-

творенным в воде углекислым газом и образуют карбонаты – кальцит и доломит, являющиеся главными минералами карбонатных осадочных пород: известняков, доломитов. Fe, соединяясь с O_2 и H_2O, дает гидрооксиды – гётит и гидрогётит, но может образовывать и карбонаты – сидерит, анкерит. Кремнезем дает хемогенные и биохемогенные кремнистые осадки – кремнистые илы, кремнистые сланцы. Алюминий связывается в гидроксидах (диаспор, гидраргиллит) либо в слоистых алюмосиликатах (каолинит, гидрослюды), являющихся главными компонентами глин [Махлаев, 1998].

Таким образом, в приповерхностных условиях пути бывших компонентов базальта расходятся, из некогда единого вещества образуются породы разного состава. Если в типичных базальтах содержание SiO_2 незначительно и колеблется около 50%, то в формирующихся за счет выветривания базальтов осадочных породах оно может варьировать от нуля (известняки, доломиты) до почти 100% (кремнистые осадки). Магматическая дифференциация такого эффективного разделения не дает.

В настоящее время на базальтах в зоне тропического климата развиваются мощные латеритные коры выветривания. В раннем докембрии атмосфера Земли была горячей и высококислотной (теперь мы определили бы ее как атмосферу «венерианского типа»). В таких условиях химическое выветривание повсюду должно было идти даже интенсивнее, чем в современных тропиках. Химическое разложение силикатов приводило к высвобождению и выносу из подвергавшихся выветриванию пород протокоры огромных объемов кремнезема, а также магния, кальция, железа. При впадении рек в моря (среду с иными значениями pH, Eh, иной соленостью) происходило разделение выносимых продуктов выветривания. В непосредственной близости к континентам осаждался гель кремнезема, сорбировавший щелочи и глинозем, преобразовывавшийся при диагенезе в хемогенные кремнистые осадки и глины. Эти осадки при метаморфизме стали кварцитогнейсами и гнейсами, гранитизация и частичное плавление которых породили первые в истории Земли гранитоиды.

Итак, гранитный слой мог образоваться только на планете с атмосферой и гидросферой, преобразующими энергию солнечных лучей посредством климатических процессов в геологическую работу. Небесные тела, лишенные атмосферы и гидросферы (Луна, Марс), по-видимому, не имеют аналогов земной континентальной коре.

Так откуда же взялась вода на Земле, да еще так много?

Миллиарды лет назад в холодном газопылевом облаке, со временем сгустившемся, уплотнившемся и ставшем планетой Земля, уже содержалась вода. Скорее всего, она была в виде ледяной пыли. Это подтверждают исследования Вселенной [Рингвуд, 1982; Сафронов, 1987; Сорохтин, 2007 и др.]. Установлено, что исходные элементы для образования воды – водород и кислород – в нашей Галактике принадлежат к шести самым распространенным элементам космоса (H, He, O, Si, Fe, Mg).

Многолетними исследованиями геологических процессов, происходящих на нашей планете, академик АН Украины Н.П. Семененко [Семененко, 1990] установил, что именно вода и составляющие ее элементы играли определяющую роль во всей геологической истории Земли. Исследуя содержание кислорода в составе земной коры, ученый сделал вывод, что в образовании протоземли участвовало громадное количество воды. Помимо этого, ее элементы входили в состав основных компонентов исходного облака: водород – в состав гидридов металлов, кислород – в состав оксидов [Семененко, 1990].

Согласно теории академика А.П. Виноградова [Виноградов, 1961], протоземное облако постепенно уплотнялось и саморазогревалось. Источником необходимой энергии служили процессы радиоактивного распада и уплотнения первичного вещества планеты. С 4 млрд лет в недрах планеты происходят глубинные физико-химические процессы. Там развиваются высокие давления и температуры; исходные вещества при этом испытывают сложные превращения. В результате образуются паро- и газообразные соединения, причем большинство из них состоит из воды или составляющих ее элементов.

Согласно геохимической модели нашей планеты (рис. 1), созданной Н.П. Семененко [Семененко, 1990], земная кора, состоящая из окисленных пород, является своеобразным кислородным каркасом, а ядро планеты слагают гидриды нескольких металлов и частично карбид железа. В зонах самых высоких давлений и температур выделяются, преимущественно, водород и углеводороды. Дальше от центра планеты эти вещества взаимодействуют с окисленными породами – образуются водяной пар и углекислый газ. Эти соединения постоянно выделяются на поверхность через жерла вулканов, через всевозможные наземные и подводные трещины и разломы земной коры.

Часть воды, перешедшая в парообразное состояние, покинула планету. Оставшаяся часть воды составила гидросферу Земли. В связи с тем, что с парами воды выделялись также другие соединения, в частности соединения азота, серы, фосфора, они вместе с углеродом, кислородом и водородом составили основу жизни. Ведь, как известно, жизнь на Земле зародилась в водной среде (см. рис. 1).

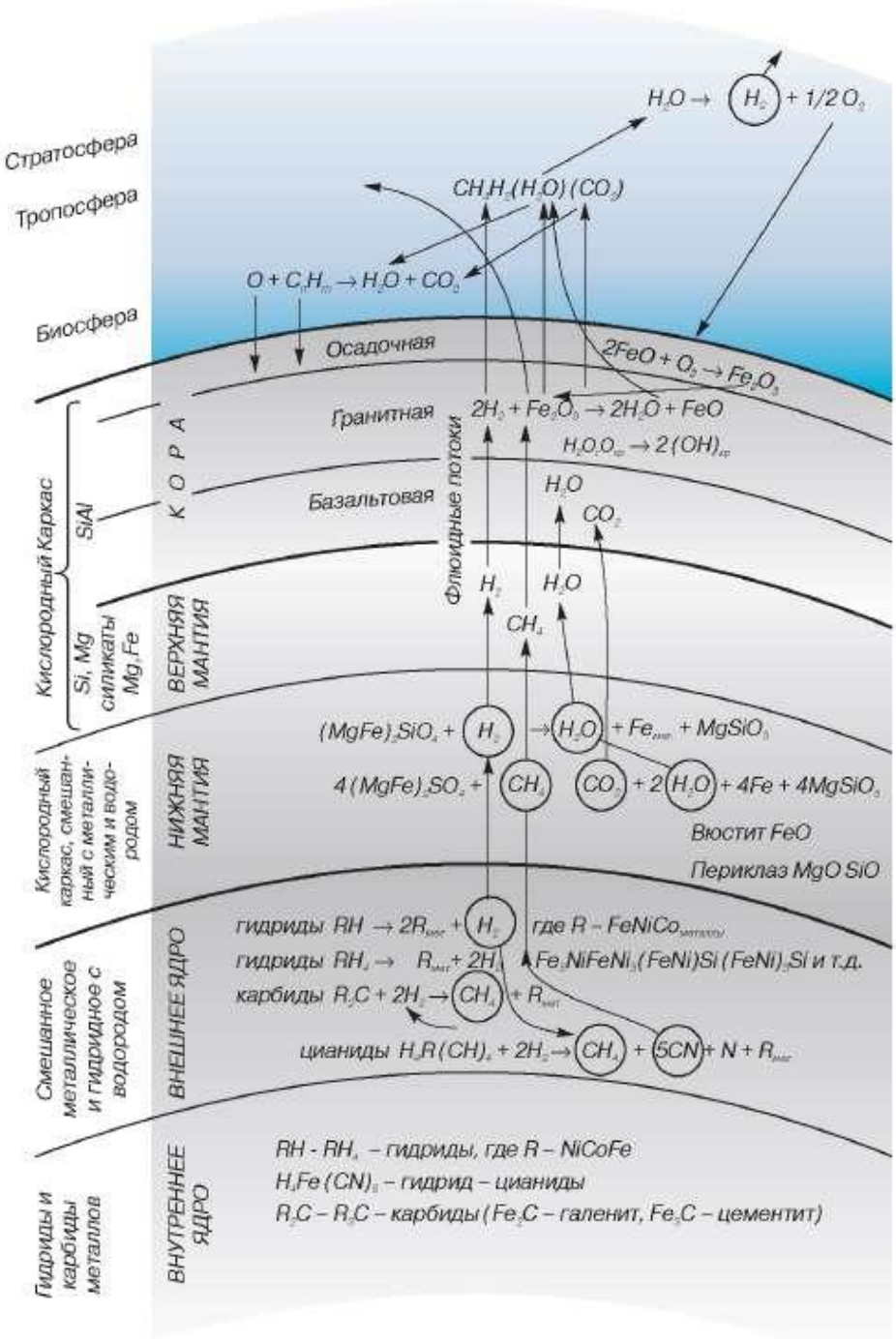


Рис. 1. Сферы Земли и их химический состав [Семененко, 1990]

Fig. 1. Spheres of the Earth and their chemical composition [Semenenko, 1990]

Еще одно утверждение: ***Гранит – он и в Африке гранит (так шутят геологи).***

В природе существует большое разнообразие гранитов, но все они, в сущности, очень похожи друг на друга, поскольку более чем на 90% состоят из равных долей кварца, плагиоклаза и калишпата, к которым в небольшом количестве (5–7%) добавляются магнезиально-железистые силикаты, называемые темноцветными минералами.

Почему гранит всегда характеризуется выдержанностью в соотношениях главных компонентов (кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата), а потому всегда остается гранитом? Ответ на него дал знаменитый финский геолог П. Эскола, приложивший к гранитообразованию модель эвтектоидного плавления [Махлаев, 1998].

Температура плавления кварца около 1 600°С, температура плавления альбита (натрового полево-

го шпата) на 200° ниже. Добавка более легкоплавкого компонента облегчает плавление. Обозначим на схеме (рис. 2) точкой *T*q температуру плавления чистого кварца, а точками q_1, q_2 и q_3, соответственно, температуры плавления и составы смесей кварца с 10%, 20% и 30%-й добавкой альбита. Если мы соединим эти точки, то получим плавно изгибающуюся кривую, каждая точка которой, расположенная левее, т.е. отвечающая большему содержанию альбита, располагается ниже предыдущих, что соответствует снижению температуры плавления смеси.

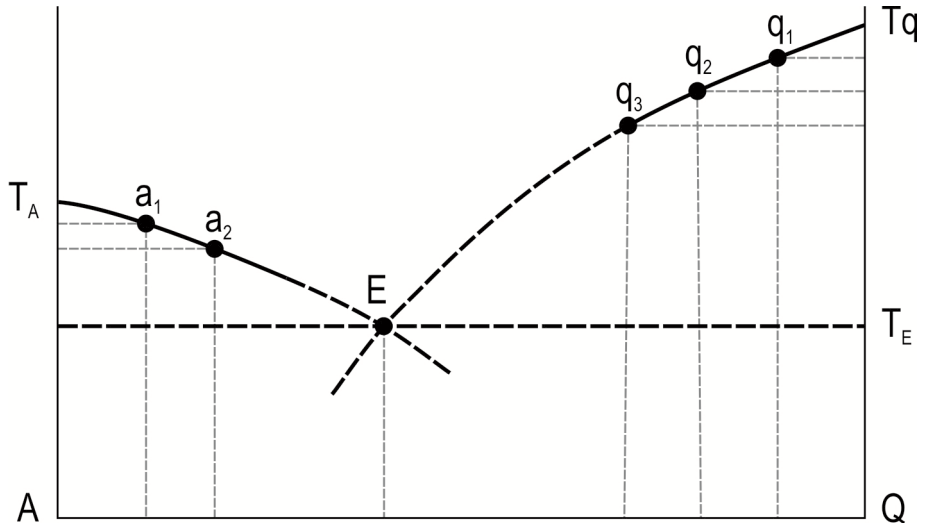


Рис. 2. Схема построения диаграммы плавления системы с эвтектикой E, состоящей из компонентов A и Q

Fig. 2. Diagram of a melting for a system with a eutectic E consisting of components A and Q

Однако все это происходит лишь до определенного предела. Существует такая смесь альбита и кварца, которая является наиболее легкоплавкой, и дальнейшее увеличение доли альбита уже не снижает, а повышает температуру плавления. Такую смесь называют эвтектической смесью или просто эвтектикой (точка E). Исходя из диаграммы следует, что наиболее легкоплавкой будет смесь с 40% кварца и 60% альбита. Это и будет кварц-альбитовая эвтектика.

Реальные природные минеральные смеси (горные породы) редко состоят из двух минералов. Обычно их значительно больше. Но главные закономерности остаются теми же. Для эвтектоидно плавящейся системы трех минералов эвтектика будет состоять из смеси всех этих трех компонентов в определенной пропорции. Как раз подобной тройной эвтектике и отвечают соотношения главных компонентов гранита (кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата), а это означает, что в любой породе, содержащей какое-то количество данных минералов, при нагревании ее до температуры плавления такой эвтектики обязательно появится гранитный расплав [Попов, 1997]. Различным будет лишь его количество: в темных сланцах, богатых магнезиально-железистыми силикатами, это могут быть всего лишь доли процента, в гнейсах среднего состава – проценты и десятки процентов, а гнейсы, богатые кварцем и полевыми шпатами, могут расплавиться полностью.

Таким образом, любая силикатная порода порождает при частичном плавлении гранитную магму хотя бы в микроскопических количествах, даже на уровне межзерновых интерстиций. Вопрос лишь в том, как собрать ее в крупные тела, объем которых может измеряться многими сотнями кубических километров. Итак, при частичном плавлении взвесь недоплавленных реликтов в новорожденном расплаве (мигма) течет как единая масса и в конечном итоге образует такие же интрузивные тела, как и те, что образуются при внедрении чистого расплава. Однако состав слагающих их пород отнюдь не эвтектический: это гранитная эвтектика плюс недоплавленный остаточный материал, содержание которого в мигме может достигать 80% и даже более. Граниты же, напомним, по соотношению главных компонентов всегда отвечают эвтектике.

По мнению многих исследователей, эта проблема решается, если допустить предшествующее плавлению изменение состава субстрата под воздействием глубинных, существенно водных растворов (флюидов) – так называемую метасоматическую гранитизацию, приближающую состав субстрата к граниту.

Примеров таких преобразований описано множество. Однако, анализируя проявления гранитизации, один из основоположников физико-химической петрологии и минералогии академик Д.С. Коржинский [1952] справедливо отмечал, что при классическом метасоматозе количество минералов в преобразуемых породах последовательно сокращается и конечный продукт всегда мономинерален – гранит же полиминерален. Удивительно и другое. При метасоматозе какие-то компоненты привносятся, какие-то выносятся, что определяется их соотношениями в изменяемой породе и гранитизирующих флюидах. Чаще всего при гранитизации гнейсов выносятся Mg, Ca, Fe, а привносятся Si, K, Na, но при гранитизации лейкократовых гнейсов выносится Na, а из пород, богатых мусковитом, – иногда даже K.

Часто можно прочитать, что при гранитизации всегда привносится Si. Однако в Восточной Сибири (Алданский щит) известны проявления гранитизации кварцитов, а на Украине, Южном Урале и Енисейском кряже – железистых кварцитов. При этом Si оказывается резко избыточным и выносится, а Ca привносится. Еще сложнее, когда гранитизируется толща, где тонко переслаиваются друг с другом породы разного состава, например кварциты и гнейсы. В этом случае из одних прослоев выносятся одни компоненты, а из других – другие. То же можно сказать и о привносе. Так что же это за флюиды, которые любой породе дают именно то, чего ей не хватает, чтобы стать гранитом, а отбирают то, что находится избытке?

Дело, видимо, в том, что непосредственной средой гранитизационного метасоматического обмена является не вода и даже не надкритический водный флюид, а возникающий при начале плавления межзерновой эвтектоидный расплав – нарождающаяся гранитная магма. Эта интерстиционная (межзерновая) магма играет роль посредника между гранитизирующими флюидами [Перчук, 1997] и гранитизируемой породой. В силикатном расплаве, как и в воде, молекулы растворяемых веществ диссоциируют на ионы, которые мигрируют в нем (в зависимости от градиента концентрации и иных факторов) и вступают в обменные реакции с контактирующей с расплавом твердой фазой, гранитизируя ее. В итоге недоплавленные остатки субстрата все более приближаются по составу к граниту и неизбежно вовлекаются в эвтектоидное плавление.

Таким образом, межгранулярный расплав в гранитизируемых толщах играет роль своего рода буфера, способствуя удалению выносимых при гранитизации компонентов и отложению привносимых. Идет гранитизация, одновременно растет доля расплава, но по составу он всегда остается эвтектическим, то есть гранитным. Это и является пределом метасоматических преобразований. Как только в субстрате формируются за счет привносимых при гранитизации щелочей и кремнезема новые полевые шпаты и кварц, они тут же переходят в расплав, причем переходят в тех же эвтектических соотношениях. Включение в эту систему расплава-буфера делает процесс гранитообразования саморегулирующимся: объемные соотношения фаз варьируют, но состав расплавной фазы все время будет гранитным, хотя с изменением условий плавления в ней и наблюдаются некоторые закономерные изменения. Так, повышение температуры в очаге плавления приводит к прогрессирующему обогащению расплава магнием, железом, кальцием и, соответственно, к смене гранитной магмы гранодиоритовой.

Еще нагляднее будет обогащенность (или обедненность) теми или иными малыми элементами. Конечно, различия затрагивают и салическую часть гранитов. Во-первых, в зависимости от физико-химических условий, определяемых прежде всего глубиной, на которой протекали процессы плавления, а также характером гранитообразующих флюидов, могут меняться в определенных пределах количественные соотношения кристаллических фаз в гранитной эвтектической системе (кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата). Во-вторых, в зависимости от тех же параметров варьируют пределы смесимости калиевого и натрового полевых шпатов, степень их структурной упорядоченности, что приводит к появлению специфичных минеральных форм. И все же в любом случае продукт корового плавления будет представлен гранитом.

Таким образом, гранитообразование, раз начавшись, продолжается вновь и вновь, если в соответствующих сегментах земной коры создаются необходимые геодинамические и термодинамические условия. Именно это мы и наблюдаем в становлении Каахемского магматического ареала, где установлено не менее 15 импульсов гранитообразования в течение четырех этапов геодинамических условий.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ (гранты № 13-05-00181, 16-05-00255).

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов А.П. О происхождении вещества земной коры // Геохимия. 1961. № 1. С. 3–29.

Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. Происхождение базальтовых магм // Петрология верхней мантии. М., 1968. С. 118–227.

Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Известия АН СССР. Сер. Геол. 1952. № 2. С. 55–69.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Избранные труды. Т. IV: Петрология. М. : Изд-во АН СССР, 1955. 446 с.

Махлаев Л.В. От чего зависит минеральный состав гранитов? // Соросовский образовательный журнал. 1998. № 11. С. 120–125.

Перчук Л.Л. Глубинные флюидные потоки и рождение гранита // Соросовский образовательный журнал. 1997. № 6. С. 56–63.

Попов В.С. Как образуются граниты // Соросовский образовательный журнал. 1997. № 6. С. 64–69.

Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. М. : Недра, 1982. 293 с.

Рудник В.А. Генетические типы гранитообразования // Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, 1969. С. 319–321.

Рудник В.А. Гранитообразование // Геологический словарь. М., 1973. Т. 1. С. 188–195.

Рудник В.А. Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л. : Недра, 1975. 415 с.

Сафронов В.С. Происхождение Земли. М. : Знание, 1987. 48 с.

Семененко Н.П. Кислородно-водородная модель Земли / Акад. наук Укр. СССР. Ин-т геохимии и физики минералов. Киев : Наукова думка, 1990. 246 с.

Сорохтин О.Г. Жизнь Земли. М. : НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2007. 450 с.

Сугоракова А.М. Новые геохронологические и изотопные данные к вопросу о возрасте ассоциаций Каахемского магматического ареала (Восточная Тува) // Региональная экономика: технологии, экономика, экология и инфраструктура : материалы Междунар. науч.-практ. конф., посвящ. 20-летию ТувИКОПР СО РАН (14–15.10.2015, Кызыл) / отв. ред. д-р экон. наук Г.Ф. Балакина. Кызыл : ТувИКОПР СО РАН, 2015. С. 166–168.

Сугоракова А.М., Хертек А.К. Новые данные к вопросу о возрасте Каахемского магматического ареала (Восточная Тува) // Геосферные исследования. 2017. № 3. С. 50–60.

Сугоракова А.М. К проблеме гранитизации на Земле // Региональная экономика: технологии, экономика, экология и инфраструктура : материалы II Междунар. науч.-практ. конф. 18–20 октября 2017, г. Кызыл. Кызыл, 2017. С. 239–244.

Судовиков Н.Г. Метасоматические граниты // Вестник ЛГУ. 1950. № 10. С. 78–110.

Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л. : Изд-во ЛГУ, 1964. 550 с.

Шейнманн Ю.М. Об условиях образования магмы // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1970. № 5. С. 31–50.

Chappell B.W., White A.J.R. Two Contrasting Granite Types // Pacific Geol. 1974. No. 8. P. 173–174.

Hamilton W.B. Origin of high-alumina basalt, andesite and dacite magmas // Science. 1964. V. 146. P. 635–637.

O'Hara M.J. Primary magmes and the origin basalts // Scot. Geol. 1965. Is. 19. P. 19–40.

Taylor S.R., White A.J. Geochemistry of andesites and the growth of continents // Nature. 1965. V. 208. No. 63. P. 271–273.

Vogt I.H.L. On the theory of the parental magma of basaltic composition // Skripter Norsk Vid. Akad. 1935. Bd. 2. P. 1–47.

Автор:
Сугоракова Амина Мидхатовна, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия.
E-mail:samina51@inbox.ru

Geosphere Research, 2019, 2, 27–34. DOI: 10.17223/25421379/11/2

A.M. Sugorakova

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

GRANITE FORMATION IN THE EARTH'S LITHOSPHERE BY THE EXAMPLE OF THE KAAKHEM MAGMATIC AREA (EASTERH TUVA)

The link of lithogenesis with granitogenesis is gradually substantiated. The role of atmosphere and hydrosphere is pointed out in the maximum efficiency of exogenous processes that caused the differentiation of the basaltic crust and the formation of the sedimentary crust. The origin of water and oxygen on the Earth is explained. The role of the eutectic is described in the formation of like-composition granite melt and as consequence, the formation of an intergranular eutectoid granite melt that further the continuous process of granite formation under the certain thermodynamic and geodynamic conditions.

Keywords*: *lithogenesis, granitization, melt, fluids, thermodynamic conditions, eutectic.

References

Vinogradov A.P. *O proiskhozhdenii veshchestva zemnoy kory* [On the origin of the substance of the earth's crust]// Geokhimiya. 1961. № 1. pp. 3–29. In Russian

Grin D.KH., Ringvud A.E. *Proiskhozhdeniye magmaticheskikh porod izvestkovo-shchelochnogo ryada. Proiskhozhdeniye bazal'tovykh magm* [Origin of igneous rocks of lime-alkaline series. Origin of basalt magmas]// Petrologiya verkhney mantii. Moscow. 1968. pp. 118–227. In Russian

Korzhinskiy D.S. *Granitizatsiya kak magmaticheskoye zameshcheniye* [Granitization as magmatic replacement] // Izvestiya AN SSSR. Ser. Geol. 1952. № 2. pp. 55–69. In Russian

Levinson-Lessing F.YU. *Izbrannyye trudy. T. IV (Petrologiya)* [Selected Works. T. IV (Petrology)]. Moscow, Izd-vo AN SSSR. 1955. 446 p. In Russian

Makhlayev L.V. *Ot chego zavisit mineral'nyy sostav granitov?* [What determines the mineral composition of granites?] // Sorosovskiy obrazovatel'nyy zhurnal. 1998. № 11. pp. 120–125. In Russian

Perchuk L.L. *Glubinnyye flyuidnyye potoki i rozhdeniye granita* [Deep Fluid Fluxes and Granite Birth]// Sorosovskiy Obrazovatel'nyy Zhurnal. 1997. № 6. pp. 56–63. In Russian

Popov B.C. *Kak obrazuyutsya granity* [How are granites formed]// Sorosovskiy Obrazovatel'nyy Zhurnal. 1997. № 6. pp. 64–69. In Russian

Ringvud A.Ye. *Proiskhozhdeniye Zemli i Luny* [Origin of the Earth and the Moon]. Moscow: Nedra. 1982. 293 p. In Russian

Rudnik V.A. *Geneticheskiye tipy granitoobrazovaniya* [Genetic types of granite formation] // Materialy IV Vsesoyuz. petrograf. Soveshchaniya. Baku.1969. pp. 319–321. In Russian

Rudnik V.A. *Granitoobrazovaniye* [Granite formation]// Geologicheskiy slovar'. T. 1. Moscow. 1973. p. 188–195. In Russian

Rudnik V.A. *Granitoobrazovaniye i formirovaniye zemnoy kory v dokembrii* [Granite formation and formation of the Earth's crust in Precambrian. Leningrad, Nedra. 1975. 415 p. In Russian

Safronov V.S. *Proiskhozhdeniye Zemli* [Origin of the Earth]. Moscow: Znaniye. 1987. 48 p. In Russian

Semenenko N.P. *Kislorodno-vodorodnaya model' Zemli* [Oxygen-hydrogen model of the Earth]/ Akad. nauk Ukr. SSSR. In-t geokhimii i fiziki mineralov. Kiev: Naukova dumka, 1990. 246 p. In Russian

Sorokhtin O.G. *Zhizn' Zemli* [The life of the Earth]. Moscow: NITS "Regulyarnaya i khaoticheskaya dinamika. 2007. 450 p. In Russian

Sugorakova A.M. *Novye geokhronologicheskiye i izotopnyye dannyye k voprosu o vozraste assotsiatsiy Kaakhemskogo magmaticheskogo areala (Vostochnaya Tuva)* [New geochronological and isotopic data on the question of the age of associations of the Kaakhem magmatic area (Eastern Tuva)]// Regional'naya ekonomika: tekhnologii, ekonomika, ekologiya i infrastruktura: Materialy Mezhdunar. nauch.-prakt. konf., posvyashch. 20-letiyu TuvIKOPR SO RAN (14–15.10.2015, Kyzyl) / Otv. red. dokt. ekon. nauk G.F. Balakina. Kyzyl: TuvIKOPR SO RAN, 2015. pp. 166–168. In Russian

Sugorakova A.M., Khertek A.K. The new data to the question of the age of associations Kaakhem magmatic area (Eastern Tuva) // Geosphere Research. 2017. № 3. pp. 50–60. DOI: 10.17223/25421379/4/7. In Russian

Sugorakova A.M. *K probleme granitizatsii na Zemle* [On the problem of granitization on the Earth] // Regional'naya ekonomika: tekhnologii, ekonomika, ekologiya i infrastruktura / Materialy II Mezhdunarodnoy nauchno-prakticheskoy konferentsii 18–20 oktyabrya 2017, g. Kyzyl. 2017. pp. 239–244. In Russian

Sudovikov N.G. *Metasomaticheskiye granity* [Metasomatic granites]// Vestnik LGU. 1950. № 10. pp. 78-110.

Sudovikov N.G. *Regional'nyy metamorfizm i nekotoryye problemy petrologii* [Regional metamorphism and some problems of petrology]. Leningrad, Izd-vo LGU. 1964. 550 p. In Russian

Sheynmann Yu.M. *Ob usloviyakh obrazovaniya magmy* [On the conditions of magma formation]// Izv. AN SSSR. Ser. Fizika Zemli. 1970. № 5. pp. 31–50. In Russian

Chappell B.W., White A.J.R. Two Contrasting Granite Types // Pacific Geol. 1974. No 8. pp. 173–174.

Hamilton W.B. Origin of high-alumina basalt, andesite and dacite magmas // Science. 1964. V. 146. pp. 635–637.

O'Hara M.J. Primary magmes and the origin basalts // Scot.Geol. 1965. Iss. 19. pp. 19–40.

Taylor S.R., White A.J. Geochemistry of andesite's and the growth of continents // Nature. 1965. V. 208. No. 63. pp. 271–273.

Vogt I.H.L. On the theory of the parental magma of basaltic composition // Skripter Norsk Vid. Akad. 1935. Bd. 2. pp. 1–47.

Author:
Sugorakova Amina M., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Scientific Collaborator, Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources SB RAS, Kyzyl, Russia.
E-mail: samina51@inbox.ru

Геосферные исследования. 2019. № 2. С. 35–61

УДК 553.493:550.42

ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-УГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ПЛАСТЕ XI НА ЮГЕ КУЗНЕЦКОГО БАССЕЙНА

С.И. Арбузов[1], А.В. Вергунов[1], С.С. Ильенок[1], В.А. Иванов[2], В.П. Иванов[1], Б.Р. Соктоев[1]

[1] *Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия*
[2] *Публичное акционерное общество «Угольная компания “Южный Кузбасс”», Междуреченск, Россия*

Выполнено исследование редкометалльных руд Nb-Ta-Zr-Hf-Y-REE-Ga состава, выявленных в пласте XI кемеровской свиты на юге Кузнецкого бассейна. Установлена связь их формирования с наличием в угольном пласте измененных вулканогенных пирокластических горизонтов, контрастно обогащенных редкими элементами. Рудное вещество сконцентрировано преимущественно в тонкодисперсной минеральной фазе, представленной в основном Zr-Nb-Ti-Fe оксидами, тонкодисперсными цирконами, редкоземельными карбонатами (бастнезит) и фосфатами (монацит, ксенотим, гойяцит). Обоснование связи комплексного редкометалльного оруденения с вулканогенной пирокластикой щелочного состава существенно расширяет перспективы выявления подобного оруденения в углях Восточной и Центральной Азии.

Ключевые слова: *уголь, геохимия, редкие металлы, минералогия, генезис руд.*

Введение

Уголь, как и его прекурсор торф, является контрастным геохимическим барьером, обусловливающим накопления различных химических элементов, и, как следствие, благоприятен для формирования в угольных пластах геохимических аномалий, проявлений и месторождений многих металлов. Уже более 100 лет с переменным успехом решается вопрос извлечения из угля и отходов его использования попутных элементов-примесей. В настоящее время известна большая группа разнообразных типов месторождений редких, благородных и цветных металлов в углях и углистых породах [Середин, 2004; Seredin, Finkelman, 2008; Seredin, Dai, 2012; Seredin et al., 2013; Арбузов и др., 2014; Dai et al., 2016a, 2016b; Dai et al., 2018]. В промышленных масштабах из угля добывается только германий, а с недавнего времени – литий и галлий [Seredin, 2012; Lin et al., 2013; Qin et al., 2015]. Общие тенденции возрастания спроса на редкие металлы, появление новых технологий переработки сырья позволяют с оптимизмом смотреть на перспективы освоения традиционных и новых типов редкометалльно-угольных месторождений. Попытки выявления новых месторождений не прекращаются. Помимо группы германий-угольных месторождений в Китае в последние годы выявлено несколько месторождений комплексных REE-Zr(Hf)-Nb(Ta)-Ga руд [Dai et al., 2010, 2012]. Аналогичные по составу редкометалльно-угольные месторождения с прошлого века известны в России Кузбассе и в Минусинском бассейне [Середин, 1994; Арбузов и др., 2000, 2003; Арбузов, Ершов, 2007]. Особый интерес представляет оруденение в пласте XI в Кузнецком бассейне в связи с его высокой контрастностью и значительными масштабами. Природа такого типа комплексного оруденения трактуется по-разному: от сингенетичного гидрогенного [Середин, 1994] до вулканогенного [Арбузов и др., 2003; Арбузов, Ершов, 2007; Seredin, Finkelman, 2008; Dai et al., 2010; 2012] и вулканогенно-гидротермального [Середин, 1994; Dai et al., 2016a; 2016b; Zhao, 2017a, 2017b, 2017c]. Понимание механизмов образования таких руд, создание моделей формирования месторождений подобного типа позволят эффективно прогнозировать и выявлять аналогичное оруденение на ранее не опоискованных территориях.

В данной работе исследованы основные минералого-геохимические особенности комплексного Nb-Ta-Zr-Hf-Y-REE-Ga-оруденения в пласте XI на юге Кузбасса, выбранного в качестве эталонного объекта, и рассмотрена возможная природа его формирования. Оруденение было выявлено в 1989 г. В.В. Ершовым и кратко описано В.В. Серединым [1994, 2004]. Предварительно были оценены ресурсы этих руд [Арбузов и др., 2000, Арбузов, Ершов 2007], однако детального комплексного исследования их не проводилось в связи с ограниченными техническими возможностями того периода.

Характеристика объекта исследований

Исследуемый пласт находится в южной части Кузецкого бассейна в непосредственной близости к области питания древнего бассейна угленакопления. Кузнецкий бассейн представляет собой межгорную впадину, сформировавшуюся в С-Р время на палеозойском фундаменте. В южном и юго-восточном

DOI: 10.17223/25421379/11/3

обрамлении в непосредственной области сноса бассейна угленакопления наряду с терригенно-карбонатными отложениями распространены вулканогенные толщи преимущественно базитового, щелочно-базитового состава, разнообразные интрузивные массивы кислого, щелочного и основного состава, многочисленные эндогенные месторождения и проявления цветных и редких металлов (рис. 1).

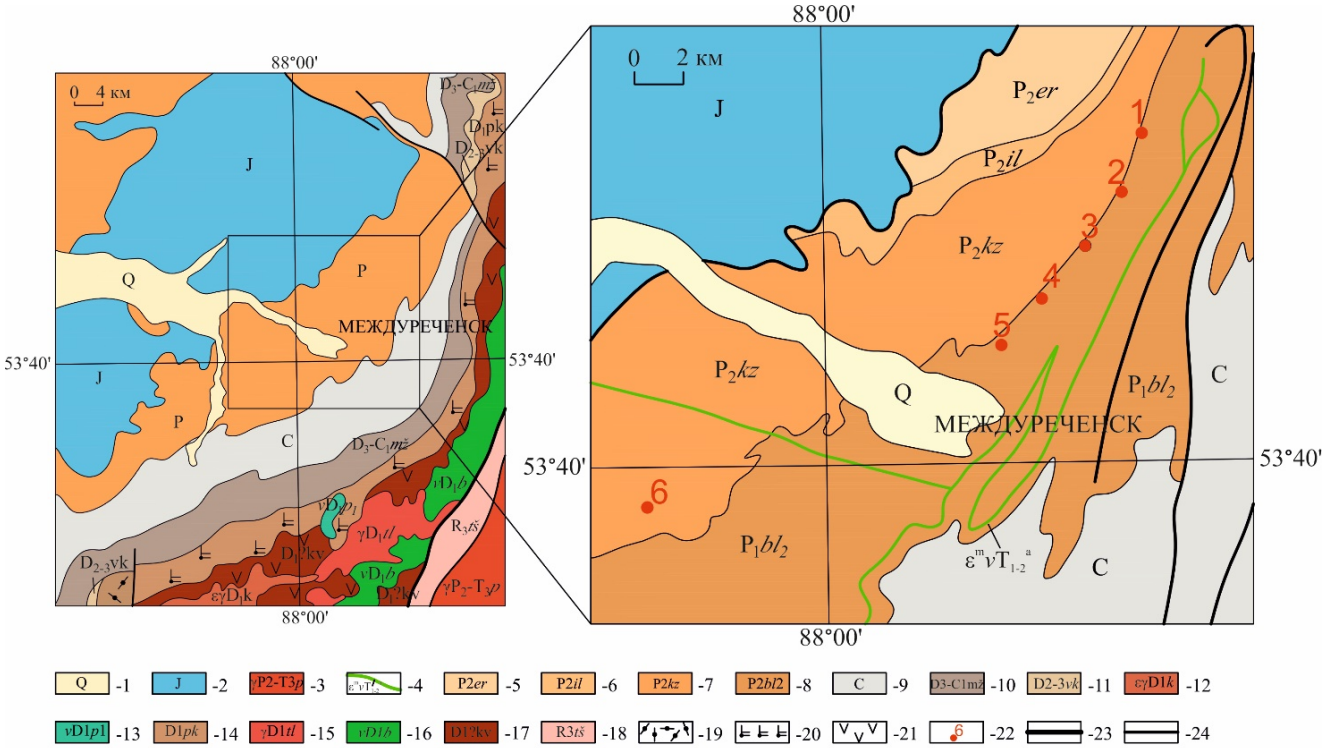


Рис. 1. Фрагмент геологической карты юга Кузбасса и положение на ней участков опробования пласта XI

1 – четвертичные образования; 2 – юрские образования; 3, 4 – позднепалеозойско-раннемезозойские интрузивные образования: 3 – порожинская серия гранитоидных комплексов, 4 – абинский трапповый трахибазальтовый комплекс; 5–8 – пермь: 5 – ерунаковская подсерия (ленинская, грамотеинская, тайлуганская свиты), 6 – ильинская подсерия (казанково-маркинская, ускатская свиты), 7 – кузнецкая подсерия, 8 – верхнебалахонская подсерия (промежуточная, ишановская, кемеровская свиты); 9 – каменноугольные образования; 10 – верхний девон – нижний карбон: мозжухинская группа свит; 11 – восточно-кузбасская серия; 12, 13 – ранне-среднедевонские интрузивные образования: 12 – кистальский граносиенит-гранит-лейкогранитовый комплекс, 13 – патынская группа сиенит-габбровых комплексов; 14 – палатинско-копьевская группа свит; 15, 16 – раннедевонские интрузивные образования: 15 – тельбесский ряд габбро-гранитоидовых комплексов (нерасчлененные образования), 16 – большереченский диорит-габбронoритовый комплекс; 17 – лохковский ярус. Кувасская толща; 18 – ташелгинский мраморо-гнейсовый-амфиболитовый полиметаморфический комплекс; 19 – вулканиты кислого состава умереннощелочного и нормального рядов, преимущественно лавы и туфы; 20 – трахибазальты с трахитами и умереннощелочными риолитоидами, преимущественно лавы и туфы; 21 – лейкобазальты, андезибазальты, андезиты умереннощелочной и известково-щелочной серии: лавы и туфы; 22 – точки отбора проб; 23, 24 – разрывные нарушения: 23 – главные, 24 – прочие

Fig. 1. Fragment of the geological map of the southern part of Kuzbass and the position of sampling sites from the seam XI

1 – Quaternary sediments; 2 – Jurassic sediments; 3, 4 – Late Paleozoic-Early Mesozoic intrusive formations: 3 – Porozhinskaya series of granitoids, 4 – Abinsky trap-trachybasalt complex; 5–8 – Permian sediments: 5 – Yerunakovskaya sub-series (Leninskaya, Gramoteinskaya and Taylуganskaya suites), 6 - Ilinskaya sub-series (Kazankovo-Markinskaya and Uskatskaya suites), 7 – Kuznetskaya sub-series, 8 – Verkhnebalakhonskaya sub-series (Promezhutochnaya, Ishanovskaya and Kemerovskaya suites); 9 – Carboniferous sediments; 10 – Upper Devonian – Lower Carboniferous sediments: Mozzhukhinskaya group of suites; 11 – Vostochno-Kuzbasskaya series; 12, 13 – Lower-Middle Devonian intrusive formations: 12 – Kistalsky granosyenite-granite-leucogranite complex, 13 – Patynskya group of syenite-gabbro complexes; 14 – Palatinsko-Kopevskaya group of suites; 15, 16 – Lower Devonian intrusive formations: 15 – Telbessky series of gabbro-granitoide complexes (poorly defined formations), 16 – Bolsherechensky diorite-gabbronorite complex; 17 – Lokhkovsky stage, Kuvasskaya stratum; 18 – Tashelginsky marble-gneissic-amphibolite polymetamorphic complex; 19 – acidic volcanic rocks of the moderately alkaline and normal series, mainly lava and tuff; 20 – trachybasalts with trachytes and moderately alkaline rhyolitoids, mainly lava and tuff; 21 – leucobasalts, andesibasalts, andesites of the moderately alkaline and calc-alkaline series: lava and tuff; 22 – sampling points; 23, 24 – faults: 23 – major, 24 – other

Угленосная толща на юге Кузбасса, в пределах которой выделен пласт XI, представляет собой крупную моноклиналь с погружением пластов на запад, тогда как сама моноклиналь погружается в юго-западном направлении. В северо-восточной части моноклинали углы падения пластов угленосной толщи более пологие, а мощность верхнебалахонских отложений больше, чем в юго-западной части. В северо-западном направлении они перекрываются верхнепермскими угленосными отложениями, выделяемыми в кольчугинскую серию (см. рис. 1).

Пласт XI вскрыт преимущественно на юге Кузнецкого бассейна и прослежен на расстояние более 50 км с востока на запад (рис. 1). По падению пласт прослежен более чем на 5 800 м. Наиболее детально он изучен в восточной части бассейна. На западе также вскрыт в шахте Абашевская. В центральной и северной частях бассейна пласт XI не выделяется в связи с тем, что здесь принята иная схема корреляции угольных пластов с другими названиями. Для выявления этого пласта в составе кемеровской свиты в центре и на севере бассейна необходимо проведение специализированных работ по корреляции угленосного разреза. Имеющаяся корреляция не позволяет однозначно идентифицировать пласт XI на всей территории Кузбасса.

Стратиграфически пласт XI находится в составе отложений кемеровской свиты верхнебалахонской подсерии раннепермского возраста [Угольная база... 2003].

Пласт имеет достаточно невыдержанную мощность, но протягивается на значительные расстояния при колебаниях мощности от 0,3 до 5,0 м. Средняя мощность уменьшается с востока на запад. На западе бассейна пласт XI выклинивается и промышленного значения не имеет.

Строение пласта достаточно выдержанное. Обычно он представлен двумя угольными пачками, разделенными неугольным прослоем мощностью от 6 до 15 см, редко более (рис. 2). На отдельных участках в нижней пачке появляются 1–2 маломощных (1–4 см) прослоя аргиллитов.

Угли в разрезе пласта характеризуются переменной зольностью от малозольных до высокозольных, в целом они малофосфористые (P_2O_5<0,02%) и малосернистые (S_t<0,6%). Уголь трудно обогатим. В мацеральном составе изученных сечений преобладает группа витринита (42,2%) с небольшой долей семивитринита (6,9%) (табл. 1). Содержание инертинита также достаточно велико, в среднем 33,1%.

Соотношение мацералов группы витринита и инертинита значительно варьирует, что указывает на неустойчивые условия палеоторфонакопления. Отмечается периодическое осушение болота, приводившее к возрастанию доли инертинита.

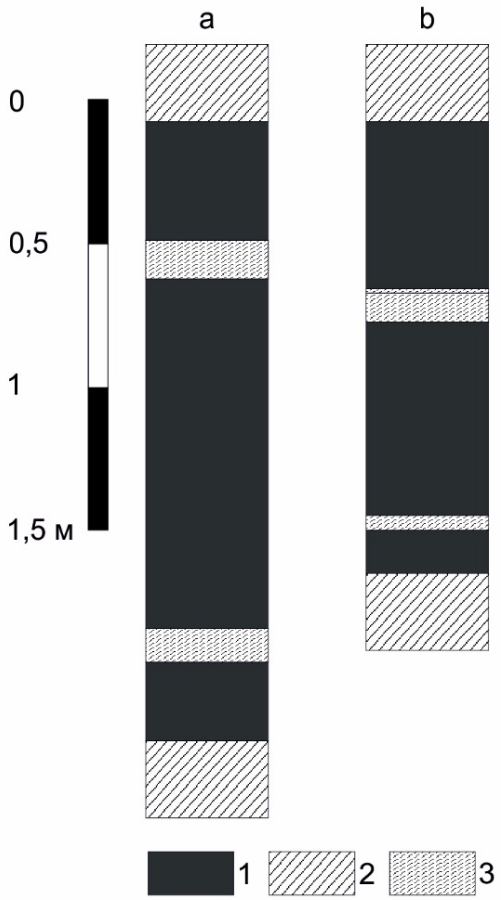


Рис. 2. Строение пласта XI
1 – уголь, 2 – аргиллит, 3 – алевролит

Fig. 2. Structure of the seam XI
1 – coal, 2 – argillite, 3 – siltstone

Таблица 1

Мацеральный состав, зольность и отражательная способность витринита углей пласта XI (разрез Распадский)

Table 1

The maceral composition, ash content and reflectivity of vitrinite in coals of the seam XI (open-pit coal mine Raspadsky)

Номер образца	Мощность интервала, см	Мацералы, %			∑ОК	Wa, %	A^d, %	$R_{o,n}$
		Vt	*Sv*	*I*				
РК-2-18	5,0	28	7	32	37	0,66	28,5	1,532
РК-3-18	5,0	41	7	36	41	0,46	9,9	1,482
РК-4-18	5,0	25	8	48	53	0,40	15,4	1,482
РК-5-18	5,0	38	6	45	49	0,31	6,9	1,477
РК-6-18	5,0	16	5	38	41	0,44	12,3	1,460
РК-7-18	5,0	47	6	29	33	0,39	8,7	1,488
РК-8-18	5,0	12	10	51	58	0,36	18,7	nd
РК-9-18	5,0	33	7	22	27	0,33	10,5	1,500
РК-10-18	5,0	7	8	65	70	0,35	19,4	nd
РК-11-18	5,0	45	11	29	36	0,36	8,3	1,491
РК-12-18	5,0	44	6	35	39	0,30	9,9	1,502
РК-13-18	3,0	48	6	28	32	0,30	13,1	1,490
РК-14-18	1,5	nd	nd	nd	nd	0,86	71,9	nd
РК-15-18	10,0	nd	nd	nd	nd	1,20	87,8	nd
РК-16-18	2,0	16	9	22	28	0,49	46,4	nd
РК-17-18	5,0	46	7	24	29	0,37	17,0	nd
РК-18-18	3,0	37	5	35	38	0,32	14,3	1,487
РК-19-18	3,0	43	6	34	38	0,28	13,4	1,494
РК-20-18	5,0	35	6	23	27	0,33	9,4	1,496
РК-21-18	5,0	35	13	40	49	0,38	10,9	1,504
РК-22-18	5,0	14	10	33	40	0,36	17,8	nd
РК-23-18	5,0	15	6	39	43	0,42	13,9	1,491
РК-24-18	5,0	40	6	26	30	0,50	8,3	1,490
РК-25-18	5,0	41	7	27	32	0,36	5,4	1,509
РК-26-18	8,0	39	5	21	24	0,36	5,4	1,497
РК-27-18	5,0	50	5	15	18	0,36	3,5	1,487
РК-28-18	5,0	28	6	23	27	0,34	5,2	1,487
РК-29-18	5,0	48	3	30	32	0,36	5,0	1,494
РК-30-18	5,0	50	9	30	36	0,34	3,7	1,502
РК-31-18	2,0	17	1	10	11	0,73	67,1	nd
РК-32-18	5,0	47	5	37	40	0,36	5,0	1,486
РК-33-18	10,0	10	nd	8	8	0,52	57,2	nd
Среднее		35,3	6,9	33,1	37,8	0,39	11,4	1,493

Примечание: nd – данные отсутствуют; *Vt* – витринит, *Sv* – семивитринит, *I* – инертинит, ∑ОК – сумма окисляющих компонентов, Wa – содержание влаги, A^d – зольность на сухое вещество, $R_{o,n}$ – отражательная способность витринита в масляной иммерсии.

Note: nd – no data; *Vt* – vitrinite, *Sv* – semivitrinite, *I* – inertinite, ∑ОК – is the sum of oxidizing components, Wa – moisture content, A^d – ash content on dry matter, $R_{o,n}$ – the reflectivity of vitrinite in oil immersion.

Сумма окисляющих компонентов в углях колеблется от 18 до 70%. Уголь непосредственно под внутрипластовым породным прослоем и над ним имеет близкие характеристики по содержанию основных мацералов и по сумме окисляющих компонентов. Это указывает на отсутствие влияния изменения геодинамической обстановки внутри бассейна на накопление данного горизонта. По-видимому, эта особенность отражает незакономерный, катастрофический характер накопления породного прослоя в угольном пласте, обусловленный аэрогенным выпадением минерального вещества из удаленного источника. Наиболее вероятным представляется поступление вулканогенной пирокластики в бассейн угленакопления. Отчасти это подтверждается значительными площадями распространения данного горизонта при сравнительно малой, но довольно выдержанной мощности от 6 до 15 см, редко более. В разрезах и подземных горных выработках верхний прослой распознается по повышенной радиоактивности в 30–50 мкР/ч, существенно превышающей радиоактивность углевмещающих пород. Благодаря

наличию породного прослоя с повышенной радиоактивностью пласт XI легко идентифицируется методом гамма-каротажа.

Методика исследований

Методика опробования. Опробование проводилось в горных выработках (в разрезах и подземных выработках) в период с 1989 по 2018 г. Всего опробовано 12 сечений. Два сечения опробовано на шахте им. Л.Д. Шевякова, семь – на шахте им. В.И. Ленина, на остальных предприятиях – по одному. Наиболее детальный разрез выполнен в 2018 г. на разрезе Распадский (рис. 3).

Опробование проводилось бороздовым методом с сечением борозды 15×5см. Длина секций опробования зависела от степени однородности пласта в вертикальном разрезе и колебалась от 1,5 до 10 см при детальном исследовании и от 5 до 70 см в других сечениях. Всего в детальном разрезе при мощности пласта 1,5 м было взято 34 пробы. Помимо угля были опробованы кровля и подошва пласта, а также внутрипластовые породные прослои. При опробовании в предыдущие годы (1989–2002) в других сечениях тем же методом отбиралось от 8 до 15 проб [Арбузов и др., 2000; Арбузов, Ершов, 2007]. Дубликаты проб с шахты им. Л.Д. Шевякова в 1992 г. были переданы Б.Ф. Нифантовым для исследования В.В. Середину [1994, 2004].

Аналитические методы. В исследованиях использован комплекс современных высокоразрешающих аналитических методов: масс-спектро-метрический метод с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS), метод атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-AES) и инструментальный нейтронно-активационный анализ (ИНАА).

Аналитические исследования методом ICP-AES и ICP-MS выполнены в анлитическом центре Дальневосточного геологического института ДВО РАН, г. Владивосток. Основные породообразующие элементы (Al, Ti, Fe, Ca, Mg, K, Na и P в форме оксидов) определены с помощью ICP-AES на спектрометре iCAP 7600 Duo (Thermo Scientific, США). Анализ малых элементов выполнен на Agilent 7500c ICP-MS (Agilent Technologies, Япония) в варианте сплавлении с матаборатом лития и на Agilent 7700x ICP-MS в варианте разложения в смеси кислот (HF, HNO_3 и $HClO_4$).

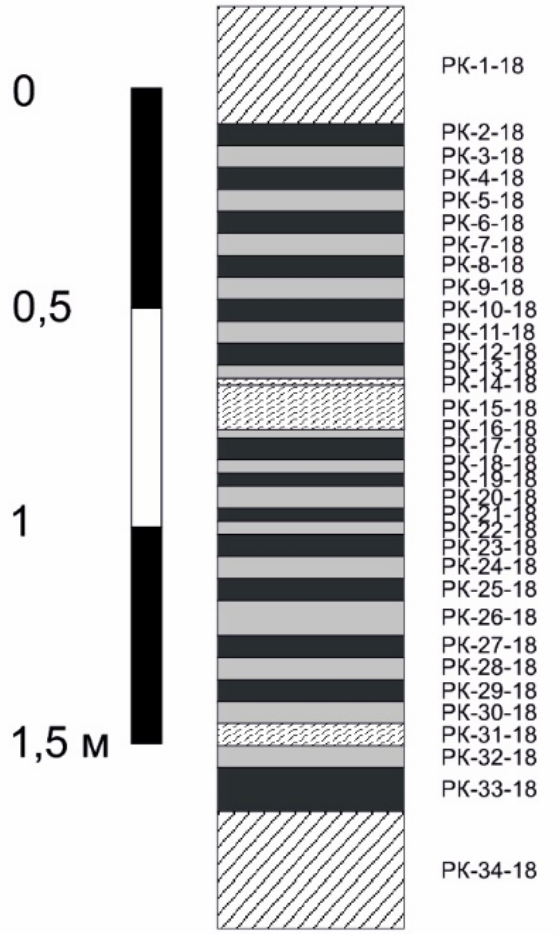


Рис. 3. Схема опробования углей пласта XI на разрезе Распадский

Fig. 3. Coals sampling scheme at the seam XI on the Raspadsky open-pit coal mine

Анализ методом ИНАА производился в ядерно-геохимической лаборатории отделения геологии Национального исследовательского Томского политехнического университета (ТПУ) (исполнитель – А.Ф. Судыко). Для определения содержания использовали метод ИНАА из навески 200 мг для угля и 100 мг для золы угля и углевмещающих пород. Определение содержания 29 элементов в углях, углевмещающих породах и внутриугольных прослоях во всех пробах производилось без предварительного концентрирования с целью избежать потерь некоторого количества химического элемента при озолении. Для контроля одновременно их содержание определялось и в золе угля. Облучение проб нейтронами выполнено на исследовательском ядерном реакторе ИРТ-Т Научно-исследовательского института ядерной физики ТПУ. Качество нейтронно-активационного анализа контролировалось по различным стандартам золы угля и горных пород, в том числе по стандарту ЗУК-2 (зола угля Канско-Ачинского бассейна).

Содержание ртути в пробах определяли на атомно-абсорбционном спектрометре РА-915+ с использованием пакета программ RA915P (ПНД Ф 16.1:2.23–2000). Пробы угля и горных пород анализировали с помощью пиролитической приставки ПИРО-915 (метод пиролиза). Диапазон измерений для массовой доли общей ртути в пробах составляет от 10^{-3} г/т до 10 г/т.

Для изучения характера распределения минерального вещества в неугольных прослоях и прилегающем к ним пространстве, анализа их текстурно-структурных особенностей выполнено петрографическое изучение шлифов на оптическом микроскопе Axioskop-40.

Диагностика состава минерального вещества неугольных прослоев, в том числе глинистых минералов, проведена рентгенофазовым методом анализа. Рентгенофазовый анализ выполнен в лаборатории литологии Томского научно-исследовательского и проектного института нефти и газа на рентгеновском дифрактометре RIGAKU ULTIMA IV с реализацией съемки рентгенограмм в геометрии Брэгга-Брентано (исполнитель Е.С. Кондрашова). Съемка дифрактограмм проводилась при следующих параметрах: анод – Cu (медь), напряжение рентгеновской трубки – 40 кВ, ток – 30 мА, мощность – 1,2 кВт, скорость съемки 1°/мин, шаг 0,02°, углы съемки 2Θ от 5 до 70°. Для улучшения качества рентгенофазового анализа и идентификации минералов с низким содержанием применялись специальные методы обработки проб [Moore, Reynolds, 1997]. Основной минеральный состав во внутриугольных породных прослоях и углевмещающих породах определен также на дифрактометре D2 Phaser фирмы Bruker (исполнитель Б.Р. Соктоев).

Изучение микроминеральных форм элементов в углях и золах углей производилось на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Hitachi S-3400N в МИНОЦ «Урановая геология» в отделении геологии ТПУ. Состав включений определялся с помощью энерго-дисперсионного спектрометра Bruker XFlash 4010/5010 для проведения рентгеноспектрального анализа. Исследование проб выполнялось в режиме низкого вакуума с детектором обратно-рассеянных электронов. Отбор проб для изготовления препаратов и последующего СЭМ исследования осуществлялся на основании результатов анализа проб методами ИНАА и ICP-MS. Главным критерием отбора проб угля и золы угля было аномальное содержание в них исследуемых редких элементов.

Результаты исследований

Химический состав угля, золы угля и породного прослоя в пласте XI

Среднее содержание элементов-примесей в углях, золе угля и в партинге пласта XI показано в табл. 2. Как следует из этих данных, угли и особенно золы углей характеризуются аномально высокими концентрациями Nb, Ta, Zr, Hf, Ag, Be, Sn, Y, REE, повышенными по сравнению с угольным кларком содержаниями Li, Ga, Co, Ni, Cu, Ba, Mo, W, Pb и Th.

Таблица 2

Содержание элементов-примесей в углях, золах углей и породном прослое в пласте XI, г/т

Table 2

Content of the trace elements in coals, coal ashes and rock interlayer in the seam XI, ppm

Элемент	Верхняя пачка		Порода[1]	Нижняя пачка		Весь пласт			Кларк[3]		КК[4]
	Уголь	Зола		Уголь	Зола	Уголь	Зола	Зола[2]	Уголь	Зола	
Li	34,0	239	43.2	12,7	128	21,9	186	136	12	66	2,8
Be	5,9	41,5	14,6	2,9	29,3	4,2	36,6	26,4	1,6	9,4	3,9
Sc	2,4	16,9	7,8	0,92	9,3	1,6	13,7	10,4	3,9	23,0	0,6
V	17,6	123,9	49,6	7,2	72,7	11,7	103	78,0	25,0	155	0,7
Cr	15,0	106	79,6	8,4	84,8	11,2	98,5	86,2	16,0	100	1,0
Co	18,5	130	12,1	8,6	86,9	12,9	113	68,6	5,1	32,0	3,5
Ni	27,7	195	25,5	24,9	252	26,1	229	140	13,0	76,0	3,0
Cu	19,0	134	60,5	10,7	108	14,3	126	97,2	16,0	92,0	1,4
Zn	16,3	115	291	11,9	120	13,8	121	176	23,0	140	0,9

Элемент	Верхняя пачка		Порода[1]	Нижняя пачка		Весь пласт			Кларк[3]		КК[4]
	Уголь	Зола		Уголь	Зола	Уголь	Зола	Зола[2]	Уголь	Зола	
Ga	5,3	37,3	80,6	3,2	32,3	4,1	36,1	51,6	5,8	33,0	1,1
Ge	0,9	6,2	3,4	0,9	8,9	0,9	7,5	6,0	2,2	15,0	0,5
As	1,6	11,4	6,0	3,8	38,2	2,8	24,2	16,8	8,3	47	0,5
Se	1,1	7,7	6,8	0,8	7,7	0,9	7,7	7,5	1,3	8,8	0,9
Br	1,5	10,7	0,83	0,8	7,9	1,1	9,7	5,8	5,2	32	0,3
Rb	6,0	42,2	62,8	2,6	26,3	4,1	35,8	44,5	14,0	79	0,5
Sr	28,8	203	205	94,0	949	65,8	578	417	110	740	0,8
Y	20,7	146	118	15,0	152	17,4	153	129	8,4	51,0	3,0
Zr	207	1 457	1 910	217	2 191	213	1 870	1 751	36,0	210	8,9
Nb	65,5	461	264	78,5	793	72,9	650	482	3,7	20	32,5
Mo	4,9	34,4	0,7	2,3	23,7	3,5	30,3	17,8	2,2	14,0	2,2
Ag	0,39	2,8	2,8	0,38	3,8	0,38	3,4	3,1	0,095	0,61	5,6
Cd	0,18	1,3	2,6	0,16	1,6	0,17	1,5	1,8	0,22	1,2	1,3
Sn	1,0	7,0	35,0	1,2	11,7	1,1	9,4	17,6	1,1	6,4	1,5
Sb	1,0	6,9	1,3	0,6	6,1	0,76	6,7	4,4	0,92	6,3	1,1
Te	0,017	0,12	0,2	0,020	0,20	0,018	0,16	0,17	Н.д.	Н.д.	
Cs	0,30	2,1	4,0	0,17	1,7	0,22	2,0	2,7	1,0	6,6	0,3
Ba	157	1 105	565	151	1 525	154	1 348	1 006	150	940	1,4
La	12,1	85,2	149	19,1	193	16,1	141	140	11	69,0	2,0
Ce	23,6	166	302	36,6	370	31,0	272	277	23	130	2,1
Pr	2,7	19,0	32,5	4,1	41,4	3,5	30,9	30,7	3,5	20,0	1,5
Nd	9,7	68,3	107	14,1	142	12,2	107	104	12,0	67,0	1,6
Sm	2,3	15,9	24,0	3,0	30,3	2,7	23,5	22,5	2,0	13,0	1,8
Eu	0,29	2,0	1,6	0,26	2,6	0,27	2,4	2,0	0,47	2,5	1,0
Gd	2,7	18,7	26,0	2,92	29,5	2,8	24,7	23,6	2,7	16,0	1,5
Tb	0,47	3,3	4,5	0,46	4,6	0,46	4,1	3,9	0,32	2,1	2,0
Dy	3,1	21,5	24,2	2,6	26,0	2,8	24,4	22,5	2,1	14,0	1,7
Ho	0,71	5,0	4,5	0,54	5,5	0,61	5,4	4,7	0,54	4,0	1,4
Er	2,16	15,2	12,2	1,56	15,8	1,82	16,0	13,5	0,93	5,5	2,9
Tm	0,31	2,2	1,8	0,22	2,2	0,26	2,3	1,9	0,31	2,0	1,2
Yb	1,82	12,8	9,7	1,34	13,5	1,55	13,6	11,0	1,0	6,2	2,2
Lu	0,28	2,0	1,5	0,19	1,9	0,23	2,0	1,7	0,20	1,2	1,7
Hf	3,4	23,7	76,4	4,1	41,3	3,6	31,8	42,1	1,2	8,3	3,8
Ta	0,45	3,2	56,4	0,99	10,0	0,79	6,9	22,0	0,28	1,7	4,1
W	2,1	14,6	2,7	0,87	8,8	1,4	12,2	8,2	1,1	6,9	1,8
Re, мг/т	<1	<7	<1	1,5	16	1,0	8,0	4,6	Н.д.	Н.д.	
Au	<0,002	<0,01	<0,002	<0,002	<0,01	<0,002	<0,01	<0,01	0,0037	0,022	
Hg[5]	12	84,5	763	17	172	15	127	379	100	750	0,2
Tl	0,052	0.36	0,76	0,054	0,55	0,053	0,47	0,62	0,63	4,9	0,1
Pb	11,3	79,6	39,8	7,4	75,1	9,1	79,9	62,0	7,8	47,0	1,7
Th	4,5	31,7	80,7	3,9	39,5	2,9	25,6	32,4	3,3	21,0	1,2
U	1,72	12,1	15,9	1,70	17,2	1,6	13,6	14,3	2,4	16,0	0,9
∑РЗЭ	62,1	437	700	87,1	880	76	670	660	60,1	353	1,9

Примечание: Н.д. – нет данных; 1 – вулканогенный прослой; 2 – в золе угля с породным прослоем; 3 – кларк для углей по [Ketris, Yudovich, 2009]; 4 – КК – отношение среднего содержания в золе угля к кларку для золы углей; 5 – в мг/т. Содержание Hg, Tl, Re, Li, As, Sb, Br в золе угля определено путем пересчета с содержания в угле.

Note: Н.д. – no data; 1 – volcanogenic interlayer; 2 – in coal ash with rock interlayer; 3 – clarke for coal according to [Ketris, Yudovich, 2009]; 4 – КК – the ratio of the average content in coal ash to clarke for coal ash; 5 – in ppb. The content of Hg, Tl, Re, Li, As, Sb, Br in coal ash is determined by recalculating from the content in coal.

На локальных интервалах их содержание может достигать значительных величин. Так, концентрации циркония непосредственно над породным прослоем достигают 1,39%, а ниобия – 0,43%. Вблизи породного прослоя и непосредственно в нем аномальны многие литофильные элементы. Содержание иттрия достигает 286 г/т, гафния – 173 г/т, олова – 31 г/т, галлия – 81 г/т, бериллия – 109 г/т, суммы лантаноидов – 0,19%, тория – 97,8 г/т, урана – 59,4 г/т, вольфрама – 43 г/т, тантала 71 г/т. Все эти аномалии отчетливо приурочены к маломощному породному горизонту. Горизонт выделяется повышенной радиоактивностью (30–50 мкР/ч) и аномальным содержанием большой группы литофильных редких металлов, включая Zr, Nb, Ta, Hf, Y, РЗЭ, Sn, Th и U (табл. 2).

Аномальны в золах углей концентрации и некоторых других элементов. Так, в различных участках пласта содержание меди в отдельных пробах золы угля превышает 400 г/т, цинка – 400 г/т, свинца – 196 г/т.

В совокупности эти данные позволяют выделить в пласте XI специфическое Nb(Ta)-Zr(Hf)-РЗЭ(Y) оруденение с группой попутных литофильных металлов (Ga, Li, Sn и др.) Руды такого состава выявлены и детально изучены в Китае [Dai et al., 2010, 2012]. Однако оруденение в пласте XI обладает своей ярко выраженной спецификой, обусловленной как особенностями их состава, так и особенностями состава пород, рассматриваемых в качестве источника оруденения.

Ниобий и тантал. Наиболее значимы в пласте XI уровни накопления ниобия и тантала. Концентрация ниобия в среднем для золы угля составляет 650 г/т, что в 32,5 раза превышает средние данные для золы угля мира. Средневзвешенное для золы угля с учетом породного прослоя несколько ниже – 482 г/т. В пересчете на оксиды это, соответсвенно, 930 и 689 г/т. В породном внутрипластовом прослое содержание ниобия составляет 264 г/т, что также в 10,6 раза выше кларка для земной коры.

Распределение ниобия в разрезе пласта весьма неравномерно. Видна отчетливая приуроченность наибольших концентраций к породному прослою (рис. 4), что позволяет связать их генезис. При этом уровни накопления ниобия в золе угля над тонштейном выше, чем под ним. Зона обогащения над прослоем более контрастная, но меньше по мощности, а под ним – менее контрастная, но больше по мощности. Содержание ниобия в золе здесь составляет 0,43–0,13%. Средние содержания и особенно локальные концентрации ниобия в золе угля существенно превышают те, что описаны в угленосных отложениях в Китае и в других регионах мира [Середин, 2004; Seredin, Finkelman, 2008; Dai et al., 2010, 2012, 2014].

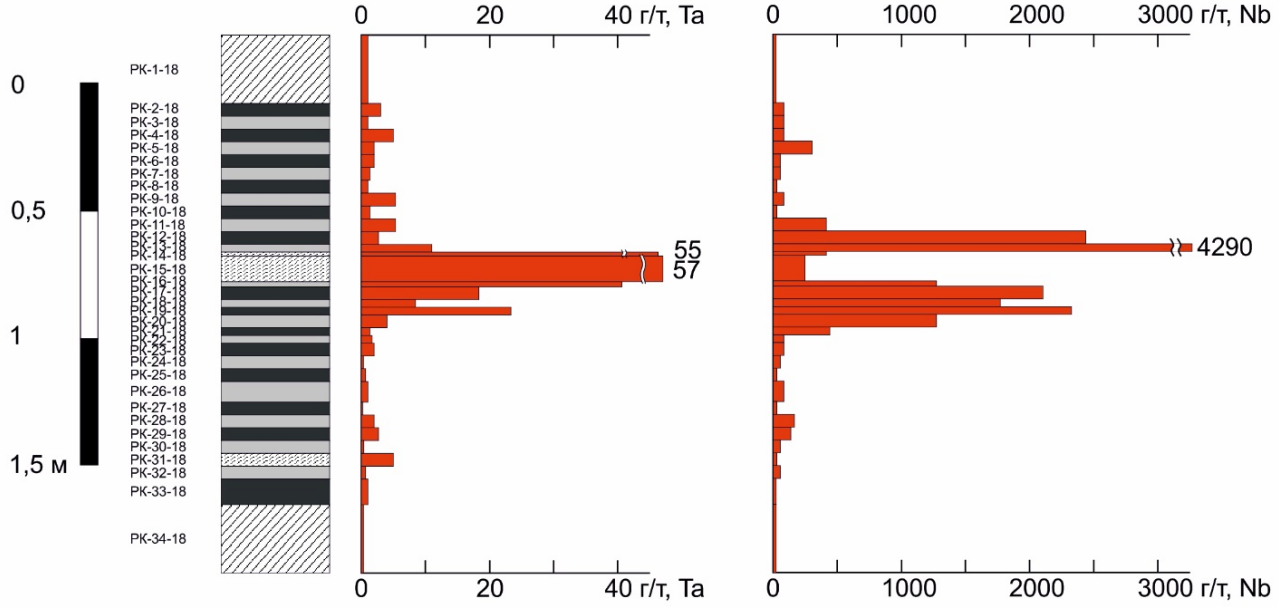


Рис. 4. Распределение Nb и Ta в разрезе пласта XI, разрез Распадский

Fig. 4. Distribution of Nb and Ta in the section of seam XI, Raspadsky open-pin coal mine

Уникальная особенность породного прослоя – это высокое содержание тантала, составляющее в среднем для 12 сечений 42 г/т при вариациях от 28 до 71 г/т. Более высокие локальные концентрации, достигающие 220 г/т, отмечены только в одном угольном месторождении мира [Bouška, Pešek, 1999]. Ниобий-танталовое отношение при этом изменяется от 4 до 6 в породном прослое и от 79 до 144 в золе угля нижней и верхней пачки соответственно. Это свидетельствует о существенно более высокой подвижности ниобия по сравнению с танталом в процессе преобразования прослоя, выносе ниобия и формировании редкометалльного оруденения в приконтактовой зоне. Содержания тантала в золе угля в нижней пачке 10 г/т, а в верхней – всего 3,2 г/т при аномально высоких содержаниях ниобия (табл. 2). Такие особенности распределения тантала и ниобия и тантал-ниобиевого отношения в разрезе угольного пласта описаны для углей позднепермского возраста из месторождения Хуаиншан в Юго-Западном Китае [Dai et al., 2014].

Цирконий и гафний. Среднее содержание циркония в угле пласта XI составляет 213 г/т, в золе угля – 1 870 г/т, в золе угля с учетом породного прослоя – 1 751 г/т (см. табл. 2). В пересчете на оксиды это 2 256 и 2 365 г/т соответственно. Коэффициент накопления циркония в золе угля пласта XI по отношению к средней оценке для углей мира составля-

ет 8,9. Прослой содержит 1 910 г/т циркония, что также в 10 раз выше кларка для верхней континентальной земной коры.

Для циркония характерен такой же тип распределения в разрезе пласта, что и для ниобия. Наибольшие концентрации в золе угля отмечены непосредственно над породным прослоем. Они достигают 1,39%. Зона обогащения угля верхней пачки над прослоем незначительна по мощности. В нижней пачке зона обогащения хотя и не так контрастна, зато существенно больше по мощности (рис. 5).

Такой тип распределения циркония вблизи измененной вулканогенной пирокластики – тонштейнов выявлен давно и описан для нескольких регионов [Crowley, Stanton, Ryer, 1989, Hower, Rupport, Cortland, 1999; Арбузов и др., 2000; Arbuzov et al., 2016; Вергунов, Арбузов, Соболенко, 2019].

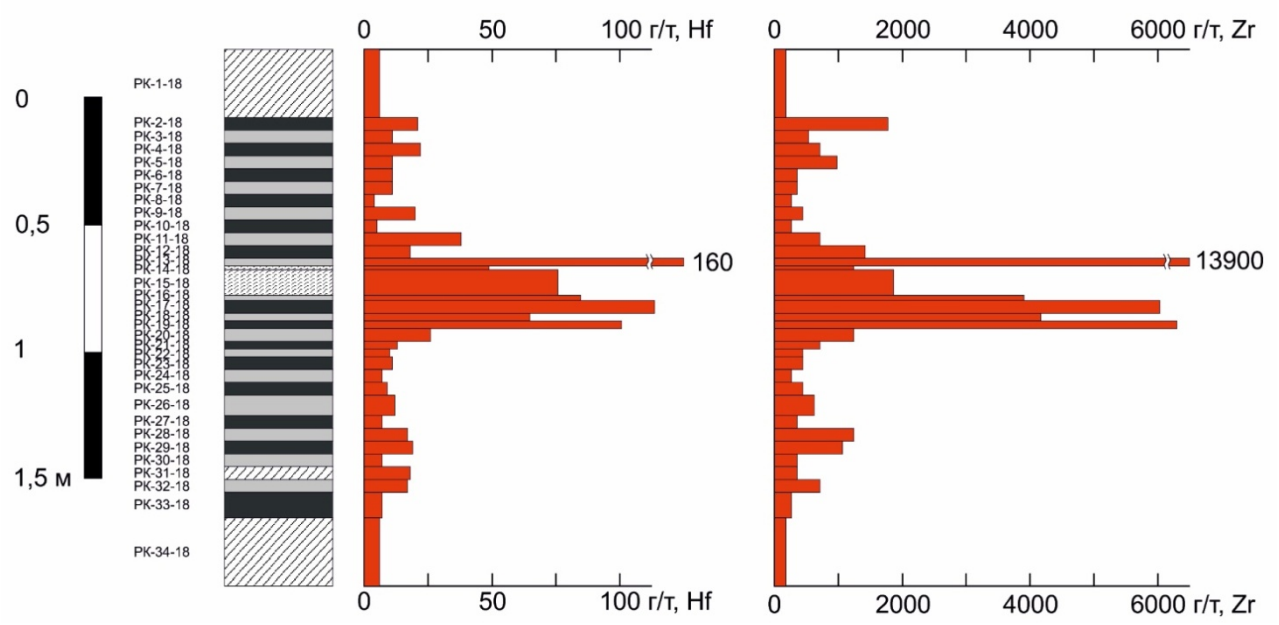


Рис. 5. Распределение циркония и гафния в разрезе пласта XI, разрез Распадский

Fig. 5. Distribution of zirconium and hafnium in the section of the seam XI, Raspadsky open-pin coal mine

Содержание гафния также аномально. В среднем в золе угля оно составляет 31,8 г/т, в золе с учетом породного прослоя – 42,1 г/т (табл. 2). Коэффициент накопления по отношению к среднему содержанию в углях мира – 3,8. В прослое содержится в среднем 76,4 г/т гафния, что в 13,2 раза выше кларка для верхней континентальной земной коры.

Распределение гафния в разрезе повторяет распределение циркония, что неудивительно, учитывая геохимическое сродство этих элементов. Но при этом цирконий – гафниевое отношение в золе угля вблизи породного прослоя (60–80) существенно выше, чем в самом прослое (30) и в золе угля на удалении от него (30–40). Это указывает на меньшую подвижность Hf в данных условиях по сравнению с Zr.

Редкоземельные элементы (лантаноиды и иттрий). Из группы редкоземельных элементов существенное накопление установлено только для лантаноидов и иттрия. Угли, золы углей и породный прослой бедны скандием. Максимальные локальные концентрации скандия в золе угля не превышают 28,8 г/т.

Среднее содержание суммы лантаноидов и иттрия в угле пласта XI составляет 93,4 г/т, в золе угля – 823, в золе угля с учетом прослоя – 788 г/т (см. табл. 2). В пересчете на оксиды это составляет 975 и 934 г/т. Значения эти невелики, но в 2 раза превышают кларк для золы угля.

Распределение лантаноидов в разрезе не так отчетливо привязано к породному прослою, как это установлено для ниобия и циркония, что может быть обусловлено большей подвижность РЗЭ в водах зоны гипергенеза. Отчетливо обогащается участок пласта непосредственно под прослоем. Это сказывается на различии в содержании РЗЭ в верхней и нижней пачке. В нижней пачке в золе угля содержание суммы РЗЭ – 880 г/т, а в верхней – только 437 г/т.

В соответствии с рекомендациями В.В. Середина и Ш. Дая [Seredin, Dai, 2012], для предварительной оценки условий накопления лантаноидов в углях выполнено нормирование содержаний РЗЭ в

угле и золе угля на кларк в земной коре. Нормированные на кларк в верхней континентальной земной коре по [Taylor, McLennan, 1985] графики показывают, что в верхней пачке представлен *H*-тип графика, указывающий на преимущественное накопление РЗЭ за счет гидрогенного механизма (рис. 6). При этом отчетливо проявлена европиевая аномалия, указывающая на преимущественное влияние пород кислого состава на накопление РЗЭ в углях этой пачки.

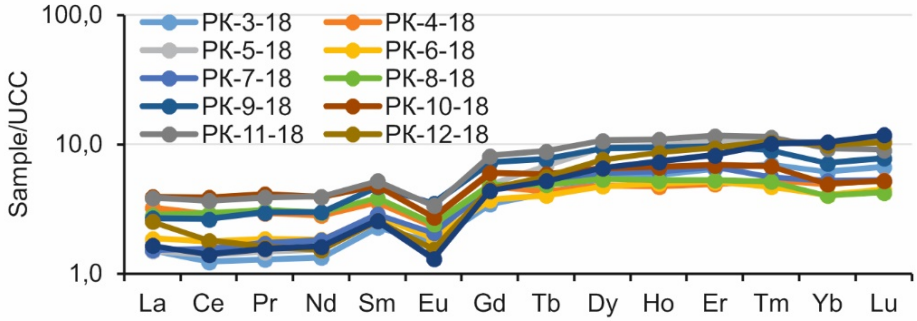


Рис. 6. Нормированные графики распределения РЗЭ в золе угля верхней пачки пласта XI (Кузбасс)
Нормировано на кларк в верхней континентальной земной коре [Taylor, McLennan, 1985]

Fig. 6. Normalized graphs of the distribution of REEs in coal ash of the upper pack of layer XI (Kuzbass)
Normalized to clarke in the upper continental crust [Taylor, McLennan, 1985]

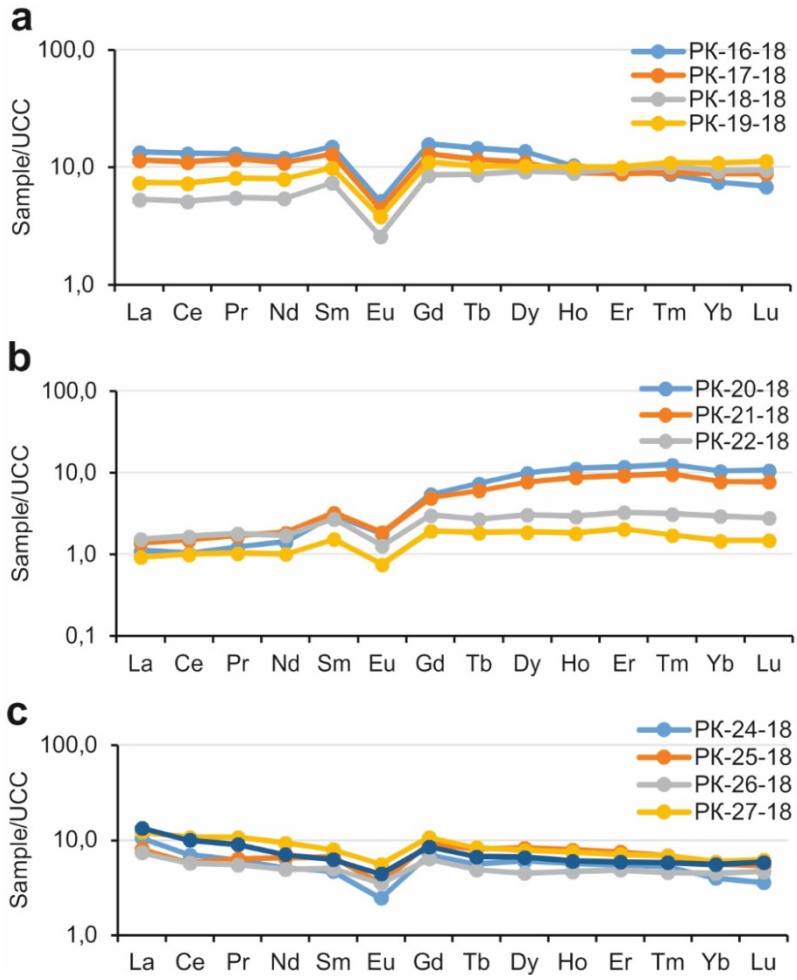


Рис. 7. Нормированные графики распределения РЗЭ в золе угля нижней пачки пласта XI (Кузбасс)
A – уголь под породным прослоем; B – средняя часть угольной пачки; C – нижняя часть угольной пачки. Нормировано на кларк в верхней континентальной земной коре [Taylor, McLennan, 1985]

Fig. 7. Normalized graphs of the distribution of REE in the coal ash of the lower pack of the seam XI (Kuzbass)
A – coal under the rock interlayer; B – the middle part of the coal bench; C – lower part of the coal bench. Normalized to clarke in the upper continental crust [Taylor, McLennan, 1985]

Отрицательная европиевая аномалия сохраняется и в нижней пачке. Ее контрастность постепенно уменьшается на удалении от прослоя к подошве пласта (рис. 7). В нижней пачке непосредственно под прослоем проявлен L-M-тип нормированной кривой (см. рис. 7, *A*), который постепенно переходит в H-тип (рис. 7, *B*), а затем вновь в L-тип (рис. 7, *C*). Переход происходит постепенно, что является следствием проявления геохимической зональности, обусловленной разной подвижностью легких и тяжелых РЗЭ в водных растворах и, следовательно, указывает на важное значение процессов перераспределения элементов как на стадии торфонакопления, так и в последующем преобразовании углей.

Галлий. Хотя галлий и не определяет экономическое значение редкометалльного оруденения пласта XI, однако он являются важным сопутствующим элементом с содержаниями, сопоставимыми с промышленно значимыми величинами [Середин, 2004; Seredin, Dai, 2012; Dai et al., 2012; Dai, Finkelman, 2018]. В угле и золе угля содержание галлия рядовое, сопоставимое со средними данными для углей мира, но в породном прослое оно достигает 80 г/т. Галлий слабо мигрирует в процессе преобразования пирокластики. В связи с этим им обогащены угли только в непосредственном контакте с прослоем. В среднем на пласт его содержание в золе угля равно 51,6 г/т (см. табл. 2). По этой характеристике галлий близок к танталу. Они образуют единую ассоциацию.

Радиоактивные элементы (уран и торий). Содержание радиоактивных элементов в углях пласта XI далеко от промышленно значимых, но при этом имеет важное индикаторное значение при выявлении подобного типа оруденения в углях. Радиоактивные элементы позволяют обнаружить обогащенные искомой группой редких элементов горизонты, ответственные за формирование подобного типа редкометалльного оруденения. Благодаря их повышенной радиоактивности (30–50 мкР/ч), они легко выявляются при гамма-каротаже или при использовании малогабаритного радиометрического оборудования непосредственно в горных выработках. Среднее содержание урана в золе угля пласта XI составляет 14,3 г/т, тория – 25,6 г/т, что сопоставимо с кларковыми значениями (табл. 2). В то же время партинг содержит 80,7 г/т Th и 15,9 г/т U. В золе угля на контакте с породным прослоем содержание тория достигает 97,8 г/т, а урана – 59,4 г/т. Их распределение в разрезе близко к распределению других специфичных для данного оруденения элементов. Высокий коэффициент корреляции между ураном и торием в угле (0,92) и золе угля (0,84) свидетельствует о совместной их миграции и указывает на восстановительные условия среды. В окислительных условиях уран окисляется с образованием уранилиона и мигрирует более активно, в связи с чем корреляционная связь нарушается.

Минеральный состав

Геохимические исследования показали, что выявленное комплексное Nb-Ta-Zr-Hf-Y-REE-Ga оруденение в пласте XI тесно связано с породным прослоем, разделяющим пласт на две пачки. Содержание основных ценных элементов отчетливо снижается при удалении от прослоя. Сам партинг также аномален по содержанию этих элементов. В частности, содержание тантала в нем достигает 70 г/т и рассматривается как промышленное оруденение. В связи с этим минеральный состав породного прослоя представляет особый интерес.

Исследование петрографического состава породного прослоя на оптическом микроскопе показало, что он представляет собой обломочную породу алевритовой размерности. Основная масса породы глинисто-гидрослюдистая. В ней многочисленные порфирокласты кварца и полевых шпатов. Расположение зерен неориентированное, стратификация в прослое не просматривается. Сами зерна угловатые, без следов окатанности, расположены беспорядочно (рис. 8).

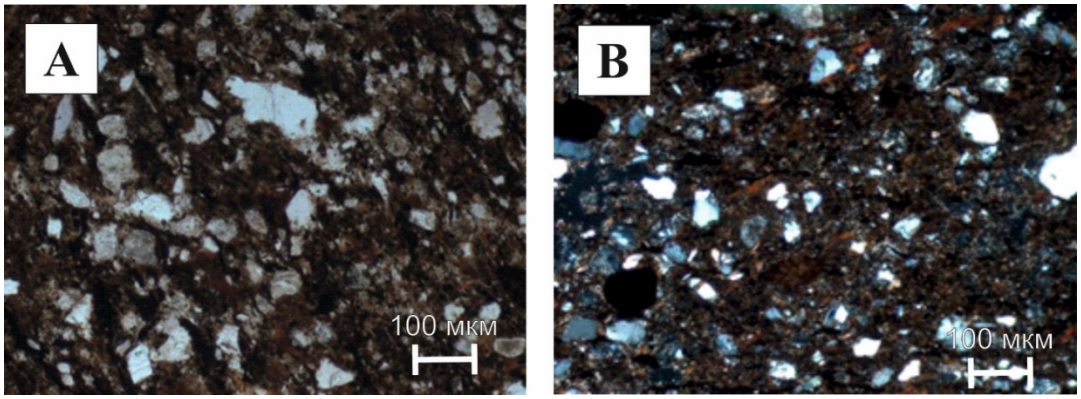


Рис. 8. Структура породы прослоя в пласте XI. Оптический микроскоп. Проходящий поляризованный свет: николи скрещены

Fig. 8. The structure of the layer rock in the seam XI. Transmitted-light optical microscopy: crossed polars

Отсутствие следов водной транспортировки, сортировки и стратифицированного отложения вещества позволяет предполагать аэрогенный перенос и одноактное отложение обломочного материала. Преобладание в составе породы глинисто-гидрослюдистого материала с большой долей порфирокластов дает возможность предположить изменение значительной части неустойчивого первичного вещества осадка уже в палеоторфянике. На роль такого вещества наиболее подходит вулканическое стекло, достаточно неустойчивое в кислой среде палеоболота.

Рентгенофазовый анализ нескольких сечений партинга позволяет отметить преобладание в породе кварца (37,2%), альбита (13,9%), калиевого полевого шпата (6,2%) реликтовых слюдистых минералов (8,6%), новообразованных минералов группы смектита (15%) и каолинита (7,9%). В небольшом количестве присутствует сидерит (4,2%), содалит (2,1%), анатаз (1,1%), кристобалит и тридимит (табл. 3).

Таблица 3

Минеральный состав породного прослоя в пласте XI, %

Table 3

The mineral composition of the rock interlayer in the seam XI, %

Минерал	Разрез Распадский	Шахта Ленина
Кварц	37,2	56,3
Каолинит	7,9	2,0
Альбит	13,9	6,7
Кристобалит	1,1	–
Содалит	2,1	–
Тридимит	0,9	–
Анатаз	1,1	–
Гипс	0,6	–
Смектит, ССО	15,0	12,9
Слюда	8,6	16,5
КПШ (санидин)	6,2	5,6
Сидерит	4,3	–
Хлорапатит	1,1	–
Сумма, %	100,0	100,0

Микроминеральный состав изучен на электронном микроскопе Hitachi S-3400N. Диагностика минералов проведена на основании анализа их состава с помощью энерго-дисперсионного спектрометра Bruker XFlash 4010/5010 для проведения рентгеноспектрального анализа.

В составе породного прослоя отмечены многочисленны кристаллы альбита, каолинит, смешанно-слойные образования, представленные железо-магнезиальным хлоритом (шамозит) и иллитом. Встречаются специфичные глобулярные и почковидные формы иллита и смешанно-слойных образований (рис. 9).

На границе выше и ниже породного прослоя в углях отмечено значительное количество новообразованных агрегатов кварца и альбита. Распространены глобулярные и пластинчатые выделения кварца (рис. 10). Часто формируются скопления глобул кварца в трещинах в угле. Не вызывает сомнения его вторичная по отношению к породному прослою и углю природа. Вероятно, кварц был частично выщелочен из породы и переотложен в угле.

Цирконий и ниобий. Минералы циркония представлены цирконом, сложными Nb-Zr силикатами и Fe-Ti-Nb-Zr окислами. Размеры кристаллов циркона достигают 30 мкм (рис. 11, *A*). Во всех зернах присутствует около 2% примеси гафния. Крупные кристаллы, предположительно, реликтовые. Встречаются крайне редко.

Новообразованные минералы циркония и ниобия представлены группой Ti-Nb-Zr окислов с переменным количеством Ti, Nb, Zr и Fe (рис. 12, *B–D*). Встречаются землистые агрегаты оксида титана с примесью циркония и ниобия (рис. 13).

В углях над породным прослоем и под ним ниобий и цирконий представлены оксидами Zr-Nb-Fe-Ti с переменным количеством каждого из элементов.

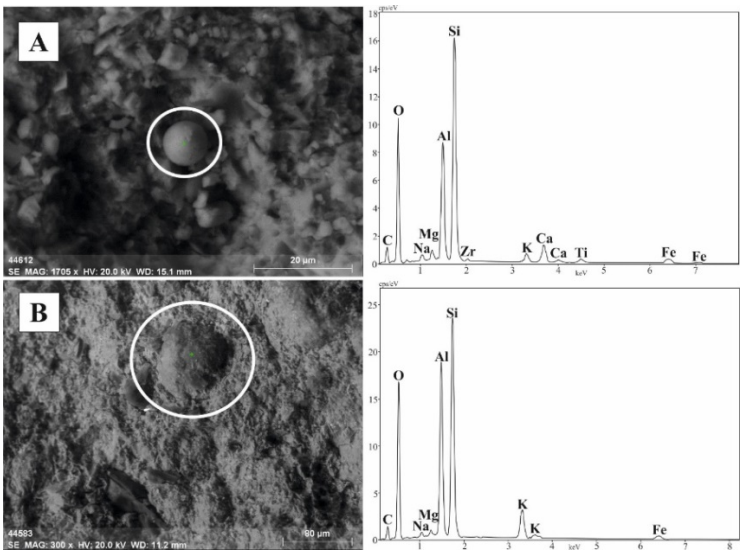


Рис. 9. Глобулярные (A) частицы минералов группы смектита и почковидные (B) частицы иллита

Fig. 9. Globular (A) particles of smectite group minerals and nodular (B) illite particles

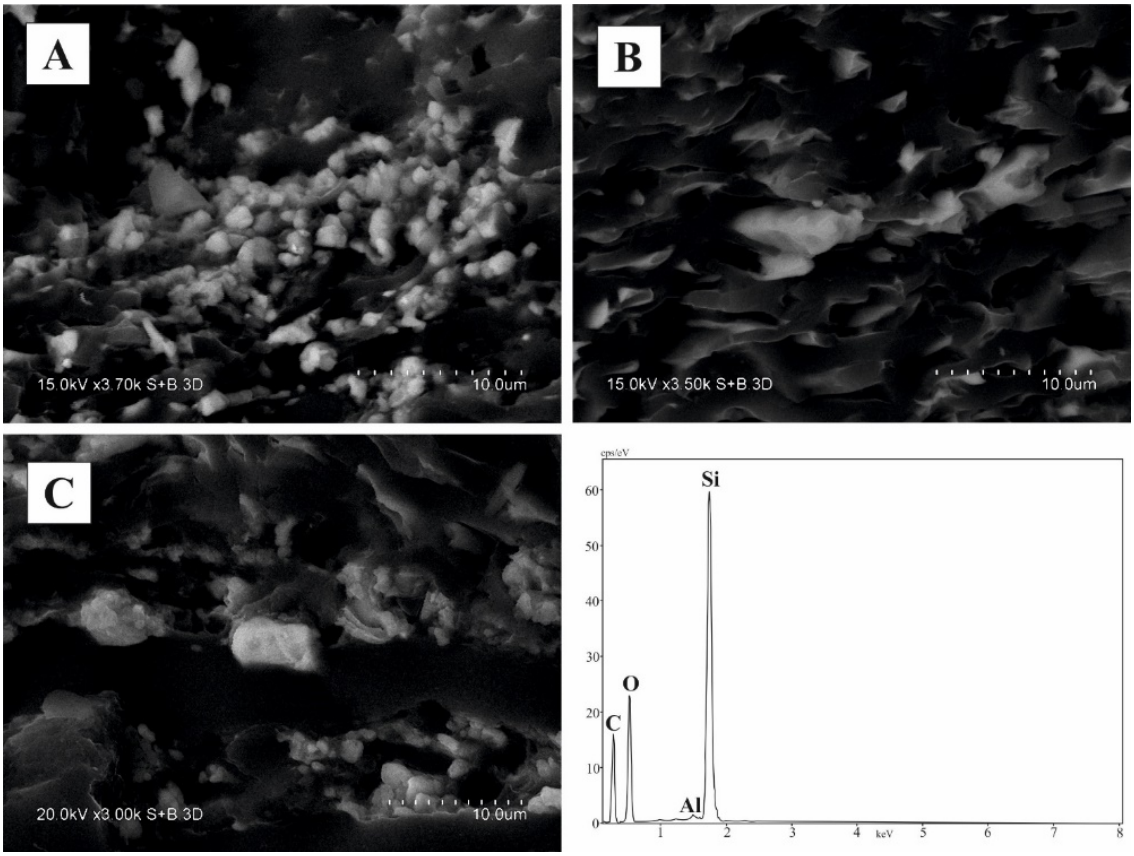


Рис. 10. Глобулярные (A) и пластинчатые (B) частицы кварца. C – почковидные образования кварца в порах в угле. В центре – призматический кристалл халькопирита

Fig. 10. Globular (A) and lamellar (B) particles of quartz. C – nodular formations of quartz in pores in coal. In the center there is a prismatic chalcopyrite crystal

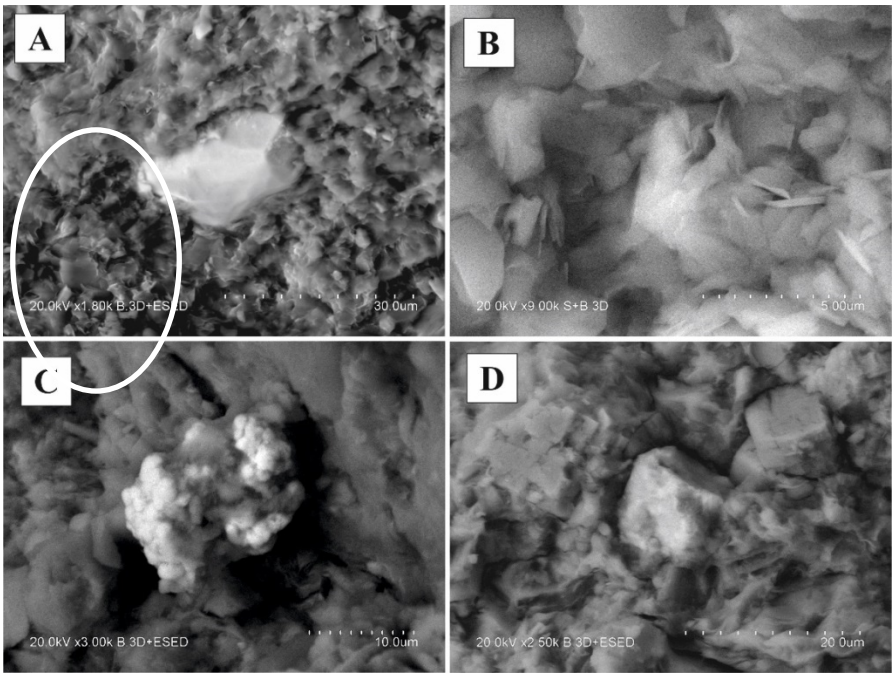


Рис. 11. Минералы циркония и ниобия в породном прослое пласта XI

A – реликтовый кристалл циркона; B – сферолитовые выделения оксида циркония (бадделеит); C – пластинчатые агрегаты анатаза с Nb и Zr; D – кристалл Ti-Nb-Zr-O состава

Fig. 11. Minerals of zirconium and niobium in the rock interlayer of the seam XI

A – relict zircon crystal; B – spherulite precipitates of zirconium oxide (baddeleyite); C – anatase plate aggregates with Nb and Zr; D – crystal Ti-Nb-Zr-O composition

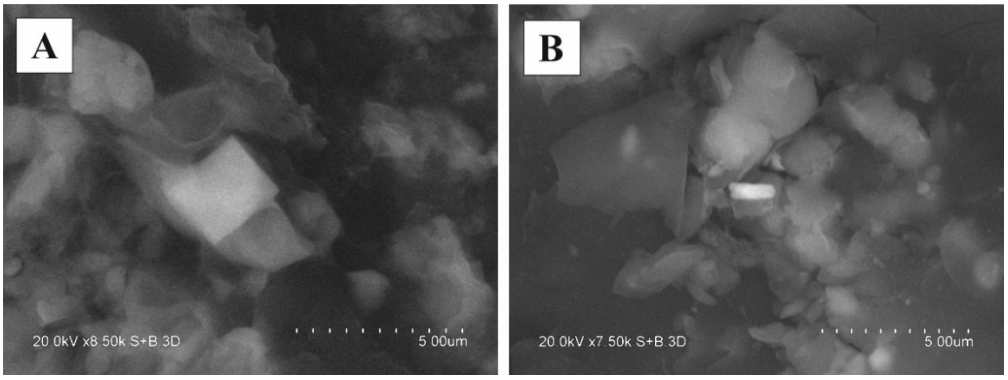


Рис. 12. Кристаллы циркона в алюмо-силикатном веществе угля
Fig. 12. Zircon crystals in the aluminosilicate substance of coal

Такая фаза диагностируется рентгенофазовым анализом как рутил или анатаз. Цирконий, кроме того, представлен цирконом. Цирконы выявлены как новообразованные, так и реликтовые. Новообразованные цирконы находятся главным образом в алюмосиликатных прожилках, а также в крупных алюмосиликатных агрегатах. Эти алюмосиликатные прожилки также могут содержать примесь циркония. Размеры кристаллов порядка 1,5 мкм и менее (см. рис. 12). Реликтовый циркон представлен окатанными кристаллами со следами механической деформации, в нем отсутствуют какие-либо посторонние примеси. Встречается редко.

Редкоземельные элементы (REE). В породном прослое лантаноиды представлены, в основном, неодимовым фтор-карбонатом – бастнезитом (рис. 14). При этом он встречается как в основной массе в форме неправильных скоплений, так и в порах измененных и неизмененных первичных минералов, например в альбите (рис. 14, *B*), что указывает на его вторичную, эпигенетическую природу.

В углях как ниже, так и выше породного прослоя, редкоземельные элементы находятся в составе фторкарбонатов (бастнезит) и фосфатов (монацит, ксенотим) (рис. 15). Монацит и ксенотим, как правило, встречаются в составе микроагрегатов, в которых различить их между собой не получается из-за крайне мелкой (нанометровой) размерности отдельных зерен. Это находит отражение в их составе – в монацитах обнаруживается примесь иттрия и тяжелых редких земель. Встречаются смешанные агрегаты монацита и фторкарбоната (см. рис. 15, *C*).

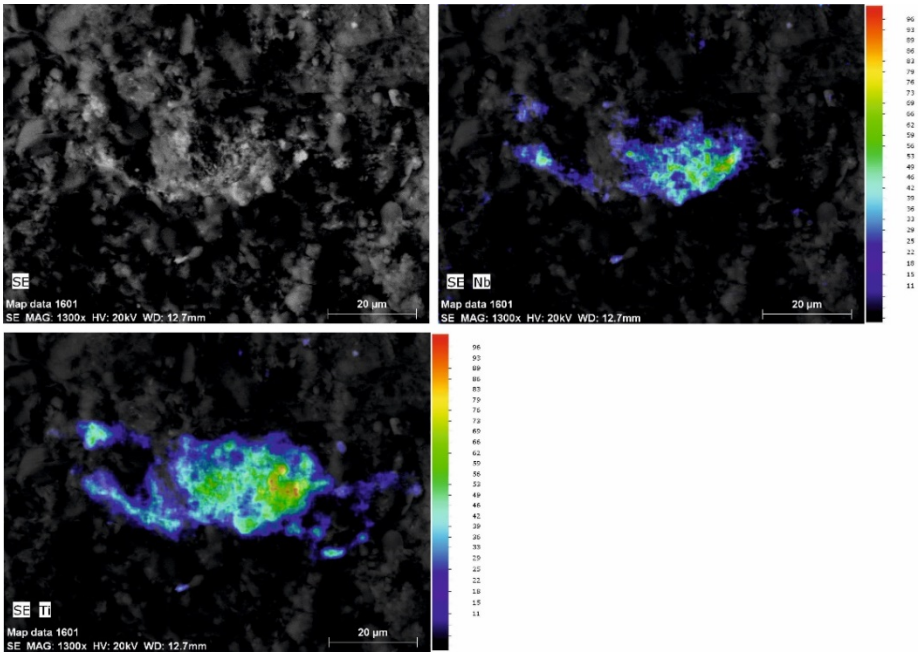


Рис. 13. Землистый агрегат оксида титана с примесью Nb и Zr
A – снимок, B, C – распределение Nb и Ti

Fig. 13. Earthy aggregate of titanium oxide mixed with the impurities of Nb and Zr
A – picture, B, C – distribution of Nb and Ti

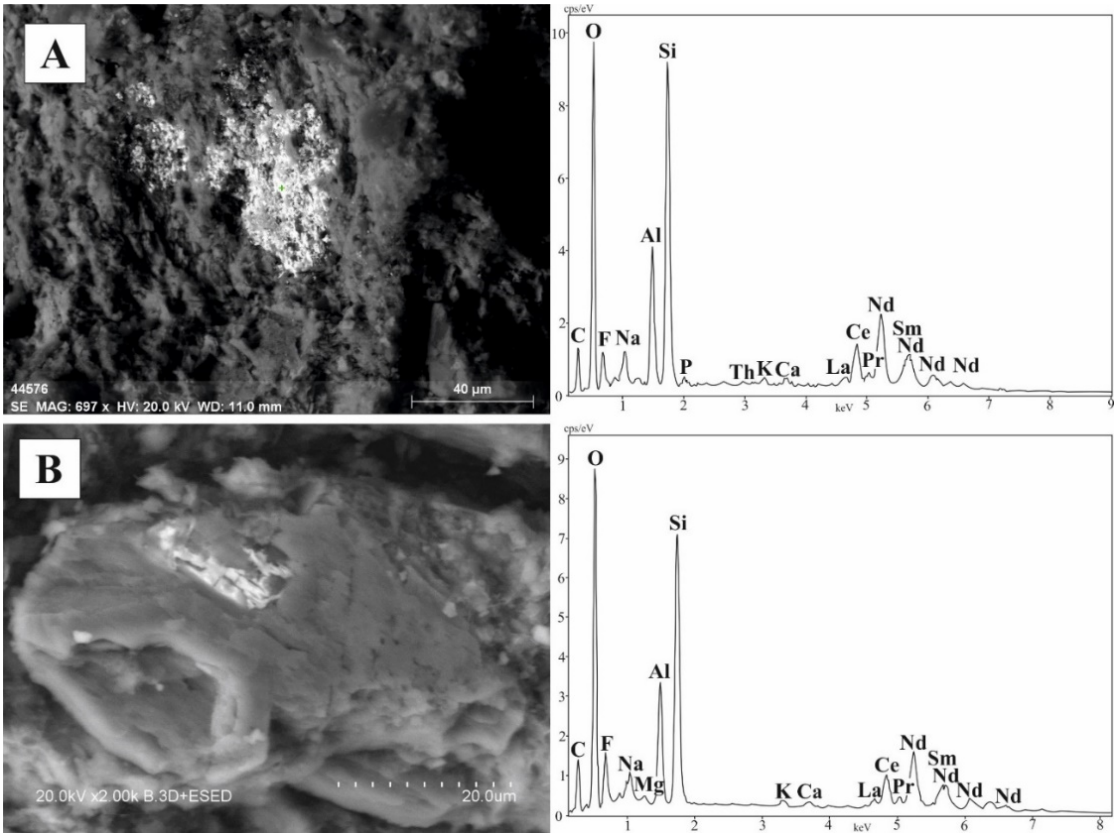


Рис. 14. Неодимовый бастнезит: А – в тонкозернистой основной массе; В – в порах в кристалле альбита

Fig. 14. Neodymium bastnaesite: A – in fine-grained bulk; B – in the pores in the albite crystal

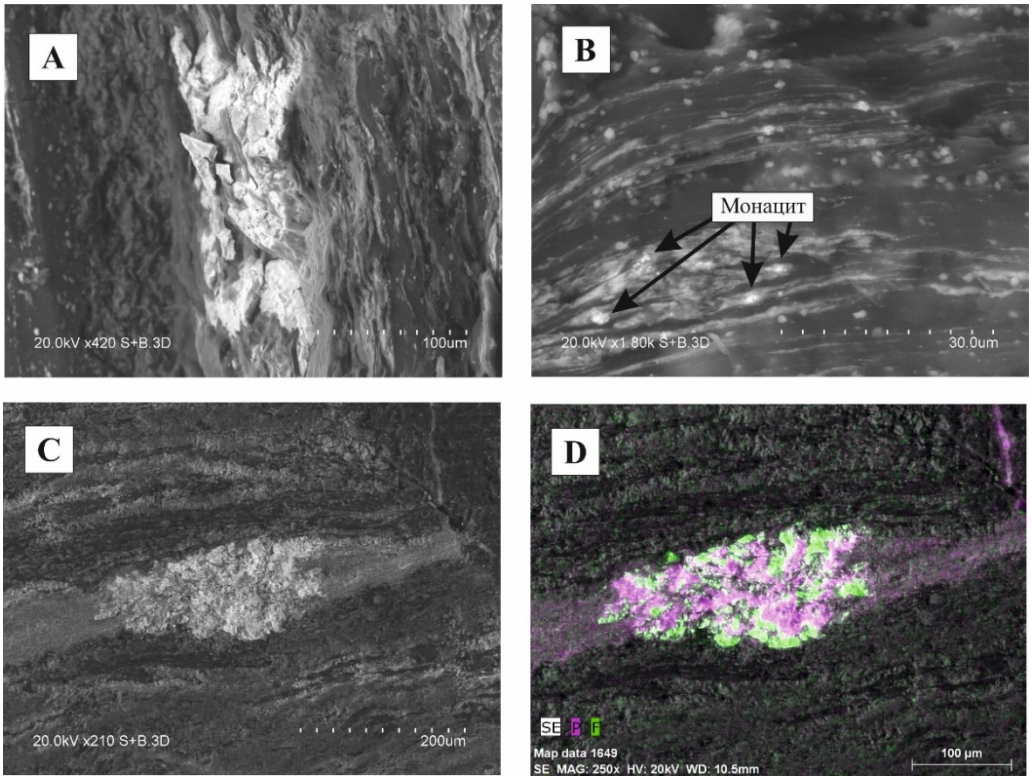


Рис. 15. Редкоземельные минералы в угле на контакте с прослоем

А – бастнезит; В – почки монацита; С – агрегат монацита и фторкарбоната РЗЭ в угле и распределение в нем фосфора и фтора

Fig. 15. Rare earth minerals in coal on contact with the parting

A – bastnaesite; B – monazite nodules; C – aggregate of monazite and fluorocarbonate REE in coal and the distribution of phosphorus and fluorine in it

Другие минеральные фазы. В партинге выявлены сульфиды (пирит, сфалерит, галенит, молибденит, халькопирит), самородные металлы и интерметаллические соединения. Наиболее распространен сфалерит. Встречаются зерна барита. Из самородных и интерметаллических соединений обнаружены Au, Cu-Zn, Ni (Cu, S), Pb-Cu-Zn (Fe).

Сульфиды заполняют главным образом поры и пространство в древесных волокнах. Практически все сульфиды в порах имеют характерную почковидную форму, в волокнах сульфиды образуют вытянуто-цилиндрические частицы.

Обсуждение результатов

Природа Nb(Ta)-Zr(Hf)-REE-Ga оруденения в углях

Как следует из приведенных данных, комплексные Nb(Ta)-Zr(Hf)-REE-Ga руды пласта XI юга Кузнецкого бассейна отчетливо пространственно и генетически связаны с внутриугольным породным прослоем. Об этом свидетельствует характер распределения оруденения в пласте, особенности минерального и химического состава руд и самого прослоя.

Нормированные на кларк для верхней континентальной земной коры графики распределения РЗЭ в углях пласта XI, в неугольном горизонте и во вмещающих породах существенно различаются. По наличию контрастной отрицательной европиевой аномалии (см. рис. 7 и 8) устанавливается связь накопления РЗЭ в углях с внутрипластовым породным прослоем и одновременно с породами кислого состава и отсутствие таковой с перекрывающими и подстилающими породами. Породы кровли и подошвы имеют типичный для терригенных осадочных отложений график распределения РЗЭ (рис. 16).

Корреляционный анализ показывает, что содержание циркония и ниобия в углях не имеет значимой корреляции с зольностью, а в золе угля она вообще отрицательна. Это указывает на иной источник данных металлов в углях, нежели кластогенный материал. Из этого также следует, что накопление ниобия и циркония в углях на контакте с породным прослоем не могло происходить за счет поступления терригенно-кластогенного материала, а произошло путем привноса их в угольный пласт с водными растворами. Миграционная способность рассматриваемой группы элементов в пресных водах зоны гипергенеза низка, что ограничивает возможности их накопления в углях за счет вод зоны гипергенеза в период торфонакопления или раннего диагенеза. Поступление этих элементов в угленосные отложения в природных условиях возможно за счет сернокислых вод, но в этом случае в углях формируются обильные сульфаты, а в результате сульфатредукции – сульфиды, чего в рассматриваемом случае не наблюдается. Миграция Nb, Zr, REE существенно возрастает в содовых водах. Особенно значима она в минерализованных содовых водах [Лепокурова, 2018]. Содовые воды формируются в угольных бассейнах на ранних стадиях формирования угленосных отложений. Повсеместно распространены они и в Кузбассе [Шварцев, Домрочева, Рассказов, 2011]. Ориентируясь на характер распределения Nb и Zr в разрезе пласта, можно предполагать интенсивную миграцию этих элементов из внутрипластового породного прослоя во вмещающие угли.

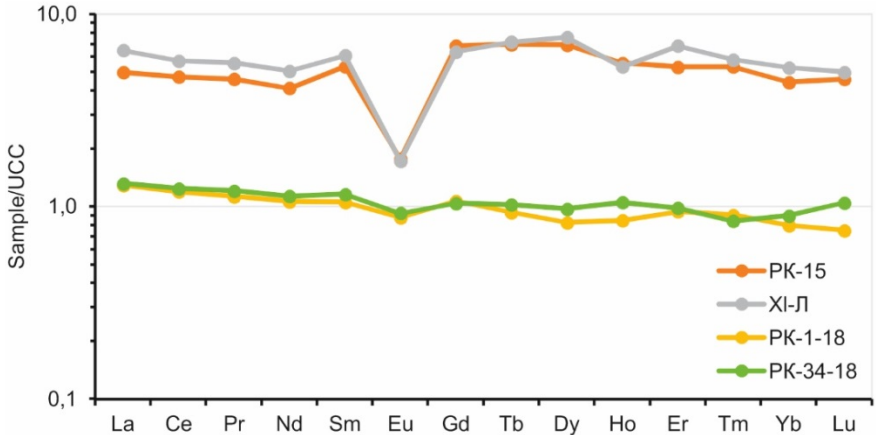


Рис. 16. Нормированные графики распределения РЗЭ в породном прослое пласта XI (Кузбасс) и в углевмещающих породах кровли и подошвы. Нормировано на кларк в верхней континентальной земной коре (UCC) [Taylor, McLennan, 1985]

1 – прослой пласта XI, образец РК-15, разрез Распадский; 2 – тонштейн пласта XI, образец XI-Л, шахта Ленина; 3 – кровля пласта XI, образец РК-1-18; 4 – подошва пласта XI, образец РК-34-18

Fig. 16. Distribution patterns of rare earth elements in the parting, roof and bottom of XI seam (Kuzbass). REE are normalized by Upper Continental Crust (UCC) [Taylor, McLennan, 1985]

1 – the rock interlayer of the seam XI, sample RK-15, Raspadsky open-pit coal mine; 2 – the rock interlayer of XI seam, sample XI-L, Lenin's mine; 3 – the roof of the seam XI, sample RK-1-18; 4 – the bottom of the seam XI, sample RC-34-18

Так как значительное обогащение этими элементами отмечено над прослоем, а не только под ним, можно с уверенностью заключить, что миграция происходила за счет водных растворов. Содовый состав вод подтверждается наличием среди новообразованных минералов карбонатов редких земель, устойчивостью первичного и новообразованием вторичного альбита. Время формирования зон обогащения вдоль породного внутрипластового прослоя ограничено периодом от образования торфяника до его преобразования в каменный уголь. Согласно исследованиям, эффективная пористость угля резко уменьшается при его созревании до стадии, выраженной в увеличении отражательной способности витринита в масляной иммерсии свыше R_o = 0,5% [Xin et al., 2019]. В рассматриваемом случае R_o в разных сечениях изменяется от 1,21 до 1,45% (см. табл. 1). Соответственно, резко понижена и миграционная способность рассматриваемых элементов в водных растворах. Миграционная способность тантала, гафния, галлия, олова и радиоактивных элементов, в связи с особенностями их химических свойств, в этой обстановке существенно ниже, чем у Nb, Zr и REE. Поэтому они образуют только локальные ореолы непосредственно вблизи породного прослоя.

Такая активная роль породного прослоя в обогащении угольного пласта группой редких металлов предполагает специфичный первичный его состав с уникальным обогащением группой исследуемых элементов. В связи с этим, природа данного породного прослоя в пласте XI требует специального анализа.

Природа породного прослоя в пласте XI

Как следует из проведенных исследований, природа формирования породного прослоя является ключом к пониманию условий образования металлоносных углей пласта XI. По своим геохимическим характеристикам рассматриваемый породный горизонт значительно отличается от других углевмещающих пород юга Кузбасса. Прослой аномально обогащен Ta, Nb, Zr, Hf, Y, REE, Ga, Sn, Th и другими литофильными элементами. На первом этапе исследований этот горизонт рассматривался как специфическая терригенная осадочная порода. Геохимическая специфика самой породы и контактирующих с ней углей, с образованием аномальных концентраций Ta, Nb, Zr, Hf, Ga, REE, Th и U, связывалась с особенностями состава пород области питания бассейна угленакопления [Середин, 1994; Арбузов и др., 2000]. Во многом такая интерпретация была логична в связи с широким распространением в обрамлении Кузбасса массивов геохимически специализированных щелочных гранитоидов, щелочных эффузивов и даже массивов карбонатитов (см. рис. 1).

Однако, как показывает анализ полученной минералого-геохимической информации, этот сравнительно маломощный горизонт (6–15 см) в угольном пласте существенно отличается по своим характеристикам от подстилающих и перекрывающих отложений. Прослой аномально обогащен Ta, Nb, Zr, Hf, Ga, REE, Th и U. Для отдельных элементов концентрации достигают промышленно значимых величин. Так, содержание тантала здесь достигает 71 г/т при средней величине 42 г/т на протяжении более 20 км. При этом породы кровли и подошвы пласта XI характеризуются рядовыми содержаниями данные элементов (табл. 4).

Такое аномальное накопление данного спектра элементов-гидролизатов в осадочном процессе возможно только в процессе россыпеобразования. Однако формирование россыпей для углеобразовательного процесса не характерно [Юдович, Кетрис, 2002]. К тому же при достаточно малой мощности металлоносный горизонт имеет значительную площадную распространенность.

Таблица 4

Породообразующие окислы (%) и малые элементы (г/т) в углевмещающих породах и в породном прослое пласта XI

Table 4

Chemical composition (%) and trace elements content (ppm) in coal-bearing rocks and in the rock interlayer of seam XI

Элемент	Кровля	Почва	Алевролит[1]	Партинг	КК[2]
SiO_2	70,0	64,2	67,1	57,2	0,9
TiO_2	0,57	0,72	0,64	0,50	0,8
Al_2O_3	13,8	17,2	15,5	19,0	1,3
Fe_2O_3_	1,59	1,61	1,60	2,97	2,0
MnO	0,017	0,014	0,016	0,028	1,9
CaO	0,26	0,31	0,28	0,36	1,3
Mg0	0,87	0,88	0,88	1,15	1,4
K_2O	2,5	2,8	2,6	1,4	0,6
Na_2O	1,5	1,4	1,5	1,9	1,3
P_2O_5	0,09	0,13	0,11	0,10	1,0
ппп	8,8	10,8	9,8	15,4	
Li	20,1	19,7	19,9	49,7	2,5
Be	3,0	4,4	3,7	14,5	3,9

Элемент	Кровля	Почва	Алевролит[1]	Партинг	КК[2]
Sc	12,8	12,0	12,4	7,9	0,6
V	88,9	90,0	88,0	49,6	0,6
Cr	114	104	109	79,6	0,7
Co	9,4	5,4	7,4	14,7	2,0
Ni	31,5	20,7	26,1	25,6	1,0
Cu	51,9	101	76,3	60,5	0,8
Zn	89,2	106	97,4	291	3,0
Ga	21,8	22,8	22,3	80,6	3,6
Ge	1,8	1,8	1,8	3,9	2,2
As	4,5	1,7	3,1	6,9	1,1
Se	1,5	1,2	1,3	7,8	5,8
Rb	114	121	117	81,6	0,7
Sr	153	203	178	205	1,2
Y	24,2	26,9	25,5	118	4,6
Zr	225	261	243	1910	7,9
Nb	13,6	14,9	14,2	264	18,5
Mo	2,4	2,1	2,3	0,8	0,3
Ag	0,7	0,3	0,5	3,2	6,5
Cd	0,3	0,5	0,4	2,6	6,9
Sn	2,9	2,7	2,8	36,7	12,8
Sb	0,7	0,6	0,7	1,5	2,4
Cs	7,3	8,4	7,9	5,8	0,7
Ba	519	598	558	565	1,0
La	40,1	40,9	40,5	149	3,7
Ce	80,0	83,1	81,5	302	3,7
Pr	8,9	9,5	9,2	32,6	3,5
Nd	32,3	34,4	33,3	107	3,2
Sm	6,3	6,9	6,6	24,0	3,6
Eu	1,1	1,2	1,1	1,6	1,4
Gd	5,9	5,7	5,8	26,0	4,5
Tb	0,8	0,9	0,8	4,4	5,4
Dy	4,6	5,4	5,0	24,2	4,9
Ho	0,9	1,1	1,0	4,4	4,5
Er	3,1	3,2	3,2	12,2	3,9
Tm	0,5	0,4	0,4	1,8	4,0
Yb	2,5	2,8	2,6	9,7	3,7
Lu	0,3	0,5	0,4	1,5	3,6
Hf	6,9	6,7	6,8	76,3	11,2
Ta	1,1	0,6	0,8	56,4	67,1
W	2,7	4,1	3,4	2,7	0,8
Hg, мг/т	28,6	35,9	32,2	763	23,7
Tl	0,6	0,8	0,7	0,9	1,2
Pb	22,0	26,3	24,1	39,7	1,7
Th	12,5	12,9	12,7	80,7	6,4
U	4,0	3,4	3,7	15,8	4,3
∑РЗЭ	187	196	192	700	3,7
Th/U	3,1	3,8	3,7	5,1	3,4

Примечание: 1 – среднее содержание элементов в кровле и подошве пласта; 2 – отношение содержания элемента в партинге к содержанию во вмещающей угольный пласт породе.

Note: 1 – the average content of elements in the roof and the bottom of the reservoir; 2 – the ratio of the element content in the parting to the content in the enclosing coal seam rock.

В настоящее время он прослежен более чем на 20 км в субширотном направлении и более чем на 5,8 км в субмеридиональном. Общая протяженность горизонта с востока на запад превышает 50 км, а площадь распространения – 290 км^2. Формирование такого контрастного по составу горизонта малой мощности на большой площади при отсутствии ясно выраженной стратификации возможно только в результате катастрофического явления. Единственным возможным механизмом такого одновременного поступления резко отличающегося по составу от углевмещающих пород материала может быть достаточно мощное катастрофическое извержение вулкана. Это предположение поддерживается отсутствием стратификации в исследуемой толще алевролитовой и тонкой песчаной размерности. Это свидетельствует об одноактном одновременном выпадении всего материала. На отсутствие водно-осадочной страти-

фикации указывает и неупорядоченная структура породы, отсутствие в ней окатанных обломков и наличие остроугольных кристаллов (см. рис. 8).

Другая важная особенность – значительное обогащение угля Ta, Nb, Zr, Hf, Ga, REE, Th и U на контакте с неугольным прослоем. Это указывает на перераспределение элементов в процессе углеобразования. Определить время перераспределения: торфонакопление, диагенез, катагенез, не представляется возможным, но характер обогащения угля позволяет предполагать, что первичным источником были именно породы прослоя. При этом перерасчет содержания данных элементов в породах прослоя с учетом выщелоченного вещества показывает, что первоначальный состав пород, сформировавших прослой, соответствовал комендитам-пантеллеритам (табл. 5). Это породы кислого, иногда ультракислого состава, но при этом высокой щелочности.

Таблица 5

Содержание Zr, Hf, Nb, Ta, REE, Ga, Th и U в породном прослое пласта XI, тонштейне из Fire Clay и в некоторых типах редкометалльных вулканогенных пород, г/т

Table 5

Zr, Hf, Nb, Ta, REE, Ga, Th, and U contents in the rock interlayer of seam XI, Fire Clay tonstein and in some types of rare-metal volcanic rocks, ppm

Объект опробования	Zr	Hf	Nb	Ta	∑РЗЭ+Y	Ga	Th	U
Пласт XI (РК-15-18)	1 915	66,4	264	50,5	818	80,6	70,2	13,8
Пласт XI (XI-Л)	1 919	72,8	197	31,3	1 009	61,5	67,1	14,8
Пласт XI, Шахта им. Шевякова[1]	901,7	59,7	210	46,3	865,1	Н.д.	69,3	24,6
Пласт XI, Шахта им. Ленина	1 607	43,5	151	41,9	873,0	42,0	61,0	28,0
Тонштейн Fire Clay	441	18,5	18,2	1,8	874,3	28,7	60,3	15,7
Тонштейн Fire Clay[2]	700	20.0	30,0	3,0	564,3	48,0	66,0	17,0
Huayingshan, Sichuan, China[3]	1 577	76.3	235	29.3	1 403.0	78,5	95.0	17,6
Пантеллерит, Италия[4]	1 641	37,3	281	22,5	1 046,5	35,0	33,0	9,9
Пантеллерит, Италия[4]	1 926	46,2	339	24,7	1 382,7	33,0	35,3	11,4
Пантеллерит, Монголия[5]	3 533	59,5	169	9,8	1 354,4	Н.д.	74,0	15,8
Пантеллеритовый туф, Монголия[5]	2 234	59,0	124	8,9	993,5	Н.д.	44,7	5,5
Осадочная порода[6]	170	3,9	7,6	1,0	164,4	12	7,7	3,4

Примечание: Н.д. – нет данных, 1 – [Середин, 2004]; 2 – [Hower, Rupport, Cortland, 1999]; 3 – [Dai et al., 2014]; 4 – [White, Parker, Ren, 2009]; 5 – [Андреева, Коваленко, 2011]; 6 – [Григорьев, 2003].

Note: Н.д. – no data, 1 – [Seredin, 2004]; 2 – [Hower et al, 1999]; 3 – [Dai et al., 2014]; 4 – [White et al., 2009]; 5 – [Andreeva, Kovalenko, 2011]; 6 – [Grigoriev, 2003].

Коллективом авторов [Dai et al., 2017] предложено среди измененных вулканических пеплов в углях выделять четыре группы: кислые, средние, основные и щелочные. Приведены основные их отличительные особенности. В соответствии с этой классифакацией вулканогенный прослой в пласте XI представлен пеплами кислого состава, но высокой щелочности. С одной стороны, по содержанию кремнекислоты (см. табл. 2) – это породы риолитовой группы. Наличие свободного кремнезема в форме кварца, кристобалита и тридимита также подтверждает кислый состав исходных пеплов. Присутствие вторичных выделений глобулярного и пластинчатого кварца в углях на контакте с прослоем (см. рис. 10) указывает на частичный вынос кремнезема из исходной пирокластики в процессе ее преобразования при участии содовых растворов и позволяет предполагать еще более высокое исходное содержание кремнезема. С другой стороны, аномально высокие концентрации Ta, Nb, Zr, Hf, Ga, REE указывают на щелочной состав исходных пород. В связи с этим пирокластический горизонт в составе пласта XI близок по составу к вулканитам и тонштейнам как щелочного, так и кислого состава. Термин «тонштейн» или «метатонштейн» в данном случае не применим из-за небольшой доли каолинита и смешаннослойных образований, в сумме не превышающих 30% (см. табл. 3).

TiO_2/Al_2O_3 изменяется в узких пределах и составляет 0,026–0,027 для изученных проб. Согласно данным Д.А. Спирса [Spears, 2012], такое значение характерно для средних по составу вулканогенных пород, но в рассматриваемом случае оно довольно близко к значению, типичному для пород кислого состава (<0,020). Отметим, что это отношение играет вспомогательную роль при определении состава вулканитов. Например, такие типичные кислые вулканиты щелочного ряда, как пантеллериты, характеризуются довольно высокими его значениями – 0,04–0,06 [White, Parker, Ren, 2009].

Графики распределения нормированных на кларк в верхней континентальной земной коре содержаний РЗЭ в исследуемом породном прослое принципиально отличаются от нормированных кривых в породах кровли и подошвы пласта (рис. 16). Подсти-

лающие и перекрывающие пласт породы имеют однотипные нормированные кривые и, соответственно, один источник сформировавшего их минерального вещества, близкий по составу к средней осадочной породе. Внутрипластовый прослой характеризуется совершенно иным контрастно отличающимся типом графика. Это свидетельствует об ином источнике его формирования и вместе с рассмотренными ранее данными подтверждает вулканогенную природы данного породного прослоя в угольном пласте. Другой механизм контрастного сравнительно кратковременного изменения состава области питания довольно локального по мощности, но обширного по простиранию района накопления угленосных отложений практически не реализуем.

Характер нормированных на хондрит графиков распределения РЗЭ в рассматриваемом вулканогенном прослое пласте XI свидетельствует о кислом составе исходной вулканогенной пирокластики. На это указывает наличие отчетливо выраженного европиевого минимума (рис. 17). Величина европиевой аномалии для разных проб составляет Eu/Eu* = 0,18–0,19. Такая же величина получена для тонштейна пласта Fire Clay, исходный состав вулканогенной пирокластики которого определен как риолитовый [Lyons et al., 1992].

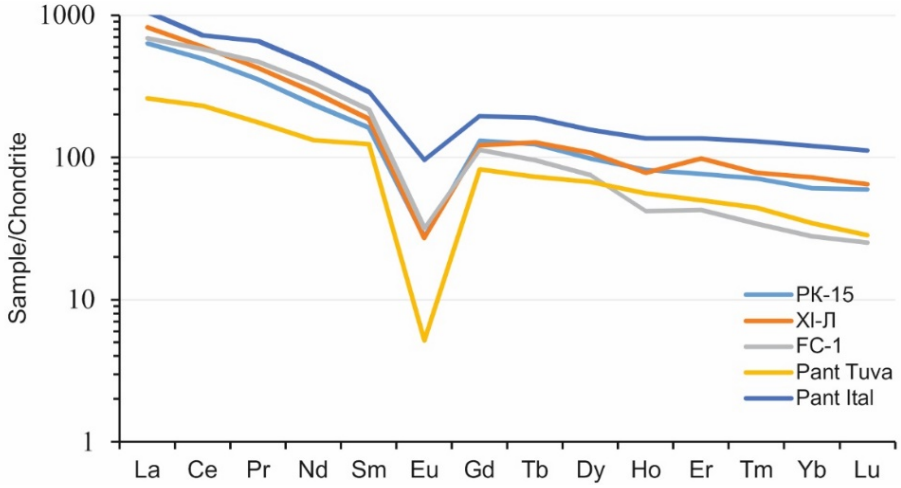


Рис. 17. Нормированные графики распределения РЗЭ в тонштейне пласта XI (Кузбасс), в тонштейне Fire Clay (Кентукки, США), в пантеллерите из Пантеллерия,Италии [White, Parker, Ren, 2009] и пантеллерите из массива Улан-Тологой, Монголия [Ярмолюк и др., 2016]. Нормировано на Хондрит [McDonough, Sun, 1995]

1 – тонштейн пласта XI, образец РК-15, разрез Распадский; 2 – тонштейн пласта XI, образец XI-Л, шахта Ленина; 3 – тонштейн Fire Clay; 4 – пантеллерит из массива Улан-Тологой, Монголия; 5 – пантеллерит из района Пантеллерия, Италии

Fig. 17. The normalized graphs of the distribution of REE in the reservoir XI (Kuzbass), Fire Clay (Kentucky, USA), Pantellerite from Pantelleria, Italy [White, Parker, Ren, 2009] and Pantellerite from the Ulan-Tologoy massif, Mongolia [Yarmolyuk and other, 2016]. Normalized to Hondrite [McDonough, Sun, 1995]

1 – tonnestein reservoir XI, sample RK-15, Raspadsky section; 2 – Tonstein reservoir XI, sample XI-L, Lenin's mine; 3 – Fire Clay Tonstein; 4 – Pantellerite from the massif Ulan-Tologoy, Mongolia; 5 – Pantellerit from the region of Pantelleria, Italy

В целом прослой в пласте XI по характеру нормированной кривой сильно похож на тонштейн из хорошо изученного пласта Fire Clay (см. рис. 3), отличаясь от него несколько более высокими содержаниями суммы РЗЭ и, особенно, повышенными уровнями накопления тяжелых РЗЭ. Лантан-иттербиевое отношение в прослое пласта XI составляет 14–16, в то время как в тонштейне из Fire Clay – 36,5. При этом, на обширном протяжении тонштейна Fire Clay встречаются разности, имеющие состав, близкий к прослою в пласте XI [Hower, Rupport, Cortland, 1999].

Нормированные графики еще ближе к щелочным тонштейнам пермского возраста севера провинции Hubei [Zhou, Bohor, Ren, 2000]. Они близки между собой как формой нормированных графиков, так и величиной европиевой аномалии.

По характеру нормированной кривой прослой пласта XI наиболее близок к пантеллеритам из района их прототипа Пантеллерия, Италии [White, Parker, Ren, 2009] и пантеллеритам из массива Улан-Тологой, Монголия [Ярмолюк и др., 2016]. В первом случае характерна несколько менее контрастная отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu* = 0,38–0,55), во втором, наоборот, более контрастная (Eu/Eu* = 0,04–0,05). Характер нормированной кривой прослоя пласта XI близок также к таковой для пантеллеритовых туфов Центральной Монголии [Андреева, Коваленко, 2011]. Пантеллериты и пантеллеритовые туфы Монголии имеют TiO_2/Al_2O_3 0,029–0,024 соответственно, такое же, как и исследуемый породный прослой в пласте XI. По минеральному и химическому составу пантеллериты

Центальной Монголии и Западной Тувы могут рассматриваться как источник вещества для формирования прослоя в пласте XI, но по данным изучения изотопного состава они отнесены к вулканитам карбонового и триасового возраста [Андреева, Коваленко, 2011; Ярмолюк и др., 2016]. Согласно опубликованным данным, изотопный возраст пантеллеритов и гранитов Северо-Западной Монголии, определенный $^{40}Ar/^{39}Ar$ и Sm-Nd методами для массива Улан-Тологой, дает близкие результаты и составляет 298 млн лет. Он несколько более древний, чем предполагаемый геологический возраст пласта XI.

Другая геохимическая особенность породного прослоя в пласте XI – это аномально высокие содержания в нем Nb, Ta, Zr, Hf, в меньшей степени Ga, Th и U. Этот спектр элементов типичен для пород щелочного ряда. Они описаны в щелочных вулканогенных тонштейнах Китая [Zhou, Bohor, Ren, 2000; Dai et al., 2014, 2017] и в пепловых горизонтах вне пределов угольных месторождений [Dai et al., 2010]. Абсолютные значения концентраций этих элементов в сравнительно маломощном породном прослое в угле, в целом, не полностью соответствуют их содержанию в исходной породе в связи со значительным перераспределением элементов в процессе формирования угольного пласта. Ряд элементов активно выщелачиваются из прослоев и выносятся за его пределы. За счет них относительно увеличивается содержание сравнительно малоподвижных элементов-гидролизатов, таких как Al, Nb, Ta, Zr, Hf, Sc и др. Согласно предположению [Lyons et al., 1992], для тонштейна Fire Clay концентрация этих элементов-гидролизатов в процессе каолинитизации в вулканогенной пирокластики увеличивается в 2,7 раза. Точную цифру получить сложно, да и полученные значения не учитывают выноса этих элементов из исходного пепла. Однако миграция последних также имеет место. В какой-то мере для установления состава исходной породы могут использоваться отношения элементов. Удачным примером применения является диаграмма в координатах Zr/TiO_2 – Nb/Y [Winchester, Floyd, 1977]. Использование этой диаграммы возможно при допущении, что миграция данных элементов ограничена и, что еще более важно, однотипна для каждой пары элементов. Как показали исследования последних десятилетий, миграционная способность этих двух пар элементов в ряде случаев может различаться, что может приводить к искаженной интерпретации полученных данных [Арбузов и др., 2017]. Отмечена тенденция к снижению кислотности и щелочности исходных пород на диаграмме – более активный вынос из тонштейнов ниобия и циркония по сравнению с иттрием и титаном.

На диаграмме Винчестера – Флойда исследованный прослой в пласте XI, отобранный в двух пространственно удаленных сечениях, располагается в поле комендитов-пантеллеритов – вулканогенных пород кислого состава щелочного ряда, а отдельные пробы – в поле трахитов – пород щелочного ряда (рис. 18).

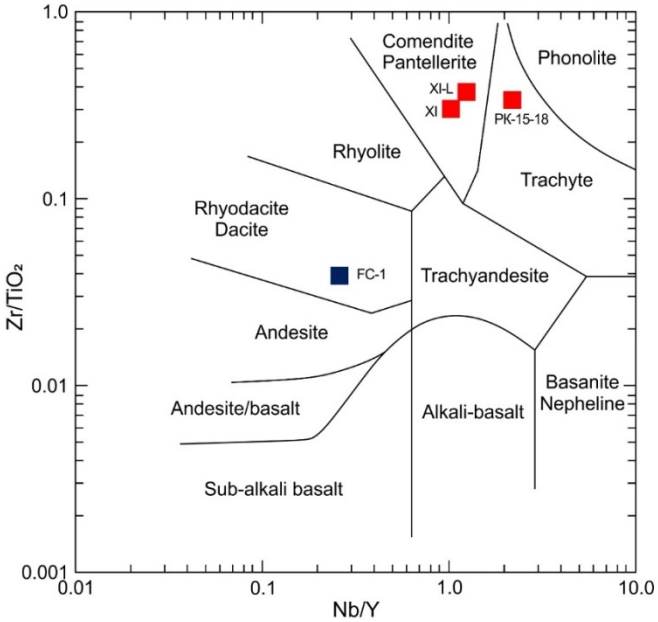


Рис. 18. Положение пирокластического горизонта из пласта XI на Zr/TiO_2 – Nb/Y диаграмме Винчестера – Флойда (1977)

XI-L, RK-15 – отдельные пробы с шахты им. В.И. Ленина и разреза Распадский, XI – средний состав пирокластического горизонта (8 проб); FC-1 – проба тонштейна из пласта Fire Clay

Fig. 18. Zr/TiO_2 and Nb/Y classification diagram of the pyroclastic rocks in the seam XI according to Winchester and Floyd [1977]

XI-L, RK-15 – individual samples from the Lenin's mine and Raspadsky open-pit coal mine, XI – the average composition of the pyroclastic horizon (8 samples); FC-1 – sample of tonstein from the seam Fire Clay

Анализ табл. 5 показывает, что пантеллеритовый туф Центральной Монголии может рассматриваться в качестве источника первичного вулканогенного материала для породного прослоя в пласте XI. Такой вывод можно сделать с учетом различной подвижности элементов при преобразовании пеплов. Из относительно инертных петрогенных элементов отмечено четырехкратное концентрирование титана и алюминия. Из микроэлементов такой же коэффициент накопления отмечен для тантала. Выше единицы коэффициенты накопления у U, Th, Hf и Nb. Близки к единице – Zr и Y. С учетом специфики преобразования вещества прослоя в пласте XI Кузбасса эти результаты хорошо согласуются с данными по подвижности этих элементов при преобразовании вулканогенной пирокластики [Lyons et al., 1992] Степень преобразования минерального вещества рассматриваемых вулканогенно-осадочных пород в пласте XI существенно меньше, чем тонштейнов, поэтому коэффициенты концентрации ниже, но общая закономерность, выраженная в разной подвижности этих наиболее инертных компонентов в данном процессе, сохраняется. Эти данные хорошо согласуются с результатами других методов исследования.

Таким образом, полученный в результате исследований массив данных позволяет уверенно заключить, что породный прослой (партинг) в пласте XI, являющийся источником для накопления группы редких элементов в углях, представлен геохимически специализированными измененными пеплами пантеллеритового состава. Отсутствие первичной, до поступления в торфяную залежь, переработки вулканогенного материала в зоне гипергенеза обеспечило сохранность его редкометалльного потенциала и дальнейшее перераспределение в угольном пласте с формированием промышленного Nb-Ta-Zr-Hf-Y-REE-Ga оруденения.

Ресурсы металлов в углях пласта

Проведенный анализ показал, что угли пласта XI отличаются уникально высокими для углей содержаниями ниобия и тантала. Концентрация ниобия в среднем для пласта более чем вдвое превышает даже самые жесткие из рекомендуемых минимально промышленного значений для редкометалльно-угольных месторождений [Середин, 2004; Dai, Finkelman, 2018]. На более локальных участках мощностью 15–20 см вблизи партинга, их содержание в золе угля в целом превышает промышленный минимум в несколько раз, составляя в среднем около 0,2%.

Тантал сконцентрирован преимущественно в вулканогенном прослое либо в непосредственном контакте с ним. При среднем содержании в золе угля пласта XI, с учетом породного прослоя, 26,9 г/т Ta_2O_5, его концентрация в самом прослое превышает 68 г/т, а в некоторых сечениях достигает 87 г/т.

Содержание циркония в этих же рудах (в золе угля) также соответствует их минимальным промышленным величинам, хотя и не так значительны, как содержания ниобия (табл. 6).

Помимо Nb, Ta, Zr и Hf руды обогащены лантаноидами. Сумма лантаноидов и иттрия в пересчете на окислы составляет 975 г/т. Такие концентрации РЗЭ при преобладании в них группы легких лантаноидов самостоятельного значения не имеют, но могут быть значимы при переработке комплексных руд. Аналогичным образом рассматривается и галлий, содержания которого составляют 48,5–69,4 г/т в зависимости от того, учитывается в расчете породный прослой или нет. В последнем случае содержание в 1,5 раза выше. Следовательно, при учете в расчетах среднего содержания и ресурсов ценных металлов вулканогенного прослоя, возрастает среднее содержание Ta, Hf, Ga и ресурсы всех рассматриваемых металлов (см. табл. 6).

Ресурсы металла, рассчитанные исходя из данных по восьми изученным сечениям, представлены в табл. 6. При расчетах средняя мощность пласта принималась 1,5 м, мощность вулканогенного прослоя (партинга) – 0,1 м, размеры по простиранию – 21 км, по падению – 5,8 км, объемная масса угля – 1,35 г/см^3, объемная масса породного прослоя – 2,2 г/см^3, средняя зольность угля – 11,4%, с учетом партинга – 17,9%.

Таблица 6

Содержание и ресурсы оксидов редких металлов в пласте XI

Table 6

The content and resources of oxides of rare metals in the XI seam

Оксиды	Содержание в золе, г/т		Ресурсы, т	
	I	II	I	II
Nb_2O_5	930	689	26 145	31 545
ZrO_2	2 526	2 365	71 024	108 281
$\Sigma REE + Y_2O_3$	975	934	27 423	42 763
Ta_2O_5	8,4	26,9	237	1 232
HfO_2	37,5	49,6	1 054	2 271
Ga_2O_3	48,5	69,4	1 365	3 178

Примечание: I – уголь без породного прослоя; II – весь пласт с породным прослоем.
Note: I – coal without interbed rock; II – whole seam with interbed rock.

Как следует из этих данных, угли пласта XI представляют собой среднее по масштабам месторождение комплексных руд с рядовым содержанием основных полезных компонентов. Рентабельность их переработки может быть достигнута путем селективного извлечения углей этого пласта, использования высокоэнергетичного угля в качестве топлива на небольшой ТЭС. Ограничений по использованию этого угля в энергетике нет. Полученные золошлаки подлежат комплексной переработке с извлечением группы металлов.

Заключение

Угли пласта XI представляют собой полиметалльные руды Nb-Ta-Zr-Hf-Y-REE-Ga состава. Их формирование связано с наличием в угольном пласте неугольных прослоев небольшой мощности (6–15 см), контрастно обогащенных Nb, Ta, Zr, Hf, Y, REE, Ga, Th, U, Sn и другими литофильными элементами. Геохимические особенности этих прослоев, состав реликтовых минералов позволяют связать данные горизонты с поступлением в период торфонакопления вулканогенного пирокластического материала кислого состава щелочного ряда. По реставрированному составу вулканогенная пирокластика этих породных прослоев соответствует семейству комендитов-пантеллеритов. Возможным источником являются пантеллеритовые пеплы Монголии или юго-востока Сибири. Они контрастно обогащены Nb, Ta, Zr, Hf, Y, REE, Ga, Th и U. В процессе углефикации произошло перераспределение редких элементов-гидролизатов и формирование редкометалльного оруденения в углях. Перераспределение происходило на ранних стадиях углефикации при участии содовых вод. Распределение этих элементов в угле и золе угля в вертикальном разрезе пласта подчеркивает их связь с вулканогенным пирокластическим горизонтом и отражает геохимическую зональность, обусловленную перераспределением химических элементов при участии водных растворов. Особенно отчетливо это проявлено для РЗЭ и хорошо видно при анализе нормированных на хондрит и верхнюю континентальную земную кору графиков. Отдельные элементы (Ta, Hf, Ga) из рудного спектра отличаются слабой миграционной способностью и накапливаются в самом вулканогенном прослое либо в непосредственной близости от него. Содержание тантала и галлия в вулканогенном прослое соответствует их содержанию в рудах месторождений других промышленных типов.

Рудное вещество сконцентрировано преимущественно в тонкодисперсной минеральной фазе, представленной в основном Zr-Nb-Ti-Fe оксидами, тонкодисперсными цирконами, редкоземельными карбонатами (бастнезит) и фосфатами (монацит, ксенотим, гойяцит). Некоторая часть элементов содержится в рассеянной форме в органическом веществе. Эпигенетическая природа большинства минералов отчетливо видна по характеру их распределения в угольной матрице, приуроченности к поровому пространству, микропрожилкам и к участкам, непосредственно тяготеющим к вулканогенному прослою.

Ресурсы металлов (Nb, Ta, Zr, Hf, Y, REE, Ga) в пласте XI позволяют рассматривать его как среднее по запасам месторождение.

Проведенные исследования позволяют разработать комплекс поисковых критериев для выявления оруденения подобного типа. Характерная особенность таких руд – наличие горизонта вулканогенных пирокластических пород щелочного состава, отличающегося повышенной радиоактивностью. Наличие такого горизонта отмечено в близких по составу рудах Китая [Dai et al., 2010, 2012, 2014] и в углях Минусинского бассейна [Арбузов и др., 2003]. Эта особенность позволяет уже на стадии предварительного изучения угленосных площадей фиксировать такие горизонты методом гамма-каротажа.

Связь комплексного Nb-Ta-Zr-Hf-Y-REE-Ga оруденения с вулканогенной пирокластикой щелочного состава существенно расширяет перспективы выявления подобного оруденения в углях Восточной и Центральной Азии. Высокая вулканическая активность этого периода наряду с проявлением щелочного магматизма [Ярмолюк, Козловский, Кузьмин, 2013] способствовала формированию металлоносных пепловых горизонтов. В случае их захоронения в палеторфяниках формировались комплексные редкометалльно-угольные месторождения. Разрозненные участки расположения таких руд, установленные на обширной территории в Китае и в России, дают основание предполагать, что при систематическом исследовании осадочных бассейнов этого возраста может быть выявлен целый ряд подобных месторождений.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 18-17-00004).

ЛИТЕРАТУРА

Андреева И.А., Коваленко В.И. Эволюция магм трахидацитов и пантеллеритов бимодальной ассоциации вулканитов проявления Дзарта Худук, Центральная Монголия: по данным изучения включений в минералах // Петрология. 2011. Т. 19, № 4. С. 363–385.

Арбузов С.И., Ершов В.В., Поцелуев Л.Л., Рихванов Л.П. Редкие элементы в углях Кузнецкого бассейна. Кемерово, 2000. 248 с.

Арбузов С.И., Ершов В.В., Рихванов Л.П., Усова Т.Ю., Кяргин В.В., Булатов А.А., Дубовик Н.Е. Редкометалльный потенциал углей Минусинского бассейна. Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. 347 с.

Арбузов С.И., Ершов В.В. Геохимия редких элементов в углях Сибири. Томск : Изд. дом «Д-Принт», 2007. 468 с.

Арбузов С.И., Машенькин В.С., Рыбалко В.И., Судыко А.Ф. Редкометалльный потенциал углей Северной Азии (Сибирь, Российский Дальний Восток, Монголия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 3, ч. 2. С. 41–44.

Вергунов А.В., Арбузов С.И., Соболенко В.М. Минералогия и геохимия тонштейнов в углях Бейского месторождения Минусинского бассейна // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2019. Т. 330, № 2. С. 155–166.

Григорьев Н.А. Среднее содержание химических элементов в горных породах, слагающих верхнюю часть континентальной коры // Геохимия. 2003. № 7. С. 785–792.

Крайнов С.Р. Геохимия редких элементов в подземных водах (в связи с геохимическими поисками месторождений). М. : Недра, 1973. 296 с.

Лепокурова О.Е. Содовые подземные воды юга-востока Западной Сибири: геохимия и условия формирования : дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Томск, 2018. 217 с.

Середин В.В. Первые данные об аномальных концентрациях ниобия в углях России // Доклады академии наук, 1994. Т. 335, № 5. С. 634–636.

Середин В.В. Металлоносность углей: условия формирования и перспективы освоения // Угольная база России. Т. VI (сводный, заключительный): Основные закономерности углеобразования и размещения угленосности на территории России. М. : Геоинформмарк, 2004. С. 453–509.

Угольная база России. Т. II: Угольные бассейны и месторождения Западной Сибири (Кузнецкий, Горловский, Западно-Сибирский бассейны; месторождения Алтайского края и Республики Алтай). М. : Геоинформмарк, 2003. 604 с.

Шварцев С.Л. Домрочева Е.В., Рассказов Н.М. Геохимия и формирование содовых вод Кузбасса // Известия Томского политехнического университета. 2011. Т. 318, № 1. С. 128–134.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Неорганическое вещество углей. Екатеринбург : УрО РАН, 2002. 423 с.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский–раннемезозойский внутриплитный магматизм северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // Петрология. 2013. Т. 21, № 2. С. 115–142.

Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Козловский А.М., Никифоров А.В., Травин А.В. Состав, источники и механизмы формирования редкометалльных гранитоидов позднепалеозойской Восточно-Саянской зоны щелочного магматизма (на примере массива Улан-Тологой) // Петрология. 2016. Т. 24, № 5. С. 515–536.

Arbuzov S.I., Mezhibor A.M., Spears D.A., Ilenok S.S., Shaldybin M.V., Belaya E.V. Nature of Tonsteins in the Azeisk Deposit of the Irkutsk Coal Basin (Siberia, Russia) // Int. J. of Coal Geology. 2016. V. 152. P. 99–111. DOI: 10.1016/j.coal.2015.12.001

Bouška V., Pešek J. Quality parameters of lignite of the North Bogemian Basin in the Czech Republic in comparison with the world average lignite // Int. J. Coal Geol. 1999. V. 40. P. 211–235.

Crowley S.S., Stanton R.W., Ryer T.A. The effects of volcanic ash on the maceral and chemical composition of the C coal bed, Emery Coal Field, Utah // Organic Geochemistry. 1989. V. 14. P. 315–331.

Dai S., Zhou Y., Zhang M., Wang X., Wang J., Song X., Jiang Y., Luo Y., Song Z., Yang Z., Ren D. A new type of Nb (Ta)-Zr(Hf)-REE-Ga polymetallic deposit in the late Permian coal-bearing strata, eastern Yunnan, southwestern China: Possible economic significance and genetic implications // Int. J. of Coal Geology. 2010. V. 83. P. 55–63.

Dai S., Ren D., Chou C.-L., Finkelman R.B., Seredin V.V., Zhou Y. Geochemistry of trace elements in Chinese coals: a review of abundances, genetic types, impacts on human health, and industrial utilization // Int. J. of Coal Geology. 2012. V. 94. P. 3–21.

Dai S., Luo Y., Seredin V.V., Ward C., Hower J., Zhao L., Liu S., Zhao C., Tian H., Zou J. Revisiting the late Permian coal from the Huayingshan, Sichuan, southwestern China: Enrichment and occurrence modes of minerals and trace elements // Int. J. of Coal Geology. 2014. V. 122. P. 110–128.

Dai S., Chekryzhov I., Seredin V., Nechaev V., Graham I., Hower J., Ward C., Ren D., Wang X. Metalliferous coal deposits in East Asia (Primorye of Russia and South China): a review of geodynamic controls and styles of mineralization // Gondwana Res. 2016a. V. 29 (1). P. 60–82. http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2015.07.001.

Dai S., Yan X., Ward C.R., Hower J.C., Zhao L., Wang X., Zhao L., Ren D., Finkelman R.B. Valuable elements in Chinese coals: a review // Int. Geology Review. 2016b. DOI: 10.1080/00206814.2016.1197802.

Dai S., Ward C.R., Graham C.R., French D., Hower J.C., Zhao L., Wang X. Altered volcanic ashes in coal and coal-bearing sequences: A review of their nature and significance // Earth-Science Reviews. 2017. V. 175. P. 44–74.

Dai S., Yan X., Ward C.R., Hower J.C., Zhao L., Wang X., Zhao L., Ren D., Finkelman R.B. Valuable elements in Chinese coals: a review.// International Geology Review. 2018. V. 60 (5-6). P. 590–620. http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2016.1197802

Dai S., Finkelman R.B. Coal as a promising source of critical elements: Progress and future Prospects // Int. J. of Coal Geology. 2018. V. 186. P. 155–164.

Hower J.C., Rupport L.F., Cortland F.E. Lanthanide, yttrium, and zirconium anomalies in the Fire Clay coal bed, Eastern Kentucky // Int. J. Coal Geol. 1999. V. 39 (1–3). P. 141–153.

Ketris M.P., Yudovich Ya.E. Estimations of Clarkes for carbonaceous biolithes: world average for trace element contents in black shales and coals // Int. J. of Coal Geology. 2009. V. 78. P.135–148. https://doi.org/10.1007/s11631-015-0053-7.

Lin M., Bai G., Duan P., Xü J., Duan D., Li Z. Perspective of comprehensive exploitation of the valuable elements of Chinese coal // Energy exploration & exploitation, 2013. V. 31, No. 4. P. 623–627.

Lyons P.C., Outerbridge W.E., Triplehorn D.M., Evans H.T., Congdon R.D., Capiro M., Hess J.S., Nash W.P. An Application isochron: A caolinized Carboniferous air-fall volcanic-ash deposit (tonstein) // Geol. Soc. Of Amer. Bull. 1992. V. 104. P. 1515–1527.

McDonough W.F., Sun S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.

Moore D.M., Reynolds R.C. Jr. X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford : Oxford University Press, 1997.

Qin S.J., Sun Y.Z., Li Y.H., Wang J.X., Zhao C.L., Gao K. Coal deposits as promising alternative sources for gallium // Earth-Sci. Rev. 2015. V. 150. P. 95–101.

Seredin V.V. From coal science to metal production and environmental protection: A new story of success // Int. J. Coal Geol. 2012. V. 90–91. P. 1–3.

Seredin V., Dai S. Coal deposits as potential alternative sources for lanthanides and yttrium // Int. J. Coal Geol. 2012. V. 94. P. 67–93.

Seredin V., Dai S., Sun Y., Chekryzhov I. Coal deposits as promising sources of rare metals for alternative power and energy-efficient technologies // Appl. Geochem. 2013. V. 31. P. 1–11.

Seredin V., Finkelman R. Metalliferous coals: a review of the main genetic and geochemical types // Int. J. Coal Geol. 2008. V. 76. P. 253–289.

Spears D.A. The origin of tonsteins, an overview, and links with seatearths, fireclays and fragmental clay rocks // Int. J. Coal Geology. 2012. V. 94. P. 22–31.

Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford ; London ; Edinburgh ; Boston ; Palo Alto ; Melbourne : Blackwell Scientific, 1985. 312 p.

White J.C., Parker D.F., Ren M. The origin of trachyte and pantellerite from Pantelleria, Italy: Insights from major element, trace element, and thermodynamic modelling // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2009. V. 179. P. 33–55.

Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chemical Geology. 1977. V. 20. P. 325–343.

Xin F., Xu H., Tang D., Yang J., Chen Y., Cao L., Qu H. Pore structure evolution of low-rank coal in China // Int. J. of Coal Geol. https://doi.org/10.1016/j.coal.2019.02.013

Zhao C., Liu B., Xiao L., Li Y., Liu S., Li Z., Zhao B., Ma J., Chu G., Gao P., Sun Y. Significant enrichment of Ga, Rb, Cs, REEs and Y in the Jurassic No. 6 coal in the Iqe Coalfield, northern Qaidam Basin, China – A hidden gem // Ore Geology Reviews. 2017. V. 83. P. 1–13.

Zhao L., Dai S., Graham I.T., Li X., Liu H., Song X., Hower J.C., Zhou Y. Cryptic sediment-hosted critical element mineralization from eastern Yunnan Province, southwestern China: mineralogy, geochemistry, relationship to Emeishan alkaline magmatism and possible origin // Ore Geol. Rev. 2017. V. 80. P. 116–140.

Zhao L., Zhu Q., Jia S., Zou J., Nechaev V., Dai S. Origin of minerals and critical metals in an argillized tuff from the Huayingshan Coalfield, southwestern China // Minerals. 2017. V. 7. P. 92. http://dx.doi.org/10.3390/min7060092.

Zhou Y., Bohor B.F., Ren Y. Trace element geochemistry of altered volcanic ash layers (tonsteins) in Late Permian coal-bearing formations of eastern Yunnan and western Guizhou Province China // Int. J. of Coal Geol. 2000. V. 44. P. 305–324.

Авторы:

Арбузов Сергей Иванович, доктор геолого-минералогических наук, профессор, Инженерная школа природных ресурсов, отделение геологии, Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия.
E-mail: siarbuzov@tpu.ru

Вергунов Алексей Викторович, аспирант, Инженерная школа природных ресурсов, Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия. E-mail: alexeivergunov@rambler.ru

Ильенок Сергей Сергеевич, кандидат геолого-минералогических наук, ассистент, Инженерная школа природных ресурсов, отделение геологии, Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия.
E-mail: ilenokss@rambler.ru

Иванов Владимир Александрович, главный геолог, Публичное акционерное общество «Угольная компания “Южный Кузбасс”», Междуреченск, Россия.
E-mail: ivanovva@uk.mechel.com

Иванов Владимир Петрович, доктор геолого-минералогических наук, доцент, Инженерная школа природных ресурсов, отделение геологии, Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия.
E-mail: IVP2005@mail.ru

Соктоев Булат Ринчинович, кандидат геолого-минералогических наук, старший преподаватель, Инженерная школа природных ресурсов, отделение геологии, Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия.
E-mail: bulatsoktoev@tpu.ru

Geosphere Research, 2019, 2, 35–61. DOI: 10.17223/25421379/11/3

S.I. Arbuzov[1], A.V. Vergunov[1], S.S. Ilenok[1], V.A. Ivanov[2], V.P. Ivanov[1], B.R. Soktoev[1]

[1]*National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia*
[2]*Public Joint Stock Company «Coal Company “Yuzhny Kuzbass”», Mezhdurechensk, Russia*

GEOCHEMISTRY, MINERALOGY AND GENESIS OF RARE-METAL COAL DEPOSIT IN THE SEAM XI, SOUTHERN PART OF THE KUZNETSK BASIN

The article presents results of the study of rare metal ores that were identified in the seam XI of the Kemerovo suite in the southern part of the Kuznetsk basin. The coals in the seam XI represent polymetallic ores of of Nb-Ta-Zr-Hf-Y-REE-Ga composition. Their formation is associated with the thick (6-15) non-coal layers, contrastively enriched with Nb, Ta, Zr, Hf, Y, REE, Ga, Th, U, Sn and other lithophylic elements, in the coal seam. Geochemical characteristics of these layers and the composition of relict minerals allows connecting these horizons with the input of acid volcanic pyroclastic material of alkaline composition during peat accumulation. The restored composition shows the correspondence of the volcanogenic pyroclastics to comendites-pantellerites. A possible source are pantellerite ashes of Mongolia and south-east of Siberia. They are contrastively enriched with Nb, Ta, Zr, Hf, Y, REE, Ga, Th and U. We have established that the process of coalification was accompanied by redistribution of these elements in the coal seam and the formation of rare metal mineralization. The redistribution occurred in the early stages of coalification with the participation of soda water. Distribution of main ore elements in the vertical section of the coal seam emphasizes their connection with the volcanogenic pyroclastic horizon and reflects the geochemical zonation due to the chemical elements migration with the participation of aqueous solutions. This is particularly evident for REE and well expressed on the chondrite- and upper continental crust normalized diagrams of the elements distribution. Several elements (Ta, Hf, and Ga) of the ore spectrum are characterized by weak migration capacity in these conditions and accumulate in or in the immediate vicinity of the volcanogenic layer. The ore substance is concentrated predominantly in finely dispersed mineral phase, represented mainly with Zr-Nb-Ti-Fe oxides, fine-

grained zircon, REE carbonates (bastnesite) and phosphates (monazite, xenotime, goyazite). Some elements are found in the scattered form in organic matter. The epigenetic genesis of most minerals is clearly visible by their distribution in the coal matrix, confinedness to the pore volume, micro-veins and parts directly connected to the volcanic layer.

The studies allow to develop a model of formation with similar mineralization in coals and to offer a set of search criteria for its discovery. The characteristic feature of such ores is the layer of volcanic pyroclastic rocks of alkaline composition, characterized by increased radioactivity. This feature allows finding such horizons with gamma-ray logging even at the preliminary stage of coal-bearing areas study. The connection of complex NB-Ta-Zr-Hf-Y-REE-Ga mineralization with volcanogenic pyroclastics of alkaline composition significantly expands the perspectives for the detection of such mineralization in the coals of East and Central Asia. The high volcanic activity of this period along with the manifestation of alkaline magmatism contributed to the formation of metal-bearing ash horizons. At the places of ashes burial in peatlands the complex rare-metal-coal deposits formed. Fragmented locations of such ores, established on a vast territory in China and Russia, give a reason to assume that a systematic study of sedimentary basins of this age can help to find a number of such deposits.

The research was carried out under the support of the grant of Russian Science Foundation (Project no. 18-17-00004).

Keywords*: *Coal, geochemistry, rare metals, mineralogy, ore genesis.

Reference

Andreeva I.A., Kovalenko V.I. Evolution of the trachydacite and pantellerite magmas of the bimodal volcanic association of Dzarta-Khuduk, Central Mongolia: Investigation of inclusions in minerals // Petrology. 2011. T. 19. № 4. pp. 348–369.

Arbuzov S.I., Ershov V.V., Potseluev A.A., Rikhvanov L.P. *Redkie elementy v uglyakh Kuznetskogo basseyna* [Rare elements in thecoals of the Kuznetsk basin.]. Kemerovo: Izd-vo KPK, 2000. 246 p. In Russian

Arbuzov S.I., Ershov V.V., Rikhvanov L.P. Usova T.Yu., Kyargin V.V., Bulatov A.A., Dubovik N.E. *Redkometall'nyy potentsial ugley Minusinskogo basseyna* [Rare-metal potential of coal the Minusinsk basin]. Novosibirsk: Izd-vo SO RAN, filial “Geo”, 2003. 347 p. In Russian

Arbuzov S.I., Ershov V.V. *Geokhimiya redkikh elementov v uglyakh Sibiri* [Geochemistry of rare elements in coals of Siberia]. Tomsk:Izd. dom «D-Print, 2007a. 468 p. In Russian

Arbuzov S.I., Mashenkin V.S., Rybalko V.I., Sudyko A.F. *Redkometall'nyy potentsial ugley Severnoy Azii (Sibir', Rossiyskiy Dal'niy Vostok, Mongoliya)* [Rare metal potential of coal of North Asia (Siberia, Russian Far East, Mongolia)] // Geology and mineral resources of Siberia. 2014. № 3. Part 2. pp. 41–44. In Russian

Vergunov A.V., Arbuzov S.I., Sobolenko V.M. Mineralogy and geochemistry of tonsteins in the Beysk coal deposit of the Minusinsk coal basin // Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering. 2019. V. 330. N. 2. pp. 155–166. In Russian

Grigor'ev N.A. Average concentrations of chemical elements in rocks of the upper continental crust // Geochemistry International. 2003. V. 41. № 7. C. 711

Kraynov S.R. *Geokhimiya redkikh elementov v podzemnykh vodakh (v svyazi s geokhimicheskimi poiskami mestorozhdeniy)* [Geochemistry of rare elements in groundwater (due to geochemical exploration of deposits)]. Moscow: Nedra, 1973. 296 p. In Russian

Seredin, V.V. *Pervyye dannyye ob anomal'nykh kontsentratsiyakh niobiya v uglyakh Rossii* [The first data on abnormal Niobium content in Russian coals] // Doklady akademii nauk, 1994. T. 335. № 5. pp. 634–636. In Russian

Seredin V.V. *Metallonosnost' ugley: usloviya formirovaniya i perspektivy osvoyeniya* [Metal content of coals: formation conditions and perspectives of development]. // Ugol'naya baza Rossii. TomVI (svodnyy, zaklyuchitel'nyy). Osnovnyye zakonomernosti ugleobrazovaniya i razmeshcheniya uglenosnosti na territorii Rossii. Moscow : OOO “Geoinformmark”, 2004. pp. 452–519. In Russian.

Ugol'naya baza Rossii. Tom II. *Ugol'nyye basseyny i mestorozhdeniya Zapadnoy Sibiri (Kuznetskiy, Gorlovskiy, Zapadno-Sibirskiy basseyny; mestorozhdeniya Altayskogo kraya i Respubliki Altay*[Coal base of Russia. Volume II. Coal basins and deposits of Western Siberia (Kuznetsky, Gorlovsky, West Siberian basins; deposits of the Altai Territory and the Altai Republic]. Moscow : OOO «Geoinformmark», 2003. 604 p. In Russian.

Shvartsev S.L. Domrocheva Ye.V., Rasskazov N.M. *Geokhimiya i formirovaniye sodovykh vod Kuzbassa* [Geochemistry and the formation of soda water in Kuzbass]. //Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta. 2011. T. 318. № 1. pp.128–134. In Russian.

Yudovich Ya.E., Ketris M.P. *Neorganicheskoye veshchestvo ugley*. [Inorganic matter of coal]. Yekaterinburg: UrB RAS, 2002. 423 p. In Russian.

Yarmolyuk V.V., Kozlovsky A.M., Kuzmin M.I. Late paleozoic-early mesozoic within-plate magmatism in north asia: traps, rifts, giant batholiths, and the geodynamics of their origin. // Petrology. 2013. V. 21. № 2. pp. 101–126

Yarmolyuk V.V., Kozlovsky A.M., Nikiforov A.V., Travin A.V., Lykhin D.A. Composition, sources, and mechanisms of origin of rare-metal granitoids in the late paleozoic Eastern Sayan zone of alkaline magmatism: a case study of the Ulaan Tolgoi massif. // Petrology. 2016. V. 24, № 5. pp. 477–496

Arbuzov S.I., Mezhibor A.M., Spears D.A., Ilenok S.S., Shaldybin M.V., Belaya E.V. Nature of Tonsteins in the Azeisk Deposit of the Irkutsk Coal Basin (Siberia, Russia) // Int. J. of Coal Geology. 2016. V. 152. pp. 99–111 DOI: 10.1016/j.coal.2015.12.001

Bouška V., Pešek J. Quality parameters of lignite of the North Bogemian Basin in the Czech Republic in comparison with the world average lignite. Int. J. Coal Geology. 1999. 40. pp. 211–235.

Crowley S.S., Stanton R.W., Ryer T.A. The effects of volcanic ash on the maceral and chemical composition of the C coal bed, Emery Coal Field, Utah. // Organic Geochemistry, 1989. V. 14. pp. 315–331.

Dai S., Zhou Y., Zhang M., Wang X., Wang J., Song X., Jiang Y., Luo Y., Song Z., Yang Z., Ren D. A new type of Nb (Ta)-Zr(Hf)-REE-Ga polymetallic deposit in the late Permian coal-bearing strata, eastern Yunnan, southwestern China: Possible economic significance and genetic implications. Int. J. of Coal Geology. 2010. V.83. pp. 55–63.

Dai S., Ren D., Chou C.-L., Finkelman R.B., Seredin V.V., Zhou Y. Geochemistry of trace elements in Chinese coals: a review of abundances, genetic types, impacts on human health, and industrial utilization // Int. J. of Coal Geology. 2012. V. 94. pp. 3–21.

Dai S., Luo Y., Seredin V.V., Ward C., Hower J., Zhao L., Liu S., Zhao C., Tian H., Zou J. Revisiting the late Permian coal from the Huayingshan, Sichuan, southwestern China: Enrichment and occurrence modes of minerals and trace elements // Int. J. of Coal Geology. 2014. 122. pp. 110–128

Dai S., Chekryzhov I., Seredin V., Nechaev V., Graham I., Hower J., Ward C., Ren D., Wang X. Metalliferous coal deposits in East Asia (Primorye of Russia and South China): a review of geodynamic controls and styles of mineralization // Gondwana Res., 2016a. V. 29(1). pp. 60–82 http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2015.07.001.

Dai, S, Yan, X, Ward, C R., Hower, J.C., Zhao, L., Wang, X., Zhao, L., Ren, D., Finkelman, R.B. Valuable elements in Chinese coals: a review // Int. Geology Review. 2016b. DOI.:10.1080/00206814.2016.1197802.

Dai S., Ward C.R., Graham C.R., French D., Hower J.C., Zhao L., Wang X. Altered volcanic ashes in coal and coal-bearing sequences: A review of their nature and significance. //Earth-Science Reviews. 2017. V. 175. pp. 44–74.

Dai S., Yan X., Ward C.R., Hower J.C., Zhao L., Wang X., Zhao L., Ren D., Finkelman R.B. Valuable elements in Chinese coals: a review // International Geology Review. 2018. V.60 (5-6). pp. 590–620 http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2016.1197802

Dai, S., Finkelman R.B. Coal as a promising source of critical elements: Progress and future Prospects // Int. J. of Coal Geology. 2018. V. 186. pp. 155–164.

Hower J.C., Rupport L.F., Cortland F.E. Lanthanide, yttrium, and zirconium anomalies in the Fire Clay coal bed, Eastern Kentucky. Int. J. Coal Geology. 1999. 39(1–3.). pp. 141-153.

Ketris M.P., Yudovich Ya.E. Estimations of Clarkes for carbonaceous biolithes: world average for trace element contents in black shales and coals. Int. J. of Coal Geology. 2009. V.78. pp. 135–148. https://doi.org/10.1007/s11631-015-0053-7

Lin M., Bai G., Duan P., Xü J., Duan D., Li Z. Perspective of comprehensive exploitation of the valuable elements of Chinese coal // Energy exploration & exploitation, 2013. V. 31. N. 4. pp. 623–627

Lyons P.C., Outerbridge W.E., Triplehorn D.M., Evans H.T., Congdon R.D., Capiro M., Hess J.S., Nash W.P. An Application isochron: A caolinized Carboniferous air-fall volcanic-ash deposit (tonstein) // Geol. Soc. Of Amer. Bull. 1992. V.104. pp. 1515 1527

McDonough W.F., Sun S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. pp. 223–253

Moore D.M., Reynolds Jr. R.C. X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press, Oxford, 1997.

Qin S.J., Sun Y.Z., Li Y.H., Wang J.X., Zhao C.L., Gao K. Coal deposits as promising alternative sources for gallium. Earth-Sci. Rev. 2015. V.150. pp. 95–101.

Seredin V.V. From coal science to metal production and environmental protection: A new story of success // Int. J. Coal Geol. 2012. V. 90-91. pp. 1–3.

Seredin V., Dai S. Coal deposits as potential alternative sources for lanthanides and yttrium // Int. J. Coal Geol. 2012. V. 94. pp. 67–93.

Seredin V., Dai S., Sun Y., Chekryzhov I. Coal deposits as promising sources of rare metals for alternative power and energy-efficient technologies. Appl. Geochem. 2013. V. 31. pp. 1–11.

Seredin V., Finkelman R. Metalliferous coals: a review of the main genetic and geochemical types. Int. J. Coal Geol. 2008. V. 76. pp. 253–289.

Spears D.A. The origin of tonsteins, an overview, and links with seatearths, fireclays and fragmental clay rocks. Int. J. Coal Geology, 2012. V. 94. pp. 22–31.

Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell Scientific, Oxford, London, Edinburgh, Boston, Palo Alto, Melbourne, 1985. 312 p.

White J.C., Parker D.F., Ren M. The origin of trachyte and pantellerite from Pantelleria, Italy: Insights from major element, trace element, and thermodynamic modelling // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2009. 179. pp. 33–55

Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chemical Geology. 1977. V. 20. pp. 325–343.

Xin F., Xu H., Tang D., Yang J., Chen Y., Cao L., Qu H. Pore structure evolution of low-rank coal in China, Int. J. of Coal Geology, https://doi.org/10.1016/j.coal.2019.02.013

Zhao C., Liu B., Xiao L., Li Y., Liu S., Li Z., Zhao B., Ma J., Chu G., Gao P., Sun Y. Significant enrichment of Ga, Rb, Cs, REEs and Y in the Jurassic No. 6 coal in the Iqe Coalfield, northern Qaidam Basin, China – A hidden gem // Ore Geology Reviews. 2017a. V. 83. pp. 1–13.

Zhao L., Dai S., Graham I.T., Li X., Liu H., Song X., Hower J.C., Zhou Y. Cryptic sediment-hosted critical element mineralization from eastern Yunnan Province, southwestern China: mineralogy, geochemistry, relationship to Emeishan alkaline magmatism and possible origin // Ore Geol. Rev. 2017b. V. 80. pp. 116–140.

Zhao L., Zhu Q., Jia S., Zou J., Nechaev V., Dai S., Origin of minerals and critical metals in an argillized tuff from the Huayingshan Coalfield, southwestern China // Minerals. 2017c. 7, 92. http://dx.doi.org/10.3390/min7060092.

Zhou Y., Bohor B.F., Ren Y. Trace element geochemistry of altered volcanic ash layers (tonsteins) in Late Permian coal-bearing formations of eastern Yunnan and western Guizhou Province, China // Int. J. of Coal Geology. 2000. 44. pp. 305–324

Authors:

Arbuzov Sergey I., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, School of Earth Sciences & Engineering, Division for Geology, National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia.
E-mail: siarbuzov@mail.ru

Vergunov Alexey V., Postgraduate Student, School of Earth Sciences & Engineering, National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia.
E-mail: alexeivergunov@rambler.ru

Ilenok Sergey S., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Lecturer, School of Earth Sciences & Engineering, Division for Geology, National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia.
E-mail: ilenokss@rambler.ru

Ivanov Vladimir A., Chief Geologist, Public Joint-Stock Company «Coal Company “Southern Kuzbass”», Mezhdurechensk, Russia.
E-mail: ivanovva@uk.mechel.com

Ivanov Vladimir P., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor, School of Earth Sciences & Engineering, Division for Geology, National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia.
E-mail: IVP2005@mail.ru

Soktoev Bulat R., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Lecturer, School of Earth Sciences & Engineering, Division for Geology, National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia.
E-mail: bulatsoktoev@tpu.ru

Геосферные исследования. 2019. № 2. С. 62–71

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.242.056

РОЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР И ТРЕЩИННЫХ СИСТЕМ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ В ДОЮРСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПЛИТЫ (МЕЖОВСКИЙ СРЕДИННЫЙ МАССИВ)

А.Е. Ковешников[1], В.И. Стреляев[2]

[1] *Научно-исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия*
[2] *Научно-исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия*

Палеозойские образования юго-восточной части Западно-Сибирской тектонической плиты в пермский период при проявлении герцинской складчатости были смяты в складки северо-западного простирания. В пределах юго-восточной части Нюрольского структурно-фациального района сформировалась Межовская синклиналь второго порядка, сложенная двумя антиклиналями и тремя синклиналями. Залежи нефти и газа в палеозойских образованиях устанавливаются четко вдоль осей складок, а также в зоне, развитой вкрест простирания Межовской синклинали второго порядка. Эта зона возникла при проявлении триасовых грабен-рифтов. Породы-коллекторы в доюрских образованиях сформировались при их гидротермальной проработке процессами доломитизации и выщелачивания. Гидротермальная проработка осуществилась по двум трещинным системам, интерпретируемым при анализе соответствующих эллипсоидов деформаций: первая – герцинская складчатость; вторая – эпоха существования грабен-рифтов. В результате сформировалась единая система трещин и разломов, по которым проявились гидротермальные процессы, ведущие к развитию по палеозойским образованиям пород-коллекторов и залежей нефти и газа. Герцинской складчатости соответствует северо-западное расположение залежей нефти и газа вдоль простирания Межовской синклинали второго порядка (и слагающих ее складок третьего порядка), а система трещин, заложенных при проявлении триасового рифтогенеза, ориентирована вкрест ее простирания. В зоне наложения двух выявленных трещинных систем и сосредоточена большая часть залежей нефти и газа в палеозойских образованиях Межовской синклинали второго порядка (юго-восточная часть Западно-Сибирской тектонической плиты).

Ключевые слова: *тектогенез, рифтогенез, тектоническая плита, породы-коллекторы, эллипсоид деформаций, вторичный катагенез.*

Введение

В настоящее время прирост запасов нефти и газа возможен только в результате привлечения новых недостаточно изученных ранее объектов.

К таковым относятся палеозойские карбонатные образования Западно-Сибирской тектонической плиты (ЗСТП).

Вся территория распространения доюрских отложений в пределах ЗСТП на основании изучения их литологического состава и палеонтологических определений возраста обнаруженных в породах органических остатков, подразделена на 23 структурно-фациальных района (СФР) [Решения… 1999] (рис. 1).

Герцинская складчатиость и триасовый рифтогенез

Герцинская складчатость на территории ЗСТП проявилась в формировании двух гигантских, вытянутых в меридиональном направлении зон, разделенных участком, консолидированным при проявлении каледонской складчатости. Зоны показаны на тектонических картах ЗСТП [Тектоническая… 2000]. Этим двум зонам соответствуют огромные участки ЗСТП, для которых, при проведенном нами анализе мощностей образований доюрского комплекса, выявлена повышенная мощность как в целом палеозойского разреза (рис. 2), так и суммарно карбонатных и кремнесодержащих образований. Третья зона повышенных мощностей доюрского разреза расположена на западном обрамлении Восточной Сибири и представлена в основном докембрийскими образованиями [Конторович и др., 2008].

Герцинская складчатость, как нам представляется, проявилась при начавшемся сближении материков как окружающий участок существовавшего до конца карбона палеозойского Западно-Сибирского моря. Таких материков, по данным ряда исследователей [Дубатолов, Краснов, 2000], было три: Ангарида (Восточно-Сибирский материк), Казахстания (область каледонид на юге ЗСТП) и Русская платформа (см. рис. 2). Вероятно, герцинская складчатость – это отражение сближения этих материков относительно друг друга. При этом между Ангаридой и Казахстанией сформировались герцинские складки северо-западного, а при сближении Русской платформы и Казахстании – северо-восточного простирания.

DOI: 10.17223/25421379/11/4

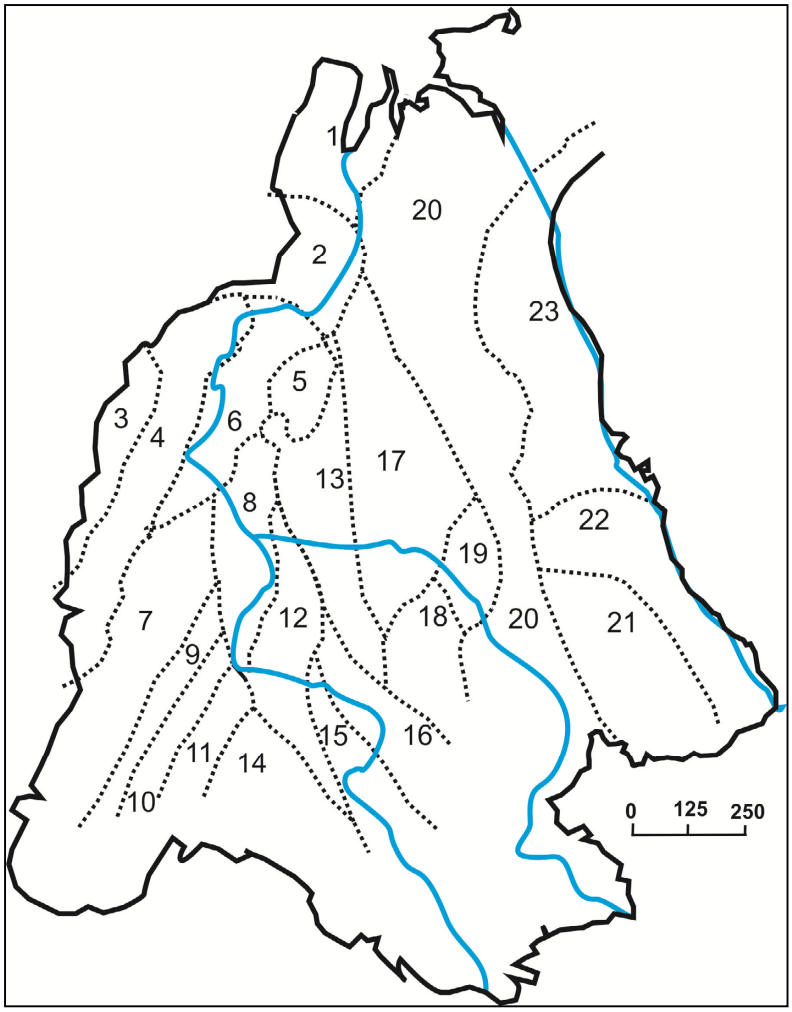


Рис. 1. Подразделение палеозойских образований Западно-Сибирской тектонической плиты на структурно-фациальные районы (СФР) [Решения… 1999]

СФР: 1 – Бованенковский; 2 – Новопортовский; 3 – Тагильский; 4 – Березово-Сартыньинский; 5 – Ярудейский; 6 – Шеркалинский; 7 – Шаимский; 8 – Красноленинский; 9 – Тюменский; 10 – Косолаповский; 11 – Уватский; 12 – Салымский; 13 – Усть-Балыкский; 14 – Ишимский; 15 – Тевризский; 16 – Туйско-Барабинский; 17 – Варьеганский; 18 – Нюрольский; 19 – Никольский; 20 – Колпашевский; 21 – Вездеходный; 22 – Тыйский; 23 – Ермаковский

Fig. 1. The division of the Paleozoic formations of West Siberian Tectonic Plate on the structural-facial areas (SFA) [Resheniya… 1999]

SFA: 1 – Bovanenkovskiy; 2 – Novoportovskiy; 3 Tagilskiy; 4 – Berezovo-Sartininskiy; 5 – Yarudeyskiy; 6 – Sherkalinskiy; 7 – Shaimskiy; 8 – Krasnoleninskiy; 9 – Tyumenskiy; 10 – Kosolaposkiy; 11 – Uvatskiy; 12 – Salimskiy; 13 – Ust-Balykskiy; 14 – Ishimskiy; 15 – Tevrizskiy; 16 – Tuisko-Barabinskiy 17 – Varieganskiy; 18 – Nyurolskiy; 19 – St. Nicholskiy; 20 – Kolpashevskiy; 21 – Vezdehodniy; 22 – Tyiskiy; 23 – Ermakovskiy

При формировании герцинской складчатости (см. рис. 2) эти три материка выступали как стабильные площадки. Во время их сближения палеозойские отложения, расположенные в пределах Нюрольского СФР (рис. 2), ранее залегающие близко к горизонтальному положению, были смяты в складки северо-западного простирания и вся территория ЗСТП длительное время (в перми–триасе) представляла собой сушу, подвергающуюся интенсивному воздействию процессов поверхностного выветривания.

Затем в раннем триасе произошло заложение континентальной системы грабен-рифтов, с формированием наложенных структур в среднем и позднем триасе (рис. 2).

Рассматриваемый нами Межовский срединный массив (Нюрольского СФР) расположен к востоку от южного окончания Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта, между юго-западными окончаниями Усть-Тымского и Чузикского грабен-рифтов. Триасовый рифтогенез заключается во внедрении больших масс вулканитов туринской серии. При извержении вулканитов туринской серии окончательно сформировались и тектонические структуры Межовского срединного массива.

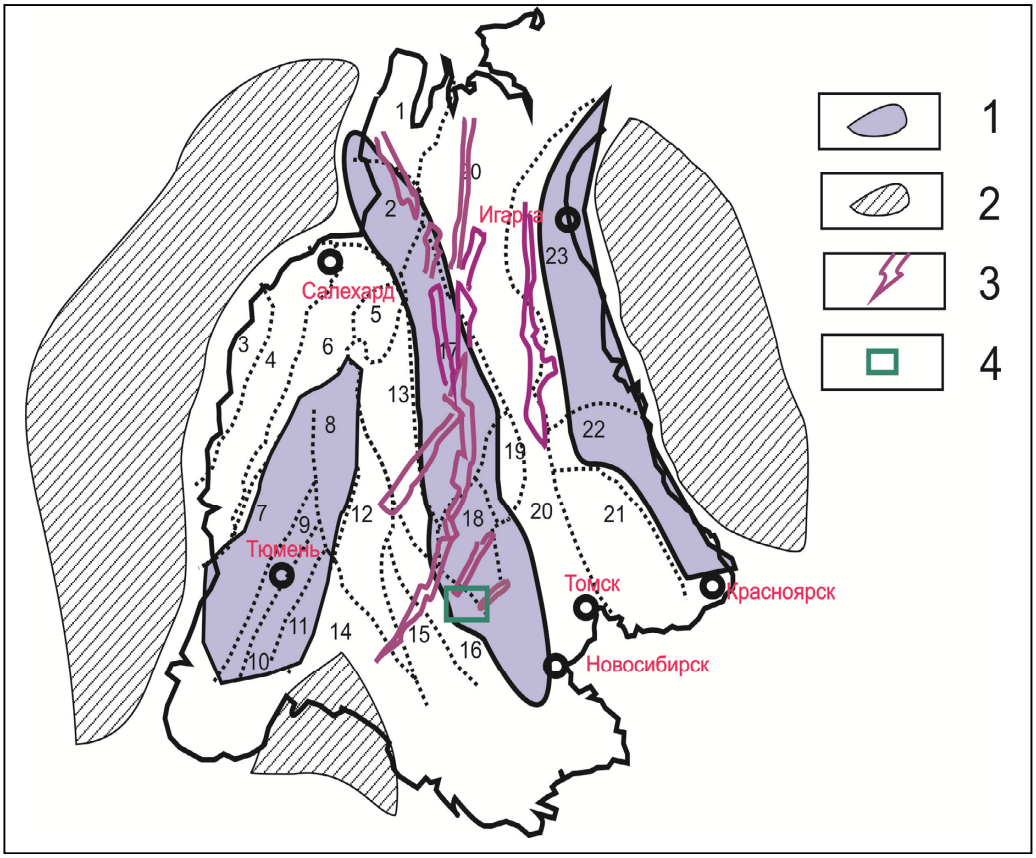


Рис. 2. Взаиморасположение участков повышенной мощности палеозойского разреза в пределах ЗСТП, три палеоматерика, смещение которых обусловило проявление герцинской складчатости, система расположения триасовых грабен-рифтов

1 – карбонатные платформы; 2 – палеоконтиненты по [Дубатолов, Краснов, 2000]: Восточный – Ангарида; Южный – Казахстания; Западный – Русская платформа (показаны приблизительно); 3 – триасовые грабен-рифты; 4 – территория Межовского срединного массива между расположенным западнее Усть-Тымским и восточнее Чузикским грабен-рифтами

Fig. 2. The relative positions of areas of increased power Paleozoic section within WSTP, three of the paleocontinent, a shift which led to the manifestation of Hercynian folding system at the Triassic Graben-rift

1 – carbonate platform; 2 – the paleocontinents, according to [Dubatolov, Krasnov, 2000]: East Angarida; South Kazakhstaniya; West Russian platform (shown approx); 3 – Triassic Graben-rift; 4 – territory Mezhovskiy middle massif, located between is located between of Ust-Tymsky and Chulymsky of the Graben-rift

---

Межовская синклинальная складка

Наиболее детально в пределах ЗСТП нами изучено строение Нюрольского СФР и особенно Межовского срединного массива, для которого в последующие годы предложено наименование: «Чузикско-Чижапская зона нефтегазонакопления» [Конторович, 2007].

Доюрские образования ЗСТП накапливались от конца венда до конца карбона, а на территории Межовского срединного массива (Нюрольский СФР) установлено развитие доюрских отложений начиная с позднего ордовика и заканчивая началом среднего карбона. Для Межовского срединного массива нами на основании данных КМПВ и детального изучения разрезов более 50 скважин построена геологическая карта Межовского срединного массива [Контрович и др., 1991, Ковешников, Недоливко, 2012a, 2012b; Ковешников, 2013a, 2013b; Koveshnikov, Nesterova, Dolgaya, 2016], согласно которой палеозойские образования смяты в серию сближенных антиклинальных и синклинальных складок третьего порядка, являющихся единой Межовской складкой второго порядка (рис. 3).

На карте (см. рис. 3) палеозойские образования объединены в группы: ордовикско-силурийские, нижнедевонские, средне-верхнедевонские и нижнекарбоновые. По приведенному схематическому геологическому разрезу видно, что осям антиклинальных складок соответствуют выходы на доюрскую поверхность образований нижнего девона, а осям синклинальных складок, соответственно, – образований нижнего карбона.

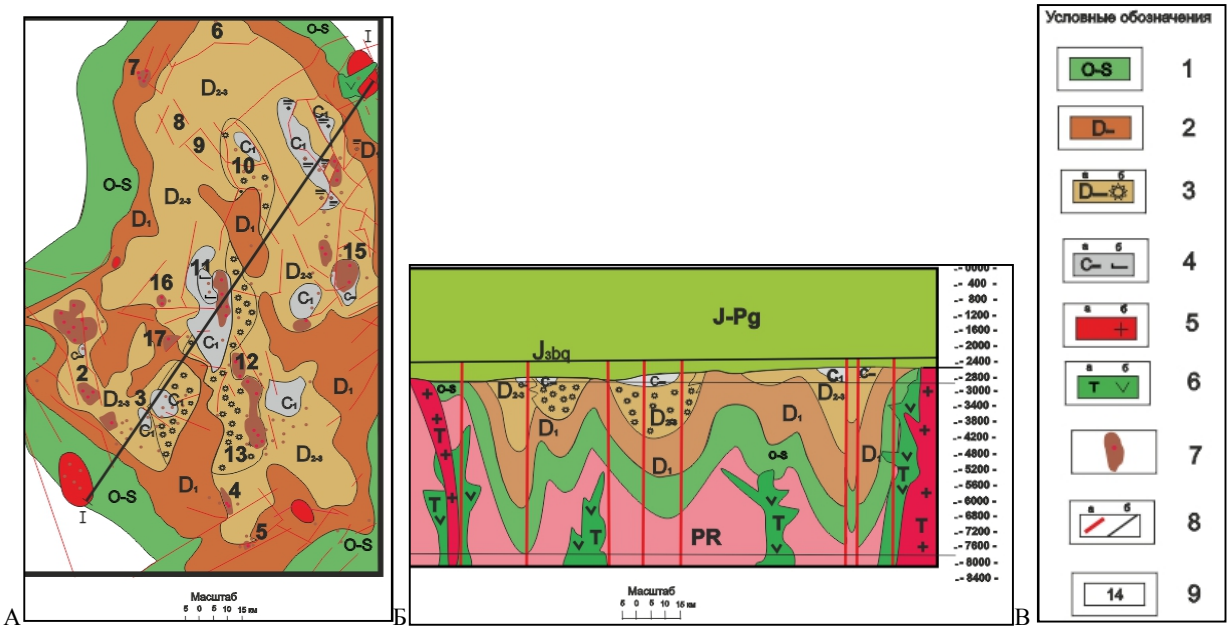


Рис. 3. Геологическая карта и схематический геологический разрез Межовского срединного массива (по А.Е. Ковешникову)

Палеозойские образования: 1 – ордовик–силур; 2 – нижний девон; 3 – средний и верхний девон; а – рифогенно-аккумулятивные; б – бассейновые; 4 – нижний–средний карбон; а – образования кехорегской и табаганской свит; б – образования средневасюганской и елизаровской свит; 5 – граниты: а – на карте; б – на разрезе; 6 – базиты; 7 – залежи нефти и газа [Конторович и др, 1991]: 8а – тектонические нарушения; 8б – схематическое расположение образований баженовской свиты; 9 – разведочные площади: 1 – Урманская; 2 – Арчинская; 3 – Нижне-Табаганская; 4 – Южно-Табаганская; 5 – Солоновская; 6 – Лугинецкая; 7 – Западно-Лугинецкая; 8 – Кулгинская; 9 – Амурская; 10 – Сельвейкинская; 11 – Герасимовская; 12 – Северо-Калиновая; 13 – Калиновая; 14 – Северо-Останинская; 15 – Останинская; 16 – Южно-Тамбаевская; 17 – Широтная

Fig. 3. Geological map and schematic geological section Mezhovsky the median mass (according to A.E. Koveshnikov)

Paleozoic formations: 1 – Ordovician–Silurian; 2 – lower Devonian; 3 – middle and upper Devonian; a – reef-accumulative rocks; b – basin rocks; 4 – the lower-middle Carboniferous; and education and kyhoregski and Tabaganski formation; b – education srednevasyuganski and Elizarovski formation; 5 – granites: a – map; b – on section; 6 – basites; 7 – deposits of oil and gas [Kontorovich et al., 1991]: 8A – tectonic faults; 8B – is a schematic arrangement of the formations of the Bazhenov formation; 9 – exploratory areas: 1 – Urmanski; 2 – Archinski; 3 – Nizhnetabaganski; 4 – Yuzhno-Tabaganski; 5 – Solonovki; 6 – Luginetski; 7 – Sapadno-Luginetski; 8 – Kulginski; 9 – Amurski; 10 – Selivanovski; 11 – Gerasimovski; 12 – Severo-Kalynovi; 13 – Kalynovi; 14 – Severo-Ostaninski; 15 – Ostaninski; 16 – Yuzhno-Tambeiski; 17 – Shirotni

---

На схематическом геологическом разрезе показаны тела вулканитов триасового возраста: базитов и прорывающих их риолитов, составляющих теринскую серию, слагающую триасовые грабен-рифты, а также представленные в виде обособленных тел вулканитов. Ближайшими от территории Межовского срединного массива грабен-рифтами являются Усть-Тымский, Чузикский и несколько более удаленным – Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт (рис. 2).

Породами, благоприятными для формирования пород-коллекторов в пределах Межовского срединного массива, являются преимущественно карбонатные образования рифогенно-аккумулятивного комплекса, (в основном известняки девонского возраста) и кремнисто-глинистые образования бассейнового комплекса (кремнеаргиллиты и радиоляриты чагинской свиты верхнедевонского возраста), диагенетически окремненные известняки табаганской свиты верхнего девона и вторично измененные аргиллиты и спонголиты кехорегской свиты нижнего карбона.

Формировании по доюрским образованиям пород-коллекторов Нюрольского СФР происходило в три этапа. Первому этапу соответствует формирование пород палеозойского моря и последующих процессов диагенеза и прогрессивного катагенеза (прогрев пород при их погружении и перекрытии вышележащими образованиями). Здесь по слабоизмененным породам устанавливаются низкие значения фильтрационно-емкостных свойств.

Вторым этапом является собственно герцинское складкообразование, завершившееся формированием складок северо-западного простирания, слагающих Межовский срединный массив. Здесь по дневной поверхности проявились интенсивные процессы поверхностного выветривания (гипергенеза). В результате

сформировалась зона контакта доюрских и перекрывающих их юрских образований, или нефтезоносный горизонт зоны контакта [Конторович, 2007]. Для нефтезоносного горизонта зоны контакта характерны повышенные значения ФЕС, в основном в кремнисто-глинистых и вообще в кремнесодержащих породах, в меньшей степени изменению подверглись известняки, ввиду их неустойчивости к процессам физического выветривания.

Третьим является этап гидротермального преобразования палеозойских образований, при котором по системе тектонических нарушений гидротермальные растворы, продуцированные образованиями туринской серии: базитами и риолитами, привели к развитию процессов гидротермальной доломитизации (по известнякам) или гидротермального выщелачивания (по кремнесодержащим породам). Этот этап нами [Ковешников, 2013a, 2013b] предложено именовать вторично-катагенетическим.

Формирование тектонических структур Межовского серединного массива

По построенной нами по доюрским образованиям Межовского срединного массива геологической карте и схематическому геологическому разрезу (рис. 3) видно, что в целом рассматриваемая территория представляет собой синклинальную складку (Межовская складка второго порядка), по периферии которой на доюрскую поверхность выходят нерасчлененные ордовикско-силурийские образования. Эта складка разделена на несколько смежных антиклинальных и синклинальных складок третьего порядка. Расположение антиклиналей подчеркивается выходом на доюрскую поверхность образований нижнего девона. Залегающие выше по разрезу средне-верхнедевонские образования – это уже синклинали, представленные карбонатными и кремнисто-глинистыми породами; ядра синклиналей слагают кремнесодержащие образования нижнего карбона. При рисовке схематического геологического разреза, в основании палеозойского комплекса нами показаны протерозойские образования, бурением в пределах изученной территории не вскрытые, но указанные в основании палеозойского разреза на смежных СФР (Туйско-Барабинском, Колпашевском и ряде других) [Решения… 1999].

При рассмотрении расположения залежей нефти и газа, открытых в палеозойских образованиях Межовского срединного массива, видно, что они приурочены к определенным, четко трассируемым линиям, соответствующим осям антиклиналей и синклиналей третьего порядка и вкрест простирания складки второго порядка (рис. 4). Их расположение мы рассмотрим более подробно (см. рис. 4).

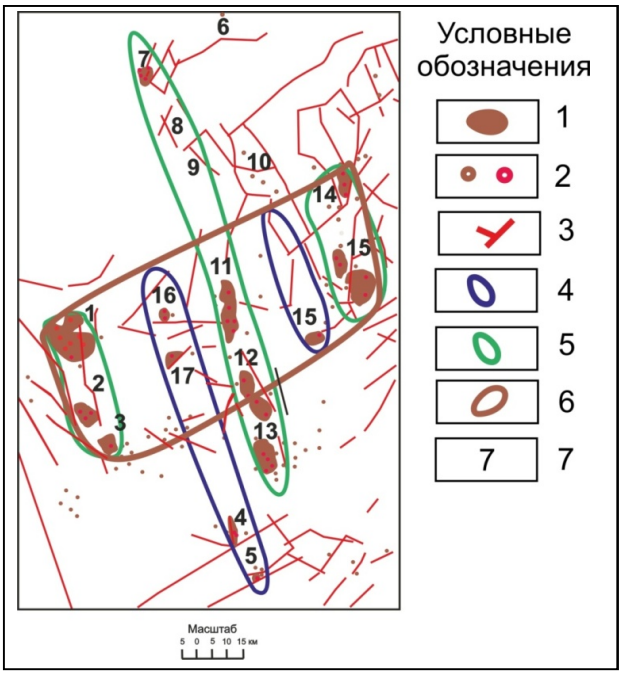


Рис. 4. Схема расположения осей антиклиналей и синклиналей Межовской складки второго порядка и слагающих ее складок третьего порядка

1 – залежи нефти газа; 2 – скважины; 3 – разломы; 4 – оси антиклиналей; 5 – оси синклиналей; зона поперечной оси Межовской складки второго порядка

Fig. 4. The scheme of location of the axes of anticlinal and synclinal Mezhovsky fold of the second order and composing its folds of the third order

1 – gas-oil deposits; 2 – wells; 3 – faults; 4 – axes of anticlines; 5 – axes of sinklines; zone of the transverse axis of the Interline fold of the second order

Распределение залежей нефти и газа в пределах Межовской синклинали

Межовская синклиналь является складкой второго порядка. В ее строении можно четко выделить пять складок третьего порядка: две антиклинали (с юго-запада на северо-восток): Солоновско-Южно-Тамбаевскую, Останинско-Сельвейкинскую; и три синклинали третьего порядка: Арчинско-Урманскую; Калиново-Западно-Лугинецкую; Останинско-Северо-Останинскую (рис. 4). В пределах каждой из этих пяти структур установлены залежи нефти и газа. Межовская синклиналь является складкой второго порядка, и в этом плане в ее пределах выделяется более протяженная центральная (Калинового-Западнолно-Лугинецкая) синклиналь третьего порядка. Вкрест простирания Межовской синклинали отчетливо выделяется участок сгущения залежей нефти и газа (Урманско-Северо-Останинская поперечная зона).

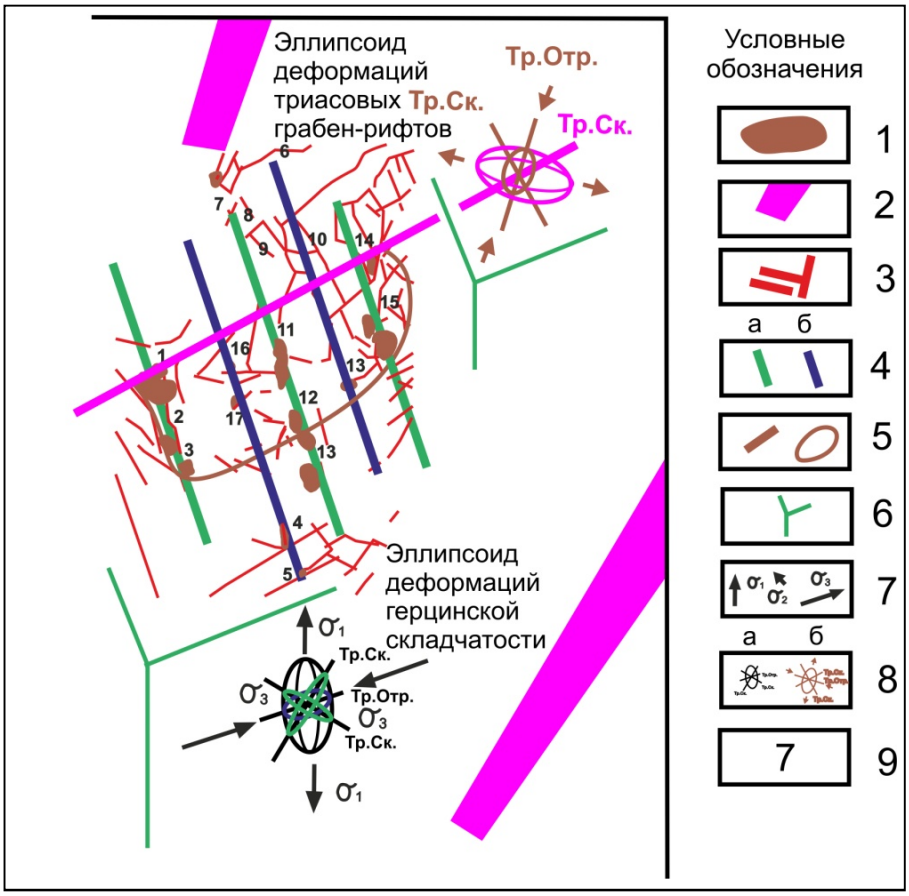


Рис. 5. Расположение элементов Межовской складки второго порядка с вынесенными юго-западными завершениями Усть-Тымского (западнее) и Чузикского (восточнее) грабен-рифтов (по тектонической карте под редакцией В.С. Суркова, 2000 г.) со схематичным расположением элементов тектонического строения палеозойских образований

1 – залежи нефти и газа; 2 – грабен-рифты; 3 – тектонические нарушения; 4а – оси синклиналей; 4б – оси антиклиналей; 5 – зона максимального сгущения залежей нефти и газа; 6 – обозначение врезки блок-диаграммы; 7 – оси деформаций; 8 – сечение эллипса деформаций с максимальным и минимальным значениями деформации для: 8а – герцинской складчатости; 8б – Усть-Тымского грабен-рифта; 9 – разведочные площади (см. рис. 3)

Fig. 5. The location of the elements of the Interstitial folds of the second order against the South-Western end of the Ust-Tymski (West) and Quzikski (East) Graben-rifts (according to the tectonic map edited by V.S. Surkov, 2000) with a schematic arrangement of elements of the tectonic structure of Paleozoic formations

1 – oil and gas deposits; 2 – Graben-rifts; 3-tectonic disturbances; 4a – axes of synclines; 4b – axes of anticlines; 5 – zone of maximum thickening of oil and gas deposits; 6–designation of inset of block diagram; 7 – axes of deformations; 8 – section of ellipse of deformations with maximum and minimum values of deformation for: 8a – Hercynian folding; 8b – Ust-Tymski Graben-rift; 9 – exploration areas (see Fig. 3).

Трещинные зоны и их влияние на размещение залежей нефти и газа

Для анализа истории тектонического формирования палеозойских образований в пределах Межовского срединного массива, с тем, чтобы определить для залежей нефти и газа возможную роль в их формировании как герцинской складчатости, так и расположенных поблизости грабен-рифтов, нами была предпринята попытка построить эллипсоиды деформаций отдельно для герцинской складчатости и для Усть-Тымского грабен-рифта, как пространственно наиболее близко расположенного к Межовской синклинали второго порядка тектонической структуры.

Для этого для доюрских образований Межовского срединного массива наряду с юго-западными оконечностями Усть-Тымского и Чузикского грабен-рифтов нами вынесены расположение осей синклиналей (линии синего цвета) и антиклиналей (линии зеленого цвета) третьего порядка, зоны, приблизительно соответствующей участку повышенной трещиноватости, расположенной вкрест простирания Межовской складки второго порядка (рис. 5). Кроме этого, на рисунке показано расположение тектонических нарушений и выявленных по палеозойским образованиям залежей нефти и газа.

При анализе геометрии проявления трещинных систем широкое распространение получила практика построения эллипсоидов деформаций, при которой устанавливаются оси максимального растяжения (σ_1) и максимального сжатия (σ_3) подвергающихся деформации пород. При этом в сечении со значениями σ_1 и σ_3 располагаются возникающие при деформации трещины скола и трещин отрыва, которые могут быть проявлены в геологической структуре как тектонические нарушения (см. рис. 5). В геологической литературе общеприняты следующие обозначения тектонических нарушений [Naylor, Mandl, Spesteij, 1986; Sylvester, 1988]: горизонтальный сдвиг по вертикали, сопровождаемый или горизонтальным сжатием, это **транспрессия**, или горизонтальным растяжениями, это **транстенсия**. К этим понятиям [Короновский и др., 2009] предложили добавить **трансламинацию**, или горизонтальный сдвиг одновременно по вертикали и горизонтали, и [Тимурзиев, 2014] **структуры горизонтального сдвига** (**СГС**), или горизонтальные сдвиги. Со структурами горизонтального сдвига связаны проявления трещинных зон и [Тимурзиев, 2014] перспективы открытия в палеозойских образованиях ЗСТП новых месторождений нефти и газа.

При рисовке эллипсоидов деформации герцинской складчатости нами в правом нижнем углу рис. 5 сделана врезка, обозначающая угол блок-диаграммы, и нарисован эллипсоид деформаций, для которого показаны оси максимального растяжения (σ_1) и максимального сжатия (σ_3). Из приведенных рисунков видно, что максимальное сечение, в котором присутствуют значения σ_1 и σ_3, располагается на плоскости, перпендикулярной простиранию складок, показанной на схематическом геологическом разрезе, и ориентирована вверх (см. рис. 3). Для таких сечений, согласно правилам построения эллипсоидов деформаций, рисуется профиль расположения трещин скола и трещин отрыва, которые могут быть проявлены в геологической структуре как тектонические нарушения. Трещины скола, имеющие такое расположение, как показано на рис. 4, проявятся на доюрской поверхности как вертикальные или наклонные разломы, вытянутые вдоль простирания осей герцинских складок, а трещины отрыва должны были сформировать СГС или субгоризонтально секущие палеозойские образования зоны гидротермальной проработки доюрских карбонатных и кремнесодержащих пород.

Вторым по времени проявления является этап триасового рифтогенеза. Для Усть-Тымского грабен-рифта (см. рис. 5) в верхней части рисунка показано обозначение угла блок-диаграммы и помещен эллипсоид деформаций (показан сиреневым цветом), в котором сечение с осями σ_1 и σ_3 расположено в горизонтальной плоскости. Трещины скола и отрыва в этой ситуации могли проявиться как зона, показанная на продолжении осевой линии трещинной зоны, проведенной вкрест простирания Межовской синклинали второго порядка.

Выявленным трещинным зонам соответствует следующая геологическая интерпретация. При излиянии лав вулканитов Усть-Тымского грабен-рифта эллипсоид деформаций проявился в некотором растяжении, результатом которого явилось формирование как самих грабен-рифтов, так и формирование зоны разуплотнения на изученной территории. Последняя параллельна одной из систем трещин скола сформированного при триасовом рифтогенезе эллипсоида деформаций. Эта зона как раз и соответствует зоне сгущения выявленных в палеозойских образованиях залежей нефти и газа в зоне, поперечной простиранию Межовской синклинали второго порядка.

При этом только в центральной Калиново-Западнолугинецкой синклинали и в Солоновско-Западнотамбаевской антиклинали отдельные залежи нефти и газа расположены вне этой поперечной зоны. Это является еще одним подтверждением того, что рассматриваемые пять складок являются единой синклиналью второго порядка, так как они трассируют ось Межовской синклинали второго порядка.

Таким образом в доюрских образованиях Межовской складки второго порядка (и слагающих ее складок третьего порядка) выявлено две системы расположения залежей нефти и газа: **герцинская северо-**

западного простирания, расположенная вдоль осей складок второго и третьего порядка; **активизации Устьт-Тымского грабен-рифта северо-восточного простирания**, или система, соответствующая расположению одной из систем трещин скола, возникших при формировании Усть-Тымского грабен-рифта, и выразившаяся в вытянутой поперек простирания Межовской синклинали второго порядка.

Формирование пород-коллекторов при вторичном катагенезе

При активизации тектонических нарушений, сопряженных с простиранием находящихся в непосредственной близости от Межовского срединного массива грабен-рифтов, установлено проявление таких трещинных гидротермальных процессов, как доломитизация и выщелачивание. Оба этих процесса имеют, несомненно, гидротермальную природу, но если выщелачивание может затронуть любой тип пород, то проявление процесса доломитизации осуществлялось только по известнякам, и только известняки, не имеющие примеси глинистого материала, могли сформировать и сформировали доломиты замещения, ставшие породами-коллекторами. При доломитизации глинистых известняков в результате процесса метасоматоза, пустотное пространство заполняется имеющимися в составе изменяемых отложений глинистыми минералами, и порода-коллектор не формировалась.

Аналогичная система установлена и для кремнесодержащих образований доюрского комплекса, с той только разницей, что для них также установлено значительное положительное влияние на формирование пород-коллекторов процессов гипергенеза, по которым в гидротермальных этапах преобразования пород возникли либо одна, либо обе выявленные трещинные системы.

Заключение

Проведенный анализ проявления эллипсоидов деформации и соответствующих трещинных систем позволил установить, что при появлении герцинской складчатости в палеозойских образованиях возникли вертикально ориентированные трещины (разломы) северо-западного простирания, расположенные параллельно осям складок (трещины скола). При проявившемся позднее триасовом рифтогенезе трещины скола и трещины отрыва ориентированы вертикально, и одна из систем трещин скола почти вкрест сечет Межовскую синклиналь второго порядка и все входящие в нее складки третьего порядка. При наложении трещинной системы, проявившейся при рифтогенезе на трещинную систему, возникшую ранее при осуществлении герцинской складчатости, возник участок сгущения залежей нефти и газа, открытых в палеозойских образовниях Межовской складки второго порядка.

Все трещинные зоны, выявленные при анализе расположения эллипсоидов деформаций, в той или иной степени проявились в разломах, пересекающих изученную территорию. Залежи нефти и газа в палеозойских образованиях приурочены как к осям складок третьего порядка, так и к зоне, ориентированной вкрест складки второго порядка. Их взаимоналожение проявилось в максимальном сгущении залежей нефти и газа в палеозойских образованиях данной территории. Это является несомненным подтверждением того факта, что все залежи нефти и газа в палеозойских образованиях сформировались во вторично-катагенетический этап преобразования палеозойских пород, когда проявление таких гидротермальных процессов, как выщелачивание и доломитизация, сформировали основную часть пород-коллекторов, с последующим проявлением в их пределах залежей нефти и газа в палеозойских образованиях Межовской складки второго порядка.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1. При проявлении герцинской складчатости происходило сближение палеоматериков, окружающих территорию Западной Сибири в конце палеозоя, и в результате доюрские образования существовавшего ранее палеозойского моря, залегающие до этого почти горизонтально, были смяты в антиклинальные и синклинальные складки, имеющие северо-западное простирание, соответствующее взаиморасположению этих палеоматериков.

2. Герцинская складчатость сопровождается формированием трещин скола, проявившихся в виде вертикально и наклонно ориентированных разломов, и трещин отрыва, проявленных как система горизонтально ориентированных трещин или СГС, ориентированных параллельно простиранию складок и сопровождаемых залежами нефти и газа. При формировании Усть-Тымского грабен-рифта, одна из систем трещин скола наложилась на зону, перпендикулярную простиранию Межовской синклинали второго порядка, в результате чего сформировалась зона максимально сгущения залежей нефти и газа.

3. Породы-коллекторы в палеозойских образованиях Межовского срединного массива (Нюрольский структурно-фациальный район) и соответствующие им залежи нефти и газа сформировались при проявлении таких гидротермальных процессов, как доломитизация и выщелачивание. Эти процессы проявились по двум трещинным системам: первой, параллельной простиранию герцинской системе складок, и второй, сопряженной с зоной воздействия Усть-Тымского грабен-рифта,

ориентированной вкрест простирания герцинской складчатости. При наложении одной системы на другую отмечается максимальное сгущение залежей нефти и газа.

ЛИТЕРАТУРА

Дубатолов В.Н., Краснов В.И. Фаменский этап в эволюции географических обстановок Сибирских морей // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 2. С. 239–254.

Ковешников А.Е. Месторождения нефти и газа трещинно-метасоматического генезиса в доюрских отложениях Западно-Сибирской геосинеклизы // Известия Томского политехнического университета. 2013a. Т. 322, № 1. С. 105–110.

Ковешников А.Е. Влияние прогрессивного, регрессивного эпигенеза, гипергенеза, вторичного катагенеза на формирование пород-коллекторов в палеозойских отложениях Западно-Сибирской геосинеклизы // Известия Томского политехнического университета. 2013b. Т. 323, № 1. С. 152–156.

Ковешников А.Е., Недоливко Н.М. Коры выветривания доюрских отложений Западно-Сибирской геосинеклизы // Известия Томского политехнического университета. 2012a. Т. 320, № 1. С. 77–81.

Ковешников А.Е., Недоливко Н.М. Вторично-катагенетические преобразования доюрских пород Западно-Сибирской геосинеклизы // Известия Томского политехнического университета. 2012b. Т. 320, № 1. С. 82–86.

Конторович А.Э., Иванов И.А., Ковешников А.Е., Краснов В.И., Перозио Г.Н. Геологические условия нефтегазоносности верхней части палеозойского разреза Западной Сибири (на примере Межовского срединного массива) // Теоретические и региональные проблемы геологии нефти и газа. Новосибирск, 1991. С. 152–171.

Конторович А.Э., Варламов А.И., Гражданкин Д.В. и др. Разрез венда восточной части Западно-Сибирской плиты (по результатам бурения параметрической скважины Восток -3) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 12. С. 1238–1247.

Конторович В. А. Сейсмогеологические критерии нефтегазоносности зоны контакта палеозойских и мезозойских отложений Западной Сибири (на примере Чузикско-Чижапской зоны нефтегазонакопления (Томская область)) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 5. С. 538–547.

Короновский Н.В., Гогоненков Г.Н., Гончаров М.А., Тимурзиев А.И., Фролова Н.С. Роль сдвига вдоль горизонтальной плоскости при формировании структур «пропеллерного» типа // Геотектоника. 2009. № 5. С. 50–64.

Решения межведомственного совещания по рассмотрению и принятию региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины / под ред. В.И. Краснова. Новосибирск : СНИИГГИМС, 1999. 80 с.

Тектоническая карта фундамента Западно-Сибирской плиты / под ред. В.С. Суркова. Новосибирск, 2000.

Тимурзиев А.И. Структуры горизонтального сдвига осадочных бассейнов и опыт применения тектонофизических методов для повышения эффективности поисков, разведки и освоения присдвиговой нефти // Геофизический журнал. 2014. Т. 36, № 2. С. 172–185.

Koveshnikov A.E. Nesterova A.C., DolgayaT.F. Fracture system influence on the reservoirs rock formation of Ordovician-Devonian carbonates in West Siberia tectonic depression // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2016. V. 43. http://dx.doi.org/10.1088/1755-1315/43/1/012008http://earchive.tpu.ru/handle/11683/35185.

Naylor M.A., Mandl G., Spesteij C.H.K. Fault geometries in basement-induced wrench faulding under different initial stress states // J. Struct. Geol. 1986. V. 8 (7). P. 737–752.

Sylvester A.G. Strike-slip faults // Geol. Soc. Am. Bull. 1988. V. 100. P. 1666–1703.

Авторы:
Ковешников Александр Евгеньевич, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, Инженерная школа природных ресурсов, отделение геологии, Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия.
E-mail: Kovesha@mail.ru.
Стреляев Валерий Иванович, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, кафедра динамической геологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.
E-mail: strelyaev@ggf.tsu.ru

Geosphere Research, 2019, 2, 62–71. DOI: 10.17223/25421379/11/4

A.E. Koveshnikov[1], V.I. Streljaev[2]

[1] *National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia*
[2] *National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia*

THE ROLE OF TECTONIC STRUCTURES AND FRACTURE SYSTEMS IN THE FORMATION OF RESERVOIR ROCKS IN THE PRE-JURASSIC FORMATIONS OF THE SOUTH-EASTERN PART OF THE WEST SIBERIAN TECTONIC PLATES (MEZHOVSKY MEDIAN MASS)

Paleozoic formations of the South-Eastern part of the West Siberian tectonic plate (ZSTP) in the Permian period with the manifestation of Hercynian folding were crumpled into the folds of the North-Western stretch. Within the South-Eastern part of the Nyurol structural-facies area formed Mezhovsky synclinal fold of the second order, composed of two anticlines and three sinklinali. Oil and gas deposits in the Paleozoic formations are clearly established along the axes of the folds, as well as in the zone developed in the cross-stretch of the Mezhovsky synclinal of the second order. This area arose in the manifestation of the Triassic Graben-rift. The reservoir rocks in the pre-Jurassic formations were formed during their hydrothermal study by the processes of dolomitization and leaching. Hydrothermal study was carried out on two fracture systems, interpreted in the analysis of the corresponding ellipsoids of deformations: the first is the Hercynian folding; the second - the era of the existence of Graben-rifts. As a result, a unified system of cracks and fractures was formed, through which hydrothermal processes manifested themselves, leading to the development of Paleozoic formations of rocks-reservoirs

and oil and gas deposits. Hercynian folding corresponds to the North-Western location of oil and gas deposits along, located along the stretch of the Mezhovsky synclinal of the second order (and composing its folds of the third order), and the system of cracks, laid in the manifestation of Triassic rifting, oriented in the cross of its stretch. Most of the oil and gas deposits in the Paleozoic formations of the second order Mezhovsky synclinal (the South-Eastern part of the West Siberian tectonic plate) are concentrated in the zone of superposition of the two revealed fracture systems.

Keywords: *tectogenesis, rift, tectonic plate, reservoir rocks, ellipsoid strains, secondary catagenesis.*

References

Dubatolov V.N., Krasnov V.I. *Famenskiy etap v evolyutsii geograficheskikh obstanovok Sibirskikh morey* [Famensky stage in evolutionistic conditions of the Siberian seas] // Geology and Geophysics. 2000, V. 41, No. 2. pp. 239–254. In Russian

Koveshnikov A.E. *Mestorozhdeniya nefti i gaza treshchinno-metasomaticheskogo genezisa v doyurskikh otlozheniyakh Zapadno-Sibirskoy geosineklizy* [Oil and gas fields of fractured-metasomatic Genesis in the pre-Jurassic sediments of the West Siberian geosyneclise] // // Izvestiya Tomskogo Politekhnicheskogo Universiteta. 2013a. V. 322, № 1. pp. 105–110. In Russian

Koveshnikov A.E. *Vliyaniye progressivnogo, regressivnogo epigeneza, gipergeneza, vtorichnogo katageneza na formirovaniye porod-kollektorov v paleozoyskikh otlozheniyakh Zapadno-Sibirskoy geosineklizy* [Influence of progressive, regressive epigenesis, hypergenesis, secondary catagenesis on formation of reservoir rocks in Paleozoic sediments of West Siberian geosyneclise] // Izvestiya Tomskogo Politekhnicheskogo Universiteta. 2013b. V. 323, № 1. pp. 152–156. In Russian

Koveshnikov A.E., Nadolenko N.M. *Kory vyvetrivaniya doyurskikh otlozheniy Zapadno-Sibirskoy geosineklizy* [Weathering crust pre-Jurassic deposits of Western-Siberian geosyneclise] // Izvestiya Tomskogo Politekhnicheskogo Universiteta. 2012a. V. 320, № 1. pp. 77–81. In Russian

Koveshnikov A.E., Nedolivko N.M. *Vtorichno-katageneticheskiye preobrazovaniya doyurskikh porod Zapadno-Sibirskoy geosineklizy* [Secondary catagenetic transformations of the pre-Jurassic rocks of the West Siberian geosyneclise] // Izvestiya Tomskogo Politekhnicheskogo Universiteta. 2012b. V. 320, № 1. pp. 82–86. In Russian

Kontorovich. A.E., Ivanov. I.A, Koveshnikov A.E., Krasnov V.I., Perozio G.N. *Geologicheskiye usloviya neftegazonosnosti verkhney chasti paleozoyskogo razreza Zapadnoy Sibiri (na primere Mezhovskogo sredinnogo massiva)* [Geological conditions of petroleum potential of the upper part of the Paleozoic section of Western Siberia (by the example of Mezhovsky the middle of the array)] // Theoretical and regional problems of Geology of oil and gas. Novosibirsk, 1991. pp. 152–171. In Russian

Kontorovich A.E., Varlamov A.I., Grazhdankin D.V. et al. A section of Vendian in the east of West Siberian Plate (based on data from the Borehole Vostok 3) // Russian Geology and Geophysics. 2008. V. 49. No. 12. pp. 932–939.

Kontorovich V.A. Petroleum potential of reservoirs at the Paleozoic-Mesozoic boundary in West Siberia: seismogeological criteria (example of the Chuzik-Chizhapka regional oil-gas accumulation) // Russian Geology and Geophysics. 2007. V. 48, № 5. pp. 422–428.

Koronovsky N.V., Gogonenkov G.N., Goncharov M.A., Timurziev A.I., Frolova N.S. Role of Shear along Horizontal Plane in the Formation of Helicoidal Structures // Geotectonics, 2009, №5. pp. 379–391.

Resheniya mezhvedomstvennogo soveshchaniya po rassmotreniyu i prinyatiyu regional'noy stratigraficheskoy skhemy paleozoyskikh obrazovaniy Zapadno-Sibirskoy ravniny [Decisions of the interdepartmental meeting on consideration and adoption of the regional stratigraphic scheme of the Paleozoic formations of the West Siberian plain] / edited by V.I. Krasnov. Novosibirsk: SNRIGGMS, 1999. 80 p. In Russian

Tektonicheskoy karte fundamenta Zapadno-Sibirskoy plity [Tectonic map of the Foundation of the West Siberian plate. edited by V.S. Surkov, 2000. Novosibirsk. In Russian

Timurziev A.I. *Struktury gorizontal'nogo sdviga osadochnykh basseynov i opyt primeneniya tektonofizicheskikh metodov dlya povysheniya effektivnosti poiskov, razvedki i osvoyeniya prisdvigovoy nefti* [Structures of horizontal shift of sedimentary basins and experience of application of tectonophysical methods to increase prospecting and exploration efficiency and mastering near-shift oil] // Geophysical journal. 2014. V. 36, №2. pp. 172–185. In Russian

Koveshnikov A.E. NesterovaA.C., Dolgaya T.F. Fracture system influence on the reservoirs rock formation of Ordovician-Devonian carbonates in West Siberia tectonic depression [Electronic resource] // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2016. V. 43 : http://dx.doi.org/10.1088/1755-1315/43/1/012008http://earchive.tpu.ru/handle/11683/35185.

Naylor M.A., Mandl G., Spesteij C.H.K.. Fault geometries in basement-induced wrench faulding under different initial stress states. // J. Struct. Geol. 8(7). P. 737–752/

Sylvester A.G. Strike-slip 1986. faults. // Geol. Soc. Am. Bull. 1988.100, pp. 1666–1703.

Authors:

Koveshnikov Alexander E., Cand. Sci. (Geol.-Miner.). Associate Professor, Engineering, School of Earth Sciences & Engineering, Division for Geology, National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia.
E-mail: kovesha@mail.ru

Streljaev Valery I., Cand. Sci. (Geol.-Miner.). Associate Professor, Department of Dynamic Geology, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russi.

Геосферные исследования. 2019. № 2. С. 72–85

УДК 562.561.763 (571.1)

БИОСТРАТИГРАФИЯ КАМПАНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (НА ОСНОВАНИИ ФОРАМИНИФЕР)

В.М. Подобина

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

В нижних слоях ганькинского горизонта, включающего секреционно- и агглютинированно-известковые фораминиферы, установлена позднекампанская зона Cibicidoides primus [Подобина, 2009]. Вышележащие отложения этого горизонта также насыщены подобными известковыми фораминиферами и выделены как две маастрихтские зоны. Они изучались многими авторами еще с 1950-х гг. [Нецкая, 1948; Кисельман, 1969; Ксенева, 1996, 1999; Подобина, 1974, 1975, 1989, 2000]. В данной статье приведены расширенные сведения по позднекампанской зоне и включаемым комплексам фораминифер.

Ключевые слова: *фораминиферы, поздний кампан, ганькинский горизонт, Западная Сибирь.*

Введение

Десятилетиями исследовались многочисленные и разнообразные фораминиферы ганькинского горизонта Западной Сибири. В отличие от других региональных стратиграфических подразделений фанерозоя, в этом горизонте породы, состоящие из серых глин и алевролитов, включают значительные количества карбонатного материала. Раковины секрекционно- и агглютинированно-известковых фораминифер присутствуют разнообразно и в больших количествах в центральном, менее в южном палеобиогеографических районах. В окраинных районах (северный, западный, северо-западный, восточный, юго-восточный) фораминиферы значительно уменьшаются в количестве и в систематическом разнообразии. Первоначально палеобиогеографические районы (центральный, восточный, северный, западный и южный) были установлены В.М. Подобиной [Podobina, 1995].

В данной работе по изменению состава комплексов фораминифер добавлены еще два района: юго-восточный и северо-западный. Резко измененный состав фораминифер по сравнению с сантон-раннекампанским указывает на распространение трансгрессии вместо ранее с севера в кампане–маастрихте с юга через Тургайский пролив. В.М. Подобиной было высказано предположение об активных тектонических движениях, начавшихся в высоких широтах с кампанского времени, поэтому большая средняя часть отложений этого возраста из разреза выпадает [Подобина, 2016]. В низах ганькинского горизонта поэтому установлены только верхи верхнего кампана. В верхах нижележащего славугородского горизонта обнаружены слои нижнего кампана [Подобина, 1975]. Основную часть ганькинского горизонта составляют отложения маастрихтского яруса, что подтверждается находками моллюсков, фораминифер, остракод и других организмов. Из моллюсков преобладают характерные белемниты, обнаружены также обломки спикул и панцирей ежей, двустворок и гастропод. Фораминиферы ганькинского горизонта изучались А.И. Нецкой [Нецкая, 1948], З.И. Булатовой и соавт. [Булатова и др., 1957], А.Е. Глазуновой [Глазунова и др., 1960], А.И. Еремеевой, Н.А. Белоусовой [Еремеева, Белоусова, 1961]; Н.С. Субботиной и соавт. [Субботина и др., 1964], Э.Н. Кисельман [Кисельман, 1969], В.М. Подобиной [Подобина, 1974, 1975, 1989, 2000, 2011, 2017а, 2017б], Т.Г. Ксеневой [Ксенева, 1996, 1999] и другими учеными (рис. 1).

В результате проведенных исследований в составе ганькинского горизонта в центральном палеобиогеографическом районе установлены три фораминиферовые зоны: 1 – Cibicidoides primus (верхний кампан); 2 – Spiroplectammina variabilis, Gaudryina rugosa spinulosa (нижний маастрихт); 3 – Spiro-plectammina kasanzevi, Bulimina rosenkrantzi (верхний маастрихт). В дальнейшем эти зоны по присутствию некоторых харакатерных видов фораминифер прослежены единичными экземплярами и в окраинных районах.

Кроме преобладающих по количеству и разнообразию секреционно-известковых фораминифер во всех известных разрезах ганькинского горизонта в центральном палеобиогеографическом районе обнаружены агглютинированные известковые и реже кварцево-кремнистые раковины. Систематический состав комплексов фораминифер указанных зон в этом районе ранее приведен в стратотипах Ново-Васюганской опорной скважины 1-р [Подобина, 2000]. В данной работе представлен состав позднекампанских фораминифер в разрезах центрального района, где комплексы наиболее обильны и разнообразны. В окраинных районах систематический состав комплексов позднего кампана значительно уменьшается, что сочетается с единичными ракови-

DOI: 10.17223/25421379/11/5

нами выделенных видов. На северо-западе (северо-западный район) обнаружены только немногочисленные агглютинированные кварцево-кремнистые раковины. На севере, западе и востоке (соответствующие районы) Западной Сибири установлено 10–15 видов секреционно-известковых раковин, насчитывающихся единичными экземплярами. Наиболее резкое различие в систематическом составе комплексов фораминиферовой зоны позднего кампана наблюдается между таковыми центрального, северо-западного и юго-восточного палеобиогеографических районов (рис. 1).

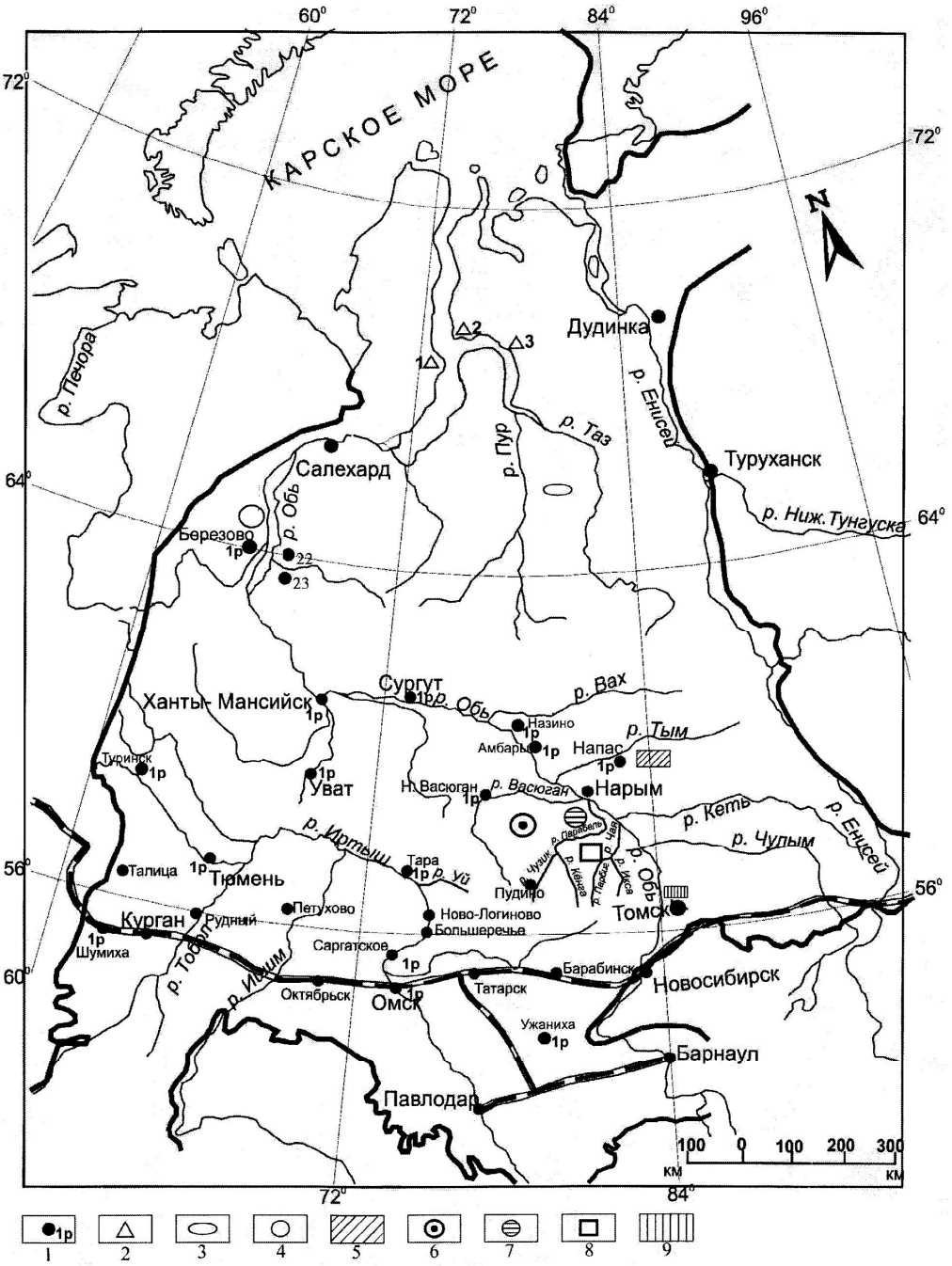


Рис. 1. Схема расположения изученных площадей и разрезов скважин

1 – опорные и роторные скважины; 2 – 1) Новый порт; 2) – Трехбугорный мыс; 3) – Антипаюта; 3 – Тазовская и Пурпейская площади; 4 – Федоровская геолого-съемочная партия. Колонковые скважины: 5 – Пайдугинская партия; 6 – Чижапская партия; 7 – Сенькинский отряд; 8 – Парбигская партия; 9 – окрестности г. Северска (СХК)

Fig. 1. Location of the studied areas and sections of wells

1 – support and rotary wells; 2 – 1) New port; 2) – Trekhbugorny Cape; 3) – Antipayuta; 3 – Tazovskaya and Purpeyskaya squares; 4 – Fedorov Geological Survey Party. Core wells: 5 – Paydugin party; 6 – Chizhap party; 7 – Senkinsky detachment; 8 – Parbig Party; 9 – environs of Seversk sity

В северо-западном районе (Федоровская геологосъемочная партия) обнаружены исключительно агглютинированные кварцево-кремнистые формы. Наиболее характерны в данном комплексе представители рода *Spiroplectammina*, обладающие способностью, не меняя внешние морфологические признаки, изменять химический состав стенки в зависимости от условий обитания (рис. 2).

Федоровские комплексы верхнего кампана–маастрихта систематически мало разнообразны (10–15 видов на 100 г породы) и резко отличаются присутствием раковин с кварцево-кремнистой стенкой от всех комплексов фораминифер ганькинского горизонта этого стратиграфического уровня других районов Западно-Сибирской провинции.

Стенка агглютинированных раковин спироплектаммин в северо-западном районе, как указано, имеет кварцево-кремнистый химический состав. По нашим наблюдениям, другие таксоны (роды) с изменением химического состава стенки изменяют и морфологическое строение раковин [Подобина, 2011].

Исследования фораминифер и биостратиграфия

Ганькинский горизонт

Кампанский ярус – K_3cp

Верхний подъярус – K_3cp_2

К маастрихтскому ярусу отнесены отложения ганькинской свиты (горизонта), за исключением ее нижних слоев. Последние, ранее доказано, являются верхней частью кампана. В нижних слоях свиты (горизонта) установлена верхнекампанская зона Cibicidoides primus [Подобина, 2000, 2009]. Ранее Э.Н. Кисельман [1969] в этой части разреза выделена верхняя подзона зоны Spiroplectammina optata с боливиноидесами (Bolivinoides miliaris, B. decoratus). Автором данной работы эта подзона не установлена, так как эти виды фораминифер почти везде отсутствуют, кроме южного района.

Зона Cibicidoides primus

[Подобина В.М., 2000] – *Cibicidoides eriksdalensis* (Brotzen) *primus* Podobina

[Подобина В.М., 2009] – *Cibicidoides primus* Podobina

Типовой разрез. Ново-Васюганская опорная скв. 1-р, гл. 741,1–735,2 м. Мощность 6 м.

Комплекс фораминифер верхнего кампана в стратотипе зоны ранее приведен В.М. Подобиной [Подобина, 2000, с. 44].

Зона под названием двух видов-индексов – *Cibicidoides eriksdalensis* (Brotzen) *primus*, *Bolivinoides decoratus* установлена В.М. Подобиной в 1978 г. с указанными видами-индексами. Впервые это подразделение как слои верхнего кампана (ганькинский горизонт), охарактеризованные боливиноидесами, было предложено Э.Н. Кисельман на стратиграфическом совещании в Тюмени в 1967 г. Затем Э.Н. Кисельман [Кисельман, 1969], как указывалось, выделила эти слои в ранге подзоны Bolivinoides miliaris, B. decoratus верхней части зоны Spiroplectammina optata.

Вид *B. miliaris* (Hilterman et Koch), указанный как один из видов-индексов верхнего кампана [Кисельман, 1969], в европейской части бывшего СССР и на п-ове Мангышлак характерен для маастрихта [Василенко, 1961; Леонгардт, 1971]. В пределах Западной Сибири этот вид пространственно ограничен и встречается в южном районе провинции, поэтому не может далее служить видом-индексом для данной зоны и заменен В.М. Подобиной [Подобина, 1978, 1989, 2000] на *Cibicidoides eriksdalensis* (Brotzen) *primus* Podobina, а затем [Подобина, 2009] на *C. primus* Podobina. Последний, в отличие от боливиноидесов, широко распространен в пределах равнины и является основным видом-индексом при определении данной зоны.

Литологически отложения зоны состоят из известковых серых и зеленовато-серых алевролитов и глин нижней части ганькинской свиты одноименного горизонта. Мощность зоны изменяется от 6 до 30 м.

На востоке (Колпашево-Нарымский район) мощность свиты значительно возрастает (до 40 м) за счет включения пород Колпашевского железорудного горизонта. В глинисто-алевритовых прослоях железорудного горизонта встречены единичные фораминиферы с секреционно-известковой стенкой, включая характерные кампанские виды. Подобные находки дали возможность отнести отложения Колпашевского горизонта к зоне с Cibicidoides primus позднекампанского возраста.

Нижняя граница зоны устанавливается по появлению вида-индекса, верхняя определена по находкам в повышенных количествах (более 10 экз. на 100 г породы) таких характерных видов, как *Gaudryina rugosa* Orbigny *spinulosa* Neckaja, *Bulimina quadrata* Plummer, *Cibicidoides aktulagauensis* (Vassilenko) и др.

В отложениях зоны встречены фораминиферы, остракоды, иглы и обломки панцирей ежей, раковины моллюсков. Комплекс фораминифер с *Cibicidoides primus* в центральном районе состоит почти из 100 видов, около 80 из них – с секреционно-известковой раковиной, остальные с агглютинированной известковой и реже с агглютинированной кварцево-кремнистой стенкой. Одни виды впервые появляются в нижележащих отложениях, а в позднем кампане становятся многочисленнее, другие же единичны на этом стратиграфическом уровне, но достигают обилия в маастрихте.

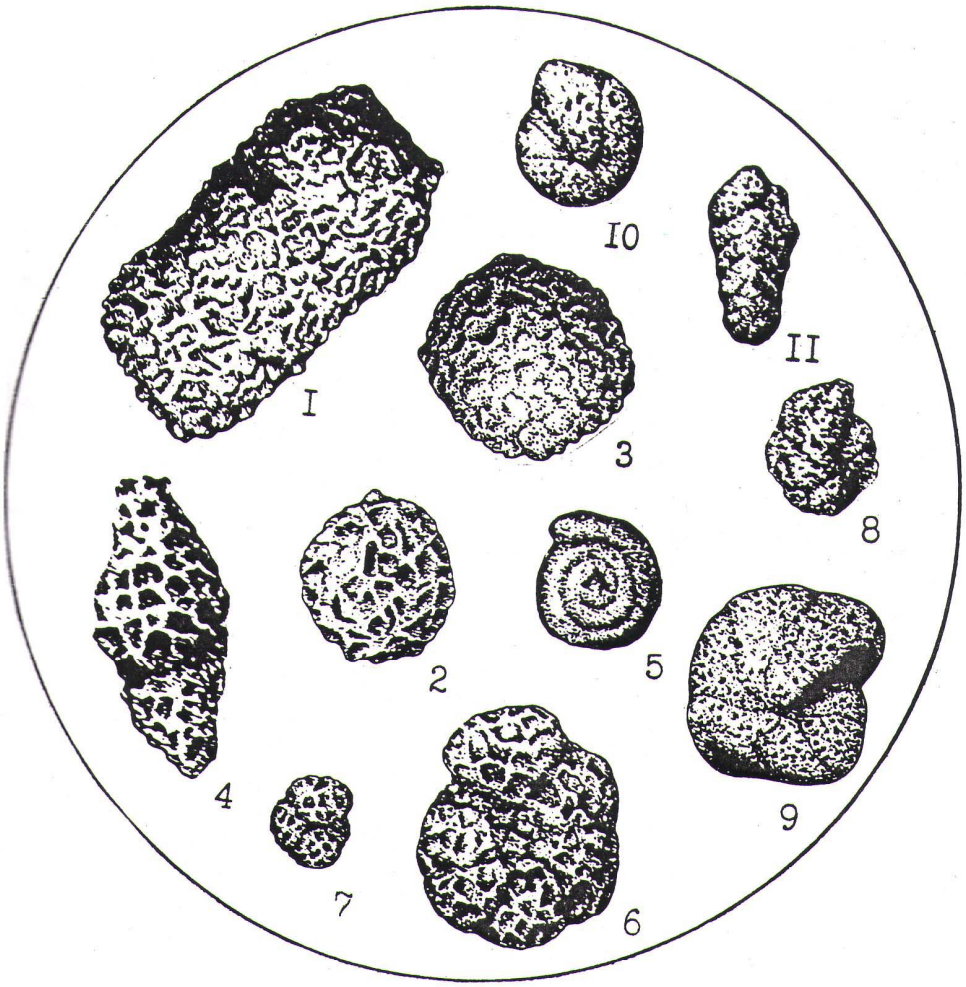


Рис. 2. Зона Cibicidoides primus. Тюменская область, Федоровская геолого-съемочная партия, скв. 22, гл. 234,5 м; ганькинский горизонт, кампанский ярус, верхний подъярус; х40. Северо-Западный палеобиогеографический район (Северное Зауралье) Западно-Сибирской провинции

1 – *Rhabdammina cylindrica* Glaessner; 2 – *Psammosphaera fusca* Schultze; 3 – *Saccammina sphaerica* (M. Sars); 4 – *Reophax remotus* Podobina; 5 – *Glomospira corona* Cushman et Jarvis; 6 – *Haplophragmoides tumidus* Podobina; 7 – *Recurvoides optivus* Podobina; 8 – *R. magnificus* Podobina; 9 – *Cribrostomoides exploratus* Podobina; 10 – *C. trinitatensis* Cushman et Jarvis *sibiricus* Podobina; 11 – *Spiroplectammina variabilis* Neckaja

Fig. 2. Zone Cibicidoides primus. Tyumen region, Fedorov geological survey party, well 22, ch. 234.5 m; Gankinsky horizon, Campanian stage, upper substage; x40. North-West Paleobiogeographic Region (Northern Trans-Urals) of the West-Siberian Province

1 – *Rhabdammina cylindrica* Glaessner; 2 – *Psammosphaera fusca* Schultze; 3 – *Saccammina sphaerica* (M. Sars); 4 – *Reophax remotus* Podobina; 5 – *Glomospira corona* Cushman et Jarvis; 6 – *Haplophragmoides tumidus* Podobina; 7 – *Recurvoides optivus* Podobina; 8 – *R. magnificus* Podobina; 9 – *Cribrostomoides exploratus* Podobina; 10 – *C. trinitatensis* Cushman et Jarvis *sibiricus* Podobina; 11 – *Spiroplectammina variabilis* Neckaja

---

К наиболее характерным видам комплекса в этом районе следует отнести *Spiroplectammina optata* Kisselman, *S. variabilis* (Neckaja), *Ceratobulimina cretacea* Cushman et Harris, *Cibicidoides aktulagayensis* (Vassilenko), *C. primus* Podobina, *Nonionellina taylorensis* (Hofker), *N. ansata* (Cushman), *Praebulimina carsey* (Plummer). Зона с указанным комплексом имеет широкое распространение, встречаясь почти во всех изученных разрезах центрального района (палеонт. табл.).

При исследовании некоторых разрезов из пробуренных скважин в центральном районе комплекс с Cibicidoides primus обнаружен в скв. 20 (гл. 302,0–297,0 м), 37 (гл. 252,0–246,0 м), 45 (гл. 250,0–240,0 м) (бассейн р. Чузик, Парбигской партии).

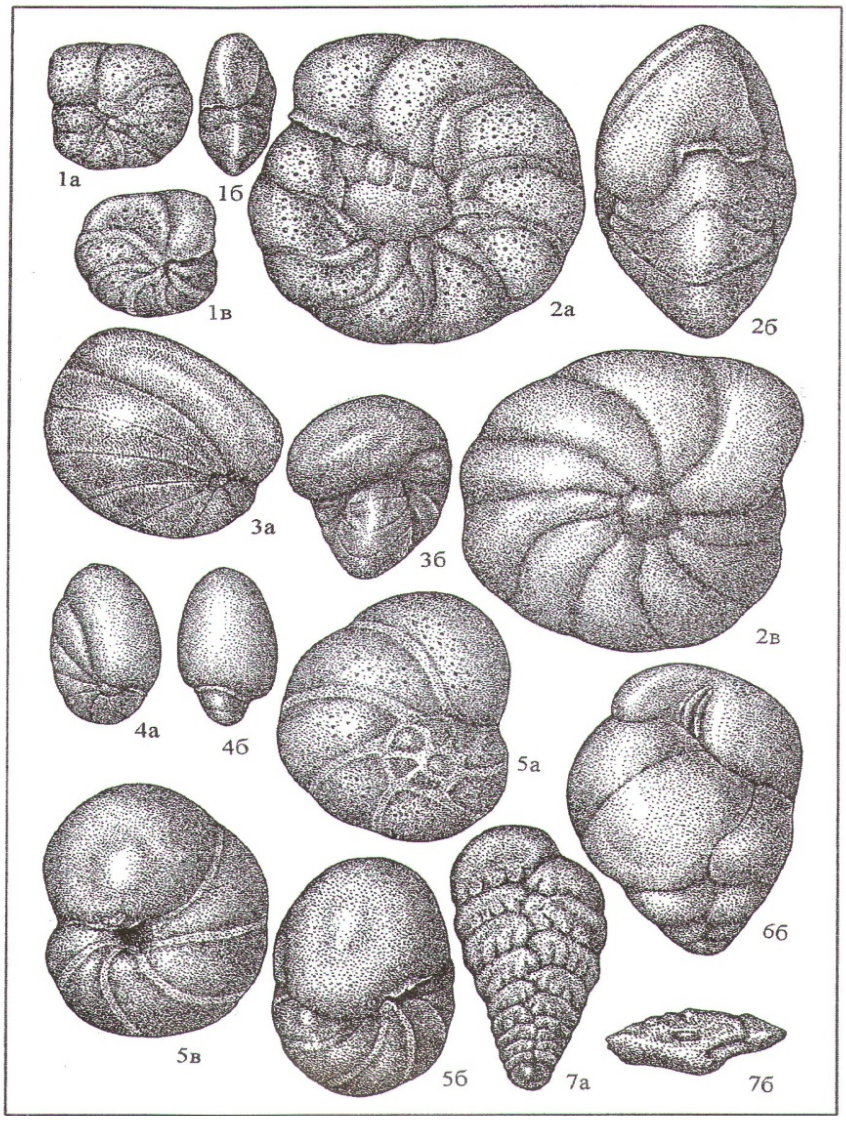
Этот комплекс также довольно обильный по количеству особей и разнообразный по видовому составу прослежен в разрезе скважины бассейна р. Кенги (Парбигская партия) скв. 83 (гл. 239,0–233,0 м).

Палеонтологическая таблица

Ганькинский горизонт
Ганькинская свита
Кампанский ярус
Верхний подъярус
Зона Cibicidoides primus

а – вид с боковой или спинной стороны; б – вид с устьевой стороны;
в – вид с брюшной стороны

Фиг. 1. ***Cibicidoides primus*** **Podobina**
Экз. № 617а. Томская область, бассейн р. Кенга (Парбигская партия), скв. 83, гл. 236,0 м; х60
Фиг. 2. ***Cibicidoides aktulagayensis*** **(Vassilenko)**
Экз. № 614а. Томская область, бассейн р. Чижапка (Чижапская партия), скв. 10-к, гл. 294,0 м; х60
Фиг. 3. ***Nonionellina ansata*** **(Cushman)**
Экз. № 681. Томская область, бассейн р. Парабель (Сенькинский отряд), скв. 28, гл. 278,8 м; х60
Фиг. 4. ***Nonionellina taylorensis*** **(Hofker)**
Экз. № 688. Томская область, бассейн р. Парабель (Сенькинский отряд), скв. 28, гл. 278,8 м; х40
Фиг. 5. ***Ceratobulimina cretacea*** **Cushman et Harris**
Экз. № 554. Томская область, бассейн р. Парабель (Сенькинский отряд), скв. 28, гл. 260,0 м; х40
Фиг. 6. ***Praebulimina carsey*** **(Plummer)**
Экз. № 1308. Томская область, бассейн р. Парабель (Сенькинский отряд), скв. 20, гл. 297,0 м; х60
Фиг. 7. ***Bolivinoides decoratus*** **(Jones)**
Экз. № 846. Омская область, Тарская опорная скв. 1-р, гл. 721,5 м; х60



Для примера приведем комплекс с Cibicidoides primus из разреза скв. 37 (бассейн р. Чузик). В этом разрезе комплекс исследован по трем образцам известковых темно-серых алевритовых плотных глин нижней части ганькинской свиты, отобранных из интервала 252,0–246,0 м. В нем преобладают раковины фораминифер с секреционно-известковой и агглютинированно-известковой стенкой. В комплексе определены виды: *Bathysiphon nodosarieformis* Subbotina, *Glomospira corona* Cushman et Jarvis, *G. gordialiformis* Podobina, *Ammodiscus cretaceus* (Reuss), *Haplophragmoides tumidus* Podobina, *Cribrostomoides exploratus* Podobina, *Cyclammina* sp., *Ammobaculites agglutiniformis* Podobina, *Ammomarginulina* cf. *crispa* (Kyprianova), *Spiroplectammina variabilis* (Neckaja), *S. optata* Kisselman, *S. brevis* Kisselman, *Dorothia pupoides* (Orb.) *ovata* Podobina, *Siphogaudryina stephensoni* (Cushman) *distincta* Podobina, *Ataxophragmium crassus* (Orb.) *caspium* Vassilenko, *Rectoglandulina sibirica* Podobina et Orlov, *Lagena globosa* (Montagu), *L. multistriata* Marsson, *Nodosaria aspera* Reuss, *N. sagrinensis* Bagg, *Dentalina basiplanata* Cushman, *D. tumidiuscula* Podobina et Orlov, *D. seliquiformis* Podobina et Orlov, *Lenticulina chantyensis* Putrja, *Astacolus fabaceus* Podobina et Orlov, *Oolina obeliscata* Mello, *Globulina lacrima* (Reuss) *subsphaerica* Berthelin, *G.* aft *oolithica* Terquem, *Guttulina acutata* Kusina, *G. trigonula* (Reuss), *G. cretacea* Alth., *G. pseudoaustriaca* Kusina, *G. austriaca* Orb., *Sigmomorphina variabilis* Kusina, *Globulina lacrima* (Reuss), *Siphoglobulina ovoiformis* Kusina, *Valvulinoides umovi* (Kyprianova), *Gyroidinoides turgidus* (Hagenow), *G. obliquaseptatus* (Mjatliuk), *Eponides sibiricus* Neckaja, *E. proprius* Podobina, *Alabamina dorsoplana* (Brotzen), *Cibicides globigeriniformis* Neckaja, *G. gankinoensis* Neckaja, *Anomalinoides pinguis* (Jennings) *neckajae* Vassilenko, *A. falsiplanctonicus* (Balakhmatova), *Cibicidoides primus* Podobina, *C. aktulagauensis* (Vassilenko), *Pullenia americana* Cushman, *P. kasakhstanica* Dain, *Quadrimorphina allomorphinoides* (Reuss), *Nonionellina taylorensis* (Hofker), *Rugoglobigerina cretacea* (Orb.), *Praebulimina carseyae* (Plummer), *Bulimina omskensis* Kisselman, *Bolivina plaita* Carsey, *Guembelina globulosa* (Ehrenberg).

Раковины в основном хорошей сохранности, отличаются разнообразием морфологических особенностей. Однако вид-индекс *Cibicidoides primus* Podobina в комплексе обнаружен единично (до 10 экз. на 100 г породы). В комплексе обнаружены также *Spiroplectammina optata* Kisselman, Dorothia pupoides (Orb.) *ovata* Podobina, *Siphogaudryina stephensoni* (Cushman) *distincta* Podobina, *Ataxophragmium crassus* (Orb.) *caspium* Vassilenko, *Cibicidoides aktulagauensis* (Vassilenko), *Nonionellina taylorensis* (Hofker), *Praebulimina carseyae* (Plummer), *Bolivina plaita* Carsey. Большинство из этих видов являются характерными для кампанских отложений сопредельных провинций. Появление на смену сантон-раннекампанским кварцево-кремнистым агглютинированным формам секреционно-известковых и агглютинированно-известковых раковин указывает на значительное изменение физико-географических условий эпиконтинентального бассейна Западной Сибири. Судя по систематическому составу фораминифер, численности особей отдельных видов, структуре комплекса, облику раковин и литологическим особенностям пород (появление карбонатного материала в ганькинской свите), можно предположить, что с кампана трансгрессия в пределы Западной Сибири распространялась с юга через Тургайский пролив. Глубины эпиконтинентального бассейна были относительно небольшими (не более 100 м) и примерно соответствовали литоральной зоне современного шельфа. Наряду с фораминиферами отмечены и остракоды *Schuleridea interstincta* Mand, *Clithrocytheridea schweyeri* Liepin, Orthonotacythere sibirica Liepin, *O. elegans* Liepin, *O. (?) juvanes* Lubimova, ранее описанные из отложений маастрихтского яруса [Любимова, Казьмина, Решетникова, 1960].

Восточнее в разрезе скв. 45 (Парбигская партия) в двух образцах известковых серых алевритовых плотных глин с глубины 250,0–240,0 м обнаружен комплекс фораминифер с *Cibicidoides primus*. В составе комплекса определены виды фораминифер, многие из которых характерны для центрального района.

Комплекс представлен преимущественно секреционно-известковыми формами хорошей сохранности. Среди них наиболее многочисленны представители родов *Gyroidinoides*, *Eponides*, *Cibicides*, *Anomalinoides*, *Cibicidoides*, *Praebulimina*, *Reussella*. Раковины видов этих родов насчитываются до 30 и более экземпляров (на 100 г породы). Из аглютинированных известковых форм преобладают представители родов *Spiroplectammina* и *Siphogaudryina*. Раковины таких видов, как *Spiroplectammuna variabilis* (Neckaja) и *Siphogaudryina stephensoni* (Cushman) *distincta* Podobina, насчитываются также в значительных количествах (более 30 экз. в образце на 100 г породы). Следует отметить в комплексе большое разнообразие представителей нодозариид и роталиид. Однако милиолиды и агглютинированные кварцево-кремнистые формы почти полностью отсутствуют. Подобный систематический состав фауны указывает на ее обитание в более глубоководной части эпиконтинентального бассейна.

Совместно с фораминиферами встречены единичные хорошей сохранности створки остракод. Эти мельчайшие ракообразные представлены видами *Procytheropteron virgineum* (Jones), *Orthonotacythere sibirica* Liepin, *O. austra* Liepin, *Argilloecia graphica*

Lubimova, *Cytherella* sp., *Clithrocytheridea schweyeri* Liepin. Среди них только представители вида *Orthonotacythere sibirica* Liepin несколько чаще встречаются и могут быть характерными для названия позднекампанского комплекса остракод; остальные виды в комплексе единичны.

В верховьях р. Кенга, как выше указывалось, пробурена скв. 83 (Парбигская партия). В трех образцах известковых темно-серых алевритовых глин нижней части ганькинской свиты, отобранных из интервала 239,0–233,0 м, обнаружены фораминиферы и остракоды. Фораминиферы выделены как комплекс с Cibicidoides primus, в котором определены многие из видов, указанных для предыдущих разрезов центрального района.

В комплексе преобладают раковины отрядов Textulariida, Lagenida и Rotaliida. Разнообразны в систематическом отношении лагениды, что дает основание судить о более глубоководных условиях обитания. Об этом же свидетельствует почти полное отсутствие милиолид. Вид-индекс *Cibicidoides primus* Podobina встречен единично. Раковины исследуемого комплекса хорошей сохранности и довольно разнообразного систематического состава, что свидетельствует о благоприятных условиях обитания на исследуемой территории в позднекампанском бассейне.

Восточнее меридионального течения р. Оби исследован комплекс позднего кампана в разрезе скв. 37 (Пайдугинская партия). В зеленовато-серых песчаных глинах на глубине 273,0 м встречены единичные фораминиферы, представленные видами *Spiroplectammina optata* Kisselman, *S. ancestralis* Kisselman, *Lenticulina ovalis* (Reuss), *Planularia* aff. *rutkevitchi* Putrja, *Valvulineria procera* Podobina, *Eponides sibiricus* Neckaja, *Bagginoides quadrilobus* (Mello), *Epistomina* fax Nauss, *Reinholdella brotzeni* Olsson, *Cibicidoides primus* Podobina.

Комплекс в данном разрезе (восточный район) сравнительно обеднен количественно и по видовому составу. В нем несколько увеличены (до 20 экз. на 100 г породы) представители видов *Eponides sibiricus* Neckaja и *Valvulineria procera* Podobina. Остальные виды, указанные в списке, – единичные формы. Наиболее характерными для данной части разреза являются виды спироплектаммин, а также *Valvulineria procera* Podobina, *Cibicidoides primus* Podobina. Вид *Bolivinoides decoratus* (Jones), широко распространенный на юге Западной Сибири, здесь не встречен.

В восточном районе позднекампанский комплекс фораминифер в разрезах скважин бассейна р. Пайдугина (Пайдугинская партия, скв. 22, гл. 300,0–290,0 м; скв. 24, гл. 300–292 м) и р. Тым (скв. 10, гл. 335,0–313,0 м) обеднен в видовом и количественном отношении. В указанных разрезах везде присутствует вид-индекс *Cibicidoides primus* Podobina. В разрезе скв. 24 комплекс несколько разнообразнее, где обнаружены виды *Spiroplectammina variabilis* (Neckaja), *Quinqueloculina sibirica* Putrja, *Q. rotunda* Carsey *tricostata* Putrja, *Nodosaria tchuzica* Podobina et Orlov, *Globulina* aff. *oolithica* Terquem, *Valvulineria procera* Podobina, *Gyroidinoides turgidus* (Hagenow), *G. obliquaseptatus* (Mjatliuk), *Bagginoides quadrilobus* (Mello), *Epistomina* fax Nauss, *Reinholdella brotzeni* (Olsson), *Eponides sibiricus* Neckaja, *Cibicides globigeriniformis* Neckaja, *Cibicidoides primus* Podobina, *Anomalinoides pinguis* (Jennings) *neckajae* Vassilenko, *Biglobigerinella abberanta* (Neckaja), *Hastigerina aspera* (Ehrenberg) *digitata* Subbotina, *Reussella minuta* (Marsson), *Guembelina globifera* (Ehrenberg). В комплексе за исключением первого вида встречены секреционно-известковые раковины хорошей сохранности. Вид *Spiroplectammina variabilis* (Neckaja) имеет агглютинированную стенку с включением карбонатного материала и распространен единично.

Фораминиферы и биостратиграфия верхнего кампана разных палеобиогеографических районов Западной Сибири и других провинций

Отложения слоев с Cibicidoides primus на юге Зауралья (западный район) подстилаются фадюшинской пачкой, включающей комплекс фораминифер с *Ataxophragmium variabilis*. Из находок макрофауны в этой пачке следует отметить *Belemnitella mucronata* Schloth., *Baculites vertebralis* Lam. и другие моллюски зоны Belemnitella mucronata [Аграновская и др., 1957]. Последняя, как указывалось, в пределах Западной Сибири отсутствует, но местами, например на юге Зауралья, следы этой зоны белемнитов сохранились.

Верхнекампанские отложения исследуемой зоны в разрезе Туринской скв. 1-р (гл. 341,0–331,0 м) (западный район, материалы Ф.В. Киприяновой) выделены небольшой мощностью (10 м) по присутствию вида-индекса *Cibicidoides primus* Podobina и ряда сопутствующих видов, обычно встречающихся в центральном районе равнины.

На юге, в Тургайском прогибе (р. Аят), кампанские отложения впервые выделены П.Л. Безруковым в 1934 г. [Безруков, 1934]. В толще кварцевых разнозернистых песков, залегающей под карбонатными фаунистически охарактеризованными глинами маастрихта, встречены П.Л. Безруковым моллюски, среди которых определен зональный вид *Belemnitella langei* Schatsky. В этих же породах Кушмурунского, Аятского районов позднее А.И. Еремеевой и Н.А. Белоусовой [Еремеева, Белоусова, 1961] выделен комплекс фораминифер с наиболее распространенными видами *Spiroplectammina kelleri* Dain

(aff. *S. optata* Kisselman), *S.* ex gr. *alexanderi* Lalicker (-*S. brevis* Kisselman), *Ataxophragmium variabilis* (Orb.) (aff. *orbignynaeformis* Vassilenko), *Arenobulimina presli* (Reuss), *Praebulimina carsey* (Plummer), *Eponides sibiricus* Neckaja, *Gavelinella taylorensis* (Carsey), *Anomalina comptula* Ehremeeva. Большое сходство этого комплекса с бактыгарынским (Актюбинская область), описанным Н.А. Калининым [Калинин, 1937], позволяет относить толщу кварцевых песков Кушмурунского и Аятского районов к верхам кампанского яруса зоны Belemnitella langei.

Севернее, в Усть-Уйском районе (Введенская и Алешинская скважины), в аналогичной толще кварцевых глауконитовых песков, содержащих оолиты бурого железняка, в комплексе фораминифер А.И. Еремеевой, Н.А. Белоусовой [Еремеева, Белоусова, 1961] определены *Ammobaculites* aff. *agglutinans* (Orb.) [-*A. agglutiniformis* Podobina], *Spiroplectam-mina rosula* (Ehrenberg), *S.* ex gr. *alexanderi* Lalicker, *Bolivina* ex gr. *kalinini* Vassilenko, *Eponides sibiricus* Neckaja, *Gyroidina soldanii* Orb., [-*Gyroidinoides obliquaseptatus* (Mjatliuk)], *Anomalina comptula* Ehremeeva, среди которых присутствуют те же виды, что в Кушмуруне и на Аяте. А.И. Еремеева и Н.А. Белоусова [Еремеева, Белоусова, 1961] также отмечают, что в разрезе Кушмурунского, Качаро-Кустанайского и Усть-Уйского районов верхнекампанские отложения ложатся непосредственно на морские осадки нижнего сантона и покрываются маастрихтскими отложениями. Кроме того, эти авторы считают, что сантонские и нижнекампанские отложения на равнине присутствуют и объединяются в одну славгородскую свиту, но по характеру распространения и состава комплексов фораминифер являются осадками разных морских трансгрессий. А в Тургае верхнесантонская зона Cribrostomoides exploratus, Ammomarginulina crispa, нижнекампанская Bathysiphon vitta, Recurvoides magnificus из разреза выпадают, что объясняется активно проявившимися в это время здесь тектоническими движениями, приведших к размыву этих отложений.

Слои с комплексом фораминифер, изученным А.И. Еремеевой и Н.А. Белоусовой [Еремеева, Белоусова, 1961], соответствуют микрофаунистической зоне Globorotalites emdiensis Восточно-Европейской провинции (Русская плита) и зоне Cibicidoides primus Западно-Сибирской провинции (Западно-Сибирская равнина), относимых к зоне Belemnitella langei верхов верхнего кампана.

В Примугоджарье и Темирском районе (Актюбинская область, материалы В.И. Гладковой) прослеживаются микрофаунистические зоны кампана, широко распространенные в пределах Восточно-Европейской провинции (Русская плита). Рассмотренные выше кампанские отложения Тургая могут быть сопоставлены только с верхним кампаном: микрофаунистической зоной Globorotalites emdiensis и зоной Belemnitella langei. Наиболее характерными видами кампанских фораминифер в указанной провинции, по определению В.И. Гладковой, являются *Orbignyna inflata* (Reuss), *Globorotalites emdiensis* Vassilenko, *Pseudovalvulineria clementiana laevigata* (Beissel), *Bolivina kalinini* Vassilenko, *Cibicidoides valtzianus* Vassilenko, *Praebulimina laevigata* (Beissel).

Этот комплекс в некоторой мере сходен с западно-сибирским Cibicidoides primus, что еще более убеждает нас в позднекампанском возрасте вмещающих его слоев. Зона Cibicidoides primus соответствует на Русской плите зоне Belemnitella langei. Э.Н. Кисельман [Кисельман, 1969] впервые отмечено соответствие верхней подзоны с видами-индексами *Bolivinoides maliaris*, *B. decoratus* верхней части зоны Spiroplectammina optata и позднекампанской зоне с Belemnitella langei. Нашими исследованиями также доказано соответствие слоев с боливиноидесами зоне Cibicidoides primus и зоне Belemnitella langei. На Русской плите совместно с Belemnitella langei, как сообщает Н.И. Леонгарт [Леонгардт, 1971], встречены фораминиферы, из которых наиболее характерны *Cibicidoides aktulagayensis* (Vassilenko) и *Brotzenella monterelensis* (Marie). По верхнему пределу распространения первого вида можно проводить границу кампана и маастрихта. Однако в пределах Западной Сибири вид *Cibicidoides aktulagayensis* (Vassilenko) встречается и в нижнем маастрихте, а *Brotzenella monterelensis* вовсе отсутствует. Поэтому при сопоставлении позднекампанских комплексов обеих провинций нужно учитывать эти особенности в распространении фораминифер [Практическое руководство… 1991].

На юго-востоке (юго-восточный район, окрестности г. Северска) в ряде пробуренных скважин обнаружены фораминиферы кампанского яруса (верхи славгородского, низы ганькинского горизонтов). Раннекампанская зона Bathysiphon vitta, Recurvoides magnificus из верхних слоев нижележащего славгородского и позднекампанская Cibicidoides primus низов ганькинского горизонта хорошо прослежены в центральном районе Западно-Сибирской провинции (табл. 1, 2). В окраинных районах видовой состав обоих зон значительно сокращается и многие виды, а также виды-индексы иногда отсутствуют.

По комплексам фораминифер с западно-сибирскими видами-индексами в центральном районе (зона Bathysiphon witta, Recurvoides magnificus) установлен нижний кампан. В разрезе скв. Н-15 на глубинах из инт. 279,0–231,8 м (юго-восточный район) обнаружен комплекс фораминифер, обозначенный вторым видом-индексом Recurvoides magnificus. Наряду с единичными агглютинированными кварцево-кремнистыми формами определены более разнообразные и многочисленные секреционно-извест-

ковые и агглютинированные известковые раковины, мигрировавшие сюда из сопредельных южных провинций, возможно, через установленный В.М. Подобиной [Подобина, 2009] Мариинский пролив. Наиболее характерными видами являются *Heterostomella* cf. *praefoveolata* (Marsson), *Orbignyna variabilis* (Orb.), *Nonionellina taylorensis* (Hofker), *Gavelinella* cf. *clementiana* (Orb.). Благодаря этим видам слои с фораминиферами комплекса с Recurvoides magnificus могут быть сопоставлены с зоной Gavelinella clementiana раннекампанского возраста из Восточно-Европейской провинции. Следовательно, самые верхние слои славгородского горизонта, выделяемые в центральном районе Западно-Сибирской провинции в качестве зоны Bathysiphon vitta, Recurvoides magnificus, датированы раннекампанским возрастом, что ранее утверждалось во многих публикациях В.М. Подобиной [Подобина, 1989, 2000, 2009, 2017б].

Таблица 1

Зоны и комплексы фораминифер кампана Западной Сибири

Table 1

Zones and complexes of Foraminifera of Campanian age of Western Siberia

Ярус	Подъярус	Горизонт	Зоны	Характерные комплексы фораминифер
кампан	верхний	ганькинский (низы)	Cibicidoides primus	*Valvulineria procera* Podobina, *Dorothia pupoides* (Orb.) *ovata* Podobina, *Ataxophragmium crassus* (Orb.) *caspium* Vassilenko, Ceratobulimina creta*cea* Cushman et Harris, *Cibicidoides primus* Podobina, *Cibicidoides aktulagayensis* (Vassilenko), *Nonionellina taylorensis* (Hofker)
	нижний	славгородский (верхи)	Bathysiphon vitta, Recurvoides magnificus	*Bathysiphon nodosarieformis* Subbotina, *Bathysiphon vitta* Nauss, *Glomospira corona* Cushman et Jarvis, *Recurvoides magnificus* Podobina, *Adercotryma glomeratoformis* (Zaspelova), *Spiroplectammina optata* Kisselman, *Spiroplectammina variabilis* Neckaja

Таблица 2

Схема зонального расчленения и корреляции по бентосным фораминиферам сантона–кампана Западно-Сибирской и Восточно-Европейской провинций

Table 2

Zonal dismemberment and correlation scheme for the benthic foraminifera of the santona–campana in the West Siberian and East European provinces

Ярус	Подъярус	Восточно-Европейская провинция [Практическое руководство... 1991]	Западно-Сибирская провинция [Подобина, 2009]	Горизонт
кампан	верхний	*Globorotalites emdiensis* (верхи)	*Cibicidoides primus*	ганькинский
		Globorotalites emdiensis *Brotzenella monterelensis*	Слои выпадают из разреза	
	нижний	*Cibicidoides temirensis*		
		Gavelinella clementiana	*Bathysiphon vitta*, *Recurvoides magnificus*	славгородский
сантон	верхний	*Gavelinella stelligera*	*Cribrostomoides exploratus*, *Ammomarginulina crispa*	
	нижний	*Gavelinella infrasantonica*	*Ammobaculites dignus*, *Pseudoclavulina admota*	

Позднекампанский комплекс с Cibicidoides primus, содержащий многие характерные виды фораминифер, установлен в разрезе скв. Н-15 на глубине 231,8 м. В пределах центрального района Западной Сибири слои с этим комплексом относятся к зоне Cibicidoides primus, составляющей низы ганькинского горизонта. Некоторые из видов, обнаруженных на этой глубине скв. Н-15, таких как

Ataxophragmium cf. *crassus* (Orb.) *caspium* Vassilenko, *Ceratobulimina* aff. *cretacea* Cushman et Harris, *Nonionellina taylorensis* (Hofker), *Cibicidoides* cf. *voltzianus* (Orb.), характерны для верхнего кампана Казахстанской и Восточно-Европейской провинций Бореально-Атлантической области, к которой в это время относилась и Западно-Сибирская провинция. По присутствию указанных видов можно сопоставить слои с этим комплексом или выделяемую в Западно-Сибирской провинции зону Cibicidoides primus с зоной Globorotalites emdyensis (верхи) Восточно-Европейской провинции. Необходимо отметить, что Западно-Сибирская провинция по систематическому составу фораминифер относилась нами к Бореально-Атлантической области на протяжении кампана-маастрихта в отличие от апт-турон-сантонского времени, когда Западно-Сибирская провинция была частью Арктической области [Подобина, 2000; Podobina, Kseneva, 2005].

В северном палеобиогеографическом районе (Пур-Тазовский район), по сведениям В.М. Подобиной и М.И. Таначевой [Подобина, Таначева, 1967], встречены единичные виды зоны Cibicidoides primus в разрезе скв. 31-р Тазовской площади (гл. 655,0–644,0 м). Из них следует отметить, кроме вида-индекса, *Spiroplectammina variabilis* (Neckaja), *Eponides sibiricus* Neckaja и др.

Еще севернее (Антипаюта, Новый порт, Гыданский п-ов) верхнекампанские отложения присутствуют повсеместно, однако охарактеризованы обедненными комплексами фораминифер, в которых чаще всего встречаются единичные секреционно-известковые бентосные формы. Так, в разрезах Обского района (Антипаюта, скв. 2, гл. 303,8–222,2 м; Новый порт, скв. 1, гл. 487,0–474,0 м; мыс Трехбугорный, скв. 3, гл. 362,0–345,0 м; материалы Н.В. Шаровской) встречены, по определению В.М. Подобиной, следующие виды фораминифер: *Spiroplectammina variabilis* (Neckaja), *Cyclogyra sibirica* Podobina, *Guttulina trigonula* (Reuss), *Bagginoides quadrilobus* (Mello), *Gyroidinoides turgidus* (Hagenow), *Valvulineria procera* Podobina, *Eponides sibiricus* Neckaja, *Cibicides gankinoensis* Neckaja, *C. globigeriniformis* Neckaja, *Cibicidoides primus* Podobina, *Anomalinoides pinguis* (Jennings) *neckajae* Vassilenko.

Комплексы верхнего кампана выделяются с трудом, так как подстилающие сантон-раннекампанские и покрывающие маастрихтские отложения совместно с позднекампанскими характеризуются обедненным видовым составом фораминифер, за исключением единичных форм, позволяющих с большой долей условности расчленить исследуемую часть разреза Обского района.

В Северной Канаде [Wall, 1967] и на Северной Аляске [Tappan, 1962] кампанские отложения выражены неотчетливо. Единичные фораминиферы, приуроченные к верхним слоям формаций вэпиаби (Chungo и Nomad member) и шрейда блаф (Sentinel Hill member), являются малохарактерными для кампанских отложений. Они соответствуют самым верхним слоям славгородской свиты, включающей комплекс фораминифер с Bathysiphon vitta, Recurvoides magnificus. Вышележащие отложения позднего кампана–маастрихта в пределах Северной Канады и Северной Аляски не установлены.

Вместе с фораминиферами обнаружены единичные остракоды, характерные для кампан-маастрихтских отложений Западно-Сибирской провинции. В целом позднекампанский комплекс остракод из нижних слоев ганькинской свиты очень сходен с вышележащими маастрихтскими.

Заключение

В ганькинском горизонте (верхний кампан, маастрихт), литологически состоящем из серых известковых алевролитов и глин, обнаружены обильные и систематически разнообразные комплексы фораминифер. В нижних слоях ганькинской свиты, выделяемых автором как фораминиферовая зона Cibicidoides primus, присутствуют секреционно-известковые раковины позднекампанского возраста. Эта зона – Cibicidoides primus установлена впервые автором и доказано, что большая (средняя) часть кампанских отложений из разреза выпадает. В сравнении с фораминиферовыми зонами Восточно-Европейской провинции (Русская плита) из разреза кампанского яруса в пределах Западно-Сибирской провинции выпадают фораминиферовые зоны Cibicidoides temirensis, Brotzenella monterelensis, большая нижняя часть зоны Globorotalites emdiensis. Из раннекампанских отложений в разрезе Западной Сибири установлена зона Bathysiphon vitta, Recurvoides magnificus (низы нижнего кампана), соответствующая зоне Gavelinella clementiana (Восточно-Европейская провинция). Позднекампанская зона Cibicidoides primus установлена в нижних слоях ганькинского горизонта и коррелируется с верхней зоной кампана – Cibicidoides emdiensis (верхи) в пределах Восточно-Европейской провинции.

Следовательно, кампанские отложения (верхи славгородского, низы ганькинского горизонтов) в Западной Сибири присутствуют не в полном объеме. В рассматриваемом ганькинском горизонте по фораминиферам установлены верхи верхнего кампана – зона Cibicidoides primus, соответствующая не только верхам зоны Globorotalites emdiensis, но и белемнитовой зоне Belemnitella langei. В центральном районе – стратотип зоны верхнего кампана установлен в разрезе Ново-Васюганской опорной скв. 1-р [Подобина, 2000]. В низах ганькинского го-

ризонта зона верхнего кампана выделена с одним видом-индексом – *Cibicidoides primus*. В составе стратотипа этой зоны и других разрезах центрального палеобиогеографического района обнаружен обильный позднекампанский комплекс фораминифер с характерными видами. В основном эти виды состоят из секреционно-изестковых и агглютинированных известковых раковин фораминифер. Во многих разрезах в известковых серых алевролитах и глинах низов ганькинского горизонта центрального района определен комплекс фораминифер позднего кампана, насчитывающий около сотни видов. В окраинных районах разнообразие видов резко сокращается, что сочетается с единичным их количеством (от 3 до 10 экз. каждого вида на 100 г породы).

В.М. Подобиной [Подобина, 2016] отмечено выпадение из разреза верхов нижнего, среднего и нижней части верхнего кампана, что соответствует в Восточно-Европейской провинции не только указанным выше фораминиферовым зонам, но и зонам по моллюскам: части зоны Goniotoithis quadrata, зоне Belemnitella mucronata. Особенно резко отличается видовой состав фораминифер в северо-западном районе (Федоровская геолого-съемочная партия, скв. 22), где единичные раковины этих фораминифер имеют агглютинированную кварцево-кремнистую стенку.

Изученные фораминиферы и моллюски Западно-Сибирской, их сравнение с таковыми Восточно-Европейской провинцией подтверждают позднекампанский возраст зоны Cibicidoides primus.

В позднем кампане и далее в маастрихте определены расширенные связи Западно-Сибирского бассейна (провинции) с южными морями, появляется карбонатность в терригенных породах ганькинской свиты (горизонта) и резко изменяется систематический состав фораминифер. Распространены уже не агглютинированные кварцево-кремнистые, а секреционно-известковые и агглютинированно-известковые формы, среди которых найдены общие виды с таковыми сопредельных провинций: Восточно-Европейской и Казахстанской. Это уже провинции Бореально-Атлантической области Бореального пояса.

Необходимо отметить, что значительным событием в геологической истории Западной Сибири являются активные тектонические движения на рубеже сантона и кампана, которые привели к поднятию северного борта и опусканию южной территории этого региона. Поэтому с начала кампанского века бореальная трансгрессия сменяется на южную. Это явилось причиной резкой смены систематического состава фораминифер. Вмещающие породы также изменились: терригенно-опоковидные березовского надгоризонта на терригенно-карбонатные ганькинского горизонта.

Отложения верхнего мела совместно с вышележащими палеогеновыми явились мощной региональной глинистой покрышкой для сохранения гигантских месторождений углеводородов, приуроченных к коллекторам среднего мела (Покурский надгоризонт).

ЛИТЕРАТУРА

Аграновская И.А., Еремеева А.И., Киприянова Ф.В. и др. Стратиграфия мезозойских и третичных отложений восточного склона Урала и Зауралья // Труды Межведомственного совещания по стратиграфии Сибири. Л. : Гостоптехиздат, 1957. С. 267–276.

Безруков П.Л. Верхнемеловые и палеогеновые отложения бассейна верховьев р. Тобола // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 1934. Вып. 2. Т. 12. С. 167–199.

Булатова З.И., Войцель З.А., Горбовец А.Н. и др. Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности. М. : Гостоптехиздат, 1957. С. 75–84, палеонт. табл. 8–12.

Василенко В.П. Фораминиферы верхнего мела п-ва Мангышлака // Труды ВНИГРИ. 1961. Вып. 171. С. 2–486, 41 палеонт. табл.

Глазунова А.Е., Балахматова В.Т., Липман Р.Х. и др. Стратиграфия и фауна меловых отложений Западно-Сибирской низменности // Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. Ленинград, 1960. Т. 29. С. 23–124, 9 палеонт. табл.

Еремеева А.И., Белоусова Н.А. Стратиграфия и фауна фораминифер меловых и палеогеновых отложений восточного склона Урала, Зауралья и Северного Казахстана // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М., 1961. Вып. 9. С. 3–189, 38 палеонт. табл.

Калинин Н.А. Фораминиферы меловых отложений Бактыгарына (Актюбинская область) // Этюды по микропалеонтологии. 1937. Т. 1, вып. 2. 61 с., 8 палеонт. табл.

Кисельман Э.Н. Расчленение верхнесенонских отложений Западно-Сибирской низменности по фораминиферам (верхняя часть верхнего кампана, маастрихт) // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Новосибирск, 1969. С. 116–124.

Ксенева Т.Г. Комплексы фораминифер позднего кампана Западной Сибири // Проблемы геологии Сибири : тез. докл. научн. конф., посвящ. 75-летию геол. образ. в Томском университете. Томск : Изд-во ТГУ, 1996. С. 153–154.

Ксенева Т.Г. Фораминиферы кампана–маастрихта Западной Сибири, их значение для стратиграфии и палеоэкологии : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1999. 25 с.

Леонгардт Н.И. Граница кампанского и маастрихтского ярусов на юго-востоке Русской платформы // Известия вузов. Геология и разведка. 1971. № 11. С. 3–7.

Любимова П.С., Казьмина Т.А., Решетникова М.А. Остракоды мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Л. : Гостоптехиздат, 1960. 427 с., 24 палеонт. табл.

Нецкая А.И. О некоторых фораминиферах верхнесенонских отложений Западной Сибири // Микрофауна СССР. Л. ; М. : Гостоптехиздат, 1948. С. 213–226, 3 палеонт. табл.

Подобина В.М. Фораминиферы верхнего мела северо-восточных районов Западной Сибири, их биогеографические связи, значение для стратиграфии и палеогеографии // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Западной Сибири. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1974. С. 100–121.

Подобина В.М. Фораминиферы верхнего мела и палеогена Западно-Сибирской низменности, их значение для стратиграфии. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1975. 163 с., 40 палеонт. табл.

Подобина В.М. Сравнительная характеристика фораминифер и корреляция верхнемеловых отложений Западной Сибири и других регионов // Материалы к стратиграфии Западно-Сибирской равнины. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1978. С. 89–108.

Подобина В.М. Фораминиферы и зональная стратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1989. 175 с., 35 палеонт. табл.

Подобина В.М. Фораминиферы и биостратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Томск : Изд-во НТЛ, 2000. 388 с., 80 палеонт. табл.

Подобина В.М. Фораминиферы, биостратиграфия верхнего мела и палеогена Западной Сибири. Томск : ТГУ, 2009. 430 с., 73 палеонт. табл.

Подобина В.М. Зависимость родового состава отряда Ataxophragmiida (фораминиферы) от условий обитания // Вестник Томского государственного университета. 2011. № 350. С. 204–208.

Подобина В.М. Фораминиферовые зоны границы сантона–кампана Западной Сибири // Горные ведомости. 2016. № 7 (146). С. 14–25, 5 палеонт. табл.

Подобина В.М. Биостратиграфия и фораминиферы славгородского горизонта на юго-востоке Западной Сибири // Горные ведомости. 2017а. № 5 (153). С. 38–57, палеонт. табл. 2–11.

Подобина В.М. Новые сведения о фораминиферах и биостратиграфии верхнего мела и палеогена Западной Сибири // Горные ведомости. 2017б. № 6 (154). С. 34–49, 6 палеонт. табл.

Подобина В.М., Таначева М.И. Стратиграфия газоносных верхнемеловых отложений северо-восточных районов Западно-Сибирской низменности // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1967. Вып. 2. С. 89–99.

Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5: Фораминиферы мезозоя. Л. : Недра, 1991. С. 170–198, палеонт. табл. 76–97.

Субботина Н.Н., Алексейчик-Мицкевич Л.С., Булатова З.И. Фораминиферы меловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности // Труды ВНИГРИ. 1964. Вып. 234. 456 с., 66 палеонт. табл.

Podobina V.M. Paleozoogeographic regionalization of Northern Hemisphere Late cretaceous basin based on foraminifera // Proc. 4th Int. Workshop on Agglutinated Foraminifera. Spec. Publ. 1995. № 3. P. 239–247, 5 figs.

Podobina V.M., Kseneva T.G. Upper Cretaceous stratigraphy of the West Siberian Plain based on foraminifera // Cretaceous Research. 2005. Vol. 26. P. 133–143.

Tappan H. Foraminifera from the Arctic slope of Alaska. / Pt. 3, Cretaceous Foraminifera // U.S. Geol. Survey. Prof. Paper. 1962. No. 236 C. P. 91–209, pls. 29–58.

Wall J. Cretaceous Foraminifera of the Rocky Mountain Foothills, Alberta // Res. Council Alberta. 1967. Bull. 20. 185 p., 15 pls.

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

Geosphere Research, 2019, 2, 72–85. DOI: 10.17223/25421379/11/5

V.M. Podobina

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

CAMPANIAN BIOSTRATIGRAPHY OF WESTERN SIBERIA (ON THE BASE OF FORAMINIFERA)

In the lower layers of Gankinskian Horizon secreted and agglutinated calcareous Foraminifera have been found from the many drilling boreholes in Western Siberia. The contain rocks consist of grey Alevrolits and Clayes, including carbonate material. These rocks with Foraminifera have been established as Cibicidoides primus zone. Many new data have taken into account for establishing the late Campanian age of this zone. The upper laying deposits of Gankinskian Horizon are of Maastrichtian age and include two Foraminiferal zones. Author conformed to data the big middle part of Campanian deposits has fallen out from the section in West Siberian province. In comparison with Foraminiferal zones of East European province – Cibicidoides temirensis, Brotzenella monterelensis, the big lower part of Globorotalites emdiensis zones have fallen out from the middle part of Campanian deposits in West Siberian province.

Only the Early Campanian Bathysiphon vitta, Recurvoides magnificus zone (from the upper layers of Slavgorodskian Horizon) correspond to Gavelinella clementiana zone (East European province). The Upper Campanian Cibicidoides primus zone from lower layers of Gankinskian Horizon have been established and correlated with upper part of Cibicidoides emdiensis zone of East European province.

In North Canadian and North Alaskian Campanian deposits have been established not distinctly. The single Foraminifera from Vapiabi Formation (Chungo and Nomad member) and Schrader Bluff Formation (Sentinel Hill member) are small characteristic for Campanian deposits. They correspond to upper layers of Slavgorodskian Horizon including the Foraminiferal Bathysiphon vitta, Recurvoides magnificus Assemblage. The upper deposits of late Campanian – Maastrichtian have not established in Canadian province. During Campanian Maastrichtian the West Siberian province corresponded to Boreal Atlantic Realm in comparison with Apt – Santonian time, when West Siberian province was the part of Arctical Realm.

Keywords: *Campanian, Biostratigraphy, Foraminifera, Western Siberia.*

References

Agranovskaya I.A. Eremeyeva A.I., Kipriyanova F.V. i dr. *Stratigrafiya mezozoyskikh i tretichnykh otlozheniy vostochnogo sklona Urala i Zaural'ya* [Stratigraphy of Mesozoic and Tertiary Deposits on the Eastern Slope of the Urals and Trans-Urals] // Tr. Mezhved. soveshch. po stratigr. Sibiri. Leningrad: Gostoptekhizdat, 1957. pp. 267–276. In Russian

Bezrukov P.L. *Verkhnemelovyye i paleogenovyye otlozheniya basseyna verkhov'yev r. Tobola* [Upper Cretaceous and Paleogene deposits of the headwaters basin] /Byull. MOIP. Otd. geol. 1934. Vyp. 2. T. 12. S. 167–199. In Russian

Bulatova Z.I., Voytsel' Z.A., Harbavets A.N. i dr. *Stratigrafiya mezozoya i kaynozoya Zapadno-Sibirskoy nizmennosti* [Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the West Siberian Lowland] Moscow: Gostoptekhiz-dat, 1957. pp. 75–84, paleont. tabl. 8–12. In Russian

Vasilenko V.P. *Foraminifery verkhnego mela p-va Mangyshlaka* [Foraminifera of the Upper Cretaceous of the Mangyshlak Peninsula] // Tr. VNIGRI. 1961. V. 171. pp. 2–486, 41 paleont. tabl. In Russian

Glazunova A.E., Balakhmatova V.T., Lipman R.KH. et al. *Stratigrafiya i fauna melovykh otlozheniy Zapadno-Sibirskoy nizmennosti* [Stratigraphy and Fauna of the Cretaceous Sediments of the West Siberian Lowland]// Tr. VSEGEI. Nov. ser. Leningrad, 1960. T. 29. pp. 23–124, 9 paleont. tabl. In Russian

Eremeyeva A.I., Belousova N.A. *Stratigrafiya i fauna foraminifer melovykh i paleogenovykh otlozheniy vostochnogo sklona Urala, Zaural'ya i Severnogo Kazakhstana* [Foraminifera stratigraphy and fauna of Cretaceous and Paleogene deposits of the eastern slope of the Urals, Trans-Urals and Northern Kazakhstan] // Materialy po geologii i poleznym iskopayemym Urala. Moscow, 1961. Vyp. 9. S. 3–189, 38 paleont. tabl. In Russian

Kalinin N.A. *Foraminifery melovykh otlozheniy Baktygaryna (Aktyubinskaya oblast')* [Foraminifera of the Cretaceous deposits of Baktygaryn (Aktobe region)] // Etyudy po mikropaleontolo-gii. 1937. T. 1, vyp. 2. 61 p., 8 paleont. tabl. In Russian

Kisel'man E.N. *Raschleneniye verkhnesenonskikh otlozheniy Zapadno-Sibirskoy nizmennosti po foraminiferam (verkhnyaya chast' verkhnego kampana, maastrikht)* [Dismemberment of the Upper Senonian deposits of the West Siberian Lowland by foraminifera (upper part of the upper Kampan, Maastricht)] // Materialy po stratigrafii i paleontologii Sibiri. Novosibirsk, 1969. pp. 116–124 In Russian

Kseneva T.G. *Kompleksy foraminifer pozdnego kampana Zapadnoy Sibiri* [Foraminifera complexes of the Late Campania of Western Siberia] // Problemy geologii Sibiri: tez. dokl. nauchn. konf., posvyashch. 75-letiyu geol. obraz. v Tomskom universitete. Tomsk: Izd-vo TGU, 1996. pp. 153–154. In Russian

Kseneva T.G. *Foraminifery kampana-maastrikhta Zapadnoy Sibiri, ikh znacheniye dlya stratigrafii i paleoekologii* [Foraminifera Campana-Maastricht of Western Siberia, their importance for stratigraphy and paleoecology]: Avtoref. dis. ... kand. geol.-miner. nauk. Novosibirsk, 1999. 25 p. In Russian

Leongardt N.I. *Granitsa kampanskogo i maastrikhtskogo yarusov na yugo-vostoke Russkoy platformy* [The border of the Campanian and Maastricht tiers in the south-east of the Russian platform] // Izv. vuzov. geol. i razvedka. Moscow, 1971. № 11. C. 3–7. In Russian

Lyubimova P.S., Kaz'mina T.A., Reshetnikova M.A. *Ostrakody mezozoyskikh otlozheniy Zapadno-Sibirskoy nizmennosti* [Ostracods of Mesozoic sediments of the West Siberian Lowland]. Leningrad: Gostoptekhizdat, 1960. 427 p., 24 paleont. tabl. In Russian

Netskaya A.I. O nekotorykh foraminiferakh verkhnesenonskikh otlozheniy Zapadnoy Sibiri // Mikrofauna SSSR. Leningrad-Moscow: Gostoptekhizdat, 1948. pp. 213–226, 3 paleont. tabl. In Russian

Podobina V.M. *Foraminifery verkhnego mela severo-vostochnykh rayonov Zapadnoy Sibiri, ikh biogeograficheskiye svyazi, znacheniye dlya stratigrafii i paleogeografii* [Foraminifera of the Upper Cretaceous of the northeastern regions of Western Siberia, their biogeographic connections, their significance for stratigraphy and paleogeography] // Materialy po stratigrafii i paleontologii Zapadnoy Sibiri. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta, 1974. pp. 100–121. In Russian

Podobina V.M. *Foraminifery verkhnego mela i paleogena Zapadno-Sibirskoy nizmennosti, ikh znacheniye dlya stratigrafii* [Foraminifera of the Upper Cretaceous and Paleogene of the West Siberian Lowland, their significance for stratigraphy]. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta, 1975. 163 p, 40 paleont. tabl. In Russian

Podobina V.M. *Sravnitel'naya kharakteristika foraminifer i korrelyatsiya verkhnemelovykh otlozheniy Zapadnoy Sibiri i drugikh regionov* [Comparative characteristics of foraminifera and correlation of Upper Cretaceous sediments of Western Siberia and other regions] // Materialy k stratigrafii Zapadno-Sibirskoy ravniny. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta, 1978. pp. 89–108. In Russian

Podobina V.M. *Foraminifery i zonal'naya stratigrafiya verkhnego mela Zapadnoy Sibiri* [Foraminifera and zonal stratigraphy of the Upper Cretaceous of Western Siberia]. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta, 1989. 175 p, 35 paleont. tabl. In Russian

Podobina V.M. *Foraminifery i biostratigrafiya verkhnego mela Zapadnoy Sibiri* [Foraminifera and biostratigraphy of the Upper Cretaceous of Western Siberia]. Tomsk: Izd-vo NTL, 2000. 388 p., 80 paleont. tabl. In Russian

Podobina V.M. *Foraminifery, biostratigrafiya verkhnego mela i paleogena Zapadnoy Sibiri* [Foraminifera, biostratigraphy of the Upper Cretaceous and Paleogene of Western Siberia] Tomsk: TGU, 2009. 430 p., 73 paleont. tabl. In Russian

Podobina Vera M. Dependence of the generic composition of the Ataxophragmiid Order (foraminifers) on dwelling conditions // Tomsk State University Journal. 2011. № 350. P. 204–208.. In Russian

Podobina V.M. *Foraminiferovyye zony granitsy santona-kampana Zapadnoy Sibiri* [Foraminifera zones of the border of the santon-campan of Western Siberia]// Gornyye vedomosti. 2016. № 7 (146). pp. 14–25, 5 paleont. tabl. In Russian

Podobina V.M. *Biostratigrafiya i foraminifery slavgorodskogo gorizonta na yugo-vostoke Zapadnoy Sibiri* [Biostratigraphy and Foraminifera of the Slavgorod Horizon in the South-East of Western Siberia] // Gornyye vedomosti. 2017a. № 5 (153). pp. 38–57, paleont. tabl. 2-11. In Russian

Podobina V.M. *Novyye svedeniya o foraminiferakh i biostratigrafii verkhnego mela i paleogena Zapadnoy Sibiri* [New information on foraminifera and biostratigraphy of the Upper Cretaceous and Paleogene of Western Siberia]// Gornyye vedomosti. 2017b. № 6 (154). pp. 34–49, 6 paleont. tabl. In Russian

Podobina V.M., Tanacheva M.I. *Stratigrafiya gazonosnykh verkhnemelovykh otlozheniy severo-vostochnykh rayonov Zapadno-Sibirskoy nizmennosti* [Stratigraphy of gas-bearing Upper Cretaceous deposits of the northeastern regions of the West Siberian Lowland] // Novyye dannyye po geologii i poleznym iskopayemym Zapadnoy Sibiri. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta, 1967. Vyp. 2. pp. 89–99. In Russian

Prakticheskoye rukovodstvo po mikrofaune SSSR. T. 5. Foraminifery mezozoya [A practical guide to the microfauna of the USSR. V. 5. Mesozoic Foraminifera]. Leningrad : Nedra, 1991. pp. 170–198, paleont. tabl. 76-97. In Russian

Subbotina N.N. Alekseychik-Mitskevich L.S., Bulatova Z.I. *Foraminifery melovykh i paleogenovykh otlozheniy Zapadno-Sibirskoy nizmennosti* [Foraminifera of the Cretaceous and Paleogene sediments of the West Siberian Lowland]// Tr. VNIGRI, Vyp. 234. 1964, 456 p., 66 paleont. tabl. In Russian

Podobina V.M. Paleozoogeographic regionalization of Northern Hemisphere Late cretaceous basin based on foraminifera // Proc. 4th Int. Workshop on Agglutinated Foraminifera. Spec. Publ., 1995. № 3. pp. 239–247, 5 figs.

Podobina V.M., Kseneva T.G. Upper Cretaceous stratigraphy of the West Siberian Plain based on foraminifera // Cretaceous Research. 2005. V. 26. pp. 133–143.

Tappan H. Foraminifera from the Arctic slope of Alaska. / Pt. 3, Cretaceous Foraminifera // U.S. Geol. Survey. Prof. Paper. 1962. No. 236 C. pp. 91–209, pls. 29–58.

Wall J. Cretaceous Foraminifera of the Rocky Mountain Foothills, Alberta // Res. Council Alberta, 1967. Bull. 20. 185 p., 15 pls.

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

Геосферные исследования. 2019. № 2. С. 86–97

МЕТЕОРОЛОГИЯ

УДК 551.515.4

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ МЕЗОМАСШТАБНЫХ КОНВЕКТИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ НА ОСНОВЕ СПУТНИКОВЫХ И АЭРОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

В.А. Жукова, Т.С. Кошикова, И.В. Кужевская

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

Проведен анализ мезомасштабных конвективных кластеров (МКК) за период с 2008 по 2018 г. работы по наземным и спутниковым данным. Определены синоптические ситуации образования МКК и продуцирование опасных явлений, проведена оценка состояния атмосферы с помощью индексов неустойчивости KIND и LIFT. МКК формируется при средней и слабой степени неустойчивости атмосферы. Все МКК связаны с продуцированием грозы, доля ливней составляет 15% от общего числа случаев, сильного дождя – 1%, града – 7% и сильного ветра – 5%.

Ключевые слова: *Западная Сибирь, мезомасштабный конвективный комплекс, спутниковая информация.*

Введение

На фоне происходящих глобальных климатических изменений отмечается тенденция увеличения повторяемости конвективных облачных структур и сумм ливневых осадков на территории Западной Сибири, и роста ущерба от них [Алексеев и др., 2014]. Сохранение такой тенденции повторяемости развития мощной мезомасштабной конвекции приведет к дальнейшему увеличению повторяемости таких опасных метеорологических явлений, как град, интенсивные ливни, шквалы и др. Сильные ливневые дожди вызывают наводнения, размывают дороги, дамбы, в горных районах приводят к возникновению селей. Крупный град наносит ущерб сельскохозяйственным культурам, повреждает автомобили, крыши домов и т.д. Гроза приводит к повреждению работы электросетей, вызывает лесные и торфяные пожары. Шквалы и смерчи приносят значительные, часто катастрофические разрушения [Горбатенко, Константинова, 2009].

Согласно статистическим данным, в России 40% всех случаев опасных метеорологических явлений приходится на опасные явления (ОЯ), связанные с зонами образования активной конвекции. Основные трудности своевременного прогнозирования конвективной облачности и связанных с ней опасных метеорологических явлений обусловлены большой пространственной и временной изменчивостью облачности и сложностью усвоения информации о ее физических характеристиках в прогностических региональных мезомасштабных моделях [Пьянков, Шихов, 2014].

Задача усложняется, когда прогноз касается количественных показателей развития внутримассовой конвекции – мощности и водности облачных ячеек, имеющих прямое отношение к оценке величины ожидаемых осадков. Качественный прогноз невозможен без как можно более точного диагноза ряда физических характеристик облачности. В этом случае, кроме стандартных методов, которые использует синоптик при составлении прогноза, необходима дополнительная информация метеорологических радиолокаторов, спутников или продуктов численного моделирования регионального масштаба [Кужевская, Пустовалов, Шарапова, 2018].

Необходимость применения данных дистанционного зондирования Земли при организации мониторинга и прогнозирования опасных природных явлений не вызывает сомнений. В последние годы их роль как источника информации об опасных природных явлениях неуклонно возрастает. Повышается оперативность доступа к данным, увеличивается число действующих на орбите спутниковых систем, их пространственное и временное разрешение. В настоящее время в России действуют несколько систем космического мониторинга опасных гидрометеорологических явлений как на федеральном уровне, так и в отдельных регионах. На основе их применения обнаруживаются признаки возникновения чрезвычайных ситуаций, ведется их мониторинг, оценивается ущерб [Асмус и др., 2008].

По мнению авторов [Purdom, 1976; Вельтищев, 1988], снимки с геостационарных спутников дают наилучшее представление об эволюции конвективных систем. Данные обычных наблюдений в свободной атмосфере (радиозондирования) не обеспечивают необходимого пространственно-временного разрешения для составления прогноза развития опасных явлений погоды. Наблюдения ведутся с по-

DOI: 10.17223/25421379/11/6

лярно-орбитальных и геостационарных метеорологических искусственных спутников Земли (МИСЗ). Полярно-орбитальные МИСЗ серии NOAA «Terra» и «Aqua» позволяют получать информацию о температуре атмосферы, концентрации водяного пара, радиационном балансе и других характеристиках атмосферы. С их помощью можно наблюдать мезомасштабные системы разных размеров с одной и той же точки обзора, проводить мониторинг и своевременно оповещать о зарождении и приближении коротко живущих циклонов макро- и мезомасштаба, создающих штормовые условия.

Хотя спутниковая информация в начале своего развития и носила, скорее, качественный характер, ее анализ показал, что в атмосфере Земли очень часто встречаются системы движений с горизонтальными масштабами порядка 10–10^2 км, которые ранее ускользали из поля зрения метеорологов. Процессы подобного масштаба не улавливались существующей сетью измерений, особенно в свободной атмосфере, в отличие от движений синоптического масштаба. Идентификация конвективных движений на масштабах мезо-β (20–200 км) и мезо-α (>200 км) может способствовать повышению качества краткосрочного прогноза погоды, поскольку эти мезомасштабные структуры обладают характерным временем жизни – от нескольких часов до нескольких десятков часов.

Прогноз опасных конвективных явлений осложнен тем, что диаметр конвективной ячейки, способной продуцировать такие явления, составляет не более 10 км, а «время жизни» такой ячейки обычно не превышает 40–50 мин [Шметер, 1972; Мучник, 1974]. Опасные явления, сформировавшиеся в конвективной ячейке или в совокупности таких ячеек, проявляются локально и далеко не всегда фиксируются даже наблюдателями метеорологических станций, поскольку для исследуемого региона их сеть имеет недостаточное покрытие [Горбатенко и др., 2018].

Для прогноза МКК используется два основных подхода [Быков, Ветров, Калинин, 2017]: 1) расчет физико-статистических параметров (индексов) неустойчивости по выходным данным глобальных прогностических моделей; 2) прямое моделирование атмосферной конвекции мезомасштабными моделями с высоким пространственным разрешением. При этом наибольшую сложность представляет прогнозирование места и времени возникновения МКК и зон опасных явлений [Быков, Шихов, 2018].

Существует несколько мезомасштабных моделей атмосферы для анализа, прогноза формирования и эволюции МКК, а также интенсивности связанных с ним опасных явлений, но наилучшим качеством прогноза МКК в теплый период года обладает модель ПЛАВ (ПолуЛагранжева, основанная на уравнении абсолютного вихря), адаптированная для территории России, так как ошибки воспроизведения синоптической ситуации данной моделью встречаются реже, чем у модели GFS. Совместно с этой моделью для синоптических ситуаций с незначительным динамическим фактором следует применять различные виды индексов плавучести LI (в особенности ML LI), индекс CAPE (энергии неустойчивости) [Быков, 2018].

Модель ПЛАВ разработана в Институте вычислительной математики РАН и применяется в Гидрометцентре России в качестве оперативной. Модель использует широтно-долготную сетку с горизонтальным разрешением в Северном полушарии по широте и долготе 0,18×0,225° [Tolstykh et al., 2015; Толстых и др., 2017]. Прогноз рассчитывается на срок 10 сут, формат выходных данных – GRIB-1. Расчет прогноза осуществляется два раза в сутки. Выходная продукция модели доступна для распространения на ftp-серверы заинтересованных исследователей, в частности такой доступ есть и у Томского государственного университета.

Представление об устойчивости атмосферы можно получить как исходя из формы облачности, так и рассчитав индексы неустойчивости. В негидростатических мезомасштабных моделях для прогноза опасных метеорологических явлений погоды, связанных с конвекцией, используются количественные значения индексов, характеризующих конвекцию по ряду параметров [Schulz, 1989; Johns, Doswell, 1992]. Индексы неустойчивости традиционно рассчитываются на основе данных радиозондирования и данных метеорологических характеристик на разных изобарических поверхностях. Такие индексы, как LIFT (различие температуры окружающей среды и частицы, поднимающейся с уровня 500 м и 850 гПа), TOTL (комплексная характеристика статической стабильности и влажности в слое 850–500 гПа) и KIND (комплексная характеристика статической стабильности и влажности в слое 850–700 гПа), можно отнести к наиболее часто используемым в различных исследованиях.

В настоящее время при разработке современных методов прогноза гроз, града, шквалов, смерчей используется более 10 параметров состояния атмосферы, рассчитанных на основе аэрологического зондирования [Ленская, 2007; Васильев, Алексеева, Песков, 2009; Горбатенко и др., 2011; Губенко, Рубинштейн, 2014; Быков и др., 2017]. При развитии в атмосфере глубокой конвекции значения индексов достигают значений, позволяющих судить о развитии того или иного опасного конвективного явления с определенной вероятностью. В результате предварительных исследований [Горбатенко и др., 2015, 2016] было получено, что значения индексов KIND и LIFT (табл. 1) наиболее перспективны для разработки методов прогноза грозы над Сибирью. Эти индексы также наиболее востребованы на практике при прогнозе гроз в других регионах [Горбатенко и др., 2018].

Поскольку МКК образуется в результате перегрева отдельных масс воздуха при неустойчивой стратификации атмосферы в ее нижних слоях, то над сушей наиболее благоприятные условия для его возникновения создаются в теплую половину года в областях пониженного давления атмосферы. Отдельные перегретые массы воздуха при таких условиях начинают ускоренно перемещаться по вертикали вверх. Сначала подъем массы ненасыщенного воздуха происходит практически сухоадиабатически, но на уровне конденсации воздух достигает состояния насыщения.

Таблица 1

Индексы неустойчивости, применяемые при оценке степени устойчивости атмосферы

Table 1

Instability index for assessment of the atmosphere state

Описание индексов (единица измерения)	Название, аббревиатура	Формула для расчета
Индексы, в расчете которых используется только температура, °C	Lifted index, LIFT	$LIFT = T_{500} - T_{parsel1}$
Индексы, в расчете которых используется температура и характеристики влажности, °C	K-index, KIND	$KIND = (T_{850}–T_{500}) + TD_{850} – (T_{700}–TD_{700})$

Примечание: T_{850}, T_{700}, T_{500} – температура окружающей среды на уровнях 850, 700 и 500 гПа соответственно; TD_{850}, TD_{700} – температура точки росы на уровнях 850 и 700 гПа соответственно; $T_{parcel1}$ – температура частицы на уровне 500 гПа, поднимающейся с уровня 500 м над земной поверхностью при среднем давлении, температуре и точке росы.

Note: T_{850}, T_{700}, T_{500} – accordingly, the ambient temperature at levels 850, 700 и 500 гПа; TD_{850}, TD_{700} – accordingly, dew point temperature levels 850 и 700 гПа; $T_{parcel1}$ – temperature of particle on levels 500 гПа, rising from level 500 м above the earth's surface at medium pressure, temperature and dew point.

Выше уровня конденсации воздух поднимается влажноадиабатически. Благодаря понижению температуры происходят конденсация водяного пара и образование конвективной облачности, при развитии которой образуется МКК. Скорость восходящих потоков, вертикальная мощность и водность образующегося мезомасштабного конвективного комплекса зависят от степени неустойчивости атмосферы, а реализацию таких опасных явлений погоды, как, например, шквал, можно рассматривать как результат перехода энергии неустойчивости воздушной массы в кинетическую энергию. На этом основаны практически все существующие в настоящее время методы прогноза опасных явлений погоды, обусловленные конвекцией [Горбатенко и др., 2011]. МКК, являясь объектом мезомасштаба, попадает в подсеточный режим модели ПЛАВ с широтно-долготной сеткой 0,18×0,225°. Следовательно, является трудно прогнозируемым объектом для модели, но при этом в начале развития МКК можно зафиксировать на спутниковых изображениях и дать прогноз его развития и движения. По результатам авторов [Кужевская и др., 2018], на территории юга Западной Сибири образуется 44% всех мезовихрей и МКК на исследуемой территории, и более чем в 60% случаев формирование сильных осадков, достигших критериев ОЯ, наблюдается на мезомасштабных процессах. Так как территория Западной Сибири не предрасположена к образованию таких мезомасштабных комплексов, но при этом частота появления МКК в последние годы увеличивается, изучение МКК и его прогноз являются актуальными.

Целью настоящего исследования являются анализ мезомасштабных конвективных кластеров, их возникновение, развитие, а также анализ индекса неустойчивости в дни с МКК.

Материалы и методы исследования

Для оценки повторяемости параметров МКК на юго-востоке Западной Сибири за теплый период (апрель–сентябрь) 2008–2018 гг., использовались метод визуального дешифрирования облачности, данные радиометра MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer). Спектрорадиометр MODIS является одним из ключевых приборов на спутниках «Terra» и «Aqua» [EOSDIS Worldview]. Космические аппараты «Terra» (EOS-AM1) и «Aqua» (EOS-AM1) являются частью комплексной программы NASA EOS (Earth Observing System), направленной на исследование Земли и состоящей из трех специализированных спутников «Terra», «Aqua» и «Aura», предназначенных для исследования суши, воды и атмосферы соответственно. Спектрорадиометр MODIS имеет 36 каналов и позволяет производить регулярную съемку территории с пространственным разрешением от 250 до 1 000 м [Успенский, Кухарский, Успенский, 2015].

Информационной базой для определения явлений, наблюдавшихся на исследуемой территории, на момент прохождения МКК послужили журналы штормовых оповещений за период с 2015 по 2018 г., по данным 127 метеорологических станций Западно-

Сибирского УГМС. Для определения явлений принимались станции, находящиеся в точке расположения МКК, и близлежащие станции в радиусе влияния 50 км в течение суток, в которые фиксировался МКК.

В ходе работы был составлен каталог случаев МКК по данным наземных и спутниковых приборов; проведена оценка повторяемости возникновения МКК и неустойчивости атмосферы; были определены синоптические ситуации образования МКК и продуцирование ими опасных явлений.

Область исследования условно располагается между 50 и 60° с.ш. и 70 и 90° в.д., в которую входят пять территориально-административных единиц, расположенных на юго-востоке Западной Сибири: Томская, Новосибирская и Кемеровская области, Республика Алтай и Алтайский край. На карте-схеме территории исследования (рис. 1) пунктиром выделена область части болотного комплекса Западной Сибири, включая Большое Васюганское болото. Температурно-влажностные характеристики Васюганского болота, которые влияют на тепловой баланс территории, во многом сравнимы с теми же значениями, которые характерны для такого же распределения над водной поверхностью.

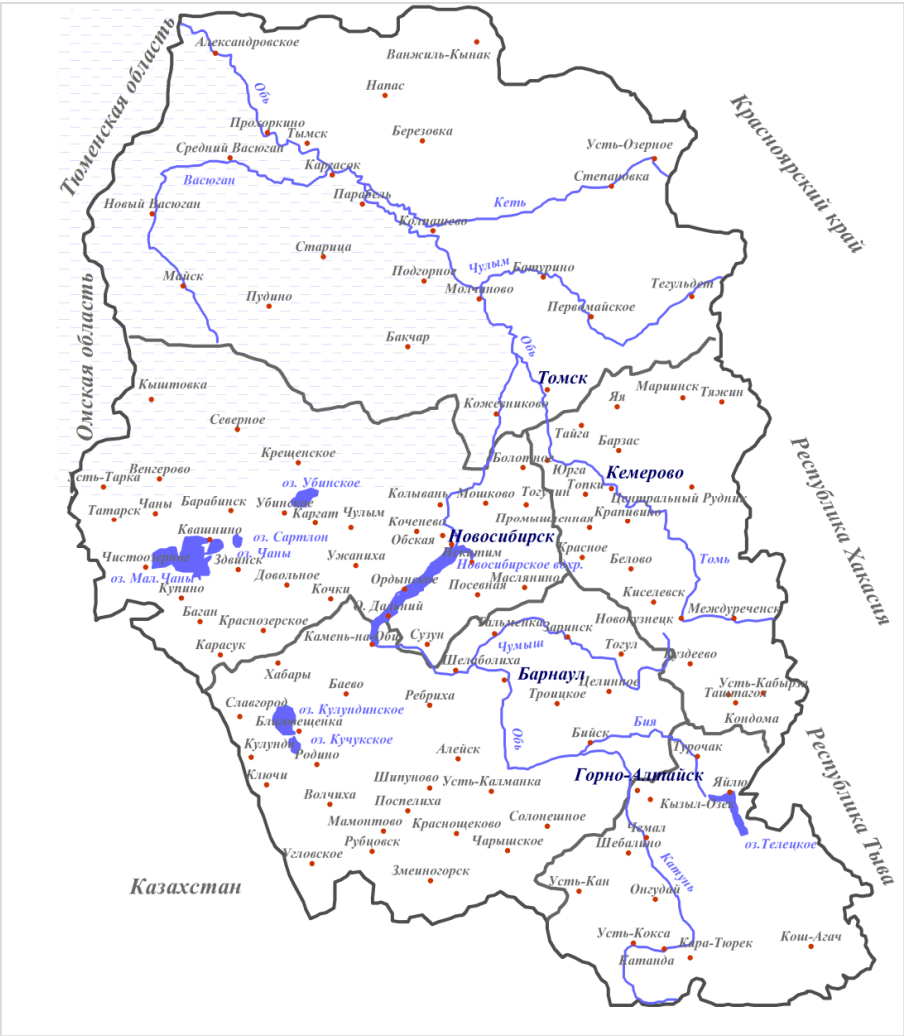


Рис. 1. Территория исследования

Fig. 1. Area under study

В качестве объекта исследования рассматриваются мезомасштабные конвективные комплексы. Согласно определению авторов [Пьянков, Шихов, 2014], МКК – это массивы кучево-дождевой облачности квазиокруглой формы диаметром более 200 км и площадью порядка 100 тыс. км^2.

МКК в классификации Р.А. Мэддокса [Андерсон, Вельтищев, 1973] выделяется как отдельная составляющая и определяется как комплекс кучево-дождевых облаков, инфракрасные изображения которых имеют: площадь непрерывного облачного покрова с температурой верхней границы ниже –32°С

составляет не менее 10^5 км^2; площадь внутреннего района с температурой верхней границы ниже –52°С не менее 5×10^4 км^2; в период максимального развития отношение малой оси облачной системы к большой не менее 7/10. Жизненный цикл МКК составляет около 16 ч. МКК развиваются, преимущественно, в вечерние и ночные часы. Хотя первые грозы развиваются во вторую половину дня, организованный мезомасштабный комплекс появляется только к вечеру. Максимального размера и интенсивности МКК достигает к полуночи и продолжает давать осадки до утра.

В работе за МКК принимался массив кучево-дождевой облачности диаметром 50 км и более, исходя из того, что территория исследования не предрасположена к образованию МКК, и даже такой небольшой по размерам облачный массив способен генерировать опасные явления (гроза, град, сильные и продолжительные ливни). Характерной особенностью МКК является большая продолжительность существования (около 10 ч), но его влияние на условия погоды может осуществляться до 24–36 ч. МКК визуально дешифрировались на RGB композите, который включает в себя три канала: 0,65 мкм; 0,45 мкм; 3,5 мкм.

В работе мезомасштабные комплексы рассматриваются как на фронтальных, так и на внутримассовых системах. На рисунке 2 представлены примеры образования МКК в облачности со стадией развития «след циклона» и в составе облачности холодного фронта. Представленные спутниковые снимки были составлены в программе BEAM VISAT 5.0 с помощью RGB композита.

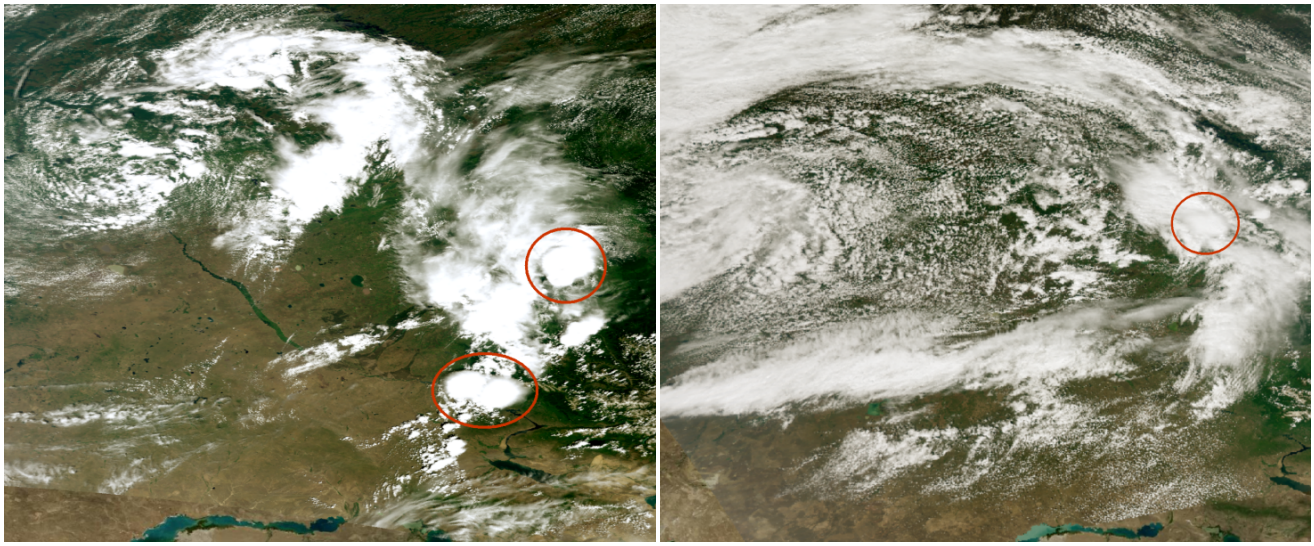


Рис. 2. Примеры образования МКК на внутримассовых облачных системах (справа; 22 июня 2017 г., время пролета 5:45 UTC) и фронтальных облачных системах (слева; 16 июня 2018 г., время пролета 7:40 UTC)

Fig. 2. Example of mesoscale convective system (red circles) on the air-mass (right) on June, 22, 2017 Time 5:45 UTC and along frontal (left) systems on June, 16, 2018 Time 7:40 UTC

Для характеристики неустойчивости атмосферы в дни наличия МКК использовались результаты аэрологического зондирования на пяти станциях юго-востока Западной Сибири (Александровское, Барабинск, Барнаул, Колпашево, Новосибирск) за период 2015–2018 гг. [Зондирование атмосферы]. Зондирование производится два раза в сутки: в 00.00 и 12.00 по всемирному скоординированному времени. Результаты аэрологического зондирования содержат дискретную информацию о значениях температуры и влажности воздуха и характеристиках ветра во всей толще слоя атмосферы, в котором развивается конвекция над Западной Сибирью, а именно до высоты 10–15 км. Для характеристики конвекции использовались индексы, рассчитываемые по данным аэрологического зондирования, которые широко используются для прогноза развития грозы, града, шквала и других опасных явлений погоды [Andersson et al., 1989; Schulz, 1989; Kunz, 2007]. Это индекс, описывающий скрытую нестабильность атмосферы – LIFT, и индекс, в котором кроме стратификации температуры присутствуют характеристики влажности – KIND.

В работе применялась классификация состояний атмосферы, приведенная в табл. 2 [Andersson et al., 1989; Горбатенко и др., 2011].

Результаты

В результате визуального дешифрирования МКК за период 2008–2018 гг. получена повторяемость дней с их наличием (рис. 3).

Таблица 2

Интервалы значений индексов для различных состояний атмосферы

Table 2

Thresholds of instability indices for different state of the atmosphere

Состояние атмосферы	Явления погоды	Индексы	
		LIFT	KIND
Слабо неустойчива	Наличие ливней	–3÷0	25÷30
Неустойчива	Наличие ливней и отдельных гроз	–6÷–3	30÷35
Сильно неустойчива	На всей территории регистрируются грозы	–9÷–6	35÷40
Крайне неустойчива	Гроза, град	<–9	>40

Суммарное количество дней с МКК за 11 лет составило 230 дней. В среднем за 11 лет был зафиксирован 21 день с наличием МКК в теплом периоде (с апреля по сентябрь). Максимум повторяемости дней с МКК наблюдался в 2016 г. и составил 31 день. Необходимо отметить, что 2016 г. был аномальным по многим метеорологическим параметрам. Так, например, летом 2016 г. многократно регистрировались новые суточные максимумы температуры воздуха, нормы среднемесячной температуры для некоторых станций Западной Сибири были превышены на 3–8°. Атмосферные осадки на исследуемой территории преимущественно были в норме, хотя местами превысили ее в 1,5–2 раза [МетеоИнфо].

Минимальное количество дней с МКК отмечалось в 2010 г. – 12 дней. Этот факт можно объяснить тем, что над европейской территорией России в 2010 г. установился аномально долгий блокирующий антициклон, просуществовавший почти 2 мес. Поэтому для Западной Сибири синоптические условия формировались под влиянием быстро смещающихся циклонов, частым выносом холодных воздушных масс, что мало способствовало возникновению МКК.

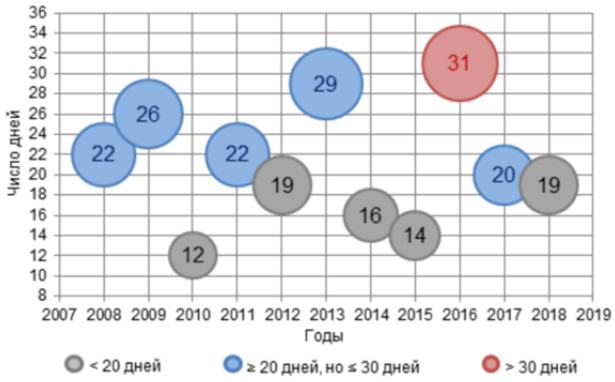


Рис. 3. Временной ход повторяемости МКК за теплый период с 2008 по 2018 г. на юго-востоке Западной Сибири

Fig. 3. The number of days with MCS in the south-eastern part of Western Siberia during warm season 2008–2018

С помощью индексов неустойчивости KIND и LIFT была проведена оценка степени устойчивости атмосферы в дни формирования и прохождения МКК в районе между 50 и 60° с.ш. и 70 и 90° в.д. В табл. 3 приведена повторяемость условий атмосферы на основе граничных условий из табл. 2.

Таблица 3

Значения индексов для различных состояний атмосферы

Table 3

Frequency of threshold value of indices for different state of the atmosphere

Состояние атмосферы	Повторяемость для индексов, %	
	LIFT	KIND
Слабо неустойчива	53	30
Неустойчива	19	51
Сильно неустойчива	–	6
Крайне неустойчива	–	–
Вне диапазона	28	13

Оценка неустойчивости атмосферы в дни с МКК показала, что атмосфера в 53% случаев слабо неустойчива в соответствии с интерпретацией индекса неустойчивости LIFT. Подобная неустойчивость характерна только для условий образования ливней по территории. При анализе состояния атмосферы с использованием KIND в 51% случаев, это состояние характеризуется как неустойчивое. Как известно, KIND характеризует степень конвективной неустойчивости воздушной массы, которая необходима для возникновения и развития гроз, его расчет основан на вертикальном градиенте температуры, влажности воздуха в нижней тропосфере, а также учитывает вертикальную протяженность влажного слоя воздуха. Следовательно, минимум в 51% случаев образования МКК могло сопровождаться грозой.

При оценке неустойчивости атмосферы в дни с МКК получено, что если руководствоваться пороговыми значениями авторов [Andersson et al., 1989; Горбатенко и др., 2011], то получается, что МКК в районе исследования были сформированы при средней и слабой степени неустойчивости. На основе выбранной классификации не было отмечено попа-

дания в градации «сильно неустойчива» и «крайне неустойчива», при этом были зафиксированы значения индексов неустойчивости, которые не попали в эти градации. Возможно, это связано с тем, что время проведения аэрологическое зондирование не совпадает со временем максимально возможного развития конвективных процессов на исследуемой территории.

При определении синоптических ситуаций образования МКК и продуцирования ими опасных явлений был взят доступный для исследования теплый период с 2015 по 2018 г. В ходе работы все случаи наблюдения МКК были разбиты на шесть синоптических ситуаций. При возникновении на фронтальных системах мезомасштабные комплексы встречались в составе облачности холодного фронта, фронта окклюзии и на полосах кучево-дождевой облачности вторжения в окклюзию. На внутримассовых образованиях появление МКК отмечалось в тыловой части облачного вихря, в стадии развития облачного вихря «следа циклона» или в составе мезомасштабного вихря.

Для выявления закономерности частоты появления МКК на той или иной синоптической ситуации, были построены диаграммы распределения, показывающие процентное соотношение синоптических ситуаций к общему числу дней с МКК за каждый год в отдельности (рис. 4).

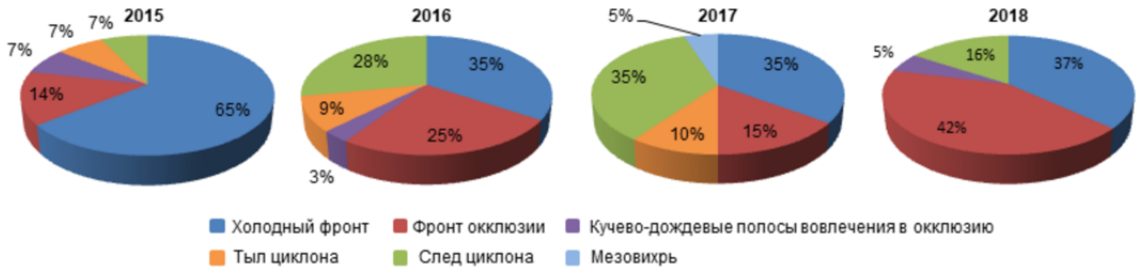


Рис. 4. Синоптические условия образования МКК

Fig. 4. Synoptic conditions of MSCs formation

В 2015 г. МКК наиболее часто образовывались на фронтальных системах, преимущественно в составе облачности холодных фронтов, на случаи внутримассового характера приходится наименьший процент – 21%. В теплый период 2015 г. преобладал зональный перенос, и с точки зрения климатологии этот год можно считать «нормальным» для рассмотренной территории.

В 2016 г. наблюдалось увеличение повторяемости мезомасштабных процессов. Это объясняется аномалией погодных условий, так как лето 2016 г. в России стало самым жарким в истории регулярных метеонаблюдений, а июнь этого же года – вторым самым теплым в истории метеонаблюдений в Сибирском федеральном округе, уступив только июню 2012 г. [МетеоИнфо]. Кроме того, атмосферная циркуляция тем летом характеризовалась преобладанием меридиональных переносов над Западной Сибирью. Среди внутримассовых процессов МКК преимущественно образовывались на месте облачного вихря в стадии развития «след циклона».

Для 2017 г. характерно образование МКК как при фронтальных, так и внутримассовых процессах в равном соотношении. Этот факт можно объяснить тем, что июнь 2017 г. в Сибирском федеральном округе стал вторым самым жарким в истории метеонаблюдений (еще теплее был только июнь 2012 г.), а в июле и августе на смену жаре пришли рекордно низкие температуры [МетеоИнфо]. В 2017 г. зафиксирован единичный случай за 4 года, когда МКК наблюдался в составе мезовихря.

Очень похожая ситуация с 2015 г. сложилась и в 2018 г. МКК в 84% случаев образовывался на фронтальных системах, но здесь уже преимущественно в составе облачности фронта окклюзии (42%). Прошедший июнь на территории Сибири стал самым жарким в истории регулярных метеонаблюдений в стране, т.е. с 1891 г.

Доля образования МКК на холодном фронте составляет не менее 1/3 всех событий, и в периоды развития аномальной погоды она заметно уменьшается. Совокупная доля окклюдирования во многом зависит от аномалий и к концу исследуемого периода составляет преобладающую часть процессов, образованных на фронте окклюзии. Возникновение МКК на стадии развития облачного вихря «след циклона» и на мезомасштабном вихре вызывают большую опасность, чем на фронтальных системах, так как эти ситуации считаются малодоступными для прогнозирования погодных условий.

На основе просмотра штормовых оповещений, были выявлены дни с наличием явлений по градациям *опасные явления* и *комплекс метеорологических явлений* (КМЯ). Комплекс метеорологических явлений определяется как сочетание двух и более одновременно наблюдающихся метеорологических явлений, каждое из которых по интенсивности (силе) не достигает критериев ОЯ, но близко к ним и наносит ущерб не меньших размеров, чем ОЯ.

Рассматривалась зависимость наличия как ОЯ, так и КМЯ от синоптической ситуации, зафиксированных на момент прохождения МКК (рис. 5). ОЯ были характерны для всех дней с наличием МКК, образующихся на рассмотренных синоптических ситуациях.

Намного реже встречается КМЯ, при этом их большая частота повторений приходится на фронт окклюзии и холодный фронт. В кучево-дождевых полосах вторжения в окклюзию и во время прохождения мезовихря КМЯ не было зафиксировано. Выявлены два дня, когда на метеорологических станциях не было зафиксировано опасных явлений, и три дня, когда метеорологические станции отсутствовали в районе образования МКК, что говорит о редкой сети наблюдений.

Далее мы более подробно рассмотрим, сочетание каких именно метеорологических явлений достигло критериев ОЯ и КМЯ в момент прохождения МКК. Перечень и критерии опасных природных явлений, наблюдавшихся при развитии мезомасштабного конвективного комплекса и действующие на территории деятельности ФГБУ «Западно-Сибирское УГМС», приведены в табл. 4 [Перечень и критерии...].

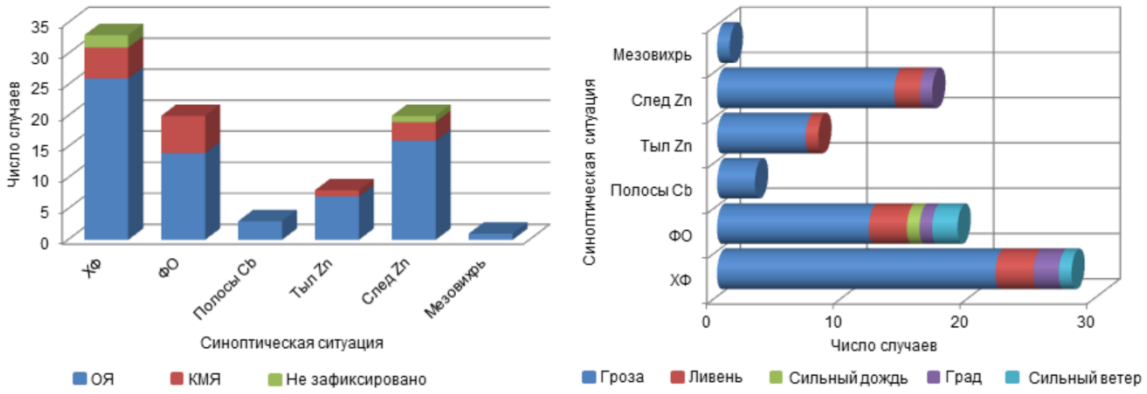


Рис. 5. Суммарная повторяемость ОЯ и КМЯ в зависимости от синоптической ситуации (слева), наблюдаемые ОЯ и КМЯ (справа)

Fig. 5. Total frequency of hazardous phenomena and complex of hazardous phenomena depending on a synoptic condition (left), observed by hazardous phenomena (right)

Таблица 4

Перечень и критерии гидрометеорологических явлений, сочетания которых образуют ОЯ

Table 4

The list and criteria of the weather events forming hazardous phenomena

Гроза	Наличие явления
Ливень	Не менее 20 мм за период не более 1 ч
Сильный дождь (дождь со снегом, мокрый снег, снег с дождем)	Не менее 35 мм (в горных и ливнеопасных районах – не менее 20 мм) за период не более 12 ч
Град	Диаметр 6–19 мм
Сильный ветер	Скорость ветра (включая порывы) 20–24 м/с

В 100% рассматриваемых нами случаях образования МКК была зафиксирована гроза (см. рис. 5). На основании этого мы можем утверждать, что вне зависимости от формирования МКК на фронтальной системе или на внутримассовой, при возникновении мезомасштабного комплекса будут возникать грозовые очаги. И так как все МКК за 4 года сопровождались грозой, далее в описании все явления идут в сочетании с грозой. «Ливень» наблюдается практически во всех синоптических ситуациях формирования МКК, за исключением мезовихря и кучево-дождевых полос вторжения в окклюзию, но лишь в

15% сумма выпавших при этом осадков достигает критериев ОЯ. В еще более меньшей доле (1%) сумма выпавших осадков достигала критерия «Сильный дождь». Град при прохождении МКК фиксировался в 7% дней, из них 2% приходится на синоптическую ситуацию «след циклона», что подтверждает ее опасность, особенно при учете слабого прогноза этого мезомасштабного образования.

Заключение

За теплый период с 2008 по 2018 г. на территории юго-востока Западной Сибири суммарное количество дней с МКК составило 230 дней. Из них максимум повторяемости дней с МКК наблюдался в 2016 г. (31 день). Оценка неустойчивости атмосферы в дни с МКК показала, что по принятой классификации индексов неустойчивости, в 72% (LIFT) и в 81% (KIND) случаев атмосферу можно характеризовать как слабо неустойчивую или неустойчивую. При подобном состоянии неустойчивости атмосферы вероятно образование ливней и отдельных гроз по территории.

На основе просмотра штормовых оповещений ОЯ выявлено, что во все дни с наличием МКК была зафиксирована гроза. На основании этого мы можем утверждать, что вне зависимости от синоптических условий образования МКК, будь то фронтальная система или внутримассовая ситуация, при их развитии будут возникать грозовые очаги. Оценка неустойчивости атмосферы в соответствии с принятой классификацией сильно занижает нам вероятность возникновения грозы, по крайней мере, в случае формирования МКК.

При сопоставлении синоптических ситуаций с возникновением МКК, доля их образования на холодном фронте составляет не менее 1/3 всех событий, а в периоды развития мощных меридиональных переносов эта доля заметно уменьшается. Совокупная доля вклада в частоту формирования МКК процессов окклюдирования во многом зависит от аномалий и к концу исследуемого периода составляет преобладающую часть процессов, образованных на фронте окклюзии. Процессы, которые формируются в стадии развития облачного вихря «след циклона» или на мезомасштабном вихре, вызывают большую опасность, чем процессы, формируемые на фронтальных системах, так как они менее доступны для прогнозирования.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев Г.В., Анисимов О.А., Ашик И.М. и др. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М. : Росгидромет, 2014. 1008 с.

Андерсон Р.К., Вельтищев Н.Ф. Использование изображений со спутников в анализе и прогнозе погоды. Техническая записка ВМО № 124. М. : Изд-во ВМО, 1973. 275 с.

Асмус В.В., Кровотынцев В.А., Милехин О.Е., Соловьев В.И., Успенский А.Б. Использование спутниковых данных ДЗЗ для решения задач гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды // Вопросы электромеханики. Труды ВНИЭМ. 2008. Т. 105. С. 6–16.

Быков А.В. Моделирование и прогноз опасных метеорологических явлений конвективного происхождения на Урале. Пермь, 2018. 151 с.

Быков А.В., Ветров А.Л., Калинин Н.А. Прогноз опасных конвективных явлений в Пермском крае с использованием глобальных прогностических моделей // Труды Гидрометцентра России. 2017. Вып. 363. С. 101–119.

Быков А.В., Шихов А.Н. Прогноз мезомасштабных конвективных систем с применением глобальных и мезомасштабных гидродинамических моделей // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15, № 2. С. 213–224.

Васильев Е.В., Алексеева А.А., Песков Б.Е. Условия возникновения и краткосрочный прогноз сильных шквалов // Метеорология и гидрология. 2009. № 1. С. 5–15.

Вельтищев Н.Ф. Мезометеорология и краткосрочное прогнозирование. Сборник лекций : пособие для самостоятельной работы студентов. Л. : Гидрометеоиздат, 1988. 136 с.

Горбатенко В.П., Константинова Д.А. Конвекция в атмосфере над юго-востоком Западной Сибири // Оптика атмосферы океана. 2009. Т. 22, № 1. С. 17–21.

Горбатенко В.П., Константинова Д.А., Золотухина О.И., Тунаев Е.Л. Термодинамические условия формирования мезомасштабной конвекции в атмосфере Западной Сибири // Известия вузов. Физика. 2011. Т. 54, № 11–3. С. 148–155.

Горбатенко В.П., Кречетова С.Ю., Беликова М.Ю., Нечепуренко О.Е. Сравнение индексов неустойчивости атмосферы, восстанавливаемых по данным радиозондирования и спектрорадиометра MODIS в дни с грозами, над территорией Западной Сибири // Метеорология и гидрология. 2015. № 5. С. 10–19.

Горбатенко В.П., Нечепуренко О.Е., Кречетова С.Ю., Беликова М.Ю. Верификация параметров неустойчивости атмосферы, восстановленных по данным спектрорадиометра MODIS/Terra данными аэрологического зондирования // Оптика атмосферы и океана. 2016. Т. 29, № 07. С. 603–607.

Горбатенко В.П., Константинова Д.А., Севастьянов В.В., Нечепуренко О.Е. Индексы неустойчивости атмосферы и их пороговые значения, оптимальные для прогноза гроз над Сибирью // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2018. № 2 (368). С. 44–59.

Губенко И.М., Рубинштейн К.Г. Пример сравнения индексов неустойчивости средней тропосферы в прогностической модели с информацией о грозовой активности // Метеорология и гидрология. 2014. № 5. С. 40–53.

Кужевская И.В., Пустовалов К.Н., Шарапова А.А. Характеристики конвективных кластеров, восстановленные по данным инструментов зондирования ATOVS // Фундаментальная и прикладная климатология. М. : Изд-во ФГБУ «ИГКЭ Росгидромета и РАН», 2018. Т. 2. С. 23.

Ленская О.Ю. Методические вопросы использования спутниковой и радиолокационной информации в мезомасштабном прогнозе (на примере опасных явлений погоды в Москве 24 июля 2001 г.) // Вестник Челябинского государственного университета. 2007. № 6. С. 66–79.

Мучник В.М. Физика грозы. Л. : Гидрометеоиздат, 1974. 351 с.

Пьянков С.В., Шихов А.Н. Опасные гидрометеорологические явления: режим, мониторинг, прогноз. Пермь, 2014. 248 с.

Толстых М.А., Шашкин В.В., Фадеев Р.Ю., Шляева А.В., Мизяк В.Г., Рогутов В.С., Богословский Н.Н., Гойман Г.С., Махнорылова С.В., Юрова А.Ю. Система моделирования атмосферы для бесшовного прогноза. М. : Триада-ЛТД, 2017. 166 с.

Успенский А.Б., Кухарский А.В., Успенский С.А. Валидация результатов спутникового мониторинга температуры поверхности суши // Метеорология и гидрометеорология. 2015. № 2. С. 81–95.

Шметер С.М. Физика конвективных облаков. Л. : Гидрометеоиздат, 1972. 232 с.

Andersson T., Andersson M., Jacobsson C., Nilsson S. Thermodynamic indices for forecasting thunderstorms in Southern Sweden // Meteorol. Mag. 1989. V. 116. P. 141–146.

Johns R.H., Doswell C.A. Severe local storms forecasting. Wea. Forecasting. 1992. P. 558–612.

Kunz M. The skill of convective parameters and indices to predict isolated and severe thunderstorms // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2007. V. 7. P. 327–342.

Tolstykh M.A., Volodin E.M., Kostrykin S.V., Fadeev R.Y., Shashkin V.V., Bogoslovskii N.N., Vilfand R.M., Kiktev D.B., Krasjuk T.V., Mizyak V.G., Shlyaeva A.V., Geleyn J.-F., Ezau I.N., Yurova A.Y. Development of the multiscale version of the SL-AV global atmosphere model // Russian Meteorology and Hydrology. 2015. V. 40 (6). P. 374–382.

Purdom J.F.W. Some uses of high resolution GOES imagery in the mesoscale forecasting of convection and its behavior // Mon. Wea. Rev. 1976. V. 104. P. 1474–1483.

Schulz P. Relationships of several stability indices to convective weather events in northeast Colorado // Wea. Forecasting. 1989. No 4. P. 73–80.

Перечень и критерии гидрометеорологических явлений, сочетания которых образуют ОЯ. URL: http://www.meteonso.ru/pages/115

EOSDIS Worldview. URL: https://worldview.earthdata.nasa.gov/

Зондирование атмосферы. URL: http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html

МетеоИнфо. URL: https://meteoinfo.ru/climat-tabl3

Авторы:

Жукова Вера Андреевна, магистрант, кафедра метеорологии и климатологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.
E-mail: jukowa.vera2017@yandex.ru

Кошикова Татьяна Сергеевна, магистрант, кафедра метеорологии и климатологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университе, Томск, Россия.
E-mail: tkoshikova@gmail.com

Кужевская Ирина Валерьевна, кандидат географических наук, доцент, кафедра метеорологии и климатологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.
E-mail: ivk@ggf.tsu.ru

Geosphere Research, 2019, 2, 86–97. DOI: 10.17223/25421379/11/6

V.A. Zhukova, T.S. Koshikova, I.V. Kuzhevskaya

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

ASSESSMENT OF PARAMETERS OF MESOSCALE CONVECTIVE SYSTEMS BASED ON SATELLITE AND UPPER-AIR SOUNDING DATABASE

Using by ground-based and satellite tools, an analysis of mesoscale convective systems (MCSs) has been carried out. In the course of the study, we assessed a repeatability for the warm season (April to September) for 2008–2018. Within warm season of 2015–2018, the synoptic situations favorable to formation of MCSs which produced hazardous phenomena has been determined. To estimate of atmospheric stability we applied K-index and Lifted-index. On the basis of MatLab calculation method the linear dimensions of MCSs has been defined. The method used is visual interpretation of clouds to assess the repeatability and parameters of MCSs in the south-eastern part of Western Siberia based on RGB composite imagery (0.65; 0.45; 0.35 μm) using MODIS data. The study area is limited to 50 and 60 ºN and 70 and 90 ºE, which includes five administrative units geographically located in the West Siberia: Tomsk Oblast, Novosibirsk Oblast, Kemerovo Oblast, The Altai Republic and Altai Krai. The object of study is considered the mesoscale convective system (MCS), in the paper is classified as a complex of Cumulonimbus clouds with a diameter of 50 km and more. It is important to note that the study area is not predisposed to the MCS formation, and even such a small cloud cluster is capable of generating hazardous phenomena such as thunderstorms, hail, severe and prolonged downpours. A specific feature of the MCSs is a long period of existence (about 10 hours), but its effect on weather conditions track up to 24–36 hours. To characterize the atmospheric stability on days with MCSs we used measurements taken by five upper-air stations (Aleksandrovskoe, Barabinsk, Barnaul, Kolpashevo, Novosibirsk) at 0000 and 1200 UTC from 2015 to 2018. The results of upper-air sounding accommodate discrete information about the values of air temperature and humidity and wind characteristics within the entire thickness of the atmosphere, in which convection over Western Siberia may develops, namely up to 10–15 km. As convection parameters, we applied a stability indices that are widely utilize to forecast the thunderstorm/hail/squall development etc. Thus the Lifted-index describes the latent instability of the atmosphere whereas a calculation of K-index based on the vertical temperature lapse rate, and the amount and vertical extent of low-level moisture in the atmosphere.

During warm season the total number of days with MCSs equals 230 days for the entire period 2008–2018. The peak frequency of days with MCSs (31) was observed in 2016. This is due to the 2016 anomaly in many meteorological parameters. The minimum number of days with MCSs (12) was registered in 2010. The evaluation of atmospheric stability on the days with MCSs showed the following: the Lifted-index classifies the state of the atmosphere as slightly unstable (53% of all cases) in accordance with the generally accepted classification and only showers are observed throughout the territory. Using the K-index, in 51% of cases the state was assessed as unstable. The MCSs are mainly formed when the atmosphere is moderate and slightly unstable and their evolution accompanied by the presence of showers and isolated thunderstorms across the territory. Comparing the synoptic situations related with MCSs generation, it was found that the share of MCSs formed on the cold front equal a third of all events, and this ratio decreases markedly while activation of strong meridional circulation. The total share of contribution of occlusion processes to the MCSs frequency largely depends on the anomalies and by the end of the study period has the predominant part of the processes associated with the occluded front. Unlike the frontal cases, the processes formed at the stage of development of a cloud vortex, cold air developed system or mesovortex, have been found to be much more dangerous due to less possibility of prediction.

Keywords: *Western Siberia, mesoscale convective system, satellite information.*

References

Alekseev G.V., Anisimov O.A., Ashik I.M. i dr. *Vtoroj ocenochnyj doklad Rosgidrometa ob izmenenijah klimata i ih posledstvijah na territorii Rossijskoj Federacii* [The second assessment report of Roshydromet on climate change and its consequences on the territory of the Russian Federation] Moscow: Izd-vo «Rosgidromet», 2014. 1008 p. In Russian

Anderson R.K., Vel'tishhev N.F. *Ispol'zovanie izobrazhenij so sputnikov v analize i prognoze pogody* [Using satellite images in weather analysis and forecasting] // Tehnicheskaja zapiska VMO №124. Izd-vo VMO, 1973. 275 p. In Russian

Asmus V.V., Krovotyncev V.A., Milehin O.E., Solov'ev V.I., Uspenskij A.B. *Ispol'zovanie sputnikovyh dannyh DZZ dlja reshenija zadach gidrometeorologii i monitoringa okruzhajushhej sredy*[The use of satellite data of remote sensing of the Earth for solving problems of hydrometeorology and environmental monitoring] // Electromechanical matters. VNIIEM studies. 2008. T.105. pp.6–16. In Russian

Bykov A. V. *Modelirovanie i prognoz opasnyh meteorologicheskih javlenij konvektivnogo proishozhdenija na Urale* [Modeling and forecasting of dangerous meteorological phenomena of convective origin in the Urals]. Perm, 2018. 151 p. In Russian

Bykov A.V., Vetrov A.L., Kalinin N.A. *Prognoz opasnyh konvektivnyh javlenij v Permskom krae s ispol'zovaniem global'nyh prognosticheskih modelej* [Forecast of dangerous convective phenomena in the Perm region using global prognostic models] // Hydrometeorological Research and Forecasting. 2017. V. 363. pp. 101–119. In Russian

Bykov A.V., Shihov A.N. *Prognoz mezomasshtabnyh konvektivnyh sistem s primeneniem global'nyh i mezomasshtabnyh gidrodinamicheskih modelej* [Mesoscale convective systems forecast using global and mesoscale atmospheric models] // Sovremennye problemy distancionnogo zondirovanija Zemli iz kosmosa. 2018. T. 15. № 2. pp. 213–224. In Russian

Vasil'ev E.V., Alekseeva A.A., Peskov B.E. Conditions of occurrence and short-term forecast of strong squalls // Russ. Meteorol. Hydrol. 2009. 34: 1. https://doi.org/10.3103/S1068373909010014

Vel'tishhev N.F. *Mezometeorologija i kratkosrochnoe prognozirovanie. Sbornik lekcij.* [Mesometeorology and short-term forecasting] Posobie dlja samostojatel'noj raboty studentov. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1988. 136 p. In Russian

Gorbatenko V.P., Konstantinova D.A. *Konvekcija v atmosfere nad jugo-vostokom Zapadnoj Sibiri* [Convection in the atmosphere over the south-east of Western Siberia] // Optika atmosfery okeana. 2009. T. 22, № 1, pp. 17–21. In Russian

Gorbatenko V.P., Konstantinova D.A., Zolotuhina O.I., Tunaev E.L. *Termodinamicheskie uslovija formirovanija mezomasshtabnoj konvekcii v atmosfere Zapadnoj Sibiri* [Thermodynamic conditions for the formation of mesoscale convection in the atmosphere of Western Siberia] // Izvestija VUZov. Fizika. 2011. T. 54, № 11–3. pp. 148–155. In Russian

Gorbatenko V.P., Krechetova S.Ju., Belikova M.Ju., Nechepurenko O.E. Comparison of indices of atmospheric instability, restored according to radio sounding data and spectroradiometer MODIS in days with thunderstorms, over the territory of Western Siberia // Russ. Meteorol. Hydrol. 2015. 40: 289. https://doi.org/10.3103/S1068373915050015.

Gorbatenko V.P., Nechepurenko O.E., Krechetova S.Ju., Belikova M.Ju. *Verifikacija parametrov neustojchivosti atmosfery, vosstanovlennyh po dannym spektroradiometra MODIS/Terra dannymi ajerologicheskogo zondirovanija.* [Verification of atmospheric instability parameters reconstructed using MODIS / Terra spectroradiometer data from upper-air sounding] // Optika atmosfery i okeana. 2016. T. 29. № 07. pp. 603–607. In Russian

Gorbatenko V.P., Nechepurenko O.E., Konstantinova D.A., Sevast'janov V.V. *Indeksy neustojchivosti atmosfery i ih porogovye znachenija, optimal'nye dlja prognoza groz nad Sibir'ju* [Atmospheric instability indices and their thresholds, optimal for forecasting thunderstorms over Siberia] // Gidrometeorologicheskie issledovanija i prognozy. 2018. № 2 (368). pp. 44–59. In Russian

Gubenko I.M., Rubinshtein K.G. An example of comparing the instability indexes of the middle troposphere in a prognostic model with information about thunderstorm activity // Russ. Meteorol. Hydrol. 2014. 39: 308. https://doi.org/10.3103/S1068373914050045

Kuzhevskaja I.V., Pustovalov K.N., Sharapova A.A. *Harakteristiki konvektivnyh klasterov, vosstanovlennye po dannym instrumentov zondirovanija ATOVS* [Characteristics of convective clusters reconstructed according to the ATOVS probing tools] // Fundamental'naja i prikladnaja klimatologija. Moscow : Izd-vo FGBU «IGKJe Rosgidrometa i RAN», 2018. T.2. p. 23. In Russian

Lenskaja O.Ju. *Metodicheskie voprosy ispol'zovanija sputnikovoj i radiolokacionnoj informacii v mezomasshtabnom prognoze (na primere opasnyh javlenij pogody v Moskve 24 ijulja 2001 g.).* [Methodological issues of using satellite and radar information in a mesoscale forecast (using the example of hazardous weather in Moscow on July 24, 2001)] // Vestnik Cheljabinskogo gosudarstvennogo universiteta. 2007. № 6. pp. 66–79. In Russian

Muchnik V.M. *Fizika grozy* [Thunderstorm physics] Leningrad: Gidrometeoizdat, 1974. 351 p. In Russian

P'jankov S.V., Shihov A.N. *Opasnye gidrometeorologicheskie javlenija: rezhim, monitoring, prognoz* [Dangerous hydrometeorological phenomena: mode, monitoring, forecast] Perm. 2014. 248 p. In Russian

Purdom J.F.W. Some uses of high resolution GOES imagery in the mesoscale forecasting of convection and its behavior. *Mon. Wea. Rev*. 1976. 104, pp. 1474–1483.

Tolstyh M.A., Shashkin V.V., Fadeev R.Ju., Shljaeva A.V., Mizjak V.G., Rogutov V.S., Bogoslovskij N.N., Gojman G.S., Mahnorylova S.V., Jurova A.Ju. *Sistema modelirovanija atmosfery dlja besshovnogo prognoza* [Atmospheric modeling system for seamless prediction] Moscow: Triada-LTD. 2017. 166 p. In Russian

Uspenskij A.B., Kuharskij A.V., Uspenskij S.A. Validation of the results of the satellite monitoring of land surface temperature // Russ. Meteorol. Hydrol. 2015. 40 (2): 131. https://doi.org/10.3103/S1068373915020107.

Shmeter S.M. *Fizika konvektivnyh oblakov* [Convective clouds physics] Leningrad: Gidrometeoizdat, 1972. 232 p. In Russian

Andersson, T., Andersson M., Jacobsson C., and Nilsson S. Thermodynamic indices for forecasting thunderstorms in Southern Sweden // Meteorol. Mag. 1989. V. 116. pp. 141–146.

Johns R.H., Doswell C.A. Severe local storms forecasting. Wea. Forecasting. 1992. pp. 558–612. 13.

Kunz M. The skill of convective parameters and indices to predict isolated and severe thunderstorms // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2007. V. 7. pp. 327–342.

Tolstykh M.A., Volodin E.M., Kostrykin S.V., Fadeev R.Y., Shashkin V.V., Bogoslovskii N.N., Vilfand R.M., Kiktev D.B., Krasjuk T.V., Mizyak V.G., Shlyaeva A.V., Geleyn J.-F., Ezau I.N., Yurova A.Y. Development of the multiscale version of the SL-AV global atmosphere model // Russian Meteorology and Hydrology. 2015. V. 40(6). pp. 374–382.

Purdom, J. F. W. Some uses of high resolution GOES imagery in the mesoscale forecasting of convection and its behavior. *Mon. Wea. Rev.*, 1976. 104, pp.1474–1483.

Schulz P. Relationships of several stability indices to convective weather events in northeast Colorado // Wea. Forecasting. 1989. No 4. pp. 73–80.

FGBU «Zapadno-Sibirskoe UGMS» Perechen' i kriterii gidrometeorologicheskih javlenij, sochetanija kotoryh obrazujut OJa. [List and criteria of hydrometeorological phenomena, combinations of which form an HP] [Jelektronnyj resurs]. – URL: http://www.meteo-nso.ru/pages/115

EOSDIS Worldview [Jelektronnye dannye]. URL: https://worldview.earthdata.nasa.gov/

Zondirovanie atmosfery [Jelektronnyj resurs]. URL: http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html

MeteoInfo [Jelektronnyj resurs]. URL: https://meteoinfo.ru/climat-tabl3

Authors:

Zhukova Vera A., undergraduate, Department of Meteorology and Climatology, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.
E-mail: jukowa.vera2017@yandex.ru

Koshikova Tatyana S., undergraduate, Department of Meteorology and Climatology, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.
E-mail: tkoshikova@gmail.com

Kuzhevskaya Irina Val., Cand. Sci. (Geography), Associate Professor, Department of Meteorology and Climatology, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.
E-mail: ivk@ggf.tsu.ru

Научный журнал

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

2019. № 2

Редактор Ю.П. Готфрид
Оригинал-макет А.И. Лелоюр
Редактор-переводчик С.И. Гертнер
Дизайн обложки Л.Д. Кривцовой

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

Подписано к печати 24.06.2019 г. Формат 60x84 $^{1}/_{8}$.
Гарнитура Times. Печ. л. 10,2; усл. печ. л. 9,5.
Тираж 50 экз. Заказ № 3850. Цена свободная.

Дата выхода в свет 4.07.2019 г.

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