

С. В. РАССКАЗОВ*, **, И. С. ЧУВАШОВА*, **, Т. А. ЯСНЫГИНА*, М. В. УСОЛЬЦЕВА***,
Н. А. РУДНЕВА*, **, Д. Ю. МИТЬКИН**, А. Ю. ФЕДИН****

*Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия,
rassk@crust.irk.ru, chuvashova@crust.irk.ru, ty@crust.irk.ru, rudneva@crust.irk.ru

**Иркутский государственный университет, 664003, Иркутск, ул. Карла Маркса, 1, Россия,
rassk@crust.irk.ru, chuvashova@crust.irk.ru, rudneva@crust.irk.ru, meat_dan@mail.ru

***Лимнологический институт СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3, Россия,
usmarina@inbox.ru

****«Сосновгеология», Байкальский филиал ФГУГП «Урангеологоразведка»,
664039, Иркутск, ул. Гоголя, 53, Россия, aleksandrfeidin24@rambler.ru

ПИРОКЛАСТИКА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ПОДНЯТИЯ ИКАТСКОГО ХРЕБТА ОТНОСИТЕЛЬНО БАРГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

На педименте Баргузинской впадины, сопредельном с Икатским хребтом, обнаружен пирокластический материал. Установлено, что содержания SiO_2 в нем варьируются от 56,35 до 62,67 мас. %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — от 4,59 до 5,9, Al_2O_3 — от 20,4 до 26,5 мас. %. По K-Ar-датированию образца алеврита, содержащего стекло, нижний предел времени обжига и плавления осадочных отложений определен в 8,5 млн л. н. Для идентификации источника пирокластике в районе находки скважиной вскрыта последовательность осадочных отложений миоцен-нижнеплиоценовой угленосной танхойской и плиоцен-эоплейстоценовой охристой аносовской свит. В разрезе танхойской свиты выделено шесть пакетов с переходом от болотно-старичных отложений пакетов 1–3 к озерным отложениям пакетов 4–6. Выявлено сильное хемогенное выветривание материала в пакете 3, характеризовавшемся накоплением прослоев бурого угля толщиной до 10 м. На основе сравнительного анализа петрогенных оксидов и микроэлементов седиментационной последовательности и пирокластике установлено, что источником вылавок служили озерные алевриты пакета 4, непосредственно перекрывающие угольный пласт из пакета 3. В большинстве образцов пирокластике интервал $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0,06–0,15$ сопоставляется с отношением окисного и закисного железа в прослое бурого угля, что может свидетельствовать о плавлении осадочного материала под воздействием потока восстановленных газов, отделявшихся из угольного прослоя. Выдвинуто предположение о том, что пласт угля возгорался вследствие его экспонирования на воздух при поднятии Икатского хребта во время структурной перестройки северо-востока Байкальской рифтовой зоны 9–5 млн л. н.

Ключевые слова: кайнозой, Байкал, осадочные отложения, стратиграфия, развитие рельефа, пирометаморфизм.

S. V. RASSKAZOV*, **, I. S. CHUVASHOVA*, **, T. A. YASNYGINA*, M. V. USOLTSEVA***,
N. A. RUDNEVA*, **, D. YU. MIT'KIN**, AND A. YU. FEDIN****

*Institute of the Earth's Crust SB RAS, 664033, Irkutsk, Lermontova str., 128, Russia,
rassk@crust.irk.ru, chuvashova@crust.irk.ru, ty@crust.irk.ru, rudneva@crust.irk.ru

**Irkutsk State University, 664003, Irkutsk, Karla Marxa str., 1, Russia,
rassk@crust.irk.ru, chuvashova@crust.irk.ru, rudneva@crust.irk.ru, meat_dan@mail.ru

***Limnological Institute SB RAS, 664033, Irkutsk, Ulan-Batorskaya str., 3, Russia, usmarina@inbox.ru

****Sosnovgeologiaya, 664039, Irkutsk, Gogolya str., 53, Russia, aleksandrfeidin24@rambler.ru

PYROCLASTICS AS THE INDICATOR OF THE UPLIFT OF THE IKATSKII RIDGE RELATIVE TO THE BARGUZINSKAYA DEPRESSION OF THE BAIKAL RIFT ZONE

Pyroclastic material was discovered on the pediment of the Barguzinskaya depression adjacent to the Ikatskii Ridge. It is found that the contents of SiO_2 in it vary from 56.35 to 62.67 wt%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ from 4.59 to 5.9, and Al_2O_3 from 20.4 to 26.5 wt%. According to K-Ar dating of a sample of aleurite containing glass, the lower limit of the baking and fusion of sedimentary deposits is estimated at 8.5 million years. For identifying the source of pyroclastics, a borehole in the area of the discovery exposed a sequence of sedimentary deposits of the Miocene–Lower Pliocene coal-bearing Tankhoy and Pliocene/Eo-Pleistocene ocherous Anosov formations. The profile of the Tankhoy formation revealed six layers with the transition from bog-oxbow deposits of layers 1–3 to lake deposits of layers 4–6. We identified considerable weathering of material in unite 3 characterized by an accumulation of brown coal layers as thick as 10 m. A comparative analysis of major oxides and trace elements of the sedimentation sequence of pyroclastics showed that the source of baking were represented by lacustrine aleurites of

layer 4 overlaying directly the coal seam from layer 3. In most samples of pyroclastics, the interval $Fe_2O_3/FeO = 0.06-0.15$ is correlated with Fe_2O_3/FeO in the brown coal unite, which might point to fusion of sedimentary material under the action of the flow of reduced gases liberated from the coal intercalation. It is suggested that the coal seam self-ignited when exposed to the air during the rise of the Ikatskii Ridge at the time of restructuring of the northeastern Baikal Rift Zone 9–5 Ma.

Keywords: Cenozoic, Baikal, sedimentary deposits, stratigraphy, evolution of topography, pyrometamorphism.

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Баргузинская впадина — крупная сухоходольная структура центральной части Байкальской рифтовой зоны, расположенная в раздвиговом Баргузино-Северобайкальском сегменте между глубокой (до 4 км) осевой Северо-Байкальской впадиной и неглубокими (0,4–0,5 км) периферическими впадинами Витимского плоскогорья (рис. 1). Согласно геофизическим данным [1, 2], Баргузинская впадина состоит из четырех котловин (с юго-запада на северо-восток): Джидинской, Усть-Миндайской, Хонхинской и Усть-Гаргинской. Максимальная глубина 2,5 км определена в Хонхинской котловине.

Позднекайнозойские осадочные отложения накапливались во впадинах Байкальской рифтовой зоны с большой скоростью и включали органическое вещество, преобразование которого обеспечивалось высоким тепловым потоком. Изучение пространственного распространения природных газов

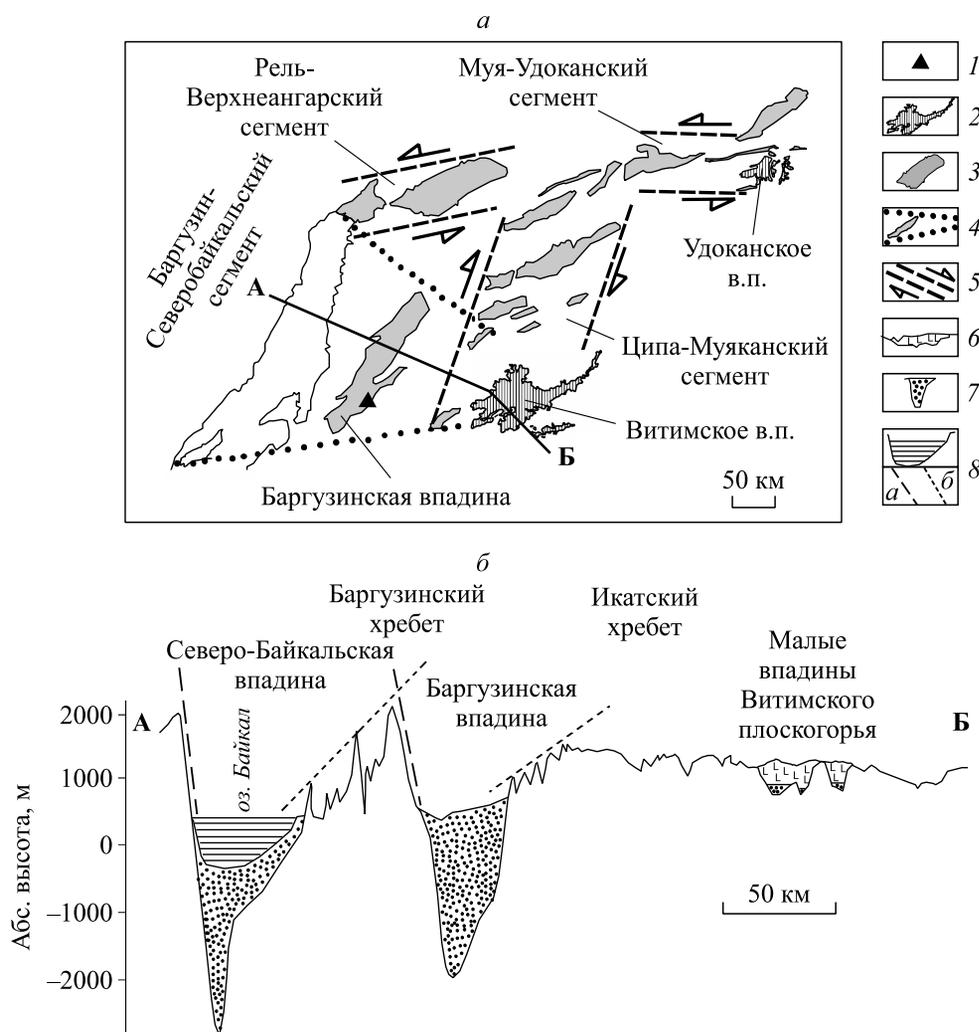


Рис. 1. Расположение Баргузинской впадины в Байкальской рифтовой зоне в плане (а) и на профиле АБ (б).

На схеме а: 1 — местоположение находки пирокластических отложений, 2 — контур вулканического поля, 3 — впадина; 4, 5 — сегменты: раздвиговой (4) и трансензионный (5). На профиле б: б — вулканическая толща, 7 — осадочные отложения впадины; 8 — крутой (а) и пологий (б) борта впадины.

в Баргузинской впадине показало высокую вероятность обнаружения залежей углеводородного сырья [3]. Для выявления закономерностей накопления и перераспределения органического вещества необходимо проанализировать осадконакопление во впадине и на поднятиях обрамляющих ее Баргузинского и Икатского хребтов.

По характеру осадконакопления во впадинах в новейшей истории рифтовой зоны различались два этапа: раннеорогенный медленных движений и позднеорогенный ускоренных движений [4]. Восходящие движения хребта можно определить датированием горельников, образующихся вследствие вовлечения в поднятие краевой части впадины при окислении и самовозгорании пласта угля, экспонированного на воздух. Если кислорода недостаточно, уголь может только тлеть. Возгорается же свежий уголь, поэтому время образования пирогенных пород показательно для установления начальной фазы восходящих тектонических движений [5, 6].

По устному сообщению Н. А. Логачёва (1981 г.), горелые породы прежде отмечались в Баргузинской впадине. В ее юго-восточном борту были закартированы предположительно кайнозойские дайки и, следовательно, не исключалась возможность распространения вулканических пород в разрезе осадочной толщи (уст. сообщ. С. М. Замаева, 1981 г.). В настоящей работе мы идентифицируем вероятный источник пирокластики, обнаруженной во впадине вблизи Икатского хребта, посредством сравнительного анализа ее химического состава с составом осадочных отложений, вскрытых в 2012 г. скважиной № 531 Байкальского филиала «Сосновгеология» федерального государственного унитарного геологического предприятия «Урангеологоразведка».

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Пирокластические породы обнажены в районе дер. Бодон, в 1 км от юго-восточного борта Баргузинской впадины в пределах Усть-Миндайской котловины ($53^{\circ} 41,923'$ с. ш., $100^{\circ} 08,387'$ в. д.). Они слагают невысокий (первые метры) насыпной холм в нижней части прибортового педимента и распространены вдоль р. Бодон на расстоянии 400 м. Холм разрушается склоновыми процессами и размывается рекой.

Микроэлементный состав пирокластических пород и осадочных отложений определен в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры (ИЗК) СО РАН методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на масс-спектрометре Agilent 7500ce в рамках работы Центра коллективного пользования «Микроанализ» [7]. Для калий-аргонового датирования пирокластики радиогенный аргон измерен на масс-спектрометре МИ 1201, модифицированном для одновременного установления масс ^{40}Ar и ^{36}Ar по методике, приведенной в [8] (масс-спектрометрист С. Б. Брандт). Концентрации петрогенных оксидов определены в аналитическом центре ИЗК СО РАН классическими методами «мокрой химии» (химик-аналитик М. М. Самойленко). Просушиванием пробы при температуре 105°C удалялась гигроскопическая вода (H_2O^-), прокаливанием при температуре 950°C — другие летучие компоненты. Высокотемпературным прогревом из осадочных пород извлекалась конституционная вода минералов (в том числе глинистых) и отжигался детритовый органический материал.

Пирокластические отложения имеют однородный состав, без каких-либо минеральных включений. Преобладает материал, полностью превращенный в нераскристаллизованное стекло, имеющее под микроскопом бледно-желтый цвет, характерный для стекол среднего и кислого состава. Стекла не содержат микролитов и насыщены мельчайшими расплавленными включениями. В образце BRG-13-11 частично сохранился исходный кварц-полевошпатовый алевролитовый материал, на фоне которого проявляются пятна стекла. В центральных частях таких пятен образовались поры. От периферии к центральному порам размер расплавленных включений в стеклах несколько увеличивается.

Содержание SiO_2 в пирокластике варьирует от 56,35 до 62,67 мас. % при содержании суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) от 4,59 до 5,94 мас. %. В номенклатуре пород, кристаллизующихся из магматических расплавов, такие составы характерны для андезитов и дацитов. Высокое содержание Al_2O_3 (20,4–26,5 мас. %) в них выражается в высоком отношении $\text{Al}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ (1,79–3,19) и низком $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$ (0,24–0,39 мас. %). При возрастании концентрации Al_2O_3 в пирокластическом материале значения $\text{Al}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ повышаются от 1,8 до 3,2. Такой состав типичен для выплавов S-типа, формирующихся при плавлении осадочных пород в зоне коллизии континентальных блоков [9]. Баргузинская впадина находится во внутренней части континента, поэтому гипотеза С. М. Замаева о магматическом происхождении пирокластики во впадине сомнительна. Более предпочтительна версия Н. А. Логачёва о ее образовании за счет горения угольного пласта.

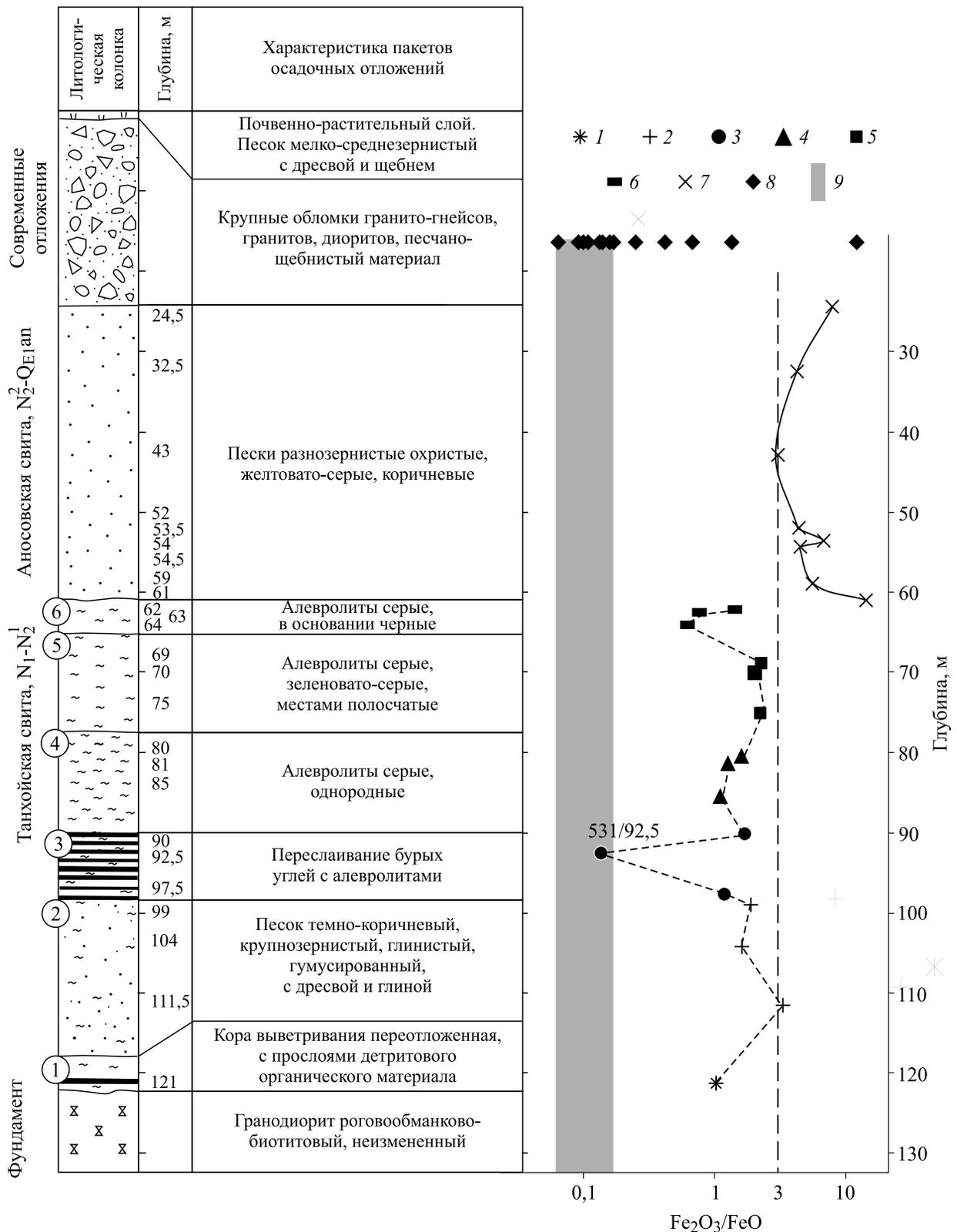


Рис. 2. Строение разреза осадочной толщи, вскрытой скв. 531, и вариации отношения Fe_2O_3/FeO в осадочных отложениях как отличительного параметра танхойской и аносовской свит с пограничным значением, равным 3 (вертикальная штриховая линия).

Здесь и на рис. 3–5: 1–6 — пакеты отложений танхойской свиты (в литологической колонке обозначены цифрами в кружках); 7 — отложения аносовской свиты; 8 — пирокластика; 9 — преобладающий интервал Fe_2O_3/FeO в пирокластике, сопоставимый со значением этого параметра в прослое бурого угля (обр. 531/92,5).

Позднекайнозойское осадочное наполнение впадин Байкальской рифтовой зоны составляют танхойская (угленосная) свита миоцена (нижнего плиоцена), аносовская (охристая) свита верхнего плиоцена (эоплейстоцена) и полифациальные четвертичные отложения [4, 10–12]. Породы этих стратиграфических подразделений вскрыты в районе дер. Бодон скважиной № 531 (абс. отметка устья 528 м, фундамент на глубине 124,3 м) (рис. 2).

Танхойская свита расчленяется в скважине на шесть пакетов. Пакет 1 в подошве свиты (интервал 124,3–118,2 м) представлен слоем переотложенной однородной пепельно-серой дресвяно-глинистой коры выветривания с линзами детритового органического материала. Пакет 2 (интервал 118,2–98,0 м) сложен гумусированными темно-коричневыми до черных песками и алевролитами, местами «мусорными» — с рассеянными включениями белых измененных зерен полевого шпата (1–2 мм). В пакете 3 (интервал 98,0–89,8 м) восьмикратно чередуются слои (0,2–0,8 м) серых алевритов и алевролитов со слоями темно-коричневых алевролитов и бурых углей. Пакеты 4, 5 и 6 (интервалы 89,8–78,0, 78,0–64,5 и 64,3–61,5 м соответственно) сложены однородными серыми алевролитами, разделенными прослоями (0,5 м) черных гумусированных алевритистых песков (интервалы 78,0–77,5 и 64,3–63,8 м).

Общая мощность танхойской свиты в скв. 531 (62,8 м) почти в 5 раз меньше ее максимального значения, выявленного по скважинам в южной части Баргузинской впадины, а общая мощность трех верхних пакетов однородных озерных отложений (28,3 м) близка к оценке толщины озерного горизонта (25 м), приведенной С. М. Замираевым [3].

Заметные вариации толщины нижней части танхойской свиты отражают заполнение неровностей рельефа, составлявших первые сотни метров, осадочным материалом стариц и болот. После нивелирования рельефа территория стала частью глубокого озерного бассейна, в истории которого различается не менее трех трансгрессий. В отложениях аносовской (охристой) свиты (интервал 61,5–24,0 м) преобладает средне-крупнозернистый песчаный материал. Верхнюю часть разреза составляет несортированный грубообломочный материал предгорного конуса выноса. На современном эрозионном срезе в районе дер. Бодон обнажены полигенные отложения квартера и преимущественно аллювиальные отложения аносовской свиты. Пирокластика находится в неясных геологических соотношениях с осадочными отложениями.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ И ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Отложения танхойской свиты отличаются от отложений аносовской свиты меньшей окисленностью железа. В нижней (танхойской) части разреза, вскрытого скв. 531, отношение Fe_2O_3/FeO меняется от 0,13 до 3,0, в верхней (аносовской) — от 3,0 до 13,9. Минимально окислена порода из прослоя бурого угля в пакете 3 танхойской свиты. В пакете 6 отложений танхойской свиты степень окисления железа несколько снижается и скачкообразно возрастает до максимального значения в подошве аносовской свиты (см. таблицу). Наиболее окисленные породы находятся в подошве обеих свит, наименее окисленные — в кровле (см. рис. 2).

В большинстве образцов пирокластических отложений железо восстановлено. Значения Fe_2O_3/FeO (0,06–0,15) в них сопоставимы с этим показателем в прослое бурого угля, что может свидетельствовать о плавлении осадочного материала под воздействием потока восстановленных газов, отделявшихся в результате повышения температуры прослоя, обогащенного органическим веществом. В четырех образцах (BRG-13/2, 5, 6, 8) Fe_2O_3/FeO возрастает до 1,3, а в образце BRG-13/9 окисное железо резко преобладает над закисным: $Fe_2O_3/FeO = 11,8$. Часть расплавов могла окислиться при извержении на земную поверхность под воздействием атмосферного кислорода.

На рис. 3 приведены вариации химического индекса выветривания $CIA = 100 \times Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$ для последовательности осадочных отложений в скв. 531. В разрезе 600-метровой скважины Академического хребта оз. Байкал высокие значения этого параметра (86–92) в верхнемиоценовых и нижнеплиоценовых породах танхойского времени (10,9–3,7 млн л. н.) сменились с переходом к аносовскому времени колебаниями с минимумом (81) около 3,6 млн л. н., максимумом (92) около 3,4 млн л. н. и постепенным снижением до 75 в интервале от 3,4 до 2,9 млн л. н., а позже, в интервале 2,9–1,5 млн л. н., — значениями от 75 до 83. Танхойские породы с высокими значениями CIA отделены от аносовских с пониженными значениями CIA интервалом 3,7–2,9 млн л. н. с колебательным характером изменений этого параметра.

Представительные составы пирокластических и осадочных пород Баргузинской впадины

Хим. состав	Номер образца								
	BRG-13-1	BRG-13-11	531/61	531/63	531/70	531/81	531/97.5	531/104	531/121
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	мас. %								
SiO ₂	56,35	60,62	53,60	59,05	54,33	57,41	20,19	63,43	42,32
TiO ₂	1,10	1,16	0,44	0,77	0,65	0,92	0,45	0,45	0,52
Al ₂ O ₃	21,58	22,88	14,26	18,60	19,70	19,52	12,96	18,00	25,54
Fe ₂ O ₃	1,41	0,72	15,19	1,79	3,96	2,46	1,01	0,45	0,42
FeO	9,27	4,33	1,09	2,72	2,00	1,97	0,89	0,30	0,43
MnO	0,04	0,02	0,10	0,06	0,05	0,04	0,01	0,01	0,09
MgO	1,68	1,71	1,29	2,01	1,69	1,90	0,76	0,21	0,27
CaO	1,83	1,66	1,88	2,03	1,84	2,16	2,05	1,44	1,08
Na ₂ O	2,05	2,25	2,59	3,19	1,73	2,92	0,38	3,02	2,51
K ₂ O	2,77	3,00	2,88	3,32	2,16	3,07	0,66	3,34	2,64
P ₂ O ₅	0,26	0,19	0,31	0,11	0,29	0,14	0,03	0,00	0,00
H ₂ O ⁻	0,14	0,17	1,83	0,58	2,07	0,60	6,57	0,99	2,42
H ₂ O ⁺	0,27	1,42	4,92	5,44	9,63	6,63	53,96	8,17	21,28
CO ₂	1,21	0,13	—	0,68	0,08	0,21	—	0,07	—
Сумма	99,96	100,27	100,37	100,35	100,18	99,95	99,92	99,88	99,52
	мкг/г								
Sc	17	12,4	12,0	9,8	12	9,3	12	3,3	13
V	122	100	50	68	104	69	97	27	56
Cr	107	56	23	30	37	35	31	9	18
Co	20	13	11	11	15	13	9	3	6
Ni	42	26	15	18	24	19	16	6	10
Rb	117	141	128	135	100	111	35,5	81	53
Sr	367	370	372	444	300	419	227	577	355
Y	37,5	30,7	16,3	20,6	29,5	20,9	23,8	3,8	17,1
Zr	125	54	66	52	47	55	36	29	72
Nb	25,3	17,7	14,2	16,6	15,7	16,7	11,4	8,2	10,1
Cs	6,83	6,60	3,90	4,74	4,18	4,16	2,36	1,70	2,13
Ba	951	974	789	908	785	994	420	1331	545
La	73	67	37	52	90	53	52	13	54,4
Ce	141	159	72	99	194	89	80	19,3	88
Pr	15,0	14,4	7,6	10,8	16,9	10,8	9,9	2,2	10,6
Nd	54	52	27,1	38,2	59	38,6	34,5	7,5	36,7
Sm	9,2	9,5	4,6	6,4	9,4	6,5	5,8	1,3	6,0
Eu	2,04	2,16	1,01	1,42	1,94	1,49	1,18	0,63	1,12
Gd	8,5	9,3	4,1	5,6	8,4	5,9	5,2	1,0	4,8
Tb	1,13	1,09	0,57	0,78	1,16	0,83	0,76	0,13	0,65
Dy	6,44	6,35	2,72	3,54	5,04	3,80	4,18	0,83	3,28
Ho	1,29	1,08	0,61	0,76	1,02	0,80	0,82	0,24	0,61
Er	4,05	3,09	1,57	1,92	2,72	2,07	2,53	0,48	1,63
Yb	3,85	2,75	1,47	1,76	2,53	1,93	2,36	0,49	1,42
Lu	0,48	0,35	0,20	0,25	0,36	0,28	0,35	0,05	0,22
Hf	3,66	1,65	1,84	1,60	1,43	1,72	1,08	0,67	1,79
Ta	1,77	1,24	1,09	1,19	1,08	1,13	0,70	0,60	0,66
Pb	21	3	18	25	28	22	22	18	25
Th	20	19	9,07	12	22	11	19	3,76	18
U	13,1	9,6	4,5	3,61	11,9	4,55	9,26	0,71	3,6

Примечание. 1, 2 — пирокластические отложения; 3 — охристый материал в подошве аносовской свиты; 4–6 — три пакета алевритов озерной толщи; 7 — угленосный прослой, пакет 3; 8 — песок с дресвой и глиной, пакет 2; 8 — тонкая фракция хлидолита, пакет 1. Прочерк — не обнаружено.

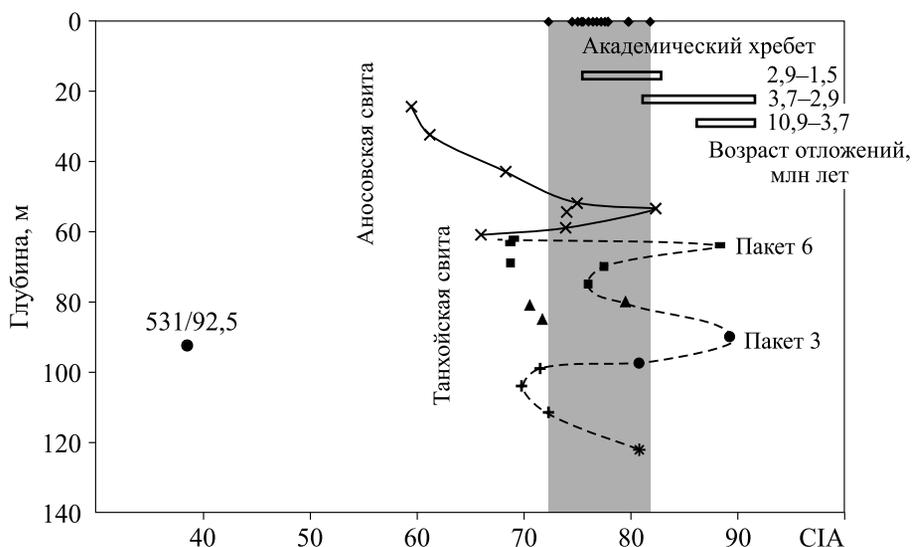


Рис. 3. Вариации химического индекса выветривания (CIA) в пирокластике в сопоставлении с вариациями в осадочных отложениях скв. 531 и Академического хребта оз. Байкал. Вариационные диапазоны CIA в осадочных отложениях из скважины Академического хребта показаны по данным [13].

Штриховой огибающей линией фигуративных точек отложений подчеркиваются два максимума значений CIA танхойской свиты (пакеты 3 и 6); сплошной огибающей линией — единственный максимум аносовской свиты.

С нижней (танхойской) частью вскрытого разреза осадочных отложений Академического хребта может коррелировать материал из основания пакета 6 скв. 531 с высоким значением CIA. Нижележащие пакеты 1–5 танхойской свиты рассматриваются как возрастные аналоги не вскрытой части разреза хребта. С верхней (аносовской) частью разреза осадочных отложений, характеризующейся пониженными значениями CIA (75–83), сопоставляются отложения аносовского уровня скв. 531 с максимальным значением этого параметра. В целом отложения из скважины Баргузинской впадины отличаются от отложений Академического хребта пониженными значениями химического индекса выветривания.

Низкотемпературные потери H_2O из осадочных пород скв. 531 составляли менее 2,5 мас. % и повышались до 6,9 мас. % в буром угле из пакета 3. В пирокластике содержания гигроскопической воды были ничтожно малы. Потери летучих компонентов при высокотемпературном прокаливании (ППП) образцов из танхойской свиты были существенными в пакете 3 (15,94–84,23 мас. %) и пониженными в образцах 531/111,5 (нижняя часть свиты), 531/62 и 531/63 (кровля свиты) (4,95–5,44 мас. %). В большинстве образцов из аносовской свиты ППП не превышали 5,1 мас. %. В двух образцах из прослоя в средней части свиты определены повышенные ППП (5,78–8,34 мас. %). Для пирокластике получен интервал значений от 0,27 до 2,66 мас. %.

Карбонаты не играли существенной роли в осадочных отложениях. Их отсутствие выражено в низком содержании CO_2 , не превышающем 0,28 мас. %. Повышенные концентрации CO_2 (0,68–1,38 мас. %) получены для пород пакета 5 и двух пирокластических образцов: BRG-13-9 (0,95 мас. %) и BRG-13-1 (1,21 мас. %).

В целом виден максимальный ожидаемый эффект выделения летучих компонентов из пород пакета 3. Их присутствие могло способствовать плавлению алюмосиликатных пород, а окисление бурого угля и детритового органического материала могло создавать высокотемпературные условия, достаточные для плавления.

Широкие вариации содержаний летучих компонентов в осадочных породах из скв. 531 находятся в комплементарных соотношениях с подобными широкими вариациями содержаний SiO_2 (рис. 4). На диаграмме суммарного содержания летучих компонентов и SiO_2 фигуративные точки осадочных пород образуют единый тренд относительного возрастания SiO_2 с уменьшением содержаний летучих компонентов. Под углом к этому тренду располагается тренд пирокластике. Фигуративные точки пирокластике, приближенные к тренду осадочных пород, характеризуют выплавки с минимальными содержаниями SiO_2 , удаленные — выплавки с максимальными содержаниями этого оксида. Пересечение трендов соответствует составу плавившегося субстрата пакета 4.

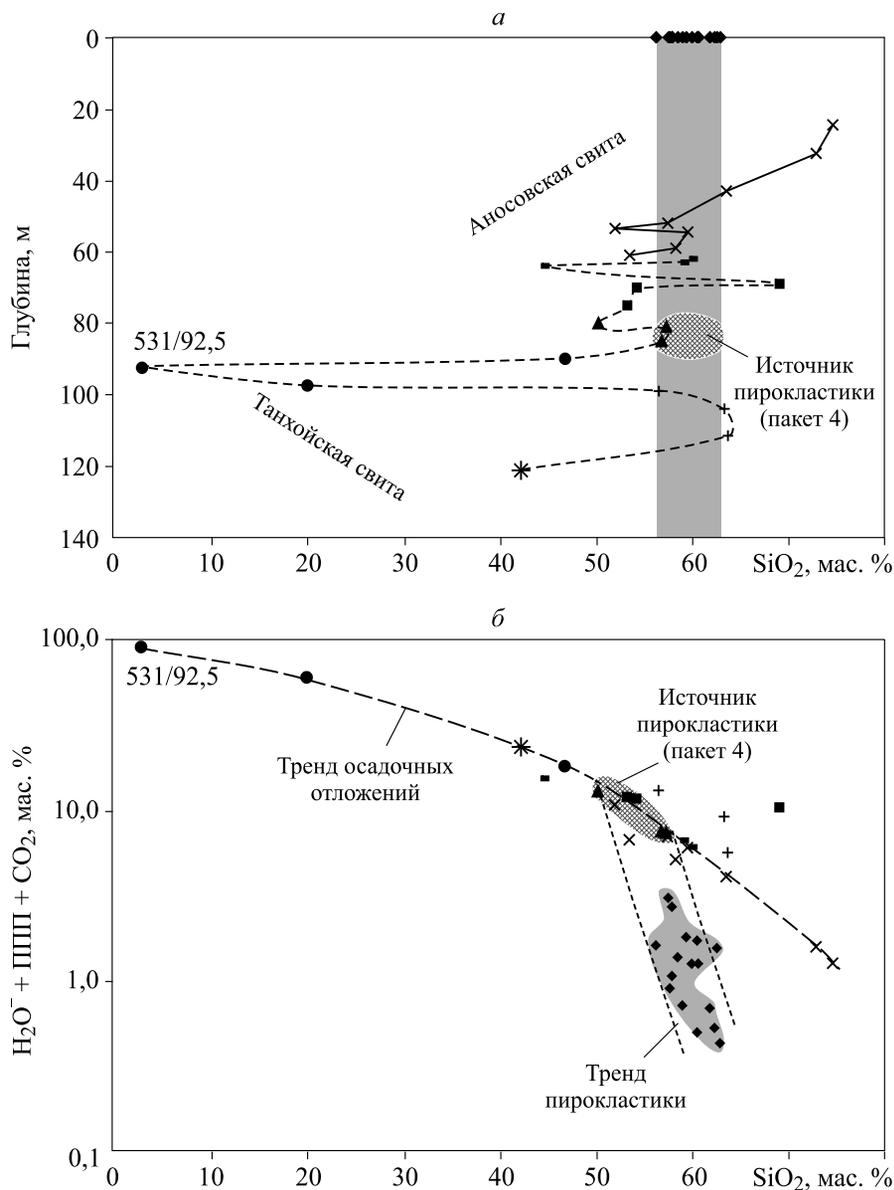


Рис. 4. Вариации SiO_2 с глубиной в скв. 531 в сопоставлении с интервалом SiO_2 в пирокластике (а) и соотношения суммарных потерь летучих компонентов при температурной обработке осадочных пород и пирокластике с содержаниями SiO_2 (б).

Три первых пакета танхойской свиты формировались в условиях болотно-старичных фаций, три вышележащих — в озерных условиях. Накопление пластов бурого угля в пакете 3 сопровождалось сильным хемогенным выветриванием алюмосиликатного материала. В скв. 531 толщина углистых прослоев не превышает 0,8 м, но, по устному сообщению С. М. Замираева (1981 г.), в скважинах района дер. Бодон вскрывались буроугольные слои толщиной до 10 м. Пирокластическое извержение могло быть связано с образованием расплава при локальном возгорании такого угольного пласта.

Распределение микроэлементов в отложениях танхойской свиты в целом не противоречит выводу об основном источнике пирокластике осадочных отложений пакета 4. Интервал отношения Ti/Y этого пакета соответствует интервалу большинства образцов пирокластического материала (261–319). В породах пакета 2 танхойской свиты это отношение находится в интервале 1037–1114, в породах пакета 5 — в интервале 113–227 (рис. 5).

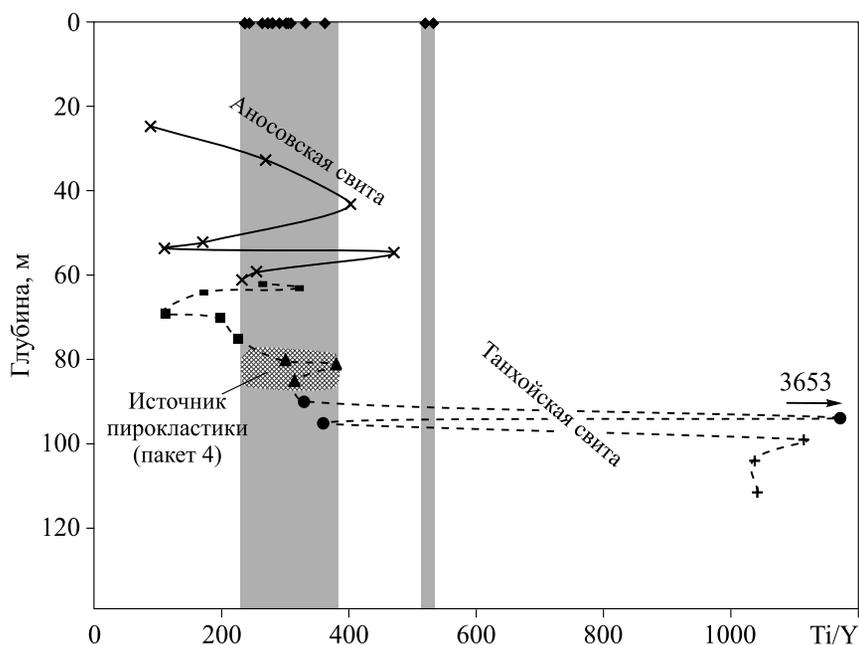


Рис. 5. Вариации Ti/Y с глубиной в скв. 531 в сопоставлении с интервалом этого отношения в пирокластике.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изучение распределения разновозрастных вулканических пород в рельефе вершинного пояса гор показало разное время и импульсный характер проявления горообразовательных движений. В юго-западной части рифтовых структур, Хамар-Дабане, Прихубсугулье и юго-восточной части Восточного Саяна проявилось асинхронное поднятие высоких хребтов [8, 14, 15]. Поверхности выравнивания, не затронутые эрозией, бронированы лавами, датированными в К-Аг-изотопной системе возрастом 21–20 млн лет. В эрозионных долинах, углубившихся в поверхность выравнивания на 200–300 м, находятся лавы возрастом 19–17 млн лет, а в долинах, переуглубившихся еще на 200 м, — возрастом 16–14 млн лет. Эрозионные долины последовательно заполнялись лавами возрастного интервала 16–9 млн лет. Прекращение вулканизма сопровождалось активизацией глубинной эрозии. Образовавшиеся долины были зафиксированы лавами и осадочными отложениями возрастом 5 млн лет и моложе. В то же время на сохранившихся «вершинных» фрагментах некоторых высоких горных хребтов (например, хр. Мунку-Сардык) обнаружены лавы, излившиеся до начала восходящих движений, — 10–9 млн л. н. Поднятие хребтов, обрамляющих Тункинскую долину, было асинхронным; хр. Хамар-Дабан начал подниматься 20–19 млн л. н., хр. Тункинские Гольцы — позже 10 млн л. н.

Фаза поднятия и эрозионного расчленения 16–14 млн л. н. заметно проявилась на Витимском плоскогорье. За ней последовали объемные вулканические извержения во временных интервалах среднего–позднего миоцена (14,4–9,0 млн л. н., джилиндинская свита), плиоцена (5,2–2,9 млн л. н., хойгутская толща) и квартера (1,8–0,6 млн л. н., береинская толща). В промежутке между двумя первыми интервалами вулканическая активность проявилась 7,5–6,0 млн л. н. на единственном вулканическом центре Намару. Лавы более молодой хойгутской толщи заполняли глубокие эрозионные долины, образовавшиеся в юго-восточных отрогах Икатского хребта [8, 16]. По отношению к Витимскому плоскогорью ускоренное поднятие Икатского хребта началось во время вулканического затишья с 9,0 до 5,2 млн л. н., которому соответствовала структурная перестройка северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны. В процессе перестройки поперечные сдвиговые движения в Ципа-Муяканском сегменте усложнились продольными движениями в Муя-Удоканском и Рель-Верхнеангарском сегментах [17] (см. рис. 1). По результатам трекового анализа апатитов предполагалось начало поднятия Баргузинского хребта около 5 млн л. н. [18].

Захоронение в нераскристаллизованном стекле газово-жидких пузырьков с избыточным аргоном влечет за собой завышение датировки относительно геологического возраста породы [19]. Из-за от-

сутствия в стекле пирокластики Баргузинской впадины каких-либо новообразованных кристаллических фаз точно определить время ее образования в К-Аг-изотопной системе невозможно. В образце BRG-13-11 измерено: К = 3,0 мас. %; $A_{\text{гвозд}} = 96,3$ %; $A_{\text{град}} = 8,26 \cdot 10^{-4}$ нм·м³/г. С использованием констант $\lambda_{\text{К}} = 0,581 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹, $\lambda_{\text{Б}} = 4,962 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹, $^{40}\text{К} = 0,01167$ ат. % К получена максимальная оценка времени обжига осадочных отложений — $8,5 \pm 1,0$ млн л. н. Этот результат согласуется с гипотезой о вероятном окислении и самовозгорании пласта угля средней части танхойской свиты вследствие его частичного экспонирования на земной поверхности при тектонической перестройке северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны 9–5 млн л. н.

Осадочные отложения обычно плавятся на продвинутой стадии процесса пирометаморфизма при высоких температурах (от 800 до 1000 °С и более) и низких давлениях (менее 2 кбар) [6]. Горение угля пакета 3 вызвало плавление вышележащих осадочных отложений пакета 4 в условиях дефицита кислорода. Представленные данные о вариациях содержаний летучих компонентов (потери при сушке и прокаливании образцов, CO₂), петрогенных оксидов и отношений микроэлементов подтверждают предположение об основном источнике извергнутого расплавленного материала, находившемся в пакете 4 танхойской свиты.

Таким образом, исходя из результатов сравнительного анализа петрогенных оксидов и микроэлементов в пирокластике и осадочных отложениях, предполагается плавление осадочного материала пакета 4 танхойской свиты в результате окисления и самовозгорания бурых углей нижележащего пакета 3 при тектонической перестройке северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны 9–5 млн л. н., сопровождавшейся поднятием юго-восточной части территории Баргузинской впадины, сопредельной с Икатским хребтом.

Работа выполнена в рамках проектов № VIII.69.1.3 Института земной коры СО РАН и № VI.50.1.3 Лимнологического института СО РАН и при частичной финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (14–05–31328 и 12–05–3307).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. — М.: Наука, 1971. — 168 с.
2. Logatchev N. A., Zorin Y. A. Baikal rift zone: structure and geodynamics // Tectonophysics. — 1992. — Vol. 208. — P. 273–286.
3. Исаев В. П. Природные газы Баргузинской впадины. — Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 2006. — 220 с.
4. Логачёв Н. А. Саяно-Байкальское и Становое нагорье // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. — М.: Наука, 1974. — С. 16–162.
5. Новиков И. С., Сокол Э. В., Травин А. В., Новикова С. А. Пирометаморфические индикаторы кайнозойских орогенных движений: минералогические и геохронологические аспекты на примере зоны перехода от Салаира к Кузбассу // Геология и геофизика. — 2008. — Т. 49, № 6. — С. 503–526.
6. Grapes R. H. Pyrometamorphism. — Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. — 365 p.
7. Рассказов С. В., Чувашова И. С., Ясныгина Т. А., Фёфелов Н. Н., Саранина Е. В. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии. — Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2012. — 351 с.
8. Рассказов С. В., Логачёв Н. А., Брандт И. С., Брандт С. Б., Иванов А. В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь — Южная и Восточная Азия). — Новосибирск: Наука, 2000. — 288 с.
9. Maeda J. Opening of the Kuril basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan // Tectonophysics. — 1990. — Vol. 174, N 3/4. — P. 235–255.
10. Логачёв Н. А. Кайнозойские континентальные отложения впадин Байкальского типа // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1958. — № 4. — С. 18–29.
11. Мац В. Д., Уфимцев Г. Ф., Мандельбаум М. М., Алакшин А. М., Поспеев А. В., Шимараев М. Н., Хлыстов О. М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. — Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2001. — 252 с.
12. Рассказов С. В., Лямина Н. А., Лузина И. В., Черняева Г. П., Чувашова И. С., Усольцева М. В. Отложения Танхойского третичного поля, Южнобайкальская впадина: стратиграфия, корреляции и структурные перестройки в Байкальском регионе // Geodynamics & Tectonophysics. — 2014. — Vol. 5, N 4. — P. 993–1032.
13. Кашик С. А., Ломоносова Т. К. Кайнозойские отложения подводного Академического хребта в озере Байкал // Литология и полез. ископаемые. — 2006. — № 4. — С. 339–353.
14. Рассказов С. В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. — Новосибирск: Наука, 1993. — 288 с.
15. Rasskazov S. V., Luhr J. F., Bowring S. A., Ivanov A. V., Brandt I. S., Brandt S. B., Demonterova E. I., Boven A. A., Kunk M., Housh T., Dungan M. A. Late Cenozoic volcanism in the Baikal rift system: evidence for formation of the

- Baikal and Khubsugul basins due to thermal impacts on the lithosphere and collision-derived tectonic stress // Berliner Palaobiologische Abhandlungen. — 2003. — Bd. 4. — P. 33–48.
16. **Рассказов С. В., Лямина Н. А., Черняева Г. П., Скобло В. М., Лузина И. В., Руднев А. Ф., Резанов И. Н.** Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири. — Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2007. — 193 с.
 17. **Рассказов С. В.** Вулканизм и структура северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. — 1996. — Т. 37, № 4. — С. 60–70.
 18. **Jolivet M. L., de Boisgrolhier T., Petit C., Fournier M., Sankov V. A., Ringenbach J.-C., Byzov L., Miroshnichenko A. I., Kovalenko S. N., Anisimova S. V.** How old is the Baikal Rift Zone? Insight from apatite fission track thermochronology // Tectonics. — 2009. — Vol. 28 (3). — 21 p. [Электронный ресурс]. — <http://isgeod.crust.irk.ru/files/Jolivet&aTectonics2009.pdf> (дата обращения 25.04.2015).
 19. **Рассказов С. В., Чувашова И. С.** Радиоизотопные методы хронологии геологических процессов: Учеб. пособие. — Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 2012. — 300 с.

Поступила в редакцию 2 июля 2015 г.
