



УДК 551.7.02:550.4:552.54 (925.15)

ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КИНТЕРЕПСКОЙ СВИТЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО САЛАИРА: ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ

Н. И. Ветрова¹, Е. В. Ветров^{1,2}, Е. Ф. Летникова¹¹Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; ²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Приведены результаты геохимических, изотопно-геохимических (Sr, C, O) исследований карбонатных отложений кинтерепской свиты Северо-Западного Салаира и U-Pb датирования (LA-ICP-MS) цирконов. Карбонатные породы, представленные чистыми известняками, характеризуются нормальными значениями $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (19,8–23,8 ‰) и $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (–0,7...+0,9 ‰), изотопный состав Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение) варьирует в узком диапазоне (0,70851–0,70859). С помощью методов Sr и C изотопной хемотратиграфии и U-Pb датирования цирконов установлены возрастные ограничения (525–510 млн лет) на время формирования карбонатных отложений кинтерепской свиты. Первые данные изотопной хемотратиграфии в комбинации с результатами геохронологических исследований позволили сопоставить известняки кинтерепской свиты Северо-Западного Салаира с карбонатными разрезами Сибири и Центральной Азии.

Ключевые слова: хемотратиграфия, изотопная (Sr, C, O) геохимия, U-Pb датирование цирконов, кембрий, карбонатные отложения, Салаир.

CHEMOSTRATIGRAPHY OF THE CARBONATE DEPOSITS OF THE KINTEREP FORMATION IN NORTHWESTERN SALAIR: FIRST DATA

N. I. Vetrova¹, E. V. Vetrov^{1,2}, E. F. Letnikova¹¹V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia; ²Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

The results of geochemical, isotope-geochemical (Sr, C, O) surveys of the Kinterep Formation carbonate deposits of Northwestern Salair and U-Pb dating (LA-ICP-MS) of zircons were given. Carbonate rocks represented by pure limestones are characterized by normal values of $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ from 19.8 to 23.8 ‰ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ from –0.7 to +0.9, the isotopic composition of Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio) varies in a narrow range from 0.708486 to 0.708582. Using Sr and C isotope chemostratigraphy and U-Pb dating of zircons, age limits (525–510 Ma) were determined for the formation time of carbonate deposits of the Kinterep Formation. The first data of isotope chemostratigraphy in combination with the results of geochronological studies made it possible to compare the limestones of the Kinterep Formation of Northwestern Salair with carbonate sections of Siberia and Central Asia.

Keywords: chemostratigraphy, isotope (Sr, C, O) geochemistry, U-Pb dating of zircons, Cambrian, carbonate deposits, Salair.

DOI 10.20403/2078-0575-2022-2-10-23

Восстановление хронологии формирования осадочных последовательностей является одной из важных задач фундаментальной и прикладной геологии и не потеряет своей актуальности в обозримом будущем. Любые прецизионные данные касательно возраста образования комплексов древних осадочных пород, не имевших в этом отношении надежного обоснования, представляют собой научную ценность. Эти данные позволяют продвинуться в глобальном понимании процессов осадконакопления, решить спорные региональные вопросы, уточнить существующие стратиграфические схемы и актуализировать серийные легенды, необходимые для создания геологической основы. Корректное обоснование возраста формирования осадочных последовательностей может быть особенно важно при геолого-поисковых и прогнозных работах.

В данной статье рассмотрен один из эталонных карбонатных разрезов Салаира западной части Алтае-Саянской складчатой области – кинтерепская свита. Эпоха устойчивого карбонатонакопления в геологической истории Алтае-Саянской складчатой области соответствует позднекембрийско-

кембрийскому времени. Формирование мощных карбонатных толщ происходило главным образом в вендское время в условиях шельфов пассивных окраин Сибирского континента, Тувино-Монгольского микроконтинента, карбонатных построек более мелких микроконтинентов. На рубеже венда и раннего кембрия произошла структурная перестройка, связанная с заложением островодужной системы и формированием мощных вулканогенно-осадочных толщ [1]. В то же время были обособлены осадочные бассейны с унаследованным терригенно-карбонатным типом осадконакопления. Поскольку эти бассейны были сопряжены с магматическими островодужными структурами, они характеризуются разнообразным составом и более сложной фациальной зональностью. В сравнении с вендским этапом осадконакопления в кембрии отмечается массовое развитие терригенных, вулканогенно-осадочных и продуктивных фосфатных толщ, в карбонатных осадках появляются примеси вулканического пепла.

Карбонатные отложения кинтерепской свиты – наиболее древние отложения северо-западной ча-



сти Салаира. Кинтерепские породы вмещают гидротермальное золото-кварцевое оруденение, по ним могут образовываться золотоносные коры выветривания и гидраргиллитовые бокситы [5]. Несмотря на значимость карбонатных пород кинтерепской свиты в геологическом строении и металлогеническом потенциале Салаира, до сих пор их возраст не имеет инструментального подтверждения. В связи с этим мы провели изотопно-геохимические (Sr, C, O) и геохронологические (U-Pb датирование цирконов) исследования.

Метод стронциевой изотопной хемотратиграфии в сочетании с вариациями изотопного состава углерода являются мощным современным инструментом для ограничения времени седиментации докембрийских и кембрийских карбонатных пород [13]. Изотопный состав Sr (отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) карбонатной породы позволяет ограничивать интервал осадконакопления, основываясь на вариациях этого отношения в морской воде. Считается, что отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ одинаково во всем объеме Мирового океана и окраинных морей в каждый заданный момент геологического времени, поэтому, зная изотопный состав Sr, можно оценить возраст формирования исследуемых пород. Восстановление изотопного состава Sr в палеоокеанах возможно путем анализа кальцийсодержащих минералов (главным образом карбонатов), осаждавшихся непосредственно в морской воде и включивших в свой состав стронций в изотопном равновесии со средой седиментации.

Мы представляем новые геологические данные, включая детальные полевые, а также петрографические, геохимические, изотопно-геохимические (Sr, C, O) исследования карбонатных отложений кинтерепской свиты северо-западной части Салаирского бассейна и результаты U-Pb датирования цирконов из туффитов. Цель работы – на основе комплекса прецизионных данных выявить геохимические особенности карбонатных пород кинтерепской свиты, обосновать возраст их формирования и сопоставить с аналогичными разрезами Сибири и Центральной Азии.

Геолого-стратиграфическое положение кинтерепской свиты

Карбонатные отложения кинтерепской свиты широко распространены в северо-западной части Салаира, где они являются наиболее древними образованиями (рис. 1). Кинтерепская свита мощностью 900–1100 м имеет довольно однообразный состав и представлена преимущественно серыми рифогенными и темно-серыми тонкоплитчатыми известняками с примесью вулканогенно-осадочного материала, прослоями туфов и кремнисто-глинистых сланцев [5]. Кинтерепские породы слагают ядра антиклинальных линейных складок, поэтому нижняя граница свиты не может быть установлена. Характер взаимоотношения с перекрывающими

образованиями до сих пор не имеет однозначной трактовки ввиду плохой обнаженности и многочисленных тектонических нарушений. С одной стороны, считается, что стратиграфически выше кинтерепской свиты согласно залегают вулканогенные образования печеркинской свиты [6, 15] либо терригенные отложения суенгинской [7] (рис. 2, а), а с другой стороны, предполагается, что кинтерепские карбонаты связаны постепенными переходами с печеркинскими вулканитами и суенгинскими осадочными породами по латерали и представляют собой единый фациальный ряд [5, 6, 14]. Постепенный переход обусловлен присутствием вулканогенных пород на различных уровнях карбонатных разрезов кинтерепской свиты и линз археоциатовых известняков среди вулканогенных образований печеркинской свиты, а также корреляцией по фауне [14].

В настоящее время возраст изучаемой свиты основывается на палеонтологических определениях прошлого столетия [3]: в известняках известны находки археоциат и фоссилий раннекембрийского возраста. Предполагаемый фациальный аналог кинтерепской свиты в юго-восточной части Салаира также включает многочисленные фаунистические остатки: микрофитолиты *Osagia mongolica* Vol., *O. kuvaika* Jaksch., *Gleocapsella gincingeri* Posp.; водоросли *Epiphyton* sp., *Razumovskia* sp., *Girvanella* sp., *Renalcis* sp., *Proaulopora* sp.; крустификаты *Stromatactis palaeozoicus* Posp. и редкие фрагменты археоциат *Robustocyathus?* sp. Возраст печеркинской свиты также не подтвержден современными прецизионными методами, вендская K-Ar датировка по валу 572 ± 15 млн лет [16], полученная для вулканитов печеркинской свиты из стратотипического разреза, требует подтверждения другими геохронологическими методами.

Нами изучен фрагмент стратотипического разреза кинтерепской свиты в районе пос. Кинтереп (от $54^{\circ}29.150'$ с. ш., $83^{\circ}58.995'$ в. д. до $54^{\circ}29.091'$ с. ш., $83^{\circ}59.102'$ в. д.), где она обнажается в ядре Романовской антиклинали в виде полосы северо-восточного простирания. Известняки представляют собой главным образом серые и темно-серые массивные однородные породы с раковистым изломом (см. рис. 2, б). На микроуровне известняки имеют мелко-среднезернистую, скрытокристаллическую структуру (рис. 3, а, г) без признаков органогенного происхождения. Для геохимических и изотопно-геохимических (Sr, C, O) исследований карбонатных отложений последовательно опробован непрерывный разрез мощностью около 160 м (см. рис. 2, д, е) свежих известняков без кальцитовых прожилков и признаков мраморизации (см. рис. 2, в). При отборе также исключены образцы с видимой примесью глинистого и терригенного материала. На протяжении опробованного разреза отложения сохраняли свое залегание и не были нарушены разрывными дислокациями. Такая стратегия пробоотбора карбонатных толщ, испытавших неоднократные эпизоды

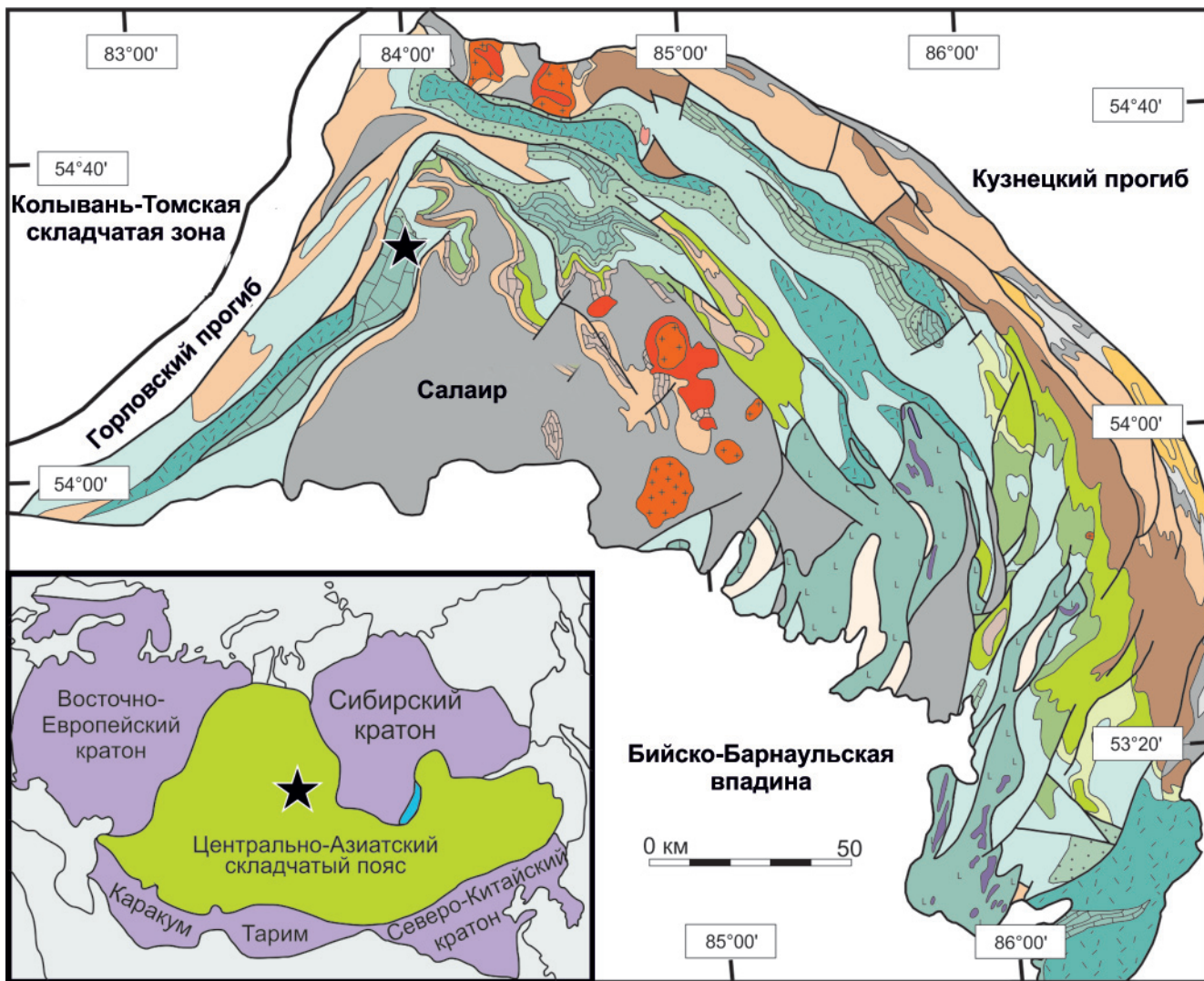


Рис. 1. Геологическое строение Салаира по данным [4, 6] с упрощениями. На врезке: положение объекта исследований на структурной схеме Центрально-Азиатского складчатого пояса, показано черной звездочкой

1 – пермь-триасовые гранитоиды; 2–14 –отложения: 2 – средней перми (кузнецкая подсерия), 3 – нижней перми (верхнебалахонская подсерия), 4 – среднего – верхнего карбона (нижнебалахонская подсерия), 5 – средне-поздне-карбонные гранитоиды, 6 – верхнего девона – нижнего карбона (мозжухинская группа свит), 7 – верхнего девона (пачинская, укропская свиты), 8 – среднего девона (хмелевская свита, соболевско-сафроновская группа свит), 9 – нижнего – среднего девона (бердско-майская группа свит), 10 – нижнего девона (томско-заводская и теленгитская серии), 11 – нижнего – верхнего силура (потаповская свита), 12 – нижнего силура (серебренниковская серия), 13 – нижнего – среднего ордовика (илокарская серия); 14 – раннеордовикские гранитоиды; 15–21 – отложения: 15 – среднего кембрия – раннего ордовика (зелено-фиолетовая серия), 16 – терригенные раннего кембрия (суенгенско-анчешевская группа свит), 17 – вулканогенные раннего кембрия (печеркинская свита), 18 – карбонатные раннего кембрия (кинтерепско-гавриловская группа свит), 19 – вулканогенные раннего кембрия (аламбайская свита), 20 – ультрабазитовые раннего кембрия, 21 – венда – раннего кембрия (мишихинско-кедровская группа свит); 22 – геологические границы тел (а), разрывные нарушения (б)

постседиментационных деформаций, позволяет проследить изменение изотопно-геохимических особенностей карбонатных пород в пределах одной толщи, сформированной в ходе единого цикла осадконакопления; избежать повторения (так называемого сдвоенного разреза) и провести корректную корреляцию с карбонатными разрезами других

регионов. Пробы карбонатных пород отобраны для определения геохимического состава (содержаний Ca, Mg, Mn, Fe и Sr) методом атомно-абсорбционного спектрометрического анализа, а также изотопного (Sr, C, O) состава.

Среди темно-серых массивных известняков в верхней части изученного разреза обнаружен

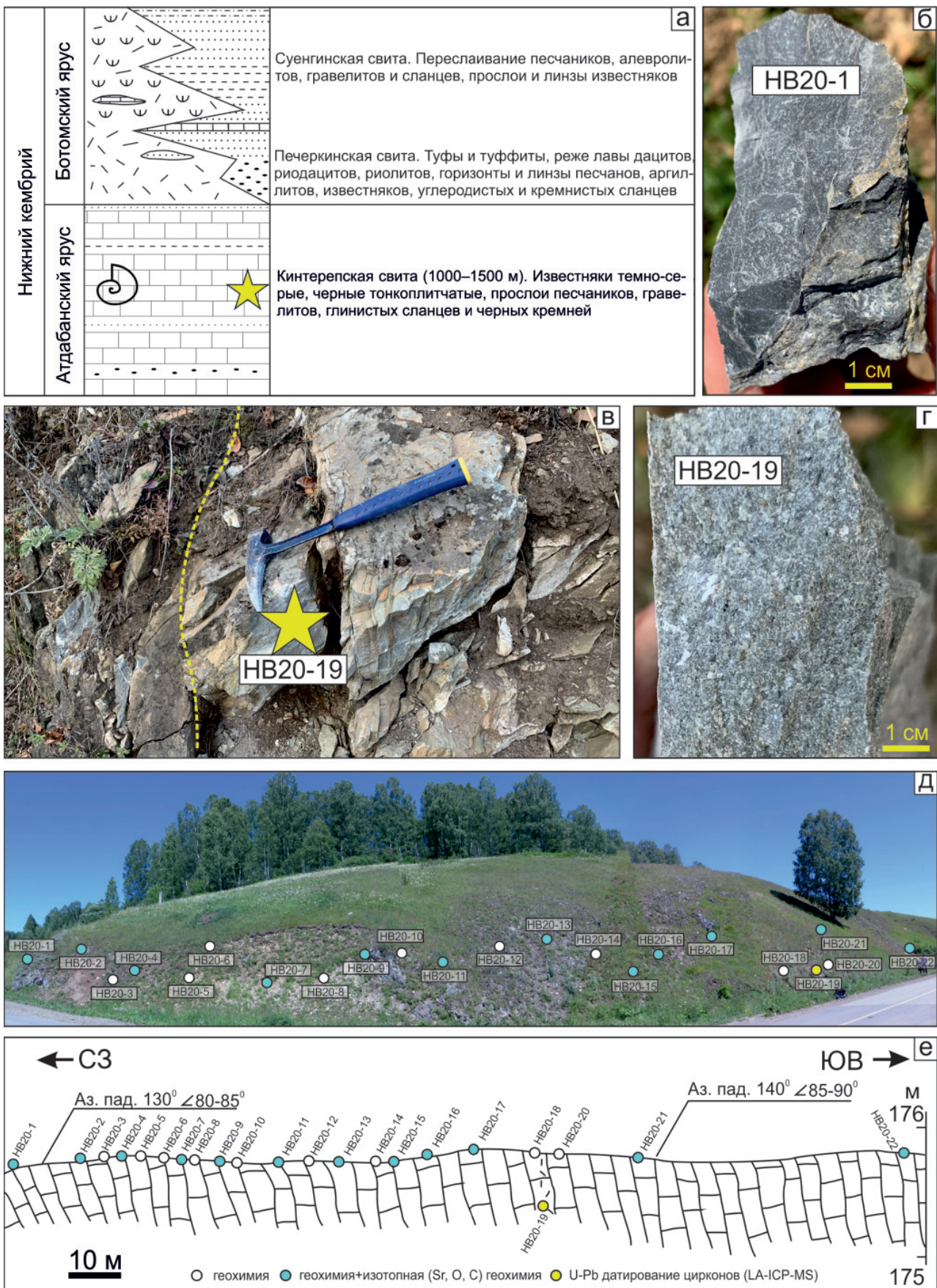


Рис. 2. Стратотипический разрез карбонатных отложений кинтерепской свиты: а – схематическая стратиграфическая колонка, составленная по материалам [5, 6]; фото: б – образцы темно-серых массивных известняков, в – обнажения условной границы чистых известняков и туффитов (звездочкой показано место отбора пробы для U-Pb исследований), г – образцы туффитов; д – панорама изученного обнажения (≈160 м); е – схематический разрез с местами отбора проб на геохимические, изотопно-геохимические и геохронологические исследования

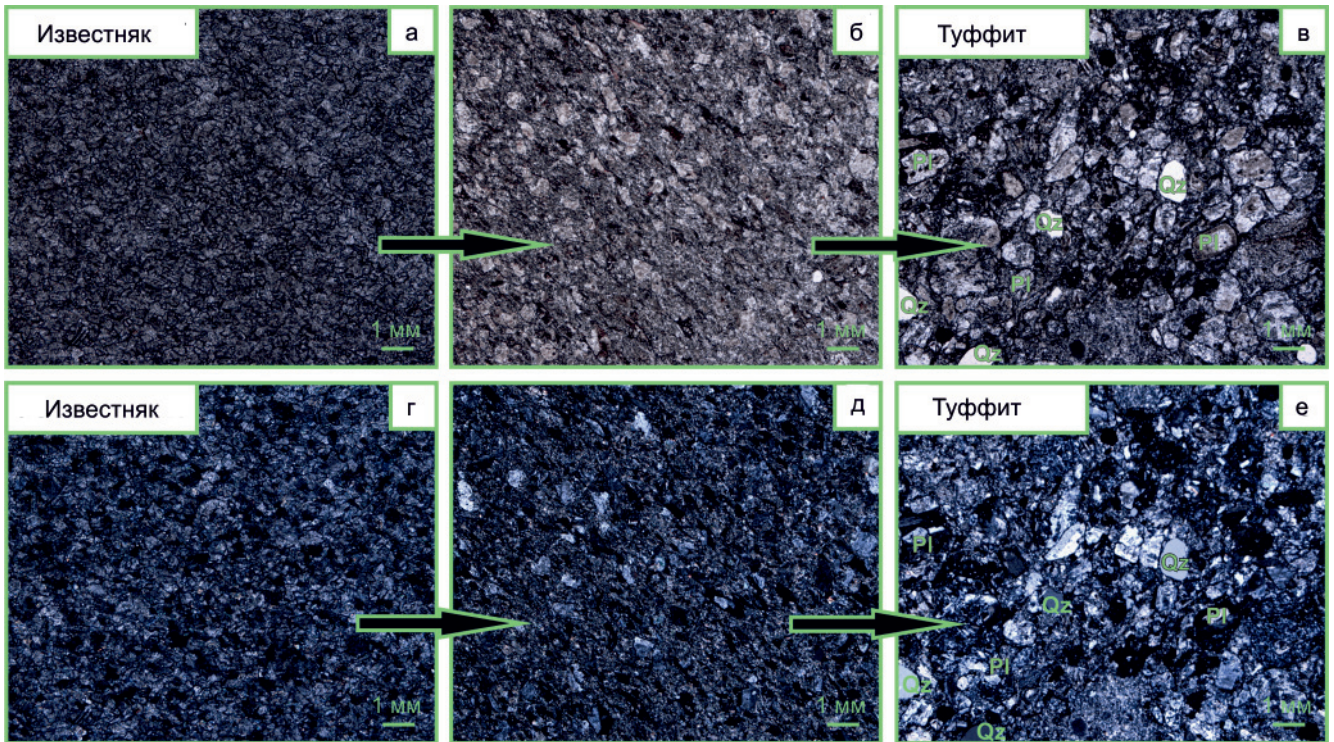


Рис. 3. Фотографии шлифов, демонстрирующие переход от чистых известняков (а, г) к туффитам (в, е) через известняки с примесью туффогенного материала (б, д). Фото (г–е) сделаны при скрещенных николях; Pl – плагиоклаз, Qz – кварц

прослой светло-серых пород мощностью до 1–1,5 м, выделяющихся полосчатой текстурой (см. рис. 2, г). Верхний и нижний контакты этих пород с известняками постепенные, не резкие. При исследовании на микроуровне установлено, что породы представляют собой псаммитовые туффиты, которые на 80–85 % состоят из вулканогенного материала и на 15–20 % – из карбонатного цемента. Переход от чистых известняков к туффитам прослеживается по постепенному увеличению частиц пеплового материала (см. рис. 3). Среди вулканогенного материала выделяются идиоморфные кристаллы кварца и альбита размерностью до 1 мм (см. рис. 3, в, д). По всем имеющимся признакам накопление пеплового материала происходило синхронно с накоплением карбонатных осадков, и датирование акцессорных минералов из туффитов позволяет инструментально обосновать возраст формирования карбонатных пород. Из данных пород отобрана крупногабаритная проба для геохронологических исследований (U-Pb датирования цирконов методом лазерной абляции, LA-ICP-MS).

Геохимические особенности карбонатных пород кинтерепской свиты

Геохимический состав карбонатных пород, а именно: соотношения таких элементов, как Ca, Mg, Mn, Fe и Sr, позволяет судить о степени их постседиментационных преобразований [8, 10] и оценивать сохранность в них изотопной системы, отражающей первичный изотопный состав Sr морской воды в момент седиментации, поскольку в литифицированный карбонатный осадок могут проникать

растворы различного происхождения (элизионные, метеорные) и обогащать карбонатные породы Fe и Mn, выносить Sr, тем самым нарушая Rb-Sr изотопную систему.

Атомно-абсорбционный анализ карбонатных пород выполнен для 21 пробы в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск). Для анализа бралась навеска карбонатной породы массой 100 мг, истертой в тонкий порошок путем сверления. К пробам добавлялось по 4 мл 1N раствора соляной кислоты, затем проводилась обработка в ультразвуковой ванне. Разложение продолжалось 72 часа, после чего пробы центрифугировались в течение часа при скорости вращения 3000 об/мин. Далее отбирался центрифугат, а нерастворимый остаток заливался 1 мл пятидистиллированной воды, и опять проводилась центрифугирование и отбор растворимой части. В результате этих процедур получено по 5 мл раствора каждой пробы. Для более эффективного определения высоких концентраций Ca, Mg и низких Mn, Fe, Sr использовано различное разбавление исходного раствора: исходный, в 10, 100 и 1000 раз. Определения содержаний Ca, Mg, Mn, Fe и Sr выполнены на приборе Thermo Scientific SOLAAR AA Spectrometer. Погрешность измерений составила не более 5 %. Результаты геохимических исследований приведены в табл. 1.

Геохимические исследования карбонатных отложений кинтерепской свиты показали, что изученный разрез представлен чистыми известняками – $Mg/Ca < 0,007$ и лишь в двух пробах (НВ20-18 и НВ20-20) составляет 0,012 и 0,017 соответственно



Таблица 1

Содержания (Ca, Mg, Mn, Fe, Sr), геохимические критерии и изотопный состав (Sr, C, O) карбонатных пород кинтерепской свиты

Образец	Доля карбонатного материала, %	Содержание, мкг/г				Mg/Ca	Fe/Sr	Mn/Sr	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB, ‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW, ‰)	измеренное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	σ_{r}	еюичное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
		Mn	Fe	Sr	Rb								
HB20-1	91,2	250	7300	5442	0,149	0,004	1,52	0,05	-0,5	20,1	0,708507	0,000007	0,708507
HB20-2	99,3	120	2900	4980	0,028	0,005	0,60	0,03	-0,5	23,8	0,708586	0,000012	0,708586
HB20-3	96,4	80	4100	5300	-	0,002	0,77	0,02	-	-	-	-	-
HB20-4	93,8	180	6200	6416	0,086	0,004	1,03	0,03	-0,6	21,4	0,708564	0,000008	0,708564
HB20-5	92,1	190	6400	2800	-	0,005	2,29	0,07	-	-	-	-	-
HB20-6	88,8	200	10200	5800	-	0,006	1,76	0,03	-	-	-	-	-
HB20-7	96,0	210	5000	4959	0,031	0,003	1,25	0,05	-0,5	23,3	0,708552	0,000011	0,708552
HB20-8	95,1	100	4800	4800	-	0,003	1,00	0,02	-	-	-	-	-
HB20-9	93,2	280	6100	5738	0,083	0,003	1,24	0,06	-0,7	20,6	0,708555	0,000007	0,708554
HB20-10	94,4	160	5500	3000	-	0,005	1,83	0,05	-	-	-	-	-
HB20-11	98,8	60	2300	4468	0,054	0,004	0,55	0,01	-0,6	23,2	0,708587	0,000012	0,708586
HB20-12	97,9	50	2500	5300	-	0,003	0,47	0,01	-	-	-	-	-
HB20-13	98,5	80	2500	3447	0,054	0,004	0,78	0,03	-0,3	23,0	0,708525	0,000009	0,708525
HB20-14	94,4	110	3100	4100	-	0,003	0,76	0,03	-	-	-	-	-
HB20-15	97,1	50	2700	5953	0,043	0,003	0,43	0,01	0,2	22,5	0,708584	0,000009	0,708583
HB20-16	92,0	250	5700	4571	0,044	0,004	1,30	0,06	0,2	19,8	0,708569	0,000013	0,708568
HB20-17	92,7	380	9200	4761	0,050	0,007	2,30	0,10	0,2	21,3	0,708569	0,000014	0,708569
HB20-18	67,0	960	18000	3700	-	0,016	4,86	0,26	-	-	-	-	-
HB20-20	57,6	1730	16100	2700	-	0,012	5,96	0,64	-	-	-	-	-
HB20-21	92,6	220	6800	5145	0,243	0,004	1,48	0,05	0,6	20,1	0,708583	0,000014	0,708582
HB20-22	98,1	30	630	5879	0,018	0,002	0,13	0,01	0,9	21,2	0,708566	0,000013	0,708566

Примечание. При вычислении первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ возраст пород принимался равным 515 млн лет.

(рис. 4, г). Доля нерастворимого остатка в 19 пробах не превышает 12 %, в среднем 5 %. Наибольшее содержание алюмосиликатного вещества (33,0 и 43,4 %) выявлено в пробах HB20-18 и HB20-20 соответственно, представляющих собой известняки с примесью туфогенного материала. Концентрации Mn в пробах с долей нерастворимого остатка, не превышающей 12 %, находятся в интервале от 30 до 280 г/т (см. рис. 4, а). Содержание Fe в карбонатных породах кинтерепской свиты варьирует в широких пределах (от 630 до 18000 г/т). В нижней части разреза наблюдается снижение концентраций с 7300 до 2900 г/т с последующим их ростом до 10200 г/т и дальнейшим плавным снижением до 2300 г/т. В средней части разреза выявлен резкий рост содержания железа (18000 и 16100 г/т) и марганца (960 и 1730 г/т) в пробах HB20-18 и HB20-20, приуроченных к прослою туффитов (см. рис. 4, б). Карбонатные породы кинтерепской свиты характеризуются высокими содержаниями Sr – от 2700 до 6300 г/т. Образцы с максимальными долями

терригенной примеси (12–42 %) были исключены из дальнейших изотопно-геохимических исследований.

Изотопно-геохимические (Sr, C, O) особенности карбонатных пород кинтерепской свиты

Изотопно-геохимические (Sr, C, O) исследования 12 наиболее подходящих проб выполнены с целью оценки времени седиментации карбонатных пород кинтерепской свиты. Результаты их изотопно-геохимических (Sr, C, O) исследований приведены в табл. 2.

Измерение изотопного состава C и O выполнено методом проточной масс-спектрометрии при постоянном потоке He с помощью масс-спектрометра Finnigan MAT-253 и линии пробоподготовки – GasBench II в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск).

Подготовка карбонатных проб к измерениям осуществлялась путем разложения карбонатного порошка в ортофосфорной кислоте при температуре

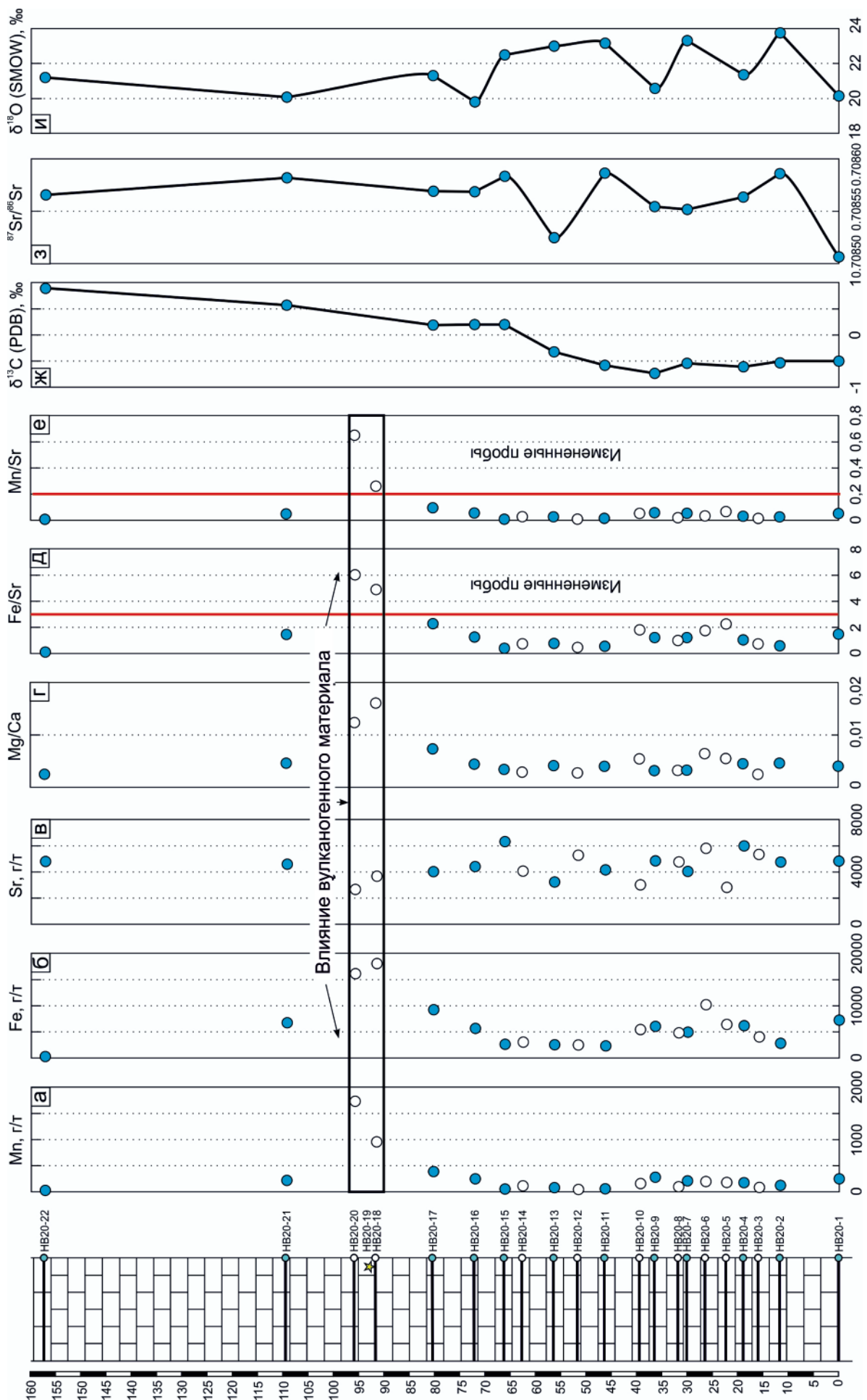


Рис. 4. Распределение содержаний Mn, Fe и Sr, значений отношений Mg/Ca, Mn/Sr и Fe/Sr, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и значений $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ для карбонатных отложений кинтерепской свиты по изученному разрезу. Красной линией отмечены предельные значения критериев сохранности известняков



Таблица 2

Результаты U-Pb датирования цирконов из туффитов (проба НВ20-19)

№ точки	Изотопные отношения						Возраст, млн лет					
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ
1	0,0564	0,0042	0,642	0,048	0,0821	0,0017	492	30	510	10	340	160
2	0,0533	0,0045	0,613	0,05	0,0829	0,0017	475	32	514	10	240	170
3	0,0557	0,0044	0,643	0,05	0,0835	0,0017	493	32	517	10	320	170
4	0,0593	0,005	0,677	0,052	0,083	0,0019	518	33	514	11	450	170
5	0,0555	0,0035	0,645	0,041	0,0834	0,0017	498	25	516	10	360	140
6	0,0573	0,0024	0,644	0,029	0,0814	0,0015	504	18	504,6	8,8	451	91
7	0,0552	0,0051	0,618	0,053	0,083	0,0023	476	34	514	14	270	180
8	0,0559	0,0022	0,655	0,026	0,083	0,0011	509	16	514,2	6,5	407	88
9	0,0574	0,0027	0,68	0,032	0,0852	0,0012	523	19	527,1	7,2	450	100
10	0,0559	0,0053	0,618	0,055	0,0833	0,0024	487	38	515	14	300	190
11	0,0544	0,0028	0,64	0,034	0,0835	0,0013	497	21	516,7	7,9	340	110
12	0,0559	0,0027	0,646	0,031	0,0828	0,0012	502	19	512,6	7,1	390	110
13	0,0592	0,0054	0,666	0,056	0,0819	0,0022	506	35	507	13	410	190
14	0,0539	0,0036	0,625	0,043	0,0836	0,0016	486	27	519,2	9,8	290	140
15	0,0542	0,0051	0,62	0,056	0,083	0,0018	481	37	514	10	260	190
16	0,0581	0,0057	0,665	0,064	0,0824	0,0021	502	39	510	13	350	200
17	0,0567	0,005	0,645	0,054	0,0829	0,0018	493	34	513	11	360	180
18	0,0548	0,0021	0,653	0,025	0,0851	0,00089	508	15	526,4	5,3	361	84
19	0,0552	0,0041	0,662	0,051	0,084	0,0016	506	30	519,9	9,5	340	150
20	0,0566	0,0058	0,659	0,067	0,0841	0,0024	497	40	520	14	300	200
21	0,0578	0,004	0,675	0,047	0,084	0,0015	516	29	519,7	8,7	420	150
22	0,0585	0,0034	0,673	0,037	0,0844	0,0018	517	23	522	11	460	120
23	0,0553	0,0035	0,639	0,038	0,082	0,0017	500	25	508,1	9,9	380	140

60 °C в гелиевой среде. После завершения реакции смесь He и CO₂ изымалась из пробирки и далее через систему капилляров поступала в приставку GasBenchII. Там она очищалась от воды и поступала в хроматографическую колонку, где происходило разделение газов по времени удерживания. На выходе из колонки CO₂ в смеси с He направлялся в масс-спектрометр, где и измерялся изотопный состав C и O в CO₂. Точность измерений контролировалась по международным (NBS19 $\delta^{13}\text{C} = +1,9 \text{ ‰}$, $\delta^{18}\text{O} = +28,6 \text{ ‰}$), российским (ДВГИ $\delta^{13}\text{C} = +1,2 \text{ ‰}$, $\delta^{18}\text{O} = +32,7 \text{ ‰}$) и внутрилабораторным (Ca770) стандартам и составляла 0,1 ‰ для значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Все значения приводятся в промилле, $\delta^{13}\text{C}$ – относительно стандарта PDB, $\delta^{18}\text{O}$ – относительно стандарта SMOW.

Отбор образцов для изучения изотопного состава C в карбонатных отложениях кинтерепской свиты проводился с использованием следующих геохимических критериев сохранности: $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} > 20 \text{ ‰}$, $\text{Mn}/\text{Sr} \leq 4$, $\text{Fe}/\text{Sr} \leq 10$ [9]. Значение $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ варьирует от 19,8 до 23,8 ‰ (см. рис. 4, з). Изотопный состав углерода $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ известняков кинтерепской свиты изменяется от –0,7 до +0,9 ‰ (см. рис. 4, ж) с плавным переходом от отрицательных значений внизу разреза к положительным в верхней. Отсутствие корреляции между значениями $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (рис. 5, б) также свидетельствует о сохранности изотопной системы.

Измерения содержаний Rb и Sr, а также изотопного состава Sr проводились на многоколлекторном масс-спектрометре TritonPlus в ЦКП «Геоаналитик» (Екатеринбург, Институт геологии и геохимии им. акад. А. Н. Заварицкого УрО РАН). Навески пробы (0,1–1,5 г) помещались в полипропиленовые колбы (15 см³) и промывались в 0,01 М HCl после перемешивания, осаждения в течение 30 мин и последующего центрифугирования в течение 30 мин при 2500 об/мин. Раствор над осадком удалялся. Процедура повторялась три раза. Затем пробу сушили в сушильном шкафу при температуре 90 °C. Сухой остаток взвешивался, после чего к нему добавлялось 2,5 см³ 0,1 HCl и 3,5 см³ 1 М HCl. Далее пробу центрифугировали, раствор над осадком сливали в отдельный бюкс, выпаривали его до сухого остатка и затем растворяли в 3 % HNO₃.

Хроматографическое разделение Rb и Sr карбонатных пород проведено в колонках с катионитом Dowex 50x8 с дополнительной очисткой фракции стронция через смолу Sr-спец (BioRad) [25]. Корректировка на изотопное фракционирование Sr произведена при помощи нормализации измеренных значений по отношению $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8,37521$. На время измерительной сессии значение NIST SRM 987 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляло $0,710258 \pm 0,00009$ (2σ , $n = 9$).

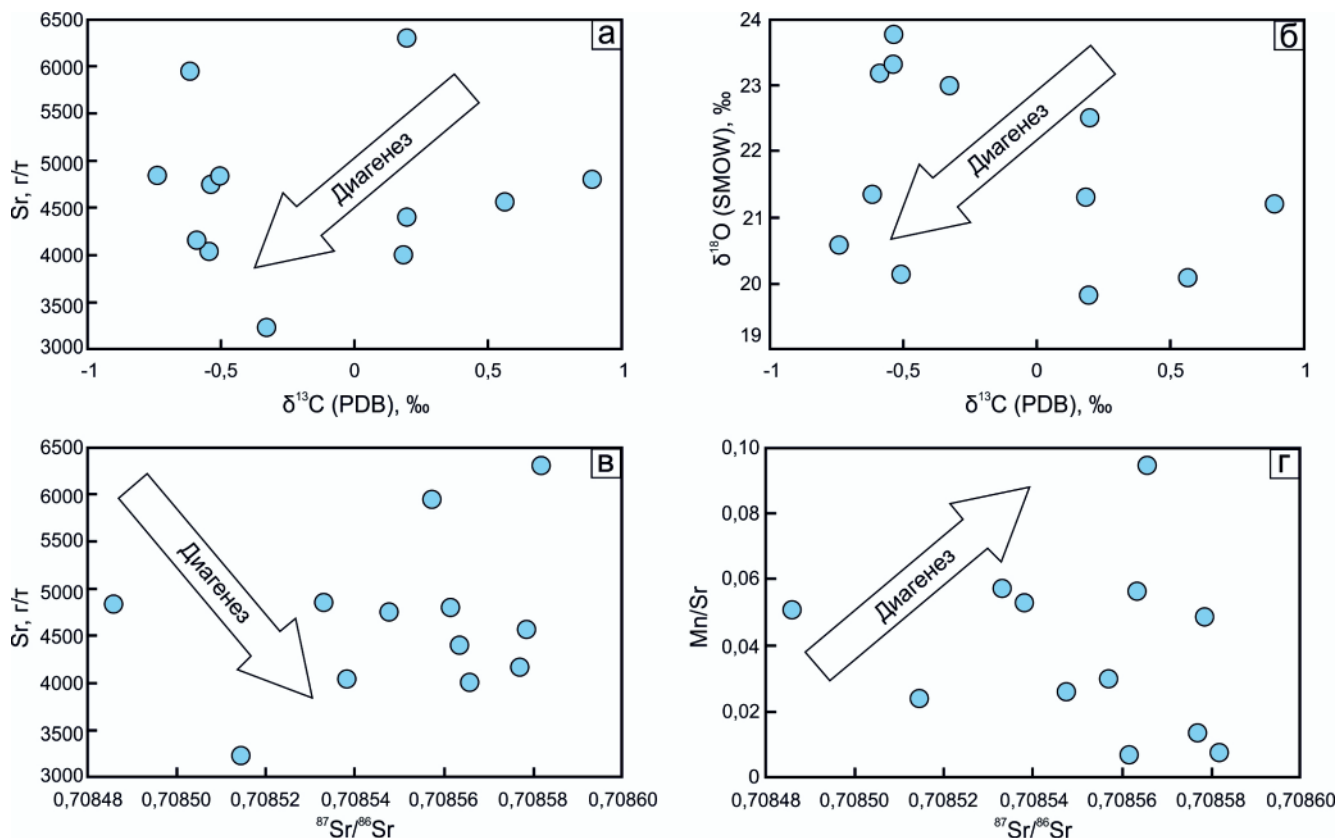


Рис. 5. Диаграммы ковариационных зависимостей: содержания Sr (а) и значений $\delta^{18}\text{O}$ (б) от $\delta^{13}\text{C}$, содержания Sr (в) и Mn/Sr (г) от $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для карбонатных отложений кинтерепской свиты

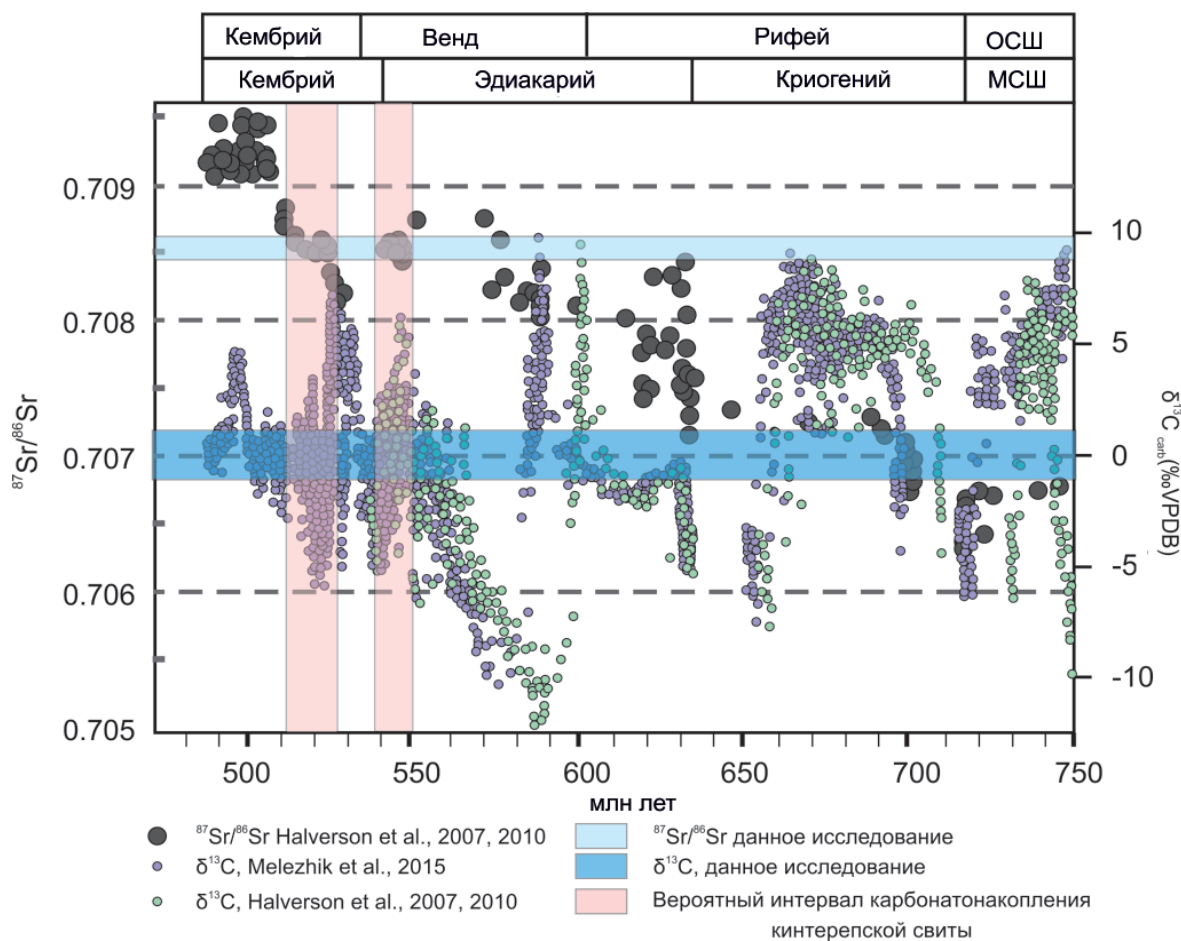


Рис. 6. Сопоставление полученных данных изотопного состава Sr и $\delta^{13}\text{C}$ карбонатных отложений кинтерепской свиты со сводной мировой кривой вариаций изотопного состава Sr и $\delta^{13}\text{C}$ в водах палеоокеана

Для оценки сохранности Sr изотопной системы карбонатных пород был применен набор геохимических критериев, отражающих перераспределение примесных элементов (марганца, железа и стронция) в процессах постседиментационных преобразований. Предельные их значения для известняков: $Mg/Ca \leq 0,024$, $Mn/Sr \leq 0,2$, $Fe/Sr \leq 5,0$ [11, 12]. Известняки кинтерепской свиты с долей нерастворимого остатка до 10 % характеризуются низкими значениями Mn/Sr (0,01–0,1). Отношения Fe/Sr варьируют между 0,13 и 2,3 (см. рис. 4, д, е), что указывает на высокую степень сохранности и их пригодность для исследований изотопного состава стронция. Изотопный состав Sr наименее измененных образцов карбонатных пород кинтерепской свиты характеризуется узким диапазоном значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ – от 0,70851 до 0,70859. Отсутствие корреляции между содержанием Sr и $^{87}Sr/^{86}Sr$ (см. рис. 5, в) указывает на сохранность Sr-изотопной системы, что также подтверждается отсутствием корреляции между значениями отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и Mn/Sr и между содержанием Sr и значениями $\delta^{13}C_{PDB}$ (см. рис. 5, а, г).

Сопоставление полученных изотопных характеристик ($^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения и значения $\delta^{13}C_{PDB}$) карбонатных пород кинтерепской свиты с обобщенной кривой вариации $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения и значений $\delta^{13}C_{PDB}$ в палеоокеане [17, 21, 23] показало, что полученные характеристики ($^{87}Sr/^{86}Sr$ отношение от 0,70851 до 0,70859, значение $\delta^{13}C_{PDB}$ от –0,7 до +0,9 ‰) соответствуют двум вероятным интервалам накопления: 550–540 млн лет и 525–510 млн лет (рис. 6).

Схожими изотопными характеристиками обладают: 1) доломиты и известковистые доломиты янгудской свиты Северо-Муйской глыбы: $^{87}Sr/^{86}Sr$ от 0,70814 до 0,70879, $\delta^{13}C_{PDB}$ от –0,4 до +1,9 ‰ с интервалом накопления 525–520 млн лет [8]; 2) карбонатные породы чехла Тувино-Монгольского микроконтинента (верхняя часть хужиртайской и нургагинской свит боксонской серии): $^{87}Sr/^{86}Sr$ от 0,70830 до 0,70873, $\delta^{13}C$ от –0,9 до –0,1 ‰, интервал накопления 520–540 млн лет [2]; 3) известняки третьей пачки сорнинской свиты енисейской серии Кузнецкого Алатау: $^{87}Sr/^{86}Sr$ от 0,70848 до 0,70852, но значения $\delta^{13}C_{PDB}$ более высокие – от +3 до +4 ‰, интервал накопления 517–525 млн лет [4]; 4) толбачинская и мачинская свиты Уринского поднятия: $^{87}Sr/^{86}Sr$ от 0,70854 до 0,70855 [11]; 5) карбонатные отложения Сибирского кратона: $^{87}Sr/^{86}Sr$ от 0,70846 до 0,70856, $\delta^{13}C_{PDB}$ от –1,8 до –0,3 ‰ [24]; 6) баянкольская свита чехла Дзобханского микроконтинента $^{87}Sr/^{86}Sr$ от 0,70847 до 0,70858, $\delta^{13}C_{PDB}$ от –3,9 до +5,1 ‰, интервал осадконакопления 520–550 млн лет [18].

Результаты геохронологических исследований – U-Pb датирования цирконов

Геохронологические U-Pb исследования цирконов проведены с целью определения возраста фор-

мирования карбонатных пород кинтерепской свиты. Для этого отобрана проба НВ20-19 (54°29.109' с. ш., 83°59.053' в. д.) из прослая туффитов верхней части изученного карбонатного разреза (см. рис. 2). Выделение цирконов из этой пробы выполнено с применением традиционных методов, включающих магнитную сепарацию, разделение в тяжелых жидкостях и отбор вручную. Внутренние структуры цирконов предварительно изучены под микроскопом в отраженном свете и по катодолюминесцентным (КЛ) изображениям с целью выбора потенциальных точек для измерений.

U-Pb датирование цирконов выполнено в Центре геотермохронологии Института геологии и нефтегазовых технологий Казанского (Приволжского) федерального университета на квадрупольном масс-спектрометре с ионизацией в индуктивно-связанной плазме ThermoScientific iCAP Q, соединенном с системой лазерной абляции на основе эксимерного лазера (длина волны 193 нм) Analyte Excite (Teledyne Cetac Technologies). Диаметр лазерного луча составляет 35 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц, плотность энергии лазерного излучения 2,5–3,0 Дж/см². В качестве стандартных образцов цирконов использовались международные эталонные образцы цирконов: 91500 – внешний стандарт (1064 млн лет [26]) и Plešovice – контрольный образец (337 млн лет [22]).

Данные масс-спектрометрических измерений обработаны с помощью программы Lolite 3.65, встроенной в Igor Pro [18]. Результаты геохронологических исследований показаны в табл. 2 и на рис. 7. Погрешности единичных анализов (отношений, возрастов) приведены на уровне 2σ, погрешности вычисленных конкордантных возрастов – на уровне 2σ. Расчет средневзвешенных значений возраста по изотопным отношениям выполнялся в Microsoft Excel со встроенным пакетом Isoplot [20].

Для пробы НВ20-19, отобранной из туффитов, проанализированы 22 кристалла циркона. Цирконы представляют собой светло-коричневые преимущественно идиоморфные изометричные и реже призматические кристаллы длиной 100–190 мкм с коэффициентом удлинения в среднем 1,2–2,2. Кристаллы, выбранные для датирования, без видимых трещин, флюидных и/или расплавленных включений. Как показывают КЛ-изображения (см. рис. 7), цирконы имеют умеренное до высокого свечение и различное внутреннее строение, выраженное в виде различной зональности. Чаще всего зональность тонкая магматическая, но есть и кристаллы, в которых осцилляторная зональность не проявлена. Такие морфологические особенности исследованных кристаллов характерны для цирконов магматического происхождения, что также подтверждается типичными для таких цирконов отношениями Th/U (0,20–0,54). Для 22 цирконов выполнены 23 измерения, в одном из кристаллов про-

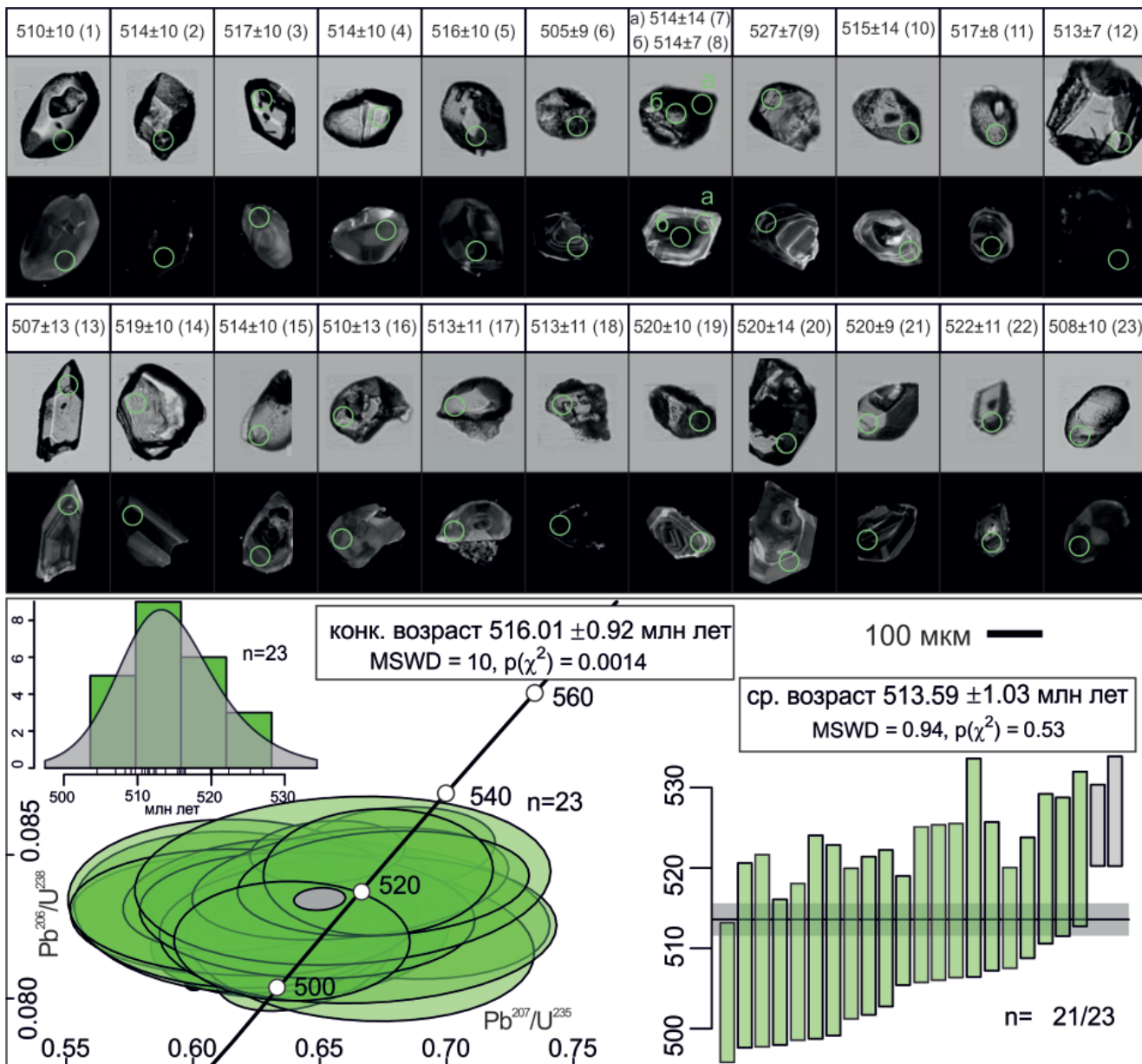


Рис. 7. Результаты U-Pb датирования цирконов методом LA-ICP-MS из туффитов. Фото кристаллов циркона на сером фоне – в отраженном свете, на черном – КЛ-изображения. Зеленые круги – места измерения. Единичные Pb^{206}/U^{238} возрасты и их погрешности представлены в млн лет; номера измерения согласуются с табл. 2. График с конкордией, гистограмма и среднее значение возраста смоделированы с помощью программы IsoplotR [27]

анализированы центральная и краевая части зерна (точки а и б на рис. 7), в остальных – только краевая часть. Единичные измерения показали диапазон Pb^{206}/U^{238} возрастов от 505 до 527 млн лет с высокой погрешностью – 7–14 млн лет. Конкордатный возраст, полученный по всем 23 измерениям, составил $516,0 \pm 0,9$ млн лет (СКВО = 10). Средний возраст, рассчитанный по 21 измерению, показал схожий результат с учетом погрешности – $513,6 \pm 1,0$ млн лет. Два анализа не были учтены при расчете среднего значения возраста, поскольку оказались несколько древнее, чем основная популяция. Гистограмма распределения единичных возрастов показывает пик приблизительно на 513 млн лет. Учитывая магматическое происхождение проанализированных цирконов, полученная датировка около 515 млн лет

отражает раннекембрийское время формирования вулканического пепла.

Выводы

В результате проведенных исследований изучен геохимический и изотопно-геохимический (Sr, C, O) состав и уточнен возраст формирования карбонатных отложений стратотипического разреза кинтерепской свиты северо-западной части Салаирского бассейна. Карбонатные отложения кинтерепской свиты имеют довольно выдержанный геохимический состав, представлены чистыми известняками с низкими значениями отношения Mg/Ca ($< 0,007$) и высокой степенью растворимости (в среднем $\approx 95\%$). Особенности геохимического состава кинтерепских известняков исключают суще-



ственные постседиментационные преобразования и свидетельствуют о сохранности Sr-изотопной системы карбонатных пород. Изученные породы характеризуются нормальными значениями $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (19,8–23,8 ‰) и $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (–0,7...+0,9 ‰) с плавным переходом от отрицательных значений внизу разреза к положительным в верхней. Отсутствие корреляции между значениями $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ также говорит о сохранности изотопной O-C системы. Изотопный состав Sr неизмененных образцов карбонатных пород кинтерепской свиты характеризуется узким диапазоном значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70851–0,70859). Сопоставление полученных изотопных характеристик карбонатных пород кинтерепской свиты с обобщенной мировой кривой вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения и значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ в палеоокеане предполагает два вероятных интервала карбонатонакопления: 540–550 и 510–525 млн лет.

U-Pb датирование цирконов из вулканического пепла, обнаруженного среди известняков кинтерепской свиты по геологическим, петрографическим и геохимическим данным, показало возраст их формирования на рубеже около 515 млн лет. Учитывая синхронность образования вулканического пепла с отложением карбонатных осадков, интервал карбонатонакопления 525–510 млн лет наиболее вероятен для времени формирования пород кинтерепской свиты Северо-Западного Салаира. Аналогичные карбонатные породы, имеющие схожий возраст и особенности изотопного состава, известны как в соседних районах (например, Кузнецкий Алатау), так и в пространственно отдаленных от Салаирского бассейна регионах Сибирского палеоконтинента и в пределах микроконтинентов Центральной Азии – Тувино-Монгольского и Дзабханского.

Полученные результаты для осадочных последовательностей Салаира демонстрируют возможности изотопно-геохимических исследований древних карбонатных пород и подчеркивают важность комплексного подхода в комбинации с другими методами, в данном случае с U-Pb датированием цирконов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Новосибирской области в рамках научного проекта № 20-45-543001 p_мол_a за счет гранта Российского научного фонда № 21-77-00022 (геохимические, геохронологические и изотопные Sr-исследования) и в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (изотопные C-O исследования).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Бабин Г. А., Шокальский С. П.** Основные черты геологического строения Алтае-Саянской складчатой области (тектоническое районирование, стратиграфия, магматизм, история геологического развития) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2017. – № 6с. – С. 19–37.
2. **Вишневская И. А., Летникова Е. Ф.** Хемостратиграфия венд-кембрийских карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 6. – С. 741–763.
3. **Геологическая** карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Кузбасская. Лист N-44-XVIII. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1968. – 76 с.
4. **Геохимические** и изотопные (Sr, C, O) характеристики венд-кембрийских карбонатных отложений хр. Азыр-Тал (Кузнецкий Алатау): хемостратиграфия и обстановки седиментогенеза / Е. Ф. Летникова, А. Б. Кузнецов, И. А. Вишневская и др. // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 10. – С. 1466–1487.
5. **Государственная** геологическая карта РФ 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-45-Новокузнецк. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2005.
6. **Государственная** геологическая карта РФ 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-44-Новосибирск. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2015.
7. **Государственная** геологическая карта РФ 1:200 000 (второе поколение). Серия Кузбасская. Лист N-44-XVIII-Черепановская площадь. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2008.
8. **Изотопная** хемостратиграфия и U-Pb датирование детритовых цирконов венд-кембрийских отложений Северо-Муйской глыбы / И. А. Вишневская, Е. Ф. Летникова, Н. А. Каныгина и др. // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59, № 11. – С. 1795–1814.
9. **Изотопный** состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) / В. Н. Подковыров, М. А. Семихатов, И. М. Горохов, Д. П. Виноградов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1998. – Т. 6, № 4. – С. 3–19.
10. **Изотопный** состав стронция в известняках инзерской свиты стратотипа верхнего рифея, Южный Урал / А. Б. Кузнецов, М. А. Семихатов, И. М. Горохов, Н. Н. Мельников // Докл. РАН. – 1997. – Т. 353, № 2. – С. 249–254.
11. **Изотопный** состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири / И. М. Горохов, М. А. Семихатов, А. В. Баскаков и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1995. – Т. 3, № 1. – С. 3–33.
12. **Изотопный** состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане / А. Б. Кузнецов, М. А. Семихатов, И. М. Горохов и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2003. – Т. 11, № 5. – С. 3–39.
13. **Кузнецов А. Б., Семихатов М. А., Горохов И. М.** Изотопный состав Sr в водах мирового океана, окраинных и внутренних морях: возможности и ограничения Sr-изотопной хемостратигра-



фии// Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2012. – Т. 20, № 6. – С. 3–19.

14. **Легенда** Алтае-Саянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:1 000 000 (третье издание) / Г. А. Бабин, Л. Л. Зейферт, А. Ф. Щигрев и др. – Новокузнецк: Запсибгеолсъемка, 2006. – 172 с.

15. **Минерагения** области сочленения Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны. / Н. А. Росляков, Ю. Г. Щербаков, Л. В. Алабин и др. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. – 243 с.

16. **Полихронность** и геохимические особенности Салаирского рудного поля / Ю. Г. Щербаков, Н. В. Рослякова, Ю. Н. Лебедев, Е. Ф. Доильницын // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск: Наука, 1987. – С. 82–98.

17. **Evolution** of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater / G. P. Halverson, F. Ö. Dudás, A. C. Maloof, S. A. Bowring // *Paleogeography. Paleoclimatology. Paleoecology*. – 2007. – Vol. 256 (3–4). – P. 103–129.

18. **Improved** laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust down-hole fractionation correction / C. Paton, J. Woodhead, J. Hellstrom et al. // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2010. – No. 11(3). – URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2009GC002618>.

19. **Integrated** chemo- and biostratigraphic calibration of early animal evolution: Neoproterozoic-early Cambrian of southwest Mongolia / M. D. Brasier, G. Shields, V. N. Kuleshov, E. A. Zhegallo // *Geol. Mag.* – 1996. – Vol. 133, no. 4. – P. 445–485.

20. **Ludwing K.** User's Manual for Isoplot 3.00 // *A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Vol. 4. – Berkeley, Berkeley Geochronology Center, 2003. CA P. 1–70.

21. **Neoproterozoic** chemostratigraphy / G. P. Halverson, B. P. Wade, M. T. Hurtgen, K. M. Barovich // *Precambrian Research*. – 2010. – Vol. 182. – P. 337–350.

22. **Plešovice** zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis / J. Slama, J. Kosler, D. J. Condon, et al. // *Chemical Geology*. – 2008. – Vol. 249, no. 1–2. – P. 1–35.

23. **Pre-Sturtian** (800–730 Ma) depositional age of carbonates in sedimentary sequences hosting stratiform iron ores in the Uppermost Allochthon of the Norwegian Caledonides: a chemostratigraphic approach / V. A. Melezhik, P. M. Ihlen, A. B. Kuznetsov, et al. // *Precambrian Research*. – 2015. – Vol. 261. – P. 272–299.

24. **Sr and C** isotopes in Lower Cambrian carbonates from the Siberian craton: a paleoenvironmental record during the Cambrian explosion / L. A. Derry, M. D. Brasier, R. M. Corfield et al. // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1994. – Vol. 128. – P. 671–681.

25. **Streletskaya M., Zaytceva M., Soloshenko N.** Sr and Nd chromatographic separation procedure for precise isotope ratio measurement using TIMS and MC ICP methods-MS // European winter conference

on plasma spectrochemistry. – St. Anton am Arlberg, Austria. – 2017. – 19–24 Feb. – P. 319.

26. **Three** natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses / M. Wiedenbeck, P. Alle, F. Corfu et al. // *Geostandards Newslett.* – 1995. – No. 19. – P. 1–23.

27. **Vermeesch P.** IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology // *Geoscience Frontiers*. – 2018. – Vol. 9. – P. 479–493.

REFERENCES

1. Babin G.A., Shokalsky S.P. [Major geological features of the Altai-Sayan folded region (tectonic zoning, stratigraphy, magmatism, geological evolution)]. *Geologiya i mineralno-syr'yevyye resursy Sibiri – Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2017, no. 6s, pp. 19–37. (In Russ.).

2. Vishnevskaya I.A., Letnikova E.F. Chemostratigraphy of the Vendian–Cambrian carbonate sedimentary cover of the Tuva-Mongolian microcontinent. *Russian Geology and Geophysics*, 2013, vol. 54, no. 6, pp. 567–586.

3. *Geologicheskaya karta SSSR mashtaba 1:200 000. Seriya Kuzbasskaya. List N-44-XVIII. Obyaznitelnaya zapiska* [Geological map of the USSR on a scale of 1:200,000. Serie Kuzbassskaya. Sheet N-44-18. Explanatory note]. Moscow, Nedra Publ., 1968. 76 p. (In Russ.).

4. Letnikova E.F., Kuznetsov A.B., Vishnevskaya I.A., Terleev A.A., Konstantinova G.V. The geochemical and isotope (Sr, C, O) characteristics of the Vendian-Cambrian carbonate deposits of the Azyr-Tal Ridge (Kuznetsk Alatau): chemostratigraphy and sedimentogenesis environments. *Russian Geology and Geophysics*, 2011, vol. 52 (10), pp. 1154–1170.

5. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF 1:1 000 000 (tret'ye pokoleniye). Seriya Altaye-Sayanskaya. List N-45-Novokuznetsk* [State Geological Map of the RF on a scale of 1:1,000,000 (third edition). Series Altai-Sayanskaya. Sheet N-45-Novokuznetsk]. Saint-Petersburg, Kartfabrika VSEGEI Publ., 2005. (In Russ.).

6. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF 1:1,000,000 (tret'ye pokoleniye). Seriya Altae-Sayanskaya. List N-44-XVIII-Novosibirsk* [State Geological Map of the RF on a scale of 1:1,000,000 (third edition). Altai-Sayanskaya Series. Sheet N-44-Novosibirsk]. Saint-Petersburg, Kartfabrika VSEGEI Publ., 2015. (In Russ.).

7. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF 1:200,000 (vtoroye pokoleniye). Seriya Kuzbasskaya. List N-44-XVIII-Cherepanovskaya ploshchad* [State Geological Map of the RF on a scale of 1:200,000 (second edition). Series Kuzbasskaya. Sheet N-44-18-Cherepanovskaya area]. Saint-Petersburg, Kartfabrika VSEGEI Publ., 2008. (In Russ.).

8. Vishnevskaya I.A., Letnikova E.F., Proshenkin A.I., et al. Isotope stratigraphy and U-Pb dating of detrital zircons from the Vendian-Cambrian deposits of the north Muya Block. *Russian Geology and Geophysics*, 2018, Vol. 59, no. 11, pp. 1433–1449.



9. Podkovyrov V.N., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M., Vinogradov D.P. [Isotopic Composition of Carbonate Carbon in the Upper Riphean Stratotype (Karatau Group), South Urals]. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya – Stratigraphy. Geological Correlation*, 1998, vol. 6, no. 4, pp. 3–19. (In Russ.).
10. Kuznetsov A.B., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M., Melnikov N.N. [Strontium isotopic composition in the limestones of the Inzer Formation, Upper Riphean type section, Southern Urals]. *Doklady Akademii Nauk – Doklady Earth Sciences*, 1997, vol. 353, no. 2, pp. 249–254. (In Russ.).
11. Gorokhov I.M., Semikhatov M.A., Baskakov A.V., et al. [Sr Isotopic Composition in Riphean, Vendian, and Lower Cambrian Carbonates from Siberia]. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya – Stratigraphy. Geological Correlation*, 1995, vol. 3, no. 1, pp. 3–33. (In Russ.).
12. Kuznetsov A.B., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M., et al. [Sr isotope composition in carbonates of the Karatau Group, Southern Urals, and standard curve of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variations in the Late Riphean Ocean]. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya – Stratigraphy. Geological Correlation*, 2003, vol. 11, no. 5, pp. 3–39. (In Russ.).
13. Kuznetsov A.B., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M. [The Sr isotope composition of the World Ocean, marginal and inland seas: implications for the Sr isotope stratigraphy]. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya – Stratigraphy. Geological Correlation*, 2012, vol. 20, no. 6, pp. 3–19. (In Russ.).
14. Babin G.A., Zeyfert L.L., Shchigrev A.F., et al. *Legenda Altae-Sayanskoy serii listov Gosudarstvennoy geologicheskoy karty Rossiyskoy Federatsii mashtaba 1:1 000 000 (tret'ye izdaniye)* [Legend of Altai-Sayan block of State Geological Map of the Russian Federation on a scale of 1:1,000,000 (3rd edition)]. Novosibirsk, Zapsibgeolsyemka Publ., 2006. 172 p. (In Russ.).
15. Roslyakov N.A., Shcherbakov Yu.G., Alabin L.V., et al. *Minerageniya oblasti sochleneniya Salaira i Kolyvan-Tomskoy skladchatoy zony* [Minerageny of junction area of the Salair and Kolyvan-Tomsk folded zone]. Novosibirsk, SB RAS Publ., 2001. 243 p. (In Russ.).
16. Shcherbakov Yu.G., Roslyakova N.V., Lebedev Yu.N., Doilnitsyn E.F. [Polychronism and geochemical features of the Salair ore field]. *Regionalnaya geokhronologiya Sibiri i Dalnego Vostoka* [Regional Geology of Siberia and the Far East]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1987, pp. 82–98. (In Russ.).
17. Halverson G.P., Dudás F.Ö., Maloof A.C., Bowring S.A. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater. *Paleogeography. Paleoclimatology. Paleoecology*, 2007, vol. 256 (3–4), pp. 103–129.
18. Paton C., Woodhead J., Hellstrom J., et al. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust down-hole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2010, no. 11(3). URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2009GC002618>.
19. Brasier M.D., Shields G., Kuleshov V.N., Zhegallo E.A. Integrated chemo- and biostratigraphic calibration of early animal evolution: Neoproterozoic-early Cambrian of southwest Mongolia. *Geol. Mag.*, 1996, vol. 133, no. 4, pp. 445–485.
20. Ludwig K. User's Manual for Isoplot 3.00. *A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Vol. 4*. Berkeley, Berkeley Geochronology Center, 2003. CA P. 1–70.
21. Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Research*, 2010, vol. 182, pp. 337–350.
22. Slama J., Kosler J., Condon D.J., et al. Plešovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 2008, vol. 249, no. 1–2, pp. 1–35.
23. Melezhik V.A., Ihlen P.M., Kuznetsov A.B., et al. Pre-Sturtian (800–730 Ma) depositional age of carbonates in sedimentary sequences hosting stratiform iron ores in the Uppermost Allochthon of the Norwegian Caledonides: a chemostratigraphic approach. *Precambrian Research*, 2015, vol. 261, pp. 272–299.
24. Derry L.A., Brasier M.D., Corfield R.M., et al. Sr and C isotopes in Lower Cambrian carbonates from the Siberian craton: a paleoenvironmental record during the Cambrian explosion. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1994, vol. 128, pp. 671–681.
25. Streletskaya M., Zaytceva M., Soloshenko N. Sr and Nd chromatographic separation procedure for precise isotope ratio measurement using TIMS and MC ICP methods-MS. *European winter conference on plasma spectrochemistry*. St. Anton am Arlberg, Austria, 2017, 19–24 Feb., p. 319.
26. Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newslett.*, 1995, no. 19, pp. 1–23.
27. Vermeesch P. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, 2018, vol. 9, pp. 479–493.

© Н. И. Ветрова, Е. В. Ветров, Е. Ф. Летникова, 2022