



ИЗОТОПИЯ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА БОЛЬШЕОБЪЕМНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ НЕТРАДИЦИОННОГО ТИПА ФЕДОРОВСКО-МАГЫЗЫ-КАЛТАССКОЙ ЗОНЫ (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

А. Б. Шепель, М. Е. Гавриленко

Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск

Предлагается продолжение статьи тех же авторов, опубликованной в предыдущем номере журнала. Приведены результаты изотопных исследований углерода графита, углерода и кислорода карбонатов Кедровского, Пахомовского и Калтаасского золоторудных проявлений Федоровско-Магызы-Калтаасской рудоконтролирующей зоны с целью разработки поисковых критериев и уточнения генезиса оруденения. Высказана гипотеза о мантийной природе углерода в графите из золотоносных метасоматитов, гидротермалитов и графитизированных мраморизованных известняков. Предполагается, что источником углерода при графитизации служили интрателлурические флюиды, экстрагирующие рассеянный изотопно «легкий» и концентрированный изотопно «тяжелый» углерод из мантийного субстрата. На разных стадиях рудного процесса эти флюиды приносили углерод в земную кору вдоль Кузнецко-Алтайского глубинного разлома в виде CO_2 , H_2CO_3 , HCO_3^- , CO_3^- , CH_4 .

Ключевые слова: Кузнецко-Алтайский глубинный разлом, Томский выступ, Федоровско-Магызы-Калтаасская зона, Кедровское большеобъемное золоторудное проявление нетрадиционного типа, золотоносные метасоматиты и гидротермалиты, углеродистое вещество, графитизация, изотопы углерода и кислорода.

CARBON AND OXYGEN ISOTOPIY IN LARGE-VOLUME NON-TRADITIONAL GOLD-ORE OCCURRENCES OF THE FEDOROVSKO-MAGYZY-KALTASSKAYA ZONE (KUZNETSK ALATAU)

A. B. Shepel, M. E. Gavrilenko

Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk

The first part of the paper was published in the previous issue of the journal. The second part provides the findings of isotope study of carbon in graphites and carbon and oxygen in carbonates of the Kedrovskoye, Pakhomovskoye, and Kaltasskoye gold-ore occurrences in the Fedorovsko-Magzy-Kaltasskaya ore-controlling zone. The aim was to develop exploration criteria and to specify the genesis of mineralisation. The authors suggested a hypothesis on the mantle origin of carbon in graphite occurring in gold-bearing metasomatites, hydrothermalites, and graphitised marbelised limestones. It is estimated that during graphitisation, the carbon derived from intratelluric fluids that had extracted dispersed "light-isotopic" and concentrated "heavy-isotopic" carbon from mantle substrate. At different stages of mineralisation, these fluids supplied the Earth's crust along the Kuznetsko-Altaysky deep fault with carbon in the form of CO_2 , H_2CO_3 , HCO_3^- , CO_3^- , CH_4 .

Keywords: Kuznetsko-Altaysky deep fault, Tomsky ledge, Fedorovsko-Magzy-Kaltasskaya zone, large-volume non-traditional Kedrovskoye gold-ore occurrence, gold-bearing metasomatites and hydrothermalites, carbonic matter, graphitization, carbon and oxygen isotopes.

DOI 10.20403/2078-0575-2016-4-41-52

Изотопные исследования углерода и кислорода графитов и карбонатов

Изотопные исследования проводились с целью разработки поисковых критериев и уточнения генезиса оруденения большеобъемных золоторудных проявлений нетрадиционного типа Федоровско-Магызы-Калтаасской зоны (ФМКЗ). Объектами изучения послужили углерод и кислород графита и карбонатов золотоносных метасоматитов, гидротермалитов и вмещающих пород Кедровского, Пахомовского и Калтаасского золоторудных проявлений.

Изотопные анализы проводились в лаборатории изотопных методов исследования ТФ СНИИГГиМС (табл. 1).

Обсуждение результатов

Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов. Среди изученных карбонатов золоторудных проявлений ФМКЗ выделяются следующие генетические разновидности:

– метаморфогенный кальцит из мраморизованных известняков вмещающего калтаасского зеле-



Таблица 1

Изотопный состав углерода графитов, углерода и кислорода карбонатов золоторудных проявлений Федоровско-Магызы-Калтасской структурно-металлогенической зоны (Кузнецкий Алатау)

№ пробы	Местонахождение пробы	Характеристика породы	Изученные минералы		
			Графит	Карбонат	
			$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰
1	Калтасское проявление	Графит и доломит из графитсодержащего доломитового мрамора с тремолитом	–	–	+20,1
2	То же	То же	–	–	+17,2
3	«	Графитсодержащий кварцит брекчированный с жилками кварца и кальцита	–	–	–
4	«	Графит и кальцит из мраморизованного известняка большеказырской свиты среднего рифея	–	+0,4	+23,3
5	Кедровское проявление	Графит и кальцит из графитсодержащего мраморизованного известняка	–	+6,5	+22,4
6	То же	То же	–	+6,3	+21,8
7	«	«	–	+6,3	+22,4
8	Пахомовское проявление	«	–	+6,9	+25,2
9	То же	«	–	+7,5	+20,1
10	«	«	–	+6,3	+16,9
11	«	«	–	+7,8	+23,1
12	«	«	–	+7,5	+23,6
13	Кедровское проявление	Графит из графитовой жилки в графитсодержащем мраморизованном известняке	–	–	–
14	То же	Кальцит из кальцитовой жилки в графитсодержащем мраморизованном известняке	–	+0,9	+20,6
15	«	Кальцит из кварц-альбит-кальцитовой жилки в графитсодержащем мраморизованном известняке	–	+0,5	+21,4
16	«	Анкерит из альбит-анкерит-серицитового метасоматита	–	–	+21,4
17	«	То же	–	–	+20,5
18	«	«	–	–	+19,3
19	Пахомовское проявление	Графит и кальцит из графитизированного и кальцитизированного metabазальта	–	–	+19,4
20	То же	Графит и анкерит из графитсодержащего кварц-анкерит-серицитового метасоматита	–	–	+21,5
21	«	То же	–	–	+21,0
22	Асановское проявление	«	–	+5,2	+19,9
23	То же	Графит и карбонат из метасоматически измененного гравелита с жилками графита	–	–	+13,9
24	«	Графит из графитовых микрожилок в гравелитистом граувакковом метапесчанике с многочисленными жилками кальцита	–	–	–
25	Асановское проявление	Графит из линзовидно-полосовидных согласных со сланцеватостью скоплений графита в хлорит-серицитовом сланце по аргиллиту	–	–	–
26	Пахомовское проявление	Графит из графитизированного, карбонатизированного и милонитизированного биотит-хлорит-серицитового сланца с жилками кальцитового, кварц-кальцитового состава и микровкрапленностью сульфидов	–	–	–
27	То же	Графит из графитизированного, карбонатизированного и милонитизированного хлорит-серицит-биотитового сланца с жилками анкерит-кварц-кальцитового состава	–	–	–



№ пробы	Местонахождение пробы	Характеристика породы	Изученные минералы		
			Графит	Карбонат	
			$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰
28	Пахомовское проявление	Графит из графитизированного, карбонатизированного и милонитизированного хлорит-серицит-биотитового сланца с жилками анкерит-кварц-кальцитового состава	–	–	–
29	То же	Графит из графитсодержащего кварц-анкерит-серицитового метасоматита	–	–	–
30	«	Графит из графитизированного metabazalta	–	–	–
31	Кедровское проявление	Графит из графитовых жилков в кварцевой жиле, секущей метасоматиты	–	–	–
32	То же	Графит из жилки графита в альбит-анкерит-серицитовом метасоматите	–	–	–
33	«	Графит из брекчированного графитизированного альбит-серицит-анкеритового метасоматита	–	–	–
34	«	Графит из жилки графита в серицит-анкерит-альбитовом метасоматите	–	–	–
35	«	Графит из брекчированного и окварцованного метааргиллита	–	–	–
36	Правый борт р. Томь вблизи пос. Лужба	Графит из графитсодержащего кварц-актинолитового сланца терсинской свиты раннего протерозоя, подстилающей метаморфиты калтасского комплекса	–	–	–

носланцевого комплекса раннего рифея (см. табл. 1, пробы 5–12);

– метаморфогенный кальцит из перекрывающих калтасский зеленосланцевый комплекс мраморизованных известняков большеказырской свиты среднего рифея (см. табл. 1, проба 4);

– метаморфогенный доломит из доломитовых мраморов калтасского зеленосланцевого комплекса (см. табл. 1, пробы 1, 2);

– гидротермальный кальцит из кальцитовых и кварц-альбит-кальцитовых жилков, секущих мраморизованные известняки калтасского зеленосланцевого комплекса (см. табл. 1, пробы 14, 15);

– метасоматические анкериты из золотоносных апогаббровых метасоматитов Кедровского проявления (см. табл. 1, пробы 16–18), золотоносных апосланцевых метасоматитов Пахомовского проявления (пробы 19–21) и метасоматитов Асановского проявления (проба 22).

Метаморфогенные кальциты входят в состав графитсодержащих мраморизованных известняков вмещающего калтасского зеленосланцевого комплекса Пахомовского и Кедровского золоторудных проявлений, сформировавшихся в условиях эпидот-мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма (схема фаций метаморфизма по [20]). Особенностью кальцитов, отличающей их от всех других карбонатов, является высокое содержание тяжелого изотопа углерода C^{13} и повышенное содержание тяжелого изотопа кислорода O^{18} . Значение коэффициентов уплотнения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в метаморфогенных кальцитах варьирует в пределах соответственно +6,3...+7,8 и +16,9...+25,2 ‰ (см. табл. 1, пробы 5–12). По изотопному составу углерода каль-

циты мраморизованных известняков калтасского зеленосланцевого комплекса раннего рифея близки карбонатным породам докембрия, развитым на древних щитах и характеризующихся аномально «тяжелым» составом углерода. Величина $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов на Балтийском щите изменяется от +8 до +9 ‰ [4], на Украинском щите – +5...+15 ‰ [7], на Южно-Африканском щите – +9,4±2 ‰ [25], на Алданском щите – +12,2...+15,3 ‰, а $\delta^{18}\text{O}$ – +14,3...+15,3 ‰ [10].

Одни ученые объясняют такие аномалии эволюционными событиями в истории Земли, полагая, что на изотопный состав докембрийского углерода большое влияние оказывала активизированная метаморфизмом углекислота, которая приводила к обогащению тяжелым изотопом углерода карбонатов, осаждавшихся в тектонически активные периоды [4, 24]. Другие считают, что причиной утяжеления изотопного состава углерода карбонатных пород являются особенности литолого-фациальных обстановок накопления карбонатных осадков в докембрии: деструкция или бактериальное разложение органического вещества с образованием изотопно тяжелой углекислоты, изотопный обмен в системе $\text{CO}_2\text{--CH}_4$ [7, 10].

Из приведенных данных следует, что наряду с палеонтологическими и радиологическими материалами [17] присутствие в составе мраморизованных известняков калтасского зеленосланцевого комплекса кальцита с аномально «тяжелым» углеродом может служить еще одним подтверждением докембрийского возраста комплекса.

Кальцит из мраморизованных известняков большеказырской свиты среднего рифея, перекрывающей калтасский зеленосланцевый ком-



плекс раннего рифея, характеризуется менее тяжелым изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C} = +0,4 \text{ ‰}$) (см. табл. 1, проба 4) по сравнению с кальцитами из мраморизованных известняков калтасского комплекса. При этом изотопный состав кислорода кальцита ($\delta^{18}\text{O} = +23,3 \text{ ‰}$) близок к таковому из мраморизованных известняков калтасского комплекса ($\delta^{18}\text{O} = +16,9 \dots +25,2 \text{ ‰}$) (см. табл. 1, пробы 5–12).

В отличие от метаморфогенных изотопно «тяжелых» кальцитов из графитсодержащих мраморизованных известняков калтасского комплекса, сформировавшихся в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма, метаморфогенные доломиты из графитсодержащих доломитовых мраморов этого комплекса, испытавшие метаморфизм эпидотамфиболитовой фации, содержат более изотопно «легкий» углерод ($\delta^{13}\text{C} -1,4 \dots -2,0 \text{ ‰}$) (пробы 1, 2). При этом изотопный состав кислорода в доломите ($\delta^{18}\text{O} = +17,2 \dots +20,1 \text{ ‰}$) близок к таковому в мраморизованных известняках (см. табл. 1, пробы 5–12). Следует отметить, что докембрийские доломиты калтасского комплекса раннего рифея отличаются от кембрийских (раннепалеозойских) морских пластовых доломитов Северной Америки, в которых $\delta^{13}\text{C}$ изменяется в пределах $+5,1 \dots -0,26 \text{ ‰}$ [27].

Гидротермальные кальциты из кальцитовых и кварц-альбит-кальцитовых жил, секущих мраморизованные известняки на Кедровском проявлении, обнаруживают гораздо более низкие содержания тяжелых изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C} = +0,5 \dots +0,9 \text{ ‰}$) (см. табл. 1, пробы 14, 15), чем аномально изотопно «тяжелые» метаморфогенные кальциты вмещающих мраморизованных известняков ($\delta^{13}\text{C} = +6,3 \dots +6,5 \text{ ‰}$) (пробы 5–7). Эти резкие различия, по-видимому, свидетельствуют о том, что вмещающая среда была индифферентна и не оказывала заметного влияния на изотопный состав углерода гидротермальных кальцитов, который определялся составом гидротермальных растворов. Изотопный состав кислорода в жильном кальците близок к составу метаморфогенного кальцита вмещающих мраморизованных известняков. Значение $\delta^{18}\text{O}$ в жильном кальците составляет $+20,6 \dots +21,4 \text{ ‰}$ (см. табл. 1, пробы 14, 15), а в кальците мраморизованных известняков – $+16,9 \dots +25,2 \text{ ‰}$ (пробы 5–12). Сходство жильных и метаморфогенных кальцитов подтверждает отсутствие изотопного фракционирования кислорода в ходе гидротермального процесса и унаследованность жильным кальцитом изотопного состава кислорода метаморфогенного кальцита вмещающих пород.

Метасоматические анкериты, входящие в состав золотоносных метасоматитов Кедровского и Пахомовского проявлений, от непосредственно контактирующих с ними кальцитов мраморизованных известняков отличаются более легким изотопным составом углерода. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в метасоматитах на Кедровском проявлении составляют $-0,8 \dots -2,3 \text{ ‰}$ (см. табл. 1, пробы 16–18), на Пахо-

мовском проявлении $-0,1 \dots -1,9 \text{ ‰}$ (пробы 20, 21). Более низким значением $\delta^{13}\text{C} = -4,3 \text{ ‰}$ характеризуется кальцит из графитизированных и карбонатизированных metabазальтов Пахомовского проявления (проба 19). Анкерит с аномально низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ ($-9,1 \text{ ‰}$) и $\delta^{18}\text{O}$ ($+13,9 \text{ ‰}$) встречается на Асановском проявлении в составе графитизированных и карбонатизированных метагравелитов (проба 23).

Следует отметить, что изотопный состав углерода анкерита из метасоматитов облегчен примерно на 7–10 ‰ относительно метаморфогенных кальцитов из вмещающих мраморизованных известняков. Наличие столь резких различий позволяет высказать предположение, что метаморфогенные кальциты не служили источником углерода для метасоматического анкерита. Особенности изотопии углерода последнего определялись внешними факторами, и в первую очередь составом флюидов, обусловивших гидротермально-метасоматическую проработку исходных пород. Как установлено [2], карбонаты, возникшие в ходе такой проработки, характеризуются облегченным изотопным составом углерода. Так, на Кедровском и Пахомовском проявлениях в кальцитах вмещающих мраморизованных известняков $\delta^{13}\text{C} = +6,3 \dots +7,8 \text{ ‰}$ (см. табл. 1, пробы 5–12), тогда как в анкеритах березитоподобных золотоносных метасоматитов, формирующихся на контакте мраморизованных известняков и метагаббро, она опускается до $-0,8 \dots -2,3 \text{ ‰}$ (пробы 16–18, 20, 21), что близко к гидротермальным доломитам с $\delta^{13}\text{C} -3,0 \dots +2,0 \text{ ‰}$ [3, табл. 70]. При этом проявляется тенденция роста значений $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов от ранних к поздним стадиям минералообразования. Она выражается в незначительном повышении коэффициента уплотнения $\delta^{13}\text{C}$ от $-0,8 \dots -2,3 \text{ ‰}$ (см. табл. 1, пробы 16–18, 20, 21) в анкеритах метасоматитов до $+0,5 \dots +0,9 \text{ ‰}$ (пробы 14, 16) в кальците из жил, секущих метасоматиты. Подобные соотношения между изотопным составом углерода ранних и поздних стадий минералообразования наблюдаются на гидротермальных и метасоматических рудных месторождениях США и других стран. Это объясняется падением температуры минералообразования, уменьшением отношения CO_2/CH_4 во флюидах при возрастающем поступлении в них CO_2 из других источников [13, с. 446], одним из которых могли быть глубинные флюиды.

Изотопный состав кислорода в рассмотренных генетических типах карбонатов характеризуется слабыми вариациями величины уплотнения $\delta^{18}\text{O}$. Значения ее в карбонатах метаморфогенного, метасоматического и гидротермального происхождения изменяются в пределах $+16,9 \dots +25,2 \text{ ‰}$ (см. табл. 1, пробы 1, 4–12), $+19,3 \dots +21,5 \text{ ‰}$ (пробы 16–18, 20–22) и $+20,6 \dots +21,6 \text{ ‰}$ (пробы 14, 15) соответственно. Исключение – одна проба из карбонатов Асановского проявления, где $\delta^{18}\text{O} = +13,9 \text{ ‰}$ (проба 23). Незначительные колебания значения $\delta^{18}\text{O}$ в подавляющей массе проб свидетельствуют о едином источнике



изотопов кислорода, в качестве которого могут рассматриваться метаморфогенные карбонаты – кальцит и доломит из вмещающих мраморизованных известняков и доломитовых мраморов.

Таким образом, сравнительный анализ изотопного состава карбонатов Кедровского, Пахомовского, Калтасского и Асановского золоторудных проявлений ФМКЗ свидетельствует о наличии трех разновозрастных и разнородных источников изотопов углерода – метаморфогенного, метасоматического и гидротермального. Для карбонатов метаморфогенного генетического типа источником изотопов углерода служили карбонаты мраморизованных известняков вмещающей толщи, для карбонатов золотоносных метасоматитов и гидротермалитов – гидротермальные флюиды разных стадий минералообразования.

Изотопный состав кислорода в рассмотренных генетических типах карбонатов характеризуется слабыми вариациями уплотнения $\delta^{18}\text{O}$: в карбонатах метаморфогенного, метасоматического и гидротермального происхождения +16,9...+25,2 ‰ (см. табл. 1, пробы 1, 4–12), +19,3...+21,5 ‰ (пробы 16–18, 20–22) и +20,6...+21,6 ‰ (пробы 14, 15) соответственно, за исключением пробы 23 из карбонатов Асановского проявления – $\delta^{18}\text{O} = +13,9$ ‰.

В отличие от изотопов углерода, источник изотопов кислорода для выделенных генетических типов карбонатов был один – карбонаты (кальцит и доломит) из вмещающих мраморизованных известняков и доломитовых мраморов. Это подтверждается незначительными колебаниями значений $\delta^{18}\text{O}$ в подавляющей массе проб (см. табл. 1).

Изотопный состав графита. По изотопному составу углерода графиты Кедровского, Пахомовского, Асановского и Калтасского проявлений условно можно разбить на две группы: изотопно «тяжелые» и изотопно «легкие». В группу изотопно «тяжелых» входят графиты мраморизованных известняков (см. табл. 1, пробы 5, 6, 8–13), доломитовых мраморов (пробы 1, 2) и кварцитов (проба 3) калтасского зеленосланцевого комплекса, а также графит из мраморизованных известняков большеказырской свиты среднего рифея, перекрывающей калтасский комплекс (проба 4).

Изотопно «тяжелые» графиты в метаморфизованных карбонатных породах находятся в ассоциации как с кальцитом (см. табл. 1, пробы 3–6, 8–13), так и с доломитом (пробы 1, 2). Естественно предположить, что утяжеление изотопного состава графитов могло произойти в процессе регионального метаморфизма путем изотопного обмена между графитом и ассоциирующим с ним карбонатом. Так, например, объяснялось присутствие изотопно утяжеленных графитов в карбонатных породах докембрия [1]. Поскольку региональный метаморфизм протекал в условиях, близких к условиям физико-химического равновесия [19], можно допустить, что процессы изотопного обмена также

должны были протекать в равновесных условиях, следовательно, контролироваться термодинамическим изотопным эффектом. В этом случае определенной температуре изотопного обмена должно соответствовать определенное значение $\Delta_{\text{кг}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{к}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{г}}$ (кг – карбонат – графит, к – карбонат, г – графит). На графике зависимости $\Delta_{\text{кг}}$ от температуры для равновесных условий (рис. 1) отчетливо видно, что для температуры около 400 °С, отвечающей верхнему пределу сопровождающего золотооруденение метасоматоза, фигуративные точки изученных пар кальцит – графит из графитсодержащих мраморизованных известняков резко отклоняются от приведенных равновесных кривых для $\Delta_{\text{кг}}$ (табл. 2, пробы 5, 6, 8–13; см. рис. 1). Это свидетельствует о неравновесности условий изотопного обмена между карбонатом и графитом, что подтверждается также результатами экспериментальных исследований изотопного равновесия углерода в системе карбонат – графит (рис. 2): значение $\Delta_{\text{кг}}$, вычисленное для равновесных условий изотопного обмена углерода между кальцитом и графитом, – величина постоянная при определенной температуре. Для условий эксперимента, проводимого при температуре 250 °С, она составила +11,1 ‰ (см. рис. 2). В мраморизованных известняках Кедровского и Пахомовского прояв-

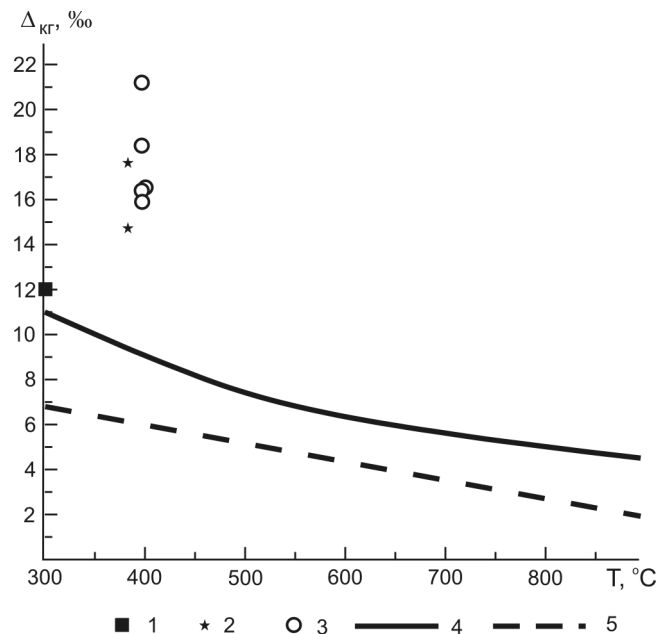


Рис. 1. Изотопные геотермометры и положение на них пар кальцит – графит золоторудных проявлений ФМКЗ

1 – из мраморизованных известняков большеказырской свиты среднего рифея, перекрывающей калтасский зеленосланцевый комплекс и метаморфизованной в условиях пренит-пумпеллиитовой фации (≈300 °С) (см. табл. 2, проба 4), Калтасское проявление; 2, 3 – из мраморизованных известняков Кедровского (2) и Пахомовского (3) проявлений, испытавших метаморфизм эпидот-актинолитовой субфации зеленосланцевой фации (≈380 °С) (см. табл. 2, пробы 5, 6, 8–12); 4, 5 – температурные кривые: 4 – по данным У. Баттинга [22], 5 – по данным Д. Вилли, Д. Р. О’Нила [26]



Таблица 2

Изотопный состав углерода в парах сосуществующих минералов графит – кальцит из мраморизованных известняков Кедровского и Пахомовского проявлений

№ пробы*	Местонахождение пробы	Характеристика породы	Изученные минералы		
			Графит	Карбонат	$\Delta_{\text{кр}}^{**} = \delta^{13}\text{C}_{\text{к}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{г}}$
			$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$	
5	Кедровское проявление	Графит и кальцит из графитсодержащего мраморизованного известняка	-11,0	6,5	17,5
6	То же	То же	-8,4	6,3	14,7
8	Пахомовское проявление	Графит и кальцит из графитсодержащего мраморизованного известняка	-9,6	6,9	16,5
9	То же	То же	-10,9	7,5	18,4
10	«	«	-14,9	6,3	21,2
11	«	«	-8,6	7,8	16,4
12	«	«	-8,4	7,5	15,9

*Номера проб соответствуют табл. 1.

**Значения $\Delta_{\text{кр}}$, вычисленные для изученных пар графит – кальцит.

лений значение $\Delta_{\text{кр}}$ для сосуществующих кальцитов и графитов изменяется в довольно широких пределах – от +15,9 до +21,2 ‰ (см. табл. 2). При этом на диаграмме $\delta^{13}\text{C}_{\text{г}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{к}}$ (рис. 3) положение фигуративных точек, отвечающих соотношению изотопов углерода в парах графит – кальцит из мраморизованных известняков, отклоняется от экспериментальной линии тренда, характеризующей эти соотношения для условий равновесного изотопного обмена при температуре 250 °С. Последняя отвечает нижней температурной границе сорудного метасоматоза [8, 14].

Таким образом, как для верхнего (≈ 400 °С) (см. рис. 1), так и для нижнего (250 °С) (см. рис. 2) температурных пределов гидротермально-метасоматического процесса изотопный обмен между парами графит – кальцит осуществлялся в неравновесных условиях. Все это позволяет предположить, что минеральная ассоциация кальцит+графит, наблюдаемая в мраморизованных известняках, не является равновесной и парагенной. Графит в ней, судя по особенностям изотопного состава углерода и структурным взаимоотношениям с кальцитом (наличие секущих жилков графита в кальците), обнаруживает наложенный характер, трассируя рудоконтролирующие зоны золотооруденения по простиранию.

К выводу о наложенной природе углеродистого вещества пришли также исследователи Советского золоторудного месторождения (Енисейский кряж). Они отмечают, что «на удалении от рудоносной полосы метаосадочные породы вообще не содержат УВ», а «локализация „углеродистых сланцев“ тесно связана с тектоникой» [12].

Группа изотопно «легких» графитов объединяет графиты с $\delta^{13}\text{C} = -19,6...-24,9$ ‰ (см. табл. 1, пробы 19–21, 26–35). На участке Кедров-

ском они слагают микрожилки в брекчированных золотоносных метасоматитах (пробы 32–34), в секущей метасоматиты кварцевой жиле (проба 31), в брекчированном и окварцованном метааргиллите (проба 35). На Пахомовском участке изотопно «легкие» графиты входят в состав графитсодержащих кварц-анкерит-серицитовых метасоматитов (см. табл. 1, пробы 20, 21, 29), графитизированных и карбонатизированных метабазальтов (пробы 19, 30) и хлорит-серицитовых сланцев (пробы 26–28). В эту группу включен также графит из раннепротерозойских кварц-роговообманковых кристаллических сланцев, подстилающих зеленосланцевую толщу калтасского комплекса (проба 36). Наиболее низкими значениями $\delta^{13}\text{C} = -26,9...-28,6$ ‰ (см. табл. 1, пробы 23–25) характеризуется изотопный состав углерода в графите метаморфических сланцев по терригенным породам Асановского проявления. Там же установлены карбонаты с наиболее легким изотопным составом углерода и кислорода ($\delta^{13}\text{C} = -9,1$ ‰, $\delta^{18}\text{O} = +13,9$ ‰, проба 23).

Природа источников углерода. По этому вопросу имеются две альтернативные точки зрения. Согласно одной из них, источником углерода могло служить органическое вещество биогенного происхождения, превращенное в графит в процессе диагенеза и метаморфизма пород; согласно другой – источник углерода имел абиогенную природу. В этом случае образование графита могло быть связано с контактовым взаимодействием магмы и карбонатных пород и воздействием на породы углеродсодержащих продуктов дегазации магматических расплавов. Источником абиогенного углерода могли также служить мантийные (интрателлурические) флюиды – продукты дегазации мантии Земли.

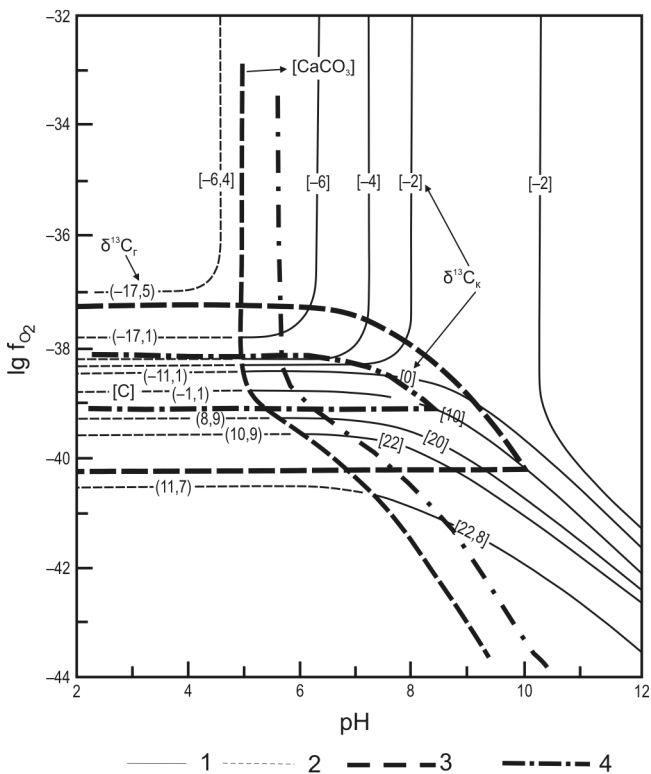


Рис. 2. Диаграмма pH – lgfO₂ и положение на ней изолиний изотопного состава углерода (δ¹³C) в сосуществоющих кальците и графите при T = 250 °C и изотопном составе углерода во флюиде δ¹³C_{ΣC} = –5 ‰ [16]

1, 2 – изолинии δ¹³C в кальците (1) и графите (2), цифры в квадратных скобках относятся к кальциту, в круглых – к графиту; 3, 4 – границы полей устойчивости кальцита и графита при ΣC = 1 моль/кг H₂O (3) и ΣC = 0,1 моль/кг H₂O (4)

Признаками биогенного углерода обладает углерод изотопно «легких» графитов (δ¹³C = –19,6...–24,9 ‰) (см. табл. 1, пробы 19–21, 26–35), входящих в состав золотоносных метасоматитов и гидротермалитов золоторудных проявлений ФМКЗ. По составу изотопно «легкий» углерод близок к углероду органического вещества морских осадков (δ¹³C = –19,3...–26,2 ‰, табл. 3, проба 29), углероду углеродисто-кремнистых сланцев (δ¹³C = –27,7±3,3 ‰) (см. табл. 3, проба 26), углероду графита амфиболитов и гранулитов Центральной Европы (δ¹³C = –19,7...–21,0 ‰) (проба 25), а также углероду из графитоносных гнейсов Северной Швеции (δ¹³C = –21,1...–24,0 ‰) (см. табл. 3, проба 22) и т. д. Однако близкими изотопными характеристиками обладает углерод ультраосновных изверженных пород мантийного происхождения – гарцбургитов, дунитов, долеритов и базальтов (δ¹³C = –17,7...–29,8 ‰, см. табл. 3, пробы 18, 19). Поэтому для доказательства биогенной или abiогенной природы углерода помимо изотопного состава необходимо использовать дополнительные критерии – геотектонические, литолого-стратиграфические, петрографические, структурные и др.

Альтернативная точка зрения исходит из abiогенной природы как изотопно «легкого», так и изо-

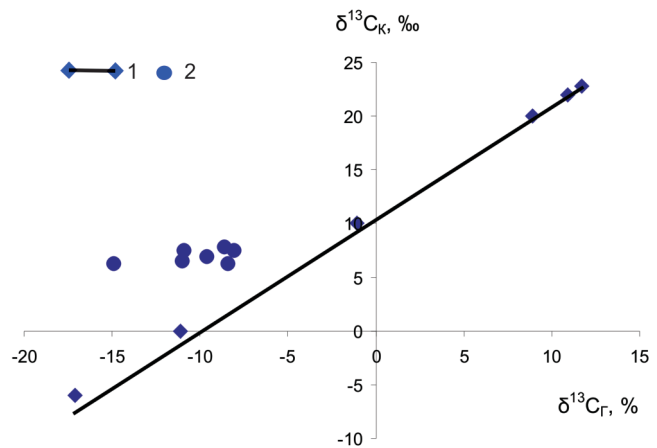


Рис. 3. Соотношение изотопов углерода в парах графит – кальцит по данным экспериментальных исследований (1) и результатам изучения графитсодержащих мраморизованных известняков Кедровского и Пахомовского золоторудных проявлений (2). При построении диаграммы использованы данные [16], приведенные на рис. 2

топно «тяжелого» углерода, обусловивших присутствие графита во вмещающих породах, золотоносных метасоматитах и гидротермалитах золоторудных проявлений ФМКЗ. Согласно этому мнению источником abiогенного углерода могли служить мантийные (интрателлурические) флюиды, проникающие в земную кору вдоль зон глубинных разломов. Предпосылками тому являются:

1) пространственная приуроченность структурно-тектонической зоны и ее золоторудных проявлений к Кузнецко-Алтайскому глубинному разлому;

2) локализация графитизации вдоль линейных рудоконтролирующих тектонических зон расланцевания, катаклаза, брекчирования, будинажа и интенсивной гидротермально-метасоматической проработки пород;

3) наложенный характер графитизации во вмещающих породах и вхождение его в состав минерального парагенезиса золотоносных метасоматитов и гидротермалитов;

4) сходство углерода изотопно «тяжелых» графитов (δ¹³C = –8,4...–12,4 ‰) с углеродом углистых метеоритов, углеродистых хондритов и карбонатитов (δ¹³C = –4...–9 ‰) (см. табл. 3, пробы 15–17), а углерода изотопно «легких» графитов (δ¹³C = –19,6...–24,9 ‰) – с углеродом метеоритов (δ¹³C = –23,0 ‰) (проба 14), а также гипербазитов, дунитов и гарцбургитов (δ¹³C = –22,7 ‰) (пробы 18, 19), т. е. изверженных пород, являющихся продуктами мантийного магматизма;

5) наличие в кристаллических роговообманковых сланцах, подстилающих рудовмещающий калтацкий зеленосланцевый комплекс, графитов с изотопным составом углерода (δ¹³C = –21,1 ‰) (см. табл. 1, проба 36), близким углероду изотопно «легкого» графита золотоносных метасоматитов и гидротермалитов (δ¹³C = –19,6...–24,9 ‰); пред-



Таблица 3

Изотопный состав углерода графитов Кедровского, Пахомовского, Асановского и Калтасского проявлений ФМКЗ, а также графитов и углеродистого вещества других пород

№ п/п	Местонахождение	Характеристика породы	$\delta^{13}\text{C}$, ‰
1	Участок Калтас	Графит из доломитовых мраморов с тремолитом	-8,7 (2) -8,5...-8,9
2	«	Графит из кварцита	-12,4 (1)
3	«	Графит из мраморизованного известняка большеказырской свиты среднего рифея	-11,4 (1)
4	Правый борт р. Томь в 2 км выше по течению от пос. Лужба	Графит из кварц-актинолитового сланца терсинской свиты раннего протерозоя, подстилающей метаморфиты калтасского комплекса	-21,1 (1)
5	Участок Кедровский	Графит из мраморизованных известняков	-10,0 (3) -8,4...-11,0
6	Участок Пахомовский	«	-10,5 (5) -8,4...-14,9
7	Участок Кедровский	Графит из золотоносных метасоматитов по метагаббро	-21,9 (3) -19,8...-24,9
8	«	Графит из кварцевой жилы, секущей золотоносные метасоматиты	-24,8 (1)
9	Участок Пахомовский	Графит из золотоносных метасоматитов по хлорит-серицитовым сланцам	-20,7 (5) -19,6...-22,1
10	«	Графит из графитизированного и карбонатизированного метабазальта	-21,9 (2) -21,3...-22,5
11	«	Графит из вмещающих хлорит-серицитовых сланцев и метааргиллитов	-20,0 (2) -19,6...-20,3
12	Участок Асановский	Графит из милонитизированного мраморизованного известняка с микробудинами окварцованных серицит-анкеритовых метасоматитов	-25,1 (1)
13	«	Графит из графитизированных осадочных пород (метагравелитов, метапесчаников и метааргиллитов)	-27,9 (3) -26,9...-28,6
14	См. [3]	Углерод изотопно легкий из «рассеянной» фазы в метеоритах	-23,0
15	См. [3]	Углерод изотопно тяжелый из «концентрированной» фазы в углистых метеоритах	-6,0
16	См. [23]	Углерод карбонатитов	-4,0...-9,0
17	См. [18]	Углеродистые хондриты, алмазы, карбонатиты	-6,0
18	См. [18, табл. 54]	Углерод гипербазитов	-22,7
19	Урал, Кавказ, Кольский полуостров [15]	Углерод дунитов, гарцбургитов, долеритов, базальтов	-23,8 -17,2...-29,8
20	То же	Карбонаты из дунитов гарцбургитов, долеритов, базальтов	-0,2...-9,2
21	Каледонские горы, Северная Швеция [3, 5]	Графит из графит-филлита	-26,4...-28,2
22	Норботтен, Северная Швеция [3]	Графит из графитоносного гнейса	-21,1...-24,0
23	Вестерботтен, Северная Швеция [3]	Графит из графит-гнейса с сульфидами	-20,3...-27,6
24	Вайоминг, США [3]	Графит из графит-шифера	-9,8...-35,5
25	Шварцбах, Центральная Европа [3]	Графит из амфиболитов и гранулитов	-19,7...-21,0
26	См. [6, табл. 15]	Углерод из углеродисто-кремнистых сланцев вне зоны влияния тектонических нарушений	-27,7 \pm 3,3 (8)
27	См. [6, табл. 15]	Углерод из углеродисто-кремнистых сланцев в приальбандовых участках тектонических срывов	-31,8 \pm 1,5 (4)
28	[6, табл. 15]	Углерод из антраколитов, выполняющих полости тектонических срывов	-33,8 \pm 2,5 (3)
29	[3, табл. 23]	Органическое вещество из морских осадков	-19,3...-26,2
30	Тихий океан [3, с. 76]	Органическое вещество из глубоководных осадков	-19,5...-24,6



№ п/п	Местонахождение	Характеристика породы	$\delta^{13}\text{C}$, ‰
31	[3, табл. 28]	Угли	-22,6...-27,3
32	[3, с. 94]	Нефть	-29,0 -27,0...-30,8

Примечание. В числителе полужирный шрифт – среднее значение $\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}}$, в скобках – число проб в выборке; в знаменателе – минимальное и максимальное значения $\delta^{13}\text{C}$. Для некоторых проб приведено среднее значение $\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}} \pm$ стандартное отклонение, а в скобках указано количество проб в выборке.

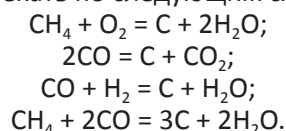
полагается, что такие графиты трассируют пути поступления глубинных флюидов.

Согласно данным Э. М. Галимова [3], углерод в мантии не обладает единым изотопным составом, а, как и в метеоритах, существует в мантии в двух различных фазах – «концентрированной» изотопно «тяжелой» в виде графита ($\delta^{13}\text{C} = -7,0$ ‰) и «рассеянной» изотопно «легкой» ($\delta^{13}\text{C} = -22,7$ ‰) в виде изоморфной примеси в породообразующих минералах – карбонатах, а также в составе соединений углерода с металлами. По словам академика А. П. Виноградова, «углерод пород мантии при высоких температурах и давлениях и каталитическом влиянии пород реагирует с водой самих пород и в этом процессе $\text{C} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CO}_2 + \text{H}_2$, осложненном реакциями $2\text{CO} + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CH}_4 + \text{CO}_2$ и $\text{CO} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CO}_2 + \text{H}_2$ и др., происходит, как следует из многочисленных данных, фракционирование изотопов углерода» [3, с. 5]. Из мантийного субстрата углерод мог экстрагироваться интрателлурическими флюидами и в форме CO_2 , H_2CO_3 , HCO_3^- , CO_3^{2-} , CH_4 привноситься в земную кору по зонам глубинных разломов, приводя к «науглероживанию», точнее графитизации, пород земной коры. Возможность привноса мантийного углерода в земную кору подтверждается, например, наличием в вулканических газах Камчатки корреляционной связи между изотопным составом гелия и углерода: чем выше доля мантийного гелия в газах, тем более изотопно тяжелым становится метан [5, с. 148–149]. При этом углерод метана мантийного происхождения характеризовался $\delta^{13}\text{C} = -15,0$ ‰.

На золоторудных проявлениях ФМКЗ, которые по классификации А. Д. Щеглова и И. Н. Говорова [21] относятся нами к классу мантийных месторождений [8, 14], процесс флюидного мантийно-корового рудогенеза, протекавший при участии интрателлурических флюидов, проявился на регрессивном этапе регионального метаморфизма. При этом графитизация сопровождала рудогенез и на дорудной, и на рудной его стадиях. На дорудной стадии кристаллизовались графиты с изотопно «тяжелым» углеродом ($\delta^{13}\text{C} = -8,4...-12,4$ ‰). Источником углерода для них могли служить мантийные флюиды, привносящие «концентрированный» (по терминологии [3]) изотопно «тяжелый» углерод. На более поздней рудной стадии рудогенеза формировались графиты с изотопно «легким» углеродом ($\delta^{13}\text{C} = -19,6...-24,9$ ‰). Источником его были мантийные флюиды, экстра-

гирующие «рассеянный» (по [3]) изотопно «легкий» углерод из мантийного субстрата. (При этом следует иметь в виду, что при температурах более 1000 °С, которые существуют в мантии, термодинамический изотопный эффект будет ограничен, значения констант равновесия реакций изотопного обмена невелики, а следовательно, различия в изотопном составе исходных веществ и продуктов реакции незначительны [3, с. 31].)

Процесс кристаллизации графита в земной коре мог протекать по следующим схемам [9, 11]:



При этом концентрация изотопа ^{13}C в различных соединениях возрастает в направлении $\text{CH}_4 \rightarrow \text{C} \rightarrow \text{CO} \rightarrow \text{CO}_2 \rightarrow \text{CO}_3^{2-}$, т.е. с увеличением степени окисленности флюида [3, с. 31]. Принимая это во внимание, можно предположить, что, поскольку изотопно «тяжелые» графиты ранней (дорудной) стадии процесса флюидного мантийно-корового рудогенеза характеризуются более высокими значениями коэффициента уплотнения углерода, чем изотопно «легкие» графиты более поздней рудной стадии, первые формировались в более окислительной обстановке, чем вторые.

Результаты изотопных исследований углеродистого вещества золоторудных проявлений ФМКЗ указывают на возможность участия в процессах корового рудогенеза глубинных (интрателлурических) флюидов, проникавших в земную кору вдоль глубинных разломов и являвшихся доминирующими источниками вещества и энергии.

Выводы

1. Предполагается абиогенная природа углерода, входящего в состав примеси графита во вмещающих породах, золотоносных метасоматитах и гидротермалитах Кедровского, Пахомовского и Калтаского золоторудных проявлений ФМКЗ.

2. Установлено, что пространственно процесс графитизации приурочен к рудоконтролирующим тектоническим зонам расщепления, катаклаза, брекчирования, будинажа и интенсивной гидротермально-метасоматической проработки пород.

3. Графитизация проявилась на регрессивном этапе регионального метаморфизма в дорудную и рудную стадии процесса флюидного мантийно-



корового рудогенеза, сопровождаясь кристаллизацией графитов с изотопно «тяжелым» ($\delta^{13}\text{C} = -8,4... -11,0 \text{ ‰}$) и изотопно «легким» ($\delta^{13}\text{C} = -19,6... -24,9 \text{ ‰}$) углеродом соответственно.

4. Предполагается, что источником углерода при графитизации служили интрателлурические флюиды, экстрагирующие углерод из мантийного субстрата и привносящие его в земную кору вдоль Кузнецко-Алтайского глубинного разлома в виде CO_2 , H_2CO_3 , HCO_3^- , CO_3^{2-} , CH_4 .

5. Карбонаты золотоносных метасоматитов и вмещающих метаморфических пород резко различаются по изотопному составу углерода при отсутствии различий по изотопному составу кислорода, что обусловлено наличием двух генетически разнородных источников углерода (корового и мантийного) и единого источника кислорода (корового).

6. Результаты изотопных исследований графита и карбонатов могут быть использованы в качестве поисковых критериев большеобъемных золоторудных месторождений нетрадиционного типа в докембрийских зеленосланцевых комплексах фанерозойских складчатых областей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Борщевский Ю. А., Сидоренко С. А.** Изотопия углерода графитов докембрия // Литология и осадочная геология докембрия. – М.: Наука, 1973. – С. 312–314.
2. **Виноградов В. И., Кулешов В. Н.** Изотопный состав углерода и кислорода в архейских карбонатах Алданского щита // VI Междунар. симп. по геохимии изотопов: тез. докл. – М.: Изд-во АН СССР, 1976. – С. 21–24.
3. **Галимов Э. М.** Геохимия стабильных изотопов углерода. – М.: Недра, 1968. – 222 с.
4. **Галимов Э. М., Кузнецова Н. Г., Ронов А. Б.** Вариации изотопного состава карбонатного и органического углерода осадочных пород в истории Земли // Геохимия. – 1975. – № 3. – С. 323–343.
5. **Гелий** и метан верхней мантии Земли в газах Камчатки / И. Л. Каменский, В. А. Лобков, Э. М. Прасолов и др. // V Всесоюз. симп. по геохимии стабильных изотопов: тез. докл. – М., 1974. – С. 148–149.
6. **Ермолаев Н. П., Созинов Н. А.** Стратиформное рудообразование в черных сланцах. – М.: Наука, 1986. – 173 с.
7. **Загнитко В. Н., Луговая И. П.** Изотопная геохимия карбонатных и железисто-кремнистых пород Украинского щита. – Киев: Наукова думка, 1989. – 315 с.
8. **Золотоносные** метасоматиты Кедровского проявления (Кузнецкий Алатау), вопросы их генезиса и перспективы освоения / А. Б. Шепель, М. Е. Гавриленко, В. П. Лепилин, Е. А. Белоножко // Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири: тез. 2-й науч.-практ. конф. Т. 1. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2015. – С. 206–210.
9. **Иванкин П. Ф., Назарова Н. И.** Глубинная флюидизация земной коры и ее роль в петрорудогенезе, соле- и нефтеобразовании. – М., 2001. – 201 с.
10. **Изотопные** особенности древнейших карбонатных отложений докембрия / А. В. Сидоренко, Ю. А. Борщевский, С. Л. Борисова и др. // V Всесоюз. симп. по геохимии стабильных изотопов: тез. докл. – М., 1974. – С. 2–4.
11. **Маракушев А. А.** Восходящие флюидные потоки и металлогеническая специализация интрузивов // Флюидные потоки в земной коре и мантии: матер. Всерос. симп., 26–28 марта 2002 г. – М., 2002. – С. 23–26.
12. **Околорудные** изменения пород и физико-химические условия формирования золото кварцевого месторождения Советское (Енисейский кряж, Россия) / О. В. Русинова, В. Л. Русинов, С. С. Абрамов и др. // Геология рудных месторождений. – 1999. – Т. 45, № 4. – С. 308–328.
13. **Омото Х., Рай Р.** Изотопы серы и углерода // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. – М.: Мир, 1982. – С. 405–450.
14. **Перспективы** поисков крупнообъемных золоторудных месторождений нетрадиционного типа в западной части Алтае-Саянской складчатой области / А. Б. Шепель, М. Е. Гавриленко, В. П. Лепилин, Е. А. Белоножко // Геология и минерагеня Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. – С. 33–45.
15. **Прохоров В. С.** Изотопный состав углерода изверженных пород // V Всесоюз. симп. по геохимии стабильных изотопов: тез. докл. – М., 1974. – С. 156.
16. **Рай Р., Омото Х.** Обзор исследований изотопов серы и углерода применительно к проблеме генезиса руд // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. – М.: Мир, 1977. – С. 175–212.
17. **Схемы** межрегиональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа / отв. ред. В. Л. Хомичев. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2002. – 178 с.
18. **Тугаринов А. И.** Общая геохимия. – М.: Атомиздат, 1973. – 288 с.
19. **Фации** метаморфизма / Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев и др. – М.: Недра, 1970. – 432 с.
20. **Фации** регионального метаморфизма высоких давлений / Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев, Н. В. Соболев, В. В. Хлестов. – М.: Недра, 1974. – 328 с.
21. **Щеглов А. Д., Говоров И. Н.** Нелинейная металлогения и глубины Земли. – М.: Наука, 1985. – 325 с.
22. **Battina Y.** Calculated fractionation factor for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite – carbon dioxide – graphite – aethane – hydrogen – water // Geochim. et Cosmochim. Acta. – 1969. – Vol. 33, no 1. – P. 49–64.



23. **Eckermann H., Ubish H., Wickman F. E.** A preliminary investigation in the isotopic composition of carbon from some alkaline intrusions // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* – 1952. – Vol. 2, no 2. – P. 207–210.

24. **Schidlowski M., Eichmann R., Junge C.** Precambrian sedimentary carbonates: Carbon and oxygen isotope geochemistry and implications from the terrestrial oxygen budget // *Precambrian Res.* – 1975. – Vol. 2. – P. 1–69.

25. **Schidlowski M., Eichmann R., Junge C.** Carbon isotope geochemistry of the Precambrian Lomagundi carbonate province, Rhodesia // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* – 1976. – Vol. 40. – P. 449–455.

26. **Valley J., O'Neil J. R.** $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ exchange between calcite and graphite a possible thermometer in Grenville marble // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* – 1981. – Vol. 15, no. 5. – P. 411–419.

27. **Weber J. N.** Carbon oxygen isotopic composition of Flagstaff carbonate rocks and its bearing on the history of Paleocen – Eocene Lake Flagstaff of Central Utah // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* – 1964. – Vol. 28, no. 8. – P. 1219–1242

REFERENCES

1. Borshchevskiy Yu.A., Sidorenko S.A. [Isotopy of carbon in pre-Cambrian graphites]. *Litologiya i osadochnaya geologiya dokembriya* [Pre-Cambrian lithology and sedimentary geology]. Moscow, Nauka Publ., 1973, pp. 312–314. (In Russ.).

2. Vinogradov V.I., Kuleshov V.N. [Isotopic composition of carbon and oxygen in the Archean carbonates of the Aldan shield]. *Tez. dokl. VI Mezhdunar. simp. po geokhimii izotopov* [Theses of the 6th International Symposium on Isotope Geochemistry]. Moscow, AS USSR Publ., 1976, pp. 21–24. (In Russ.).

3. Galimov E.M. *Geokhimiya stabil'nykh izotopov ugleroda* [Geochemistry of stable carbon isotopes]. Moscow, Nedra Publ., 1968. 222 p. (In Russ.).

4. Galimov E.M., Kuznetsova N.G., Ronov A.B. [Variations of isotopic composition of carbonaceous and organic carbon of sedimentary rocks in the Earth's history]. *Geokhimiya – Geochemistry*, 1975, no. 3, pp. 323–343. (In Russ.).

5. Kamenskiy I.L., Lobkov V.A., Prasolov E.M., et al. [Helium and methane of the upper mantle of the Earth in the Kamchatka gases]. *Tezisy dokl. V Vsesoyuz. simp. po geokhimii stabil'nykh izotopov* [Theses of the 5th All-Union Symposium on Stable Isotope Geochemistry]. Moscow, 1974, pp. 148–149. (In Russ.).

6. Ermolaev N.P., Sozinov N.A. *Stratiformnoe rudoobrazovanie v chernykh slantsakh* [Stratiform ore formation in black shales]. Moscow, Nauka Publ., 1986. 173 p. (In Russ.).

7. Zagnitko V.N., Lugovaya I.P. *Izotopnaya geokhimiya karbonatnykh i zhelezisto-kremnistykh porod Ukrainskogo shchita* [Isotopic geochemistry of carbonaceous and iron-siliceous rocks of the Ukrainian shield]. Kyiv, Naukova Dumka Publ., 1989. 315 p. (In Russ.).

8. Shepel A.B., Gavrilenko M.E., Lepilin V.P., Belonozhko E.A. [Gold-bearing metasomatites of the Kedrovskoye occurrence (Kuznetsk Alatau), their genesis and development prospects]. *Geologiya, geofizika i mineral'noe syr'e Sibiri: Tez. Vtoroy nauchno-prakticheskoy konferentsii* [Geology, geophysics and mineral resources of Siberia: Proc. of the 2nd research and practice conference]. Novosibirsk, SNIIGiMS Publ., 2015, pp. 206–210. (In Russ.).

9. Ivankin P.F., Nazarova N.I. *Glubinnaya flyuidizatsiya zemnoy kory i ee rol' v petrorudogeneze, sole-i nefteobrazovanii* [Deep fluidisation of the Earth's crust and its part in petro- and ore genesis, salt and oil generation]. Moscow, 2001. 201 p. (In Russ.).

10. Sidorenko A.V., Borshchevskiy Yu.A., Borisova S.L., et al. [Isotopic features of the most ancient pre-Cambrian carbonaceous deposits]. *Tez. dokl. V Vsesoyuz. simp. po geokhimii stabil'nykh izotopov* [Theses of the 5th All-Union Symposium on Stable Isotope Geochemistry]. Moscow, 1974, pp. 2–4. (In Russ.).

11. Marakushev A.A. [Ascending fluid flows and metallogenic specialization of intrusive formations]. *Flyuidnye potoki v zemnoy kore i mantii: Materialy Vserossiyskogo simp. 26–28 marta 2002 g.* [Fluid flows in the Earth crust and mantle: Proc. of the Russian Symposium, 26–28 March 2002]. Moscow, 2002, pp. 23–26. (In Russ.).

12. Rusinova O.V., Rusinov V.L., Abramov S.S., et al. [Wallrock alteration and physical-chemical conditions of formation of the gold-quartz Sovetskoye deposit (Yenisei Ridge, Russia)]. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy – Geology of Ore Deposits*, 1999, vol. 45, no. 4, pp. 308–328. (In Russ.).

13. Omoto H., Rye R. *Izotopy sery i ugleroda [Sulfur and carbon isotopes]. Geokhimiya gidrotermal'nykh rudnykh mestorozhdeniy* [Geochemistry of hydrothermal ore deposits]. Moscow, Mir Publ., 1982, pp. 405–450. (In Russ.).

14. Shepel A.B., Gavrilenko M.E., Lepilin V.P., Belonozhko E.A. [Prospects of prospecting for large-volume non-traditional gold-ore fields in the western part of the Altai-Sayan folded region]. *Geologiya i mineragiya Sibiri* [Geology and minerageny of Siberia]. Novosibirsk, SNIIGiMS Publ., 2010, pp. 33–45. (In Russ.).

15. Prokhorov V.S. [Isotopic composition of carbon in effusive rocks]. *Tez. dokl. V Vsesoyuz. simp. po geokhimii stabil'nykh izotopov* [Proc. of the 5th All-Union Symposium on Stable Isotope Geochemistry]. Moscow, 1974, p. 156. (In Russ.).

16. Rye R., Omoto H. [Review of the studies of sulphur and carbon isotopes in relation to ore genesis]. *Stabil'nye izotopy i problemy rudoobrazovaniya* [Stable isotopes and ore formation problems]. Moscow, Mir Publ., 1977, pp. 175–212. (In Russ.).

17. *Skhemy mezhregional'noy korrelyatsii magmaticheskikh i metamorficheskikh kompleksov Altae-Sayanskoy skladchatoy oblasti i Eniseyskogo kryazha* [Inter-regional correlation charts of magmatic and metamorphic complexes of the Altai-Sayan folded



region and the Yenisei Ridge]. Khomichev V.L. ed.-in-chief. Novosibirsk, SNIIGGIMS Publ., 2002. 178 p. (In Russ.).

18. Tugarinov A.I. *Obshchaya geokhimiya* [General geochemistry]. Moscow, Atomizdat Publ., 1973. 288 p. (In Russ.).

19. Dobretsov N.L., Reverdatto V.V., Sobolev V.S., et al. *Fatsii metamorfizma* [Facies of metamorphism]. Moscow, Nedra Publ., 1970. 432 p. (In Russ.).

20. Dobretsov N.L., Sobolev V.S., Sobolev N.V., Khlestov V.V. *Fatsii regional'nogo metamorfizma vysokikh davleniy* [Facies of regional high-pressure metamorphism]. Moscow, Nedra Publ., 1974. 328 p.

21. Shcheglov A.D., Govorov I.N. *Nelineynaya metallogeniya i glubiny Zemli* [Non-linear metallogeny and deep subsurface of the Earth]. Moscow, Nauka Publ., 1985. 325 p. (In Russ.).

22. Bottinga Y. Calculated fractionation factor for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite – carbon dioxide – graphite – aethane – hydrogen – water. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1969, vol. 33, no 1, pp. 49–64.

23. Eckermann H., Ubish H., Wickman F.E. A preliminary investigation in the isotopic composition of carbon from some alkaline intrusions. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1952, vol. 2, no 2, pp. 207–210.

24. Schidlowski M., Eichmann R., Junge C. Precambrian sedimentary carbonates: Carbon and oxygen isotope geochemistry and implications from the terrestrial oxygen budget. *Precambrian Res.*, 1975, vol. 2, pp. 1–69.

25. Schidlowski M., Eichmann R., Junge C. Carbon isotope geochemistry of the Precambrian Lomagundi carbonate province, Rhodesia. *Geochim. et Cosmochim. Acta.*, 1976, vol. 40, pp. 449–455.

26. Valley J., O'Neil J. R. $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ exchange between calcite and graphite a possible thermometer in Grenville marble. *Geochim. et Cosmochim. Acta.*, 1981, vol. 15, no. 5, pp. 411–419

27. Weber J.N. Carbon oxygen isotopic composition of Flagstaff carbonate rocks and its bearing on the history of Paleocen – Eocene Lake Flagstaff of Central Utah. *Geochim. et Cosmochim. Acta.*, 1964, vol. 28, no. 8, pp. 1219–1242.

© А. Б. Шепель. М. Е. Гавриленко, 2016