

УГЛЕРОДНОЕ ВЕЩЕСТВО И СОПУТСТВУЮЩАЯ РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ АПОКАРБОНАТНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ЗОНЫ ТУНКИНСКОГО РАЗЛОМА, ВОСТОЧНЫЙ САЯН

Ю.В.Данилова

ФГБУН Институт земной коры СО РАН

В.Б.Савельева

ФГБУН Институт земной коры СО РАН

Б.С.Данилов

ФГБУН Институт земной коры СО РАН

Т.Г.Шумилова

ФГБУН Институт геологии Коми НЦ УрО РАН

Приводятся данные о формировании углеродизированных пород в зоне Тункинского разлома при взаимодействии глубинных флюидов с карбонатными породами толтинской свиты в юго-восточной части Тункинских гольцов (Восточный Саян, Бурятия). Изотопный состав углерода $\delta^{13}\text{C}$ в графите варьирует от -14,9 до -6,9‰. В парагенезисе с углеродным веществом обычен кварц, реже присутствуют мусковит и фенгит. Акцессорные минералы представлены фторапатитом, пиритом, сфалеритом, халькопиритом, рутилом, цирконом, гидроксидами железа, баритом, паризитом, уранинитом. Углеродистые образования по сравнению с вмещающими породами обогащены $\text{C}_{\text{элемент}}$, SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , K_2O , P_2O_5 , в меньшей мере F , $\text{S}_{\text{общ}}$, Na_2O , TiO_2 , а также Ba , Mo , W , Zr , Hf , Nb , Th , U , Y , PЗЭ , Ni , Cu , Sc , V , Cr , Rb , Co . Приуроченность к протяженной зоне разлома, отсутствие непосредственной связи с магматическими телами, а также геохимические особенности служат основанием для отнесения углеродисто-кварцевых метасоматических пород Тункинского разлома к производным глубинных восстановленных флюидных систем.

Ключевые слова: углеродное вещество, окварцевание, флюидные системы, минерализация, геохимия, Тункинский разлом.

К настоящему времени накоплен большой фактический материал, свидетельствующий об участии восстановленных высокоуглеродистых флюидов в эндогенных процессах, протекающих в земной коре. Подтверждением служит присутствие углеводородов, графитов и других углеродных веществ в составе флюидных включений, в породах и рудах [7, 11, 12, 19, 25, 35, 36, 40, 42]. Углеродистые образования зон смятия и глубинных разломов, впервые выделенные как самостоятельный тип пород – углеродистые мета-

соматиты – П.Ф.Иванкиным и Н.И.Назаровой [18, 27], представляют значительный интерес для изучения, поскольку являются следствием активного участия восстановленного флюида в процессах минерало- и рудообразования в зонах повышенной проницаемости. Рудоносные углеродистые породы обнаружены в Приморье [13, 39], Восточном Саяне [8, 33], Узбекистане [30], Северном Казахстане [23], Прибайкалье [31]. В зависимости от термодинамических условий, при которых происходило отложение углерода, угле-

родное вещество в породах представлено графитом или другими кристаллическими или рентгеноаморфными формами. Данные по геохимии углеродистых пород показывают, что по сравнению с исходными необуглероженными они обогащены Au, Pt, Pd, Co, Ni, Cr, Cu, Ti, Zn, Sc, V, S, а также Nb, Zr, Sr, Ba, Y, Nd, La и т.д. [13, 21, 23], что позволяет предполагать перенос перечисленных элементов восстановленным флюидом. Однако источник углерода в известных проявлениях углеродистого метасоматоза остается дискуссионным. Результаты изотопных исследований в одних случаях указывают на вероятное отложение самородного углерода из мантийного восстановленного флюида, проникающего в земную кору по зонам глубинных разломов [22, 31, 38], в других – на коровый источник углерода, т.е. переотложение органического вещества, изначально содержащегося в осадках, в зонах смятия при участии восстановленных флюидов [1, 29, 30]. В работах последних лет все чаще рассматривается смешанный источник углерода [16, 39].

Несмотря на более чем двадцатилетнюю историю изучения эндогенных углеродистых образований, типизация этих пород по петрографическому и химическому составам разработана слабо, по-прежнему недостаточно охарактеризованы процессы, связанные с углеродизацией, их стадийность, эволюция, геохимия. Полученные авторами результаты изучения углеродизированных пород, приуроченных к Тункинскому разлому, главными поставщиками углерода в них позволяют считать глубинные флюидные потоки, а основным химическим процессом – восстановленный метасоматоз.

Геологическое строение района. Тункинские гольцы являются частью хребта Восточный Саян. Слагающие их образования относятся к раннепалеозойскому Тункинскому террейну, входящему в состав Центрально-Азиатского подвижного пояса [2, 9]. Геологическое строение Тункинских гольцов характеризуется сложной покровно-складчатой структурой, сформированной в результате коллизии Тувино-Монгольского микроконтинента с Сибирским континентом в ордовике [15] и последующих позднекаменноугольных – раннепермских интенсивных деформаций [5]. Юго-восточная часть Тункинских гольцов

сложена тремя структурно-вещественными комплексами – автохтонным, аллохтонным и неавтохтонным [4]. Автохтонный (V–S(?)) представлен терригенной верхнешумакской и карбонатной арашейской свитами; аллохтонный (C(?)-S) – терригенными, карбонатно-терригенными и вулканогенными породами уртагольской и вышележащими существенно карбонатными образованиями толтинской свит. М.М.Бусловым [5] строение юго-восточной части Тункинских гольцов интерпретируется как два пакета тектонических пластин, образующих антиформную структуру с падением поверхностей надвигов в южном и северном направлениях. Автохтонный и аллохтонный комплексы прорываются породами Тункинского массива и совместно с ними перекрыты груботерригенными красноцветными отложениями сагансайрской свиты неавтохтонного структурно-вещественного комплекса [4]. В составе Тункинского массива преобладают субщелочные граниты и граносиениты, в резко подчиненном количестве присутствуют сиениты и габброиды. Возраст сиенитов, определенный U-Pb методом по циркону (SHRIMP-II, верховья р. Толта), составляет $493,7 \pm 2,5$ млн лет [32].

Тункинский разлом, опережающий по отношению к Главному Саянскому разлому, отделяет Тункинские гольцы от одноименной кайнозойской впадины (рис. 1). В рельефе он выражен сбросом. При геологическом картировании установлено, что зона разлома трассируется сравнительно узкой (до 1 км) полосой катаклазированных и милонитизированных пород, протягивающейся в субширотном и юго-западном направлениях вдоль подножия Тункинских гольцов. Углеродизация в зоне Тункинского разлома прослежена на участке протяженностью ~12 км от долины р. Толта до долины руч. Артемьева. Непосредственно выходы углеродистых образований можно наблюдать только в крутых бортах рек и ручьев, участки между ними сильно задернованы. Зона окварцевания по данным геологической съемки протягивается далее в юго-западном направлении на расстояние до 20 км (см. рис. 1). На всех изученных участках углеродизация проявлена в катаклазированных и милонитизированных карбонатных породах толтинской свиты. Карбонатные породы сложены как известковы-



Рис. 1. Схема расположения апокарбонатных метасоматитов в зоне Тункинского разлома (с использованием материалов Р.Г.Бооса [44]):

1 – рыхлые кайнозойские отложения Тункинской впадины; 2 – неоавтохтон: груботерригенные красноцветные отложения сагансайрской свиты; 3 – аллохтон: существенно карбонатные отложения толтинской свиты (а), терригенно-вулканогенные отложения уртагольской свиты (б); автохтон: 4 – терригенные отложения верхнешумакской свиты, 5 – карбонатные отложения араошейской свиты; 6 – породы цоколя Сибирской платформы; 7 – интрузивные образования: сиениты и граносиениты (а), гранитоиды (б); 8 – зона Тункинского разлома; 9 – зона окварцевания; 10 – точки отбора углеродисто-кварцевых метасоматитов

ми, так и доломитовыми разностями, нередко кальцит и доломит присутствуют совместно. Иногда среди карбонатных пород отмечаются тонкие прослои кварц-плагиоклаз-биотит-мусковит-кальцит-хлоритовых сланцев (метапелитов).

Углеродизированные породы слагают узкие (5–10 м) жилообразные тела с падением в южных румбах под углом 65–75°, состоящие обычно из серий субпараллельных ветвящихся жил и прожилков мощностью от нескольких миллиметров до нескольких дециметров. Жильная углеродизация отчетливо выделяется на фоне светлоокрашенных массивных вмещающих карбонатных пород. В последних обычно проявлен катаклиз, сопровождающийся на отдельных участках окварцеванием, отмечаются также тонкие прожилки углеродисто-кварцевого состава. В породах из зон милонитизации и катаклаза углеродное вещество образует примазки на плоскостях скольжения или небольшие скопления в замках микроскладок. На одних участках (р. Артемьева) наблюдается усиление окварцевания в центре зон углеродизации с одновременным уменьшением интенсивности обуглероживания, на других (р. Бугатай) среди углеродизированных катаклази-

тов и милонититов согласно с ними залегают сильно обохренные кварцевые жилы мощностью до 2 м. Реликты неизмененных известняков и доломитов среди черных милонитов иногда содержат обильную мелкую вкрапленность сульфидов. Углеродизированные милониты прорываются жилами базальтов кайнозойского возраста.

Методы исследования. Состав минералов определен с помощью электронных сканирующих микроскопов LEO-1430 VP с энергодисперсионным анализатором JNCAEnergy-300 (Бурятский геологический институт, г. Улан-Удэ) и JSM-6400 с энергодисперсионным спектрометром ISIS Link (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар).

Породы анализировались в лабораториях Аналитического центра Института земной коры СО РАН и Центра коллективного пользования Иркутского НЦ СО РАН. Содержания петрогенных компонентов, $S_{\text{элемент}}$ и F определялись химическим методом, редких элементов – спектральным, рентгенофлуоресцентным и ICP-MS методами. Термический анализ выполнен на дериватографе Q 1500 D в Аналитическом центре Института земной коры СО РАН (г. Иркутск).

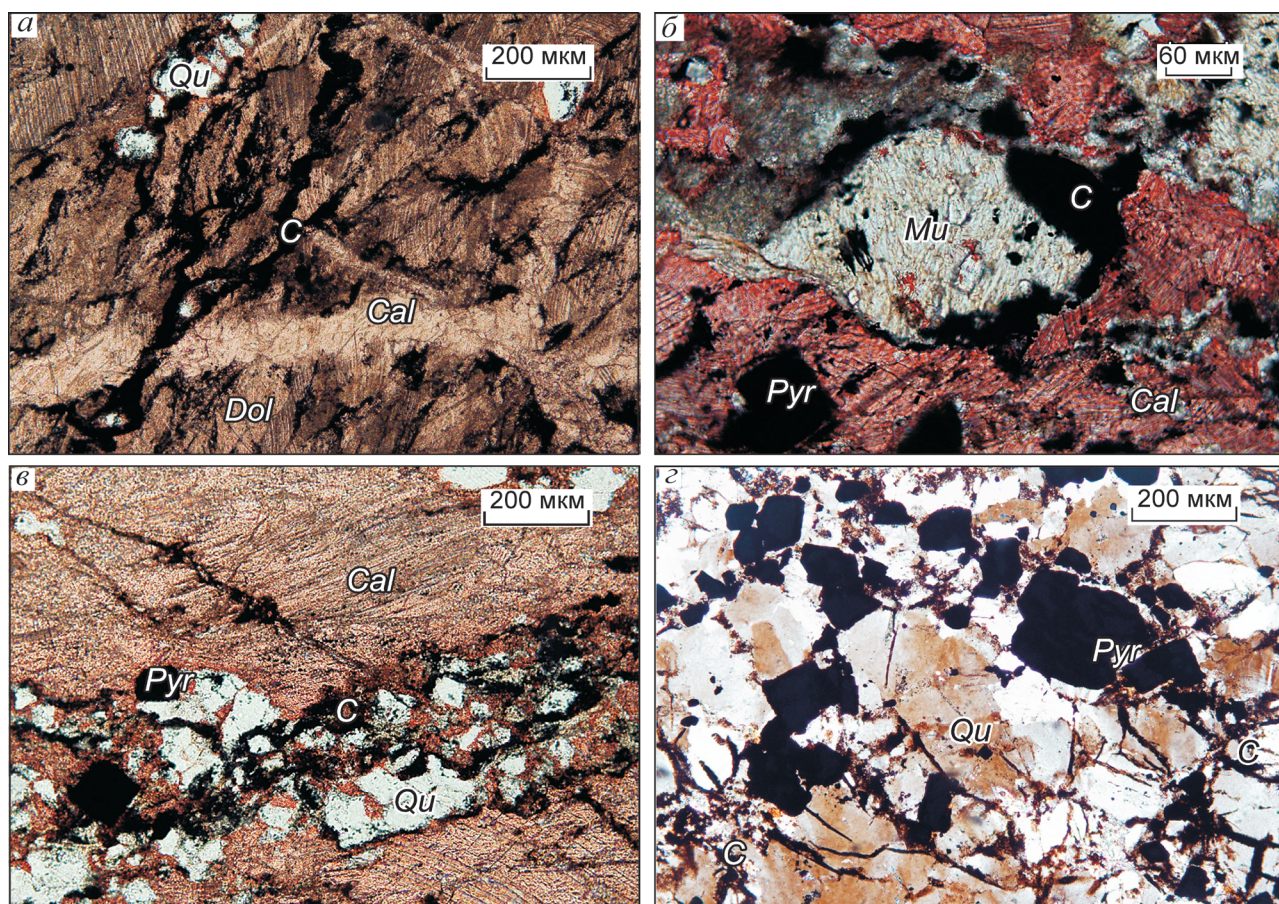


Рис. 2. Структурные соотношения и минеральные ассоциации в углеродисто-кварцевых метасоматитах (фотографии шлифов):

а – распределение углеродного вещества в зоне катаклаза и милонитизации; *б* – слюда в ассоциации с УВ; *в* – углеродисто-кварцевые с пиритом прожилки в катаклазированном известняке; *г* – пирит в углеродисто-кварцевой жиле; кальцит окрашен раствором ализарина

Структурно-фазовое состояние углеродного вещества (УВ) установлено с помощью рамановской спектроскопии (КР-спектроскопия) в комплексе с просвечивающей электронной микроскопией (ПЭМ) и рентгенофазовым анализом (дифрактометрия). ПЭМ выполнена с помощью электронного микроскопа Tesla BS-500 (Чехословакия), напряжение 60 кВ. Препараты для исследований подготовлены методом нанесения порошковой суспензии химически выделенных частиц углеродного вещества естественной размерности на углеродные пленки с отверстиями.

Дифракционные исследования проведены методом порошковой дифрактометрии на рент-

геновском дифрактометре XRD-6000 (Shimadzu, Япония), излучение – Cu. Использовались химически выделенные концентраты УВ. На высокоразрешающем рамановском спектрометре HR800 (Horiba Jobin Yvon LabRam) УВ изучалось в сколах штучных образцов или в шлифах без покровного стекла. Регистрация спектров произведена при комнатной температуре с применением Ar⁺ лазера с длиной волны возбуждающего излучения 514 нм, спектральное разрешение составляло 1 см⁻¹, локальность анализа ~1 мкм. Исследования выполнены в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

Изотопный состав углерода $\delta^{13}\text{C}$ определен по химически очищенным концентратам углеродного вещества. Углеродное вещество извлекалось из углеродсодержащих разновидностей пород карбонатного и силикатно-карбонатного составов. Измерения производилось в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар) на аналитическом комплексе Flash EA, соединенном с масс-спектрометром Delta V Advantage.

Петрографическая характеристика и состав минералов. Метасоматические преобразования в карбонатных породах отчетливо контролируются зонами дробления, катаклаза и милонитизации и представлены углеродизацией, окварцеванием и в значительно меньшей степени ослюденением. Углеродизация отмечается как самостоятельный процесс или проявляется одновременно с окварцеванием и ослюденением. Углеродное вещество образует тонкие прожилки вдоль границ зерен, зон катаклаза и милонитизации в карбонатных породах (рис. 2, а), что придает последним тонкополосчатый облик, УВ преимущественно сажистое, максимальный размер отдельных скоплений 0,3–0,5 мм. В парагенезисе с УВ обычно присутствуют кварц и в небольшом количестве светлая слюда, апатит, пирит. Мелкие чешуйки слюды образуют скопления и сростки с УВ (см. рис. 2, б). Слюдисто-углеродистые агрегаты выполняют трещины, прожилки, прослои в метасоматитах или сосредоточены в межзерновом пространстве. Окварцевание также сопровождается отложением УВ, но в окварцованных породах оно находится в резко подчиненном количестве по отношению к кварцу (см. рис. 2, в). Окварцевание начинается по границам зерен карбонатных минералов, которые приобретают корродированные, изъеденные очертания и постепенно полностью замещаются кварцем. Содержание кварца в катаклазированных породах варьирует от отдельных прожилков до пород карбонатно-кварцевого состава и кварцевых жил с небольшой примесью карбонатов, светлой слюды, пирита, апатита и гидроксидов железа (см. рис. 2, г). В катаклазированных доломитах устойчив парагенезис кварца с доломитом, изредка по до-

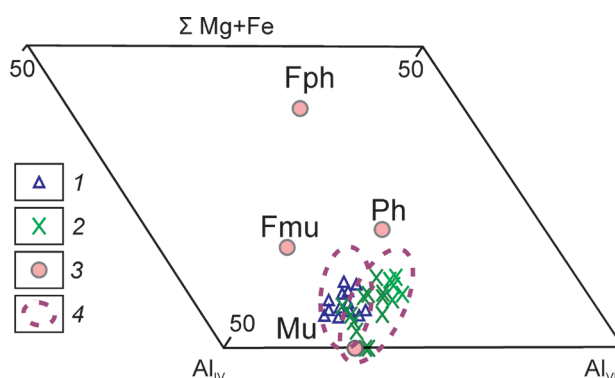


Рис. 3. Положение слюд на диаграмме $\text{Al}_{\text{IV}} - \Sigma \text{Mg} + \text{Fe} - \text{Al}_{\text{VI}}$:

составы слюд: 1 – из карбонатно-терригенных сланцев (метапелитов), 2 – из метасоматитов углеродисто-силикатно-карбонатного состава; 3 – теоретические составы: Mu – мусковита, Ph – фенгита, Fmu – ферримусковита, Fph – феррифенгита; 4 – поля преимущественного распространения

ломиту образуется тальк. Наиболее поздние новообразования в зонах тектонических нарушений – прожилки кальцита, которые в разных направлениях секут углеродизированные и окварцованные карбонатные породы.

Карбонатные минералы в углеродизированных породах представлены кальцитом и доломитом в варьирующих соотношениях. Кальцит содержит 0,26–1,03% MgO и 0,53–1,15% MnO. В доломите постоянно присутствуют примеси, %: FeO 0,88–3,37, MgO 15,21–19,87 и в некоторых образцах MnO 1,33–1,47. В наиболее поздних кальцитовых прожилках иногда содержится 0,26–0,53% MgO.

Слюды в парагенезисе с УВ представлены мусковитом и фенгитом. На диаграмме $\text{Al}_{\text{IV}} - \Sigma \text{Mg} + \text{Fe} - \text{Al}_{\text{VI}}$ (рис. 3) фигуративные точки слюд из зон углеродизации смещены в область мусковита-фенгита, а из прослоев метапелитов в область мусковита-ферримусковита. По химическому составу слюды метасоматитов отличаются от слюд из прослоев метапелитов практически полным отсутствием Fe_2O_3 , FeO, TiO_2 , Na_2O (табл. 1). В мусковитах присутствуют примеси, %: V_2O_5 до 0,33, Cr_2O_3 до 0,52, BaO до 1,93. В фенгитах содержание SiO_2 достигает 54,07%, в них также повышены содержания F 1,26–2,89% и K_2O 11,8–12,37%.

1. Составы наиболее представительных слюд из метасоматитов и вмещающих метапелитов, мас. %

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	44,46	45	45,8	50,67	54,07	51,8	48,46	48,23	43,64	47,08	46,69
TiO ₂	н/о	0,23	н/о	н/о	н/о	н/о	0,2	0,49	0,44	0,88	0,21
Al ₂ O ₃	33,93	33,86	36,35	29,76	29,52	29,27	30,94	28,55	36,64	31,57	34,63
FeO*	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	1,54	1,41	1,80
MgO	1,31	2,05	н/о	2,08	3,17	2,27	2,48	6,72	0,89	0,85	0,86
CaO	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	0,4	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Na ₂ O	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	0,41	0,47	0,48
K ₂ O	11,68	11,59	11,79	10,28	10,13	9,43	11,72	12,37	9,99	9,96	9,54
BaO	1,93	1,19	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Cr ₂ O ₃	н/о	н/о	н/о	0,52	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
V ₂ O ₅	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	0,33	н/о	н/о	н/о
F	н/о	н/о	н/о	н/о	1,78	1,63	1,26	2,89	н/о	н/о	н/о
Σ	93,31	93,92	93,94	93,31	98,67	94,8	95,06	99,58	93,55	92,22	94,21

П р и м е ч а н и е. 1–8 – слюды из метасоматитов, 9–11 – слюды из вмещающих карбонатно-терригенных сланцев (метапелитов). FeO* – железо общее, н/о – не обнаружено. Анализы выполнены Н.С.Кармановым в ГИН СО РАН на электронном сканирующем микроскопе LEO-1430 VP, оборудованном энергодисперсионным анализатором JNCA Energy-300.

Наиболее распространенные акцессорные минералы в парагенезисе с УВ – фторapatит, пирит, сфалерит, рутил, циркон, гидроксиды железа, барит. Кроме того, выявлены халькопирит, паризит и уранинит.

Апатит преобладает среди акцессорных минералов. Его зерна рассеяны в углеродисто-карбонатной и углеродисто-силикатно-карбонатной массе породы. Размеры отдельных зерен достигают 100 мкм. Все апатиты относятся к фторсодержащей разновидности, однако выделяются апатиты с содержанием F 2,9–3,7 до 4,05–5,32%. В составе минерала постоянно присутствует примесь SrO 0,6–0,93%; среди прочих примесей иногда фиксируется Cl 0,43–0,9%.

Пирит встречается в виде хорошо образованных кубических кристаллов и измененных кристаллов с корочками из гидроксидов железа, в составе которых имеются мелкие зерна барита, мусковита, кварца и УВ. Включения из внутренней части зерен пирита представлены доломитом, УВ, кварцем, галенитом, халькопиритом (размеры микровключений 0,2–0,3 мкм). Иногда пирит содержит примесь Со. В большинстве из проанализированных зерен повышены содержания S 66,1–69%. В ассоциации с пиритом или в виде включений в последнем присутствует сфале-

рит. Размер его самостоятельных зерен не более 1 мкм. Сфалерит содержит 0,5–0,9% Fe; примеси Cd и As не установлены.

Рутил часто образует в массе углеродного вещества скопления мелких кристаллов призматического облика размером до 30 мкм. Из 22 анализов рутила в 16 присутствует V₂O₅ 0,78–1,77%. В единичных образцах фиксируется примесь Nb₂O₅ 0,8%. Рутил нередко содержит включения титанита, в некоторых зернах наблюдаются микровключения минералов Th и U размером <1 мкм.

В мелко-тонкозернистых агрегатах углерод-мусковитового состава обнаружены зерна уранинита. Их состав, %: UO₂ 90, ThO₂ 5,53, PbO 3,83. В фиксируемых при электронно-микроскопическом изучении зерна уранинита размером в большинстве измерений <0,5 мкм точный состав определить не удалось. В углерод-мусковитовом скоплении также выявлены вкрапления фторкарбоната P3Э, соответствующие по составу паризиту-(Ce). Паризит образует мелкие кристаллы неправильной формы размером до 8 мкм. Содержание CaO 23,62%, F 6,41%. Состав минерала селективно цериевый, %: Ce₂O₃ 32,04, Nd₂O₃ 6,89, La₂O₃ 14,46, присутствуют также Pr₂O₃ 4,03 и Sm₂O₃ 1,51.

2. Составы метасоматитов и вмещающих карбонатных пород

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	1,61	2,25	3,22	0,92	3,76	9,11	17,34	41,28	48,39	18,49	19,38
TiO ₂	<0,02	0,06	0,06	<0,02	0,05	0,1	0,28	0,02	0,04	0,15	<0,02
Al ₂ O ₃	<0,25	н/о	1,38	<0,25	0,37	2,07	4,1	0,6	1	2,7	<0,25
Fe ₂ O ₃	0,09*	н/о	0,19	0,08*	0,19*	0,64	2,59	0,51	0,64	0,85	0,15*
FeO	0,09*	н/о	0,43	0,08*	0,19*	0,52	0,72	0,11	0,37	0,95	0,15*
MnO	<0,01	0,03	0,06	0,02	1,05	0,02	0,04	0,26	0,22	0,03	0,03
MgO	18,8	0,49	19,35	18,75	1,41	15,72	5,41	5,31	5,39	12,55	15,31
CaO	33,32	53,79	30,04	33,32	51,24	29,4	34,16	24,92	20,16	27,44	27,6
Na ₂ O	<0,01	н/о	0,07	0,05	0,05	0,12	0,06	0,05	0,06	0,19	0,04
K ₂ O	<0,01	0,05	0,28	0,18	0,04	0,65	0,98	0,28	0,42	0,09	0,13
P ₂ O ₅	0,01	0,15	0,92	<0,03	0,1	0,15	0,99	0,05	0,07	0,03	<0,03
H ₂ O-	0,27	1,93	0,27	0,15	0,35	0,1	0,9	0,2	0,18	0,25	0,08
П.п.п.	<0,02	н/о	0,7	0,95	0,56	0,76	2,68	2,91	2,25	0,31	1,12
CO ₂	45,65	41,25	43,45	44,83	40,7	40,77	29,7	22,88	20,24	35,75	35,42
F	<0,03	н/о	0,15	<0,03	0,03	0,14	0,16	0,04	0,09	<0,03	0,03
-O(F ₂)	<0,0	н/о	0,06	<0,03	0,01	0,06	0,07	0,02	0,04	<0,03	0,01
Σ	99,78	100,0	100,57	99,25	99,9	100,27	100,11	99,42	99,52	99,78	99,29
C _{элемент}	н/о	н/о	0,70	0,95	0,40	0,76	2,68	2,27	2,16	н/о	н/о
Co	<3	<3	<3	<3	11	4	11	4,8	5,6	8,8	<3
Ni	1,8	6	7,2	1,8	25	11	51	13	21	35	2,1
Sc	0,4	3,8	4,7	0,4	0,9	5,5	13,4	1,5	2,1	0,4	0,5
V	3	18	23	53	16	37	96	60	81	50	3,3
Cr	<6	15	10	6,2	<6	11	220	25	26	130	6,2
Cu	<1	8,7	17	<1	23	14	85	50	32	4,6	<1
Be	<0,6	<0,6	н/о	<0,6	н/о	0,7	н/о	<0,6	<0,6	н/о	<0,6
Zn	8	5	28	21	16	29	14	11	13	<20	13
S _{общ}	<10	370	–	<10	–	1200	–	89	100	–	73

Примечание. Исходные породы карбонатного состава: 1 – доломитового, 2 – кальцитового; метасоматиты: 3–5 – обуглероженные, 6, 7 – обуглероженные, ослуденелые и окварцованные, 8, 9 – окварцованные и обуглероженные, 10, 11 – окварцованные. Анализы выполнены в Институте земной коры СО РАН химическим (оксиды, C_{элемент}, F), спектральным (Co, Ni, Sc, V, Cr, Cu, Be), рентгенофлуоресцентным (Zn, S_{общ}) методами. Оксиды, C_{элемент} и F даны в мас. %, элементы – в г/т. Содержания железа со звездочкой «*» – железо общее, как Fe₂O₃; н/о – не обнаружено, прочерк – содержание не определялось.

Цирконы представлены зернами сглаженной овальной формы или с частично сохранившимися фрагментами граней дипирамид. Размер зерен в среднем 5–10 мкм. В виде примесей присутствуют CaO 0,65–1,75%, редко UO₃ 1,62%. Проанализированные цирконы имеют в целом низкую величину отношения ZrO₂/HfO₂=23–35. В некоторых зернах содержание Hf ниже предела чувствительности прибора.

Барит образует зерна неправильной и удлиненной форм таблитчатого облика размером 50–120 мкм. В изоморфных примесях в нем установлены CaO 0,44% и SrO 2,19%.

Петро-геохимическая характеристика углеродизированных и вмещающих карбонатных

пород. Общей химической направленностью метасоматических изменений в карбонатных породах является увеличение содержаний C_{элемент}, SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, K₂O, P₂O₅, в меньшей мере F, S_{общ}, Na₂O и TiO₂ при снижении содержаний CaO, MgO и CO₂ (табл. 2). В тех случаях, когда доминирует процесс углеродизации, привнос петрогенных компонентов минимальный, тогда как в окварцованных породах содержание SiO₂ возрастает почти до 50 вес. %. Рост содержаний SiO₂, Al₂O₃, K₂O обусловлен появлением мусковита и фенгита в составе углеродисто-кварцевых метасоматитов, S_{общ}, Fe₂O₃ и FeO – образованием пирита и его последующей лимонитизацией, TiO₂ – присутствием среди UV рутила и титанита, а P₂O₅ –

3. Результаты ICP-MS для метасоматитов и вмещающих карбонатных пород, г/т

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Rb	1,81	1,66	6,03	2,69	1,93	24,91	1,54	6,03	8,17	0,11
Sr	371,3	162,7	308,6	252,0	498,3	300,1	360,7	352,1	304,9	1635,0
Y	0,56	3,4	78,2	3,66	16,25	41,25	40,3	11,04	8,53	1,06
Zr	4,06	3,75	18,91	4,11	5,33	33,83	73,62	8,82	10,81	0,99
Nb	0,22	0,06	0,52	0,11	0,28	2,63	12,77	0,59	0,23	0,17
Cs	1,87	0,01	0,14	0,13	0,12	2,28	0,1	0,28	0,29	0,02
Ba	30,45	9,86	198,3	17,99	70,72	249,6	142,3	199,6	380,8	34,7
Mo	0,11	0,14	1,8	0,27	3,7	6,93	0,9	2,21	3,87	0,19
Sn	0,12	0,34	0,9	0,24	0,17	0,53	0,74	0,9	0,28	0,22
Hf	0,01	0,01	0,45	0,01	0,05	0,95	1,77	0,14	0,19	0,03
Ta	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,11	0,57	0,02	0,01	0,01
W	0,08	0,09	0,57	0,38	0,28	0,73	2,46	0,39	5,13	0,17
Pb	2,65	4,79	4,5	5,94	4,81	10,2	2,6	7,46	5,39	2,64
Th	н/о	н/о	2,77	н/о	0,12	3,24	11,32	0,27	0,61	н/о
U	0,31	0,33	1,78	0,48	1,21	2,14	3,15	1,06	0,96	3,22
Zr/Hf	314	572	42	372	106	36	42	65	57	39
Th/U	0,1	0,09	1,55	0,06	0,1	1,51	3,6	0,25	0,63	0,01
La	1,48	0,5	26,34	25,24	8,72	40,72	37,02	8,42	5,42	1,32
Ce	2,5	0,84	54,45	53,16	13,02	79,51	63,2	17,07	11,32	2,11
Pr	0,29	0,1	6,61	5,34	1,36	9,65	8,18	1,91	1,31	0,25
Nd	1,02	0,31	29,72	27,44	5,03	42,95	32,96	7,99	5,57	0,87
Sm	0,19	0,06	6,64	6,01	1,08	7,69	6,52	1,61	1,17	0,2
Eu	0,05	0,02	1,9	1,40	0,38	1,54	1,67	0,41	0,28	0,05
Gd	0,13	0,04	7,25	6,35	1,36	6,66	6,11	1,67	1,21	0,17
Tb	0,02	0,01	1,13	1,15	0,21	0,85	0,73	0,24	0,18	0,02
Dy	0,1	0,04	7,89	8,31	1,33	5,09	4,75	1,5	1,15	0,14
Ho	0,02	0,01	1,82	1,08	0,31	1,14	1,0	0,32	0,25	0,03
Er	0,05	0,02	5,34	4,48	0,86	2,96	2,69	0,88	0,7	0,08
Tm	0,01	н/о	0,83	0,73	0,12	0,46	0,44	0,13	0,1	0,01
Yb	0,04	0,02	4,44	5,11	0,66	2,38	2,49	0,78	0,63	0,05
Lu	0,01	н/о	0,6	0,62	0,09	0,34	0,36	0,11	0,09	0,01
Σ PЗЭ	5,91	1,96	154,95	146,42	34,53	201,94	168,13	43,04	29,38	5,33
(La/Yb) <i>n</i>	25,0	17,6	4,0	3,3	8,9	11,6	10,1	7,3	5,8	16,3
(La/Sm) <i>n</i>	4,9	5,6	2,5	2,6	5,1	3,3	3,6	3,3	2,9	4,1
(Gd/Yb) <i>n</i>	2,6	1,7	1,3	1,0	1,7	2,3	2,0	1,7	1,5	2,5
Eu/Eu*	0,95	0,98	0,84	0,69	0,96	0,66	0,81	0,76	0,72	0,74
LREE, %	72,34	73,41	56,4	57,19	66,9	64,32	64,48	63,65	61,42	69,15
MREE, %	25,51	23,75	35,18	34,6	27,19	32,08	31,37	31,18	32,52	27,39
HREE, %	2,15	2,84	8,41	8,21	5,91	3,6	4,16	5,18	6,06	3,46

Примечание. 1, 2 – исходные породы карбонатного состава; метасоматиты: 3–5 – обуглероженные, 6, 7 – обуглероженные, ослюде- нелые и окварцованные, 8, 9 – окварцованные и обуглероженные, 10 – окварцованные; н/о – не обнаружено.

апатита. Наиболее высокие содержания P_2O_5 и F характерны для мусковитсодержащих углеродизированных пород. Во вмещающих карбонатных породах повышены содержания Pb, Cs, Rb, U, Ta и снижены Zn, Sr, Y, Zr, S (ниже кларка) [3].

В целом метасоматические преобразования сопровождаются привнесом широкого спектра элементов: Ba, Mo, W, Zr, Hf, Nb, Th, U, Y, Ni, Cu, Sc, V, Cr, в меньшей степени Rb и Co (табл. 3, рис. 4,

см. табл. 2). При этом собственно углеродизация сопровождается наиболее резким увеличением содержаний в породах PЗЭ, Y, Mo и Hf (в 15–28 раз), в меньшей мере проявлен рост содержаний Ba, W, Sc, Ni, Cu (в 4,5–5 раз) и еще в меньшей V и U. В породах с преобладанием окварцевания наиболее интенсивно возрастают содержания W, Mo, Hf, Cu, PЗЭ и Ba (в 10 раз и более), в меньшей мере (в

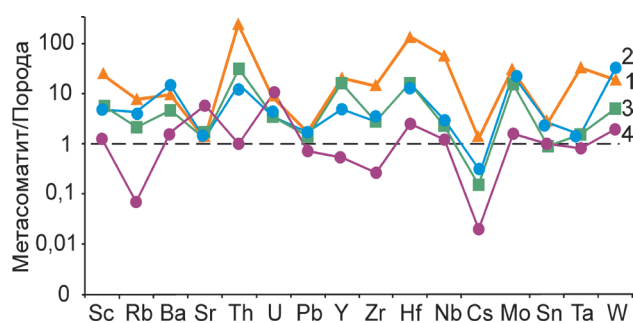


Рис. 4. Распределение редких элементов в апокарбонатных метасоматитах:

состав метасоматитов: 1 – углерод-мусковит-кварц-карбонатный, 2 – углерод-кварц-карбонатный, 3 – углерод-карбонатный, 4 – кварц-карбонатный; нормирование проведено относительно исходных карбонатных пород

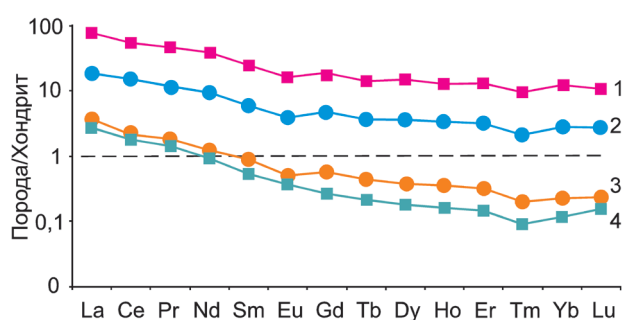


Рис. 5. Распределение РЗЭ в апокарбонатных метасоматитах и исходных карбонатных породах:

состав метасоматитов: 1 – углерод-мусковит-кварц-карбонатный, 2 – углерод-кварц-карбонатный, 3 – кварц-карбонатный; 4 – исходные известняки и доломиты; нормирование проведено по хондриту [34]

4–7 раз) содержания Ni, Sc, V, Cr, Y, в 2,5–3 раза – Nb, Zr, U. В мусковитсодержащих углеродизированных метасоматитах по сравнению с вмещающими породами более чем на порядок повышены содержания Nb, Ta, Hf, Zr, Mo, W, Y, PЗЭ, Sc, Cr, Ni, Cu и в несколько раз – U, Rb, V, Co.

Спектры редкоземельных элементов (рис. 5) неизменных карбонатных пород аналогичны спектрам карбонатных отложений задуговых бассейнов южного складчатого обрамления Сибирской платформы [24]. Суммарное содержание РЗЭ в карбонатных породах не превышает 6 г/т (см. табл. 3). В углеродизированных породах содержание РЗЭ возрастает до 29–202 г/т. Их общая черта – значительное преобладание легких лантаноидов над тяжелыми (отношение La_N/Yb_N варьирует от 3 до 12), хотя по сравнению с исходными карбонатными породами доля тяжелых лантаноидов в общем составе РЗЭ увеличивается (отношение La_N/Yb_N в исходных породах 17–25). В обогащенных углеродом метасоматитах обогащение редкоземельными элементами проявлено более интенсивно, чем в углерод-кварц-карбонатных (см. рис. 5). Максимальные концентрации РЗЭ зафиксированы в углерод-мусковит-кварц-карбонатных метасоматитах, в которых наиболее выражен привнос легких лантаноидов (см. табл. 3). В целом тренды распределения РЗЭ для углеродизирован-

ных метасоматических и вмещающих пород сходны, но для метасоматитов характерен небольшой европиевый минимум ($Eu/Eu^*=0,66–0,96$) и слабее проявлена дифференциация как среди легких, так и среди тяжелых лантаноидов. Это выражается в снижении отношений La_N/Sm_N и Gd_N/Yb_N в среднем соответственно от 5,1 и 2,1 в исходных карбонатных породах до 3,1–3,5 и 1,3–2,1 в метасоматитах разного состава (см. табл. 3).

Результаты исследования углеродного вещества. Содержание элементарного некарбонатного углерода $C_{эле́м}$ в углеродизированных породах составляет 0,4–4,4 мас. % (см. табл. 2). Термическим анализом установлено, что температуры экзоэффекта для УВ из метасоматитов лежат в достаточно широком интервале. На термограммах, как правило, присутствуют два пика: слабовыраженный с T_{max} 310–360°C и отчетливый с T_{max} 650–660°C. Температуры начала выгорания основной массы УВ находятся в интервале от 450 до 550°C.

При оптическом исследовании частиц УВ выделены, по меньшей мере, два типа обособлений УВ: вытянутые в сечении агрегаты микрочастиц линзовидной или субгексагональной формы и одиночные выделения, например, в зонах двойниковых швов доломита. Микрочастицы размером от <1 до 10 мкм и могут быть глобулярными или ксеноморфными.

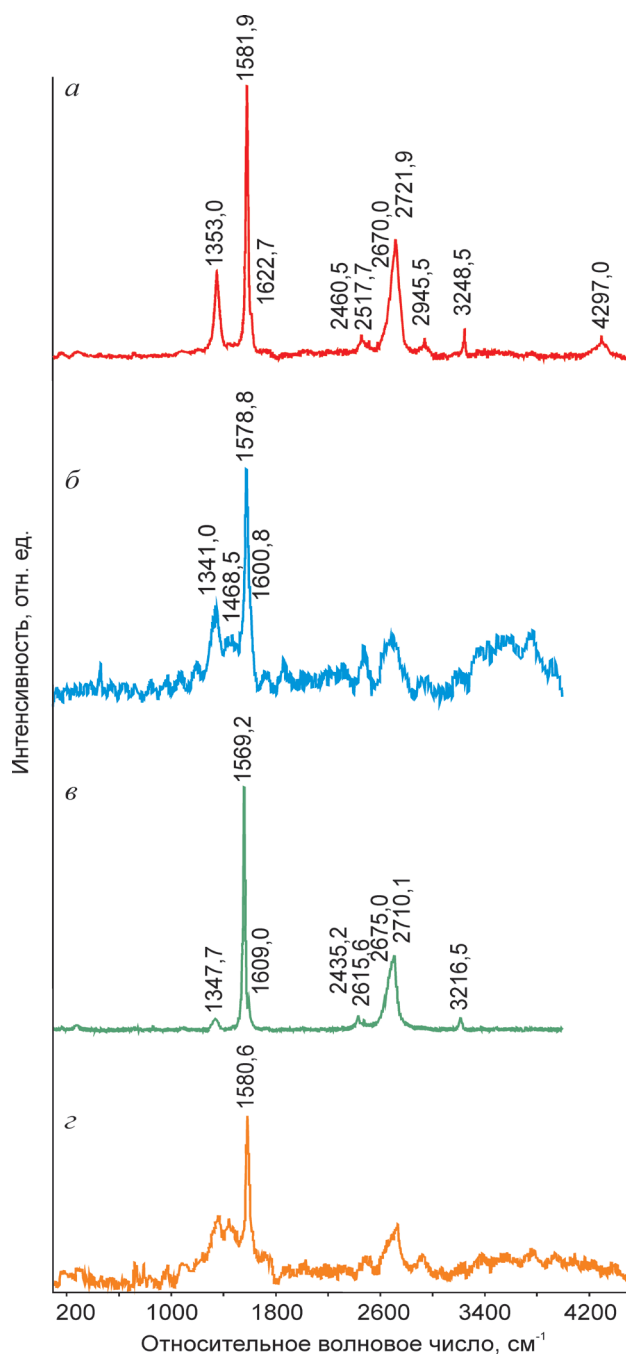


Рис. 6. Спектры КР углеродного вещества:

а – нанокристаллический графит с размером кристаллитов $L_c=10-100$ нм, в спектре присутствуют КР-полосы второго и третьего порядков; *б* – нанокристаллический графит, $L_c=1-100$ нм; *в* – высокоупорядоченный графит, $L_c \gg 100$ нм; *г* – графитоподобное углеродное вещество с битумными компонентами, $L_c=10-100$ нм

Углеродное вещество, несмотря на видимые различия в морфологии и размерности частиц, часто имеет похожие характеристики в рамановских спектрах, что, вероятно, вызвано его аналогичными структурными особенностями. Из большинства проанализированных образцов оно характеризуется четко проявленной полосой *G* (рис. 6). Ее положение соответствует фундаментальной характеристике графита – E_{2g2} моде (1582 см^{-1}), отвечающей за связи между атомами углерода в пределах углеродных гексагональных колец. Присутствие в разной степени проявленной *D* полосы отражает различную степень дефектности графита [41, 44]. Известные закономерности изменения спектральных характеристик *G* и *D* полос для углеродных веществ с разной степенью кристалличности [41, 45, 46] позволили оценить размерность графитовых кристаллитов в плоскости (002) графита (L_c), которая в исследованных образцах УВ составила от 1 до 100 нм.

КР-спектры имеют интенсивную в разной степени структурированную область второго порядка в диапазоне $2400-3300 \text{ см}^{-1}$. Ее присутствие в спектрах, хотя и не всегда ярко выраженное на фоне люминесценции, свидетельствует о наличии в той или иной степени трехмерно упорядоченной структуры в УВ. Толщину графеновых пакетов (L_c) качественно можно оценить величиной не менее 3 нм [46].

Таким образом, согласно данным рамановской спектроскопии, углеродное вещество в исследованных метасоматитах может быть отнесено к наноструктурированному графиту с преимущественными размерами кристаллитов L_c порядка 1–50 нм, реже до 100 нм (см. рис. 6, *а*, *б*). Более крупные выделения с размером частиц 1–5 мкм, одиночные или находящиеся в тонкозернистой углеродной массе, соответствуют высокоупорядоченному графиту. Последний характеризуется более совершенной структурой спектра, существенно меньшей шириной полосы *G* на ее полувысоте, очень малым соотношением интенсивностей I_D/I_G (0,05) и существенно меньшей люминесценцией до ее практически полного отсутствия (см. рис. 6, *в*). Некоторые выделения УВ червеобразной формы, характеризующиеся наличием сильной люминесценции, вероятно,

являются графитоподобным углеродным веществом с повышенным содержанием битумообразующих компонентов. Полосы КР в спектре данного типа или не проявляются, или распознаются только полоса G и слабоструктурированный второй порядок (см. рис. 6, z).

Рентгенофазовым анализом установлено наличие рефлексов, характерных для кристаллической структуры графита. В целом УВ из метасоматитов имеет слабую степень упорядочения. Дифракционные пики с максимумами 0,335–0,336 нм, соответствующие базальной плоскости графита (002), существенно уширены. Определены некоторые другие рефлексы, соответствующие графиту $d_{100}=0,2$ нм, $d_{201}=0,103$ нм, $d_{110}=0,12$ нм, $d_{112}=0,113$ нм, $d_{106}=0,096$ нм. По данным электронной просвечивающей микроскопии в совокупности с электронной дифракцией проанализированные частицы УВ имеют монокристаллическое строение с размерами в основном <1 мкм.

В составе углеродного вещества присутствуют битумоиды (растворимые в органических растворителях углеродные вещества РУВ) в количестве 225–688 г/т. Они представлены главным образом линейными углеводородами нормального и изоструктурного строения (80% от общего содержания). Отличительной особенностью выделенных соединений служит равное содержание алканов с четным и нечетным количеством атомов углерода. В подчиненном количестве установлены полициклические ароматические углеводороды (ПАУ). В одном образце отмечаются ненасыщенные жирные кислоты. Идентифицированы миристиновая, пальмитиновая, стеариновая и олеиновая кислоты и эфиры ряда насыщенных жирных кислот [14].

Анализ изотопного состава углерода показал, что в целом значения $\delta^{13}\text{C}$ в исследованных образцах варьируют от -14,9 до -6,9‰ (табл. 4). При этом УВ в парагенезисе с кварцем и мусковитом имеет значения $\delta^{13}\text{C}$ от -14,9 до -13,3‰, тогда как в УВ из углерод-кальцитов пород значения $\delta^{13}\text{C}$ составляют от -11,7 до -6,9‰.

Изученные углеродизированные метасоматиты в пределах толтинской свиты развиты локально. Они сосредоточены в пределах узкой (десятки-первые сотни метров) вытянутой (~12 км)

4. Изотопный состав углерода в монофракциях УВ из углеродистых метасоматитов

Номера образцов	Состав пород	$\delta^{13}\text{C}$, ‰
100-95	Углерод-мусковит-кальцитовый	-11,7
107-95	Углерод-кальцитовый	-9,2
9-03	Углерод-мусковит-кальцитовый	-13,3
11-03	Углерод-кварц-доломитовый	-14,9
316-04	Углерод-кальцит-кварцевый	-14,3
318-04	Углерод-доломит-кальцитовый	-6,9
109-10	Углерод-кальцит-доломитовый	-7,2

Примечание. Измерения выполнены И.В.Смолевой в ИГ Коми НЦ УрО РАН. Изотопный состав углерода определен с использованием стандарта PDB.

полосы, протягивающейся вдоль подножия Тункинских гольцов. Их проявление отчетливо контролируется крутопадающими зонами катаклаза. Тела имеют жильную форму. Все указывает на постскладчатую и постметаморфическую природу углеродизации. В то же время, нигде не обнаружено прорывание метасоматитов телами магматических пород, за исключением даек кайнозойских базальтов. Таким образом, верхняя возрастная граница проявления метасоматического процесса не установлена. Общей чертой углеродизированных пород Тункинского разлома являются устойчивый на всем протяжении зоны парагенезис углеродного вещества с кварцем и присутствие практически во всех образцах в том или ином количестве мусковит-фенгита, апатита, пирита. Такой парагенезис характерен для метасоматоза с участием кислых растворов [27]. Обилие апатита, но отсутствие флюорита позволяют предполагать, что во флюиде анионы PO_4^{3-} значительно доминировали над анионами F^- . В свою очередь, присутствие пирита и углеродного вещества в метасоматитах свидетельствует о низком парциальном давлении кислорода и о том, что в составе флюида важная роль, вероятно, принадлежала углеводородам.

Преобладание в составе УВ наноструктурированного графита с размерами кристаллитов от 1 до 50 нм и в резко подчиненном количестве высокоупорядоченного графита показывает,

что температура отложения углеродного вещества, согласно данным из работы [46], не превышала 650°C. Это согласуется с устойчивостью в метасоматитах парагенезиса доломит+кварц, который при $P_{\text{фл}} 1$ кбар стабилен при температуре 400–450°C [6]. И только при более поздних наложенных деформациях с уменьшением мольной доли CO_2 во флюиде этот парагенезис становится неустойчивым с образованием талька. В то же время, выявленная по данным дифференциального термического анализа неоднородность УВ говорит о том, что в процессе повторных, по-видимому, неоднократных деформаций в зоне разлома, в условиях продолжающегося поступления в тектоническую зону восстановленного флюида, отложившийся на ранней стадии метасоматоза самородный углерод мог претерпевать переотложение и перекристаллизацию. Вероятно, это же служит причиной довольно широкого диапазона изотопного состава углерода, когда наряду со значениями, характерными для мантийного углерода (~7‰) [7, 37], получены значения до -14,9‰, позволяющие предполагать фракционирование изотопов при переотложении графита в процессе более поздних деформаций [43]. Известно также, что породы с низким содержанием углерода $C_{\text{элемент}}$ должны быть, претерпели более интенсивный изотопный обмен с углеродом из карбонатов по сравнению с высокоуглеродистыми породами [42]. С другой стороны, облегченный изотопный состав углерода в некоторых образцах может указывать на вероятное участие в образовании самородного углерода изотопно-легкого биогенного вещества.

Состав обнаруженных нами РУВ в углеродном веществе метасоматитов Тункинского разлома не противоречит одновременному участию в их образовании глубинного мантийного источника и углеродистых осадков. Однако РУВ в метасоматитах несколько отличаются по составу и содержанию от растворимых углеродных веществ, выделенных из мраморов Тункинского террейна в верховьях р. Иркут, где биогенные признаки происхождения битумоидов выражены более отчетливо [26].

Судя по данным силикатных анализов, основным привносимым компонентом при метасома-

тозе был кремнезем, в значительно меньших количествах в породы поступали Fe, Al, K и еще в меньших Mn, Ti, Na. Одновременно с отложением углеродного вещества и окварцеванием породы обогащались W, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, U, Y, PЗЭ, Ba, Rb, V, Cr, Sc, Mo, Ni, Cu. Рост концентрации K во флюиде, выражающийся в появлении в метасоматически измененных породах мусковит-фенгита, сопровождался увеличением интенсивности привноса Nb, Ta, Zr, Hf, а также легких PЗЭ.

Поведение PЗЭ в углеродизированных метасоматических породах изучено авторами ранее [10]. Был установлен одновременный с углеродизацией привнос PЗЭ в ультрабазиты Оспинско-Китойского массива (Восточный Саян). Здесь при внедрении в крайне обедненную литофильными элементами ультраосновную матрицу восстановленного высокоуглеродистого флюида происходило ее обогащение редкими и редкоземельными элементами. С.М.Жмодик и др. [16] также усматривают в распределении редкоземельных элементов в углеродизированных гипербазитах Оспинско-Китойского массива связь с глубинным мантийным источником. Полученные нами данные по распределению редкоземельных элементов в углеродисто-кварцевых метасоматических породах Тункинского разлома указывают на то, что при взаимодействии высокоуглеродистого флюида с карбонатной матрицей интенсивность накопления PЗЭ в метасоматитах резко возрастает, в частности, за счет образования фторкарбонатов, а также, вероятно, апатита и мусковита.

Проведенные исследования показали, что углеродисто-кварцевые метасоматиты Тункинского разлома являются производными глубинных восстановленных флюидных систем. В пользу этого свидетельствуют проявление дислокационных процессов в протяженной зоне Тункинского разлома, отсутствие непосредственной связи метасоматоза с телами магматических пород, изотопный состав углерода, а также геохимические особенности метасоматитов (обогатенность широким спектром геохимически разнородных элементов). Перечисленные критерии характерны для многих других проявлений углеродистого метасоматоза [12, 13, 18, 20, 23, 28]. Главными поставщиками углерода выступа-

ют глубинные флюидные потоки и в меньшей мере углеродистые отложения черносланцевых толщ Восточного Саяна [2, 16]. Источником кремнекислоты могли быть нижележащие алюмосиликатные породы, с которыми взаимодействовал глубинный восстановленный флюид, недосыщенный кремнеземом, щелочами и алюминием, на пути своего движения в верхние горизонты земной коры [23]. При поступлении такого раствора в карбонатные породы, практически не содержащие SiO_2 , раствор оказывался пересыщенным кремнеземом, что и обуславливало окварцевание [17]. В то же время, обогащенность метасоматитов фосфором и редкоземельными элементами позволяет предполагать возможную связь углеродисто-кварцевого метасоматоза с развитием на глубине щелочного магматизма.

Работа выполнена при поддержке: РФФИ проект № 13-05-00206; интеграционный проект СО РАН № 89, УрО РАН № 12-С-5-1035. Авторы выражают благодарность С.И.Исаенко, И.В.Смолевой, В.Н.Филиппову, М.В.Горбунову, Б.А.Макееву за помощь в проведении аналитических работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев В.Ю., Баскина В.А., Томсон И.Н., Якушев А.И. О природе углеродистых пород в зонах дробления в Дальнегорском районе Приморья (чёрные сланцы или мантийные ильменит-графитовые метасоматиты?) // Докл. РАН. 2007. Т. 415. № 3. С. 364–369.
2. Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 6. С. 554–565.
3. Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. – М.: Недра, 1975.
4. Боос Р.Г. Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна (стратиграфия, метаморфизм, формации). – Новосибирск: Наука, 1991.
5. Буслов М.М., Рябинин А.Б., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Проявления позднекарбонатового и раннепермского этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточные Саяны, Южная Сибирь) // Докл. РАН. 2009. Т. 428. № 4. С. 496–499.
6. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. – М.: Недра, 1979.
7. Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. – М.: Недра, 1973.
8. Галимов Э.М., Миронов А.Г., Ширяев А.А. Происхождение углерода в алмазоносных углеродизированных гипербазитах Восточного Саяна // Докл. РАН. 1998. Т. 363. № 6. С. 808–810.
9. Геология и метаморфизм Восточного Саяна / В.Г.Беличенко, Ю.П.Бутов, Н.Л.Добрецов и др. – Новосибирск: Наука, 1988.
10. Геохимия высокоуглеродистых метасоматитов Оспинско-Китойского гипербазитового массива (Восточный Саян) / В.Б.Савельева, Ю.В.Данилова, Б.С.Данилов и др. // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 12. С. 1434–1440.
11. Геохимия и Rb-Sr возраст графитсодержащих гранитоидов юго-восточной части Главного Саянского разлома / В.Б.Савельева, Ю.А.Костицын, А.В.Травин и др. // Геология и геофизика. 2006. № 2. С. 216–231.
12. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И. Лантаноиды, актиноиды и минеральные ассоциации в битумах Сибирской платформы // Докл. РАН. 2005. Т. 404. № 6. С. 806–813.
13. Графит-ильменит-сульфидная минерализация в рудных районах Востока СССР / И.Н.Томсон, А.А.Сидоров, О.П.Полякова и др. // Геология рудных месторождений. 1984. № 6. С. 19–31.
14. Данилова Ю.В., Шевченко С.Г., Клыба Л.В., Данилов Б.С. Состав растворимого углеродистого вещества в породах Аршанской тектонической зоны (юго-восточная часть Восточного Саяна) // Геохимия. 2012. № 2. С. 201–209.
15. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 93–108.
16. Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С. Золотоцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). – Новосибирск: Гео, 2008.
17. Зарайский Г.П. Условия неравновесного окварцевания пород и образования кварцевых жил при кислотном метасоматозе // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 4. С. 294–307.
18. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Проблема углеродистого метасоматоза и рассеянной металлоносно-

- сти осадочно-метаморфических пород // Советская геология. 1984. № 2. С. 90–99.
19. *Калгутинское* редкометалльное месторождение (Горный Алтай): магматизм и рудогенез / А.А.Поцелуев, Л.П.Рихванов, А.Г.Владимиров и др. – Томск: STT, 2008.
 20. *Летников Ф.А., Заячковский А.А., Летникова А.Ф.* К вопросу о геохимической специализации глубоководных высокоуглеродистых систем // Докл. РАН. 2010. Т. 433. № 3. С. 374–377.
 21. *Летников Ф.А., Савельева В.Б., Аникина (Данилова) Ю.В., Смагунова М.М.* Высокоуглеродистые тектониты – новый тип концентрирования золота и платины // Докл. РАН. 1996. Т. 347. № 6. С. 795–798.
 22. *Летников Ф.А., Савельева В.Б., Заури Н.М.* Эндогенные процессы и графитовая минерализация в Чернорудско-Баракчинской тектонической зоне (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 3. С. 83–88.
 23. *Летников Ф.А., Шершакова М.М., Шершаков А.В.* Геохимия углисто-карбонатных метасоматитов из зоны глубоководного разлома // Докл. РАН. 2005. Т. 402. № 6. С. 807–809.
 24. *Летникова Е.Ф.* Распределение РЗЭ в карбонатных отложениях различных геодинамических типов (на примере южного складчатого обрамления Сибирской платформы) // Докл. РАН. 2003. Т. 393. № 2. С. 235–240.
 25. *Лобзова Р.В.* Графит и щелочные породы района Ботогольского массива. – М.: Наука, 1975.
 26. *Мартихаева Д.Х., Макрыгина В.А., Полозов А.Г.* Состав углеродистых соединений в мраморах тункинского (Восточный Саян) и ольхонского метаморфических комплексов // Геохимия. 2009. № 7. С. 780–784.
 27. *Метасоматизм и метасоматические породы* / Под ред. В.А.Жарикова, В.Л.Русинова. – М.: Научный мир, 1998.
 28. *Новгородова М.И.* Неупорядоченное углеродистое вещество как продукт процессов углеродизации – нового типа гидротермально-метасоматических преобразований пород в рудных районах // Второе совещание по геохимии углерода. М., 1986. С. 132–134.
 29. *Околорудные* изменения пород и физико-химические условия формирования золото-кварцевого месторождения Советское (Енисейский край, Россия) / О.В.Русинова, В.Л.Русинов, С.С.Абрамов и др. // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 4. С. 308–328.
 30. *Русинова О.В., Русинов В.Л.* Метасоматический процесс в рудном поле Мурунтау (Западный Узбекистан) // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 1. С. 75–96.
 31. *Савельева В.Б.* Углеродистые тектониты Чернорудско-Баракчинской зоны глубоководного разлома (Западное Прибайкалье) // Зап. ВМО. 1998. № 3. С. 12–21.
 32. *Савельева В.Б., Базарова Е.П.* U-Pb возраст (SHRIMP-II) циркона из сиенитов Тункинского массива, Восточный Саян // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, 2011. С. 181–183.
 33. *Савельева В.Б., Звонкова Н.Г., Аникина (Данилова) Ю.В.* Углеродистые тектониты Оспинско-Китойского гипербазитового массива (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 5. С. 598–610.
 34. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. – М.: Мир, 1988.
 35. *Углеродистое* вещество сульфидно-кварцевых жил Курултыкенского полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) / М.И.Кузьмин, Ю.П.Трошин, С.М.Бойко и др. // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 3. С. 280–288.
 36. *Филимонова Л.Г., Трубкин Н.В., Чугаев А.В.* Особенности рассеянной минерализации Дукатского рудного района (северо-восток России) // Зап. РМО. 2006. № 5. С. 15–37.
 37. *Фор Г.* Основы изотопной геологии. – М.: Мир, 1989.
 38. *Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П.* Первые данные о золото-платиноидном оруденении в углеродистых породах Ханкайского массива и прогноз крупного месторождения благородных металлов в Приморском крае // Докл. РАН. 2004. Т. 397. № 4. С. 524–529.
 39. *Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П., Медведев Е.И.* Углеродизация и геохимическая специализация графитоносных пород северной части Ханкайского террейна, Приморье // Геохимия. 2010. № 2. С. 115–125.
 40. *Шмакин Б.М., Загорский В.Е., Макагон В.М.* Редкоземельные пегматиты. Пегматиты необычного состава. – Новосибирск: Наука, 2007.

41. Ferrari A.C., Robertson J. Raman spectroscopy of amorphous, nanostructured, diamond-like carbon, and nanodiamond // Phil. Trans. R. Soc. Lond. 2004. Vol. 362. P. 2477–2512.
42. Naraoka H., Ohtake M., Maruyama Sh., Ohmoto H. Non-biogenic graphite in 3.8-Ga metamorphic rocks from the Isua district, Greenland // Chemical Geology. 1996. Vol. 133. P. 251–260.
43. Natural fluid-deposited graphite: mineralogical characteristics and mechanisms of formation / F.J.Luque, J.D.Pasteris, B.Wopenka et al. // Amer. Journal of Science. 1998. Vol. 298. P. 471–798.
44. On the characterization of disordered and heterogeneous carbonaceous materials by Raman spectroscopy / O.Beyssac, B Goffe., J.Petit et al. // Spectrochimica Acta Part A. 2003. Vol. 59. P. 2267–2276.
45. Tuinstra F., Koenig J.L. Raman spectrum of graphite // J. Chem. Phys. 1970. Vol. 53. № 3. P. 1126–1130.
46. Wopenka B., Pasteris J.D. Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy // Amer. Mineral. 1993. Vol. 78. P. 533–557.

Данилова Юлия Владимировна,
кандидат геолого-минералогических наук
jdan@crust.irk.ru

Савельева Валентина Борисовна,
кандидат геолого-минералогических наук РАН
vsavel@crust.irk.ru

Данилов Борис Станиславович,
кандидат геолого-минералогических наук
boris@crust.irk.ru

Шумилова Татьяна Григорьевна,
доктор геолого-минералогических наук
shumilova@geo.komisc.ru

CARBONACEOUS SUBSTANCE AND ASSOCIATED ORE MINERALIZATION IN APOCARBONATE METASOMATITES IN THE TUNKINSK FAULT ZONE, EAST SAYAN

Yu.V.Danilova,
V.B.Savelyeva,
B.S.Danilov,
T.G.Shumilova

Data are presented on formative features of carbonaceous rocks in the Tunkin Fault Zone during the course of the deep circulation fluids interaction with carbonate rocks of the Toltinsk Formation, SE part of the Tunkinskie Gol'tsy (East Sayan Mts., Buryatia). The variation range of $\delta^{13}\text{C}$ in graphite is -14,9 through -6,9‰. Quartz is a typical paragenic associate of carbonaceous substance with muscovite and phengite as minor components. Accessories are F-apatite, pyrite, sphalerite, chalcopyrite, rutile, zircon, Fe hydroxides, barite, parisite, and uraninite. Carbonaceous rock varieties comparatively host rocks are enriched in carbon, silica, Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO, K_2O , P_2O_5 , to a lesser extent F, S_{tot} , Na_2O , TiO_2 , as well as Ba, Mo, W, Zr, Hf, Nb, Th, U, Y, REE, Ni, Cu, Sc, V, Cr, Rb and Co. Occurrence in a lengthy fault zone, absence of immediate relations with magmatic bodies, as well as geochemical signatures enable classification of the carbonaceous quartz metasomatites of the Tunkinsk Fault as derivatives of deep reduced fluid systems.

Key words: carbonaceous substance, silicification, fluid system, mineralization, geochemistry, Tunkinsk Fault.