

ГРАНИТОИДЫ И ИЗВЕСТНЯКИ ИЗ КОНГЛОМЕРАТОВ ПРЕДДУГОВОЙ ЗОНЫ ТАННУОЛЬСКО-ХАМСАРИНСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ (ТУВА): ГЕОХИМИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, КОРРЕЛЯЦИЯ

*Исследования проведены при финансовой поддержке грантов РФФИ № 10-05-00444-а,
№ 10-05-00953 и грантов СО РАН на проведение экспедиционных работ.*

Изучен петрогеохимический состав плагиогранитов, кварцевых диоритов и палеонтологический состав известняков из галечного материала нижнекембрийской баянкольской свиты преддуговой зоны, а также палеонтологический состав известняков из нижнекембрийской ильчирской свиты островодужной зоны, получены новые данные о геохимическом составе островодужных плагиогранитов. Проведена корреляция геохимических и палеонтологических данных.

Ключевые слова: конгломераты; источники сноса; микрофитолиды.

В мозаично-блоковой структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) первичные латеральные связи доаккреционных, в частности островодужных, структур обычно нарушены постааккреционной тектоникой. В качестве одного из наиболее крупных островодужных структур ЦАСП выделяют Таннуольско-Хамсаринскую островодужную систему (ТХОС), представляющую собой крупный фрагмент системы островная дуга – задуговой бассейн, существовавшей в Палеоазиатском океане в венде – начале раннего кембрия [1–3]. ТХОС имеет северо-восточное простираие, ее протяженность составляет около 550 км, ширина – около 300 км, на северо-западе она контактирует с турбидитами Западного Саяна, на юго-востоке – с метаморфитами Сангилена. В ее пределах выделяются преддуговая Саяно-Тувинская группа зон, островодужная Таннуольско-Хамсаринская группа зон и задуговая Восточно-Тувинская группа зон. ТХОС отличается относительно хорошей сохранностью первичных соотношений главных структурных элементов – пред- и задуговых и собственно островодужной зон (рис. 1). Вместе с тем для ТХОС устанавливается четкая поперечная или косая зональность отдельных сегментов по отношению к ее ограничениям, что свидетельствует о вторичности границ сегментов ТХОС и о проявлении крупных послекембрийских горизонтальных перемещений [2].

Как видно из рис. 1, островодужные комплексы Ондумской и Таннуольской подзон непосредственно граничат с комплексами преддуговой зоны ТХОС. Однако для Ондум-Танну-ольского сегмента островной дуги (рис. 1) характерна направленная геохимическая зональность, выражающаяся в увеличении щелочности с севера на юг (в современных координатах), одновременном снижении содержаний MgO и отношения Na_2O/K_2O , увеличении содержаний редкоземельных элементов и изменении характера их распределения от Ондумской до Таннуольской подзон (La_{NMORB} – от 0,6–1,5 до 1,6–8,0%; La_N/Yb_N – от 0,3–0,8 до 1,1–5,6%) [2, 3, 6, 7]. Эти данные могут свидетельствовать о наклоне зоны палеосубдукции в направлении от Ондумской к Таннуольской подзоне и связанной с этим поперечной зональности островодужного магматизма. Для подтверждения предположения о фронтальном расположении Ондумской подзоны другими независимыми

методами исследований было проведено изучение вещественного состава обломков магматических и карбонатных пород из нижнекембрийских конгломератов в тыловой части преддуговой зоны и их корреляции с магматическими и карбонатными породами из островодужных комплексов Ондумской подзоны.

Геологическое строение участков и привязка образцов

Район исследований конгломератов расположен в 60 км на запад-юго-запад от г. Кызыл, в районе устья р. Баян-Кол – правого притока р. Енисей. Здесь распространена баянкольская вулканогенно-карбонатно-терригенная свита нижнего кембрия мощностью 3 500–4 000 м, которая слагает крупную широкую синклиналию складку, имеющую запад-северо-западное простираие и погружающуюся к западу (рис. 2) [8, 9]. Относительно хорошая структурная сохранность разреза и обилие нижнекембрийской фауны позволили исследователям составить в районе нижнего течения р. Баян-Кол опорный разрез вулканогенно-осадочных образований нижнего кембрия Центральной Тувы, отмечая при этом, что в целом для данного района «отложения фациально изменчивы на коротких расстояниях, что в значительной мере затрудняет сопоставление отдельных фрагментов разреза...» [8. С. 93]. Примечательными также являются наблюдения о том, что многие виды археоциат, свойственные для более высоких горизонтов разреза, в баянкольской свите оказываются залегающими под более древними археоциатовыми комплексами [10].

В составе баянкольской свиты преобладают терригенные осадки – конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, встречаются горизонты и прослои кремнистых пород, туфов и туффитов основного и кислого состава, в нижней части свиты широко представлены известняки [8–10]. Известняки баянкольской свиты содержат комплекс фауны от базайхского до санаштыкгольского биостратиграфических горизонтов [8–11].

В гальке конгломератов баянкольской свиты представлены плагиограниты, кварцевые диориты, известняки, базальты, кремнистые породы, алевролиты, песчаники, фельзиты, туфы [8, 9]. С целью петрографического и геохимического изучения отобраны образцы галек плагиогранитов и кварцевых

диоритов из конгломератов нижней части разреза свиты, залегающих на правом берегу р. Баян-Кол в интервале точек с координатами N51°37.467' E93°33.619' – N51°36.679' E93°33.772' (рис. 2, участок 1). Здесь же из пачки известняков для палеонтологического изучения отобран образец Бнк-5 (N51°37.733' E93°33.730').

Конгломераты представлены также в верхней части разреза баянкольской свиты [8, 9], в частности, на левом берегу р. Енисей, напротив устья р. Баян-Кол. Известняки, а также кремнистые породы слагают здесь гальку, валуны и более крупные – глыбовые обособления; среди карбонатных галек и валунов нередко встречаются онколитовые и археоциатовые разновидности [12]. Для пале-

онтологических исследований на участке 2 (рис. 2) в точке с координатами N51°33.487' E93°32.122' отобраны образцы микрофитолитовых известняков Бнк-10/10 и Бнк-13/10, слагающие окатанные валуны диаметром 20–30 см в конгломератах. Отметим, что в данном районе откартировано тело серпентинитового меланжа мощностью 200–300 м (рис. 2), которое ранее выделялось в качестве отгукдашской метаморфической толщи возможно докембрийского возраста, залегающей в ядре антиклинальной структуры [9]. Меланж насыщен блоками и глыбами различных пород, в том числе: кремней, диабазов, габбро, известняков, мраморов, кварцитов, амфиболитов, серпентинизированных перидотитов, алевролитов ([12], наши данные).

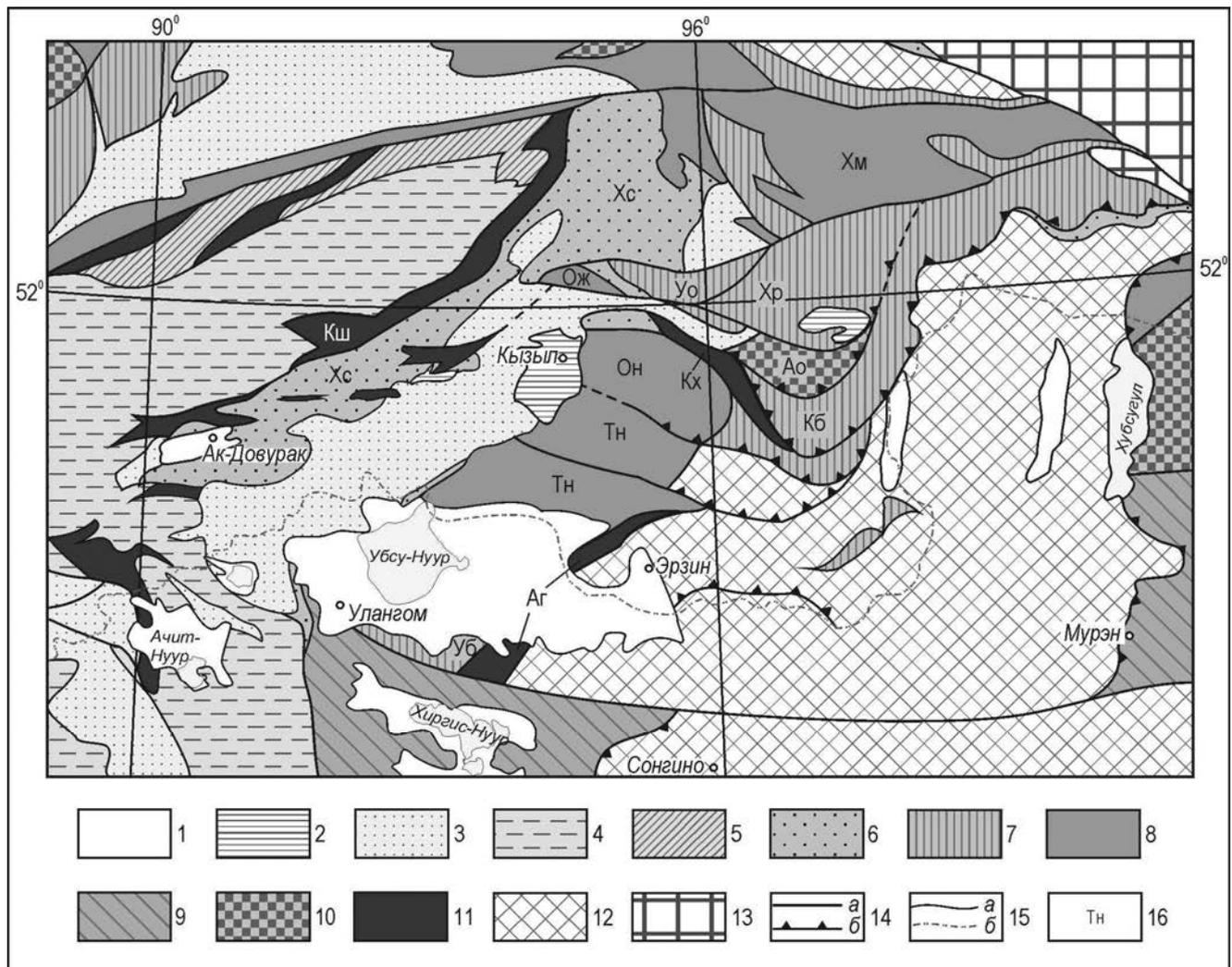


Рис. 1. Геодинамическая схема Тувы и сопредельных территорий (составлена на основе данных [2, 4] и с учетом данных [5]): 1–2 – наложенные ассоциации: 1 – рыхлые отложения кайнозойских впадин; 2 – терригенные отложения юрских мульд; 3 – магматические и осадочные ассоциации девонских рифтогенных прогибов; 4 – кембрий-силурийские турбидиты континентальной окраины; 5 – преимущественно турбидитовые аккреционные призмы; 6–10 – структурно-вещественные комплексы V₂-Є₁ системы островная дуга – задуговой бассейн: 6 – преддуговые терригенные, 7 – задуговые вулканогенные и терригенно-вулканогенные, 8 – островодужные осадочно-вулканогенные и вулканоплутонические, 9 – нерасчлененные островодужные, 10 – пред- и задуговые офиолитовые аллохтоны, хаотические комплексы; 11 – метаморфические комплексы; 12 – докембрийские микроконтиненты; 13 – Сибирский кратон; 14 – главные постаккреционные разломы (а) и надвиги (б); 15 – границы: а – структурных зон, б – государственная; 16 – названия структурно-формационных подразделений Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы: преддуговой Саяно-Тувинской группы структурно-формационных зон: Кш – Куртушибинская и X-С – Хемчикско-Сыстыгхемская; островодужной Таннуольско-Хамсаринской группы зон, в том числе Ондум-Таннуольской зоны: Та – Таннуольская подзона, Он – Ондумская подзона; Xс – Хамсаринская зона; задуговой Восточно-Тувинской группы зон: Аг – Агардагская, Кх – Каахемская, Уо – Улугойская, Хр – Харальская, Кб – Карабельдырская, Уб – Убсунурская, Ао – Агойский метаморфический террейн

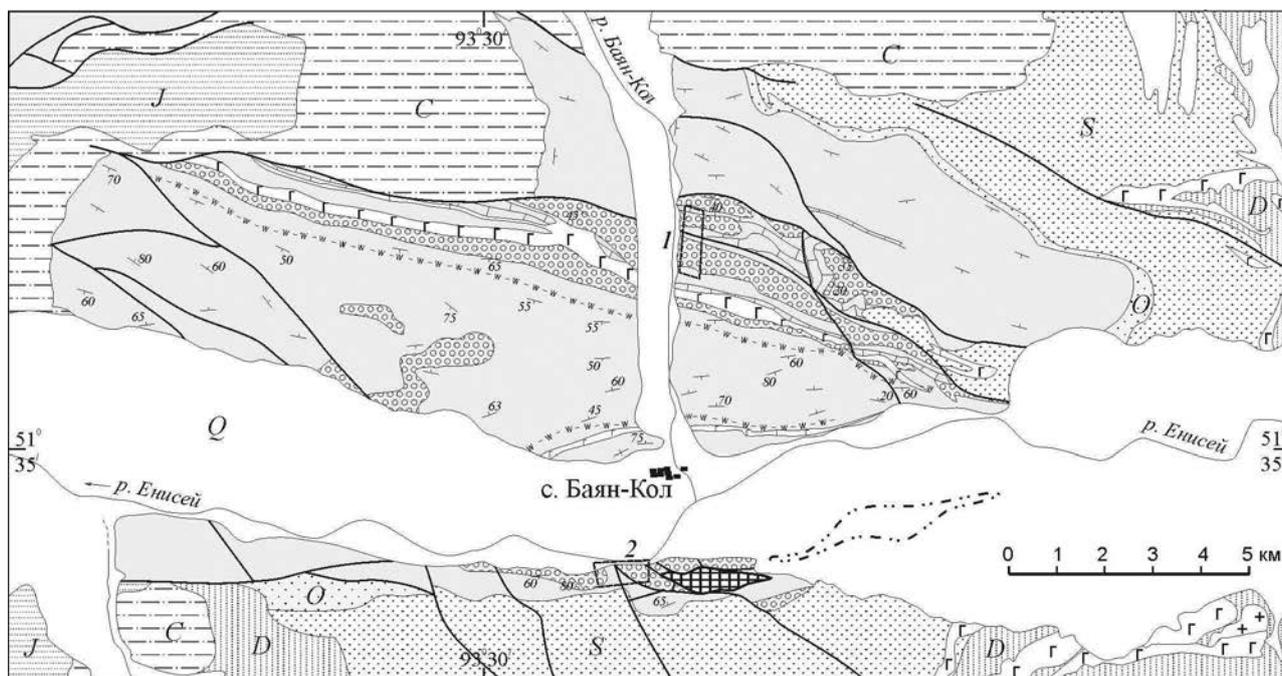


Рис. 2. Схематическая геологическая карта района нижнего течения р. Баян-Кол (составлена с использованием данных крупномасштабной геологической съемки А.Н. Павлова и др. (1965), Н.С. Анастасиева и др. (1967)): 1 – четвертичные отложения; 2 – юрские песчаники, алевролиты; 3 – карбоновые песчаники, алевролиты, туффиты; 4 – девонские эффузивы, пестроцветные терригенные отложения; 5–6 – девонские субвулканические комплексы: 5 – гранит-порфиры, 6 – базиты; 7 – силурийские песчаники, алевролиты; 8 – ордовикские конгломераты, песчаники, алевролиты; 9–12 – нижнекембрийская баянкольская свита: 9 – песчаники, алевролиты, 10 – кремнистые отложения, 11 – известняки, 12 – конгломераты; 13 – серпентинитовый меланж (а), предполагаемая граница серпентинитового меланжа под четвертичными отложениями по данным магнитной съемки (б); 14 – разломы; 15 – элементы залегания слоев; 16 – участки работ

Вещественный состав изученных образцов

Образцы *плагиигранитов* из обломков конгломератов баянкольской свиты характеризуются мелко-среднезернистой (0,5–2,5 мм), гипидиоморфнозернистой, участками гранофировой структурой, состоят из кварца (30–35%), обычно зонального плагиоклаза и альбита (~60%), хлорита и эпидота, замещающих первичный темноцветный минерал ($\leq 5\%$), а также акцессорных апатита и рудного минерала ($< 1\%$). Встречаются образцы катаклазированных, сцементированных кальцитом, плагиигранитов (обр. Бнк-6/2д). Образец *кварцевого диорита* имеет мелкозернистую (0,3–0,5 мм) гипидиоморфнозернистую, участками пойкилитовую структуру, состоит из кварца (15–20%), зонального среднего плагиоклаза (55%), хлорита (15%), карбоната (10%), акцессориев – сфена, апатита, рудного минерала (доли %).

Плагииграниты и кварцевый диорит из галек конгломератов баянкольской свиты характеризуются очень низкими содержаниями K_2O (0,35–0,88 мас.%) и низкими суммарными содержаниями щелочей (4,35–5,93 мас.%) (рис. 3, табл. 1). Спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированные по хондриту, для исследованных образцов показывают в целом более низкие содержания в них РЗЭ по сравнению с базальтами

N-MORB и преобладание тяжелых лантаноидов над легкими и средними ($La_N/Yb_N = 0,4–0,6$, $Gd_N/Yb_N = 0,6–1,0$); по характеру распределения РЗЭ исключение составляет один образец плагиигранита Бнк-6/2б ($La_N/Yb_N = 1,0$) (рис. 4). На спектрах распределения микроэлементов, нормированных по примитивной мантии, для всех образцов отмечается наличие отрицательных аномалий Nb, Ta, Ti и положительных аномалий Ba, U, K, Pb (рис. 4), что типично для магматитов, образованных в надсубдукционной геодинамической обстановке. Изученные образцы в целом имеют довольно специфический состав – подобное N-MORB распределение РЗЭ и геохимические «надсубдукционные метки», что резко ограничивает количество возможных вариантов коренных источников их сноса и, по существу, указывает на единственный наиболее реальный источник – поздневендско-раннекембрийскую островодужную диорит-тоналит-плагиигранитную ассоциацию Ондумской подзоны (см. ниже).

В образцах *известняков* Бнк-10/10, Бнк-13/10 из обломков конгломератов баянкольской свиты (рис. 2, участок 2) определены микрофитолиды *Osagia tenuillamellata*, *O. columnata* var *ovsianika* и *Osagia* sp. В образце Бнк-5 из известняка баянкольской свиты (рис. 2, участок 1) определены известковые водоросли *Epiphyton scapulum* (табл. 2, фиг. 1), микростроматоли-

ты (табл. 2, фиг. 5), а также архециаты *Nochoroicyathus mariinskii* (табл. 2, фиг. 2). Эти данные свидетельствуют о раннекембрийском возрасте извест-

няков, слагающих обломки в конгломератах баянкольской свиты. Этому заключению не противоречат находки микрофитолитов.

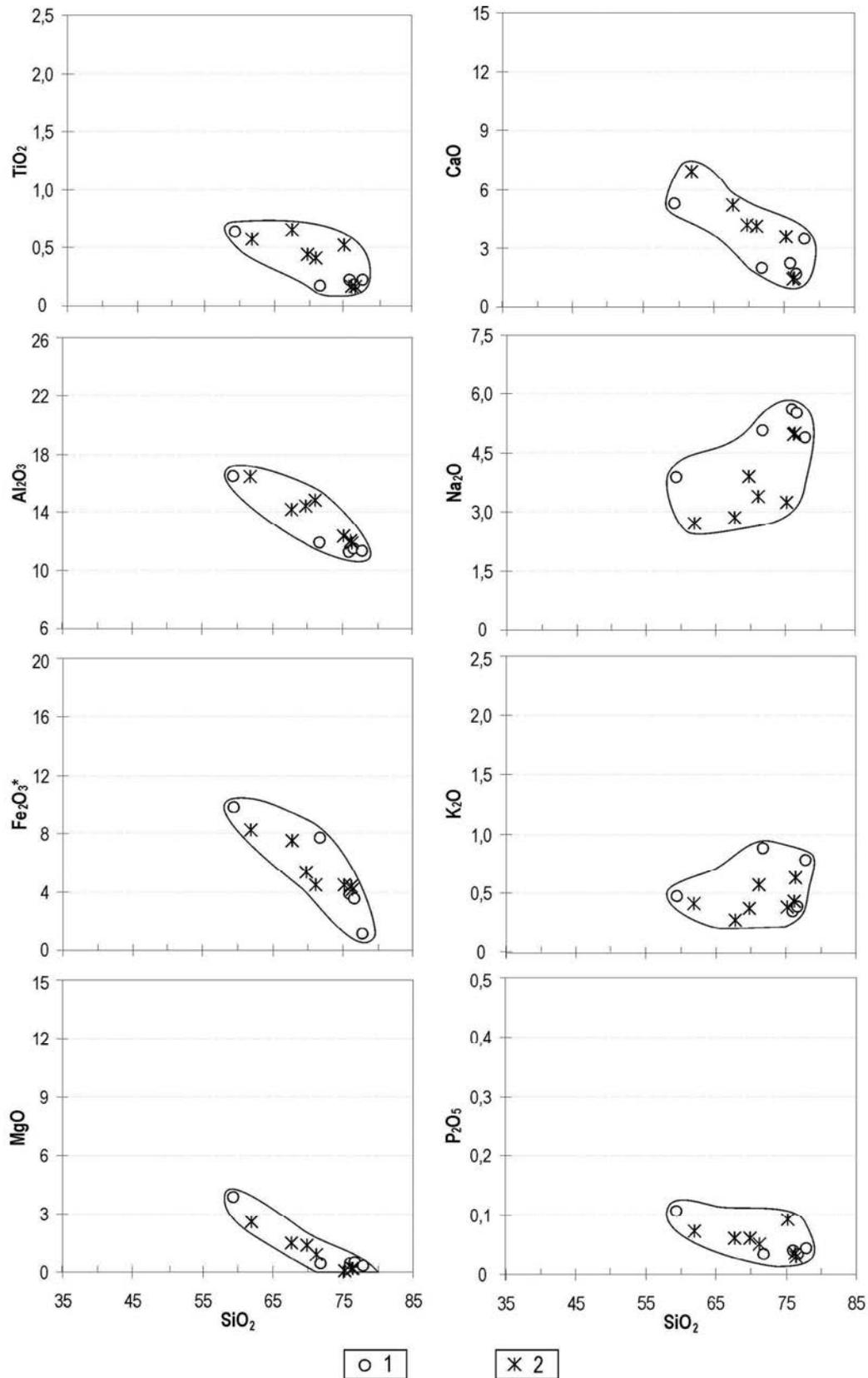


Рис. 3. Вариационные диаграммы Харкера для плагиогранитов и кварцевого диорита из обломков конгломератов баянкольской свиты (1) и диорит-тоналит-плагиогранитных островодужных комплексов (V₂-E₁) Ондумской подзоны (2).
Использованы данные табл. 1 и [13]

Содержания петрогенных (мас.%) и микроэлементов (г/т) в образцах плагногранитов и кварцевого диорита из обломков конгломератов байянской свиты

| Обр. | Бнк-6/1а | Бнк-6/2е | Бнк-6/2д | Бнк-6/2а | Бнк-6/2б | Кп-428 |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|--------|
| | кд | пг | пг | пг | пг | пг |
| SiO ₂ | 59,43 | 71,84 | 76,00 | 76,73 | 77,88 | 76,22 |
| TiO ₂ | 0,63 | 0,18 | 0,22 | 0,18 | 0,22 | 0,17 |
| Al ₂ O ₃ | 16,43 | 11,83 | 11,22 | 11,49 | 11,29 | 12,06 |
| Fe ₂ O ₃ | 9,79 | 7,71 | 3,84 | 3,50 | 1,10 | 4,43 |
| MnO | 0,22 | 0,07 | 0,04 | 0,03 | 0,05 | 0,07 |
| MgO | 3,81 | 0,45 | 0,45 | 0,46 | 0,31 | 0,15 |
| CaO | 5,23 | 1,96 | 2,24 | 1,67 | 3,45 | 1,45 |
| Na ₂ O | 3,87 | 5,06 | 5,60 | 5,51 | 4,89 | 4,98 |
| K ₂ O | 0,48 | 0,88 | 0,35 | 0,39 | 0,78 | 0,44 |
| P ₂ O ₅ | 0,11 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,04 | 0,04 |
| ппп | 5,01 | 1,05 | 2,30 | 2,11 | 3,36 | 0,28 |
| Σ | 100,19 | 100,18 | 100,17 | 100,12 | 100,12 | 100,22 |
| Cs | 0,66 | 0,38 | 0,18 | 0,16 | 0,38 | – |
| Rb | 5 | 13 | 4 | 4 | 9 | 8 |
| Sr | 210 | 79 | 59 | 71 | 86 | 58 |
| Y | 19,3 | 20,6 | 17,9 | 11,5 | 11,3 | 25,4 |
| Zr | 27 | 91 | 87 | 42 | 42 | 65 |
| Nb | 0,42 | 0,88 | 1,57 | 0,92 | 0,39 | 1,27 |
| Ba | 100 | 112 | 58 | 48 | 62 | 345 |
| La | 2,26 | 2,90 | 1,34 | 1,22 | 2,04 | 1,78 |
| Ce | 6,28 | 7,95 | 3,34 | 3,40 | 5,02 | 2,23 |
| Pr | 0,99 | 1,30 | 0,57 | 0,57 | 0,82 | 1,15 |
| Nd | 5,40 | 6,67 | 2,68 | 2,95 | 4,31 | 6,89 |
| Hf | 1,13 | 3,05 | 2,55 | 1,38 | 1,62 | 2,13 |
| Sm | 2,07 | 2,22 | 1,00 | 1,06 | 1,34 | 2,59 |
| Eu | 0,71 | 0,55 | 0,40 | 0,44 | 0,53 | 1,05 |
| Gd | 2,96 | 2,93 | 1,48 | 1,61 | 1,83 | 4,08 |
| Tb | 0,58 | 0,56 | 0,33 | 0,32 | 0,32 | 0,71 |
| Dy | 3,74 | 3,97 | 2,68 | 2,31 | 2,06 | 5,18 |
| Ho | 0,91 | 0,96 | 0,61 | 0,56 | 0,46 | 1,12 |
| Er | 2,48 | 2,76 | 2,02 | 1,71 | 1,35 | 3,57 |
| Tm | 0,38 | 0,47 | 0,34 | 0,29 | 0,21 | 0,53 |
| Yb | 2,54 | 3,37 | 2,40 | 2,14 | 1,39 | 3,71 |
| Lu | 0,40 | 0,55 | 0,35 | 0,33 | 0,23 | 0,59 |
| Ta | 0,03 | 0,06 | 0,15 | 0,07 | 0,03 | 0,14 |
| Pb | 2,38 | 1,04 | – | 0,59 | 0,53 | 7,55 |
| Th | 0,21 | 0,60 | 1,04 | 0,47 | 0,32 | 0,70 |
| U | 0,15 | 0,48 | 0,41 | 0,23 | 0,26 | 0,45 |

Примечание. Породы: кд – кварцевый диорит, пг – плагногранит. Содержания петрогенных окислов пересчитаны на 100% сухого остатка. Петрохимические анализы получены методом РФА в Институте геохимии СО РАН (Иркутск), содержания микроэлементов определены методом ICP-MS в Лимнологическом институте СО РАН (Иркутск). Прочерк – элемент не анализировался.

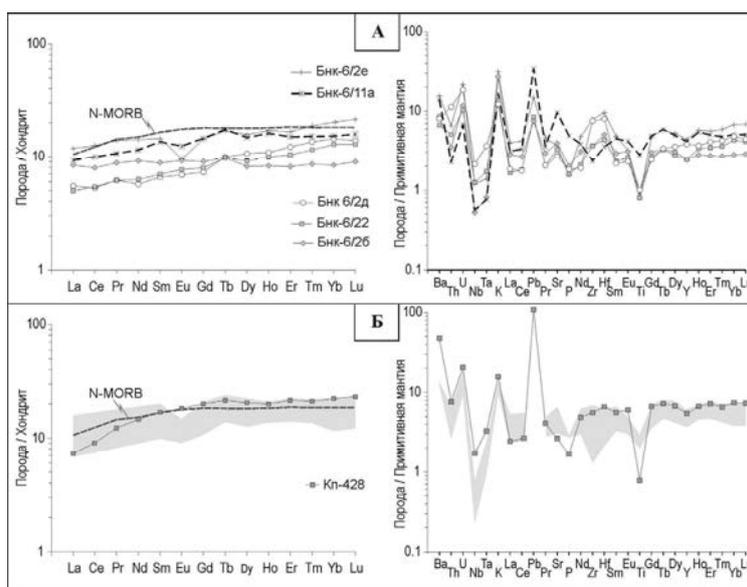
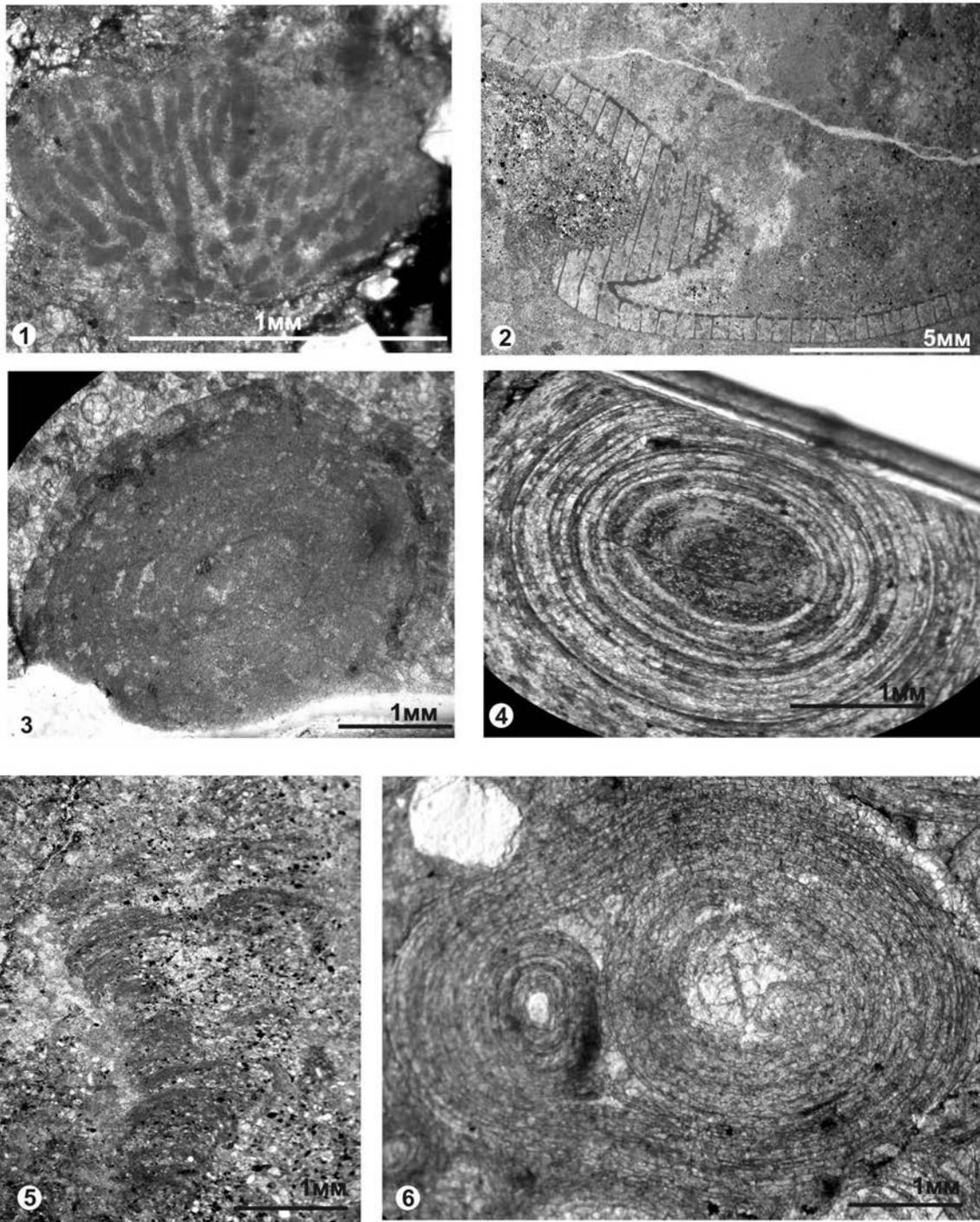


Рис. 4. Нормированные к хондриту и примитивной мантии [14] спектры распределения редких элементов для плагногранитов и кварцевого диорита из обломков конгломератов байянской свиты (А) и диорит-тоналит-плагногранитных островоужных комплексов (V₂-E₁) Ондумской подзоны (Б). Использованы данные табл. 1 и [13]. Серое поле – спектры пород гранитоидов коптинского и байсютского комплексов по [13]

Фототаблица полированных шлифов ископаемых органических остатков в известняках баянкольской свиты



Фиг. 1. Водоросли *Eryphyton scapulun* Korde, обр. Бнк-5, баянкольская свита.

Фиг. 2. Археоциаты *Nochoroicyathus mariinskii* Zhur., обр. Бнк-5, баянкольская свита.

Фиг. 3. Микрофитолиты *Osagia columnata* Reitl., обр. Онд-2/10, ильчирская свита, Ондумская подзона.

Фиг. 4, 6. Микрофитолиты: 4 – *Osagia columnata* var. *ovsianica* Yaksh., обр. Бнк-10/10 баянкольская свита; 6 – *Osagia tenuilamellata* Reitl., обр. Бнк-13/10, баянкольская свита.

Фиг. 5. Микростроматолиты обр. Бнк-5, баянкольская свита.

Источники сноса обломочного материала

Магматические породы и корреляция геохимических данных. Для корреляции по геохимическому составу обломков плагиигранитов и кварцевого диорита из конгломератов баянкольской свиты с их возможными коренными источниками сноса были использованы

опубликованные [13] и авторские (табл. 1, обр. Кп-428) данные по гранитоидам Ондумской подзоны (рис. 5). Ранее в Ондумской подзоне среди гранитоидов таннунского комплекса выделялся фациальный тип, который объединял породы кварцево-диоритового, тоналитового и плагиигранитного, частично гранодиоритового, состава [15].

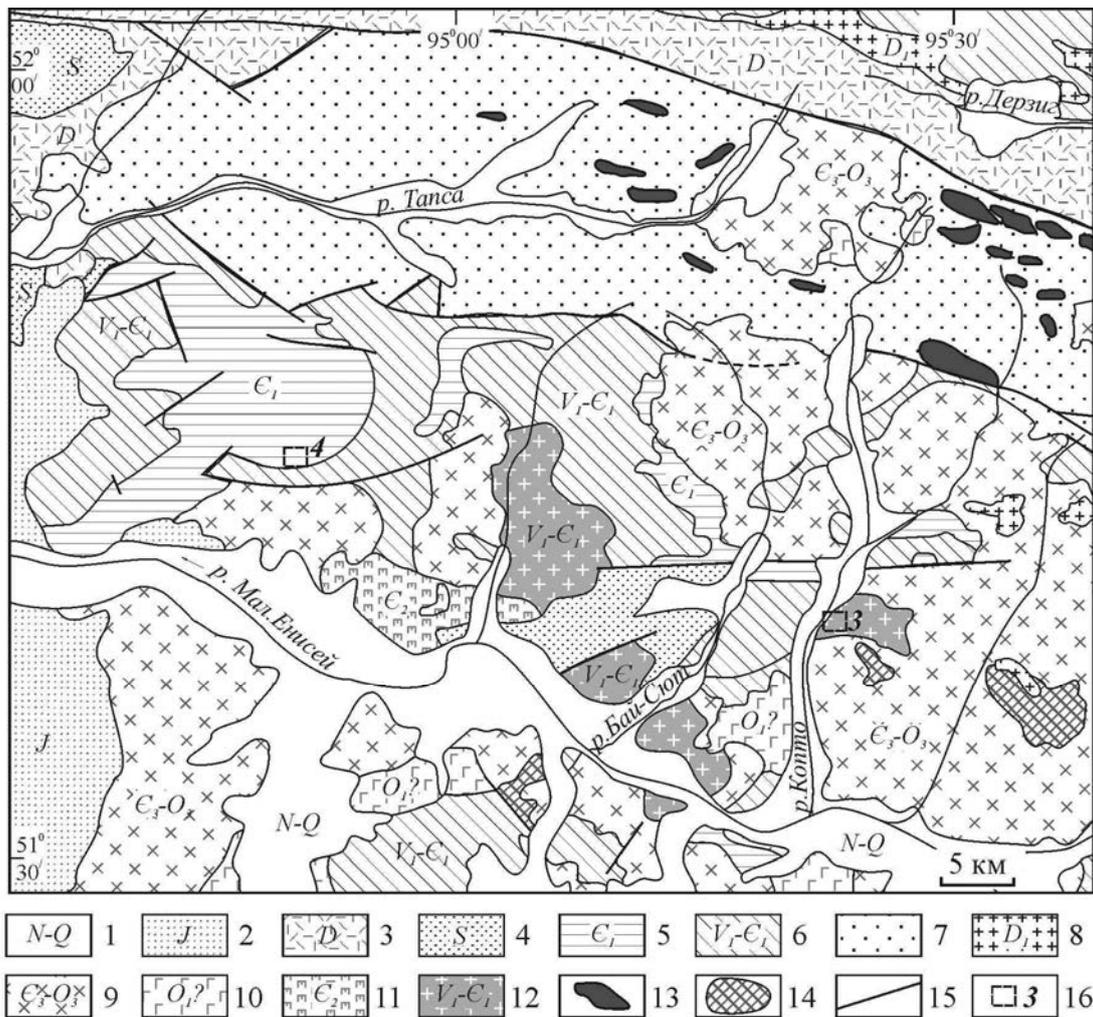


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Ондумской подзоны Тануольско-Хамсаринской островодужной зоны (составлена с использованием данных [13, 15, 16]: 1 – рыхлые отложения (N-Q); 2 – песчаники, алевролиты (J); 3 – кислые эффузивы (D); 4 – песчаники, известняки (S); 5 – базальты, туфы, песчаники, известняки ильчирской свиты (C_1); 6 – дациты, риолиты, туфы, реже базальты и андезиты ондумской свиты (V_2-C_1); 7 – меланжево-олистоостромовая ассоциация Каахемской подзоны; 8 – граниты, лейкограниты (D_1); 9–10 – син- и постколлизийные интрузивные ассоциации (C_3-O_3); 9 – диорит-тоналит-плагиогранитная, 10 – перидотит-габбровая; 11 – габбро-монциодорит-граносиенитовый зубовский комплекс (C_2); 12 – островодужная диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация (коптинский и байсютский комплексы, V_2-C_1); 13 – гипербазиты; 14 – мраморы, кварц-биотит-кордиеритовые, кварц-плагиоклаз-пироксеновые сланцы (тектонические окна Тувино-Монгольского массива); 15 – разломы; 16 – участки работ

Позднее часть этих гранитоидов рассматривались в составе раннекембрийского (дотануольского) майнского плагиогранитного комплекса [17] по аналогии с аккреционно-островодужными плагиогранитоидами Западного Саяна, Кузнецкого Алатау и Горной Шории [18], а в последние годы, на основе геохимических, изотопных и геохронологических данных, вместо майнского были выделены островодужные коптинский (V_2) и байсютский (C_1) диорит-тоналит-плагиогранитные комплексы [13, 19]. Породы коптинского и байсютского интрузивных комплексов прорывают кислые вулканиты ондумской (туматтайгинской) вулканогенной свиты, возраст которой соответствует верхам венда – низам нижнего кембрия [20, 21]. Кислые эффузивы ондумской свиты и гранитоиды коптинского и байсютского комплексов характеризуются одинаковым возрастом и петрогеохимическим составом, что дает основание рассматривать их в качестве единой островодужной вулcano-плутонической ассоциации ([13, 19], наши неопубликованные данные).

В целях корреляции нами были использованы опубликованные данные о геохимическом составе пород поздневендско-раннекембрийских островодужных интрузивных комплексов (коптинского и байсютского) Ондумской подзоны [13]. Отметим, что по петрографическому, геохимическому и Sm-Nd изотопному составу породы названных двух комплексов не имеют принципиальных отличий между собой [13]. Авторские данные представлены образцом Кп-428, который характеризует массив плагиогранитов байсютского комплекса на левобережье р. Копто (рис. 5, участок 3). К дотануольскому интрузивному комплексу этот массив был отнесен по результатам геологической съемки масштаба 1:50 000 [17]. Образец Кп-428 по структуре и минеральному составу практически не отличается от плагиогранитов из обломков конгломератов баянкольской свиты, однако, в отличие от последних, где первичные темноцветные минералы не сохранились, в образце Кп-428 встречается бурый биотит (1–2%), частично замещенный эпидотом и аксессуарным сфеном (доли %).

На диаграммах Харкера (см. рис. 3) и спайдерграммах (см. рис. 4) видно, что плагиограниты и кварцевый диорит из обломков конгломератов баянкольской свиты и породы диорит-тоналит-плагиогранитных островодужных комплексов (коптинского и байсютского) Ондумской подзоны по петрохимическому составу, уровню концентраций микроэлементов и характеру их распределения не различаются.

Карбонатные породы и корреляция палеонтологических данных. В Ондумской подзоне на вулканогенной ондумской свите (V_2-C_1) с разрывом залегает ильчирская (ранее выделявшаяся как тапсинская) вулканогенно-терригенно-карбонатная свита с обильным комплексом скелетной фауны санаштыкгольского горизонта [20] (рис. 5). Нижняя часть разреза ильчирской свиты мощностью 200–700 м состоит из туфогенных пород с линзами рифогенных известняков. Верхняя часть свиты сложена известняками мощностью 700–1300 м [20] и редкими покровами базальтов. Из верхней карбонатной части разреза ильчирской свиты для палеонтологических исследований отобраны образцы известняков с микрофитолитовой фауной (обр. Онд-2/10, Онд-4/10, Онд-6/10, Онд-3/10) (рис. 5, участок 4). Во всех этих образцах определены микрофитолиты *Osagia columnata*, *O. tenuillamellata*, *O. columnata* var *ovsianica* и *Osagia* sp (табл. 2), т.е. все три вида микрофитолитов, выявленных в карбонатных обломках конгломератов баянкольской свиты, присутствуют и в известняках ильчирской свиты. Таким образом, в преддуговых отложениях баянкольской свиты и известняках ильчирской свиты Ондумской островодужной подзоны, обнаружена единая ассоциация микрофитолитов (табл. 2, фиг. 3, 4, б). В Алтае-Саянской складчатой области данные микрофитолиты наиболее широко распространены в верхневендских-нижнекембрийских отложениях и неизвестны в рифее.

Обсуждение результатов и заключение

Представленные данные свидетельствуют в пользу того, что коренные источники сноса обломков плагиогранитов, кварцевых диоритов и известняков в конгломератах нижнекембрийской баянкольской свиты располагаются в Ондумской подзоне Ондум-Таннуольской островодужной зоны. В Таннуольской под-

зоне среди карбонатных пород микрофитолитовые разновидности не известны, а кислые интрузивные породы, по сравнению с таковыми из Ондумской подзоны, характеризуются иным геохимическим составом [3]. Вышеизложенное позволяет считать, что фронтальную часть Ондум-Таннуольской островодужной зоны представляла Ондумская подзона, а тыловую – Таннуольская подзона.

Баянкольская свита накапливалась в середине раннего кембрия в преддуговом бассейне, который, видимо, непосредственно примыкал к геоморфологически выраженным островодужным постройкам Таннуольско-Хамсаринской островной дуги, сложенной вулканитами V_2-C_1 вулканоплутонической ассоциации существенно кислого состава. К середине раннего кембрия произошло, видимо, поднятие островодужной зоны, в результате чего на уровень эрозии были выведены плутонические породы указанной вулканоплутонической ассоциации, дезинтеграция которых привела к появлению обломков соответствующего состава в конгломератах баянкольской свиты. Нам, к сожалению, не встретились обломки кислых эффузивов в конгломератах баянкольской свиты, однако они отмечались другими исследователями [8, 9]. Отметим также, что процесс поднятия островодужной зоны подтверждается стратиграфическим несогласием в основании ильчирской свиты и несогласиями в основании формационных аналогов этой свиты, в том числе в Таннуольской подзоне (ирбитейская свита), Агардагской подзоне (терекитгская толща) [3].

Источником сноса изученных нами обломков микрофитолитовых известняков в конгломератах верхней части баянкольской свиты, являлись, скорее всего, известняки ильчирской свиты, которые располагались на гипсометрически наиболее высоких уровнях структур ТХОС, прилегающих к преддуговому бассейну.

Отложения баянкольской свиты, видимо, не имеют отношения к формированию ассоциирующей с ней тела серпентинитового меланжа, поскольку литологический состав отложений свиты и меланжа существенно различается. Эти два структурно-вещественных комплекса преддуговой зоны были тектонически совмещены в ходе кембро-ордовикских аккреционных процессов и формирования Тувинского рифтогенного прогиба.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 325 с.; Т. 2. 334 с.
2. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 63–81.
3. Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П. и др. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде – раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 5. С. 649–665.
4. Berzin N.A. Preliminary terrane and overlap assemblage map of Altay-Sayan region // Preliminary publications book 1 from project on mineral resources, metallogenesis, and tectonics of Northeast Asia / editors W.J. Nokleberg et al. Open-File Report 99-165. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. 1999.
5. Симонов В.А., Зайков В.В., Котляров А.В., Тереня Е.О. Петролого-геохимические особенности и палеогеодинамика кембрийских магматических комплексов Восточной Тувы // Вестник Томского государственного университета. Сер. Науки о Земле. Приложение: материалы науч. конф. «Проблемы геологии и географии Сибири» (2–4 апреля 2003 г.). 2003. № 3 (III). С. 189–191.
6. Бухаров Н.С. Особенности состава и химизма вулканитов венда – раннего кембрия в структурах салаирид Тувы и их перспективы на колчеданно-полиметаллическое оруденение // Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл: Тувинское книжное издательство, 1981. Вып. 5. С. 64–77.

7. Монгуш А.А. Схема тектономагматической эволюции поздневендской юной островной дуги (Тува, Западный Саян) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) : материалы совещания. Иркутск : Институт земной коры СО РАН, 2011. Вып. 9. С. 149–151.
8. Геология СССР. Тувинская АССР. М. : Недра, 1966. Т. XXIX, ч. I. 460 с.
9. Щеглов А.П., Волков В.В. Очерк стратиграфии кембрийских отложений Тувы // Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М. : Наука, 1970. С. 7–35.
10. Зайцев Н.С. Кембрий Тувы // Геология и геофизика. 1960. № 7. С. 12–23.
11. Владимирский Г.М., Задорожная Н.М. Биостратиграфия нижнего кембрия Алтае-Саянской складчатой области. М. : Наука, 1964. С. 61–72.
12. Берзин Н.А. Меланжево-олигостромовая ассоциация Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы // Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск : ИГиГ СО АН СССР, 1979. С. 104–129.
13. Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (Восточная Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. 2006. № 2. С. 3–33.
14. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the ocean basins* / eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London. Spac. Publ. 1989. Vol. 42. P. 313–346.
15. Дистанова А.Н. Строение плутонов и особенности состава раннепалеозойских гранитоидов Каахемского района Восточной Тувы // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. Новосибирск : Наука, 1981. С. 24–62.
16. Геологическая карта Тувинской АССР. Масштаб 1:500 000. Л. : ВСЕГЕИ, 1983.
17. Ковалев П.Ф., Кужугет К.С., Монгуш А.А. Нижнепалеозойские интрузивные комплексы Центральной Тывы // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. Красноярск : КНИИГиМС, 1999. С. 172–182.
18. Дистанова А.Н. Раннепалеозойские гранитоидные ассоциации Алтае-Саянской складчатой области: их типы и индикаторная роль в палеомагнитных реконструкциях // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 9. С. 1244–1257.
19. Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Возрастные рубежи и геодинамическая природа Каахемского полихронного батолита (Восточная Тува) // ДАН. 2004. Т. 399, № 4. С. 506–512.
20. Бухаров Н.С. О стратиграфии венд-раннекембрийских отложений бассейна рек Тапса, Черби, Ондум (Центральная Тува) // Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл : Тувин. кн. изд-во, 1981. Вып. 5. С. 58–63.
21. Краевский Б.Г., Сосновская О.В. Проблема возраста древних вулканогенных толщ Тувы // Региональная геология. Стратиграфия и палеонтология докембрия и нижнего палеозоя Сибири. Новосибирск : СНИИГиМС, 2010. С. 36–42.

Статья представлена научной редакцией «Науки о Земле» 21 декабря 2012 г.