

Г. С. ГУСЕВ (ИМГРЭ), Н. В. МЕЖЕЛОВСКИЙ (МЦГК «Геокарт»),  
А. Ф. МОРОЗОВ (Роснедра), В. А. КИЛИПКО (ИМГРЭ),  
О. Н. СИРОТКИНА (МГУ, ИМГРЭ)

## Обь-Зайсанская, Алтае-Саянская и Восточносаяно-Енисейская покровно-складчатые области: основные особенности тектонического развития

Обсуждаются тектонические (геодинамические) обстановки формирования структурно-вещественных комплексов в структурах юго-западного обрамления Сибирской платформы: возраст фундамента микроконтинентов; возрастной диапазон развития океанических бассейнов; среднепалеозойских структурно-вещественных комплексов Алтайского и Тувино-Саянского активно-окраинных поясов; субдукционно-аккреционных, аккреционно-коллизийных и коллизийных сооружений на всей территории региона, а также повторно-коллизийных горных сооружений.

Ключевые слова: *выступ раннедокембрийской континентальной коры, микроконтинент, океанический бассейн, активно-окраинный пояс, субдукционно-аккреционное, аккреционно-коллизийное, коллизийное и повторно-коллизийное сооружения.*

G. S. GUSEV (IMGRE), N. V. MEZHELOVSKIY (MTSGK Geokart),  
A. F. MOROZOV (Rosnedra), V. A. KILIPKO (IMGRE),  
O. N. SIROTKINA (MSU, IMGRE)

## Ob-Zaisan, Altai-Sayan and East Sayan-Yenisei orogens: major features of tectonic development

The paper presents tectonic (geodynamic) formative environments of the lithotectonic units underlying protrusions of paleo-Precambrian continental crust along the SW margin of Siberian Platform; a study of the age range of the ocean basins and basements of the microcontinents, mid-Paleozoic lithotectonic units of the Altai and Tuva-Sayan active margin belts, along with the subduction-accretion, accretion-collision and collision edifices across the whole region and the repeated collision structures is carried out.

Keywords: *crustal continental protrusion, microcontinent, ocean basin, active margin belt, subduction-accretion, accretion-collision, collision, repeated collision structures.*

**Введение.** Обь-Зайсанская, Алтае-Саянская и Восточносаяно-Енисейская покровно-складчатые области представляют собой ансамбль структур, характеризующих докембрийские микроконтиненты и палеоокеанические бассейны, палеоокеанические рифты и палеоокеанические острова геологического прошлого. В них располагаются ареалы развития юно-развитоостроводужных вулканоплутонических дуг, зрелых островных дуг, аккреционных призм и глубоководных задуговых бассейнов; аккреционных и коллизийных тектонических единиц; объектов континентального локального внутриплитового магматизма и континентально-рифтовых единиц, пассивно-окраинного типа чехла микроконтинентов и пассивных окраин Сибирского континента. К ним относятся ранне- и позднебайкальский Восточносаяно-Енисейский, каледонский Алтае-Саянский коллизийный покровно-складчатый и позднепалеозойско-раннемезозойский повторно-коллизийный надвигово-сдвиговые, а также палеозойские Алтайский и Тувино-Саянский активно-окраинные осадочно-вулканоплутонические пояса. Завершает тектоническое развитие рассматриваемой территории позднекайнозойский (неотектонический) повторно-коллизийный ороген (рис. 1).

**Выступы раннедокембрийской континентальной коры** – Шарыжалгайский, Урикско-Туманшетский, Присаянский, Ангаро-Канский и Восточно-Енисейский – располагаются в юго-западном обрамлении древней Сибирской платформы (рис. 2).

Шарыжалгайский выступ состоит из палео-неоархейских Булунского и Онотского гранит-зеленокаменных блоков с возрастом (по цирконам) гнейсовидных тоналитов  $3287 \pm 10$  [28] и  $3396 \pm 16$  [3] и неоархейского Иркутского гранулит-гнейсового блока с U-Pb возрастом гранулитового метаморфизма по цирконам  $2570 \pm 30$  млн лет [45]. На площади Булунского гранит-зеленокаменного блока по петрографическим составам установлены архейские метабазиты и мета-базиты, а по геохимическим характеристикам – метабазиты N и T типов MORB [12]. В Булунском блоке [28, 39] выделен мезоархейский Урикский зеленокаменный пояс (ортоамфиболиты, плагиогнейсы и кристаллические сланцы) с Sm-Nd возрастом ортоамфиболитов 2887 млн лет [13]. В составе этого пояса, по результатам геохимических исследований, среди зеленокаменных толщ удалось обособить энзиматические и энсиалические островодужные глубокометаморфизованные геологические комплексы.

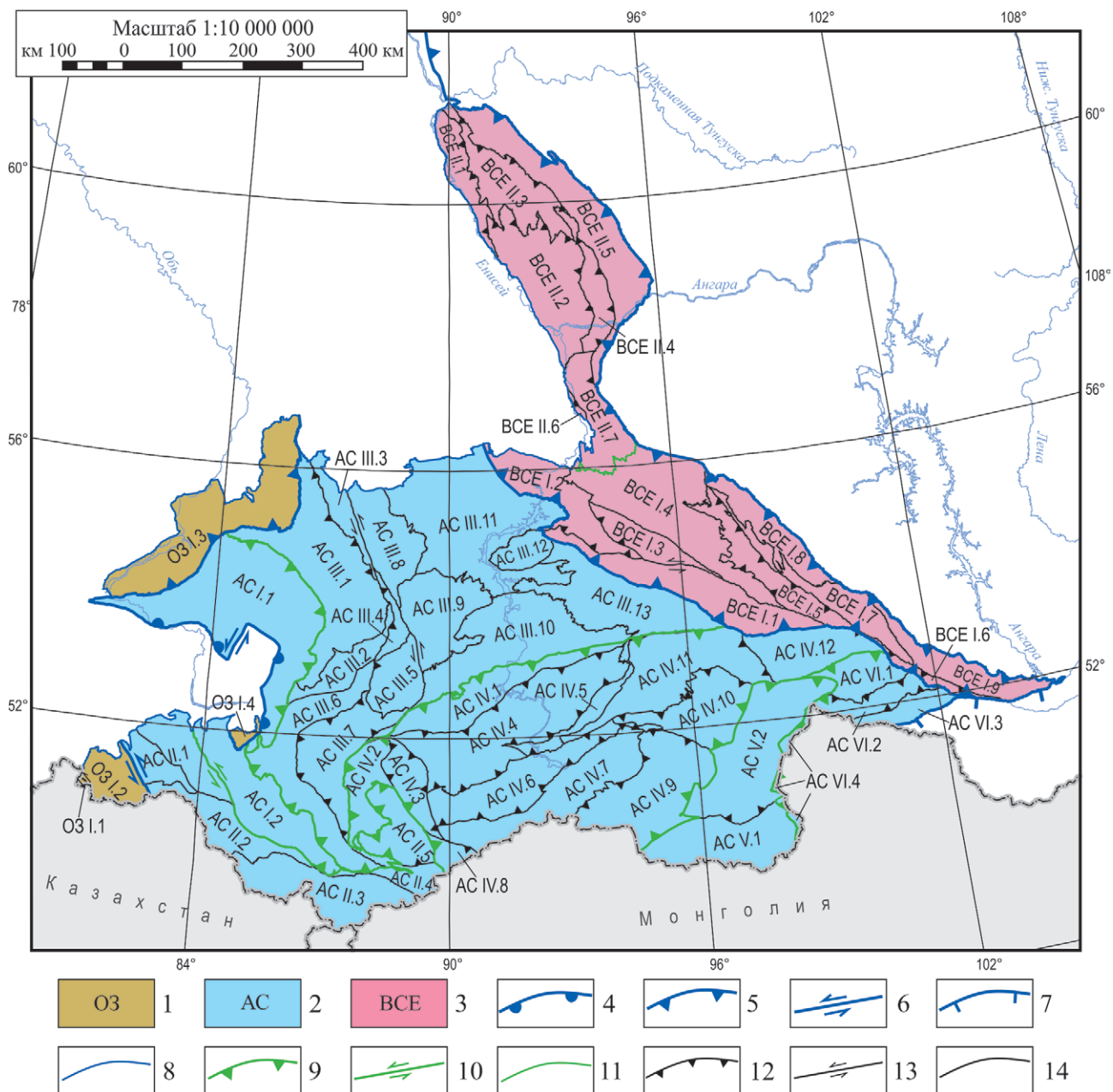
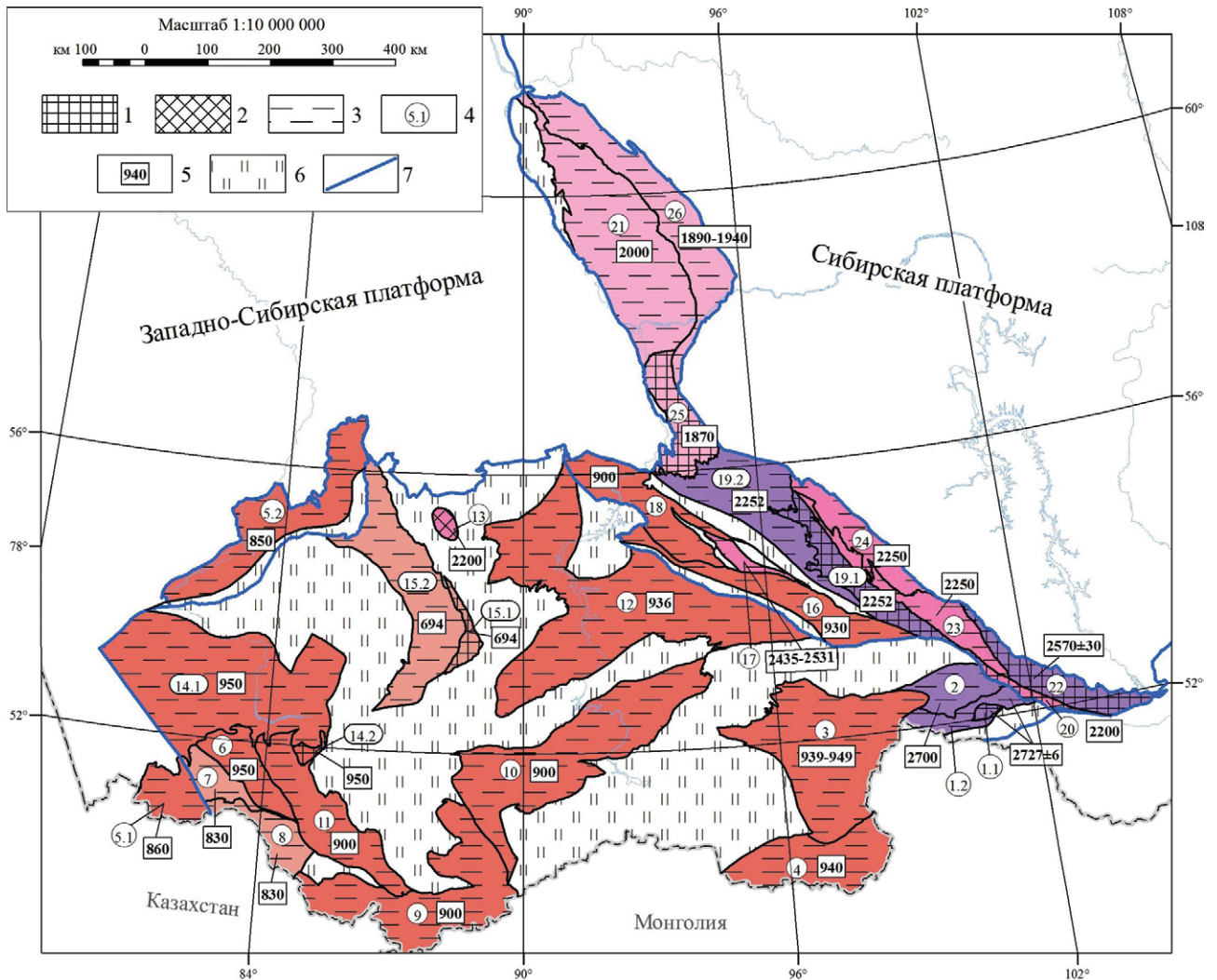


Рис. 1. Схема тектонического районирования Обь-Зайсанской, Алтае-Саянской и Восточносаяно-Енисейской покровно-складчатых областей

1–3 – покровно-складчатые области (1 – Обь-Зайсанская, 2 – Алтае-Саянская, 3 – Восточносаяно-Енисейская); 4–14 – границы таксонов трансрегионального ранга (4 – субдукционный шов, 5 – надвиговый шов, 6 – сдвиговый шов, 7 – сброс, 8 – геологическая граница), регионального ранга (9 – надвиговый шов, 10 – сдвиговый шов, 11 – геологическая граница), территориального ранга (12 – надвиговый шов, 13 – сдвиговый шов, 14 – геологическая граница).

**Обь-Зайсанская область.** Иртышско-Томская мегазона, зоны: ОЗ I.1 – Калба-Нарымская, ОЗ I.2 – Рудно-Алтайская, ОЗ I.3 – Томь-Кольванская, ОЗ I.4 – Барнаульская. **Алтае-Саянская область.** Салаиро-Алтайская мегазона, зоны: АС I.1 – Салаирская, АС I.2 – Ануйско-Чуйская; **Алтае-Монгольская мегазона,** зоны: АС II.1 – Чарышко-Талицкая, АС II.2 – Коргоно-Терехтинская, АС II.3 – Холзуно-Чуйская, АС II.4 – Улгий-Юстыдская, АС II.5 – Чулышманская; **Алтае-Кузнецкая мегазона,** зоны: АС III.1 – Кузнецкая, АС III.2 – Горношорская, АС III.3 – Золото-Китатская, АС III.4 – Томская, АС III.5 – Мрасская, АС III.6 – Бийско-Катунская, АС III.7 – Уйменско-Лебедская, АС III.8 – Кузнецкого Алатау, АС III.9 – Батеневская, АС III.10 – Южно-Минусинская, АС III.11 – Северо-Минусинская, АС III.12 – Беллыкская, АС III.13 – Кизир-Казырская; **Саяно-Тувинская мегазона,** зоны: АС IV.1 – Северо-Саянская, АС IV.2 – Телецкая, АС IV.3 – Шапшалская, АС IV.4 – Западно-Саянская, АС IV.5 – Куртушибинская, АС IV.6 – Хемчикская, АС IV.7 – Центрально-Тувинская, АС IV.8 – Кобдинско-Монгунтайгинская, АС IV.9 – Таннуольская, АС IV.10 – Улгойская, АС IV.11 – Хамсаринская, АС IV.12 – Утхумская; **Тувино-Монгольская мегазона,** зоны: АС V.1 – Сангиленская, АС V.2 – Восточно-Тувинская; **Хубеугул-Гарганская мегазона,** зоны: АС VI.1 – Окинская, АС VI.2 – Сархойско-Гарганская, АС VI.3 – Ильчирская, АС VI.4 – Шишихидская. **Восточносаяно-Енисейская область.** Восточно-Саянская мегазона, зоны: ВСЕ I.1 – Дербинская, ВСЕ I.2 – Манская, ВСЕ I.3 – Канско-Удинская, ВСЕ I.4 – Агульская, ВСЕ I.5 – Бирюсинская, ВСЕ I.6 – Онетско-Бельская, ВСЕ I.7 – Урикско-Туманшетская, ВСЕ I.8 – Присянская, ВСЕ I.9 – Шарыжалгайская; **Енисейская мегазона,** зоны: ВСЕ II.1 – Исаковская, ВСЕ II.2 – Вороговско-Ангарская, ВСЕ II.3 – Центрально-Енисейская, ВСЕ II.4 – Рыбинско-Панимбинская, ВСЕ II.5 – Восточно-Енисейская, ВСЕ II.6 – Предивинская, ВСЕ II.7 – Ангаро-Канская



**Рис. 2.** Палеомикроконтиненты на территории Обь-Зайсанской, Алтае-Саянской и Восточносаяно-Енисейской покровно-складчатых областей и выступов кристаллического фундамента в юго-западном обрамлении Сибирской платформы

1 – выходы фундамента на дневную поверхность; 2 – скрытый на глубине малый субмикроконтинент; 3 – чехол палеомикроконтинентов и выступов фундамента в обрамлении Сибирской платформы; 4 – коды названий палеомикроконтинентов и выступов фундамента в обрамлении Сибирской платформы; 5 – возраст кристаллического фундамента (млн лет); 6 – ареалы мезо-неопротерозойской и раннепалеозойской океанической коры; 7 – границы Западно-Сибирской и Сибирской платформ.

Микроконтиненты, субмикроконтиненты и выступ фундамента в обрамлении Сибирской платформы (в скобках возраст формирования фундамента в млн лет). **Тувинно-Монгольский составной палеомикроконтинент.** Субмикроконтиненты 1.1 и 1.2 – Гарганский (2727 ± 6): 1.1 – выход фундамента на поверхность, 1.2 – перекрытый чехлом, 2 – Окинский (2700), 3 – Улгийско-Восточно-Тувинский (939–949), 4 – Сангиленский (940). **Алтае-Монгольский составной палеомикроконтинент.** Субмикроконтиненты 5.1 – Рудноалтайский (860), 5.2 – Томь-Кольванский (850), 6 – Талицкий (950), 7 – Чарышский (830), 8 – Коргоно-Терехинский (830), 9 – Холзуночуйско-Чулышманский (900). **Минусинский составной палеомикроконтинент.** Субмикроконтиненты 12 – Среднеминусинский (936), 13 – Гремячинский (2200). **Палеомикроконтиненты:** 10 – Шапшальско-Западносаянский (900), 11 – Ануйско-Чуйский (900), 14.1 и 14.2 – Барнаульский (950): 14.1 – выход фундамента на поверхность, 14.2 – перекрытый чехлом, 15.1 и 15.2 – Томский (694): 15.1 – выход фундамента на поверхность, 15.2 – перекрытый чехлом, 16 – Дербинский (930), 17 – Центрально-Канский (2435–2531), 18 – Манский (900), 19.1 и 19.2 – Бирюсинский (2252) (19.1 – выход фундамента на поверхность, 19.2 – перекрытый чехлом), 20 – Онотско-Бельский (2200), 21 – Центрально-Енисейский (2000). **Выступы фундамента в обрамлении Сибирской платформы:** 22 – Шарыжалгайский (2570 ± 30), 23 – Урикско-Туманшетский (2250), 24 – Присяянский (2250), 25 – Ангаро-Канский (1870), 26 – Восточно-Енисейский (1890–1940)

Урикско-Туманшетский и Присяянский выступы – ареалы развития раннепалеопротерозойских континентально-рифтовых комплексов и коллизионных гранитоидов саянского комплекса с U-Pb возрастом по цирконам от 1874 до 1828 млн лет [13]. Предполагаемый возраст их фундамента, по аналогии с возрастом фундамента Бирюсинского микроконтинента (см. ниже), около 2250 млн лет [31]. Фундамент Присяянского выступа почти

целиком перекрыт позднерифейским деформированным пассивно-окраинным чехлом.

Фундамент Ангаро-Канского выступа в основном раннепалеопротерозойский гнейсовый (возраст метаморфизма 1890–1870 млн лет) вмещает коллизионные гранитоиды с U-Pb возрастом по цирконам 1734 ± 4 млн лет [32]. Выходы фундамента перекрыты позднепалеопротерозойскими континентально-рифтовыми базальтами и дацитами

с U-Pb возрастом по цирконам 1740 млн лет. Возраст протолита дацитов 2400–2500 млн лет [32]. Базальты верхней части разреза имеют типичные, по нашему мнению, для океанических рифтов геохимические составы (9 проб в статье [32]). Разрез позднепалеопротерозойских образований завершается пассивно-окраинным терригенным чехлом. Возраст метаморфизма позднепалеопротерозойских вулканитов и осадочных толщ раннебайкальский – 750 млн лет [32].

Модельный возраст фундамента Восточно-Енисейского выступа по протолиту позднерифейских гранитоидов 1890–1940 млн лет [6]. Фундамент этого выступа целиком перекрыт позднерифейским пассивно-окраинным карбонатно-терригенным деформированным чехлом.

В последующие этапы тектогенеза континентальная кора Шарыжалгайского, Урикско-Туманшетского, Присаянского, Ангаро-Канского и Приенисейского выступов подвергалась повторным структурным и метаморфическим преобразованиям: раннепротерозойским коллизионным покровно-складчатым, эпидот-амфиболитовым и зеленосланцевым метаморфическим; позднерифейским континентально-рифтовым; раннекаледонским (позднекембрийским) коллизионным надвиговым.

Шарыжалгайский, Урикско-Туманшетский и Ангаро-Канский выступы и в целом вся территория Восточно-Саянской и Енисейской мегазон нами и ранее [37] не включались в состав структур Сибирской платформы, а относились к единицам Урало-Охотского покровно-складчатого пояса. Новые геологические материалы более надежно (в отличие от публикаций А. Д. Ножкина, О. М. Розена, Д. П. Гладкочуба и других авторов) позволяют исключить рассмотренные таксоны из состава тектонических единиц Сибирского кратона.

**Фундамент микроконтинентов.** Обособляются три составных микроконтинента – Алтае-Монгольский (субмикроконтиненты Рудноалтайский, Томьколыванский, Талицкий, Чарышский, Коргоно-Терехтинский и Холзуночуйско-Чулышманский), Минусинский (субмикроконтиненты Среднеминусинский и Гремячский) и Тувино-Монгольский (субмикроконтинеты Гарганский, Окинский, Улгийско-Восточнотувинский и Сангиленский), а также микроконтиненты Шапшальско-Западно-Саянский, Ануйско-Чуйский, Барнаульский, Дербинский, Манский, Бирюсинский, Онотско-Бельский, Центрально-Енисейский (рис. 2).

Модельный возраст кристаллического фундамента субмикроконтинентов Алтае-Монгольского составного микроконтинента по протолиту ранне-среднетриасовых коллизионных гранитоидов дальсландский. Талицкий субмикроконтинент – лейкограниты Усть-Калманского массива белокурихинского комплекса 999–950, Коргоно-Терехтинский субмикроконтинент – граниты Тигерского массива синюшинского комплекса 830 млн лет [14]. Заслуживающие дальнейших детальных исследований метаморфические комплексы амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций Окольского, Барбышского, Быструшинского, Южно-Чуйского и Чулышманского блоков [15] (юго-восточная часть микроконтинента), возможно, относятся к выходам на дневную поверхность пород гренильского фундамента, подвергнутых повторным

метаморфическим преобразованиям – позднекембрийским амфиболитовым и эпидот-амфиболитовым по U-Pb возрасту наиболее древних метаморфогенных цирконов [18] и зеленосланцевым по Ag-Ag возрасту белых слюд [15].

Модельный возраст (по протолиту коллизионных гранитоидов) кристаллического фундамента восточной части Минусинского составного микроконтинента 936 [9], Улгийско-Восточнотувинского 939–949 и Сангиленского 940 [33]; микроконтинентов Дербинского 930 [30], Центрально-Канского 2432–2531 [29, 32], Бирюсинского 2252 [31] и, Центрально-Енисейского 2000 млн лет [6]; Sm-Nd возраст земной коры Барнаульского микроконтинента в районе развития белокурихинского метаморфического комплекса 950 млн лет [15].

В западном секторе Центрально-Енисейского микроконтинента (на правом берегу Енисея в устье речки Остряковка) установлен небольшой (50–70 м) выход неоархейских гранатовых амфиболитов, прорванных тремя дайками тоналитов. Эта ассоциация располагается в раме (ширина менее 300 м) низкоградиентных метаморфических пелитовых пород неизвестного возраста. U-Pb возраст тоналитов по цирконам  $2611 \pm 12$  (древний кластер, семь точек в кристаллах магматических цирконов) и  $831 \pm 13$  млн лет (молодой кластер, четыре точки в кристаллах метаморфических цирконов) [44].

Предполагаемый нами возраст фундамента Манского микроконтинента 900, модельный возраст Гремячского субмикроконтинента (по протолиту позднерифейских плагиигранитов) 2200 [35], Rb-Sr возраст метаморфических пород Томского микроконтинента 694 [21], U-Pb возраст Гарганского субмикроконтинента по цирконам из кристаллических пород  $2727 \pm 6$  млн лет [1].

В статье [25] (первый автор Н. Н. Курек) утверждается, что на территории западного (Алтае-Монгольского) сегмента Горного Алтая осадочные толщи позднекембрийско-раннеордовикских Анойско-Чуйского, Чарышско-Талицкого и Холзуно-Чуйского турбидитовых палеобассейнов формировались на океаническом основании с образованием в них позднекаледонской континентальной коры аккреционно-коллизионного типа. В более поздней публикации Н. Н. Курека формирование континентальной коры связывается с девонским одноактным событием внутрикорового плавления первичной коры турбидитовых бассейнов, сопровождавшегося образованием в фамене крупных гранитоидных батолитов [24].

По нашему мнению, первая [25] и вторая [24] концепции формирования континентальной коры Алтае-Монгольского сегмента Горного Алтая сугубо гипотетические и дискуссионные: 1) в современных (эталонных) осадочных бассейнах глубоководные турбидитовые отложения накапливаются в пассивно-окраинной обстановке континентального склона [38]; 2) океанические офиолиты установлены только в полосах позднекаледонских тектонических швов, разграничивающих турбидитовые бассейны, а на площадях самих бассейнов океанических офиолитов нет, хотя на территории Коргоно-Терехтинского микроконтинента закартированы малые аллохтонные пакеты вулканитов и осадочных пород раннекембрийских океанических островов [14, 15]; 3) в современных (эталонных) активно-окраинных вулканоплутонических поясах гранитоиды и вулканиты формируются надсубдукционными

процессами на континентальном основании; на территории Алтае-Монгольского сегмента возраст океанических пород в субдукционном слэбе не более 600 млн лет.

Новые изотопно-геохронологические данные (по протолитам коллизионных гранитоидов) о дальсландском (830–950 млн лет) возрасте первичной континентальной коры Алтае-Монгольского составного микроконтинента указывают на несостоятельность позднедевонского (362–381 млн лет) возраста первичной континентальной коры западного (горноалтайского) сектора Алтае-Саянской области [24]. Изотопно-геохронологические данные  $T(DM-2st)$  возраста протолитов обломочных и метаморфических пород Ануйско-Чуйского 809–879, Чарышско-Талицкого 1166–1169 и Холзуно-Чуйского 1543 млн лет турбидитовых палеобассейнов\* [15, 25] являются весомым свидетельством существования дальсландской континентальной коры не только на площади российской части микроконтинента, но и в палеообластях питания, судя по геохимическим особенностям турбидитов, дальсландской ювенильной коры (возможно, в западной и южной частях Тувино-Монгольского микроконтинента).

**Палеоокеанические и палеоглубоководные задуговые бассейны** (рис. 3) включают в себя комплексы океанического рифта – серпентинизированные ультрамафиты (океанический) [23]; океанического острова – базальтовый N-MORB и OIB типов (анализы по [46]), приуроченные к Агардакской аккреционной призме позднедевонско-среднекембрийской Таннуольской юно-развитоостроводужной вулcano-плутонической дуги; базальтовый OIB типа, карбонатный на вершине Катунского симаунта (550 млн лет) и полимиктовый олистоостровый на его склоне [36] в паравтохтонном основании Бийско-Катунской среднекембрийской юно-развитоостроводужной вулcano-плутонической дуги; океанического рифта – серпентинизированные ультрамафиты и базальты N-MORB типа, базальты OIB типа и карбонатный на вершине Курайского (600 млн лет) симаунта [36], залегающего в аккреционной призме позднедевонско-среднекембрийской юно-развитоостроводужной Уйменско-Лебедской вулcano-плутонической дуги [5, 36]. Того же состава комплексы установлены в аккреционных призмах Салаирской, Золотокитатской, Кузнецкого Алатау, Батеневской, Северо-Саянской, Хемчикской кембрийских энсиалических вулcano-плутонических дуг и Уймонского района Коргоно-Терехтинской тектонической зоны. А в аккреционных призмах более ранних, средне-позднерифейских юно-островодужной Дунгужурской, Сархойско-Гарганской зрелоостроводужной и Исаковской юно-развитоостроводужной островных вулcano-плутонических дуг присутствуют серпентинизированные ультрамафиты, типичные для океанических рифтов. Кроме того, на площади Восточно-Алтае-Кузнецкого палеоокеанического бассейна развиты неопротерозойско-раннепалеозойские вулcano-плутонические и осадочные комплексы Мрасского океанического

\* На площади Алтае-Монгольского составного микроконтинента мощность турбидитовых осадочных толщ (около 3 км), даже увеличенная в процессе позднекаледонского скупивания, несопоставима с общей мощностью 50 км земной коры на площади Чарышско-Талицкой [14] и до 60 км Холзуно-Чуйской зон [15].

острова – самостоятельной тектонической единицы территориального ранга.

Для определения времени формирования офиолитовой ассоциации палеоокеанических рифтов и палеоабиссальной равнины палеоокеана нами использовалось чрезвычайно ограниченное количество опубликованных ретроспективных данных – биостратиграфические и изотопно-геохимические определения возраста пород. Широко привлекался метод экспертной оценки – время начала формирования палеоокеанического комплекса принималось по среднестатистической разнице с возрастом протолита надсубдукционной магматической породы, равной примерно +200 млн лет. Например, в Уйменско-Лебедской юно-развитоостроводужной вулcano-плутонической дуге (Кузнецко-Алтайская мегазона) Sm-Nd возраст протолита позднедевонского (U-Pb возраст по цирконам 545 млн лет) плагиогранита Кштинского массива принят 643, в Северо-Саянской (Саяно-Тувинская мегазона) Sm-Nd возраст протолита позднедевонского (U-Pb возраст по цирконам 545 млн лет) плагиогранита Тараскырского массива 764, Sm-Nd возраст протолита раннекембрийского (U-Pb возраст по цирконам 524 млн лет) плагиогранита Енисейского плутона 984, Sm-Nd возраст протолита среднекембрийского (U-Pb возраст по цирконам 512 млн лет) плагиогранита Саракокшинского массива 696, Sm-Nd возраст протолита позднедевонского (U-Pb возраст по цирконам 550 млн лет) плагиориолита нижнемонокского комплекса 729 млн лет [34].

Таким образом, среднеарифметический возраст, на который надсубдукционные вулcano-плутонические комплексы моложе возраста океанических протолитов, составляет  $763 - 535 = 228$  млн лет.

Имеющиеся геологические материалы многих авторов, использованные при составлении карты тектонического районирования территории России масштаба 1 : 10 000 000 [38], позволяют реконструировать в составе Палеоазиатского океана положение и возраст заложения и закрытия каждого выделенного океанического бассейна. По площадным параметрам (в современных координатах) обособлены шесть уникальных, шесть крупных, два средних и восемь малых бассейнов (рис. 3).

Уникальные бассейны площадью до 20 000–120 000 км<sup>2</sup> – Салаирский, Западно-Алтае-Кузнецкий, Восточно-Алтае-Кузнецкий, Телецко-Северосаянский, Таннуольский и Исаковский. Диапазоны развития этих океанических бассейнов: Салаирского от 780 до 420, Западно-Алтае-Кузнецкого, Восточно-Алтае-Кузнецкого, Телецко-Северосаянского и Таннуольского от 780 до 500, Исаковского от 850 до 600 млн лет.

К крупным бассейнам относятся Чарский, Иртышско-Томский, Беллыкско-Ашкасокский, Шумихинско-Покровский, Шишхидско-Дунгужурский и Ишимбинский. Средняя площадь около 14 000 км<sup>2</sup>. Диапазон развития Чарского и Иртышско-Томского от 600 до 315, Беллыкско-Ашкасокского от 1400 до 500, Шумихинско-Покровского от 800 до 500, Шишхидско-Дунгужурского от 1200 до 500, Ишимбинского от 1580 до 600 млн лет.

По палеомагнитным данным, ширина Ишимбинского океана в начале позднего рифея была не менее тысячи километров [8]. По результатам палеомагнитных реконструкций [27] установлено, что кембрийские Батеневская и Кузнецко-Алатауская энсиалические островные дуги

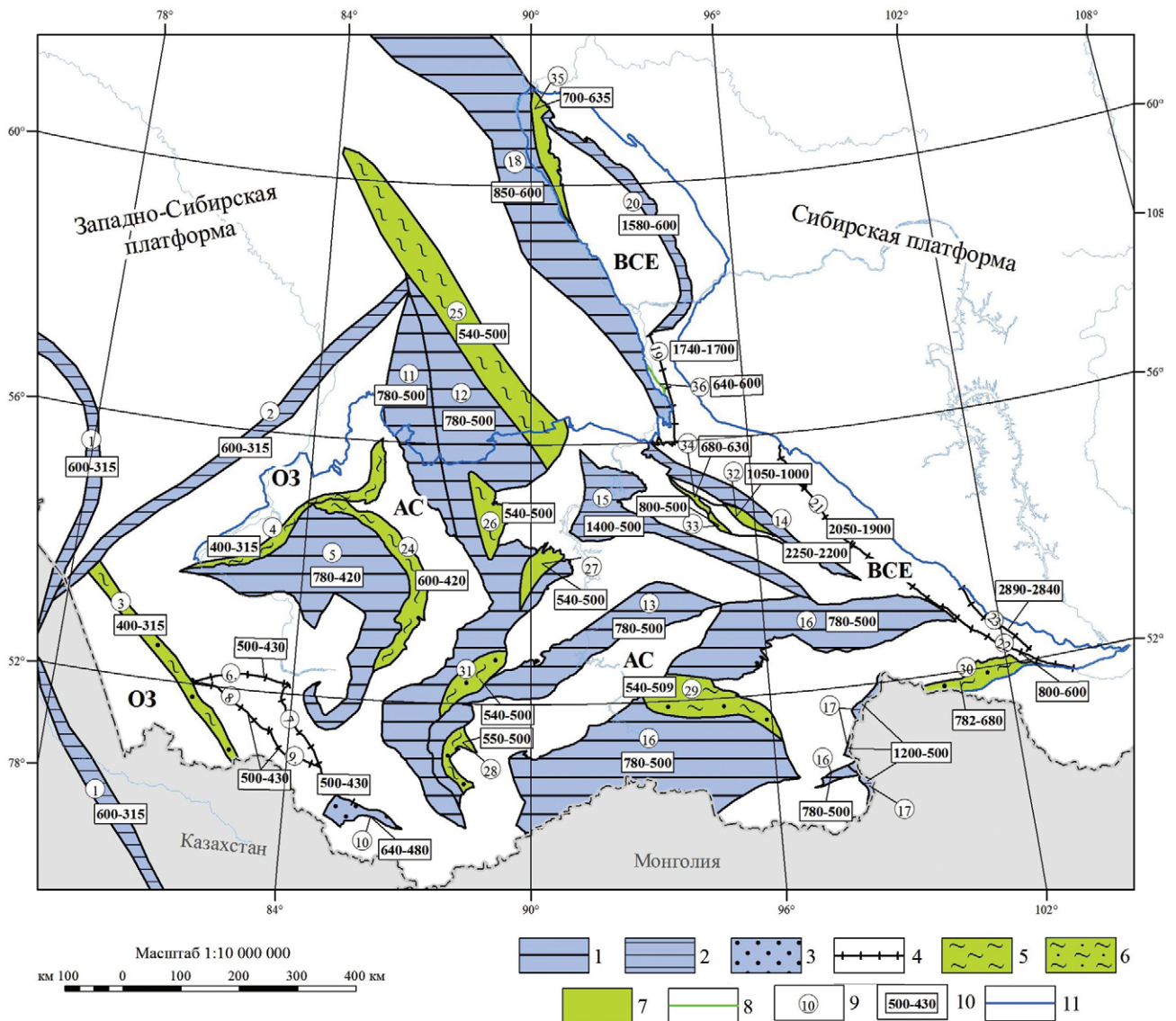


Рис. 3. Палеоокеанические бассейны и глубоководные палеозадуговые бассейны на территории Обь-Зайсанской, Алтае-Саянской и Восточносаяно-Енисейской покровно-складчатых областей

Палеоокеанические бассейны: 1 – уникальные, 2 – крупные, 3 – средние, 4 – малые; палеоглубоководные задуговые бассейны: 5 – крупные, 6 – средние, 7, 8 – малые (7 – выраженные в масштабе карты, 8 – вне масштаба карты); 9 – коды названий палеоокеанических и палеоглубоководных задуговых бассейнов, 10 – интервалы развития палеоокеанических и палеоглубоководных задуговых бассейнов (млн лет), 11 – границы Западно-Сибирской и Сибирской платформ.

**Названия палеоокеанических бассейнов.** Уникальные: 5 – Салаирский, 11 – Западно-Алтаекузнецкий, 12 – Восточно-Алтаекузнецкий, 13 – Телецко-Северосаянский, 16 – Таннуольский, 18 – Исаковский. Крупные: 1 – Чарский, 2 – Иртышско-Томский, 15 – Беллыкско-Ашкасокский, 14 – Шумихинско-Покровский, 17 – Шишихидско-Дунгужурский, 20 – Ишимбинский. Средние: 10 – Уймонский. Малые: 6 – Алейский, 7 – Сибирячихинский, 8 – Засурынский, 9 – Чарышско-Теректинский, 19 – Енисейский, 21 – Первый Бирюсинский, 22 – Второй Бирюсинский, 23 – Шарыжалгайский.

**Названия глубоководных задуговых бассейнов.** Крупные: 4 – Томский, 24 – Восточно-Салаирский, 25 – Мазульский. Средние: 3 – Кара-Иртышский, 26 – Мартайгинский, 28 – Телецкий, 29 – Каахемский, 30 – Ильчирский, 31 – Лебедский. Малые: 27 – Восточно-Батеневский, 32 – Идарский, 33 – Южно-Канский, 34 – Шумихинско-Кирельский, 35 – Восточно-Исаковский, 36 – Восточно-Предивинский.

формировались в единой островодужной системе, входившей в состав Восточно-Алтае-Кузнецкого океанического бассейна. Сходимость позднекембрийских палеомагнитных полюсов этих островных дуг с одновозрастными полюсами для Сибирской платформы свидетельствует о том, что современный структурный облик Батеневской и Кузнецкого Алатау тектонических зон в основном сформирован аккреционными процессами в позднем кембрии. Различия в положении позднекембрийских полюсов Батеневского кряжа и Кузнецкого

Алатау с Золотокитатской зоной Д. В. Метелкиным и Д. Г. Козьминым [27] объясняются более поздним смещением по Кузнецко-Алтайскому сдвигу – субмеридиональному шву, разграничивающему эти зоны. В представленной реконструкции разница в положении раннекембрийских (540 млн лет) палеомагнитных полюсов на кривой кажущегося движения палеомагнитных полюсов между Золотокитатской зоной и зоной Кузнецкого Алатау по долготе составляет примерно 15°, т. е. около 1500 км, а по широте 7° ~ 700 км.

Средний бассейн – Уймонский, площадь около 2000 км<sup>2</sup> с диапазоном развития от 640 до 480 млн лет.

Малые бассейны (площадь от 1000 до 3000 км<sup>2</sup>) – Алейский, Сибирячихинский, Засурьинский, Чарышско-Теректинский, Енисейский, Первый Бирюсинский, Второй Бирюсинский, Шарыжалгайский. Диапазон развития Алейского, Сибирячихинского, Засурьинского и Чарышско-Теректинского от 500 до 430, Енисейского от 1740 до 1700, Первого Бирюсинского от 2050 до 1900, Второго Бирюсинского от 800 до 600, Шарыжалгайского от 2850 до 2840 млн лет.

По площади (в современных координатах) обособлены три крупных, шесть средних и шесть малых глубоководных задуговых бассейнов (рис. 3). Крупные бассейны (площадью от 30 000 до 12 000 км<sup>2</sup>) – Томский, Восточно-Салаирский и Мазульский. Диапазоны развития Томского от 400 до 315 (по возрасту геологических комплексов Томь-Кольванской зрелоостроводужной вулканоплутонической дуги), Восточно-Салаирского от 600 до 420 (по возрасту геологических комплексов Салаирской юно-развитоостроводужной вулканоплутонической дуги), Мазульского от 540 до 500 (по возрасту геологических комплексов северного сегмента Кузнецко-Алатауской юно-развитоостроводужной вулканоплутонической дуги и с учетом Ag-Ag датирования долеритов в скв. Вездеходная 4 530 ± 12 и 517 ± 6 млн лет [20]).

Средние бассейны – Кара-Иртышский, Лебедский, Мартайгинский, Телецкий, Каахемский и Ильчирский. Диапазон развития Кара-Иртышского от 400 до 315 (по возрасту геологических комплексов Рудно-Алтайской зрело-островодужной вулканоплутонической дуги); Лебедского от 540 до 500 (по возрасту геологических комплексов Уйменско-Лебедской юно-развитоостроводужной вулканоплутонической дуги), Мартайгинского от 540 до 500 (по возрасту геологических комплексов восточного сегмента Кузнецко-Алатауской юно-развитоостроводужной вулканоплутонической дуги), Телецкого от 550 до 500 (по возрасту геологических комплексов, вероятно, Северо-Саянской юно-развитоостроводужной вулканоплутонической дуги), Каахемского от 540 до 509 (по возрасту геологических комплексов Таннуольской юно-развитоостроводужной вулканоплутонической дуги), Ильчирского от 782 до 680 млн лет (по возрасту геологических комплексов Сархой-Гарганской зрело-островодужной вулканоплутонической дуги).

Малые палеоглубоководные задуговые бассейны (площадью от 3000 до 600 км<sup>2</sup>) – Восточно-Батеневский, Южно-Канский, Идарский, Шумихинско-Кирельский, Восточно-Исаковский и Восточно-Предивинский. Диапазон развития Восточно-Батеневского от 540 до 500 (по возрасту геологических комплексов Батеневской юно-развитоостроводужной вулканоплутонической дуги), Южно-Канского от 2250 до 2220 (по возрасту геологических комплексов Центрально-Канской зрелоостроводужной вулканоплутонической дуги), Идарского от 2100 до 2050 млн лет (по возрасту геологических комплексов на площади Канско-Удинской зоны), Шумихинско-Кирельского от 680 до 6300 млн лет (по возрасту геологических комплексов Шумихинской юно-развитоостроводужной вулканоплутонической дуги), Восточно-Исаковский от 700 до 635 (по возрасту геологических комплексов Исаковской

юно-развитоостроводужной вулканоплутонической дуги с учетом U-Pb датирования по цирконам метабазитов 682 ± 13 млн лет) [26]), Восточно-Предивинского от 650 до 616 млн лет (по возрасту геологических комплексов [6] Предивинской зрелоостроводужной вулканоплутонической дуги).

В Мартайгинском, Мазульском и Восточно-Исковском палеоглубоководных задуговых бассейнах совместно с магматическими комплексами глубоководных задуговых бассейнов установлены образования океанических рифтов и океанических островов.

**Ареалы континентального локального внутриплитового магматизма** формировались под воздействием малых мантийных плюмов в интервалах тринадцати этапов тектогенеза [38] (возраст в млн лет):

- первого раннепротерозойского (2500–2250) – Урикско-Туманшетский выступ;
- второго раннепротерозойского (2250–2050) – Присяянский выступ;
- раннерифейского (1600–1400) – Манский микроконтинент и Шарыжалгайский выступ;
- первого среднерифейского (1400–1200) – Манский микроконтинент;
- второго среднерифейского (1200–1000) – Манский и Центрально-Енисейский микроконтиненты;
- раннебайкальского (820–720) – Дербинский, Манский и Центрально-Енисейский микроконтиненты, Бирюсинский и Присяянский выступы;
- позднебайкальского (720–580) – Манский микроконтинент, Урикско-Туманшетский, Шарыжалгайский и Восточно-Енисейский выступы;
- каледонского (580–470) – Алтае-Монгольский и Томский микроконтиненты и расположенные в пределах ювенильной континентальной коры тектонических зон Кузнецкого Алатау, Таннуольской, Хамсаринской и Утхумской;
- среднепалеозойского (470–315) – Дербинский и Бирюсинский микроконтиненты, а также на территории закончившего свое развитие Мрасского палеоокеанического острова;
- позднепалеозойского (315–230) – Алтае-Монгольский и Центрально-Енисейский микроконтиненты, Урикско-Туманшетский выступ и на площади с ювенильной континентальной корой Центрально-Тувинской зоны;
- раннемезозойского (227–174) – Алтае-Монгольский и Минусинский микроконтиненты, Ангаро-Канский выступ;
- позднемезозойского (174–94), проявленного на площади ювенильной континентальной коры в пределах Центрально-Тувинской зоны;
- альпийско-тихоокеанского (поздне меловая и раннепалеогеновая стадии) (94–0) – Среднеминусинский микроконтинент.

**Континентальные рифты, пассивно-окраинные чехлы микроконтинентов и выступов раннедокембрийского фундамента** формировались в результате внутриплитовых процессов в возрастных интервалах восьми этапов тектогенеза (возраст в млн лет):

- первого раннепротерозойского (2500–2250) – Урикско-Туманшетский выступ;
- второго раннепротерозойского (2250–2050) – Присяянский выступ;
- раннерифейского (1600–1400) – Центрально-Енисейский микроконтинент, Урикско-Туманшетский и Присяянский выступы;

- первого среднерифейского (1400–1200) – Манский микроконтинент;
- раннебайкальского (820–720) – Тувино-Монгольский и Центрально-Енисейский микроконтиненты, Урикско-Туманшетский и Присаянский выступы;
- позднебайкальского (720–580) – Минусинский и Манский микроконтиненты;
- каледонского (580–470) – Алтае-Монгольский микроконтинент;
- альпийско-тихоокеанского – неотектоническая стадия (94–0) – на площади юго-западного плеча Байкальского рифта (сегменты Хамсаринской, Ухтумской, Восточно-Саянской, Бирюсинской, Онотско-Бельской и Шарыжалгайской тектонических зон).

Пассивно-окраинные осадочные комплексы формировались в интервалах шести этапов тектогенеза:

- первого (2500–2250) и третьего раннепротерозойского (2050–1800), второго позднерифейского – Урикско-Туманшетский выступ;
- раннерифейского (1600–1400), первого среднерифейского (1400–1200), второго среднерифейского (1200–1000), раннебайкальского (820–720) и позднебайкальского (720–580) – Центрально-Енисейский микроконтинент, Восточно-Енисейский выступ;
- раннебайкальского (820–720) – Дербинский и Манский микроконтиненты, Бирюсинский и Присаянский выступы;
- раннебайкальского (820–720) и каледонского (580–470) – Тувино-Монгольский микроконтинент;
- каледонского (580–470) – Манский микроконтинент, Урикско-Туманшетский;
- каледонского (580–470) и ранневарисийского (470–270) – Алтае-Монгольский и Ануйско-Чуйский микроконтиненты.

**Субдукционно-аккреционные, аккреционно-коллизийные и коллизийные структурно-вещественные комплексы** формировались в аккреционных призмах Уймонской и Уйменско-Лебедской островных дуг в результате заклинивания зоны субдукции океаническими островами, а Северо-Саянской, Хамсаринской, Дунгужурской и Гарган-Сархойской – континентальной корой смежных микроконтинентов.

Закрывание океанических бассейнов и завершение развития энзиматических вулcano-плутонических дуг (юно-развитых Салаирской, Кузнецко-Алатауской, Уйменско-Лебедской, Таннуольской и др. на океанической коре) и энсиалических (зрелых) вулcano-плутонических – Рудно-Алтайской, Улгийской и др., формировавшихся на континентальной коре Алтае-Монгольского и Тувино-Монгольского микроконтинентов, завершилось аккреционно-коллизийными процессами и процессами причленения к микроконтинентам с последующим столкновением ансамбля микроконтинентов с Сибирским континентом. Эти аккреционно-коллизийные покровно-складчатые процессы происходили на территории Центрально-Енисейского микроконтинента в конце раннебайкальского (720 млн лет) и позднебайкальского этапов тектогенеза (580 млн лет). А в пределах Присаянского и Восточно-Енисейского выступов в позднебайкальский этап тектогенеза создавались структуры промежуточной складчатости.

На территории Центрально-Канского, Дербинского и Манского (Бирюсинский сегмент) были широко проявлены позднебайкальские (вендские) коллизийные структурные и метаморфические преобразования [40].

В основных частях Алтае-Саянской области закрытие океанических бассейнов и формирование коллизийных покровно-складчатых структур в пассивно-окраинном чехле южной части Алтае-Монгольского микроконтинента происходило в первой половине каледонского (раннепалеозойского) этапа тектогенеза (около 500 млн лет), а также (как было отмечено выше) в зеленосланцевых метаморфических преобразованиях. На площади пассивно-окраинного чехла северной (Чарышско-Коргано-Терехтинской) части Алтае-Монгольского микроконтинента и Ануйско-Чуйского микроконтинента позднесилурийские (около 420 млн лет) коллизийные процессы покровно-складчатых преобразований, а в образованиях Засурынско-го и Уймонского океанических бассейнов также позднесилурийские (около 420 млн лет) аккреционные процессы совершались во второй половине ранневарисийского (среднепалеозойского) этапа тектогенеза. На территории Обь-Зайсанской области в девонско-раннекаменноугольных зрело-островодужных образованиях аккреционные покровно-складчатые структуры формировались в башкирскую стадию тектогенеза (около 315 млн лет) ранневарисийского (среднепалеозойского) этапа тектогенеза.

**Активно-окраинные пояса.** После завершения ранне-среднепалеозойских аккреционно-коллизийных процессов формировались комплексы активно-окраинных вулcano-плутонических поясов. Авторы, как и на карте [42], выделяют девонский Алтайский в западной части Алтае-Саянской области и среднеордовикско-раннекаменноугольный Тувино-Саянский в восточной части Алтае-Саянской области и южном сегменте Восточно-Енисейской области.

**Тектоническая (геодинамическая) интерпретация островодужных и активно-окраинных вулcano-плутонических комплексов.** Существуют две точки зрения на обстановку формирования девонских вулcano-плутонических комплексов Рудно-Алтайской зоны – активно-окраинная [11, 14] и островодужная [18, 41].

Ранее нами [38] и другими авторами [2] по петрографическим составам магматических пород и типам оруденения геологические комплексы Рудно-Алтайской зоны были отнесены к образованиям зрелой островной дуги. Такой тип обстановки мы обосновываем геохимическими составами вулканических, нормированными на примитивную мантию и хондрит [48] содержаниями индикаторных и редкоземельных элементов в вулканических позднедевонской пихтовской (анализы [14, 16]) (рис. 4, А) свите.

Нормированные на хондрит содержания редкоземельных элементов в пихтовской свите (рис. 4, Б) характеризуются большим сходством с таковыми эталонных зрелых островных дуг [38], но резко отличаются от аналогичных вулканических мелового Охотско-Чукотского активно-окраинного вулcano-плутонического пояса [10].



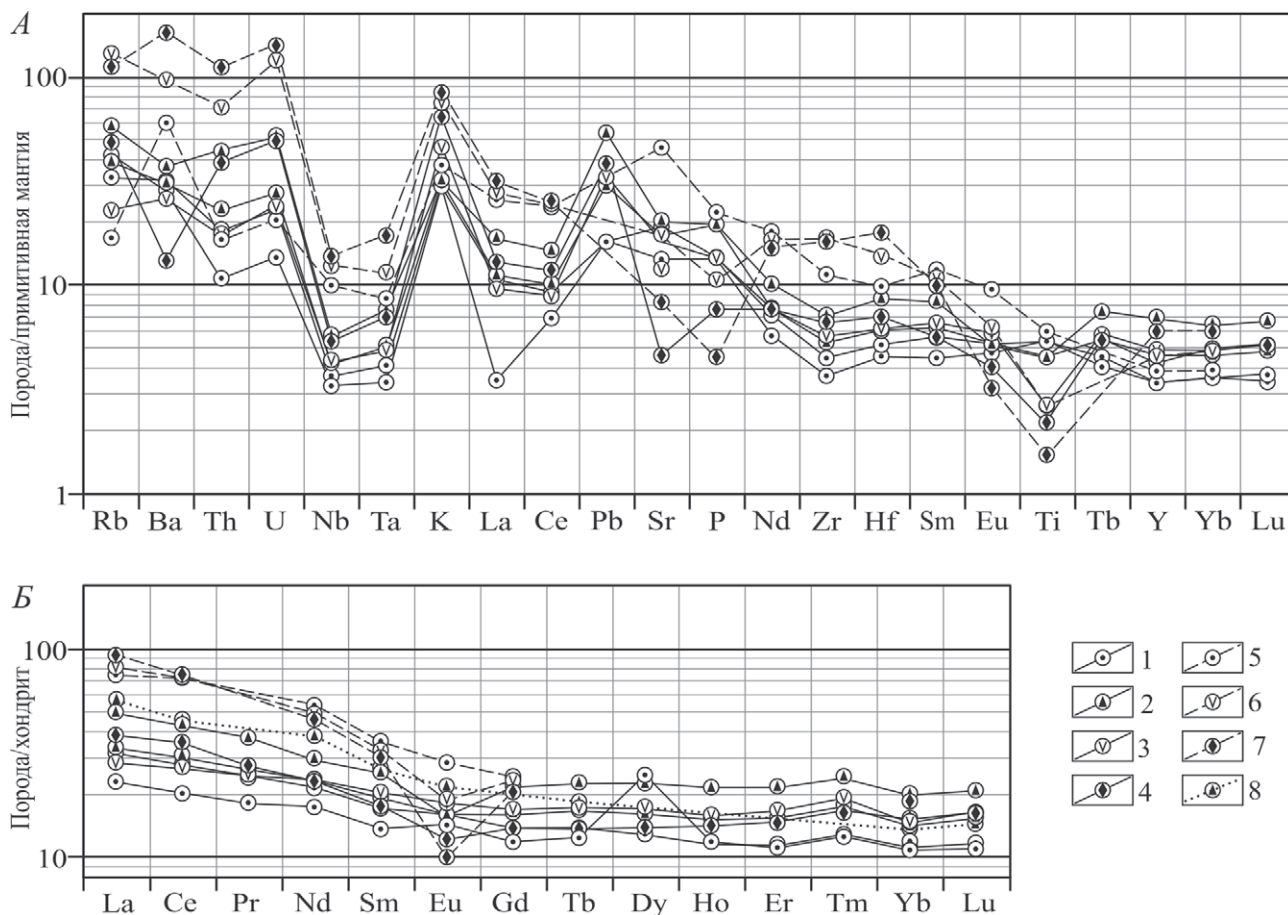


Рис. 4. *А* – нормированные на примитивную мантию [48] содержания индикаторных элементов в вулканитах позднедевонской пихтовской свиты (анализы [16]). *Б* – нормированные на хондрит [48] содержания РЗЭ элементов в вулканитах позднедевонской пихтовской свиты (анализы [16]), андезибазальтах эталонной зрелой островной дуги (анализы [38]) и вулканитах Охотско-Чукотского активно-окраинного вулcano-плутонического пояса (анализы [10])

Пихтовская свита: умереннокальцевые базальты (1), андезибазальты (2), андезиты (3), дациты (4); Охотско-Чукотский пояс: умереннокальцевые базальты (5), андезиты (6), дациты (7), 8 – андезибазальты эталонной зрелой островной дуги

Активно-окраинные обстановки формирования девонских образований Алтайского вулcano-плутонического пояса однозначно определяются по содержаниям нормированных на примитивную мантию индикаторных элементов (рис. 5, *Б*) и хондрит редкоземельных элементов [48]: раннедевонские вулканиты ергольской и кумирской свит, а также ранне-среднедевонские кислые вулканиты коргонской свиты (анализы [17]) полностью соответствуют таковым в Охотско-Чукотском активно-окраинном вулcano-плутоническом поясе (рис. 5, *Б*).

В публикациях [26, 44] серпентиниты, метабазиы и метаосадочные породы Борисихинского участка (р. Борисиха) отнесены к океаническим образованиям, включенным в аккреционную призму Исаковской островной дуги. На составленной нами многокомпонентной диаграмме (анализы [26]) по форме кривых опознаются метагабброиды (апогаббровые амфиболиты) трех обстановок: океанического рифта и океанического острова (минимум по торию, максимум по ниобию и танталу) и глубоководного задугового бассейна (максимум по торию, минимум по ниобию и танталу) (рис. 6, *А*).

На площади Верхнесурнинского участка (р. Верхняя Сурниха) на многокомпонентной диаграмме (анализы [7, табл. 2]), как на Борисовском

участке, опознаются две обстановки – метагабброиды океанического рифта и глубоководного задугового бассейна (рис. 7, *А*).

На диаграмме (рис. 7, *Б*) содержания нормированных на хондрит [48] редкоземельных элементов в метагабброидах располагаются на двух уровнях: нижнем – низкокальцевых и верхнем – умереннокальцевых. Распределение содержаний элементов в метагабброидах верхнего уровня (интервал от 10 до 20) хорошо согласуется с содержанием в умереннокальцевых и низкокальцевых базальтах эталонного Западно-Марианского глубоководного задугового бассейна [43], а также в умереннокальцевом базальте позднеордовикско-раннесилурийского Красноуральского глубоководного задугового бассейна [28]. Необходимо отметить, что двухуровневое же распределение нормированных на хондрит содержаний редкоземельных элементов установлено в низкокальцевых и умереннокальцевых базальтах среднедевонской карамалыташской свиты Узынкыр-Сибайского глубоководного задугового бассейна Южного Урала [22].

Таким образом, на территории Исаковской тектонической зоны в пределах позднерифейского Восточно-Исаковского глубоководного задугового бассейна (Борисихинский и Верхнесурнинский участки) метагабброиды формировались в двух

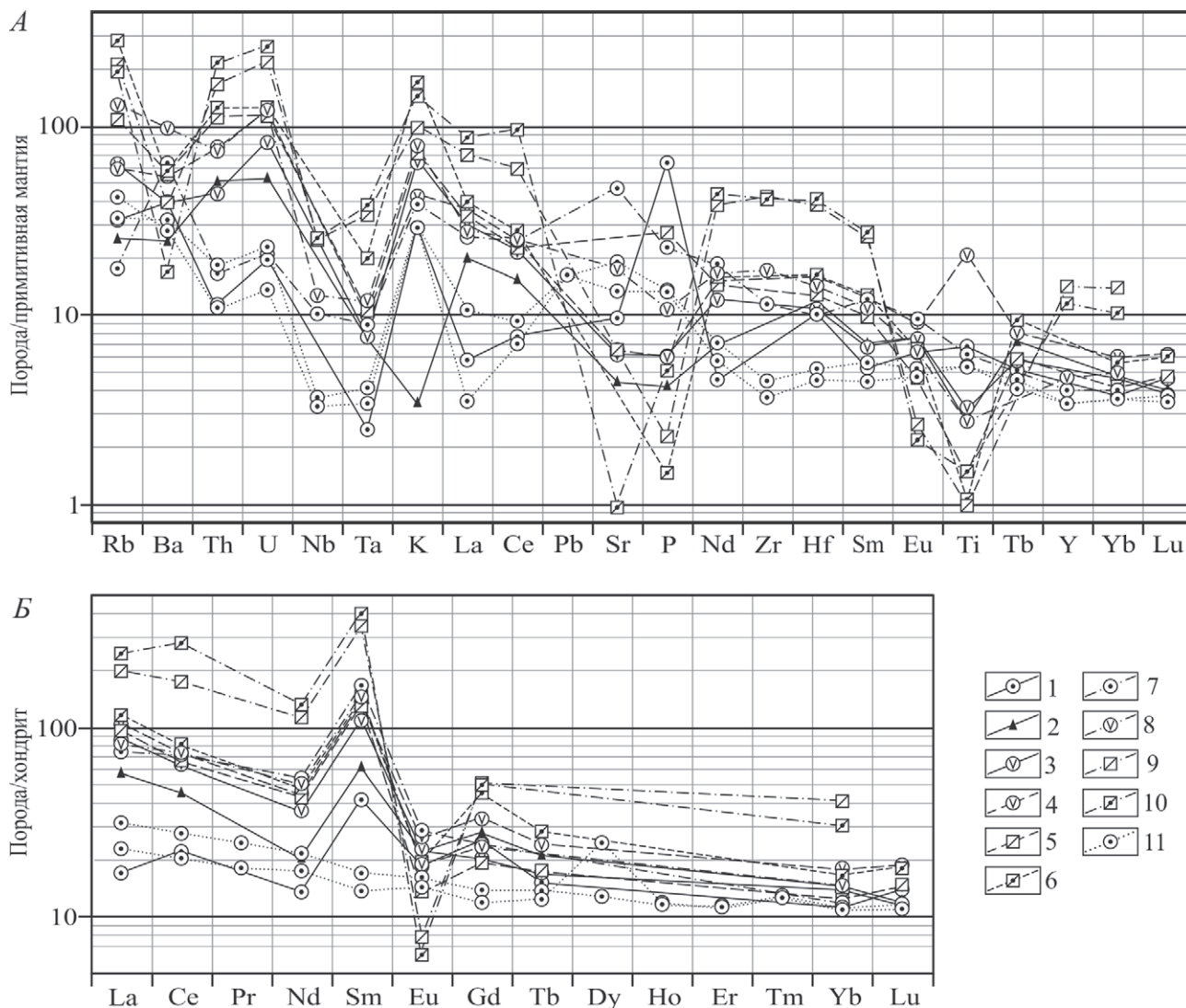


Рис. 5. А – нормированные на примитивную мантию [48] содержания индикаторных элементов в вулканитах Алтайского активно-окраинного вулcano-плутонического пояса (анализы [17]) ергольской и кумирской свит ( $D_1$ ), коргонской свиты ( $D_{1-2}$ ). Б – нормированные на хондрит [48] содержания РЗЭ элементов в вулканитах Алтайского активно-окраинного пояса (анализы [17]) ергольской и кумирской свит ( $D_1$ ), коргонской свиты ( $D_{1-2}$ ) и вулканитах Охотско-Чукотского активно-окраинного вулcano-плутонического пояса (анализы [10])

Ергольская свита: 1 – умереннокалиевые базальты, 2 – низкокалиевые андезибазальты, 3 – умереннокалиевые андезиты. Кумирская свита: 4 – умереннокалиевые андезиты и 5 – риодациты. Коргонская свита: 6 – высококалиевые риодациты. Охотско-Чукотский пояс: 7–9 – умереннокалиевые: 7 – базальты, 8 – андезиты и 9 – риодациты, 10 – высококалиевые риодациты, 11 – умереннокалиевые базальты пихтовской свиты Рудно-Алтайской зоны

обстановках – океанического рифта и собственно глубоководного задугового бассейна, а не только в условиях океанического спрединга [26].

**Трапповый магматизм.** Внутриплитовые комплексы траппового магматизма формировались Сибирским суперплюмом процессами раннемезозойского этапа тектогенеза в пределах Томского и Центрально-Енисейского микроконтинентов, Восточно-Енисейского и Ангаро-Канского выступов.

**Повторно-коллизийные структурно-вещественные комплексы** сформированы в интервалах четырех этапов тектогенеза:

позднепалеозойского – Калба-Нарымская зона (межгорной впадины, гранитоидного пояса, приразломных тектонитов) и зеленосланцевых метаморфических преобразований – (Аг-Аг возраст бластомилонитов по слюдам, амфиболу калиевому

полевому шпату от 283 до 265 млн лет [4]), Рудно-Алтайская зона (межгорной впадины, вулcano-плутонического ареала и приразломных катаклазитов); Хубсугул-Гарганская зона (промежуточной складчатости и надвигов, гранитоидного пояса с участием плюмовой компоненты), Ильчирская зона (промежуточной складчатости и надвигов, зеленосланцевых приразломных метаморфических преобразований с Аг-Аг возрастом по амфиболу от  $316,5 \pm 3,0$  до  $286,8 \pm 4,8$  млн лет [4], Онотско-Бельская и Шарыжалгайская зоны (надвигов, милонитовых и метаморфических преобразований);

раннемезозойского – Калба-Нарымская зона (промежуточной складчатости и надвигов), Рудно-Алтайская зона (промежуточной складчатости, надвигов, сдвигов и гранитоидного пояса); Хубсугул-Гарганская зона (межгорной впадины и промежуточной складчатости), Канско-Удинская зона (межгорной впадины и промежуточной складчатости),

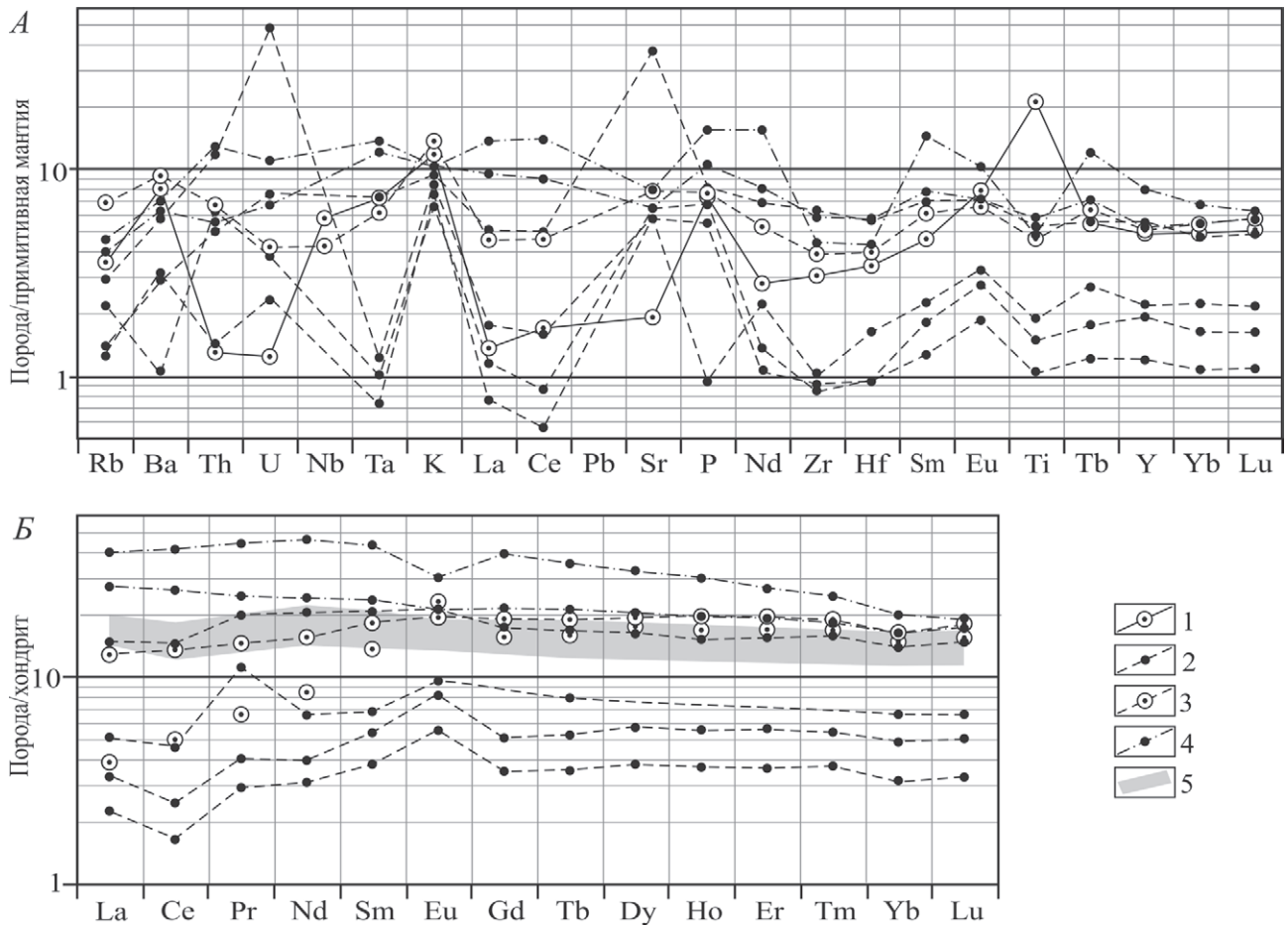


Рис. 6. А – нормированные на примитивную мантию [48] содержания индикаторных элементов в позднерифейских метагабброидах (амфиболитах) Борисихинского массива (анализы [26, табл. 1; 7, табл. 2]). Б – нормированные на хондрит [48] содержания редкоземельных элементов в позднерифейских метагабброидах (амфиболитах) Борисихинского массива (анализы [26, табл. 1; 7, табл. 2]) и спредингового осевого грабена эталонного Западно-Марианского глубоководного задугового бассейна (анализы [43])

1 – умереннокалиевый метагабброид океанического рифта, 2 – низкокалиевый и 3 – умереннокалиевый метагабброид глубоководного задугового бассейна, 4 – низкокалиевый метагабброид океанического острова, 5 – умереннокалиевые и низкокалиевые базальты спредингового осевого грабена эталонного Западно-Марианского глубоководного задугового бассейна

Барнаульская и Холзуно-Чуйская зоны (надвигов и гранитоидного пояса), Томь-Кольванская зона (сдвигов и гранитоидного пояса);

позднемезозойского – Чарышская зона (межгорной впадины и промежуточной складчатости), Кузнецкая зона (межгорной впадины и промежуточной складчатости), Центрально-Тувинская зона (межгорной впадины и промежуточной складчатости), Кузнецкая зона (межгорной впадины и промежуточной складчатости);

альпийско-гималайского (неотектоническая стадия) – Коргоно-Терехтинская зона (межгорной впадины и надвига), Улгий-Юстыдская зона (межгорной впадины и надвигов), горные сооружения и четвертичные отложения речных долин практически на всей территории Обь-Зайсанской (за исключением Барнаульской зоны и внешних окраин Калба-Нарымской, Горно-Алтайской и Томь-Кольванской зон), Алтае-Саянской и Восточно-Саяно-Енисейской покровно-складчатых областей.

**Платформенные комплексы** формировались в интервалах следующих этапов тектогенеза:

- каледонского, ранневарисийского, поздневарисийского, раннемезозойского в пределах

западного и северо-восточного секторов Енисейской мегазоны (осадочного чехла);

- позднемезозойского альпийско-гималайского (неотектоническая стадия) – Барнаульская и Калба-Нарымская зоны (осадочного чехла), Центрально-Тувинская зона: позднемеловой, позднепалеогеново-раннеэоценовый и четвертичный;

- альпийско-гималайского (позднемеловая-среднепалеогеновая стадия): на всей территории региона площадной коры выветривания.

**Заключение.** Обь-Зайсанская, Алтае-Саянская и Восточно-Саяно-Енисейская области представляют собой ансамбль выступов раннедокембрийской континентальной коры юго-западного обрамления древней Сибирской платформы; палеомикроконтинентов, неопротерозойско-раннепалеозойских палеоокеанических бассейнов и островных дуг Палеоазиатского океана, а также байкальских и каледонских аккреционно-коллизийных покровно-складчатых сооружений. Их образование обусловлено столкновением микроконтинентов и ювенильной континентальной коры палеоостровных дуг с Сибирской платформой (кратоном). Повторно-коллизийные дифференцированные

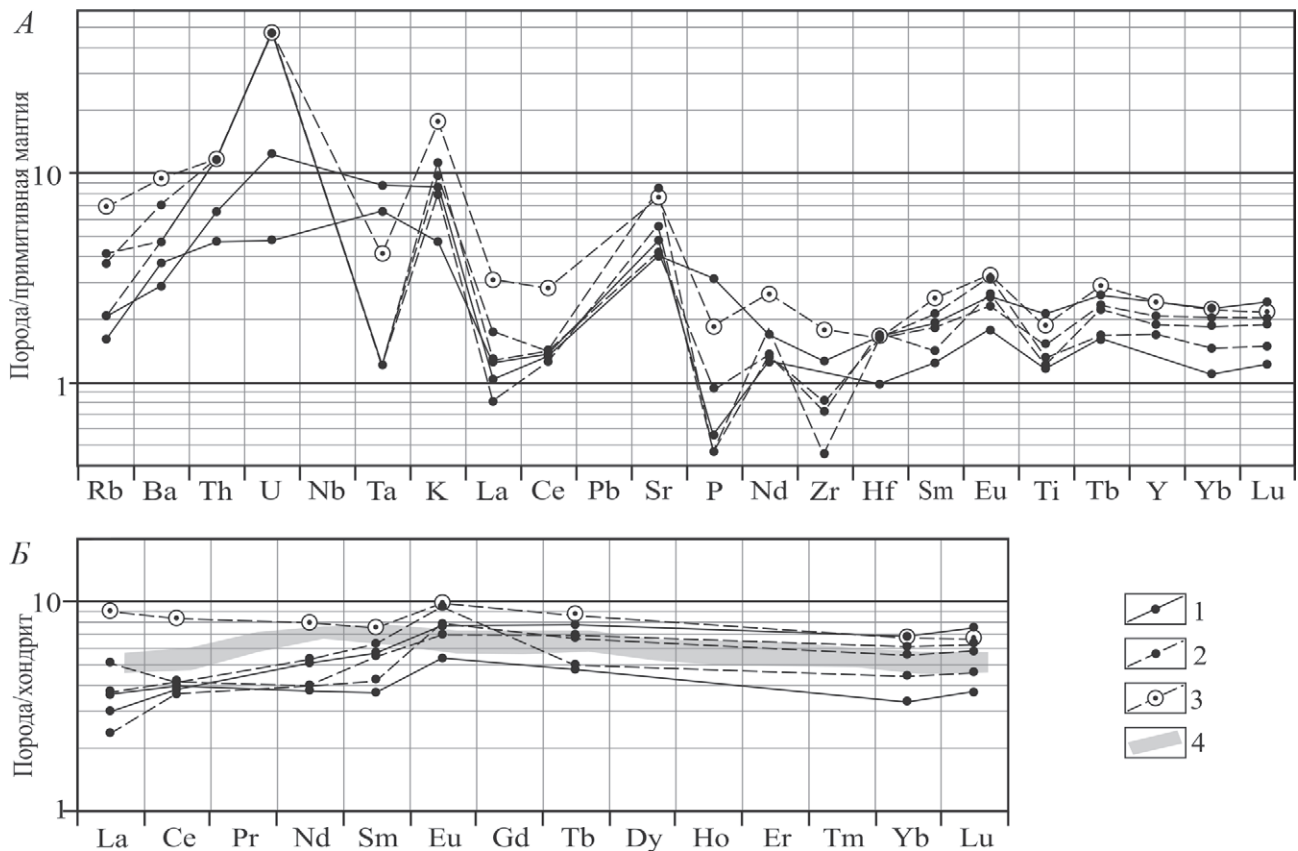


Рис. 7. А – нормированные на примитивную мантию [48] содержания индикаторных элементов в позднерифейских низкокальциевых и умереннокальциевых метагабброидах Верхнесурнинского участка (р. Верхняя Сурниха) (анализы [7, табл. 2]). Б – нормированные на хондрит [48] содержания редкоземельных элементов в позднерифейских низкокальциевых и умереннокальциевых метагабброидах Верхнесурнинского участка (р. Верхняя Сурниха) (анализы [7, табл. 2]) и западного сегмента (скв. 839) эталонного глубоководного задугового бассейна Лау (анализы [41])

1 – низкокальциевый метагабброид океанического рифта и 2 – глубоководного задугового бассейна, 3 – умереннокальциевый метагабброид глубоководного задугового бассейна, 4 – низкокальциевые базальты и андезитобазальт западного сегмента эталонного глубоководного задугового бассейна Лау

левосторонние сдвиговые перемещения вдоль тектонических швов микроконтинентов, тектонических блоков, представленных позднебайкальской и каледонской ювенильной континентальной корой, сопровождались метаморфическими преобразованиями [4]. Деформации чехла позднепалеозойских прогибов и межгорных впадин обусловлены процессами тектонического сжатия, как это предполагается по палеомагнитным данным [45], в результате вращения Сибирского континента по часовой стрелке.

1. Анисимова И.В., Левицкий И.В., Сальникова Е.Б. и др. Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): результаты U-Pb геохронологических исследований // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. Т. 1. – СПб.: ИП Каталина, 2009. – С. 34–35.

2. Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспатических и геоэкологических карт Центральной Евразии. Масштаб 1 : 7 500 000 / Гл. ред. С.Ж. Даукеев. Отв. исп. Н.В. Милитенко, В.А. Федоренко. – Алма-Аты: Научно-исследовательский институт природных ресурсов ЮГГЕО, 2002. – Карты 37 листов.

3. Бибикова Е.В., Туркина О.М., Кириозова Т.Н., Фузган М.М. Древнейшие плагиогнейсы Онотского блока Шарыжалгайского выступа: изотопная геохронология // Геохимия. 2006. № 3. – С. 347–352.

4. Булов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. – С. 66–90.

5. Булов М.М., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. – С. 82–93.

6. Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. – С. 35–52.

7. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Ножкин А.Д., Пономарчук В.А. Рифейские офиолиты Исаковского пояса (Енисейский кряж) // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. – С. 169–180.

8. Верниковский В.А. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных / В.А. Верниковский, Д.В. Метелкин, А.Е. Верниковская, Н.Ю. Матушкин, А.Ю. Казанский, П.И. Кадильников, И.В. Романова, М.Т.Д. Вингейт, А.Н. Ларионов, Н.В. Родионов // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. – С. 63–90.

9. Врублевский В.В., Котельников А.Д., Руднев С.Н., Крупчатников В.И. Эволюция палеозойского гранитоидного магматизма Кузнецкого Алатау: Новые геохимические и U-Pb изотопные данные (SHRIMP II) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 2. – С. 287–311.

10. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред А.И. Ханчука. — Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. — 572 с.; Кн. 2. — С. 573–981.
11. Геодинамическая карта России. Масштаб 1 : 10 000 000 / Ред. Н.В. Межеловский, А.И. Бурдэ; сост. В.А. Буш, Л.М. Натапов // Геологический Атлас России. Раздел 2. — М.: СПб., 1996. — Карта на 1 листе.
12. *Гладкочуб В.П., Складов Е.В., Меньшагин Ю.В., Мазакабзов А.М.* Геохимические особенности древних офиолитов Шарыжалгайского выступа // Геохимия. 2001. — С. 1039–1051.
13. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист N-47 — Нижнеудинск. Объясн. зап. / Науч. ред. Е.П. Миронюк, В.В. Перфильев, В.Е. Руденко. — СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2012. — 652 с.
14. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Саяно-Алтайская. Лист М-44 — Рубцовск. Объясн. зап. / гл. науч. ред. С.П. Шокальский. — СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2015. — 415 с.
15. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Саяно-Алтайская. Лист М-45 — Горноалтайск. Объясн. зап. / Гл. науч. ред. С.П. Шокальский. — СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2011. — 567 с.
16. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Алтайская. Лист М-44-Х — Горняк. Объясн. зап. / Ред. Я.М. Гутак. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2001. — 219 с.
17. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Алтайская. Лист М-45-VII — Усть-Кан. Объясн. зап. / Ред. С.П. Шокальский. — СПб.: Изд-во СПб картофабрики ВСЕГЕИ, 2001. 171 с.
18. *Гусев Н.И., Шокальский С.П.* Возраст метаморфических комплексов юго-востока Горного Алтая // Бюллетень «Природные ресурсы Горного Алтая». 2010. № 1. — С. 72–80.
19. *Зонешайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.* Тектоника плит территории СССР. — М.: Недра, 1990. — Кн. 1. 328 с.
20. *Конторович А.Э., Сараев С.В., Казанский А.Ю.* и др. Новый терригенно-вулканогенный разрез кембрия и положение западной границы Сибирской платформы (по материалам параметрического бурения на Вездеходной площади, Томская область) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 7. — С. 1022–1031.
21. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. — 187 с.
22. *Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б.* Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканах Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2006. № 1. — С. 3–21.
23. *Котляров А.В., Симонов В.А.* Особенности формирования Чонсаирских офиолитов (Южная Тува) // Металлогения древних и современных океанов — 2004. Достижения на рубеже веков: Материалы 10-й науч. студенческой школы. Т. 2: Месторождения благородных металлов, проблемы минералого-геохимических и геоэкологических исследований. — Миасс, 2004. — С. 147–152.
24. *Курек Н.Н.* Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюция, индикаторная роль гранитоидов // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 8. — С. 1403–1423.
25. *Курек Н.Н., Владимиров А.Г., Бабин Г.А.* и др. Континентальная кора Горного Алтая: природа и состав протолитов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. — С. 551–570.
26. *Кузьмичев А.Б., Падерин И.П., Антонов А.В.* Позднерифейский Борисовский офиолитовый комплекс (Енисейский край): U-Pb возраст и обстановка формирования // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 12. — С. 1175–1188.
27. *Метелкин Д.В., Козьмин Д.Г.* Палеомагнитная характеристика Батеневского кряжа: к вопросу об эволюции Кузнецко-Алатауской островной дуги на юге Сибири // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 1. — С. 50–66.
28. Минерагенический потенциал недр России. Вып. 2: Уральская покровно-складчатая область. В 3-х т. / Отв. ред. Н.В. Межеловский, Г.С. Гусев. — М.: ГЕОС, 2013. — Т. 2., 482 с.; т. 3. 528 с.
29. *Ножкин А.Д.* Докембрий юго-западной окраины Сибирского кратона // Известия Томского политехнического университета. 2009. Т. 314. № 1. — С. 5–16.
30. *Ножкин А.Д.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм и метаморфизм в Дербинском микроконтиненте Восточного Саяна: новые изотопно-геохронологические данные / А.Д. Ножкин, Т.Б. Баянова, О.М. Туркина, А.В. Травин, Н.В. Дмитриева // Докл. РАН. 2005. Т. 4004. № 2. — С. 241–246.
31. *Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В.* Первые данные о проявлении неопротерозойского гранитоидного магматизма в Присаянском краевом поднятии Сибирского кратона // Докл. РАН. 2013. Т. 449. № 3. — С. 328–333.
32. *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В.* Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 2. — С. 312–332.
33. *Овчинникова Г.В.* Источники гранитоидов Тувино-Монгольского массива и его обрамления по данным изотопного состава свинца, неодима и кислорода / Г.В. Овчинникова, Д.П. Крылов, И.К. Козаков, В.П. Ковач, Н.А. Сергеева // Петрология. 2009. Т. 17. № 6. — С. 613–622.
34. *Руднев С.Н.* Ранние этапы островодужного плагиогранитного магматизма Горной Шории и Западного Саяна / С.Н. Руднев, Г.А. Бабин, В.П. Ковач, В.Ю. Киселева, П.А. Серов // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. — С. 27–44.
35. *Руднев С.Н., Матуков Д.И., Сергеев С.А., Серов П.А.* Позднерифейские плагиограниты Кузнецкого Алатау: состав, возраст и источники // Докл. РАН. 2006. Т. 410. № 6. — С. 809–815.
36. *Сафонова И.Ю.* Геохимическая эволюция внутриплитового океанического магматизма Палеоазиатского океана от позднего неопротерозоя до раннего кембрия // Петрология. 2008. Т. 16. № 5. — С. 527–547.
37. Схема тектонического районирования России масштаба 1 : 5 000 000. Объясн. зап. / Г.С. Гусев (отв. исп.), Н.В. Межеловский, А.Ф. Морозов, В.А. Килипко. — М., 2001. — 99 с.
38. Тектонический кодекс России / отв. ред. Н.В. Межеловский. — М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2016. — 240 с.
39. *Туркина О.М., Ножкин А.Д.* Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа // Петрология. 2008. Т. 16. № 5. — С. 1–25.
40. *Туркина О.М.* Докембрийские террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционные коллизионных событий / О.М. Туркина, А.Д. Ножкин, Т.Б. Баянова, Н.В. Дмитриева, А.В. Травин // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. — С. 80–92.
41. *Evart A., Bryan W.B., Chappell B.W., Rudnik R.L.* Regional geochemistry of the Lau-Tonga arc and backarc systems // Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1994. Vol. 135. — P. 385–425.
42. Geodynamics map of Northeast Asia: U.S. / Compiled by L.M. Parfenov, A.I. Khanchyuk, G. Badarach, R.J. Miller, V.V. Naumova, W.J. Nokleberg, M. Ogasawara, A.V. Prokopyev, H. Yan // Geological Scientific Investigations Map 3024, 2 sheets, scale 1:5,000,000. 2013, <http://pubs.gov/sim/3024/>.

43. Kurnosov V.B., Zolotarev B.P., Artamonov A.V., Lyapunov S.M., Kashinzev G.L., Chudaev O.V., Sokolova A.L., Garanina S.A. Technical Note: Alteration effects in the upper oceanic crust – data and comments. [Booklet with CDROM]. – Moscow: GEOS, 2008. 642 p. (Russian Academy of Sciences Geological Institute Transactions of the Geological Institute, Vol. 581).

44. Kuzmichev A.V., Sklyarov E.V. The Precambrian of Transangaria, Enisey Ridge (Siberia): Neoproterozoic microcontinent, Grenville orogen, or reworked margin of the Siberian craton? // *J. of Asian Earth Sciences*. 2016. Vol. 115. – P. 419–441.

45. Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Yu. Arctica between Rodinia and Pangea // *Precamb. Res.* 2015. Vol. 259. – P. 114–129.

46. Poller U. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS / U. Poller, D. Gladkochub, T. Donskaya, A. Mazukabzov, E. Sklarov, W. Todt // *Precamb. Res.* 2005. Vol. 136. – P. 353–368.

47. Pfander J., Jochum K.P., Kozakov I.K., Krener A., Todt W. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the Late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia; evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. Vol. 143. – P. 154–174.

48. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Oceanic Basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 1989. No 42. – P. 313–345.

1. Anisimova I.V., Levickij I.V., Sal'nikova E.B. et al. Age of the foundation of the Gargan block (East Sayan): results of U-Pb geochronological studies. *Isotope systems and time of geological processes: Proceedings of the IV Russian conference on isotope geochronology. Vol. 1.* St. Petersburg: IP Katalina. 2009. Pp. 34–35. (In Russian).

2. Atlas litologo-paleogeograficheskikh, strukturnykh, palinspaticheskikh i geoekologicheskikh kart Central'noj Evrazii. Masshtab 1 : 7 500 000 [Atlas of lithologic-paleogeographic, structural, palinspatic and geoecological maps of Central Eurasia. Scale 1:7,500,000]. Ed. in chief S.Zh. Daukeev. Ex. eds. N.V. Militenko, V.A. Fedorenko. Alma-Aty. Nauchno-issledovatel'skij institut prirodnih resursov YUGGEO. 2002. Karty 37 listov.

3. Bibikova E.V., Turkina O.M., Kirnozova T.N., Fuzgan M.M. The oldest plagiogneisses of the Onot block of the Sharyzhalgai protuberance: isotope geochronology. *Geohimiya*. 2006. No 3, pp. 347–352. (In Russian).

4. Buslov M.M. Tectonics and geodynamics of the Central Asian fold belt: the role of Late Paleozoic large-amplitude shifts. *Geologiya i geofizika*. 2011. Vol. 52. No 1, pp. 66–90. (In Russian).

5. Buslov M.M., Vatanabe T. Intrasubduction collision and its role in the evolution of the accretion wedge (on the example of the Kuray zone of Gorny Altai, Central Asia). *Geologiya i geofizika*. 1996. Vol. 37. No 1, pp. 82–93. (In Russian).

6. Vernikovskij V.A., Vernikovskaya A.E. Tectonics and evolution of granitoid magmatism of the Yenisei Ridge. *Geologiya i geofizika*. 2006. Vol. 47. No 1, pp. 35–52. (In Russian).

7. Vernikovskij V.A., Vernikovskaya A.E., Nozhkin A.D., Ponomarchuk V.A. Riphean ophiolites of the Isakovka Belt (Yenisei Ridge). *Geologiya i geofizika*. 1994. Vol. 35. No 7–8, pp. 169–180. (In Russian).

8. Vernikovskij V.A., Metelkin D.V., Vernikovskaya A.E., Matushkin N.Yu., Kazanskij A.Yu., Kadil'nikov P.I., Romanova I.V., Vingejt M.T.D., Larionov A.N., Rodionov N.V. Neoproterozoic tectonic structure of the Yenisei Ridge and the formation of the western margin of the Siberian Craton on the basis of new geological, paleomagnetic and geochronological data. *Geologiya i geofizika*. 2016. Vol. 57. No 1, pp. 63–90. (In Russian).

9. Vrublevskij V.V., Kotel'nikov A.D., Rudnev S.N., Krupchatnikov V.I. Evolution of Paleozoic granitoid magmatism of Kuznetsk Alatau: New geochemical and U-Pb isotopic data (SHRIMP II). *Geologiya i geofizika*. 2016. Vol. 57. No 2, pp. 287–311. (In Russian).

10. Geodinamika, magmatizm i metallogeniya Vostoka Rossii: v 2 kn. [Geodynamics, magmatism and metallogeny of the East of Russia: in two books]. Ed. by A.I. Hanchuka. Vladivostok: Dal'nauka. 2006. Kn. 1. 572 p.; Kn. 2. Pp. 573–981.

11. Mezhelovskiy N.V. (ed.), Bourdais A.I., Bush V.A., L.M. Natapov (comp.) Geodynamic map of Russia. Scale 1:10,000,000. *Geological Atlas of Russia. Section 2.* Moscow; St. Petersburg. 1996. Karta na 1 liste. (In Russian).

12. Gladkochub V.P., Sklyarov E.V., Men'shagin Yu.V., Mazukabzov A.M. Geochemical features of the ancient ophiolites of the Sharyzhalgai protrusion. *Geohimiya*. 2001, pp. 1039–1051. (In Russian).

13. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Angaro-Enisejskaya. List N-47 – Nizhneudinsk. Ob'yasn. zap. [State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Angara-Yenisei Series. Sheet N-47 – Nizhneudinsk. Explain. note]. Science eds. E.P. Mironyuk, V.V. Perfil'ev, V.E. Rudenko. St. Petersburg: Kartfabrika VSEGEI. 2012. 652 p.

14. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Sayano-Altajskaya. List M-44 – Rubcovsk. Ob'yasn. zap. [State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Series Sayano-Altai. Sheet M-44 – Gorno-Altajsk. Explain. note]. Chief science ed. S.P. Shokal'skij. St. Petersburg: Kartfabrika VSEGEI. 2015. 415 p.

15. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Sayano-Altajskaya. List M-45 – Gornoaltajsk. Ob'yasn. zap. [State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Series Sayano-Altai. Sheet M-45 – Rubtsovsk. Explain. note]. Chief science ed. S.P. Shokal'skij. St. Petersburg: Kartfabrika VSEGEI. 2011. 576 p.

16. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii masshtaba 1 : 200 000. Izd. 2-e. Seriya Altajskaya. List M-44-X – Gornyyak. Ob'yasn. zap. [State Geological Map of the Russian Federation at a scale of 1:200,000. Edition 2. The Altai series. Sheet M-44-X – Miner. Explain. note]. St. Petersburg: Kartfabrika VSEGEI. 2001. 219 p.

17. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii masshtaba 1 : 200 000. Izd. 2-e. Seriya Altajskaya. List M-45-VII – Ust'-Kan. Ob'yasn. zap. [State Geological Map of the Russian Federation at a scale of 1:200,000. Edition 2. The Altai series. Sheet M-45-VII – Ust-Kan. Explain. note]. Ed. by S.P. Shokal'skij. St. Petersburg: Izd-vo SPb kartfabriki VSEGEI. 2001. 171 p.

18. Gusev N.I., Shokal'skij S.P. Age of metamorphic complexes of the southeast of the Mountain Altai. *Bulletin «Natural Resources of the Mountainous Altai»*. 2010. No 1, pp. 72–80. (In Russian).

19. Zonenshajn L.P., Kuz'min M.I., Natapov L.M. Tektonika plit territorii SSSR [Tectonics of plates of territory of the USSR]. Moscow: Nedra. 1990. Kn. 1. 328 p.

20. Kontorovich A.Eh., Saraev S.V., Kazanskij A.Yu. et al. A new terrigenous-volcanogenic section of the Cambrian and the position of the western boundary of the Siberian Platform (based on parametric drilling data on the Vezdehodnaya Square, Tomsk Region). *Geologiya i geofizika*. 1999. Vol. 40. No 7, pp. 1022–1031. (In Russian).

21. Korrelyaciya magmaticheskikh i metamorficheskikh kompleksov zapadnoj chasti Altae-Sayanskoj skladchatoj oblasti [Correlation of igneous and metamorphic complexes of the western part of the Altai-Sayan folded region]. Novosibirsk: Izd-vo SO RAN, filial «Geo». 2000. 187 p.

22. Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B. Petrologico-geochemical features of the Middle Devonian-Early Carboniferous arc-arc and collisional volcanics of the Magnitogorsk zone in the geodynamic context. *Litosfera*. 2006. No 1, pp. 3–21. (In Russian).

23. Kotlyarov A.V., Simonov V.A. Peculiarities of formation of Chonsaire ophiolites (Southern Tuva). *Metallogeny of ancient and modern oceans – 2004. Achievements at the turn of the century: Materials of the 10th scientific. student's school. Vol. 2: Deposits of precious metals, problems of mineralogical and geochemical and geocological research.* Miass. 2004. Pp. 147–152. (In Russian).
24. Kurek N.N. Continental cortex of Mountain Altai: stages of formation and evolution, indicator role of granitoids. *Geologiya i geofizika.* 2015. Vol. 56. No 8, pp. 1403–1423. (In Russian).
25. Kurek N.N., Vladimirov A.G., Babin G.A. et al. Continental cortex of Mountainous Altai: the nature and composition of protoliths. *Geologiya i geofizika.* 2010. Vol. 51. No 5, pp. 551–570. (In Russian).
26. Kuz'michev A.B., Paderin I.P., Antonov A.V. Late Riphean Borisov ophiolite complex (Yenisei Ridge): U-Pb age and setting conditions. *Geologiya i geofizika.* 2008. Vol. 49. No 12, pp. 1175–1188. (In Russian).
27. Metelkin D.V., Koz'min D.G. Paleomagnetic characteristics of the Batenevsky ridge: the evolution of the Kuznetsk-Alatau island arc in southern Siberia. *Geologiya i geofizika.* 2012. Vol. 53. No 1, pp. 50–66. (In Russian).
28. Mineragenicheskiy potencial nedr Rossii. Vyp. 2: Ural'skaya pokrovno-skladchataya oblast'. V 3-h t. [Mineralogical potential of Russia's mineral resources. Iss. 2: Ural cover-fold region. In 3 volumes]. Ex. eds. N.V. Mezhelovskij, G.S. Gusev. Moscow: GEOS. 2013. Vol. 2, pp. 482; Vol. 3, pp. 528.
29. Nozhkin A.D. Precambrian of the southwestern margin of the Siberian Craton. *Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta.* 2009. Vol. 314. No 1, pp. 5–16. (In Russian).
30. Nozhkin A.D., Bayanova T.B., Turkina O.M., Travin A.V., Dmitrieva N.V. Early Paleozoic granitoid magmatism and metamorphism in the Derbin microcontinent of the Eastern Sayan: new isotope-geochronological data. *Doklady RAN.* 2005. Vol. 4004. No 2, pp. 241–246. (In Russian).
31. Nozhkin A.D., Dmitrieva N.V. The first data on the manifestation of the Neoproterozoic granitoid magmatism in the Prisyansk Territorial Uplift of the Siberian Craton. *Doklady RAN.* 2013. Vol. 449. No 3, pp. 328–333. (In Russian).
32. Nozhkin A.D., Turkina O.M., Lihanov I.I., Dmitrieva N.V. Late Paleo-Proterozoic volcanic associations in the south-west of the Siberian Craton (Angara-Kansky block). *Geologiya i geofizika.* 2016. Vol. 57. No 2, pp. 312–332. (In Russian).
33. Ovchinnikova G.V., Krylov D.P., Kozakov I.K., Kovach V.P., Sergeeva N.A. Sources of granitoids of the Tuva-Mongolian massif and its frames from the isotope composition of lead, neodymium, and oxygen. *Petrologiya.* 2009. Vol. 17. No 6, pp. 613–622. (In Russian).
34. Rudnev S.N., Babin G.A., Kovach V.P., Kiseleva V.Yu., Serov P.A. Early stages of island-arc plagiogranite magmatism of Mountain Shoria and Western Sayan. *Geologiya i geofizika.* 2013. Vol. 54. No 1, pp. 27–44. (In Russian).
35. Rudnev S.N., Matukov D.I., Sergeev S.A., Serov P.A. Late Riphean plagiogranites of the Kuznetsk Alatau: composition, age and sources. *Doklady RAN.* 2006. Vol. 410. No 6, pp. 809–815. (In Russian).
36. Safonova I.Yu. Geochemical evolution of intraplate oceanic magmatism of the Paleasian ocean from Late Neoproterozoic to Early Cambrian. *Petrologiya.* 2008. Vol. 16. No 5, pp. 527–547. (In Russian).
37. Skhema tektonicheskogo rajonirovaniya Rossii masshtaba 1 : 5 000 000. Ob'yasn. zap. [Scheme tectonic zoning of Russia scale 1:5,000,000. Explain. note]. G.S. Gusev (ex. ed.), N.V. Mezhelovskij, A.F. Morozov, V.A. Kilipko. Moscow. 2001. 99 p.
38. Tektonicheskij kodeks Rossii [The Tectonic Code of Russia]. Ex. ed. N.V. Mezhelovskij. Moscow: GEOKART: GEOS. 2016. 240 p.
39. Turkina O.M., Nozhkin A.D. Oceanic and riftogenic metavolcanic associations of greenstone belts of the north-western part of the Sharyzhalgai projection. *Petrologiya.* 2008. Vol. 16. No 5, pp. 1–25. (In Russian).
40. Turkina O.M., Nozhkin A.D., Bayanova T.B., Dmitrieva N.V., Travin A.V. Precambrian terranes of the south-western frame of the Siberian Craton: isotope provinces, stages of crust formation and accretionary collision events. *Geologiya i geofizika.* 2007. Vol. 48. No 1, pp. 80–92. (In Russian).
41. Ewart, A., Bryan, W.B., Chappell, B.W., Rudnik, R.L. 1994: Regional geochemistry of the Lau-Tonga arc and back-arc systems. *Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results. Vol. 135.* 385–425.
42. Parfenov, L.M., Khanchyuk, A.I., Badarach, G., Miller, R.J., Naumova, V.V., Nokleberg, W.J., Ogasawara, M., Prokopyev, A.V., Yan, H. (compilers), 2013: Geodynamics map of Northeast Asia: U.S. *Geological Scientific Investigations Map 3024, 2 sheets, scale 1 : 5 000 000*, <http://pubs.gov/sim/3024/>.
43. Kurnosov, V.B., Zolotarev, B.P., Artamonov, A.V., Lypunov, S.M., Kashinzev, G.L., Chudaev, O.V., Sokolova, A.L., Garanina, S.A. 2008: Technical Note: Alteration effects in the upper oceanic crust – data and comments. [Booklet with CDROM]. Moscow: GEOS. 642. (Russian Academy of Sciences Geological Institute Transactions of the Geological Institute, Vol. 581).
44. Kuzmichev, A.V., Sklyarov, E.V. 2016: The Precambrian of Transangaria, Enisey Ridge (Siberia): Neoproterozoic microcontinent, Grenville-age orogen, or reworked margin of the Siberian craton? *Journal of Asian Earth Sciences.* Vol. 115. 419–441.
45. Metelkin, D.V., Vernikovskiy, V.A., Matushkin, N.Yu. 2015: Arctida between Rodinia and Pangea. *Precamb. Res.* Vol. 259. 114–129.
46. Poller, U. 2005: Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS. In Poller, U., Gladkochub, D., Donskaya, T., Mazukabzov, A., Sklarov, E., Todt, W. (eds.): *Precamb. Res.* Vol. 136. 353–368.
47. Pfander, J., Jochum, K.P., Kozakov, I.K., Krener, A., Todt, W. 2002: Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the Late-Neoproterozoic Agardagh Tectonic ophiolite, Central Asia; evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 143. 154–174.
48. Sun, S., McDonough, W.F. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.): *Magmatism in the Oceanic Basins. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 42. 313–345.

Гусев Григорий Степанович – доктор геол.-минер. наук, гл. науч. сотрудник, ИМГРЭ<sup>1</sup>. <rbox74@mail.ru>

Межеловский Николай Васильевич – доктор геол.-минер. наук, директор, Межрегиональный центр по геологической картографии (МЦГК «Геокарт»). Ул. Успенская, 12, пом. IX, ком. 6, г. Красногорск, Московская область, 143409, Россия. <geokart@hotmail.ru>

Морозов Андрей Федорович – канд. геол.-минер. наук, зам. руководителя, Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра). Ул. Б. Грузинская, 4/6, стр. 1, Москва, 125993, Россия. <amorozov@rosnedra.com>

Килипко Виктор Алексеевич – канд. геол.-минер. наук, зам. директора, ИМГРЭ<sup>1</sup>. <geochemmap@imgre.ru>

Сироткина Ольга Николаевна – канд. геол.-минер. наук, ст. науч. сотрудник, ИМГРЭ<sup>1</sup>; Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова. Ленинские горы, д. 1, Москва, 119991, Россия. <onsirotkina@mail.ru>

*Gusev Grigorij Stepanovich* – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Chief Researcher, IMGRE<sup>1</sup>. <rbox74@mail.ru>  
*Mezhelovskiy Nikolaj Vasil'evich* – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Director, Interregional Center for Geological Cartography (ICGC “Geocart”). Ul. Uspenskaya, 12, pom. IX, kom. 6, Krasnogorsk, Moskovskaya obl., 143409, Russia. <geokart@hotmail.ru>  
*Morozov Andrej Fedorovich* – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Deputy Head, Federal Agency for Mineral Resources (Rosnedra). 4/6 Bol'shaya Gruzinskaya, ctr. 1, Moscow, 125993, Russia. <amorozov@rosnedra.com>  
*Kilipko Viktor Alekseevich* – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Deputy Director, IMGRE<sup>1</sup>. <geochemmap@imgre.ru>  
*Sirotkina Olga Nikolaevna* – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Researcher, IMGRE<sup>1</sup>; Lomonosov Moscow State University. Faculty of Geology. 1 Leninskiye Gory, Moscow, 119991, Russia <onsirotkina@mail.ru>

<sup>1</sup> Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ). Ул. Вересаева, 15, Москва, 121357, Россия. Institute of Mineralogy, Geochemistry and Crystallochemistry of Rare Elements (IMGRE). 15 ul. Veresaeva, Moscow, 121357, Russia.