

## СПЕЦИФИКА КАЛЕДОНСКИХ КОЛЛИЗИОННЫХ СОБЫТИЙ В ОЛЬХОНСКОМ РЕГИОНЕ ПРИБАЙКАЛЯ

В.А. Макрыгина

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия*

Проведен анализ геохронологических, геохимических и новых геофизических данных по метасадочным и магматическим породам Ольхонского региона. В результате удалось обосновать: 1) отсутствие продуктов надсубдукционного магматизма каледонского времени на прилегающей к региону части Сибирского кратона; 2) существование характерного островодужного магматизма в составе Ангино-Таланчанской развитой островной дуги, представителем которого является Крестовский многофазный массив от габбро-диоритов до гранитов. Это позволило предположить наличие субдукции океанической коры Палеоазиатского океана под островную дугу на доколлизийном этапе. Показанное геофизиками крутое положение стенки кратона в сумме с его предполагаемым встречным и ротационным движением по отношению к аккреционной призме пород складчатого пояса обусловили отсутствие крупной зоны субдукции под кратон на коллизийном этапе и широкое развитие сдвиговых пластин в складчатом поясе на позднеколлизийном этапе. Вдоль плоскостей сдвигов остатки слэба океанической коры выдавливались ближе к поверхности, образуя ожерелье габбро-пироксенитовых массивов бирхинского комплекса в породах складчатого пояса, близкоодновременных с синколлизийными гранитными расплавами шаранурского комплекса. Взаимодействие контрастных расплавов стало причиной образования Тажеранского, Будунского щелочных сиенитовых массивов и проявления щелочного метасоматоза в Бирхинском и Улангантинском габброидных массивах.

*Геохронология, геохимия, геофизика, метатерригенные и магматические породы, фронтальная и косая коллизия, субдукция, сдвиговый тектогенез, взаимодействие расплавов, Ольхонско-Хамардабанский террейн*

## SPECIFICS OF THE CALEDONIAN COLLISION IN THE OL'KHON REGION (Lake Baikal, Russia)

V.A. Makrygina

Analysis of geochemical, geochronological, and new geophysical data on metasedimentary and igneous rocks of the Ol'khon region has made it possible to substantiate: (1) the absence of products of the Caledonian suprasubduction magmatism from the adjacent part of the Siberian craton and (2) the presence of a product of this magmatism in the Anga–Talanchan island arc, namely, the Krestovsky massif with gabbrodiorite to granite phases. This suggests subduction of the Paleasian oceanic crust under the island arc before the collision. The geophysical data showed a steep sinking of the Siberian craton margin. This sinking and the supposed contrary movement and rotation of the Siberian craton prevented the appearance of a subduction zone beneath the craton during the collision but caused the wide development of fault plates in the fold belt at the late collision stage. The residue of oceanic crust slab was pressed out along the fault planes near the surface and formed a row of gabbro-pyroxenite massifs of the Birkhin Complex in the fold belt, where syncollisional granitic melts (Sharanur Complex) formed at the same time. The interaction of two contrasting melts gave rise to the Tazheran and Budun alkaline syenite massifs and alkaline metasomatites of the Birkhin and Ulanganta gabbroid massifs.

*Geochronology, geochemistry, geophysics, metasedimentary and igneous rocks, frontal and oblique collision, subduction, strike-slip tectonics, melt interaction, Ol'khon-Khamar-Daban terrane*

## ВВЕДЕНИЕ

Хорошо обнаженные и изученные комплексы пород Ольхонского региона Прибайкалья являются небольшим участком Центрально-Азиатского складчатого пояса, но претерпели настолько сложные тектонические преобразования, что до сих пор, несмотря на обширную литературу и вышедшую недавно монографию [Макрыгина, Антипин, 2018], не найдено ответов на следующие актуальные вопросы. Почему при столь мощно проявленных коллизийных и сдвиговых преобразованиях нет признаков столь же крупной зоны субдукции под Сибирский континент? Почему геохронологические оценки возраста различных геодинамических обстановок так сближены во времени? Почему весь основной магма-

тизм с надсубдукционными признаками остался внутри аккреционной призмы? Почему массивы габброидов в Приольхонье сопровождаются массивами щелочных сиенитов или щелочным метасоматозом? В чем секрет одинакового возраста островодужного многофазного андезитоидного магматизма хайдайского комплекса Ангино-Таланчанской дуги и синколлизийного гранитного шаранурского комплекса? И один из главных вопросов: являются ли комплексы пород Ольхонского террейна производными ювенильной коры, прошедшей лишь один цикл тектонической переработки в каледонское время, или несколькими чужеродными террейнами с более древней корой.

Цель данной статьи попробовать дать ответы на эти вопросы с помощью анализа петрологических, геохимических, геохронологических и новых геофизических данных.

По общепринятой схеме развитие коллизионных событий происходит от аккреции пород океанического дна к континентальной плите либо островной дуге с субдукцией и переходом в коллизионную покровно-надвиговую тектонику. Но в отдельных регионах коллизия происходит при различном пространственном положении сталкивающихся плит, с разной скоростью их движения — однонаправленного или ротационного. Разное положение сталкивающихся плит относительно друг друга отражается в различной доле участия в тектонике сдвиговых компонентов, от крупных сдвигов скольжения до сложного чередования относительно мелких сдвиговых пластин, в значительной мере маскирующих результаты тектоники основного коллизионного этапа. Это приводит к разным вариантам степени проявления стадий данного процесса. В то же время в этот процесс могут быть включены обломки плит (террейны), уже прошедшие более древний цикл коллизионных преобразований. Выявить однозначно последовательность событий подобных комплексов задача непростая, но необходимая.

## СХЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА

Формирование складчатого южного обрамления Сибирского кратона начинается с раскрытия Палеоазиатского океана (750—650 млн лет) с образованием островных дуг, зон субдукций, задуговых и междуговых бассейнов и островов. Этот процесс инициируется началом распада суперконтинента Родиния, поэтому помимо перечисленных океанических образований первого цикла здесь могли присутствовать микроконтиненты и отдельные более древние террейны. В нашу задачу входит разобраться в каледонском этапе истории формирования отдельных геоблоков, выделенных рядом авторов как террейны, и последовательности смены в них геодинамических обстановок. В отличие от других работ, мы попробуем проследить возможность использования в этом анализе геохимических особенностей метаосадочных, метавулканических, надсубдукционных основных и синколлизийных кислых магматических комплексов.

## ДОКОЛЛИЗИОННАЯ СТАДИЯ РАЗВИТИЯ

### Терригенные породы

Ольхонский регион включает Приольхонье, о. Ольхон и п-ов Святой Нос (рис. 1). Основанием для такого объединения явилось наличие в ольхонской и святоносской толщах характерной триады метаосадочных пород — мраморов, кварцитов и диопсидовых сланцев, с редкой Cr-V минерализацией, представленной Cr-V гранатами, пироксенами, слюдами, турмалинами и сложными оксидами этих элементов [Макрыгина, Конева, 2010].

Результаты многолетних геохимических исследований метаосадочных и метаматических пород Ольхонского региона показали, что при всей сложности тектоники в его строении четко выделяются две толщи: ольхонская, сформировавшаяся в задуговом бассейне, и ангинская, представляющая образования зрелой островной дуги. *Ольхонская толща* сложена пакетом тектонических пластин, где повторяются зоны гнейсов и мигматитов с мелкими гранитогнейсовыми куполами, обрамленные амфиболитами, и пачки переслаивания графитовых кварцитов, мраморов и диопсидовых сланцев (метатUFFитов) (см. рис. 1). Ольхонскую толщу считали сложенной продуктами разрушения фундамента кратона, залегающей на его пологом продолжении под породами складчатого пояса [Зорин и др., 2009]. Основанием для этого вывода послужил единичный раннепротерозойский возраст гранитогнейсов (1890 млн лет) на севере Чернорудской зоны [Бибикова и др., 1990]. Но определения модельного возраста метатерригенных пород мигматит-гнейсовых (купольных) зон дальше от коллизионного шва составляют 1549—1369 млн лет и свидетельствуют о разрушении бывших здесь ранее мелких, незрелых островных дуг, а не раннепротерозойского фундамента платформы. Их незрелость подтверждается практически полным отсутствием среди метатерригенных пород метапелитов (рис. 2) и близостью геохимических особенностей состава метаграувакк островодужным вулканитам. Отсутствие метапелитов свидетельствует о быстром разрушении дуг и о том, что выполненные ими междуговые бассейны были мелководными. Именно геохимические особенности состава и чередования метаосадочных пород показали, что

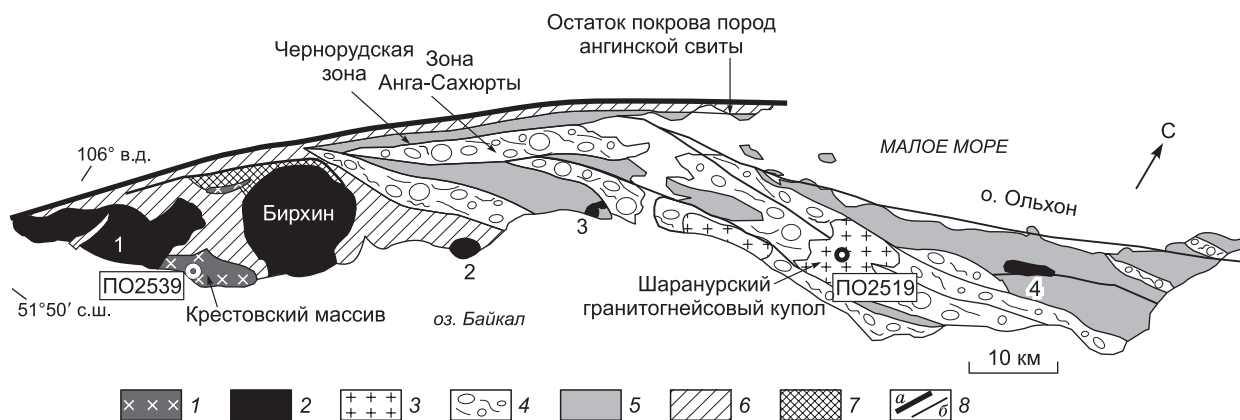


Рис. 1. Схема строения Ольхонского региона, по [Федоровский и др., 1995] с упрощениями.

1 — диориты и гранитоиды Крестовского массива, 2 — габброидные массивы: 1 — Бугульдейский и Улангантинский, 2 — Тажеранский, 3 — Хариктинский, 4 — Хужирский; 3–6 — отложения ольхонской толщи: 3 — гранитогнейсовые купола, 4 — метаграувакковые зоны и обрамляющие их амфиболиты, 5 — тектонические пластины, сложенные мраморами, кварцитами и диопсидовыми сланцами; 6 — отложения ангинской толщи (метавулканииты, мраморы, кварциты); 7 — катаклазиты на севере Бирхинского массива; 8 — коллизионный шов (а) и границы наиболее крупных пластин (б). Точки определения возраста: ПО2539 — диорит Крестовского массива: ядро циркона —  $493 \pm 4$ , оболочка —  $477 \pm 3$  млн лет; ПО2519 — гранит Шаранурского купола: ядро —  $502 \pm 11$ , оболочка —  $477 \pm 4$  млн лет.

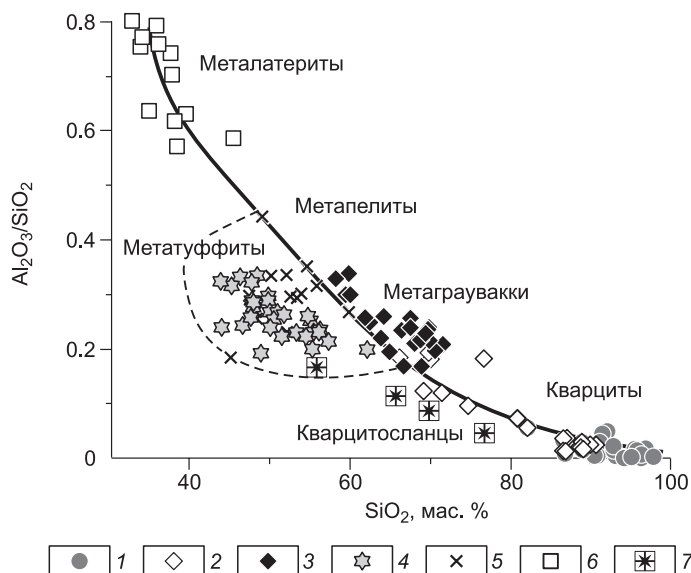
во время их отложения существовал мелководный, слабосоленый (низкие концентрации Li, B, F) задуговой бассейн, а обогащенность метаграувакк, кварцитов и мраморов графитом, Cr, V, Mo, Zn и даже Ag [Макрыгина и др., 1994; Петрова и др., 1995] свидетельствует о восстановительном режиме седиментации и сближает эту толщу с черносланцевой формацией.

Ангинская толща состоит из чередования метавулканиитов андезитоидного состава с доломитовыми мраморами, сланцами, кварцитами, обогащенными Mn, вплоть до образований пород гондитовой формации. Островодужный вулканизм заканчивается наземными излияниями щелочных базальтов, о чем свидетельствуют более поздние, сопряженные с базальтами коры выветривания [Макрыгина, Конева, 2010], т. е. это типичный комплекс пород зрелой островной Ангино-Таланчанской дуги, главная часть которой находится на восточном берегу оз. Байкал. Все петротипы пород: метаандезибазальты и преобладающие андезиты, их пирокластическая, метаграувакки, мраморы с преобладанием доломитовых разновидностей и кварциты имеют иную геохимическую характеристику по сравнению с ольхонской толщей — магнетит вместо графита, повышенные Mn, P, Ba — свидетели окислительной обстановки седиментации и вулканизма на аэрируемых склонах островной дуги.

Благодаря высокому метаморфизму пород, возраст их накопления определить сложно, но возраст их последнего метаморфизма одинаков. По данным  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  метода возраст биотита из гранат-биотитового гнейса ольхонской толщи равен  $431.6 \pm 6.0$  млн лет, а андалузит-гранат-биотитового гнейса ангинской толщи —  $435.0 \pm 3.7$  [Волкова и др., 2008].

Рис. 2. Положение всех метатерригенных пород ольхонской и ангинской толщ на линии осадочных пород в координатах  $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)$ — $\text{SiO}_2$ .

1 — кварциты, 2 — кварцитосланцы, 3 — гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы; 4, 5 — диопсидовые плагио- и скаполитовые сланцы: 4 — ольхонской толщи, 5 — ангинской толщи; 6 — металатериты по щелочным базальтам; 7 — кварцитосланцы с примесью туфового материала. Штриховой линией показано поле туффитов.



## Источники сноса терригенного материала

При явном преобладании каледонских возрастов по всей площади региона, в непосредственной близости к коллизионному шву в Чернорудской зоне Приольхонья есть единичное определение докембрийского возраста по детритовому циркону — 1890 млн лет [Бибикина и др., 1990]. К западу, вблизи границы с Шарьжалгайским выступом платформы в метаосадочных породах орогена также определены нижнепротерозойские модельные возрасты  $T_{Nd}(DM+2st) = 2202—2067$  млн лет [Котов и др., 2000], что свидетельствует о близости к кратону этого края террейна еще на доколлизиионной стадии со сносом древнего материала при седиментации. Исследование возраста детритовых цирконов из осадочных толщ, непосредственно перекрывающих фундамент платформы (голоуспенской, улунтуйской, качергатской и ушаковской свит), показало, что только в самой верхней из них появляются детритовые цирконы с неопротерозойскими возрастными [Донская и др., 2000]. Это говорит о сближении материка с террейном, поставляющим в песчаники ушаковской свиты часть материала складчатого пояса еще на этапе осадконакопления, что противоречит предположениям о чужеродном, дальнем путешествии данных плит. Но основная часть терригенного материала пояса имеет неопротерозойские источники сноса с модельными возрастными около 1.5 млрд лет и характерные особенности островодужных образований [Макрыгина и др., 2005].

## МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

В Ольхонском регионе выделяются магматические комплексы основных, средних, кислых и щелочных пород. Их генезис тесно связан с островодужными, коллизионными и сдвиговыми процессами, которые способствовали проникновению расплавов, и близок к ним во времени.

### Бирхинский комплекс габбро-пироксенитов

Из-за крутого положения стенки кратона [Мордвинова и др., 2016] часть океанической коры при аккреции выдавливалась (обдуривала) по плоскостям сдвигов в породы складчатого пояса, образуя вдоль южной границы кратона ожерелье габбро-пироксенитовых массивов (Бугульдейский, Улангантинский, Бирхинский, Тажеранский, Хариктинский (Танхан), Хужирский и Святоносский массивы). Их ранние фазы по составу соответствуют базальтам спрединговых зон задуговых бассейнов (рис. 3, 4). Фронтальные части наиболее крупных основных массивов, таких как Бирхинский, превращены в надвиги, которые становятся инденторами, противоположными кратону по продвижению материала [Федоровский, Мазукабзов, 2018]. Аккрецирующая толща разделяется между стеной кратона и надвигающимся индентором Бирхинского массива на сдвиговые пластины, часть из них увлекается кратоном на запад, а другая продвигается далее на восток (лево- и правосдвиговые пластины).

По мере удаления от коллизионного шва сдвиговые процессы ослабевают, и ярче проявляются покровно-складчатые системы в хр. Хамар-Дабан [Васильев и др., 1981], в Приольхонье замаскированные сдвигами. При идентичности составов ранних фаз основных массивов более поздние фазы различаются в зависимости от их расположения. Удаленные от коллизионного шва Хужирский и Хариктинский (Танхан) массивы прорывают ольхонскую толщу и наименее изменены. Улангантинский и Бирхинский массивы залегают в породах ангинской толщи и частично подвержены щелочному метасоматозу.

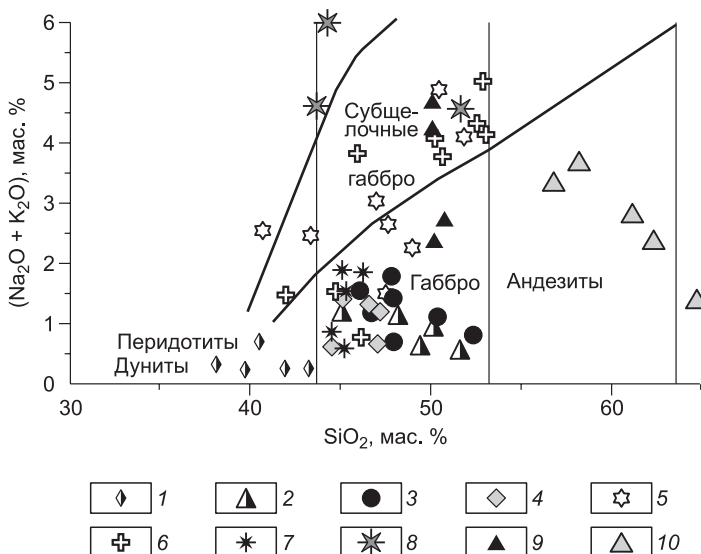
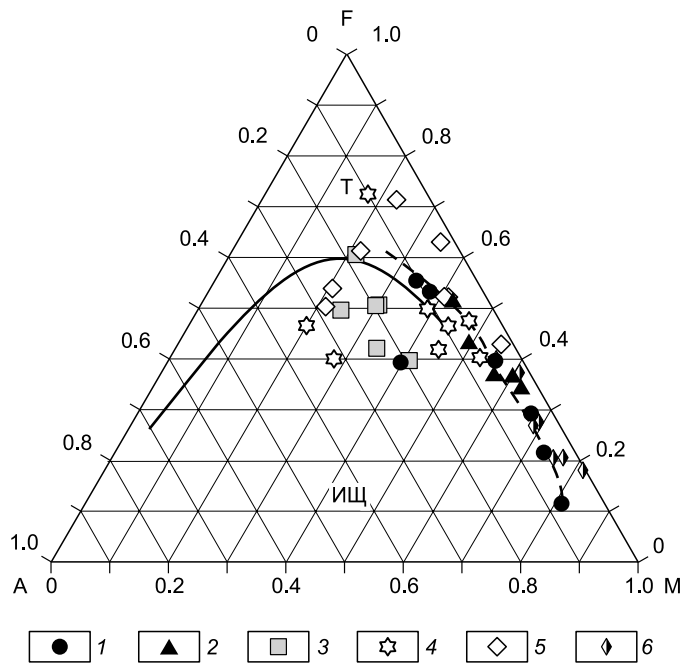


Рис. 3. Диаграмма  $(Na_2O + K_2O)—SiO_2$  для основных магматических пород Ольхонского региона:

1 — дуниты и перидотиты реститовых пластин; 2 — габбро-пироксениты малых массивов; 3 — пироксениты и габбро Хужирского массива; 4 — габбро Хариктинского (Танхан) массива; 5 — дифференцированные мафиты Бугульдейского массива; 6 — ранняя фаза и субщелочные габбро Бирхинского массива; 7 — габбро ранней фазы Тажеранского массива; 8 — субщелочные и щелочные габбро дайковой серии Тажеранского массива; 9 — метагаббро Святоносского массива, 10 — гранитизированные породы этого массива.

**Рис. 4. Диаграмма AFM для массивов габбро-перидотитов Ольхонского региона:**

1 — Хужирский, 2 — Хариктинский, 3 — Бирхинский, 4 — Бугульдейский, 5 — Тажеранский, 6 — будины ультрабазитов. Т — толеитовые базальты, ИЩ — извествково-щелочные базальты. Штриховая линия — линия дифференциатов Хужирских габбро.

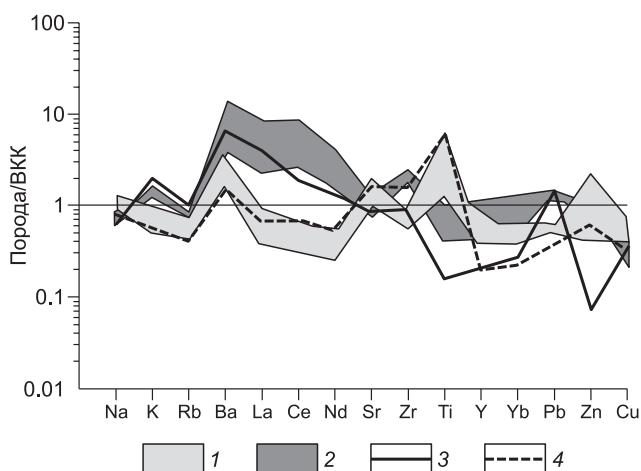


### Хайдайский диорит-гранодиорит-гранитный комплекс

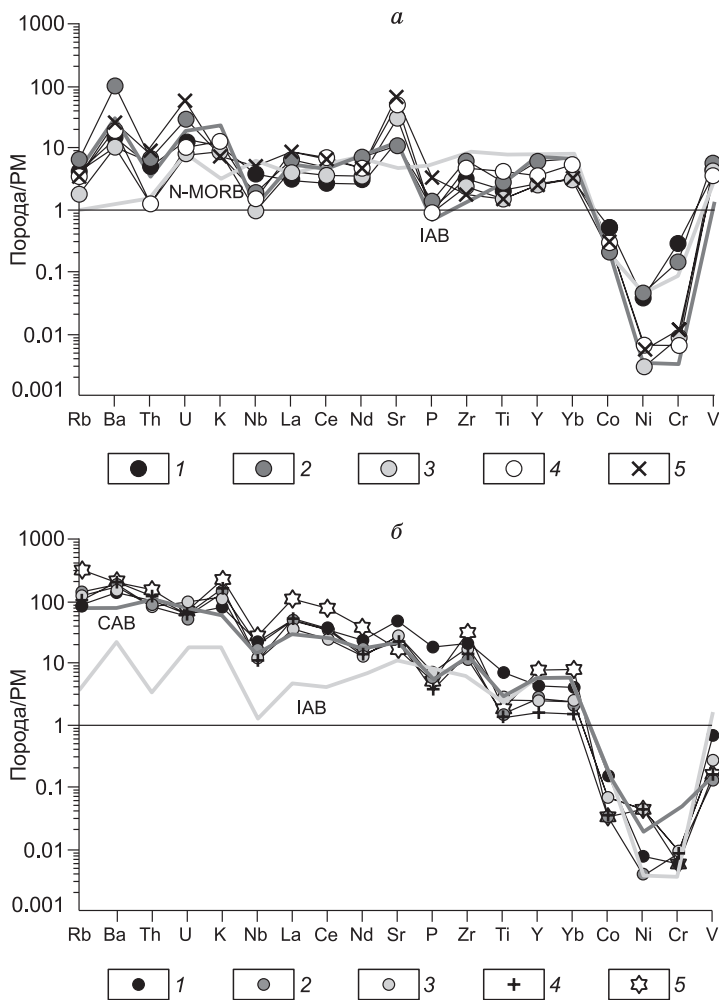
Его представителями являются Крестовский, Таловский, Уланханский и Аральский массивы гранодиорит-гранитного состава. Крестовский массив имеет совсем иное происхождение по сравнению с массивами бирхинского комплекса. Этот многофазный интрузив расположен в северной части Ангино-Таланчанской островной дуги и представляет магматическую брекчию, состав последней меняется от габбро-диоритов, диоритов, гранодиоритов до гранитов натриевой щелочности (рис. 5) и сопровождается большим числом даек такого же разнообразного состава. Дайки прорывают и метавулканы, и осадочные породы, и массивы габброидов. На спайдер-диаграммах (рис. 6) отчетливо видна разница редкоэлементного состава Крестовского массива, его породы отвечают составу зрелых островных дуг, и Хужирского массива, чьи габбро и анортозиты близки по составу производным океанических островных дуг. Крестовский массив представляет пример типичного надсубдукционного островодужного магматизма, который позволяет предполагать возможность существования на стадии аккреции малой зоны субдукции под Ангино-Таланчанскую дугу пород океанической коры Азиатского океана (рис. 7, а). То, что Бирхинский массив габброидов имеет участки монцонитового состава, возможно, связано с взаимодействием субдуцированного слэба мафитов с породами коры при его поднятии к поверхности вдоль плоскости перехватившего его на глубине сдвига, как показано на рис. 7, б.

Возникают сложности с интерпретацией возраста фазовых разновидностей пород Крестовского массива. Для ядра циркона из диорита этого массива получен возраст  $493 \pm 4$  млн лет и  $477 \pm 3$  млн лет для его оболочки (U-Pb метод, SHRIMP-II, ВСЕГЕИ [Макрыгина и др., 2014]). Ar<sup>39</sup>-Ar<sup>40</sup> методом А.В. Травиным получен возраст  $475 \pm 4$  млн лет по амфиболу из габбро-диорита и  $465 \pm 4$  млн лет по биотиту из гранодиорита Крестовского массива [Макрыгина и др., 2014]. Поскольку цирконы имеют идиоморфные очертания и магматическую зональность, цифры U-Pb возраста должны соответствовать кристаллизации породы. Но если бы расплавы внедрялись в доколлизийном этапе, они должны были иметь более древний возраст. А цифры их возраста те же, что у синколлизийных гранитов шаранурского комплекса. Приходится предполагать, что развитие островной дуги вплотную приблизилось к началу

коллизии, и надсубдукционный магматизм (внедрение Крестовского массива) даже был активизирован коллизией, что подтверждает сугубо местное происхождение Хамардабан-Ольхонского террейна.



**Рис. 5. Поля составов гранитоидов хайдайского (1), шаранурского комплексов (2) и их даек (3), (4) соответственно, нормированные на верхнюю континентальную кору (ВКК).**



**Рис. 6. Спайдер-диаграммы, нормированные на примитивную мантию PM:**

*a* — для габбро (1–3) и анортозитов (4–5) Хужирского массива; *б* — для гранодиоритов (1–3), 4 — гранита и 5 — габбро-диорита Крестовского (Усть-Крестовского) массива. Сплошные линии — эталонные содержания для базальтов: N-MORB, океанических IAB и развитых CAB островных дуг.

### Шаранурский гранитогнейсовый комплекс

В этот комплекс объединяются гранитогнейсы и граниты купольных зон. На коллизионном этапе в зонах гранулитовой и амфиболитовой фации в метагравакках начинается метаморфическая мигматизация, рост гранитогнейсовых куполов, в глубинных частях которых происходят частичные выплавки гранитного состава. При переходе к сдвиговой тектонике гранитные расплавы внедряются в трещины, опережающие крупные сдвиги, образуя километровые жилы и небольшие массивы. Характерной чертой гранитов является унаследование особенностей состава пластин их зарождения — это типичные синколлизийные S-граниты [Макрыгина, Петрова, 1996]. Возраст их от зарождения до внедрения составляет 505–475 млн лет [Макрыгина и др., 2014].

*Тажеранский и Будунский щелоч-*

*ные массивы* тесно связаны с Тажеранским и Хужирским массивами габбро. Они представлены нефелиновыми и калишпатовыми сиенитами, сопровождаются жилами корундовых и алланитовых пегматитов и экзоконтактовыми метасоматитами, но сами породы удивительно бедны редкими элементами. По-видимому, с ними связаны проявления щелочного метасоматоза в сопряженных основных массивах — Бирхинском и Улангантинском.

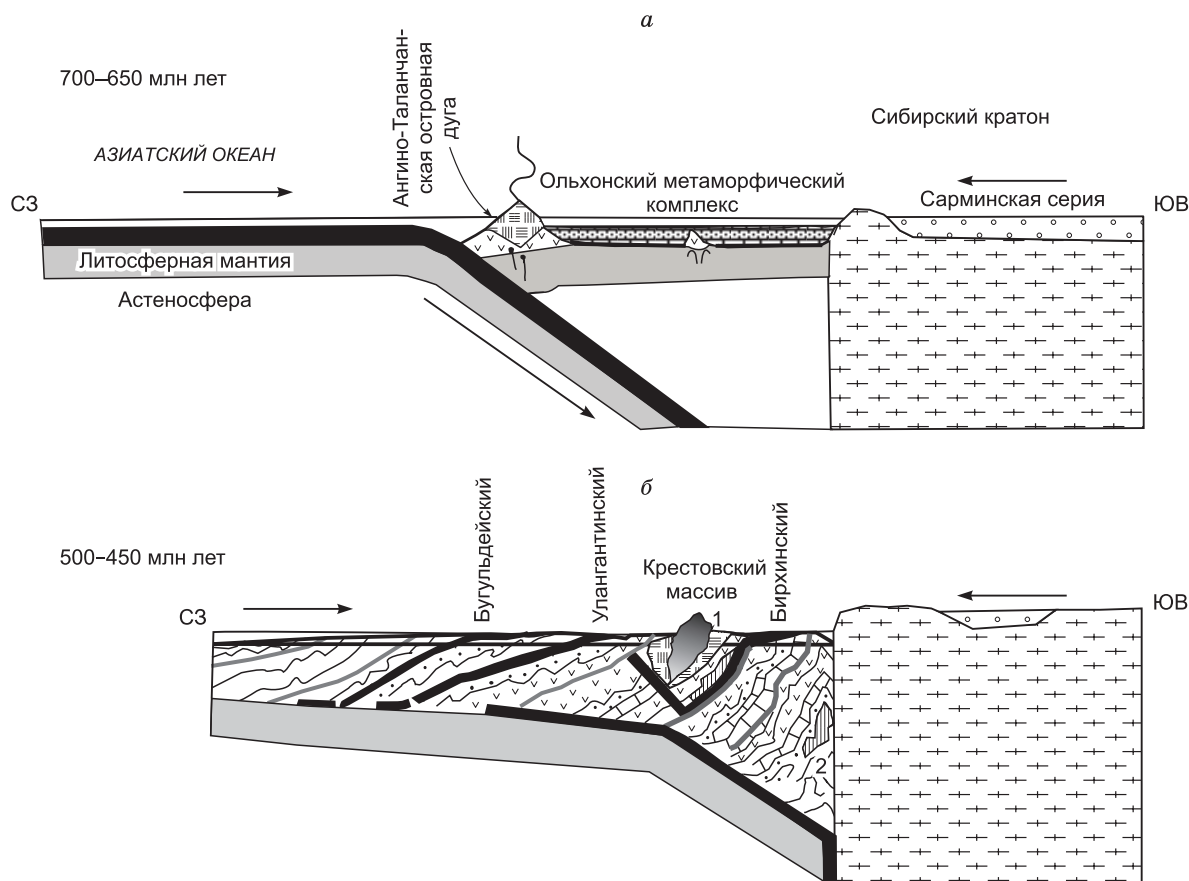
### ЗОНА ОРСО

Ангинский комплекс пород отделяется от пород ольхонской толщи тектоническим клином, называемым зоной Орсо. Данная зона имеет тектонические контакты с обеими толщами, сложена мигматитами, содержащими микроклин, но мигматизация в них отсутствует. На втором этапе метаморфизма породы мусковитизированы. Именно в этих породах получены более древние значения возрастов —  $792 \pm 10$  и  $844 \pm 6$  млн лет в амфиболитах пластины Орсо [Гладколюб и др., 2009]. Только эта тектоническая зона является чужеродной и могла бы служить границей между субтеррейнами, сложенными ангинской и ольхонской толщами.

Но даже если эти два комплекса пород отнести к разным субтеррейнам, то по принадлежности их состава к островодужным образованиям и оценкам возраста они могли сформироваться в сближенной обстановке зрелой островной дуги и задугового бассейна.

### МЕТАМОРФИЗМ

Возраст отложения метаосадков трудно определить из-за наложенного зонального метаморфизма. Непосредственно у коллизионного шва протянулась зона гранулитовой фации. При отсутствии метапелитов ее индикаторами служат дупироксеновые и гранат-биотитовые гнейсы с пироповым гранатом и высокотитанистым биотитом. Остальная территория была охвачена зоной амфиболитовой фации, но по фактам замещения парагенезисов гранулитовой фации амфиболитовыми на севере Главной зоны



**Рис. 7. Схема развития коллизионных событий в Ольхонском регионе:**

*а* — раскрытие Азиатского океана 700—650 млн лет и субдукция его океанической коры под Ангино-Таланчанскую островную дугу с типичным надсубдукционным магматизмом (Крестовский массив); *б* — 500—450 млн лет — аккреция отложений островной дуги и задугового бассейна к Сибирскому континенту, переходящая в надвиги и затем в сдвиги; расщепление слэбов океанической коры с выдавливанием их по сдвигам (Бугульдейский, Улангантинский и Бирхинский габбро-пироксенитовые массивы) и предположительным уходом части ее вдоль вертикальной стенки континента в мантию. Повторная активизация надсубдукционного магматизма на Ангино-Таланчанской дуге (1) одновременно с вылавками синколлизионных гранитов (2) шаранурского комплекса и их взаимодействием с основными расплавами. Черным показана океаническая кора, стрелками — направление встречного движения кратона и орогена.

в ольхонской толще и эпидотизации диопсид-амфиболовых сланцев в ангинской толще выделяется второй этап метаморфизма. Он проходил при более низких температурах и давлениях. Интенсивный метаморфизм привел к тому, что большинство определений возраста метаморфических и магматических пород Ольхонского региона укладывается в интервал 500—475 млн лет для первого этапа метаморфизма и 470—465 млн лет для второго этапа [Макрыгина и др., 2014].

Наиболее близким к возрасту основного вулканизма в отложениях ольхонской толщи, возможно, является 624 млн лет в двупироксеновом ортогнейсе Чернорудской зоны [Волкова и др., 2009]. Скорее всего, она может отвечать и возрасту седиментации, так как пласты двупироксеновых гнейсов согласны с напластованием метаосадков.

Наличие эклогитоподобных пород в Чернорудской зоне вблизи коллизионного шва и кианита в остатке переотложенной коры выветривания в бухте Оргойта свидетельствует о повышенных давлениях на первом этапе метаморфизма. Исследование геохимии эклогитоподобных пород [Петрова, Левицкий, 1984] показало, что при высоких концентрациях Mg они почти не содержат Fe, и, по сути, эти породы являются магнезиальными скарнами, образовавшимися по доломитам сопряженно с гранитизацией метатерригенных пород. Минеральные геотермометры (Gr-CPx) дают в этой зоне высокие оценки давлений метаморфизма 8—10 кбар. Но на этапе образования сдвигов давление снижается, в редких выходах метапелитов в бухте Бегул появляется андалузит.

## ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

### Коллизионные события

Основой тектоники Ольхонского региона послужило фронтальное столкновение движущихся в процессе аккреции масс коры закрывающегося Палеоазиатского океана с Сибирским кратоном [Федоровский и др., 1995]. Аккреции подверглись как вулканогенно-осадочные породы задугового бассейна (ольхонской толщи), так и вулканогенно-осадочные породы зрелой Ангино-Таланчанской островной дуги (ангинской толщи). Фронтальная коллизия островной дуги с кратоном выразилась в образовании надвигов, но затем перешла в косую коллизию.

В период коллизии обе толщи участвовали в сложной тектонической жизни района. Об этом свидетельствуют остатки покровных структур (плато Танхан, данные В.С. Федоровского), иногда пологие складки в ангинской толще с перевернутым залеганием базальтовых тел, когда в обнажении в нижней части наблюдаются скопления вкрапленников плагиоклаза, а в верхней — пироксена (левый борт пади Б. Крестовая). Большая часть покровных структур «стерта» сдвиговым тектогенезом. Но ранее покровы были широко распространены. Об этом свидетельствуют детальные геологические и геохимические наблюдения. При господствующем выдавливании аккретированного материала вверх непосредственно вблизи коллизионного шва происходит погружение части материала вдоль стенки кратона, что выражается в сохранении от эрозии узкой полосы выходов катаклазированных пород верхней ангинской толщи (СЗ берега Малого моря и частично м. Хобой на о. Ольхон), возможно, остатка ее покрова (см. рис. 1). Это подтверждается тем, что выходы сложены близкими по составу к средним вулканитам биотит-амфиболовыми гнейсами, более низкометаморфизованными по сравнению с зоной гранулитовой фации. Среди метаосадков преобладают доломитовые разности мраморов (мраморные «бастионы» вдоль северо-восточного берега Малого моря) и кварциты с Mn-спецификой. На о. Ольхон в двух километрах к юго-западу от м. Хобой гнейсы гранулитовой фации перекрыты пологой складкой мраморов и кварцитов [Макрыгина и др., 2004]. В последних одновременно присутствуют зеленый хромистый мусковит и спессартины, т. е. совмещены минералого-геохимические особенности ольхонских и ангинских кварцитов, что также может быть признаком нижней границы остатка покрова. Далее на восток в Онгоконской бухте п-ова Святой Нос нами найдены выходы спессартиновых кварцитов, типичных представителей ангинской толщи [Макрыгина и др., 2008]. Все эти факты позволяют предполагать, что ранее пластина ангинской толщи перекрывала ольхонскую, но почти вся удалена эрозией. Покров способствовал сохранению в ольхонской толще повышенного флюидного давления и температурного режима по сравнению с ангинской толщей, что привело к полной перекристаллизации ольхонских пород и интенсивному развитию в них гранитизации. В ангинской толще нет гранитизации и сохраняются реликты первичных порфиритовых структур вулканитов [Макрыгина и др., 2007].

Обычно при коллизии массы океанической коры либо уходят под континент, образуя зону субдукции, либо обдуцируют на него, что проявляется в надвинутых покровах офиолитов (например, Гарганская глыба). В Приольхонье, видимо, мы столкнулись с особым случаем. Последняя работа геофизиков М.И. Мордвиновой с коллегами [2016] показала, что южный край кратона погружается почти вертикально на глубину 120 км, а затем более полого уходит под оз. Байкал в Забайкалье, достигая там глубин 400 км. Поэтому в данном случае крупной субдукционной зоны быть не может, о чем говорит отсутствие на кратоне надсубдукционного магматизма каледонского времени. Прилегающая к коллизионному шву окраина Сибирского кратона представлена выходами раннепротерозойских вулканитов Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (СБВП) ( $1869 \pm 6$ — $1854 \pm 5$  млн лет) [Ларин и др., 2003] и гранитов приморского комплекса с возрастом  $1859 \pm 16$  млн лет (U-Pb метод по циркону) [Донская и др., 2003]. Уровень метаморфизма метаосадков чехла не превышает зеленосланцевой — эпидот-амфиболитовой фации и относится к кианит-силлиманитовому типу: кварциты и кварцитосланцы анайской свиты содержат хлоритоид, а не андалузит. Наиболее поздние события в этой зоне датируются по цирконам из метасоматитов по вулканитам хибеленской свиты ( $1821 \pm 6$  млн лет) и из экструзии трахириодацитов в чайской свите ( $1801 \pm 22$  млн лет) [Собаченко и др., 2005].

Обдукции материала океанической коры на кратон также не происходило, вследствие высокого стояния края кратона, так как именно эта его часть у коллизионного шва сложена огромными массами легкого кислого материала Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса и гранитов приморского комплекса.

Но наличие в ангинской толще многофазного Крестовского массива, типичного для островодужного надсубдукционного магматизма, предполагает существование малой зоны субдукции океанического слэба под Ангино-Таланчанскую островную дугу.



## Сдвиговый тектогенез

Встречное движение Ангино-Таланчанской островной дуги и Сибирского кратона, который перемещался на юг со скоростью 5—6 см/год и к тому же испытывал ротацию по часовой стрелке, как установил Д.В. Метелкин по палеомагнитным данным [Метелкин и др., 2012], привело на позднеколлизионном этапе к развитию мощного сдвигового тектогенеза. В монолитной краевой части континента сдвиговая составляющая проявилась только в образовании зоны бластокатаклизитов, милонитов в коллизионном шве и срывов в складках осадков байкальской серии. Более разнородная аккреционная призма ольхонского метаморфического комплекса превратилась в коллаж сдвиговых пластин разной мощности, что сильно затруднило расшифровку стратиграфии региона и последовательности смены геодинамических обстановок [Федоровский и др., 1995]. Сильное развитие сдвиговой тектоники замаскировало проявление главной надвиговой коллизионной стадии, но далее от шва к югу они проявлены более отчетливо (например, Зунмуринский надвиг).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В отношении Ольхонского региона нами была сделана первая попытка проследить составы пород в толщах изученной площади, которые выделялись то в составе Баргузинского, то Ольхонского, то Хамардабан-Ольхонского террейнов. Оказалось, что через все эти регионы от м. Святой Нос до слюдянской толщи прослеживается характерная триада метаосадков — графитовых мраморов, кварцитов, диопсидовых сланцев (туффитов), с редкой Cr-V минерализацией. Невозможно, чтобы в разных концах океана, на разных плитах, в близких восстановительных условиях шло отложение такой экзотической толщи. Мы считаем, что весь район следует отнести к Хамардабан-Ольхонскому террейну. Уже на этом основании можно утверждать, что процессы доколлизионного развития данной территории происходили в пределах одной или близкородственных плит и их вполне можно реконструировать. Кроме того, триаду этих явно осадочных пород, как правило, отделяют от гнейсовых пластин, сложенных метаграувакками, пластовые тела метабазальтов. Они являются типичными E-MORB и, видимо, представляли собой срединные хребты задуговых или междуговых бассейнов, количество которых увеличено сдвиговым тектогенезом в несколько раз [Федоровский и др., 2016].

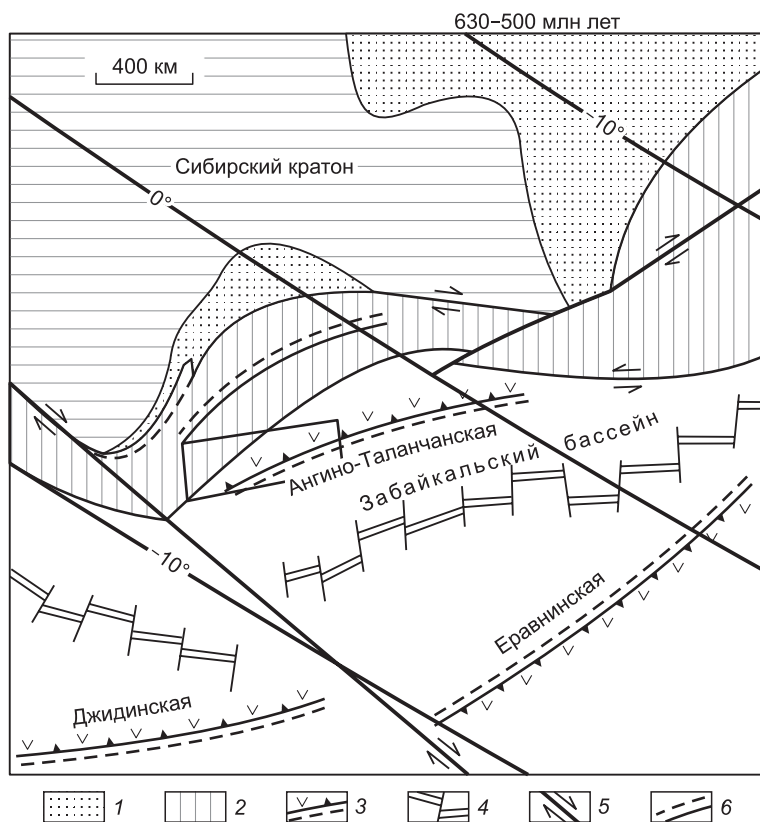
Нам представляется, что наиболее близким по строению из современных геодинамических объектов к доколлизионной стадии развития Ольхонского региона является Индонезийско-Филиппинский район с его многочисленными островными дугами разной степени зрелости и узкими междуговыми бассейнами [Кириллова, 1990; Carn, Pyle, 2001; Andal et al., 2005]. Единственным отличием Индонезийско-Филиппинского района являются глубокие междуговые бассейны с отложениями глубоководных метапелитов [Кириллова, 1990]. Главным сходством является то, что в Индонезийско-Филиппинском районе к материка примыкают образования ювенильной океанической коры с развивающимися в настоящее время островными дугами разной степени зрелости.

## ТЕРРЕЙНЫ

Целый ряд тектонистов, изучавших Ольхонский регион с позиций террейнового анализа, опубликовали карты, на которых южный край кратона обрамлен коллажем относительно мелких террейнов, перемещенных, по их мнению, с разных концов Палеоазиатского океана и имевших самостоятельное развитие [Федоровский и др., 1995; Ларин и др., 2003; Беличенко и др., 2006; Gladkochub et al., 2008; Мазукабзов и др., 2010; Буслов, 2011; Владимиров и др., 2011]. Одноименные террейны на них (Ольхонский, Хамардабанский, Баргузинский) имеют самые разные очертания, но ни в одной работе не приведены конкретные обоснования их выделения и границ.

Изложенные выше материалы показали, что и Ольхонский регион располагался недалеко от Сибирского кратона. Только в непосредственной близости от коллизионного шва найдены признаки участия в материале сноса терригенного неопротерозойского материала в осадках ушаковской свиты на кратоне, с одной стороны, и единичный детритовый палеопротерозойский циркон в гнейсе ольхонской толщи, с другой. Об этом свидетельствует наличие развитой Ангино-Таланчанской островной дуги на юго-западе Ольхонского региона в ангинской толще и множество признаков задуговых и междуговых бассейнов в отложениях ольхонской толщи, умноженных сдвиговым тектогенезом. Они выполнены преимущественно незрелыми метаграувакками, по составу идентичными андезитоидам, и являются продуктами разрушения нескольких островных дуг разной степени зрелости. Ни по изотопному составу пород (модельным возрастам), ни по их редкоэлементным особенностям признаков влияния вещества кратона на удалении от шва не обнаруживается.

Реконструкция данной обстановки для доколлизионной стадии развития южного складчатого обрамления Сибирского кратона (630—500 млн лет), в том числе и Ольхонского региона, выполнена



**Рис. 8. Реконструкция нижнепалеозойских островных дуг в северной части Палеоазиатского океана [Гордиенко, 2006].**

1 — покровно-складчатые пояса пассивной окраины кратона; 2 — коллаж аккрецированных террейнов различной геодинамической природы; 3 — островодужные системы; 4 — предполагаемые зоны задугового спрединга; 5 — разрывные нарушения; 6 — положение Байкало-Муйской океанической островной палеодуги.

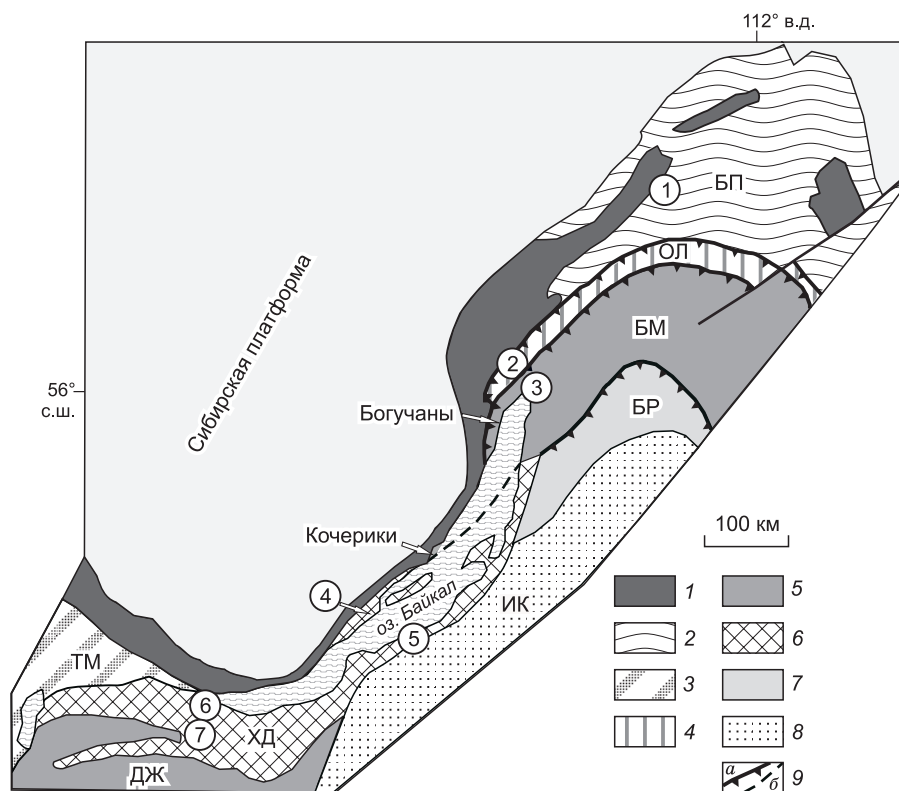
И.В. Гордиенко [2006] (рис. 8). На рисунке видно, что Ангино-Таланчанская островная дуга находилась в то время еще довольно далеко от края Сибирского кратона, и в этом промежутке намечена еще одна дуга. Поскольку состав комплексов пород и геологическое развитие всех частей региона оказались близкими, здесь не было террейнов с древней корой и другой историей развития. Кроме того, по данным С.И. Школьник с соавторами [2003], протолит большей части отло-

жений хангарульской свиты слюдянской серии реконструируется как пирокластика среднекислого состава, а сама свита как преддуговой бассейн Ангино-Таланчанской островной дуги. Все эти факты свидетельствуют о том, что существовал единый Хамардабан-Ольхонский террейн, который к моменту каледонской коллизии находился недалеко от Сибирского кратона, как это показано на рис. 9 [Макрыгина и др., 2007].

Еще одной особенностью развития этого региона, кроме совмещения в узком интервале времени разнородных геодинамических обстановок, является близповерхностное расположение большинства магматических проявлений. Это выразилось в наличии широких зон закалки массивов габбро (Тажеранский и Бирхинский массивы), проявлении минглинг-структур в дайках смешения расплавов кислого и основного состава (рис. 10), а на микроуровне — в появлении анортклаза в сиенитах Будунского щелочного массива и в слабой раскристаллизации расплавных включений во внешних оболочках цирконов из интрузивных фаций шаранурских гранитоидов. Такие факты обусловлены взбрососдвиговым характером движений и выжиманием аккрецированных к кратону толщ вдоль плоскостей сдвигов преимущественно вверх (см. рис. 7). Эти данные подтверждают тезис В.С. Федоровского об отсутствии мощного орогенеза в этом районе и неглубоком эрозионном срезе ольхонских каледонид [Федоровский и др., 2016], но противоречат выводам о погружении пород складчатого пояса на глубину 25—27 км [Владимиров и др., 2017].

В результате сильного сжатия и прогрева только вблизи кратона зональный метаморфизм всего Ольхонско-Хамардабанского террейна завершился узкой зоной гранулитовой фации вдоль коллизийного шва. Тепловой поток концентрировался вдоль этого шва и распространялся в основном в массы пород складчатого пояса. Признаков разогрева пород кратона каледонского времени не найдено. Как указывалось выше [Метелкин и др., 2012], сочетание движения кратона на юг с ротацией по часовой стрелке со встречным движением островной дуги привело на позднеколлизийном этапе к развитию мощного сдвигового тектогенеза. Поток тепла обусловил развитие метаморфизма от гранулитовой до амфиболитовой фации на этапе покровно-надвиговой тектоники до повторной амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации во время сдвигового тектогенеза. На кратоне у северного борта коллизийного шва в породах сарминской серии проявлен более древний метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, не связанный с каледонскими событиями в складчатом поясе, где у шва развиты породы гранулитовой фации.

Сжатие и разогрев пород складчатого пояса вблизи шва выразились в более высоких давлениях в северной части ольхонской толщи, в основном стрессового характера. Здесь слабее проявилась грану-



**Рис. 9. Схема расположения террейнов в южном обрамлении Сибирской платформы, по [Парфенову и др., 2003], с дополнениями, по [Макрыгина и др., 2007].**

1 — выступы фундамента платформы; 2 — метаосадки Байкало-Патомской пассивной окраины (БП); 3 — Тувино-Монгольский микроконтинент (ТМ); 4 — Олоkitский аккреционный клин (ОЛ); террейны: 5 — Байкало-Муйский (БМ) и Джидинский (ДЖ); 6 — Хамардабан-Ольхонский (ХД); 7 — Баргузинский (БР); 8 — Икатский (ИК); 9 — надвиги: а — установленные, б — предполагаемые. Цифры в кружках — местоположение изученных толщ: 1 — медвежевская и 2 — тыйская свиты, 3 — нюрундуканская серия, 4 — ольхонская и ангинская толщи, 5 — таланчанская и святоноская толщи, 6 — слюдянская и 7 — хамардабанская серии.

литовая (эндербиты, чарнокиты), а затем и амфиболитовая гранитизация. Зато шире развиты основные метасоматиты: магнезиальные эклогитоподобные породы (скарны) в наиболее сжатой части Чернорудско-Баракчинской зоны [Петрова, Левицкий, 1984] и известковые скарны в расширяющихся северных пластинах о. Ольхон [Куш и др., 2019].

В южной от главной сдвиговой зоны взброшенной части ольхонской толщи, где давление было ниже, широко проявлены участки меланжа и интенсивная синколлизонная гранитизация (шаранурский комплекс). Метасоматическое образование мигматитов завершается выплавлением гранитного материала локально в отдельных пластинах, что доказывается явным унаследованием особенностей их состава гранитоидными гранитами [Макрыгина, Петрова, 1996]. Кристаллизация гранитоидов синколлизонного шаранурского комплекса происходила в процессе сдвиговзбросового движения пластин в целом вместе с расплавом, что подтверждается наличием раскристаллизованных расплавных включений в ядрах цирконов и стекловатых, слабокристаллизованных — в оболочках цирконов из гранитов. Поэтому возраст кристаллизации шаранурских гранитов от зарождения цирконов (начало кристаллизации) до полной кристаллизации породы растянулся на период 505—477 млн лет.

Выше было показано, что при субвертикальном погружении края кратона на большую глубину крупной зоны субдукции под кратон произойти не могло, так же как обдукции офиолитов океанической коры на высокоподнятый край кратона, сложенный кислым материалом. Однако наличие надсубдукционного Крестовского массива среднего состава предполагает существование зоны субдукции не под кратон, а под островную дугу.

В это же время происходит выдавливание по сдвиговым плоскостям расплавов основного состава (разорванного слэба океанической коры) (см. рис 7). Взаимодействие основных и кислых расплавов особенно ярко проявляется в приповерхностных условиях в виде минглинг-даек, где перемешивание



**Рис. 10** Дайка щелочного габбро со структурами минглинг, р. Духовая, восточный берег оз. Байкал.

расплавов не успевают произойти полностью (см. рис. 10). На большей глубине это взаимодействие приводит к более полному смешению расплавов и перераспределению между ними щелочей,  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$  [Борисов, 2008]. Оно способствует отделению щелочных сиенитовых расплавов Тажеранского и Будунского массивов, с одной стороны, и подщелоченных габбро, с другой (дайки Тажеранского массива), а также приводит к появлению щелочных растворов и щелочному метасоматозу у контактов Улангантинского и Бархинского массивов. На эти процессы уходит от 40 до 25 млн лет, судя по различию возрастов габброидных (500—485 млн лет), гранитных (477 млн лет) и щелочных массивов (461—440 млн лет).

Широко развитый к югу от главной сдвиговой зоны меланж является характернейшей структурой ольхонского тектонометаморфического комплекса [Федоровский и др., 1993]. Его проявление

обусловлено взбрососдвиговым механизмом позднеколлизийного этапа, который порождает возникновение ослабленных зон, куда впрыскиваются наиболее пластичные мраморно-кварцитовые смеси. Именно в этом процессе, даже при низких исходных содержаниях Cr и V в анхимономинеральных породах, при перекристаллизации образуются редкие Cr-V гранаты, слюды, турмалины, пироксены [Макрыгина и др., 2004].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, этот регион на небольшой площади и за короткий в геологическом плане отрезок времени (40—25 млн лет) демонстрирует в сжатом виде сложную историю островодужного магматизма, аккреции толщ Палеоазиатского океана, развития каледонской коллизии, перешедшей в мощный сдвиговой тектогенез, который резко нарастает к коллизионному шву. Главной причиной большинства особенностей коллизионных событий в Ольхонском регионе послужили:

1. Исходно близкое положение ювенильной коры Хамардабан-Ольхонского террейна к Сибирскому кратону.

2. Субвертикальное положение края кратона по отношению к аккреционной призме, препятствующее проникновению под кратон зоны субдукции. Прямые доказательства субдукционного процесса фиксируются только для возможного погружения океанической коры под Ангино-Таланчанскую островную дугу. Вследствие высокого стояния этой части Сибирского кратона, сложенной кислыми породами, ни надсубдукционного магматизма каледонского времени на нем, ни обдукции на него офиолитов нет. Видимо, большая часть океанической коры ушла вдоль стенки кратона в мантию.

3. Одновременное появление гранитных выделок и выдавливание основных расплавов вдоль плоскостей сдвигов привело к их взаимодействию с образованием щелочных сиенитов и щелочных растворов.

4. Активизация сдвиговым тектогенезом магматических процессов инициировала повторное расплавление надсубдукционного островодужного материала с внедрением многофазного Крестовского массива одновременно с выделками шаранурских гранитов.

5. Общая сближенность геодинамически разных процессов во времени, возможно, была связана с ускорением движения Сибирского кратона на юг (в современных координатах) вследствие отрыва его от кратона Лаврентии в процессе распада Родинии.

Автор благодарит В.С. Федоровского (ГИН РАН), А.М. Мазукабзова (ИЗК СО РАН), В.В. Ярмюлюка (ИГЕМ РАН) и А.Б. Перепелова (ИГХ СО РАН) за конструктивную критику и замечания по статье, которые улучшили ее качество.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по проекту IX.129.1.3. (0350-2016-0029) и при финансовой поддержке РФФИ (грант 15-05-02772).

## ЛИТЕРАТУРА

**Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараш И.Г.** Баргузинский микроконтинент (Байкальская горная область): к проблеме выделения // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (10), с. 1049—1059.

**Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В., Богдановская О.Г., Кирнозова Т.И., Ляликов А.В., Макаров В.А., Аракелянц М.М., Кориковский С.П., Федоровский В.С., Петрова З.И., Левицкий В.И.** U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л., Наука, 1990, с. 170—183.

**Борисов А.А.** Экспериментальное исследование распределения K и Na между смешивающимися жидкостями // Петрология, 2008, т. 16, № 6, с. 593—605.

**Буслов М.М.** Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 66—90.

**Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Вишняков В.Н., Некрасова Е.А.** Слюдянский кристаллический комплекс. Новосибирск, Наука, 1981, 196 с.

**Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б.** Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // ДАН, 2011, т. 436, № 6, с. 793—799.

**Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Хромых С.В., Михеев Е.И., Травин А.В., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б., Давыденко Ю.А., Бородин Е.В., Хлестов В.В.** Динамика мантийно-корового взаимодействия на глубинных уровнях коллизионных орогенов (на примере Ольхонского региона, Западное Прибайкалье) // Геодинамика и тектонофизика, 2017, т. 8, № 2, с. 223—268.

**Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г.** Первые результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датировок метаморфических пород Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // ДАН, 2008, т. 420, № 4, с. 512—515.

**Волкова Н.И., Травин А.В., Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Хромых С.В., Юдин Д.С., Матуков Д.И., Лепехина Е.Н.** Первые данные о возрасте океанической коры Ольхонского региона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2009, т. 1, вып. 7, с. 65—67.

**Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н.** Неопротерозойские образования (комплекс Орсо) в структуре Ольхонского террейна и их геодинамическая интерпретация // Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2009, т. 1, вып. 7, с. 74—75.

**Гордиенко И.В.** Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 53—70.

**Донская Т.В., Бибикова Е.В., Мазукабзов А.М., Козаков И.К., Гладкочуб Д.П., Кирнозова Т.И., Плоткина Ю.В., Резницкий Л.З.** Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (10), с. 1006—1016.

**Донская Т.В., Склярков Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г.** Прибайкальский, коллизионный метаморфический пояс // ДАН, 2000, т. 374, № 1, с. 79—83.

**Зорин Ю.А., Склярков Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М.** Механизм развития системы островная дуга—задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее — раннем палеозое // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (3), с. 209—226.

**Кириллова Г.Л.** Строение междуговых бассейнов Филиппинского моря // Докл. АН СССР, 1990, т. 312, № 3, с. 675—678.

**Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Натман А., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Сандмирова Г.П., Томиленко А.А., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т.** Возраст и источники глубококомтаморфизованных супракрустальных образований слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье) // Общие вопросы расчленения докембрия (материалы III Всероссийского совещания). Апатиты, ИГ КарНЦ РАН, 2000, с. 124—125.

**Куш Л.В., Макрыгина В.А., Суворова Л.Ф., Ощепкова А.В.** Образование скарнов при мигматизации на острове Ольхон (оз. Байкал, Россия) // Геохимия, 2019, № 2, с. 164—173.

**Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Коваленко В.И., Рыцк Е.Ю., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А.** Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // ДАН, 2003, т. 392, № 4, с. 506—511.

**Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Падерин И.П.** Геодинамика Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 615—628.

**Макрыгина В.А., Петрова З.И.** Геохимия мигматитов и гранитов Приольхонья и о. Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия, 1996, № 7, с. 637—649.

**Макрыгина В.А., Конева А.А.** Геохимия переотложенных и непереотложенных древних кор выветривания, Прибайкалье // Геохимия, 2010, № 8, с. 815—828.

**Макрыгина В.А., Антипин В.С.** Геохимия и петрология метаморфических и магматических пород Ольхонского региона, Прибайкалье. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2018, 248 с.

**Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А.** Геохимия метакarbonатных пород Приольхонья и о. Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия, 1994, № 10, с. 1437—1450.

**Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А., Суворова Л.Ф.** Находка Cr-V минералов в мраморах и кварцитах п-ова Святой Нос (оз. Байкал) // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (12), с. 1441—1449.

**Макрыгина В.А., Петрова З.И., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А.** Новые данные о возрасте толщ, обрамляющих Чуйское и Прибайкальское поднятия (Северное и Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (7), с. 714—722.

**Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З.** Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана (по геохимическим данным) // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 141—155.

**Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А., Суворова Л.Ф.** Состав, *PT*-параметры и метасоматические преобразования основных сланцев п-ова Святой Нос (Прибайкалье) // Геохимия, 2008, № 2, с. 167—182.

**Макрыгина В.А., Толмачева Е.В., Лепехина Е.Н.** История кристаллизации палеозойских гранитов по цирконам (SHRIMP-II), Ольхонский регион, озеро Байкал // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (1), с. 41—55.

**Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.** Тектоническая эволюция Сибирского Палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (7), с. 883—899.

**Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Треусов А.В., Хритова М.А., Трынкова Д.С., Кобелева Е.А., Лухнева О.Ф.** Глубинное строение переходной зоны Сибирская платформа—Центрально-Азиатский подвижной пояс по телесейсмическим данным // Геодинамика и тектоника, 2016, т. 7, № 1, с. 85—103.

**Парфенов Л.М., Берзин Л.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х.** Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, № 6, с. 7—42.

**Петрова З.И., Левицкий В.И.** Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск, Наука, 1984, 200 с.

**Петрова З.И., Конева А.А., Макрыгина В.А.** Геохимия кварцитов и кварцитосланцев Приольхонья и о. Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия, 1995, № 10, с. 1448—1464.

**Собаченко В.Н., Бибикина Е.В., Кирилова Т.И., Булдыгеров В.В., Сандимирова Г.П., Макрыгина В.А.** Уран-свинцовое датирование поздних магматитов и редкометалльных метасоматитов Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // Геохимия, 2005, № 12, с. 1345—1353.

**Федоровский В.С., Мазукабзов А.М.** Ольхонский террейн траектории тектонического транспорта в режиме фронтальной коллизии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), Иркутск, ИЗК СО РАН, 2018, вып. 16, с. 267—268.

**Федоровский В.С., Добржиневская Л.Ф., Молчанов Т.В., Лихачев А.Б.** Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника, 1993, № 4, с. 30—45.

**Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э.** Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника, 1995, № 3, с. 3—22.

**Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Складаров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Котов А.Б.** Синтезированный структурный разрез раннепалеозойской коллизионной системы Сибирский кратон — Ольхонский террейн // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2016, вып. 14, с. 287—289.

**Школьник С.И., Резницкий Л.З., Левицкий В.И.** Геохимические маркеры вулканогенно-осадочных отложений Южного Прибайкалья и использование их для геодинамических реконструкций // Материалы совещания (Москва, 8 июня 2003). М., 2003, с. 86—87.

**Andal E.S., Yumul Jr., G.P., Listanco E.L., Tamayo Jr., R.A., Dimalanta C.B., Ishii T.** Characterization of the Pleistocene volcanic chain of the Bicol Arc, Philippines: implications for geohazard assessment // TAO, 2005, v. 16, № 4, p. 865—883.

**Carn S.A., Pyle D.M.** Petrology and geochemistry of the Lamongan volcanic field, East Java, Indonesia: Primitive Sunda arc magmas in an extensional tectonic setting? // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, № 9, p. 1643—1683.

**Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Poller U., Kröner A., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Wolfgang T., Pisarevsky S.A.** Petrology, geochronology and tectonic implication of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // *J. Geol. Soc.*, 2008, v. 165, p. 235—246.

*Рекомендована  
Д.П. Гладкочубом*

*Поступила в редакцию 21 августа 2019 г.,  
принята в печать 27 декабря 2019 г.*