

# СПЕЦИФИКА КАЛЕДОНСКИХ КОЛЛИЗИОННЫХ СОБЫТИЙ В ОЛЬХОНСКОМ РЕГИОНЕ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Макрыгина В. А.

## Аннотация

Проведен анализ геохронологических, геохимических и новых геофизических данных по метаосадочным 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, близко одновременных с синколлизийными гранитными расплавами шаранурского комплекса. Взаимодействие контрастных расплавов породило возникновение Тажеранского, Будунского щелочных сиенитовых массивов и проявления щелочного метасоматоза в Бирхинском, и Улангантинском габброидных массивах.

## Ключевые слова:

Ольхонско-Хамардабанский террейн, геохронология

## СПЕЦИФИКА КАЛЕДОНСКИХ КОЛЛИЗИОННЫХ СОБЫТИЙ В ОЛЬХОНСКОМ РЕГИОНЕ ПРИБАЙКАЛЬЯ

**В.А.Макрыгина**

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, 664033, Фаворского,

1а, Россия

vmakr@igc.irk.ru

Проведен анализ геохронологических, геохимических и новых геофизических данных по метаосадочным 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, близко одновременных 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.

*Ключевые слова:* Ольхонско-Хамардабанский террейн, геохронология, геохимия, геофизика, метатерригенные и магматические породы, фронтальная и косая коллизия, субдукция, сдвиговой тектогенез, взаимодействие расплавов.

### 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 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 магматизм 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 синколлизии 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 междудуговых 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 синколлизионных кислых магматических комплексов.

#### **ДОКОЛЛИЗИОННАЯ СТАДИЯ РАЗВИТИЯ**

## *Терригенные породы*

Ольхонский регион включает Приольхонье, остров Ольхон и полуостров 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 метамагматических 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 (метатуффилов) (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 заключения 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 1369-1549 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 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, 1995] свидетельствует о восстановительном режиме седиментации и сближает эту толщу с черносланцевой формацией.

*Ангинская толща* состоит из чередования метавулканитов 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 и др., 2010]. То есть 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 пирокластика, метаграувакки, мраморы с преобладанием доломитовых разностей 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  $431,6 \pm 6$  млн лет, а андалузит-гранат-биотитового гнейса ангинской толщи -  $435 \pm 3,7$  [Волкова и др., 2008].

### ***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 [Бибикова и др., 1990]. К западу, вблизи границы с Шарыжалгайским выступом платформы в метаосадочных породах орогена также определены нижнепротерозойские модельные возраста  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}+2\text{st}) = 2067-2202$  млн лет [Котов и др., 2000], что свидетельствует о близости к кратону этого края террейна еще на доколлизионной стадии со сносом древнего материала при седиментации. Исследование возраста детритовых цирконов из осадочных толщ, непосредственно перекрывающих фундамент платформы (голоустенской, улунтуйской, качергатской и ушаковской свит) показало, что только в самой верхней из них появляются детритовые цирконы с неопротерозойскими возрастными [Донская и др., 2000]. Это также 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 [Mordvinova et al., 2016] часть океанической коры при аккреции выдавливалась (обдущировала) 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 и др., 2018]. Аккреотирующая толща разделяется между стеной кратона и надвигающимся индентором Бирхинского массива на сдвиговые пластины, часть которых 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 хребте Хамар-Дабан [Слюдянский..., 1981], которые в Приольхонье замаскированы 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.

### ***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 которой 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, породы которого 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 рисунке 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]).  $Ar^{39}-Ar^{40}$  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 [там же]. Поскольку цирконы имеют идиоморфные очертания и магматическую зональность, цифры U-Pb возраста должны соответствовать кристаллизации породы. Но если бы расплавы внедрялись на 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.

### ***Шаранурский гранитогнейсовый комплекс***

В этот комплекс объединяются гранитогнейсы и граниты купольных зон. На коллизийном этапе в зонах гранулитовой и амфиболитовой фации в метаграувакках 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, оперяющие 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 щелочные 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 микрогнейсами, которые содержат микроклин, но мигматизация в них отсутствует. На втором этапе метаморфизма породы мусковитизированы. Именно в этих породах получены более древние значения возраста -  $792 \pm 10$  и  $844 \pm 6$  млн лет в амфиболитах пластины Орсо [Гладкочуб 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 двупироксеновые и гранат-биотитовые гнейсы с пироповым гранатом и высоко титанистым биотитом. Остальная территория была охвачена зоной амфиболитовой фации, но по фактам замещения парагенезисов гранулитовой фации амфиболитовыми на севере Главной зоны 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 цифра 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 свидетельствуют

о наличии повышенных давлений на первом этапе метаморфизма. Исследование геохимии эклогитоподобных пород [Петрова, Левицкий, 1964] 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 мыса Хобой на о-ве Ольхон), - возможно, остатка ее покрова (см. рис. 1). Это подтверждается тем, что выходы сложены близкими по составу к средним вулканитам биотит-амфиболовыми гнейсами, более низко метаморфизованными 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-ве Ольхон в двух километрах к юго-западу от мыса Хобой гнейсы гранулитовой фации перекрыты пологой складкой мраморов и кварцитов [Макрыгина и

др., 2004]. В последних одновременно присутствуют зеленый хромистый мусковит и спессартины, то есть совмещены минералого-геохимические особенности ольхонских и ангинских кварцитов, что также может быть признаком нижней границы остатка покрова. Далее на восток в Онгоконской бухте п-ва 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. Последние работы геофизиков М.И. Мордвиновой с коллегами [Mordvinova et al., 2016] показали, что южный край кратона погружается почти вертикально на глубину 200 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 вулcano-плутонического 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 вулcano-плутонического 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 двигался на юг со скоростью 5-6 см/год и к тому же испытывал ротацию по часовой стрелке, как установил Метелкин Д.В. по палеомагнитным данным [Метелкин и др., 2012], привело на позднеколлизийном этапе к развитию мощного сдвигового тектогенеза. В монолитной краевой части континента сдвиговая составляющая проявилась только в образовании зоны бластокатаклазитов, милонитов в коллизийном 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 коллизийной 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 мыса 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 доколлизийного развития данной территории происходили в пределах одной или близко родственных плит, и их вполне можно реконструировать. Кроме того, триаду этих, явно осадочных пород, как правило, отделяют от гнейсовых пластин, сложенных метаграувакками, пластовые тела metabasalts. Они являются типичными EMORB 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 доколлизиионной стадии развития Ольхонского региона является Индонезийско-Филиппинский район с его многочисленными островными дугами разной степени зрелости и узкими междуговыми бассейнами [Кириллова, 1990; Andal et al., 2005; Carn and Pyle, 2001]. 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 матерiku 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; Беличенко и др., 2006; Ларин и др., 2003; 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 коллизиионного 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 доколлизиионной стадии развития южного складчатого обрамления Сибирского кратона (630-500 млн лет), в том числе и Ольхонского

региона, выполнена 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 [2006] протолит большей части отложений хангарульской свиты слюдянской серии реконструируется как пирокластическая средне-кислого 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 рисунке 9 [Макрыгина и др, 2007].

Еще одной особенностью развития этого региона, кроме совмещения в узком интервале времени разнородных геодинамических обстановок, является близкое поверхностное 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 анортоклаза в сиенитах Будунского щелочного массива и в слабой раскristализации расплавных включений во внешних оболочках цирконов из интрузивных фаций шаранурских гранитоидов. Такие факты обусловлены взбросо-сдвиговым 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 коллизионного 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 гранулитовая (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-ва 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 синколлизионная гранитизация (шаранурский комплекс). Метасоматическое образование мигматитов завершается выплавлением гранитного материала локально в отдельных пластинах, что доказывается явным унаследованием особенностей их состава гранитогнейсами и гранитами [Макрыгина, Петрова, 1996]. Кристаллизация гранитоидов синколлизионного шаранурского комплекса происходила в процессе сдвига-взбросового движения пластин в целом, вместе с расплавом, что подтверждается наличием раскристаллизованных расплавных включений в ядрах цирконов и стекловатых, слабо раскристаллизованных – 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 высоко поднятый 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 расплавов не успевает 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 тектоно-метаморфического комплекса [Федоровский и др., 1993]. Его проявление обусловлено взбросо-сдвиговым 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 образуется редкие Cr-V гранаты, слюды, турмалины, пироксены [Макрыгина и др., 2010].

## **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 сдвиговый тектогенез, который резко нарастает к коллизийному шву. Главной причиной большинства особенностей коллизийных 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 выплавов 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 выплавками 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.Ярмолюка (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)*

*The study was performed by the governmental assignment in terms of Project IX.129.1.3. (0350-2016-0029) and with RFBR funding (Grant 15-05-02772).*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

**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. Ленинград: Наука. 1990. С. 170 – 183.

**Борисов А.А.** Экспериментальное исследование распределения К 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.

**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) // Доклады РАН. 2011. Т.436. № 6. С. 793-799.

**Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Хромых С.В., Колотилина Т.Б., Волкова Н.И.,Травин А.В., Михеев Е.И., Давыденко Ю.А., Бородин Е.В., Хлестов В.В.** Динамика мантийно-корового взаимодействия на глубинных уровнях коллизионных

орогенов (на примере Ольхонского региона, Западное Прибайкалье) // *Geodynamics and Tectonophysics*. 2017. V. 8. ISSUE 2. P. 223-268.

**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 ЦАПП (от океана к континенту)*. Мат-лы совещания. Иркутск: 2009. Вып. 7. Т. 1. С. 65-67.

**Волкова Н.И., А.В.Травин, 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) // *Докл.АН*. 2008. Т.420. № 4. с.512-515.

**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)*. 2009. Т. 1. Вып. 7. С. 74-75.

**Гордиенко И.В.** Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозойд складчатого обрамления юга Сибирской платформы // *Геология и геофизика*. 2006. Т. 47. С. 53-70.

**Гореванов Д.Е., Халилов В.А.** О возрасте тектонитов зоны Приморского разлома (Западное Прибайкалье) // *РФФИ в Сибирском регионе (земная кора и мантия)*. Т. 2. Петрология, геохимии и металлогения. Иркутск, 1995. С. 31-33.

**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. ДАН

**Донская Т.В., Склярв 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., Склярв 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 // *Доклады АН*. 1990. Т.312. № 3. С. 675-678.

**Котов А.Б., Савльникова Н.Б., Резницкий Л.З., Натман А., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Сандиминова Г.П., Томиленко А.А., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т.** Возраст и источники глубокометаморфизованных супракрустальных образований слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье) // Общие вопросы расчленения докембрия (Материалы III всеросс.совещания). Апатиты. 2000. С. 124-125.

**Куц 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.** // Доклады АН. 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., Антипин В.С.** Геохимия и петрология метаморфических и магматических пород Ольхонского региона Прибайкалье. – Новосибирск: Академич. Издательство «Гео». 2018. 248 с.

**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., Конева А.А.** Геохимия переотложенных и непереотложенных древних кор выветривания, Прибайкалье // Геохимия. 2010. № 8. С.815-828.

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

**Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А., Суворова Л.Ф.** Находка Cr-V минералов мраморах и кварцитах п-ва Святой Нос (оз. Байкал) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 12. С. 1441-1449.

**Макрыгина В.А., Петрова З.И., Сандиминова 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.

**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.

**Павловский Е.Б., Ескин А.С.** Особенности состава и структуры архея Прибайкалья /Ред. В.Г. Беличенко/ М.: Наука. 1964. 128с.

**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., Томуртого 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.

**Слюдянский кристаллический комплекс** /Авт.: Е.П. Васильев, Л.З. Резницкий, В.Н. Вишняков, Е.А.Некрасова/ Отв редактор – С.М.Замараев/ - Новосибирск: Наука. 1981. С. 196 с.

**Собаченко В.Н., Бибикина Е.В., Кирнозова 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., 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., Скляров 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. 2016. Вып.14. С. 287-289.

**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). 2018. Вып. 16. С. 267-268.

**Andal, E.S., Yumul Jr., G.P., Listanco E.L., Tamayo, Jr., R.A., Dimalanta C., B. and Teruaki Ishii** Characterization of the Pleistocene Volcanic Chain of the Bicol Arc, Philippines: implication for Geohazard Assessment // TAO. 2005. V.16. No. 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. Petrology. 2001. V.42. No 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. and 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. Geological Society. 2008. V.165. P. 235-246.

**Mordvinova V.V., Kobelev M.M., Treussov A.V., Khritova M.A., Trunkova D.S., Kobeleva E.A., Likhneva O.K.** Deep structure of the Siberian platform – Central Asian mobile belt transitions zone from teleseismic data // Geodynamics & Tectonophysics. 2016. V. 7. Iss. 1. P.85-103.

## **THE SPECIFICATION OF THE CALEDONIAN COLLISION IN OLKHON REGION (LAKE BAIKAL, RUSSIA)**

### **RESUME**

It realized the comparison of geochemical, geochronological and a new geophysical data about metasedimentary and magmatic rocks of the Olkhon region. On this basis managed to prove: 1) the absence of the Caledonian suprasubducted magmatism on the Siberian craton margin adjoining to Paleozoic folding belt, 2) the presence of such magmatism in the Angino-Talanchansky island arc into the foldbelt - this is the Krestovsky massif with phases up diorite, granodiorite to granite. This are permitted to suppose an existence of subduction zone of oceanic crust under island arc. The geophysical data are showed a steep sinking of the Siberian craton margin up to depth 200 km. These data and supposed contrary movement and rotation of the Siberian craton prevented from origin subduction zone under craton but caused the wide development of fault plates in the folding belt. The residue of oceanic crust slab pressed out along fault planes nearer surface and formed the row of gabbro-pyroxenite massifs in foldbelt rocks where at the same time appeared sincollisional granitic melts (Sharanur complex). The interaction of two contrasting melts gave rise the Tazheran and Budun alkaline syenite massifs and alkaline metasomatites in the Birchyn and Ulanganta gabbroid massifs.

*Key words:* Olkhon-Khamardabansky terrain, geochronology, geochemistry, geophysics, metamorphic and magmatic rocks, subduction, collision, fault tectogenesis, melt interaction.

It realized the comparison of geochemical, geochronological and a new geophysical data about metasedimentary and magmatic rocks of the Olkhon region. On this basis managed to prove: 1) the absence of the Caledonian suprasubducted magmatism on the Siberian craton margin adjoining to Paleozoian folding belt, 2) the presence of such magmatism in the Angino-Talanchansky island arc into the foldbelt - this is the Krestovsky massif with phases up diorite, granodiorite to granite. This are permitted to suppose an existence of subduction zone of oceanic crust under island arc. The geophysical data are showed a steep sinking of the Siberian craton margin up to depth 200 km. These data and supposed contrary movement and rotation of the Siberian craton prevented from origin subduction zone under craton but caused the wide development of fault plates in the folding belt. The residue of oceanic crust slab pressed out along fault planes nearer surface and formed the row of gabbro-pyroxenite massifs in foldbelt rocks where at the same time appeared sincollisional granitic melts (Sharanur complex). The interaction of two contrasting melts gave birth the Tazheran and Budun alkaline syenite massifs and alkaline metasomatites in the Birchin and Ulanganta gabbroid massifs.

*Key words:* Olkhon-Khamardabansky terrain, geochronology, geochemistry, geophysics, metamorphic and magmatic rocks, subduction, collision, fault tectogenesis, melt interaction/



В.Макрыгина

## ПОДПИСИ К РИСУНКАМ

Статьи В.А.Макрыгиной «Специфика каледонских коллизионных событий в Ольхонском регионе, Прибайкалье»

- Рис. 1** Схема строения Ольхонского региона (по Федоровскому В.С., с упрощениями). 1 – диориты и гранитоиды Крестовского массива, 2 – габброидные массивы, 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 (метавулканы, мраморы, кварциты); 7 – катаклазиты на севере Бирхинского массива, 8 – коллизионный шов (а) и границы наиболее крупных пластин. 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.
- Рис. 2** Положение всех метатерригенных пород ольхонской и ангинской толщ на линии осадочных пород в координатах  $Al_2O_3/SiO_2-SiO_2$ . 1- кварциты, 2 – кварцитосланцы, 3 – гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы; 4 – диопсидовые плагио- и скаполитовые сланцы ольхонской толщи; 5 – то же ангинской толщи; 6 – металатериты по щелочным базальтам; 7 – кварцитосланцы с примесью туфового материала.
- Рис. 3** Диаграмма TAS ( $Na_2O+K_2O$ ) –  $SiO_2$  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 массива (Танхан); 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– ( $Fe_2O_3+FeO$ ) –  $MgO$  для массивов габбро-перидотитов Ольхонского региона: 1 – Хужирский, 2 – Хариктинский, 3 – Бирхин, 4 – Бугульдейский, 5 – Тажеранский, 6 – будины ультрабазитов.
- Рис. 5** Поля составов гранитоидов и даек хайдайского (1) и шаранурского комплексов (2) нормированные на верхнюю континентальную кору (ВКК).
- Рис. 6** Спайдер-диаграммы, нормированные по примитивной мантии РМ: а – 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: NMORB, океанических IAB и развитых САВ островных дуг.
- Рис. 7** Схема развития коллизионных событий в Ольхонском регионе: раскрытие Азиатского океана 700-650 млн лет и субдукция его океанической коры под Ангино-Таланчанскую островную дугу с типичным надсубдукционным магматизмом (Крестовский массив); 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 выплавками синколлизионных гранитов (2) шаранурского комплекса и их взаимодействием с основными расплавами.

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

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

**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 – медвежеская и 2 – тыйская свиты, 3 – нюрундуканская серия, 4 – ольхонская и ангингская толщи, 5 – таланчанская и святоносская толщи, 6 – слюдянская и 7 – хамардабанская серии.

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

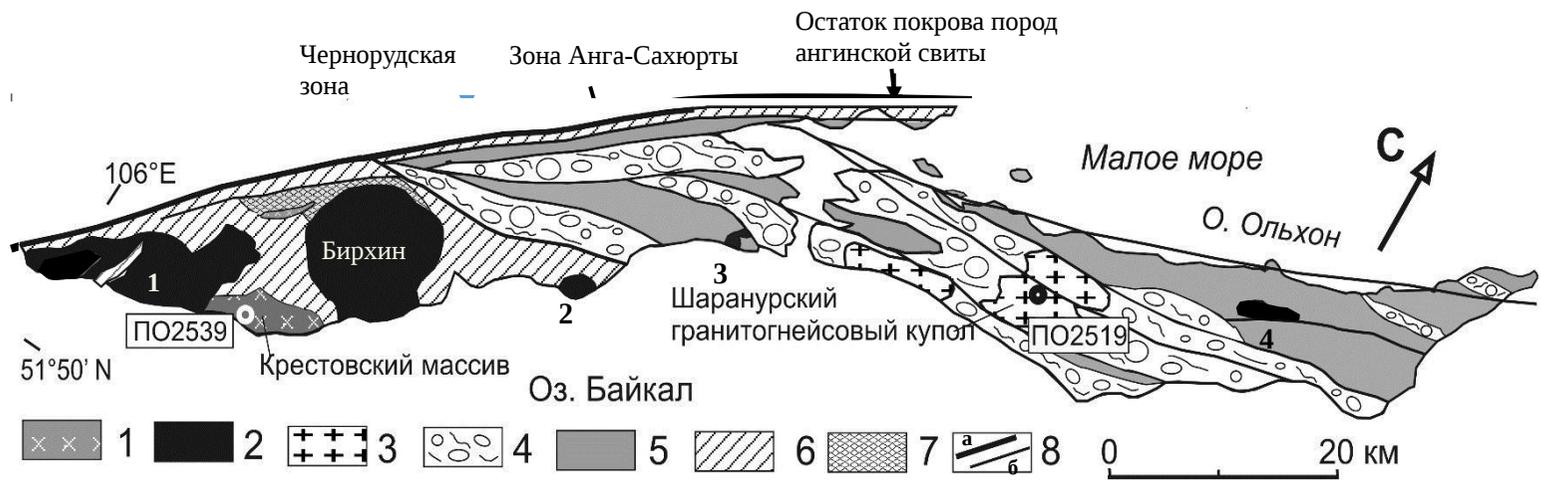


Рис 1 Специфика каледонид Ги Г

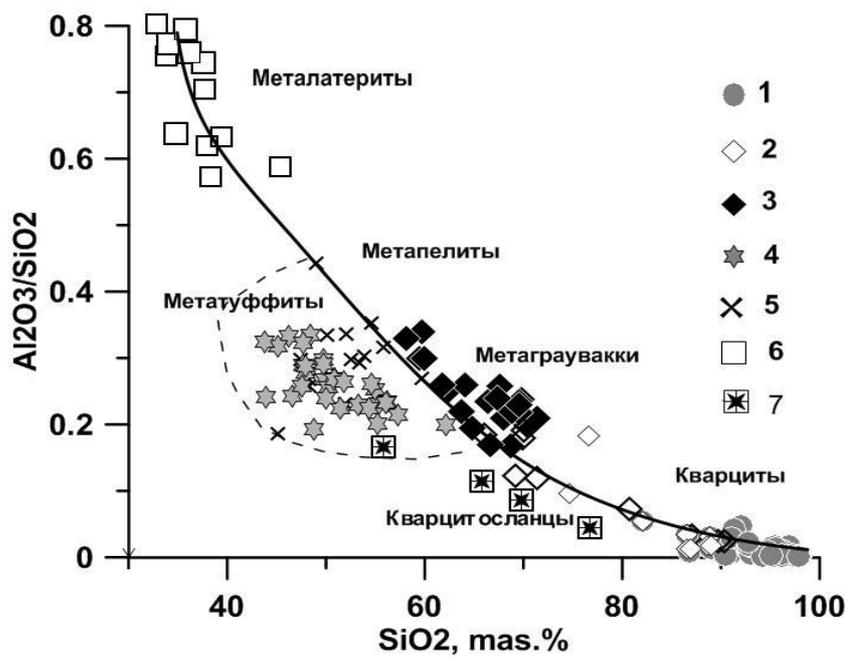


Рис. 2 Макрыгина, Геотектоника

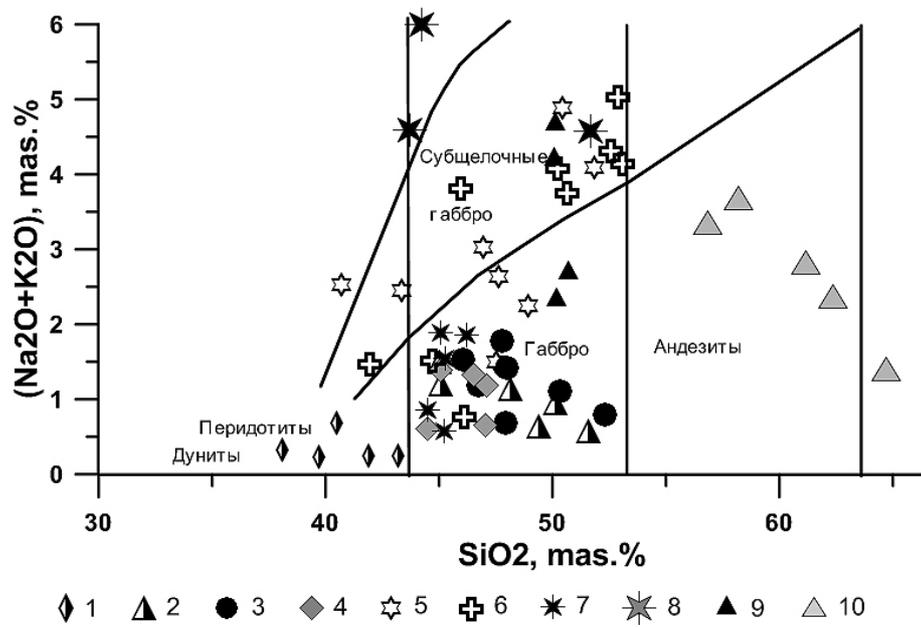


Рис 3\_Специфика каледонид\_Ольхон

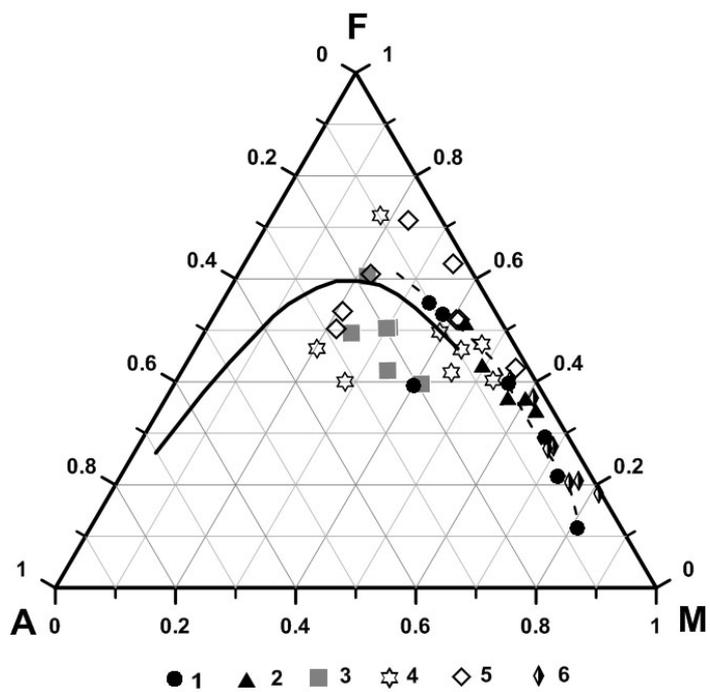


Рис4\_Специфика каледанид\_Ольхон

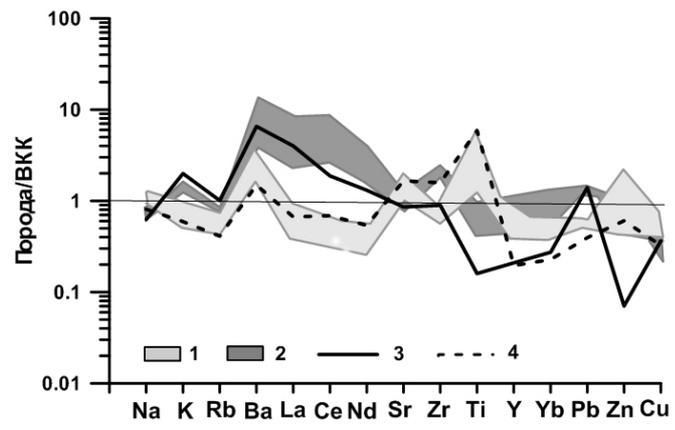


Рис. 5 Макрыгина, ГиГ

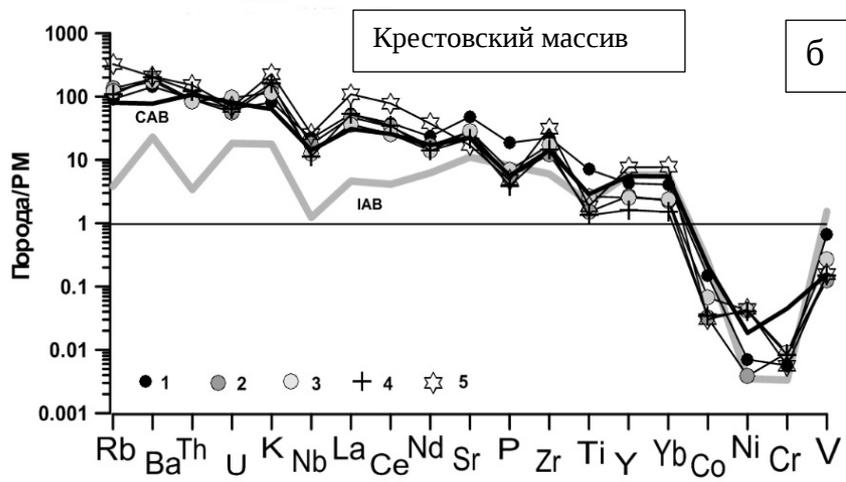
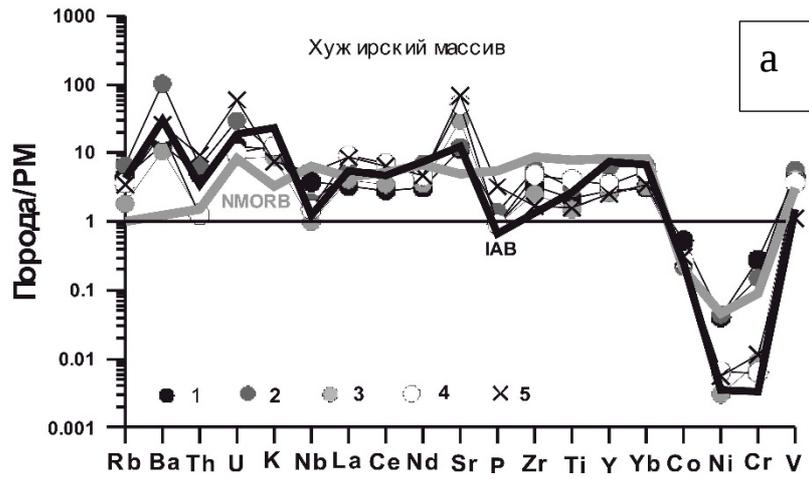
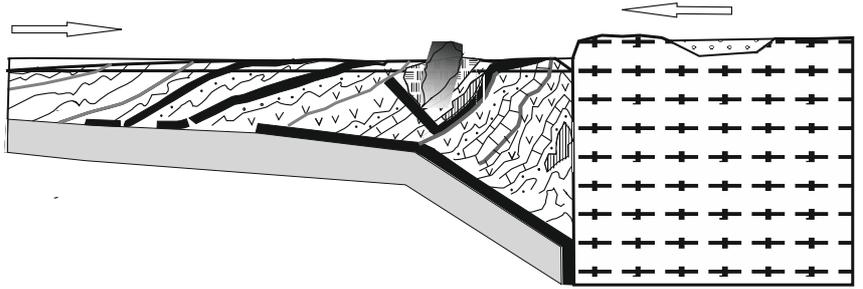
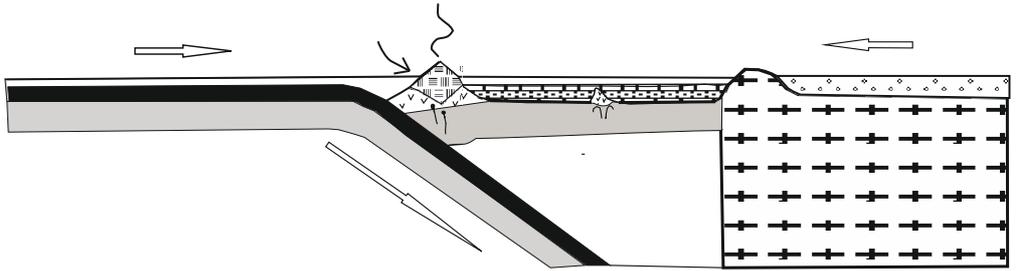


Рис6 Специфика каледонид\_Ольхон.

100



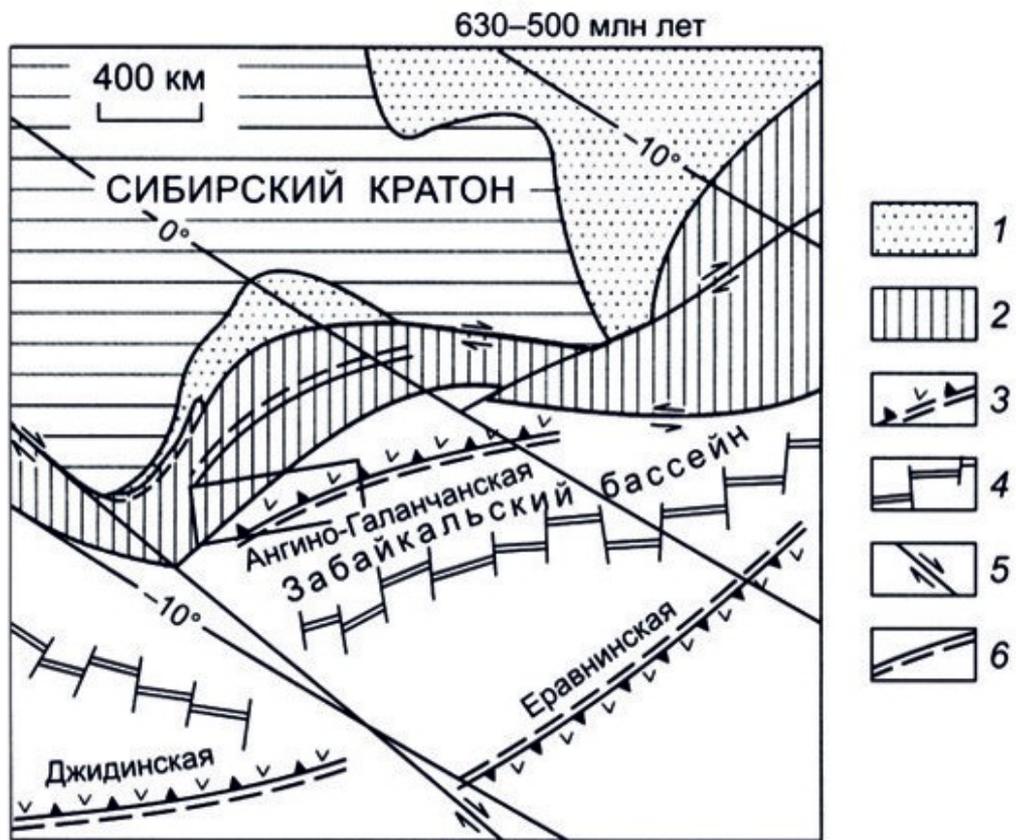


Рис 8\_Макрыгина Ольхон\_ГиГ

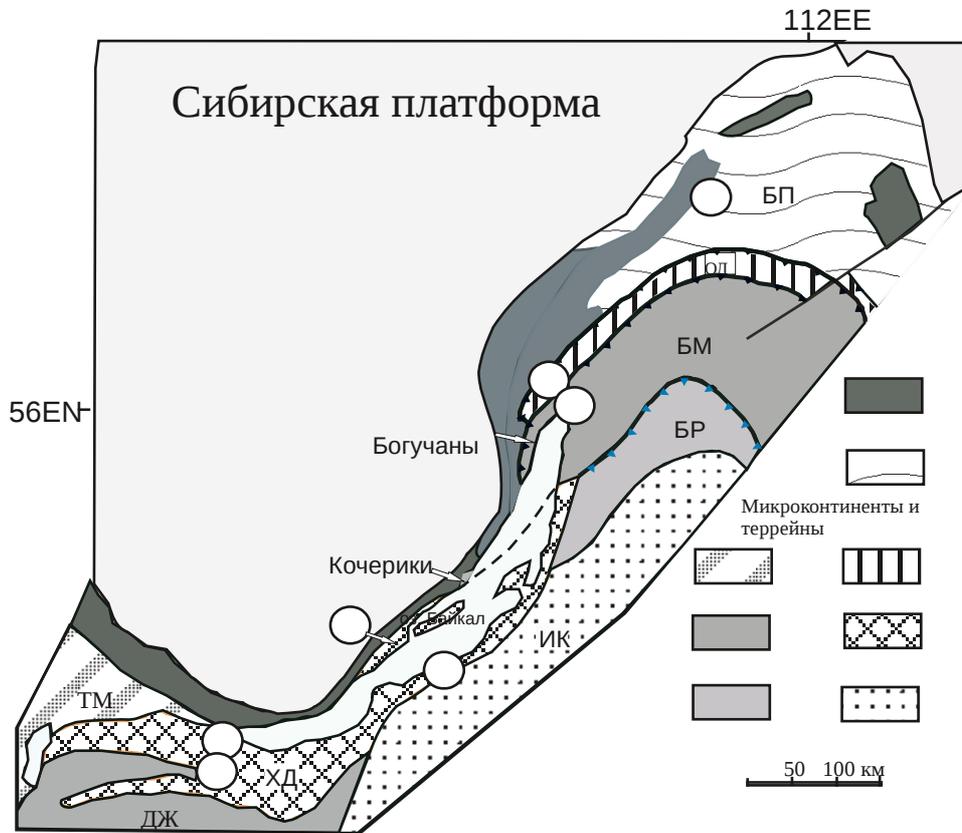


Рис. 9 Макрыгина, Геология и геофизика

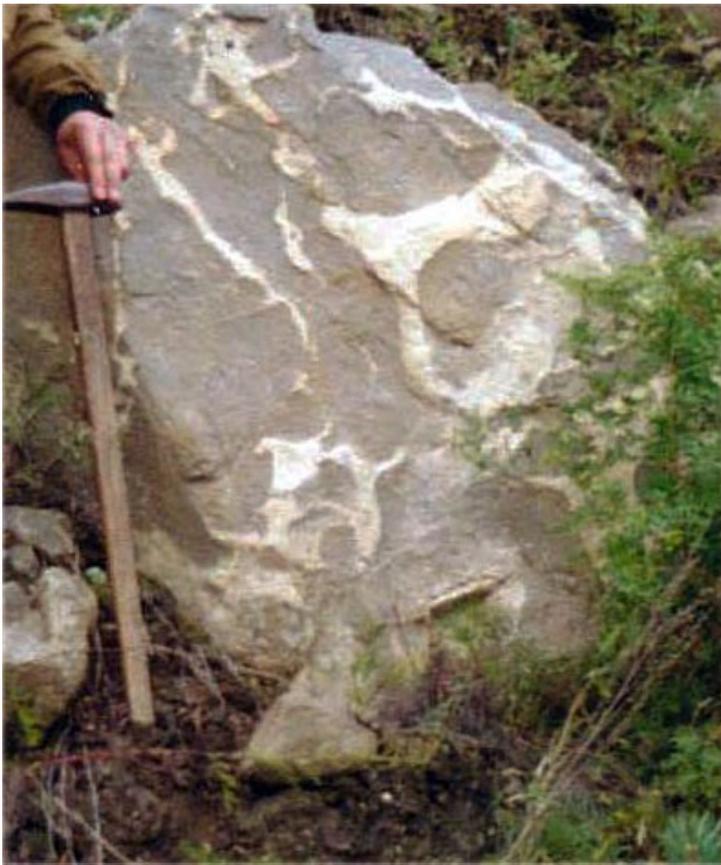


Рис 10 Макрыгина, Ольхон