



**ГЕОЛОГИЯ ОЛЬХОНСКОГО
КОМПОЗИТНОГО ТЕРРЕЙНА**
Путеводитель экскурсии

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ им. А.П. ВИНОГРАДОВА
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

**ГЕОЛОГИЯ ОЛЬХОНСКОГО КОМПОЗИТНОГО ТЕРРЕЙНА
Путеводитель экскурсии**

**ИРКУТСК
2021**

Геология Ольхонского композитного террейна: путеводитель экскурсии.
Иркутск: ИГХ СО РАН, 2021, 22 с.

Составители: А.С. Мехоношин, Т. Б. Колотилина,
Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, Е.В. Складков

В путеводителе приводятся краткие сведения по геологическому строению южного фланга Сибирского кратона и Ольхонского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса

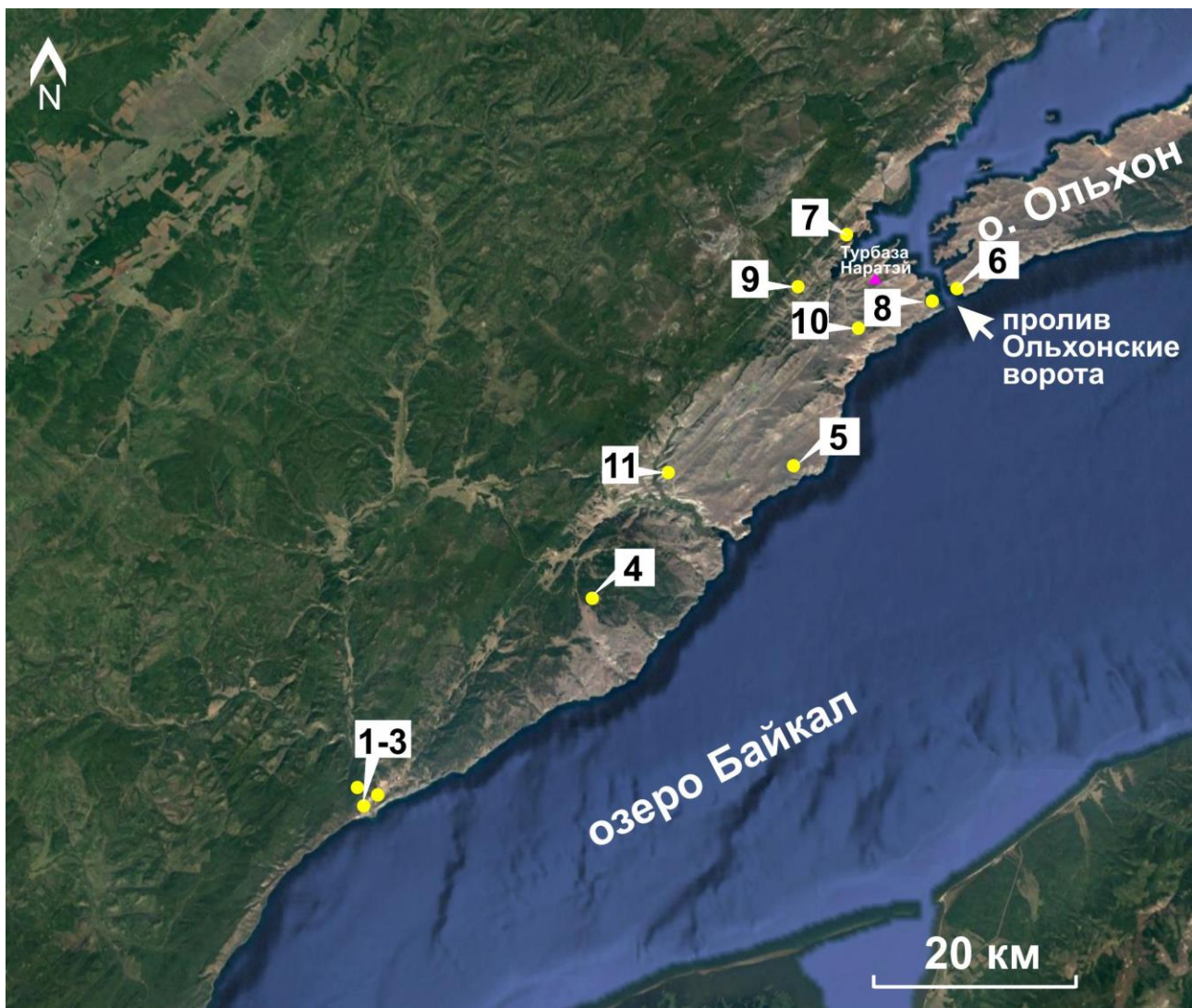
Утверждено к печати Учёным советом
Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

© Институт геохимии СО РАН, 2021

ПЛАН ЭКСКУРСИИ

11 сентября	
08:00	Выезд из г. Иркутска по Качугскому тракту в направлении п. Бугульдейка (западное побережье оз. Байкал)
12:00-14:00	Остановка 1: рапакивиподобные граниты приморского комплекса Сибирского кратона (1.86 млрд лет)
	Остановка 2: бластомилониты шва, разделяющего Сибирский кратон и Ольхонский террейн ЦАСП
	Остановка 3: мраморы Бугульдейского месторождения
14:00-15:00	Обед на берегу оз. Байкал (п. Куяда)
15:00-16:00	Остановка 4: габброиды Бирхинского массива
16:00-17:00	Переезд на турбазу «Наратэй» вблизи пролива Ольхонские ворота, заселение
18:00-21:00	Ужин на турбазе «Наратэй»
12 сентября	
08:00-08:30	Завтрак на турбазе «Наратэй»
09:00-10:00	Выезд на экскурсию
10:00-11:30	Остановка 5: Тажеранский щелочной массив (460 млн лет);
11:30-12:30	Переезд в п. Сахюртэ
12:30-13:00	Переправа на пароме на о. Ольхон
13:00-14:00	Остановка 6: метаморфические комплексы о. Ольхон (465 млн лет) и обед на берегу пролива Малое море
14:00-14:30	Переправа с о. Ольхон на «материк»
14:30-15:30	Переезд к мысу Хадарта
15:30-16:30	Остановка 7: мафические гранулиты мыса Хадарата (500 млн лет)
16:30-17:30	Переезд на турбазу «Наратэй»
19:00-21:00	Ужин, обсуждение экскурсии, фуршет
13 сентября	
08:00-08:30	Завтрак на турбазе «Наратэй»
09:30-10:00	Выезд с турбазы на экскурсию
10:00-10:30	Остановка 8: ультрабазиты Ольхонского террейна (п. Сахюртэ)
10:30-11:00	Переезд к п. Черноруд
11:00-11:30	Остановка 9: Чернорудский габбро-пироксенитовый массив
11:30-11:45	Переезд на Остановку 10
11:45-12:30	Остановка 10: гранитные останцы (460 млн лет)
12:30-13:00	Переезд к кафе «Тажераны»
13:00-14:00	Обед в кафе «Тажераны»
14:00-14:20	Переезд на Остановку 11
14:20-15:00	Остановка 11: гейзериты голоценового возраста
15:00-19:00	Возвращение в г. Иркутск

КАРТА ОСТАНОВОК



Космоснимок региона получен с помощью программы Google Earth Pro, © Google

Остановка 1: рапакивиподобные граниты приморского комплекса Сибирского кратона (1.86 млрд лет)

Остановка 2: бластомилониты шва, разделяющего Сибирский кратон и Ольхонский террейн ЦАСП

Остановка 3: мраморы Бугульдейского месторождения

Остановка 4: габброиды Бирхинского массива (500 млн лет)

Остановка 5: Тажеранский щелочной массив (460 млн лет)

Остановка 6: метаморфические комплексы о. Ольхон (465 млн лет)

Остановка 7: мафические гранулиты мыса Хадарата (500 млн лет)

Остановка 8: ультрабазиты Ольхонского террейна (п. Сахюртэ)

Остановка 9: Чернорудский габбро-пироксенитовый массив

Остановка 10: гранитные останцы (460 млн лет)

Остановка 11: гейзериты голоценового возраста

Введение

Приольхонье, по территории которого проложен маршрут нашей экскурсии, является уникальным геологическим полигоном, где на современном эрозионном срезе наблюдаются выходы мантийных и нижнекоровых пород, структур фундамента Сибирского кратона и Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) (рис. 0.1).

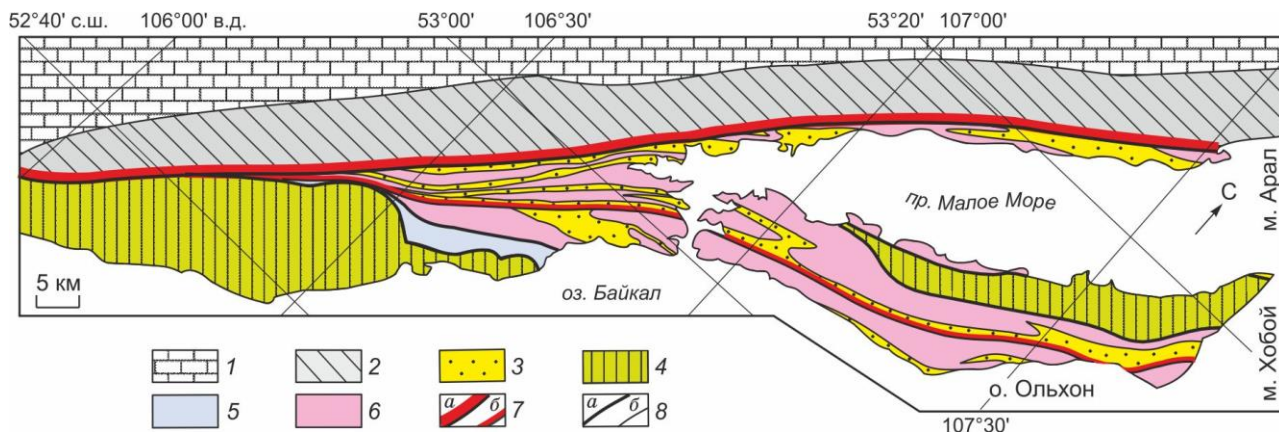


Рис. 0.1 – Тектоническая схема Ольхонской коллизионной системы по [0.1].

1, 2 - Сибирский кратон: 1 - рифейско-палеозойский слабodeформированный осадочный чехол; 2 - фундамент, образованный палеопротерозойскими метаморфитами и гранитами; 3-6 - раннепалеозойская коллизионная система, Ольхонский композитный террейн (коллаж сдвиговых пластин различного состава и возраста): 3 - пластины, образованные пестрым по составу метаморфическим комплексом с участием толеитовых базитов (500 млн лет); 4 - пластины, образованные пестрым по составу метаморфическим комплексом с участием субщелочных базитов (500 млн лет); 5 - пластина, образованная гнейсово-амфиболитовым комплексом Орсо; 6 - пластины, образованные гранитогнейсами и мигматитами (460-470 млн лет); 7а - коллизионный шов (граница Сибирского кратона и Ольхонского террейна; бластомилониты по породам кратона и террейна, отторженцы палеозойских гранулитов среди бластомилонитов); 7б - главная сдвиговая зона региона; 8а - швы бластомилонитов между группировками сдвиговых пластин различных типов; 8б - швы бластомилонитов между отдельными сдвиговыми пластинами.

Период от 2.0–1.8 млрд лет имеет ключевое значение в истории Сибирского кратона. Именно в это время происходили основные коллизионно-аккреционные события, результатом которых стало объединение разрозненных террейнов и супертеррейнов в единый крупный композит континентальной коры [0.1]. На заключительных этапах становления структуры кратона на временном интервале 1.88–1.84 млрд лет в пределах его южной части имел место масштабный раннепротерозойский магматизм, связанный с обстановкой постколлизионного растяжения. Индикаторами этого этапа являются магматические породы Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса, которые в Западном Прибайкалье представлены гранитоидами приморского комплекса [0.2]. В глобальном масштабе Южно-Сибирский постколлизионный магматический пояс является крупной сшивающей структурой, фиксирующей объединение раннедокембрийских геоблоков различной геодинамической природы в единую структуру [0.1].

В раннем палеозое в Западном Прибайкалье все геологические события связаны с формированием Ольхонской коллизионной системы [0.3–0.8]. Ольхонский композитный террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) является одним из террейнов раннепалеозойского Прибайкальского коллизионного пояса, который сформировался вдоль южной границы Сибирского кратона на начальных стадиях закрытия Палеоазиатского океана в его северной части за счет причленения различных по возрасту и геодинамической природе террейнов к окраине кратона [0.3]. Ольхонский композитный террейн является гетерогенной структурой и представляет собой коллаж отдельных блоков, которые отличаются друг от друга по составу пород,

степени метаморфической переработки, возрасту и геодинамическим условиям их образования [0.3]. В настоящее время надежно установлены основные рубежи реализации аккреционно-коллизийных процессов, проявившихся на интервале от 510 до 460 млн лет и приведших к формированию структуры Ольхонского террейна [0.4–0.7].

В путеводителе представлено краткое описание геологических объектов, которые мы будем наблюдать на планируемых остановках, подробные сведения о геологии региона можно почерпнуть из литературных источников, ссылки на которые даны в каждом разделе.

Литература:

- 0.1.** Donskaya T.V. 2020. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids. *Precambrian Research*, v. 348, 105869.
- 0.2.** Донская Т.В., Гладкочуб Д. П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. 2005. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона. *Петрология*, т. 13 (3), с. 253-279.
- 0.3.** Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepekhina E.N., Cheong W., Kim J. 2017. Pre-collisional (≤ 0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Research*, v. 42, p. 243–263.
- 0.4.** Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh S.V., Mazukabzov A.M., Mekhonoshin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S. 2005. Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: north-eastern segment / Ed. E.V. Sklyarov. Irkutsk, IEC SB RAS, p. 5–76.
- 0.5.** Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Poller U., Kroner A., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Todt W., Pisarevsky S.A. 2008. Petrology, geochronology, and tectonic implications 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. London*. v. 165, p. 235–246.
- 0.6.** Федоровский В.С., Склярёв Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. 2010. Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизийной системе каледонид Западного Прибайкалья. *Геология и геофизика*, т. 51 (5), с. 682–700.
- 0.7.** Юдин Д. С., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Травин А.В., Колотилина Т.Б., Волкова М.Г. 2005. $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ -возраст и геохимические признаки синколлизийных габброидов и гранитов Западного Прибайкалья (на примере Бирхинского массива и его складчатого обрамления). *Докл. Ак. Наук*, т. 405 (2), с. 251-255.
- 0.8.** Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В., Бабин Г.А., Мехоношин А.С., Крук Н.Н., Хлестов В.В., Хромых С.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Шелепаев Р.А., Кармышева И.В., Михеев Е.И. 2013. Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций. *Петрология*, т. 21 (2), с. 177-201.

ОСТАНОВКА 1.

Граниты приморского комплекса Сибирского кратона



Рис. 1.1 – Выходы гранитов приморского комплекса в районе п. Бугульдейка, фото из [1.4].

Гранитоиды приморского комплекса Западного Прибайкалья, сформировавшиеся на постколлизивной стадии становления Сибирского кратона в позднем палеопротерозое (1859 ± 16 млн лет) [1.1], образуют Бугульдейско-Ангинский и Улан-Ханский массивы [1.3]. Породы приморского комплекса представлены двумя интрузивными фазами. Породы первой фазы включают в себя порфиоровидные и крупноовоидные биотитовые и биотит-амфиболовые граниты, во вторую фазу объединяются средне-мелкозернистые биотитовые граниты, пегматиты, аплиты. Специфической особенностью приморского комплекса является наличие в нем крупноовоидных разностей, что позволяет рассматривать эти породы как граниты рапакиви. Гранитоиды приморского комплекса по своему химическому составу соответствуют преимущественно гранодиоритам, гранитам и лейкогранитам нормальной щелочности и повышенной железистости. Особенности минерального состава и петрогеохимии гранитоидов позволяют рассматривать их как граниты А-типа. Изучение петрологии и изотопной геохимии гранитоидов приморского комплекса показало, что формирование родоначальных расплавов для этих гранитоидов осуществлялось за счет плавления позднеархейских пород кварц-полевошпатового состава, по всей видимости, гнейсов инфракрустального комплекса, характеризующихся низкой фугитивностью кислорода [1.2].

Литература:

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

1.2. Донская Т.В., Гладкочуб Д. П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. 2005. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизивных гранитоидов юга Сибирского кратона. Петрология, т. 13 (3), с. 253-279.

1.3. Савельева В.Б., Базарова Е.П. 2012. Геохимические особенности, условия кристаллизации и потенциальная рудоносность раннепротерозойского Приморского комплекса гранитов рапакиви (Западное Прибайкалье), Геология и геофизика, т. 53 (2), с. 193-218;

1.4. Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Sklyarov E.V., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Motova Z.L. 2017. The anatomy of the Olkhon terrane: Cross section from the southern margin of the Siberian craton into the northern Central Asian Orogenic Belt (Guidebook for field excursion). – Irkutsk: The Institute of the Earth's Crust of SB RAS, 58 p.

ОСТАНОВКА 2.

Бластомилониты шва, разделяющего Сибирский кратон и Ольхонский террейн (Центрально-Азиатский складчатый пояс)



Рис. 2.1 – Вид на бластомилониты с Бугульдейского мраморного карьера

Ольхонский террейн граничит с палеопротерозойскими породами Сибирского кратона по раннепалеозойскому коллизионному шву.

Коллизионный шов [2.1] представлен бластомилонитами по породам докембрия и раннего палеозоя. Ширина шва в плане - всего 1500 м; он протягивается на 150 км от устья р. Бугульдейка на юго-западе региона до района мыса Арал на северо-востоке. Приморский разлом кайнозойской рифтовой системы оз. Байкал совпадает с северо-западной границей коллизионного шва [2.2].

К коллизионному шву под небольшим углом (10-20°) примыкают различные сдвиговые пластины коллизионного коллажа Ольхонского террейна. В Приольхонье (юго-западная часть региона) в бластомилонитах коллизионного шва заключены крупные отторженцы палеозойских гранулитов [2.3].

На этой остановке мы будем наблюдать тектониты и бластомилониты по палеопротерозойским гранитоидам приморского комплекса.

Литература:

2.1. Федоровский В.С. 1997. Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья. Геотектоника, № 6, с. 56-71.

2.2. Федоровский В.С., Скляр Е.В. 2010. Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения. Геодинамика и тектонофизика, т. 1(4), 331-418.

2.3. Федоровский В.С., Скляр Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. 2010. Сдвиговой тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья. Геология и геофизика, т. 51 (5), с. 682-700.

ОСТАНОВКА 3. Мраморы Бугульдейского месторождения



Рис. 3.1 – Бугульдейский мраморный карьер

На этой остановке мы будем наблюдать выходы мраморов, относящихся к Ольхонскому террейну. Карбонатные породы занимают приблизительно 20-40 % от площади выходов метаморфических комплексов террейна [3.1]. Мраморы обычно образуют линейные тела толщиной от десятков сантиметров до десятков метров и длиной от нескольких метров до десятков километров. Они в основном представляют собой кальцитовые мраморы, менее распространенными являются доломитовые и кальцит-доломитовые мраморы [3.1, 3.2]. Породы характеризуются среднезернистой, гранобластовой и пойкилобластовой структурой.

Кроме того, в регионе карбонатные породы присутствуют в виде синметаморфического мраморного меланжа [3.3, 3.4]. Для мраморного меланжа характерно присутствие разноразмерных обломков силикатных пород (кристаллические сланцы, гнейсы, метагаббро, граниты) [3.3].

В районе п. Бугульдейка находится единственное в России месторождение статуйного белого мрамора. Мраморы здесь характеризуются особой чистотой цвета и прозрачностью в тонких пластинках. Отличительной особенностью этих пород также является тонкокристаллическая структура.

Литература:

3.1. Синявская Н. В. 1976. Стратиграфия ольхонской серии Западного Прибайкалья. Геология и геофизика, № 7, с. 3-10.

3.2. Кузнецова М.Г., Мехоношин А.С. 2000. Геохимические особенности и условия формирования мраморов Чернорудской зоны Научная школа «Геофизика на пороге третьего тысячелетия», Иркутск, Изд-во ИрГТУ, с. 35-41.

3.3. Скляр Е. В., Федоровский В. С., Котов А. Б., Лавренчук А. В., Мазукабзов А. М., Старикова А. Е. 2013. Инъекционные карбонатные и силикатно-карбонатные комплексы в коллизионных системах на примере Западного Прибайкалья. Геотектоника, т. 47 (3), с. 180-196.

3.4. Sklyarov E.V., Lavrenchuk A.V. 2017. Allochthonous marbles in high-grade metamorphic terranes (a case study of Olkhon terrane, West Baikal area, Russia). Geodynamics & Tectonophysics, v. 8 (3), p. 561-563.

ОСТАНОВКА 4. Габброиды Бирхинского массива

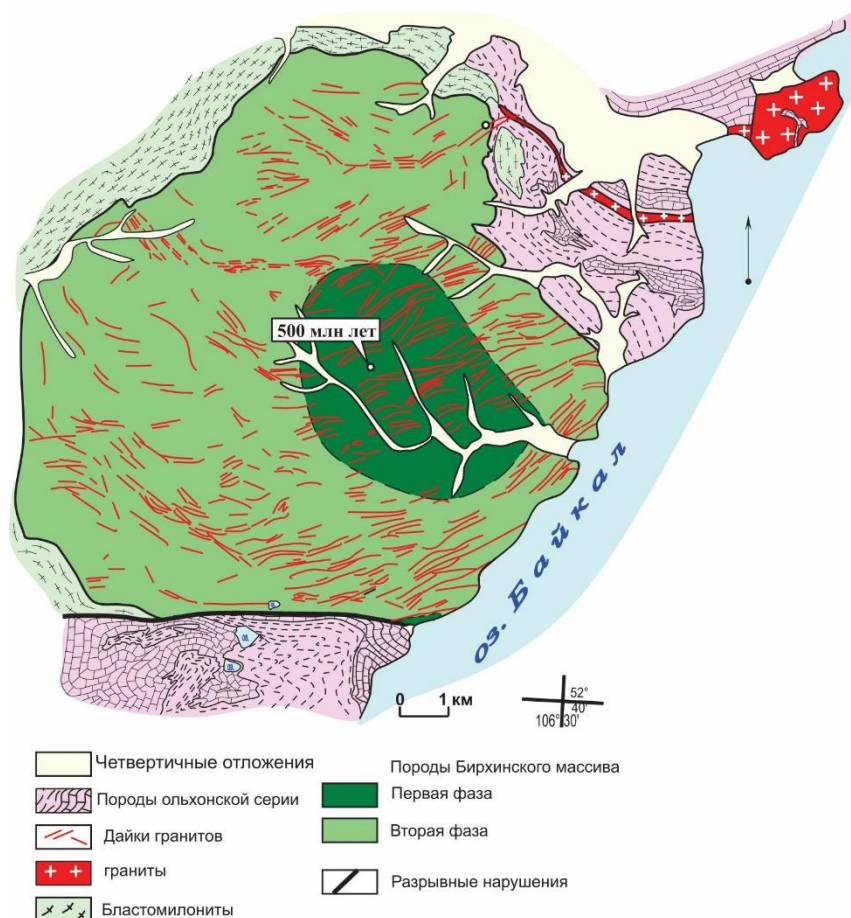


Рис. 4.1 – Геологическая карта Бирхинского массива по [4.2]

Бирхинский габброидный массив конформно вписан в аккреционно-коллизийный коллаж ранних каледонид Ольхонского региона, примыкающих к Сибирскому кратону. На современном эрозионном срезе он представляет собой изометричное тело с поперечными размерами 12×13 км (рис. 4.1) и по геофизическим данным в виде чашеобразной линзы распространяется на глубину до 6 км.

Внутреннее строение габброидов двухфазное [4.1]. К первой фазе, относится дифференцированная пироксенит-габбронорит-анортозитовая серия, составляющие которой образуют либо ритмическую слоистость, обусловленную чередованием слоев лейкогабброноритов и оливиновых пироксенитов, либо шлировые незакономерно расположенные обособления пироксенитов в анортозите и(или) габбронорите.

Возраст пород первой фазы оценивается в 500 млн. лет [4.2, 4.3]. По химическому составу это низкощелочные и низкотитанистые породы. В них также отмечаются высокие для габброидов концентрации (Cr (до 600-700 г/т) и Ni (до 120-200 г/т).

Породы второй фазы представляют собой дифференцированную серию от оливиновых габброноритов до монцодиоритов. Они имеют повышенную щелочность, железистость и характеризуются относительно слабым разбросом в содержаниях глинозема и магния. Наиболее контрастно габброиды первой и второй фаз различаются по железистости оливина ($f = 20-30$ и $35-45 \%$), соответственно.

Принципиальное различие габброидов первой и второй фаз подчеркивается особенностями распределения в них редких и редкоземельных элементов. Породы первой фазы характеризуются низкими концентрациями легких лантаноидов и

отчетливой дифференциацией по Eu в различных породных разностях: максимумом - в анортозитах и минимумом - в пироксенитах. Породы второй фазы образуют кривые с резким наклоном в сторону тяжелых лантаноидов и отсутствием европиевых аномалий, что хорошо согласуется с их повышенной щелочностью.

Внутри массива присутствуют многочисленные гранитные и сиенитовые дайки, секущие габброиды, возраст образования которых составляет 465 млн. лет [4.2].

Габброиды Бирхинского массива совместно с вулканитами цаганзабинского комплекса образуют единую Бирхинскую вулканоплутоническую ассоциацию [4.4–4.5]. Породы этой ассоциации обнаруживают отчетливые надсубдукционные геохимические характеристики и положительные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ [4.5, 4.6], что позволяет интерпретировать данную ассоциацию пород как фрагмент разреза развитой островной дуги с возрастом около 500 млн лет.

В результате воздействия процессов выветривания, а в Приольхонье одним из главных факторов выветривания является коррозия, габброиды массива на поверхности образуют оригинальные шарообразные формы (рис. 4.1, среднее фото), которые мы и будем наблюдать на этой остановке.

Литература:

4.1. Мехоношин А. С., Колотилина Т. Б., Бухаров А. А., Горегляд А. В. 2001. Базитовые интрузивные комплексы Приольхонья (Западное Прибайкалье). Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, т. 3, с. 165–170;

4.2. Юдин Д. С., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Травин А.В., Колотилина Т.Б., Волкова М.Г. 2005. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст и геохимические признаки синколлизийных габброидов и гранитов Западного Прибайкалья (на примере Бирхинского массива и его складчатого обрамления). Докл. Ак. Наук, т. 405 (2), с. 251-255;

4.3. Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh S.V., Mazukabzov A.M., Mekhonoshin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S. 2005. Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: north-eastern segment / Ed. E.V. Sklyarov. Irkutsk, IEC SB RAS, p. 5–76.

4.4. Лавренчук А.В., Скляр Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. 2019. Бирхинская вулканоплутоническая ассоциация (Ольхонский район, Западное Прибайкалье) – петрологические критерии комагматичности. Петрология, т. 27 (3), с. 309–327.

4.5. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Скляр Е.В., Лавренчук А.В., Лепехина Е.Н. 2014. Фрагмент раннепалеозойской (~500 млн лет) островной дуги в структуре Ольхонского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс). Докл. Ак. Наук, т. 457 (4), с. 429–433.

4.6. Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepekhina E.N., Cheong W., Kim J. 2017. Pre-collisional (> 0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt. Gondwana Research, v. 42, p. 243–263.

ОСТАНОВКА 5. Тажеранский щелочной массив

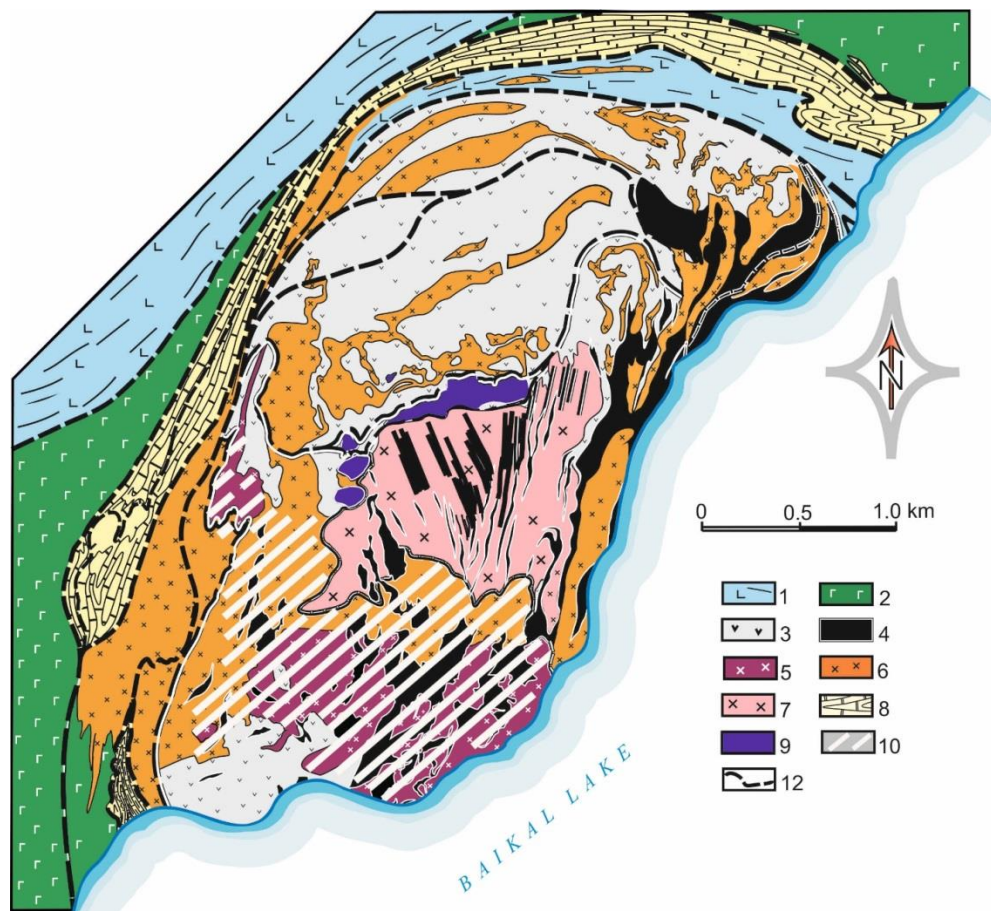


Рис. 5.1 – Геологическая карта массива Тажеран по [5.4 с упрощениями]

1 – амфиболиты; 2 – габброиды второй фазы Бирхинского комплекса (500 млн лет); 3 – роговики по габброидам нормальной щелочности (470 млн лет); 4 – субщелочные габброиды (460-465 млн лет); 5 – нефелиновые сиениты (454-469 млн лет); 6 – сиениты (471 млн лет); 8 – кальцитовые мраморы; 9 – фассаитовые пироксениты и нефелин-фассаитовые породы в ассоциации с доломит-содержащими кальцитовыми мраморами; 10 – область распространения бруситовых мраморов и магнезиальных метасоматитов; 11 – тектонические границы.

Тажеранский массив расположен на берегу Байкала между бухтами Улан-Нур и Орсо, площадь выхода составляет около 6 км²[5.1, 5.2, 5.3]. Термин «массив» можно применять только в тектоническом, а не петрологическом смысле, поскольку массив представляет собой сложный композит магматических, метаморфических и метасоматических пород (рис. 5.1). Среди магматических пород по объему резко преобладают габбро-долериты, практически полностью преобразованные в высокотемпературные роговики с редкими реликтами долеритов, а также сиениты, большей частью огнейсованные. Их возраст составляет 470 млн лет [5.3]. В меньшей степени распространены субщелочные габбро, обычно интенсивно огнейсованные и метаморфизованные, и нефелиновые сиениты, встречающиеся обычно в виде жил линейной или более сложной формы. Возраст габброидов и нефелиновых сиенитов составляет 454-469 млн лет [5.3]. Широко представлены самые поздние гранитоидные жильные серии.

Метасоматические породы широко распространены в пределах массива и представлены тремя типами [5.5]: магнезиальные, щелочные и известковые. Среди магнезиальных метасоматитов, характерных для южной части массива, выделяется две разновидности: скарны и кальцифиры на контактах нефелиновых сиенитов с

бруситовыми мраморами и жильные кальцифиры в бруситовых мраморах. Щелочные метасоматиты встречаются в центральной части массива и приурочены к телу доломит-содержащих кальцитовых мраморов. Они представлены скарноидами гранат-мелилит-диопсид-волластонитового состава с нефелином или кальсилитом. Известковые метасоматиты расположены вне массива в полосе кальцитовых мраморов, обрамляющих Тажеранский массив и приурочены к линейным или овальным телам амфиболитов.

Фассаитовые пироксениты и нефелин-фассаитовые породы слагают субширотную полосу протяженностью около 600 м в центральной части массива, где они тесно ассоциируют с доломит-содержащими кальцитовыми мраморами. Максимальная ширина этой полосы составляет 160-170 м. Мраморы насыщены разноразмерными фрагментами в разной степени скарнированных пироксенитов, размером от нескольких сантиметров до 15-20 м. Обосновано, что при одновременной инъекции порций базитового и карбонатного расплава происходила ассимиляция базитовым расплавом карбонатного материала, что в свою очередь приводило к кристаллизации пироксенов фассаитового состава и обогащению остаточного расплава щелочами [5.6].

Метаморфические породы представлены фрагментами кварцитов и бруситовых мраморов. Последние по некоторым представлениям [5.3] являются инъекционными образованиями, внедрившиеся субсинхронно с нефелиновыми сиенитами и субщелочными габбро.

Тажеранский массив, давно привлекавший интерес геологов (здесь обнаружено немало редких и уникальных минералов [5.2, 5.5]), вновь стал объектом пристального внимания после того, как был выяснен более древний, чем предполагалось прежде, раннепалеозойский возраст пород, участвующих в его строении.

Литература:

- 5.1. Конев А.А., Грудинин М.И., Остапенко Ю.П. 1967. Тажеранский щелочно-габброидный массив в Приольхонье. Геология и геофизика, 1967 (8), с. 120—122;
- 5.2. Конев А.А., Самойлов В.С. 1974. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск, Наука, 246 с.;
- 5.3. Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеенко А.М. 2009. Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты раннепалеозойской Ольхонской коллизионной системы. Геология и геофизика, т. 50 (12), с. 1409—1427;
- 5.4. Федоровский В.С., Скляр Е.В., Мазукабзов А. М., Котов А.Б., Каргополов С.А., Лавренчук А.В., Старикова А.Е. Геологическая карта массива Тажеран м-ба 1:10000. М.: Изд-во «Группа компаний А1 TIS», 2009;
- 5.5. Старикова А.Е., Скляр Е.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Федоровский В.С., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. 2014. Жильные кальцифиры и контактовые магнезиальные скарны Тажеранского массива (Западное Прибайкалье): возраст и генезис. Докл. Ак. Наук, т. 457 (5), с. 586-590.
- 5.6. Sklyarov E.V., Lavrenchuk A.V., Doroshkevich A.G., Starikova A.E., Kanakin S.V. 2021. Pyroxenite as a product of mafic-carbonate melt interaction (Tazheran massif, West Baikal area, Russia). Minerals, v. 11, 654.

ОСТАНОВКА 6. Метаморфические комплексы о. Ольхон



Рис. 6.1 – Вид на о. Ольхон и пролив Ольхонские ворота
(автор фото - gelio@inbox.ru)

Остров Ольхон (рис. 6.1) – самый крупный остров озера Байкал. Он является объектом, входящим в список всемирного культурного наследия ЮНЕСКО.

С геологической точки зрения о. Ольхон сложен теми же раннепалеозойскими метаморфическими комплексами, которые наблюдаются в материковой части Приольхонья: в прибрежных скалах и обнажениях можно наблюдать выходы биотитовых, гранат-биотитовых, амфибол-биотитовых гнейсов, амфиболитов и мраморов. Эти породы образованы в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и относятся к зоне Анга-Сахюртэ Ольхонского террейна [6.1–6.3]. Внутренняя структура зоны Анга-Сахюртэ – это коллаж многочисленных узких, но протяженных сдвиговых пластин, представленных гнейсово-мигматитовым комплексом (гранат-биотитовые гнейсы и мигматиты, гранитогнейсы) или «пестрым» по составу комплексом метаморфитов (амфиболиты, кварциты, мраморы и мраморные меланжи, кальцифиры, базитовые гнейсы, метагабброиды и метагипербазиты). Все пластины обильно насыщены телами синметаморфических гранитов.

Литература:

6.1. Федоровский В.С. 2004. Геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона. – М.: ГИН РАН.

6.2. Михеев Е.И., Владимиров А.Г., Федоровский В.С., Баянова Т.Б., Мазукабзов А.М., Травин А.В., Волкова Н.И., Хромых С.В., Хлестов В.В., Тишин П.А. 2017. Возраст синпокровных гранитов в аккреционно-коллизиионной системе ранних каледонид Западного Прибайкалья. Доклады РАН, т. 472 (5), с. 551-557.

6.3. 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. 2017. Динамика мантийно-корового взаимодействия на глубинных уровнях коллизиионных орогенов (на примере Ольхонского региона, Западное Прибайкалье). Геодинамика и тектонофизика, т. 8 (2), с. 223–268.

ОСТАНОВКА 7. Мафические гранулиты мыса Хадарта



Рис. 7.1 - Вид на мыс Хадарта

Анализ многочисленных геологических, геохронологических и изотопно-геохимических данных, полученных в ходе многолетних исследований [7.1-7.5], позволил выделить в структуре Ольхонского террейна реликты активных окраин криогения, фрагменты эдиакарских – раннепалеозойских островных дуг и задуговых бассейнов, а также фрагменты блоков с палеопротерозойской континентальной корой.

На этой остановке будут продемонстрированы реликты островной дуги – двупироксеновые и клинопироксен-скаполитсодержащие гранулиты Чернорудской зоны (мыс Хадарта), которые являются одними из основных разновидностей высокометаморфизованных пород Ольхонского террейна.

Породы метаморфического комплекса Хадарта [7.1] представлены на южном окончании одноименного мыса, располагающегося на западном (континентальном) побережье пролива Малое Море (рис. 7.1). Ширина выхода пород, относимых к гранулитовой фации, не превышает 400 м (рис. 7.2). Контакт гранулитов с породами амфиболитовой фации затушеван зоной мраморного меланжа, содержащего в карбонатной массе фрагменты метаморфизованных оливиновых пироксенитов, гнейсов и силикатно-карбонатных пород, характерных для простирающейся к северу полосы пород амфиболитовой фации [7.1]. Одними из основных разновидностей высокометаморфизованных пород комплекса Хадарта являются двупироксеновые и клинопироксен-скаполитсодержащие гранулиты. Эти породы ассоциируют с гранат-биотитовыми плагиогнейсами, гранат-двупироксеновыми гнейсами и мраморами. РТ-параметры кульминационной стадии гранулитового метаморфизма для комплекса Хадарта оцениваются как 7–10 кбар 800–880°C [7.2].

Возраст метаморфизма пород комплекса Хадарта составляет 507±8 млн лет [7.2].

По химическому составу двупироксеновые гранулиты комплекса Хадарта соответствуют базальтам умеренной щелочности ($\text{SiO}_2 = 47.5\text{--}51.1$ мас.%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1.7\text{--}3.3$ мас.%). Для этих пород характерны повышенные содержания MgO (8.4–12.2 мас.%), высокие содержания Ni, Cr ($\text{Ni} + \text{Cr} = 495\text{--}790$ г/т), что типично для нефракционированных расплавов. Двупироксеновые гранулиты обнаруживают несколько повышенные концентрации РЗЭ ($\Sigma\text{РЗЭ} = 33\text{--}76$ г/т), а также слегка фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов ($\text{La}_n/\text{Ybn} = 1.5\text{--}3.5$) [7.3].

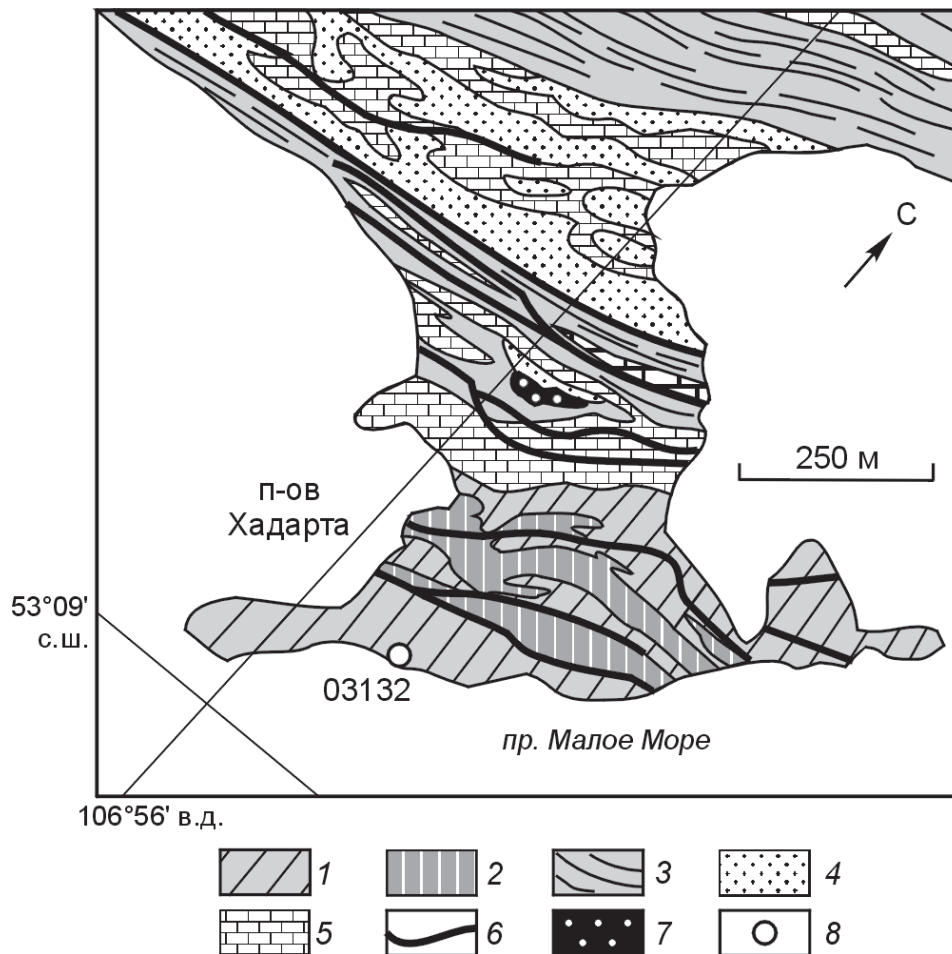


Рис. 7.2 – Геологическая карта мыса Хадарта по [7.3]

1, 2 – породы гранулитовой фации метаморфизма: 1 – двупироксеновые и клинопироксен-скаполит-содержащие гранулиты, 2 – мраморы; 3–5 – породы амфиболитовой фации метаморфизма: 3 – гнейсы и силикатно-карбонатные породы; 4 – кварциты; 5 – мраморы и мраморный меланж; 6 – жилы гранитов; 7 – тела оливиновых пироксенитов; 8 – место отбора пробы для изотопного датирования.

Литература:

- 7.1. Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh S.V., Mazukabzov A.M., Mekhonoshin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S. 2005. Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: north-eastern segment / Ed. E.V. Sklyarov. Irkutsk, IEC SB RAS, p. 5–76.
- 7.2. Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Poller U., Kroner A., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Todt W., Pisarevsky S.A. 2008. Petrology, geochronology, and tectonic implications 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. London*. v. 165, p. 235–246.
- 7.3. Волкова Н.И., Владимиров А.Г., Травин А.В., Мехоношин А.С., Хромых С.В., Юдин Д.С., Руднев С.Н. 2010. U-Pb изотопное датирование детритовых цирконов (SHRIMP-II) гранулитов Ольхонского региона Западного Прибайкалья. *Докл. Ак. Наук*, т. 432 (6), С. 797–800.
- 7.4. Gladkochub D.P., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А. 2010. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины. *Геология и геофизика*. т. 51 (5), с. 571-588.
- 7.5. Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepekhina E.N., Cheong W., Kim J. 2017. Pre-collisional (≤ 0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Research*, v. 42, p. 243–263.

ОСТАНОВКА 8. Ультрабазиты Ольхонского террейна

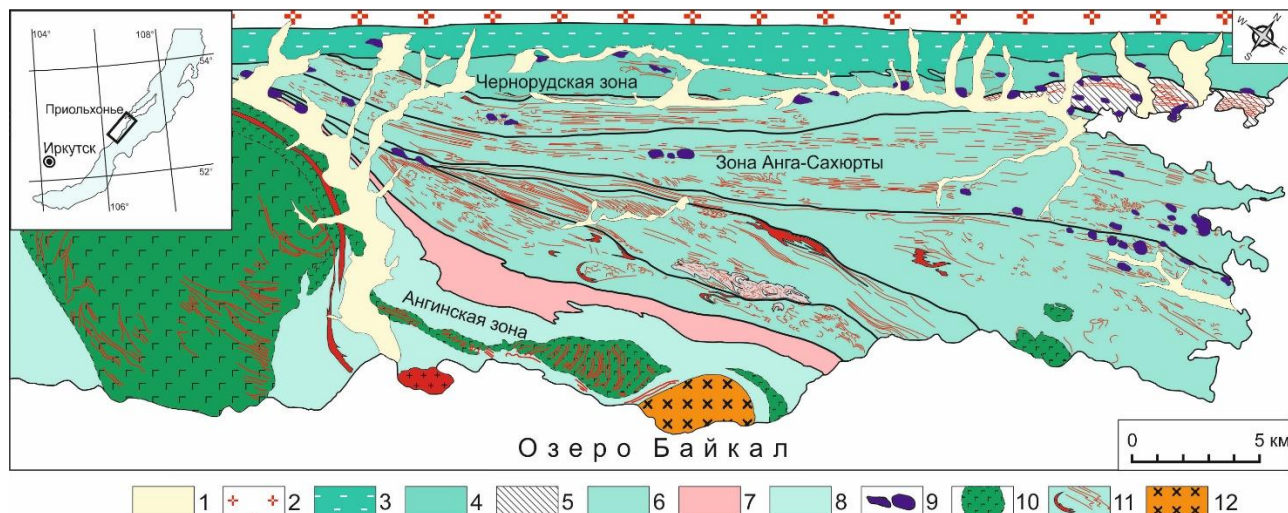


Рис. 8.1 - Положение реститовых гипербазитов в структурах Приольхонья (Западное Прибайкалье).

1 - четвертичные отложения; 2 - раннепротерозойские структурно-вещественные комплексы Сибирского кратона; 3 - бластомилониты «коллизийного шва»; 4-8 - раннепалеозойские структурно-вещественные комплексы Ольхонского региона: 4 - метаморфические породы Чернорудской зоны (гранулитовая фация), 5 - метаморфические породы зоны Шида (амфиболитовая фация), 6 - метаморфические породы зоны Анга-Сахюртэ (амфиболитовая фация), 7 - метаморфические породы комплекса Орсо (эпидот-амфиболитовая фация), 8 - метаморфические породы Ангинской зоны (эпидот-амфиболитовая фация); 9 - тела и скопления будин реститовых гипербазитов шидинского комплекса (V-E1); 10 - габброиды бирхинского комплекса (E1); 11 - тела и жилы гранитоидов шаранурского и аинского комплексов, нерасчлененные (E3-O1), 12 - Тажеранский массив щелочных пород (E3-O1).

Реститовые гипербазиты в Ольхонском террейне сконцентрированы вдоль простиранья главных тектонических структур. Гипербазитовые тела (рис. 8.1) залегают конформно по отношению к вмещающим толщам и имеют линзообразную или округлую форму. Цепочечное расположение, морфология и степень деформированности гипербазитовых тел обусловлены дислоцированностью вмещающих метаморфических пород. Всего насчитывается около 150 гипербазитовых тел [8.1, 8.2], находящихся в тектонизированном матриксе из мраморов, амфиболитов, мигматизированных гранатбиотитовых гнейсов и бластомилонитов по ним. Тела имеют небольшие размеры (метры и десятки метров), лишь единичные массивы достигают 300-500 м в поперечнике. Характер их взаимоотношений с вмещающими метаморфическими породами и синметаморфическими гранитами четко устанавливается в береговых обнажениях.

Объектом экскурсии послужит массив губы Базарная (рис. 8.2), где в береговом обнажении на протяжении 400 метров выходят пять гипербазитовых тел. Наиболее крупное из них имеет размер 150×50 м, на северо-западе от него располагается цепочка более мелких будин, размером от первых метров до десятков.

Внутренне строение тел гипербазитов однородное. Они сложены дунитами и гарцбургитами, переходы между которыми постепенные. В дунитах иногда присутствуют шпировидные скопления хромшпинелидов. Породы слабо серпентинизированы и обладают «свежим» обликом. В центральных частях иногда присутствуют зоны милонитизации выполненные агрегатами тремолита и оливина, в которых оливины деформированы. Кроме того, внутри гипербазитовых тел запечатаны «слепые» жилы флогопит-плагноклазового состава. Их характерной особенностью является наличие на контакте с дунитами серпентин-хлорит-магнезитовых оторочек.

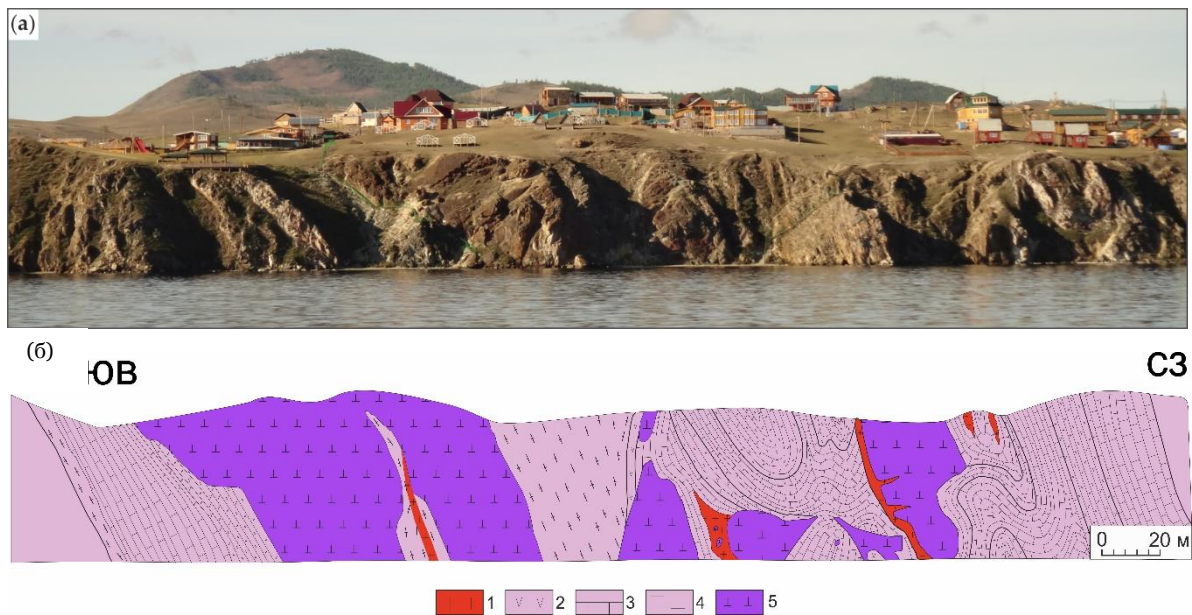


Рис. 8.2 - Выходы гипербазитов губы Базарной.

а - общий вид береговых обнажений, б - юго-восточная часть разреза, в - геологическая карта береговых обнажений. 1 – граниты, 2 – амфиболиты, 3 – мраморы, 4 – гнейсы, 5 – гипербазиты.

Реститовые гипербазитовые тела и будины, участвующие в строении Ольхонского метаморфического террейна, представляют собой реликты офиолитового комплекса [8.3, 8.4], отражающего состав океанической коры, существовавшей между Сибирским палеоконтинентом и Ольхонской окраинноморско-островодужной системой неопротерозойского возраста (625-530 млн лет). Тектоническое экспонирование гипербазитов произошло до стадии орогенического коллапса Ольхонской аккреционно-коллизийной системы раннекаледонского возраста (470-460 млн лет).

Литература:

- 8.1.** Павленко Э.Ф. 1983. Особенности структурного положения гипербазитов Приольхонья (Западное Прибайкалье). Геология и геофизика, № 5, с. 8-14.
- 8.2.** Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б., Михеев Е.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Хлестов В.В., Хромых С.В. 2013. Реститовые гипербазиты в коллизийной системе ранних каледонид западного Прибайкалья. Геология и геофизика, т. 54 (10), с. 1562-1582.
- 8.3.** Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. 2019. Массив губы Базарной (Ольхонские ворота): Путеводитель экскурсии. Иркутск: Издательство Оттиск, 30 с.
- 8.4.** Sklyarov, E. V., Lavrenchuk A. V., Fedorovsky V. S., Pushkarev E. V., Semenova D. V., Starikova A. E. 2020. Dismembered ophiolite of the Olkhon composite terrane (Baikal, Russia): petrology and emplacement. Minerals, v. 10 (4).

ОСТАНОВКА 9. Чернорудский габбро-пироксенитовый массив

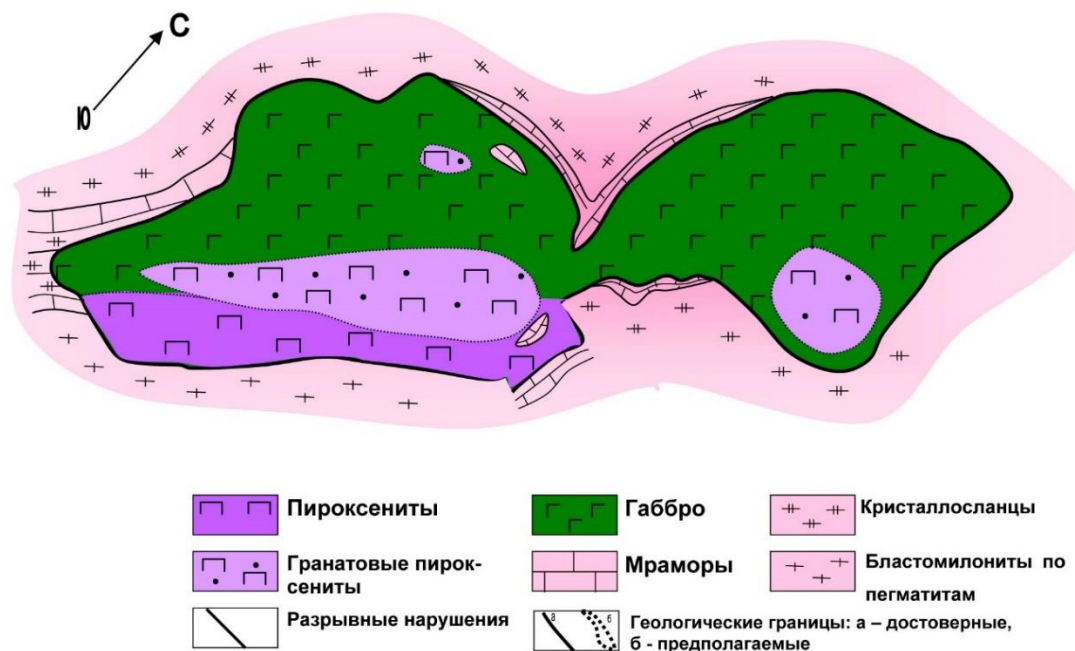


Рис. 9.1 – Схема геологического строения Чернорудского габбро-пироксенитового массива по [4.1]

Чернорудский массив представляет собой линзообразную пластину, размером 500×200 м, пережатую в центральной части, залегающую в мраморах и двупироксеновых кристаллических сланцах, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации (рис. 9.1). Контакты массива с вмещающими его породами тектонические, резкие, только мраморы, вследствие высокой пластичности в условиях высоких температур, "обтекают" это будинообразное тело.

Массив сложен серией пород, меняющей состав от габбро до плагиопироксенитов. В центральной части массива присутствуют участки, сложенные гранатовыми пироксенитами, которые имеют постепенные переходы с безгранатовыми пироксенитами и габброидами. Первичный минеральный парагенезис в габбро представлен плагиоклазом (анортит) и клинопироксеном (диопсид-авгит с $f=18-20\%$), в пироксенитах – клинопироксеном (диопсид-авгит с $f=20-22\%$). В гранатовых пироксенитах клинопироксен представлен диопсидом ($f=25\%$), плагиоклаз – анортитом, гранат содержит до 40 % пиропового и до 20 % гроссулярового минала, что указывает на относительно высокие РТ-условия кристаллизации этих пород.

В формировании массива можно выделить несколько этапов: магматический, прогрессивный метаморфизм гранулитовой фации (начальный этап эклогитизации), регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации и гранитизация. Пик РТ параметров 14 кбар и 850 °С приходится на максимальное его погружение на границу кора мантия.

Литература:

9.1. Владимирова 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. 2017. Динамика мантийно-корового взаимодействия на глубинных уровнях коллизионных орогенов (на примере Ольхонского региона, Западное Прибайкалье). Геодинамика и тектонофизика, т. 8 (2), с. 223–268.

ОСТАНОВКА 10. Гранитные останцы



Рис. 10.1 – Останец жилы гранитных пегматитов, фото из [10.1]

В структуре Ольхонского террейна широким распространением пользуются гранитные и пегматит-аплитовые жилы [10.1]. На некоторых участках они могут составлять 50–70 % всего объема пород. Конфигурация и размеры жил очень разнообразны: от линейных протяженных тел до извилистых, ветвящихся, сложной формы образований с многочисленными апофизами [10.1-10.4]. Мощность тел варьируется от 0.1 до 20 м, протяженность – от нескольких метров до нескольких километров. Их структурная позиция также весьма разнообразна. Это могут быть линейные жилы, конформные гнейсовидности вмещающих пород. Нередко они образуют серии, занимающие кососекущее положение по отношению к генеральным структурам (трещины Риделя), отражающее заполнение трещин отрыва при сдвиговом тектогенезе [10.1]. В большинстве случаев такие жилы не выражены или очень слабо выражены в рельефе, но на некоторых участках, в силу разной степени устойчивости к процессам выветривания, такие жилы могут слагать останцы высотой до 10–20 м и целые «крепостные стены» (рис. 10.1) [10.3].

Литература:

10.1. Федоровский В.С., Скляр Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. 2010. Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья. Геология и геофизика, т. 51 (5), с. 682–700.

10.2. Антипин В.С., Горлачева Н.В., Макрыгина В.А. 2014. Геохимия раннепалеозойских гранитоидов Прибайкалья и их геодинамическая интерпретация (хр. Хамар-Дабан, о. Ольхон). Геология и геофизика, т. 55 (2), с. 228–243.

10.3. Шептякова Н.В., Антипин В.С., Куц Л.В. 2016. Коллизионные и внутриплитные палеозойские гранитоиды Прибайкалья: сравнительная геохимия и петрогенезис. Геология и геофизика, т. 57 (7), с. 1307-1322

10.3. Скляр Е.В., Мотова З.Л. 2019. Геология, магматизм и метаморфизм Западного Прибайкалья: Путеводитель полевого геологического семинара в Приольхонье. Иркутск: ИЗК СО РАН, 28 с.

ОСТАНОВКА 11. Гейзериты

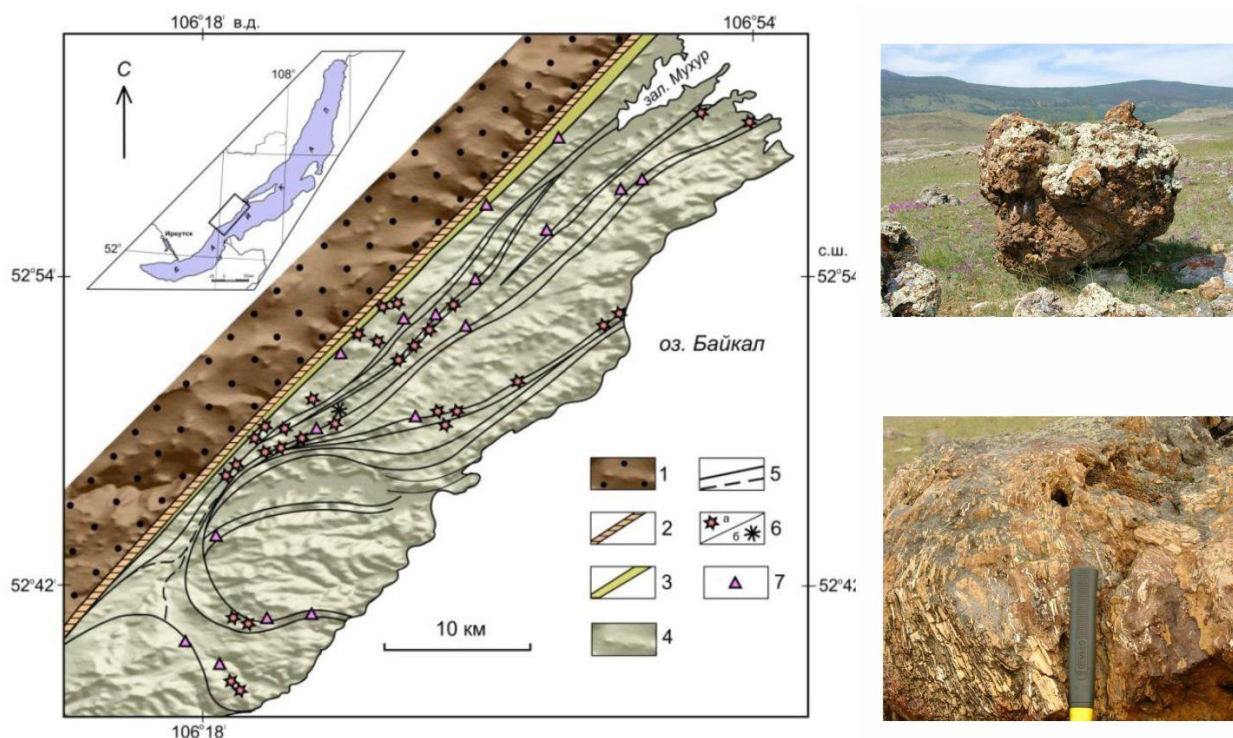


Рис. 11.1 – Схема расположения выходов гейзеритов в Приольхонье по [11.1] и правые фотографии выходов гейзеритов по [11.4]

1 – Сибирский кратон; 2 – эскарп кайнозойского Приморского разлома; 3 – раннепалеозойский коллизионный шов; 4 – раннепалеозойские метаморфические и магматические комплексы Ольхонского террейна; 5 – унаследованные кайнозойские разломы; 6 – выходы гейзеритов (а) и травертинов (б); 7 – источники.

Позднечетвертичные (голоценовые) гейзериты Приольхонья относятся к уникальным геологическим и петрологическим объектам, изучение которых позволяет получить информацию о характере проявления гидротермальных процессов в ходе формирования современных рифтовых зон [11.1]. К настоящему времени в Приольхонье известно более 100 выходов гейзеритов [11.1-11.3]. Большая часть из них представлена элювиальными крупноглыбовыми развалами шириной 1-10 м, протяженностью по простиранию 10-1000 м. Наиболее крупный коренной выход гейзеритов расположен на вершине небольшого холма у дороги Еланцы – МРС. Здесь обнажаются интенсивно переработанные ультрабазиты, среди наиболее сохранившихся фрагментов которых выделяются крупнозернистые тремолититы с шестоватыми псевдоморфозами гидроокислов железа по пироксенам [11.4].

Гейзериты — тонкозернистые кремнистые (опаловидные) породы, сложенные скрытокристаллическим кремнистым веществом, халцедоном, кварцем, кальцитом, оксидами и гидроксидами железа. Гейзериты обладают очень сложным строением, обусловленным сочетанием разнообразных текстур и структур: сферолитовой, глобулярной, микрослоистой, волокнистой, флюидальной, петельчатой, брекчиевидной. В наиболее широко распространенных разновидностях гейзеритов со сферолитовой, глобулярной структурами часто встречаются микротрещины и микрополости, выполненные халцедоном, микродрузами кварца, магнетитом, гематитом, кальцитом. Кроме того, в них отмечены равновесные с халцедоном тальк, фуксит, киммерит, тремолит. Ещё одна характерная минералогическая особенность гейзеритов — присутствие высокотемпературной ассоциации углеродных, углеродистых фаз, включающей

высококristаллический графит, α -карбин, битумы, формирование которых протекало при 400 °С [11.1, 11.2].

Геологические и петрографические исследования показывают, что образование карбонатных фаз в гейзерах происходило позже формирования железисто-кремнезёмистой матрицы [11.3].

Литература:

11.1. Скляров Е.В., Сквитина Т. М., Склярова О.А., Котов А.Б., Толмачёва Е.В., Великославинский С.Д. Позднечетвертичные высокотемпературные гейзериты Приольхонья (Байкальская рифтовая зона): петрографические и минералогические особенности, состав и условия формирования. 2014. Петрология, т. 22 (6), с. 580-591.

11.2. Данилова Ю.В., Шумилова Т.Г., Майер Е., Данилов Б.С. 2016. Условия и механизм образования углеродных фаз в позднечетвертичных гейзеритах и траветинах Приольхонья и острова Ольхон (Байкальская рифтовая зона). Петрология, т. 24 (1), с. 41-54.

11.3. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Скляров Е.В., Сквитина Т. М., Толмачёва Е.В., Склярова О.А., Прокопов Н.С. 2017. Геохимические особенности и флюидный режим формирования позднечетвертичных гейзеритов Приольхонья и о.Ольхон (Байкальская рифтовая зона). Доклады Академии наук, т. 474 (4), с. 465-470.

11.4. Скляров Е.В., Мотова З.Л. 2019. Геология, магматизм и метаморфизм Западного Прибайкалья: Путеводитель полевого геологического семинара в Приольхонье. Иркутск: ИЗК СО РАН, 28 с.