

РЕСТИТОВЫЕ ГИПЕРБАЗИТЫ В КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЕ РАННИХ КАЛЕДОНИД ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

А.С. Мехоношин^{1,3}, А.Г. Владимиров^{2,4,5}, В.Г. Владимиров^{2,4}, Н.И. Волкова², Т.Б. Колотилина^{1,3},
Е.И. Михеев², А.В. Травин², Д.С. Юдин², В.В. Хлестов^{2,4}, С.В. Хромых^{2,4}

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

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

³ Иркутский государственный технический университет, 664074, Иркутск, ул. Лермонтова, 83, Россия

⁴ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

⁵ Томский государственный университет, 634005, Томск, ул. Ленина, 36, Россия

Ранние каледониды Ольхонского региона Западного Прибайкалья, участвующие в строении складчатого обрамления Сибирского кратона, представляют собой уникальный геологический полигон для изучения процессов мантийно-корового взаимодействия на глубинных уровнях земной коры. В статье охарактеризованы реститовые гипербазитовые тела и будины, пространственно приуроченные к разломам (бластомилонитовым швам), и синкинематические граниты, отвечающие амфиболитовой фации метаморфизма. Приведены оценки *PT*-параметров метаморфизма складчатого обрамления гипербазитовых тел, химический и минеральный составы гипербазитов, бластомилонитов и синкинематических гранитов, результаты U–Pb и Ar–Ar изотопного датирования. Особое внимание уделено термальной истории тектонического экспонирования гипербазитовых тел как реликтов палеоокеанической коры в коллизионной системе ранних каледонид Западного Прибайкалья.

Коллизионный тектогенез, реститовые гипербазиты, метаморфизм, деформации, синкинематические граниты, U/Pb, Ar/Ar изотопное датирование, термохронология, Ольхонский регион, Западное Прибайкалье, Россия.

RESTITIC ULTRAMAFIC ROCKS IN THE EARLY CALEDONIAN COLLISIONAL SYSTEM OF WESTERN CISBAIKALIA

A.S. Mekhonoshin, A.G. Vladimirov, V.G. Vladimirov, N.I. Volkova,
T.B. Kolotilina, E.I. Mikheev, A.V. Travin, D.S. Yudin, V.V. Khlestov, and S.V. Khromykh

Early Caledonides in the Olkhon region of western Cisbaikalia, being part of the folded framing of the Siberian craton, are a unique geologic object for studying processes of mantle–crust interaction at deep levels of the Earth's crust. This paper describes restitic ultramafic bodies and boudins spatially confined to faults (blastomylonite sutures), as well as synkinematic granites related to amphibolite facies of metamorphism. Estimates are given for the *PT*-conditions of metamorphic rocks from the folded framing of the ultramafic bodies, the chemical and mineral compositions of ultramafic rocks, blastomylonites and synkinematic granites, and the results of U–Pb and Ar–Ar isotopic dating. Particular attention is paid to the thermal history of tectonic exposure of the ultramafic bodies as relics of the paleo-oceanic crust in the Early Caledonian collisional system of western Cisbaikalia.

Collisional tectonic activity, restitic ultramafic rocks, metamorphism, deformations, synkinematic granites, U/Pb and Ar/Ar isotopic dating, thermochronology, Olkhon region, western Cisbaikalia, Russia

ВВЕДЕНИЕ

Ранние каледониды Западного Прибайкалья, слагающие складчатое обрамление Сибирского кратона, издавна привлекают внимание геологов с точки зрения взаимодействия структур палеоконтинента и Палеоазиатского океана. В этом плане особое место занимает Ольхонский геодинамический полигон [Fedorovsky et al., 2005; Федоровский и др., 2009; Федоровский, Скляр, 2010; Владимиров и др., 2011], где на современном эрозионном срезе наблюдаются выходы мантийных и нижнекоровых пород, в истории которых зафиксированы ключевые стадии эволюции ранних каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса. С северо-запада на юго-восток Ольхонского региона выделяются три главные зоны (тектонические пластины): Чернорудская, характеризующаяся гранулитовым метаморфизмом, Анга-Сахюрты — амфиболитовый метаморфизм и Ангинская — эпидот-амфиболитовый метаморфизм (рис. 1). Более детальное тектоническое районирование пока остается дискуссионным [Федоровский и

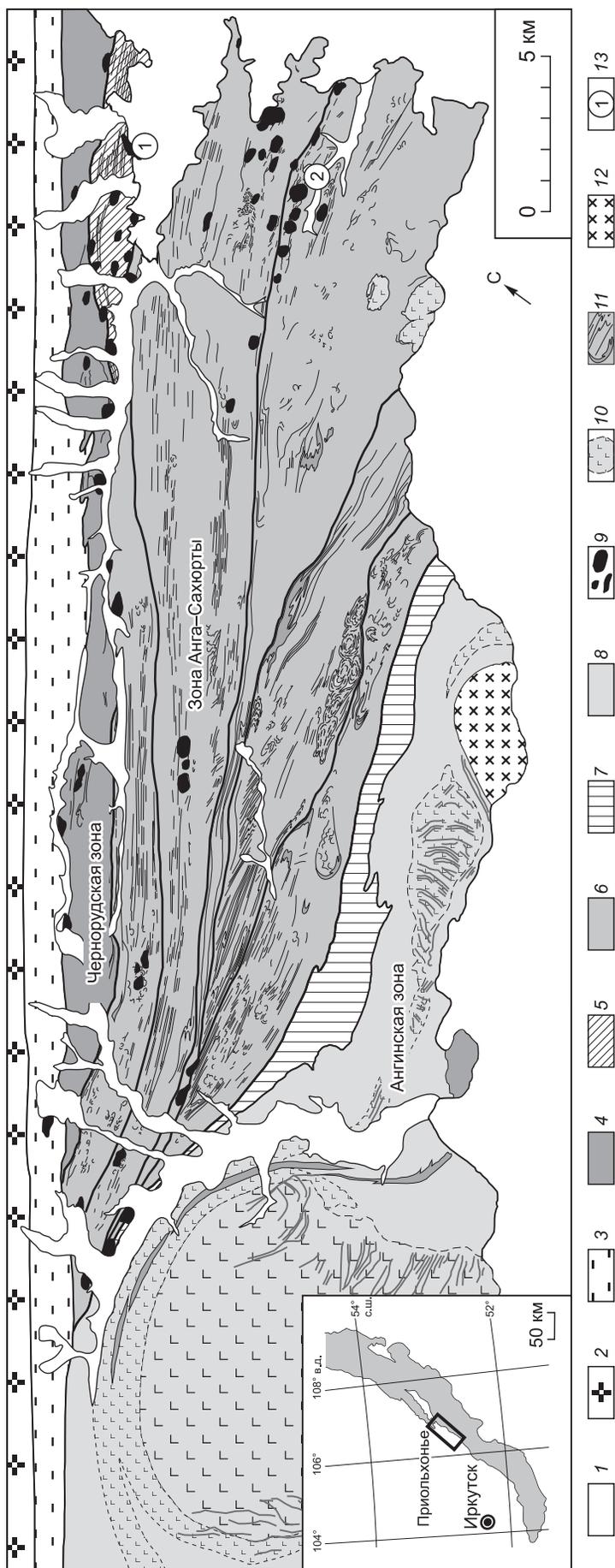


Рис. 1. Положение реститовых (альпидитипных) гипербазитов в структурах Приольхонья (Западное Прибайкалье). Составлено на основе геологической карты В.С. Федоровского [2004], материалов Э.Ф. Павленко [1983], А.С. Мехоношина и др. [2005], С.В. Хромых [2006], А.Г. Владимова и др. [2011].

1 — четвертичные отложения; 2 — раннепротерозойские структурно-вещественные комплексы Сибирского кратона; 3 — бластомилониты «коллизииного шва»; 4–8 — раннепалеозойские структурно-вещественные комплексы Ольхонского региона: 4 — метаморфические породы Чернорудской зоны (гранулитовая фация), 5 — метаморфические породы зоны Шиды (амфиболитовая фация), 6 — метаморфические породы зоны Анга—Сахюрты (амфиболитовая фация), 7 — метаморфические породы комплекса Орсо (эпидот-амфиболитовая фация), 8 — метаморфические породы Ангинской зоны (эпидот-амфиболитовая фация); 9–12 — интрузивные комплексы: 9 — тела и скопления будин реститовых гипербазитов шидинского комплекса (V—C₁); 10 — габброиды бирхинского комплекса (C₁); 11 — тела и жилы гранитоидов шаранурского (в зонах Анга—Сахюрты и Чернорудской) и анинского (в Ангинской зоне) комплексов, нерасчлененные (C₃—O₁), 12 — Тажеранский массив щелочных пород (C₃—O₁); 13 — участки исследований (1 — Шиды, 2 — Тор).

др., 2009; Федоровский, Скляров, 2010; Владимиров и др., 2011]. В этой связи особого внимания заслуживают реститовые (альпинотипные) гипербазитовые тела и будины, пространственное размещение которых на современном эрозионном срезе и динамика тектонического экспонирования позволяют внести существенные коррективы в понимание геотектонической истории Западного Прибайкалья.

На первых этапах исследования Ольхонского полигона «а ргіогі» предполагалось, что глубококоматоморфизованные геологические комплексы, обнаженные на современном эрозионном срезе, представляют собой выступы фундамента Сибирского кратона [Ескин и др., 1979]. U/Pb изотопное датирование цирконов из метаморфических и магматических пород однозначно показало, что эти геологические образования относятся к ранним каледонидам [Бибикова и др., 1990; Летников и др., 1990, 1995]. Как следствие остро встал вопрос о геодинамической интерпретации метаморфических и магматических комплексов, участвующих в строении ранних каледонид Ольхонского региона. Этот вопрос был решен с позиции коллизии Сибирского кратона с Ольхонской окраинноморско-островодужной системой венд-кембрийского возраста [Федоровский и др., 1995; Розен, Федоровский, 2001; Fedorovsky et al., 2005]. Для обоснования этой гипотезы были разработаны структурно-петрологические и геохимические индикаторы коллизионного тектогенеза [Макрыгина и др., 1992, 1996, 2000а,б, 2010; Мехоношин и др., 2001, 2005; Скляров и др., 2001; Владимиров и др., 2003, 2004, 2011; Волкова и др., 2008, 2010; Gladkochub et al., 2008; Травин и др., 2009; Юдин и др., 2011].

Цель настоящей статьи — подойти к решению данной проблемы, опираясь на структурно-петрологическую и петрогеохимическую характеристику реститовых гипербазитовых тел и будин, которые были экспонированы на различные уровни земной коры в ходе коллизионно-сдвигового тектогенеза, сопровождавшегося высокоградным метаморфизмом и масштабным гранитообразованием. Особое внимание уделено U-Pb и Ar-Ar изотопному датированию метаморфических и магматических пород как основы для реконструкции термохронологических трендов и их геодинамической интерпретации.

МЕТОДОЛОГИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Комплексное геолого-петрологическое изучение реститовых гипербазитов и их складчатого обрамления сопровождалось анализом структурно-ориентированных образцов и шлифов с целью оценки кинематики деформаций, последовательности и синхронности метаморфических, магматических и тектонических событий. В основу исследований положена геологическая карта [Федоровский, 2004], а также крупномасштабные (1:5000—1:10 000) геологические схемы, построенные на основе дешифрирования аэро- и космоснимков Ольхонского региона [Федоровский, Скляров, 2010]. Для п-ова Шида была выполнена глазомерная съемка масштабов 1:500—1:1000 с последующим дешифрированием на космоснимках и GPS-привязкой (авторские данные). Используемые в статье ранее опубликованные петрогеохимические и геохронологические данные отражены в публикациях [Бибикова и др., 1990; Летников и др., 1990, 1995; Макрыгина и др., 1992, 1996, 2000а,б; Владимиров и др., 2008, 2011; Gladkochub et al., 2008; Травин и др., 2009; Федоровский, Скляров, 2010]. В статье приведены представительные анализы пород, выбор которых основывался на следующих принципах: 1) геологическая позиция; 2) принадлежность выбранного анализа или серии анализов к 95 % доверительному интервалу средних оценок для данной породной группы, а в случае резко асимметричного распределения — к моде; 3) «свежесть» образца, что контролировалось стандартными минералого-петрографическими характеристиками. Содержания петрогенных элементов определялись методом РФА, концентрации примесных элементов — методами атомной абсорбции и ICP-MS (аналитические лаборатории ИГХ, г. Иркутск и ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Состав породообразующих и акцессорных минералов определялся на электронно-зондовых микроанализаторах «Camebax-micro» (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) и JEOL JXA 8200 (ИГХ СО РАН, г. Иркутск). Оценки *PT*-параметров метаморфизма осуществлялись с помощью программных комплексов TWQ [Verma, 1991] и THERMOCALC [Holland, Powell, 1998]. U/Pb изотопное датирование цирконов было проведено в двух геохронологических лабораториях (ГЕОХИ РАН, г. Москва, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург), что отражено в ссылках на соответствующие публикации. В ряде случаев проводились контрольные измерения одних и тех же навесок цирконов «классическим» методом (single grains) на масс-спектрометре TRITON и SHRIMP-II, показавшие хорошую сходимость результатов [Травин и др., 2009]. ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование методом ступенчатого прогрева осуществлялось по методике, подробно описанной ранее [Травин и др., 2009].

ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОГЕОХИМИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ

Реститовые гипербазиты широко распространены в Ольхонском регионе. В виде цепочек, роев и скоплений отдельных тел и будин они сконцентрированы вдоль простираения главных тектонических структур региона [Грудинин, 1979; Павленко, 1983; Грудинин, Меньшагин, 1987; Федоровский, 2004; Мехоношин и др., 2005]. Гипербазитовые тела залегают конформно по отношению к вмещающим тол-

щам 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 [Павленко, 1983], имеющих небольшие размеры (метры и десятки метров), лишь единичные массивы достигают 300—500 м в поперечнике (см. рис. 1).

Реститовые гипербазиты п-ова Шида слагают пять линзовидных и округлых будин, находящихся в тектонизированном матриксе из мраморов, амфиболитов, мигматизированных гранат-биотитовых гнейсов и blastsмилонитов (рис. 2). Характер их взаимоотношений с вмещающими метаморфическими породами и синметаморфическими гранитами четко устанавливается в береговых обнажениях. Вблизи контакта с гипербазитовыми телами обычны мраморные прослои, а непосредственно в контактовых зонах наблюдаются магнезиальные скарны. Обращает на себя внимание тот факт, что гипербазитовые тела конформны с вмещающей метаморфической толщей и подвержены хрупким деформациям, что привело к образованию сети трещин, заполненных гранитами, которые в той или иной степени подвергались метасоматозу (рис. 3). В пределах гипербазитов граниты преобразованы в флогопитсодержащие плагиоклазиты, и лишь в наиболее крупных жилах сохраняются реликты первичных магматических структур. На контакте одной из будин с метаморфитами обнаружен фрагмент экзотических пород, отвечающих гранулитовой фации метаморфизма [Khlestov, Volkova, 2008]. Их детальная минералогическая характеристика приводится в следующем разделе настоящей статьи.

Реститовые гипербазиты участка Харикта—Тог располагаются в пределах Главной сдвиговой зоны Ольхонского региона (по [Федоровский, 2004]) в виде цепочки тел, которая тянется от губы Базарная до р. Анга (рис. 4). Наиболее крупные из них — массивы Тог (500 × 350 м), Харикта (200 × 300 м) и

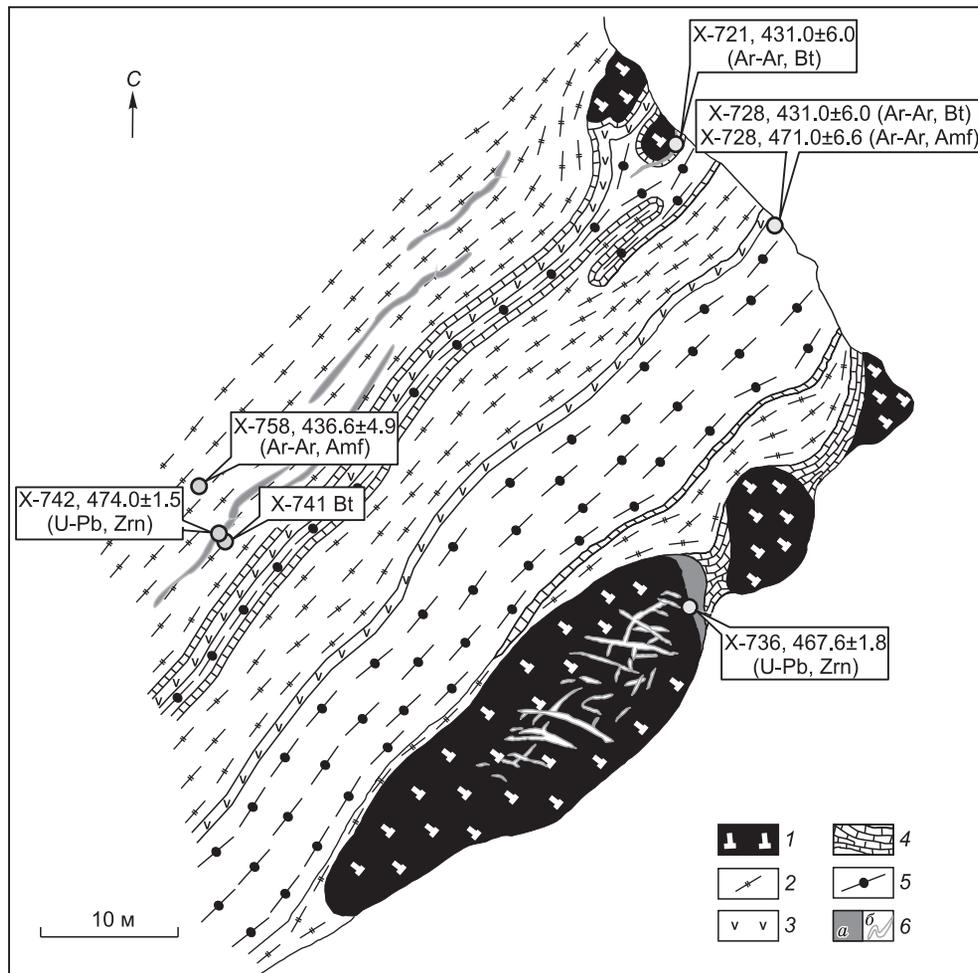


Рис. 2. Схема геологического строения юго-восточной части п-ова Шида. Составлена А.С. Мехоношиным.

1 — будины гипербазитов; 2 — мигматизированные гранат-биотитовые плагиогнейсы, 3 — амфиболиты, 4 — мраморы, 5 — гранат-биотитовые blastsмилониты; 6 — синкинематические жилы: а — гранитов, б — плагиоклазитов.

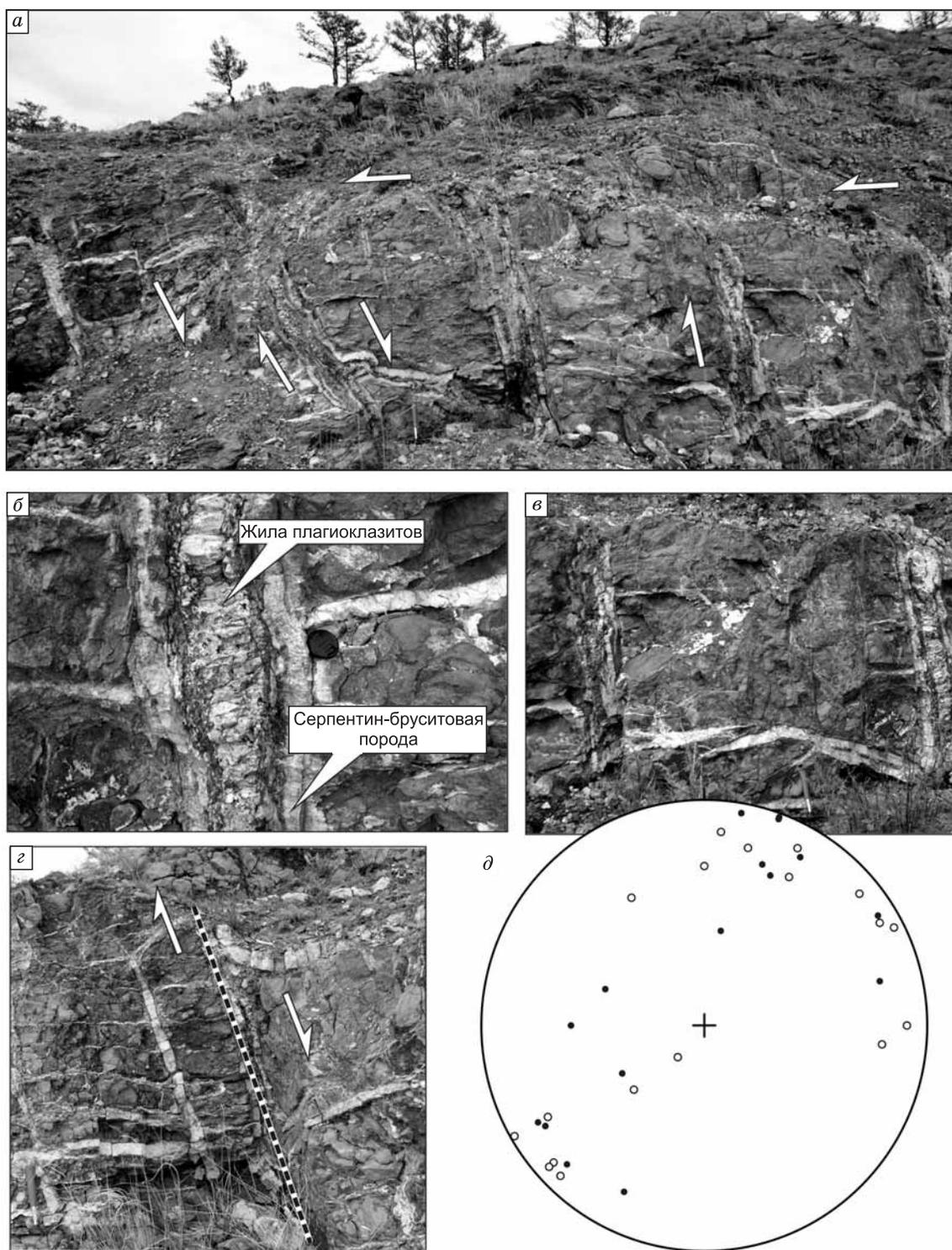


Рис. 3. Плагиоклазиты по гранитоидам, заключенные в тело гипербазитов Шидинского массива (а—г) и структурная диаграмма (д) ориентировки трещин (белые кружки, $N = 18$) и гранитных жил (черные кружки, $N = 16$).

а — общий вид обнажения; *б* — «вложенный» характер плагиоклазитовых жил в осевой зоне трещин растяжения; *в* — сопряженные трещины и жилы с морфологией типа «конский хвост»; *г* — внутрибудинный срыв с подгибанием жил вдоль сместителя (маркируется гранитной жилой); *д* — структурная диаграмма (равноплощадная проекция сетки Вульфа, верхняя полусфера).

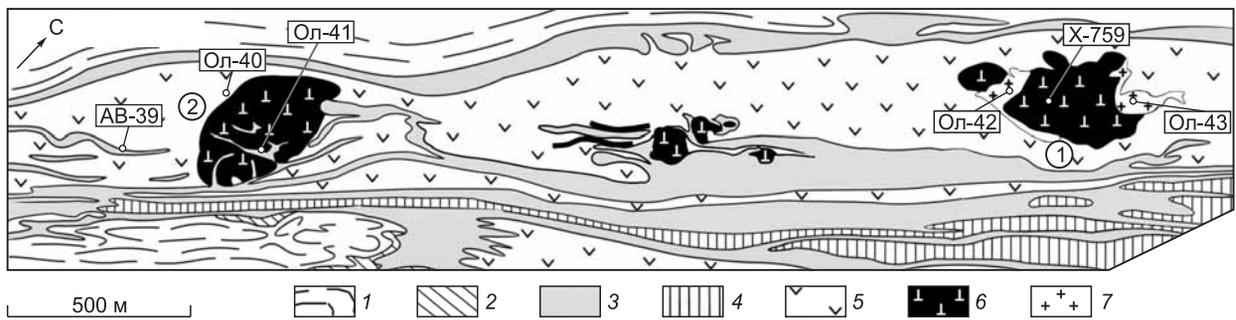


Рис. 4. Схема геологического строения участка Харикта—Тог. Составлена В.С. Федоровским.

1—2 — гнейсы, мигматиты и гранитогнейсы (1) с прослоями параамфиболитов (2); 3 — мраморы; 4 — кварциты; 5 — ортоамфиболиты, ассоциированные с реститовыми гипербазитами; 6 — тела и будины реститовых гипербазитов (1 — Тог, 2 — Харикта); 7 — жилы гранитов.

Сахюртинский (см. рис. 4). Гипербазитовые тела окружены ортоамфиболитами и мраморами. Структурный рисунок позволяет рассматривать ортоамфиболиты с находящимися в них телами гипербазитов как тектонические линзы, сформированные в процессе сдвиговых деформаций, о которых свидетельствуют мощные зоны бластомилонитизации, ограничивающие ортоамфиболиты и гипербазиты. Гипербазиты повсеместно прорваны жилами гранитов и пегматитов, внедрившимися в трещины растяжения. В отличие от п-ова Шида инъекционные жилы гранит-лейкогранитов и пегматитов на этом участке не подвержены метасоматозу и имеют типичные для шаранурского комплекса петрогеохимические характеристики [Макрыгина, Петрова, 1996; Владимиров и др., 2004].

Петрография и минеральный состав. Гипербазиты изученных тел однотипны по петрографическим характеристикам и составу породообразующих и аксессуарных минералов. Они представлены дунитами и гарцбургитами, переходы между которыми постепенные. В дунитах иногда наблюдаются шпировидные скопления хромшпинелидов. Породы слабосерпентинизированы, что в целом не характерно для реститовых гипербазитов [Штейнберг, Чашухин, 1977]. Тонкие прожилки серпентина, талька, карбоната и брусита в гипербазитах наблюдаются только в краевых частях массивов. Типичные для такого рода пород первичные протогранулярные и мезогранулярные структуры [Nikolas, Poirier, 1976] наблюдаются лишь как реликтовые на фоне гомеобластовых, порфиробластовых, гранобластовых и пойкилобластовых структур.

Дунитам присуща в основном гранобластовая структура (рис. 5, а). В породах с реликтами первичных структур наблюдаются две генерации оливинов (рис. 5, б). Причем внутри реликтовых оливинов и в межзерновом пространстве присутствуют аксессуарные хромшпинелиды в виде изометричных кристаллов, а оливины второй генерации часто довольно густо насыщены включениями хроммагнетита (рис. 5, д). В отдельных случаях оливин образует своеобразные агрегаты лейцитовидных кристаллов (рис. 5, в). Кроме того, в некоторых образцах наблюдается одновременное присутствие оливина и брусита (рис. 5, г). Для гарцбургитов характерны порфири- и пойкилобластовые структуры, при этом кристаллы оливина слагают мелкозернистую основную массу или присутствуют в виде идиобластов внутри относительно крупных кристаллов ортопироксена (рис. 5, е). В породах часто наблюдаются признаки наложенных деформаций — кристаллы ортопироксена и оливина сильно деформированы.

Наблюдаемое в шлифах присутствие различных генераций оливина подтверждается и микрондовыми исследованиями. Помимо типичных для реститовых гипербазитов оливинов с 8—9 % фаялита [Велинский, Банников, 1986], в дунитах обнаружены новообразованные оливины, характеризующиеся как меньшим (Fa_{3-7}), так и большим (Fa_{12-13}) содержанием фаялитового компонента (табл. 1). Состав ортопироксена отвечает энстатиту ($f=7-12\%$), при этом ортопироксены массива Шида характеризуются более высокими содержаниями алюминия и хрома (табл. 2). Хромшпинелиды из шпировидных скоплений отвечают по составу хромитам (табл. 3, ан. 1—3), «первичные» хромшпинелиды — алюмохромиты (см. табл. 3, ан. 4—10), пылевидные включения из оливинов второй генерации — хроммагнетиты (см. табл. 3, ан. 11—13).

Химический состав гипербазитов шидинского комплекса приведен в табл. 4. Главными петрогенными компонентами являются MgO (40—47 мас. %), SiO_2 (38—43 мас. %), ΣFeO (9—15 мас. %), содержание других петрогенных компонентов (кальция и алюминия) крайне мало, а концентрации титана, натрия, калия находятся на уровне пределов обнаружения. Характерны высокие содержания Cr (до

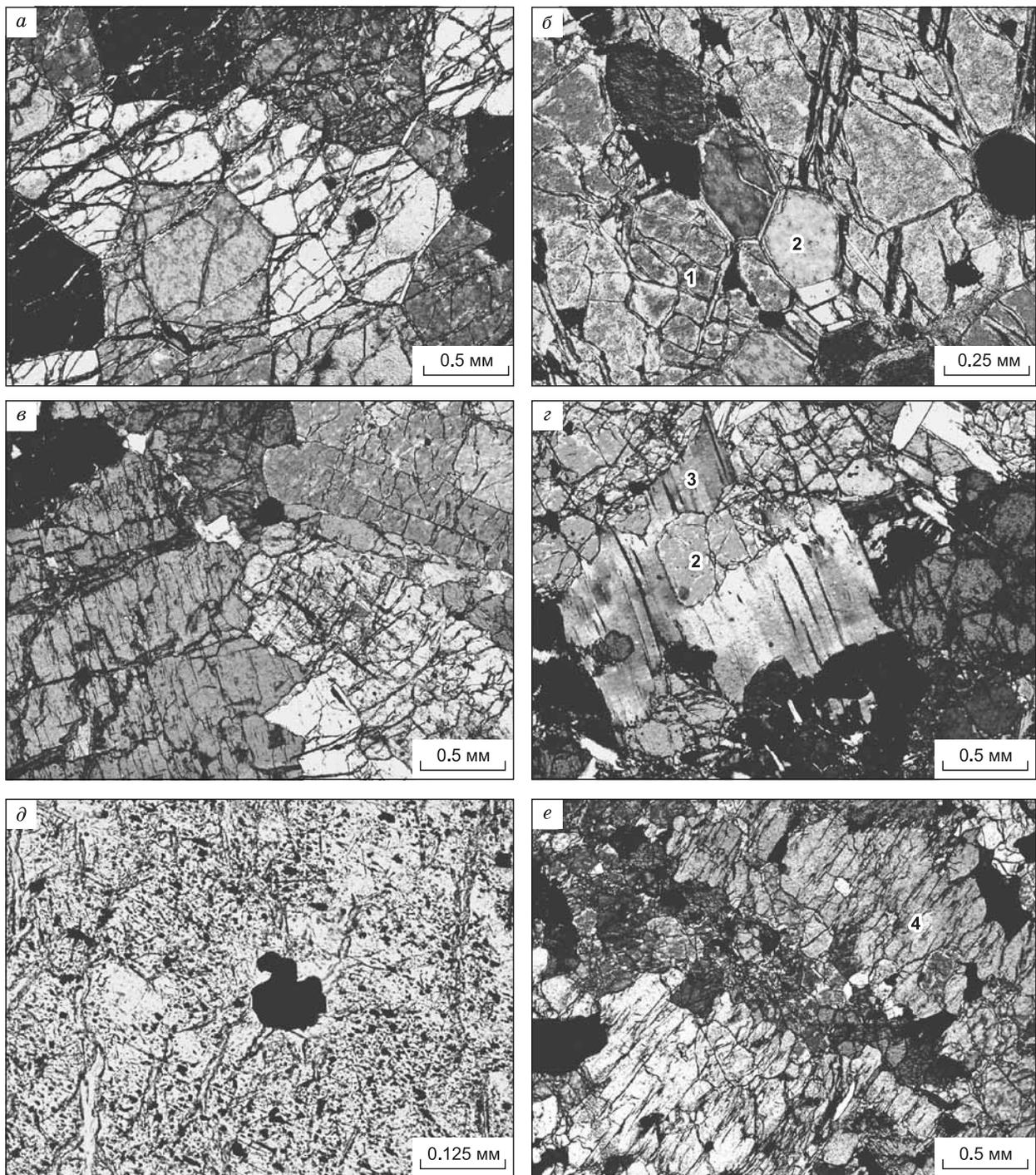


Рис. 5. Дуниты и гарцбургиты массивов Шида и Тог.

a — гранобластовая структура дунитов массива Шида, обр. 87-240; *б* — две генерации оливинов массива Шида, обр. 98-103; *в* — лейсты оливинов второй генерации, дунит массива Тог, обр. 04-67; *г* — взаимоотношения брусита и оливина в дуните, обр. 04-53; *д* — десерпентинизированный оливин с включениями хроммагнетита, в центре располагается крупное зерно хромшпинелида, дунит массива Тог, обр. 04-53; *е* — взаимоотношения оливина и энстатита в гарцбургите массива Тог, обр. 04-56. 1—4: 1 — оливин первой генерации, 2 — оливин второй генерации, 3 — брусит, 4 — ортопироксен.

Таблица 1. Представительные анализы оливинов из гипербазитов массивов Шида и Тог

Компонент	98-103	98-103	02-100	03-133	03-133	03-134	03-137	03-138	03-138A	04-53	04-61	04-67
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂ , мас. %	41.58	40.29	40.75	40.92	39.76	40.37	40.80	40.90	42.73	42.29	41.10	41.60
FeO	5.63	9.37	8.18	8.72	12.23	10.96	8.01	6.79	5.78	7.33	8.27	6.76
MnO	0.13	0.22	0.10	0.18	0.17	0.15	0.15	0.16	0.12	0.25	0.13	0.09
MgO	52.00	49.41	49.76	49.62	46.39	48.26	50.68	51.14	52.61	48.92	50.30	51.38
NiO	0.31	0.38	0.36	0.26	0.22	0.14	0.33	0.27	0.29	0.27	0.38	0.26
Сумма	99.64	99.67	99.27	99.79	98.77	100.01	100.39	99.28	101.58	99.06	100.20	100.12
Si, ф.е.	1.004	0.991	1.001	1.001	0.999	0.996	0.994	0.997	1.011	1.031	0.999	1.004
Fe	0.114	1.812	0.168	0.178	0.257	0.226	0.163	0.138	0.114	0.150	0.168	0.136
Mg	1.871	0.193	1.821	1.810	1.737	1.775	1.840	1.859	1.856	1.778	1.823	1.849
Mn	0.003	0.005	0.002	0.004	0.004	0.003	0.003	0.003	0.002	0.005	0.003	0.002
Ni	0.006	0.008	0.007	0.005	0.004	0.003	0.006	0.005	0.005	0.005	0.007	0.005
Сумма	2.993	3.000	2.999	2.998	3.001	3.003	3.006	3.002	2.988	2.969	3.001	2.996
<i>f</i>	5.72	9.62	8.44	8.98	12.89	11.30	8.15	6.93	5.81	7.76	8.45	6.87

Примечание. 1—9 — массив Шида, 10—12 — массив Тог. $f = \text{FeO} \cdot 100 / (\text{FeO} + \text{MgO})$ ф.е.

Таблица 2. Представительные анализы ортопироксенов из гипербазитов массивов Шида и Тог

Компонент	02-93	02-100	03-133	03-134	04-46	04-60	04-61
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂ , мас. %	56.59	58.18	56.44	56.76	58.72	59.06	57.90
TiO ₂	0.04	0.02	0.13	0.10	0.04	0.00	0.03
Al ₂ O ₃	2.03	1.16	2.26	1.56	0.21	0.56	0.55
Cr ₂ O ₃	0.22	0.24	0.19	0.20	0.03	0.06	0.05
FeO	6.21	5.92	8.19	7.41	7.49	4.73	5.58
MnO	0.09	0.11	0.21	0.16	0.19	0.07	0.18
MgO	33.60	34.75	32.81	33.59	34.13	36.03	34.77
CaO	0.20	0.19	0.24	0.33	0.08	0.14	0.08
Na ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03
Сумма	99.08	100.67	100.50	100.15	100.87	100.64	99.16
Si, ф.е.	1.967	1.987	1.953	1.965	2.010	2.001	2.000
Ti	0.001	0.000	0.003	0.003	0.001	0.000	0.001
Al	0.083	0.047	0.092	0.064	0.008	0.022	0.022
Cr	0.006	0.007	0.005	0.005	0.001	0.002	0.001
Fe	0.181	0.169	0.237	0.215	0.214	0.134	0.161
Mg	1.742	1.770	1.694	1.735	1.742	1.821	1.792
Ca	0.007	0.007	0.009	0.012	0.003	0.005	0.003
Na	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002
Сумма	3.987	3.986	3.995	3.998	3.979	3.985	3.983
<i>f</i> , %	9.4	8.7	12.3	11.0	11.0	6.9	8.3

Примечание. 1—4 — массив Шида, 5—7 — массив Тог. $f = \text{FeO} \cdot 100 / (\text{FeO} + \text{MgO})$ ф.е.

Таблица 3. Представительные анализы хромшпинелидов гипербазитов массива Шида и Тог

Компонент	98-103	98-103	02-100	02-100	03-133	03-134	03-137	03-138	03-138A	04-46	04-53	04-56	04-59B
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
TiO ₂ , мас. %	0.09	0.20	0.00	0.00	0.10	0.03	0.05	0.06	0.01	0.02	0.29	0.10	0.00
Al ₂ O ₃	7.81	15.51	8.18	31.46	56.89	39.14	21.14	4.75	34.68	35.06	0.39	18.77	1.10
Cr ₂ O ₃	61.34	51.97	58.68	34.33	9.85	25.30	27.14	15.96	23.87	30.12	42.32	50.53	41.09
FeO	23.25	23.51	26.82	20.86	14.08	20.72	39.01	68.98	26.18	21.55	50.83	20.31	42.70
MnO	0.52	0.44	0.43	0.24	0.15	0.24	0.39	0.36	0.28	0.20	1.03	0.20	1.11
MgO	7.42	9.31	6.10	11.62	17.82	12.30	8.37	5.03	13.75	11.37	3.36	10.39	6.02
NiO	0.03	0.07	0.01	0.10	0.22	0.02	0.33	0.60	0.22	0.10	0.21	0.04	0.33
ZnO	0.18	0.20	0.30	0.59	0.19	0.57	0.15	0.02	0.44	0.47	0.30	0.39	0.38
Сумма	100.67	101.22	100.58	99.34	99.36	98.50	96.67	95.83	99.50	99.03	98.79	100.77	93.01
Ti, ф.е.	0.002	0.005	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.008	0.002	0.000
Al	0.311	0.586	0.328	1.116	1.769	1.351	0.811	0.199	1.192	1.231	0.017	0.698	0.049
Cr	1.637	1.317	1.579	0.817	0.206	0.586	0.698	0.449	0.550	0.709	1.211	1.260	1.219
Fe ³⁺	0.048	0.088	0.093	0.068	0.021	0.062	0.489	1.348	0.257	0.059	0.757	0.037	0.732
Fe ²⁺	0.609	0.542	0.670	0.457	0.289	0.445	0.572	0.706	0.381	0.478	0.781	0.498	0.608
Mn	0.015	0.012	0.012	0.006	0.003	0.006	0.011	0.011	0.007	0.005	0.032	0.005	0.035
Mg	0.373	0.445	0.310	0.521	0.701	0.537	0.406	0.267	0.598	0.505	0.181	0.489	0.337
Ni	0.001	0.002	0.000	0.002	0.005	0.001	0.009	0.017	0.005	0.002	0.006	0.001	0.010
Zn	0.005	0.005	0.008	0.013	0.004	0.012	0.004	0.001	0.010	0.010	0.008	0.009	0.011

Примечание. 1—9 — массив Шида, 10—13 — массив Тог. Количество Fe³⁺ рассчитано по соотношению анионов и катионов.

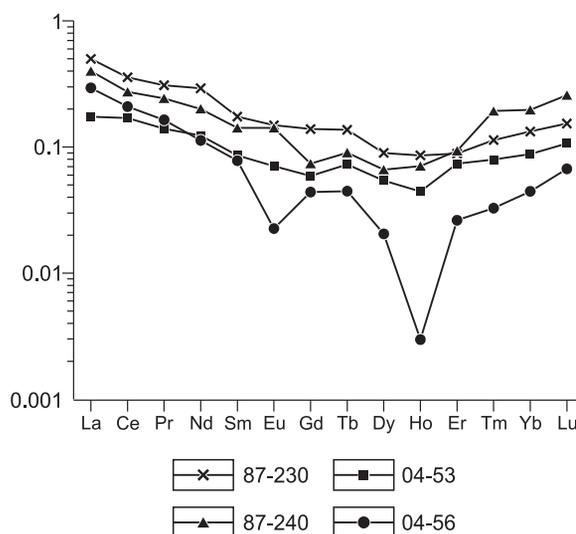
Таблица 4. Химический (мас. %) и редкоземельный (г/т) состав гипербазитов массивов Шида и Тог

Компонент	87-230	87-240	97-37	97-38	02-101	03-133	03-137	03-138	87-238	87-239	97-32	97-35	02-100	04-46	04-53	04-56
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	41.03	41.91	38.10	36.09	38.16	39.54	38.01	40.08	40.51	43.22	41.03	41.58	42.09	44.95	38.39	44.11
TiO ₂	0.02	0.05	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.08	0.04	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	0.39	0.96	0.38	0.60	1.01	0.36	1.23	0.33	1.82	1.30	1.29	0.10	0.32	0.14	0.09	0.08
FeO*	9.20	9.90	12.88	15.50	10.19	9.71	11.75	8.75	15.09	11.21	12.05	9.26	9.22	4.96	5.92	5.84
MnO	0.15	0.11	0.16	0.18	0.16	0.19	0.15	0.14	0.18	0.19	0.14	0.12	0.11	0.07	0.21	0.11
MgO	47.31	45.79	44.50	43.51	46.13	46.14	46.04	46.46	40.71	43.26	40.24	43.97	44.65	44.90	46.19	44.53
CaO	0.36	0.24	0.05	0.05	0.10	1.10	0.04	1.27	0.63	0.36	1.20	0.05	0.20	0.10	0.04	0.10
Na ₂ O	0.20	0.20	0.27	0.16	0.02	0.03	0.01	0.01	0.20	0.20	0.13	0.11	0.02	0.02	0.02	0.02
K ₂ O	0.05	0.05	0.05	0.04	0.02	0.01	0.01	0.01	0.05	0.05	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
П.п.п.	2.59	2.05	2.90	2.24	2.49	1.92	2.00	2.18	2.06	1.50	2.48	4.02	2.24	1.54	3.42	2.24
Сумма	100.41	100.31	98.05	96.89	97.31	98.06	98.10	98.40	100.50	100.24	97.43	98.35	98.00	98.97	98.3	99.33
Cr	1700	3600	6400	12000	7000	3600	7400	1200	2400	4900	4800	3200	3300	3600	8300	3500
Ni	2200	2000	2700	2400	2400	1900	2500	1900	1500	1700	2000	2500	2300	2000	2400	2600
Co	118	106	156	195	134	149	160	145	158	115	142	131	118	98	166	116
V	4	13	5	6	50	50	50	50	23	21	5	5	50	40	40	40
Cu	59	61	62	71	35	42	86	53	78	81	120	10	28	10	10	10
Zr	10	10	—	—	—	—	—	—	14	10	—	—	—	—	—	—
Sc	3.9	6.5	—	—	—	—	—	—	9.2	5.1	—	—	—	—	—	—
Sr	—	—	20	20	50	50	50	50	—	—	20	20	50	—	—	—
Zn	34	30	41	73	29	39	50	35	52	45	37	40	10	—	—	—

Примечание. Суммарное содержание железа приведено в форме FeO. Прочерк — содержание элемента не определялось. Анализы 1—8 — дуниты, 9—14 — гарцбургиты.

Рис. 6. Спектры распределения редкоземельных элементов для гипербазитов массива Шида и Тог.

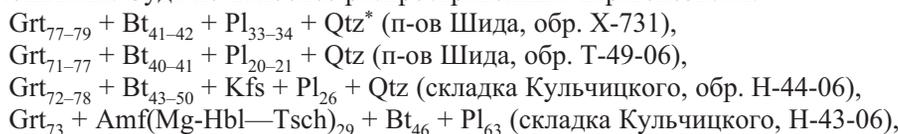
Содержания нормированы по составу хондрита C1 [Boynnton, 1984].



12 000 г/т) и Ni (до 2700 г/т). Содержание редкоземельных элементов находится на низком уровне ($\Sigma \text{PЗЭ} = 0.6\text{—}5.6$ г/т), дуниты наиболее обеднены этими элементами. Графики распределения редкоземельных элементов имеют корытообразную форму с хондритовыми отношениями меньше единицы (рис. 6). По химическому составу дуниты и гарцбургиты соответствуют реститовым гипербазитам офиолитовых комплексов [Колман, 1979; Пинус, Колесник, 1966].

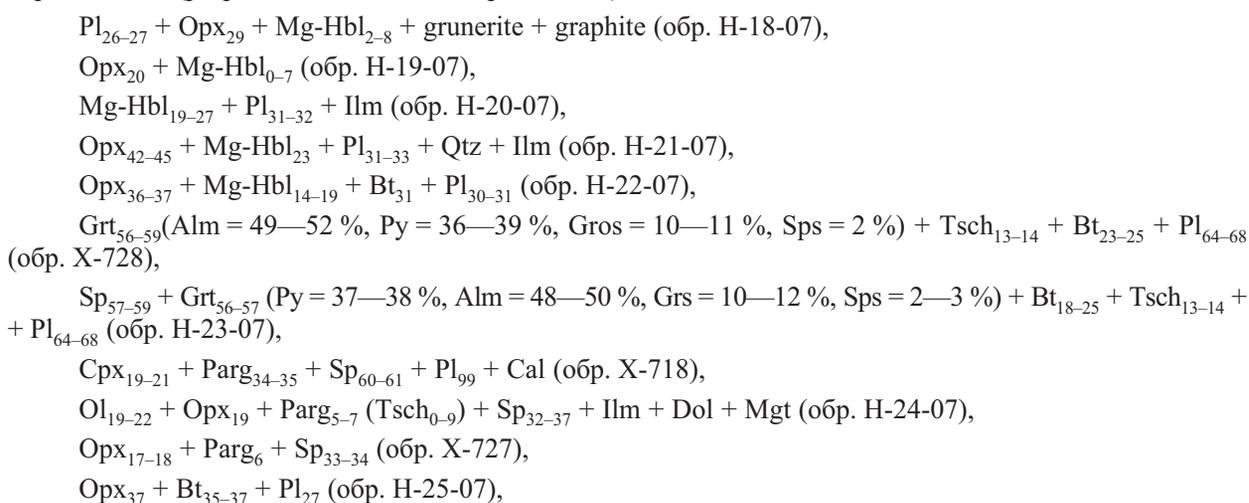
ОЦЕНКИ *PT*-ПАРАМЕТРОВ МЕТАМОРФИЗМА

При изучении метаморфического обрамления реститовых гипербазитовых тел и будин основное внимание было уделено зоне Анга—Сахюрты. Как уже отмечалось выше, зона Анга—Сахюрты сложена амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами и бластомилонитами. Судя по наиболее распространенным парагенезисам:



условия их метаморфизма отвечают амфиболитовой фации ($P = 6.2\text{—}6.5$ кбар, $T = 650\text{—}710$ °C). По сравнению с гранат-ортопироксен-биотитовыми гнейсами Чернорудской зоны гранат из метapelитов зоны Анга—Сахюрты характеризуется более высоким содержанием алмандинового (69—72 %) и спессартинового (3—4 %) компонентов и меньшим количеством пироба (17—21 %) и гроссуляра (3—6 %). Биотит в породах зоны Анга—Сахюрты гораздо менее титанистый (3.1—4.0 мас. % TiO_2) по сравнению с гранулитами Чернорудской зоны, где содержание TiO_2 в биотитах нередко достигает 4.9—5.6 мас. %. Таким образом, особенности составов минералов также указывают на параметры, отвечающие амфиболитовой фации метаморфизма.

Общий фон метаморфизма нарушается вблизи тел гипербазитов. Так, на п-ове Шида в обрамлении одного из тел гипербазитов зафиксированы необычные для зоны Анга—Сахюрты минеральные парагенезисы (разрез от контакта с гипербазитами):



* Здесь и далее: индексы внизу — значения железистости $f = \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ для железомagneзиальных минералов и содержания анортитового компонента в плагиоклазе. Индексы минералов, по [Kretz, 1983].

Grt₇₅₋₈₂ (Py = 13—19 %, Alm = 55—60 %, Grs = 20—23 %, Sps = 3—7 %) + Pl₇₈₋₇₉ + Parg₄₄₋₄₉ + Bt₄₈₋₅₃ (обр. Н-26-07),

Grt₈₀₋₈₁ (Py = 11—12 %, Alm = 45—47 %, Grs = 38—39 %, Sps = 4—5 %) + Pl₉₈ + Cpx₃₂ + Parg₄₉₋₅₀ (обр. Н-29-07),

Opx₅₀₋₅₁ + Cpx₃₅₋₃₈ + Mg-Hbl₂₁ + Bt₄₈₋₄₉ + Pl₂₅₋₂₇ (обр. Н-27-07),

Cpx₃₇ + Mg-Hbl₃₉₋₄₁ + Pl₃₀₋₃₂ + Kfs (обр. Н-28-07).

Описанный разрез имеет мощность менее 20 м. Породы имеют свежий облик и практически несут следов бластомилонитизации, либо они были заглушены в процессе статической рекристаллизации. Большинство из приведенных минеральных парагенезисов могут рассматриваться как породы гранулитовой фации, поскольку здесь наблюдается двупироксеновая ассоциация (обр. Н-27-07), а биотит в основной массе обр. Н-26-07 содержит 4.0—4.4 мас. % TiO₂ (во включениях в гранате даже 4.6—5.3 мас. % TiO₂). Одновременно они имеют признаки, характерные для высокотемпературных магнезиальных метасоматитов, так как содержат высокопиропистый гранат, магнезиальные энстатит, диопсид, амфибол (паргасит, чермакит или магнезиальную роговую обманку), биотит, шпинель. Кроме того, составы этих пород характеризуются крайне широкими вариациями по всем компонентам (мас. %): SiO₂ — от 38 до 57, TiO₂ — от 0.3 до 2.5, Al₂O₃ — от 4 до 22, Fe₂O₃ — от 8 до 16, MgO — от 4 до 25, CaO — от 4 до 18, Na₂O — от 0.6 до 5.4, K₂O — от 0.1 до 4.3) и для многих из них практически нельзя реконструировать природу протолита.

Для данных парагенезисов были получены следующие оценки температур и давлений (THERMOCALC [Holland, Powell, 1998]):

$P = 9.1 \pm 1.1$ кбар, $T = 777 \pm 23$ °C (Opx + Cpx + Mg-Hbl + Bt + Pl, обр. Н-27-07),

$P = 8.0 \pm 0.9$ кбар, $T = 752 \pm 38$ °C (Grt + Pl + Parg + Bt, обр. Н-26-07),

$P = 10.9 \pm 0.6$ кбар, $T = 770 \pm 32$ °C (Grt + Pl + Cpx + Parg, обр. Н-29-07),

$P = 8.7 \pm 2.2$ кбар, $T = 790 \pm 64$ °C (Pl + Opx + Mg-Hbl + grunerite, обр. Н-18-07).

Как можно видеть, независимо от того, имеют ли эти породы метаморфическое или метасоматическое происхождение, их образование осуществлялось в условиях более высоких температур и давлений по сравнению с окружающей гипербазитовые тела метаморфической толщей зоны Анга—Сахюргы.

СДВИГОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ И СИНКИНЕМАТИЧЕСКИЕ ГРАНИТЫ

С целью реконструкции тектонотермальной истории реститовых гипербазитов в пределах Шидинского полигона проведен структурно-кинематический анализ деформаций как гипербазитовых тел и будин, так и их метаморфического обрамления [Юдин и др., 2011]. Судя по геологической ситуации, будины гипербазитов являются отторженцами более крупного тела, фрагментированного в процессе тектонического экспонирования. В ходе эксгумации на верхние уровни коры отдельные фрагменты реститовых гипербазитов растаскивались вдоль проницаемой сдвигово-раздвиговой зоны, приобретая овальную линзовидную форму с заполнением межбудинного пространства карбонатным материалом и бластомилонитами вмещающих пород.

Ориентировка трещин и «слепых» жил внутри реститовых гипербазитовых будин, их морфология в форме «конского хвоста», а также наличие структур растяжения указывают на субвертикальную кинематику тектонического экспонирования ультрабазитов в условиях транспрессии. Сочетание же процессов десерпентинизации и перекристаллизации оливинсодержащих пород с трещинной тектоникой и становлением жильных гранитных систем может говорить об относительной глубинности тектонических процессов, происходивших с высокими по геологическим меркам скоростями.

Метаморфические породы в обрамлении реститовых гипербазитов претерпели, как минимум, два этапа деформаций и синхронного минералообразования. Ранний этап характеризуется преимущественно вязкопластичными деформациями со сдвиговзбросовой кинематикой (отвечает этапу эксгумирования ультрабазитов). Кинематика деформаций раннего этапа часто нарушена поздними наложенными тектоническими процессами, которые имеют более низкотемпературный характер и отвечают хрупким и хрупкопластичным деформациям с левосдвиговой кинематикой (см. рис. 3).

Синкинематические граниты в метаморфическом обрамлении реститовых гипербазитовых будин на п-ове Шида представлены «стандартными» гранит-лейкогранитами, иногда с пегматоидной графической структурой, тесно взаимосвязанные с вмещающими бластомилонитами и милонитами. По своему внешнему облику, структурам и породообразующему минеральному составу (Qtz + Fsp + Pl₁₀₋₂₀ + Bt ± Mu ± Grt) они отвечают S-гранитам, что подтверждается их пересыщенностью глиноземом (A/CNK = 1.2—3.7; A/NK = 1.2—4.7) и калинатриевой специализацией (табл. 5). Распределение редкоземельных и редких элементов отвечает наиболее широко распространенной гранит-лейкогранитной по-

Таблица 5.

Химический (мас. %) и редкоземельный (г/т) составы гранитов
п-ова Шида и участка Харикта—Тог

Компонент	АВ-39	Ол-40	Ол-41	Ол-42	АВ-43	Х-721	Х-742	Х-736	02-103	02-104	02-102
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	76.29	77.51	73.79	73.35	73.61	74.56	73.16	74.28	58.39	52.86	27.57
TiO ₂	0.03	0.16	0.05	0.05	0.03	0.03	0.1	0.06	0.02	0.36	0.50
Al ₂ O ₃	14.82	12.72	14.41	15.36	14.77	14.33	15.2	11.83	22.25	19.08	3.59
Fe ₂ O ₃	0.45	1.21	0.8	0.84	0.36	1.06	1.14	1.1	0.10	1.90	3.38
MnO	0.03	0.03	0.03	0.1	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.02	0.09
MgO	0.1	0.68	0.64	0.64	0.1	0.42	0.54	2.45	4.46	9.70	36.69
CaO	3.71	0.63	0.12	1.11	0.47	1.75	1.69	4.18	3.67	3.41	1.78
Na ₂ O	3.93	5.4	3.32	3.69	3.42	3.74	4.06	3.07	0.02	0.22	0.02
K ₂ O	0.46	0.67	6.15	3.89	7.04	3.6	3.2	0.51	7.45	5.40	0.12
P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	1.09	0.76	0.26
П.п.п.	0.32	0.73	0.76	0.63	0.22	0.32	0.54	2.45	3.04	5.66	26.04
Сумма	100.17	99.78	100.12	99.7	100.08	99.84	100.07	99.94	100.50	99.37	100.05
Rb	—	17	144	166	—	—	29	—	16	20	7
Cs	0.1	0.07	2.3	1	—	—	—	—	—	—	—
Sr	400	261	106	241	—	—	382	—	350	260	50
Ba	233	610	30	220	—	—	3907	—	—	—	—
Y	—	12	29.7	28.7	—	—	3.5	—	—	—	—
Zr	21.6	128	44	43	—	—	134	—	—	—	—
Nb	—	8.6	8.5	1.9	—	—	2.1	—	—	—	—
La	4.2	32	11	11.6	—	—	50.6	—	—	—	—
Ce	4.2	46	22.4	21.2	—	—	69.3	—	—	—	—
Pr	—	—	—	—	—	—	6.9	—	—	—	—
Nd	1.2	18.2	12.9	10.7	—	—	17.5	—	—	—	—
Sm	0.2	3.6	3.4	2.6	—	—	1.8	—	—	—	—
Eu	0.74	0.5	0.51	0.81	—	—	0.8	—	—	—	—
Gd	0.18	2.5	3.2	2.8	—	—	1.15	—	—	—	—
Tb	0.02	0.4	0.58	0.56	—	—	0.13	—	—	—	—
Dy	—	—	—	—	—	—	0.61	—	—	—	—
Ho	—	—	—	—	—	—	0.13	—	—	—	—
Er	—	—	—	—	—	—	0.34	—	—	—	—
Tm	—	—	—	—	—	—	0.07	—	—	—	—
Yb	0.03	1	2.44	3.5	—	—	0.4	—	—	—	—
Lu	0	0.14	0.37	0.57	—	—	0.07	—	—	—	—
Hf	0.05	3.3	2.4	2	—	—	3.7	—	—	—	—
Ta	0.02	0.5	0.8	0.3	—	—	0.17	—	—	—	—
Th	0.12	10	17.5	20	—	—	14	—	—	—	—
U	—	1.5	6	3.6	—	—	0.54	—	—	—	—
Σ РЗЭ	10.652	104.34	56.8	54.34	—	—	149.73	—	—	—	—
(La/Yb) _n	111.9	21.6	3	2.2	—	—	84.4	—	—	—	—
(Eu/Eu*) _n	12.8	0.5	0.5	0.9	—	—	1.6	—	—	—	—

Примечание. 1—8 — состав гранит-лейкогранитов шаранурского комплекса участка Харикта—Тог (1—6) и п-ова Шида (7—8); 9—10 — состав плагиоклазитов из «слепой» жилы в гипербазитовой будине п-ова Шида, 11 — серпентин-бруситовая порода в оторочках «слепой» инъекционной жилы. Содержание железа приведено в окисной форме. Прочерк — содержание элемента не определялось.

родной группе в составе шаранурского комплекса [Макрыгина, Петрова, 1996; Владимиров и др., 2004].

Кроме того, внутри гипербазитовых тел и будин запечатаны экзотические по составу «слепые» жилы флогопит-плагноклазового состава (табл. 5). Их характерной особенностью является наличие в более мощных прожилках серпентин-бруситовых оторочек (см. рис. 3). Метасоматические процессы взаимодействия гранитного расплава с гипербазитами возможны лишь в том случае, если последние находились в горячем состоянии (температура на уровне субсолидуса обводненных гранитных расплавов, $T \sim 670\text{—}650\text{ }^\circ\text{C}$). Отметим, что «слепые» пегматоидные гранитные жилы в гипербазитовых массивах и будинах участка Харикта—Тог не обнаруживают признаков метасоматоза.

U/Pb ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ

Параавтохтонные граниты в метаморфическом складчатом обрамлении реститовых гипербазитов п-ова Шида. Для U/Pb (SHRIMP-II) определения возраста гранитов шаранурского комплекса была выбрана синдвиговая гранитная жила (пр. X-742, см. рис. 2). Полученные экспериментальные точки на диаграммах изотопных соотношений ложатся на конкордию и показывают возраст для гранитов синдвиговой гранитной жилы (обр. X-742) — 475 ± 1.5 млн лет [Юдин и др., 2011]. Этот возраст согласуется с другими U/Pb датами для гранитов шаранурского комплекса, полученными на разных участках зоны Анга—Сахюрты (465 ± 5 млн лет [Бибикова и др., 1990]). Отметим, что такие же значе-

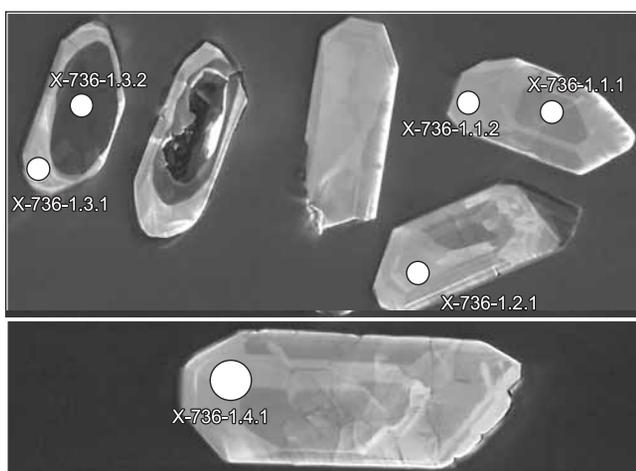
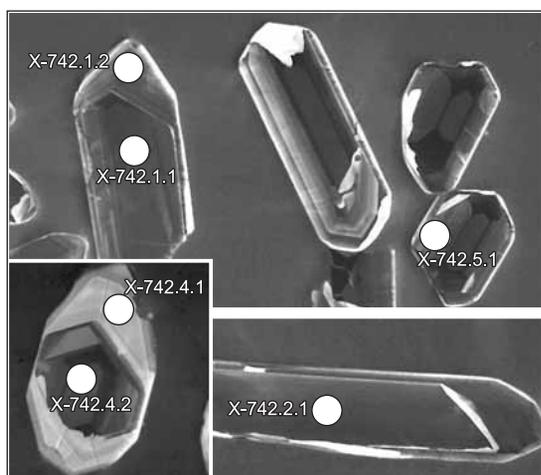
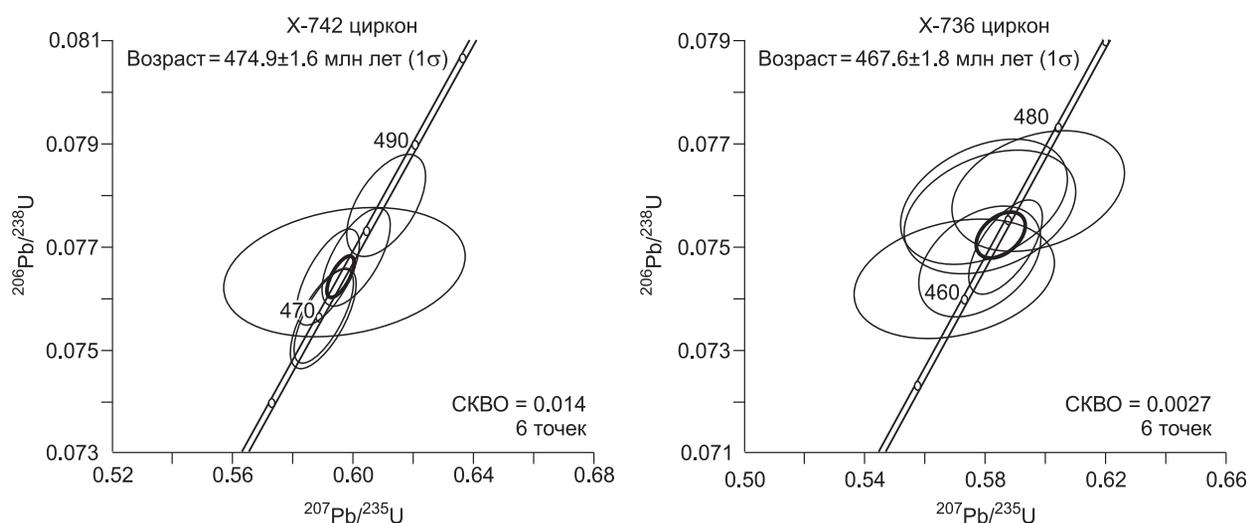


Рис. 7. Результаты U-Pb (SHRIMP-II) датирования цирконов, выделенных из жилы гранитов в толще гнейсов (X-742) и «законсервированной» в будине гипербазитов гранитной жилы на п-ове Шида.

Приведены фотографии исследуемых цирконов с указанием областей фокусировки пучка ионов (диаметр пучка — 20 мкм).

ния возраста имеют синдвиговые граниты шаранурского комплекса, проявленные в Чернорудской зоне (470 ± 1.5 и 460 ± 1.5 млн лет [Юдин и др., 2011]). Основываясь на всей совокупности уран-свинцовых геохронологических данных можно определить временной интервал формирования гранитов шаранурского комплекса в 475—460 млн лет (рис. 7).

«Законсервированные» жилы в реститовых гипербазитах п-ова Шида. U/Pb датирование было проведено в центральной части одной из наиболее крупных плагиоклазитовых жил, законсервированной в гипербазитовом теле (пр. X-736, см. рис. 2). Цирконы из центральной части жилы, сохранившей реликты гранитной структуры, имеют короткопризматический габитус и отчетливое зональное строение без признаков реликтовых метаморфогенных ядер. Полученные экспериментальные точки на диаграммах изотопных соотношений ложатся на конкордию и показывают возраст жилы плагиоклазитов на п-ове Шида (обр. X-736) — 467.6 ± 1.8 млн лет (см. рис. 7).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ

Для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований на участке Шида были отобраны биотиты и амфиболы из метаморфических пород (обр. X-728, X-758), а также из синметаморфических гранитов (обр. X-721) в обрамлении гипербазитовых будин (см. рис. 2). В $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектре амфибола X-728 из гранат-амфибол-биотитового прослоя, примыкающего к синметаморфической гранитной жиле (обрамление гипербазитовых будин), выделяется четкое плато с возрастом 471.0 ± 6.6 млн лет, соответствующее 85 % выделенного ^{39}Ar (рис. 8). Этот возраст совпадает с U/Pb возрастом синметаморфических гранитов. Температура закрытия K-Ar изотопной системы амфибола — 550 ± 50 °C, в то время как для U/Pb изотопной системы в цирконе она не ниже 800 °C [Hodges, 2004]. Поэтому на основании совпадения U/Pb возраста по циркону из синметаморфической гранитной жилы и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста по амфиболу, можно полагать, что этот возрастной рубеж соответствует одному из главных эпизодов метаморфизма, а также принять, что сразу после метаморфизма произошло быстрое остывание исследуемых пород ниже 500 °C. Важно заметить, что с учетом геотермического градиента, составляющего порядка 30—40 °C/км, и температуры закрытия изотопной системы амфибола метаморфизм должен был происходить на глубине не менее 14 км.

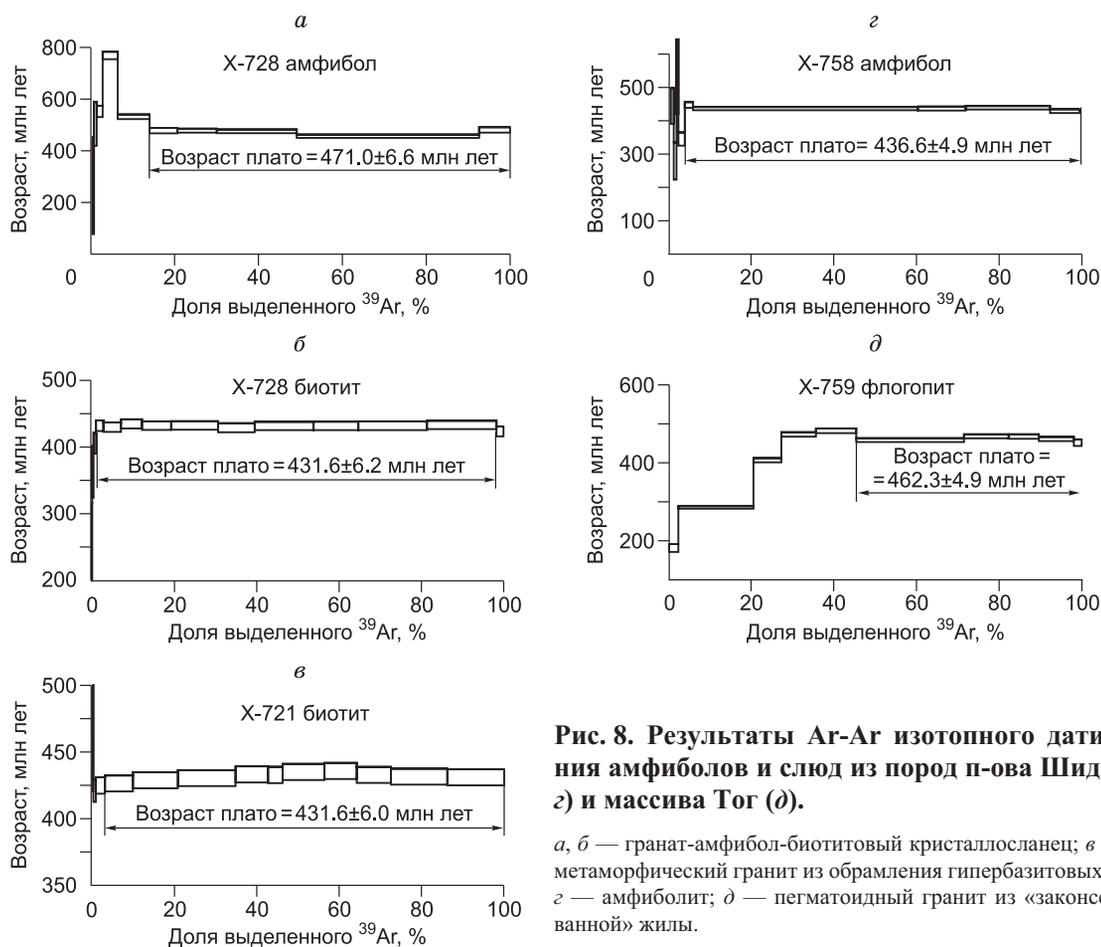


Рис. 8. Результаты Ar-Ar изотопного датирования амфиболов и слюд из пород п-ова Шида (а—з) и массива Тог (д).

а, б — гранат-амфибол-биотитовый кристаллосланец; в — синметаморфический гранит из обрамления гипербазитовых будин; з — амфиболит; д — пегматоидный гранит из «законсервированной» жилы.

В $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектре биотита из гранат-амфибол-биотитового сланца, обр. X-728 (см. рис. 8) также выделяется плато с возрастом 431.6 ± 6.2 млн лет, соответствующее 95 % выделенного ^{39}Ar . В результате $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований в возрастном спектре биотита из жилы биотитового лейкогранита (обр. X-721), выделяется четкое плато с возрастом 431.0 ± 6.0 млн лет, соответствующее 95 % выделенного ^{39}Ar . В спектре амфибола, выделенного из метаморфического обрамления на участке Шида (обр. X-758), наблюдается плато, соответствующее возрасту 436.6 ± 4.9 млн лет. На основании совпадения нескольких датировок, полученных по минералам с различной устойчивостью изотопной системы, можно сделать вывод об интенсивном тектонотермальном событии с возрастом 430—437 млн лет. Учитывая значения температур закрытия K/Ar изотопной системы биотита и амфибола, событие характеризовалось температурой не меньше 450—500 °C, что соответствует уровню хрупкопластических деформаций. С другой стороны, учитывая сохранность K/Ar изотопной системы амфибола X-728 раннего этапа, последнее событие должно быть кратковременным.

В гипербазитовом массиве Тог (см. рис. 4) из «законсервированной» в массиве пегматоидной гранитной жилы (с графикой, не подверженной десиликации) для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования была отобрана монофракция флогопита (обр. X-759). В $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастном спектре флогопита после лестницы вверх выделяется плато с возрастом 462.3 ± 4.9 млн лет, соответствующее 55 % выделенного ^{39}Ar (см. рис. 8). Сохранность изотопной системы флогопита (температура закрытия ~ 430 °C), «законсервированного» в массиве Тог, можно объяснить большей жесткостью ультрабазитовых пород относительно вмещающего обрамления, обеспечивающей защиту как от деформаций, так и от связанных с ними кратковременных прогревов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вещественный состав и оценка возраста гипербазитов. Степень дислоцированности и метаморфизма, минеральный и геохимический составы гипербазитов и тесно ассоциирующих с ними ортоамфиболитов позволяют утверждать, что они относятся к наиболее древним образованиям океанической природы в составе Ольхонского террейна.

Отсутствие характерных структур и свежий облик гипербазитов, вероятнее всего, обусловлены процессами дегидратации в результате высокоградного метаморфизма. В пользу этого предположения свидетельствует одновременное присутствие новообразованного оливина и брусита, так как при гидратации взаимодействие оливина (форстерит) и водного флюида приводит к появлению ассоциации серпентин + брусит + магнетит, а при десерпентинизации при повышенных давлениях серпентин исчезает раньше брусита с образованием оливина второй генерации и хромомagnetита [Frost, Beard, 2007; Evans, 2008].

Абсолютный возраст гипербазитов не поддается прямому определению. Существующие датировки — 635 млн лет [Волкова и др., 2008] и 530—535 млн лет [Gladkochub et al., 2008; Гладкочуб и др., 2010; Владимиров и др., 2011] — позволяют судить только о времени проявления базальтоидного магматизма, сопровождавшего образование океанической коры и возрасте гранулитового метаморфизма соответственно.

Геологическая позиция и взаимосвязь с метаморфическим обрамлением. Область распространения реститовых гипербазитов ограничена на современном эрозионном срезе коллизийным швом на северо-западе и комплексом Орсо на юго-востоке (см. рис. 1). В Ангинской зоне реститовых гипербазитов не обнаружено. Это позволяет предположить, что Чернорудская зона, отвечающая гранулитовой фации метаморфизма, и зона Анга—Сахюрты — амфиболитовой фации метаморфизма, неразрывно связаны между собой, что подтверждается присутствием «экзотических» по минеральному и вещественному составу гранулитов в непосредственном контакте с реститовыми гипербазитовыми будинами на п-ове Шида (залив Мухор).

Оценки PT -параметров метаморфизма и проблема интерпретации «экзотических» гранулитов. Сравнительный анализ PT -параметров метаморфизма для основных двупироксеновых гнейсов Чернорудской зоны ($P = 7.7—8.6$ кбар, $T = 770—820$ °C) и максимальных PT -параметров метаморфизма, полученных для критических минеральных парагенезисов в породах на контакте с гипербазитами на п-ове Шида ($P = 8—11$ кбар, $T = 650—850$ °C) однозначно свидетельствует о том, что под метаморфическими толщами амфиболитовой фации зоны Анга—Сахюрты присутствуют фрагменты гранулитов [Владимиров и др., 2006; Волкова и др., 2008; Khlestov, Volkova, 2008]. Вместе с тем остается открытым вопрос о петрологической интерпретации аномальных оценок давления, полученных для экзотических пород на п-ове Шида. Первый вариант «а priori» предполагает, что давление было связано с литостатической нагрузкой, в этом случае полученные оценки (8—11 кбар) отвечают глубине формирования гранулитов 26—36 км, что выглядит маловероятным. Альтернативный вариант предполагает возникновение экстремальных давлений в условиях интенсивных сдвиговых деформаций горных масс, этот подход

требует дополнительных комментариев с учетом современных экспериментов и результатов численного математического моделирования [Khlestov, Volkova, 2008].

Динамометаморфические обстановки с неоднородно распределенными неравносторонними напряжениями, сопровождающимися вязким течением горных масс, весьма характерны для эволюции коллизионных орогенов. В качестве наиболее ярких признаков таких ситуаций обычно отмечают: а) образование директивных структур; б) метаморфическая дифференциация (преимущественно, в форме вторичного расслоения); в) изменение зернистости горных пород с общей тенденцией к измельчению минеральных индивидов (порой неравноценно для разных минералов); г) мелкая изоклиальная складчатость (нередко со срывами по плоскости скольжения); д) будинаж и гелицитовые структуры. При этом, как правило, хорошо выражена фрагментация на иерархическую систему блоков и зон с контрастными степенями проявления каждого из этих признаков.

В современных материаловедческих экспериментах весь перечисленный набор характерных деталей фиксируется при больших пластических деформациях композитов и гомогенных сред. Примечательно, что в таких экспериментах им сопутствует ряд специфических эффектов, представляющих интерес в петрологическом плане. Коэффициенты массопереноса при больших скоростях сдвиговых деформаций возрастают на 8—10 порядков [Панин и др., 1990], существенно снижаются вязкости и параллельно возрастают скорости химических реакций и фазовых переходов [Александров и др., 2001; Аллахвердов и др., 2001]. При очень высоких импульсных сдвигах пофазное расслоение даже такого высокопрочного композита, как сталь, реализуется за времена порядка микросекунд [Chistyakov, 1997]. Сдвиговые вязкие течения приводят к вещественному расслоению и в гомогенных сплавах, создавая градиенты состава между зонами с разной степенью деформированности [Кайбышев, Фаизова, 1998], причем в условиях непродолжительного опыта и безо всякого нагрева.

Модельные компьютерные расчеты показали также, что сдвиговые течения в среде с реологическими неоднородностями неизбежно создают локальные скачки давления: с максимумами в зонах «накатывания» потока на жесткие блоки и с минимумами — в зонах «скатывания» с них [Тен, 1993]. Амплитуда этих колебаний прямо зависит от скоростей сдвига и в вязких средах может быть весьма значительной.

Гипербазитовые будины и ассоциированные с ними фрагменты «экзотических гранулитов» на п-ове Шида наиболее близко отвечают геологическим ситуациям в земной коре, где реализуются аномальные (сверхлитостатические) давления и температуры. По итогам детальных петрохимических и термобарометрических исследований установлена ярко выраженная мозаичность составов горных пород в обрамлении будин (с образованием зон, которым не найти приемлемого аналога-протолита), а также зафиксированы локальные скачки давления (от 6.5 до 12.0 кбар) и температуры (от 650 до 850 °С). Эти факты находят объяснение с точки зрения тектонометаморфических обстановок с неоднородно распределенными неравносторонними напряжениями, которые обычно сопровождаются вязким течением горных масс, что является характерной чертой эволюции коллизионных комплексов [Khlestov, Volkova, 2008]. Сдвиговые вязкие течения в среде с реологическими неоднородностями приводят к вещественному расслоению (метаморфической дифференциации) и неизбежно создают локальные скачки давления с максимумами в зонах «накатывания» потока текущих горных масс на «жесткие» гипербазитовые блоки.

Динамика тектонического экспонирования гипербазитовых тел и будин. Структурно-кинематический анализ, U/Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопное датирование мигматизированных метаморфических толщ в обрамлении гипербазитовых тел и будин, выполненные на п-ове Шида, участке Харикта—Тог, позволяют реконструировать термохронологическую историю их тектонического экспонирования на верхние горизонты земной коры (рис. 9). Точкой отсчета является U-Pb изотопный возраст синкinemатических гранитов в складчатом обрамлении гипербазитовых тел, а также в «слепых» плагиоклазитовых жилах, запечатанных внутри гипербазитов (475—465 млн лет), который отвечает главному возрастному рубежу масштабного гранитообразования на стадии коллапса Ольхонской аккреционно-коллизионной системы [Gladkochub et al., 2008; Гладкочуб и др., 2010; Федоровский, Складков, 2010; Владимиров и др., 2011; Юдин и др., 2011]. Анализ диаграммы позволяет наметить два этапа термической эволюции, которые можно условно обозначить как «горячий» и «холодный» (см. рис. 9).

D_n — «горячий» этап тектонического экспонирования гипербазитовых тел и будин — правосторонние сдвиговзбросовые вязкопластичные деформации в условиях интенсивных тектонических движений. Судя по совпадению в пределах аналитических погрешностей U/Pb изотопного возраста по цирконам в «слепой» плагиоклазитовой жиле (475 ± 1.5 млн лет) и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного возраста амфибола из мигматизированной толщи в складчатом обрамлении этих же гипербазитовых тел на п-ове Шида (471 ± 6.6 млн лет), можно предположить исключительно высокие скорости их выведения на уровень амфиболитовой фации метаморфизма (см. рис. 9). В пользу этого вывода свидетельствуют присутствие

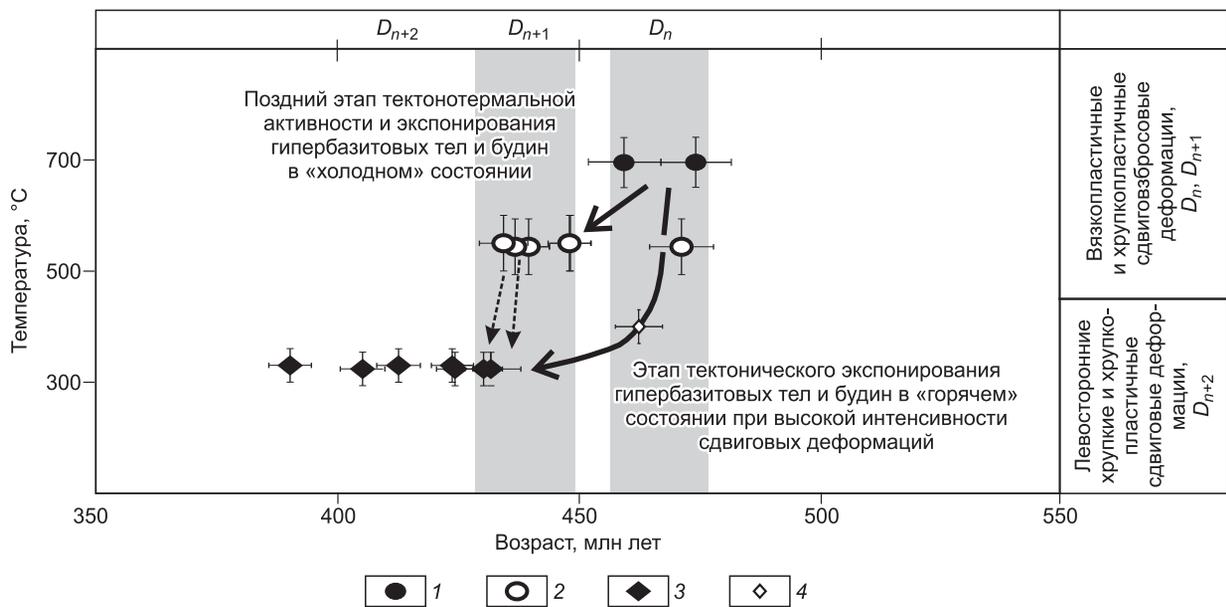


Рис. 9. Термическая эволюция (возраст—температура) структурно-вещественных комплексов, участвующих в строении зоны Анга—Сахюрты.

Стрелками показаны термохронологические этапы. Серым фоном отмечены возрастные рубежи тектонотермальной активности. Методы: 1 — U-Rb (циркон); 2—4 — $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: 2 — амфибол, 3 — биотит, 4 — флогопит.

фрагментов «экзотических» гранулитов в контакте с гипербазитами и аномальный состав «слепых» гранитных жил, испытавших десиликацию в контакте с «горячими» гипербазитами.

D_{n+1} — «холодный» этап тектонического экспонирования гипербазитовых тел и будин — сдвиговзбросовые вязко- и хрупкопластичные деформации. Этот этап является типичным для всех мигматизированных метаморфических толщ зоны Анга—Сахюрты, в составе которых присутствуют гипербазитовые тела и будины. Он отвечает «стандартной» скорости их выведения на верхние горизонты земной коры в холодном состоянии. Здесь отсутствуют фрагменты «экзотических» гранулитов, а «слепые» синметаморфические жилы гранит-лейкогранитов не испытывают контактового взаимодействия с гипербазитами, что можно наблюдать на участке Харикта—Тог (см. рис. 8, 9).

D_{n+2} — левосторонние хрупкопластичные и хрупкие деформации, охватившие весь Ольхонский метаморфический террейн. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопный возраст по биотитам из синметаморфических гранитов и мигматизированных метаморфических толщ зоны Анга—Сахюрты укладывается во временной интервал 430—380 млн лет (см. рис. 8, 9).

Геодинамическая интерпретация реститовых гипербазитов. Представленные в настоящей статье и ранее опубликованные материалы допускают два альтернативных варианта геодинамических сценариев.

Согласно традиционной модели, коллизия Сибирского палеоконтинента и Ольхонской окраинно-морско-островодужной системы привела к удвоению земной коры и выведению офиолитовых пластин на континентальный цоколь Сибирского кратона и как следствие был реализован классический механизм гранитогнейсового диапиризма [Федоровский и др., 1995; Розен, Федоровский, 2001; Fedorovsky et al., 2005]. Эта модель предполагает, что все реститовые гипербазитовые тела, обнаруженные в Ольхонском регионе, являются фрагментами океанической коры, перекрывшей континентальную кору архей-раннепротерозойского возраста в ходе коллизии Сибирского палеоконтинента и Баргузинского микроконтинента [Gladkochub et al., 2008; Гладкочуб и др., 2010].

Согласно альтернативной модели, коллизия Сибирского палеоконтинента и Ольхонской окраинно-морско-островодужной системы произошла в условиях скупивания и интенсивных сдвиговых деформаций (сначала сдвиговзбросовых, а затем — левосдвиговых хрупкопластичных и хрупких), т.е. без «удвоения» коры [Владимиров и др., 2011]. Эта геодинамическая модель предполагает, что альпинотипные гипербазитовые тела и будины представляют собой фрагменты океанической «подложки» под Ольхонским регионом. В пользу этой модели свидетельствуют геолого-геофизические разрезы, интерпретация которых позволяет поставить вопрос об отсутствии под Ольхонским метаморфическим террейном континентальной коры [Турутанов, 2011].

Выделение «горячего» этапа тектонического экспонирования реститовых гипербазитов на верхние уровни земной коры позволяет вернуться к модели вертикальной миграции фронтов магмообразования. Согласно этой модели, увеличение температурного градиента в земной коре за счет внедрения мантийных магм приводило к аномальному повышению температурного градиента в земной коре и масштабному гранитообразованию [Изох, 1965]. Эта модель была обоснована на примере хунгарийской интрузивной габбро-гранитной серии на Дальнем Востоке (Сихотэ-Алинь), где было установлено постоянное присутствие реститовых гипербазитов в виде автолитов, ксенолитов и ксеноблоков в составе гранитоидных батолитов. Сейчас уже никто не предполагает, что реститовые гипербазиты и высокоглиноземистые граниты являются одновозрастными геологическими образованиями, однако их тесная пространственная связь позволяет перейти к энергетическим источникам повышения температурного градиента в земной коре и гранитообразованию. Тектоническое экспонирование «горячих» гипербазитовых тел и будин на верхние уровни земной коры, безусловно, приводит к разогреву нижнекоровых метаморфических толщ. Относительный энергетический вклад этого источника пока остается неясным, так как одновременно при коллапсе аккреционно-коллизийных систем происходит внедрение пикробазитовых, базитовых магм и синметаморфических минглинг-даек.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Реститовые гипербазитовые тела и будины, участвующие в строении Ольхонского метаморфического террейна, представляют собой реликты офиолитового комплекса, отражающего состав океанической коры, существовавшей между Сибирским палеоконтинентом и Ольхонской крайноморско-островодужной системой неопротерозойского возраста (625—530 млн лет).

Тектоническое экспонирование альпинотипных гипербазитов в «горячем» и «холодном» состоянии произошло на стадии орогенического коллапса Ольхонской аккреционно-коллизийной системы раннекаледонского возраста (470—460 млн лет). В дальнейшей геотектонической истории преобладали хрупкопластические и хрупкие деформации с левосторонней кинематикой тектонических движений, что определило структурный рисунок Ольхонского метаморфического террейна на современном эрозионном срезе (430—380 млн лет).

Поставлен вопрос о скорости сдвиговых деформаций в земной коре и их взаимосвязи с коллизийным тектогенезом [Khlestov, Volkova, 2008]. Геологические наблюдения, структурно-кинематический анализ деформаций, оценка *PT*-параметров «экзотических» гранулитов и вещественный состав синкинематических гранитов свидетельствует о том, что на ранних стадиях орогенического коллапса аккреционно-коллизийных систем реализуется механизм практически мгновенного (в геологическом смысле) выброса мантийных пород в горячем состоянии на нижние уровни земной коры ($\Delta t \ll 1\text{—}5$ млн лет). Этот механизм переноса энергии и вещества, наряду с синметаморфическими минглинг-дайками [Скляров и др., 2001], позволяет по-новому взглянуть на мантийно-коровое взаимодействие в ходе коллизийного тектогенеза.

Авторы благодарны академикам РАН Н.Л. Добрецову и Ф.А. Летникову, чл.-кор. РАН Е.В. Склярову, В.С. Федоровскому, Д.П. Гладкочубу, А.М. Мазукабзову и Т.В. Донской за обсуждение проблем, поднятых в статье.

Работа выполнена при поддержке проекта РАН-СО РАН по наукам о Земле (ОНЗ-10.3), проекта РФФИ № 13-05-00905 и проекта ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России 2012—2013 гг.» (№ 2012-1.2.1-12-000-2008-8340).

ЛИТЕРАТУРА

Александров В.Д., Баранников А.А., Малиновская Н.И., Фролова С.А. Влияние вибрации и перемешивания расплавов Bi, Sb и Sn на степень переохлаждения при их кристаллизации // *Расплавы*, 2001, № 3, с. 81—85.

Аллахвердов Г.Р., Столяров Ю.Ю., Григорьев Г.А., Матковская Т.А. Реологическое уравнение состояния дисперсных систем // *Журнал физической химии*, 2001, т. 75, № 6, с. 1138—1139.

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

Велинский В.В., Банников О.Л. Оливины альпинотипных гипербазитов. Новосибирск, Наука, 1986, 102 с.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизийных орогенов // *Геология и геофизика*, 2003, т. 44 (12), с. 1321—1338.

Владимиров А.Г., Федоровский В.С., Хромых С.В., Докукина К.А. Синсдвиговые стресс-граниты глубинных уровней коллизийной системы ранних каледонид Западного Прибайкалья // ДАН, 2004, т. 397, № 5, с. 643—649.

Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Волкова Н.И., Хромых С.В., Травин А.В., Юдин Д.С. Метаморфизм и магматизм Чернорудской зоны Ольхонского региона, Западное Прибайкалье // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 4. Иркутск, Ин-т земной коры СО РАН, 2006, т. 1, с. 57—61.

Владимиров А.Г., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Крук Н.Н. U-Pb датирование и Sm-Nd изотопная систематика магматических пород Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // ДАН, 2008, т. 423, № 5, с. 651—655.

Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // ДАН, 2011, т. 435, № 6, с. 1—7.

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

Волкова Н.И., Владимиров А.Г., Травин А.В., Мехоношин А.С., Хромых С.В., Юдин Д.С., Руднев С.Н. U-Pb изотопное датирование (SHRIMP-II) цирконов из гранулитов Ольхонского региона Западного Прибайкалья: возраст протолита и проблема геодинамической интерпретации гранулитового метаморфизма // ДАН, 2010, т. 432, № 6, с. 797—800.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А. Ольхонский метаморфический терреин Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 571—588.

Грудинин М.И. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области // Новосибирск, Наука, 1979, 155 с.

Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В. Ультрабазит-базитовые ассоциации раннего докембрия. Новосибирск, Наука, 1987, 150 с.

Ескин А.С., Эз В.В., Грабкин О.В., Летников Ф.А. Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья. Новосибирск, Наука, 1979, 117 с.

Изох Э.П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск, РИО СО АН СССР, 1965, 139 с.

Кайбышев О.А., Фаизова С.Н. Диффузия при сверхпластической деформации // ДАН, 1998, т. 361, № 4, с. 495—497.

Колман Р.Г. Офиолиты. М., Мир, 1979, 262 с.

Летников Ф.А., Халилов В.А., Савельева В.Б. Изотопный возраст магматических пород Приольхонья (Юго-Западное Прибайкалье) // Докл. АН СССР, 1990, т. 313, № 1, с. 171—174.

Летников Ф.А., Халилов В.А., Савельева В.Б. Изотопное датирование эндогенных процессов в Приольхонье // ДАН, 1995, т. 344, № 1, с. 96—100.

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

Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А. Геохимия основных кристаллических сланцев Приольхонья и о. Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия, 1992, № 6, с. 771—786.

Макрыгина В.А., Петрова З.И., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Rb-Sr изотопная систематика гранитоидов различных комплексов Приольхонья и острова Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2000а, т. 41 (5), с. 679—685.

Макрыгина В.А., Петрова З.И., Пономарчук В.А., Смирнова Е.В., Сандимирова Г.П., Бобров В.А. Геохимия изотопов углерода, кислорода и редкоземельных элементов в метаосадках Ольхонского метаморфического комплекса (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2000б, т. 41 (10), с. 1360—1368.

Макрыгина В.А., Сандимиров И.В., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В. Nd-Sr систематика метамагматических пород ангинской и таланчанской толщи средней части озера Байкал // Геохимия, 2010, № 10, с. 1040—1048.

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

Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Орсоев Д.А., Владимиров А.Г., Травин А.В., Хромых С.В., Юдин Д.С. Индикаторная роль базит-ультрабазитовых комплексов в интерпретации геодинамической

природы тектонических блоков южного обрамления Сибирского кратона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, 2005, т. 2, с. 49—53.

Павленко Э.Ф. Особенности структурного положения гипербазитов Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 1983 (5), с. 8—14.

Панин В.Е., Гриняев Ю.В., Данилов В.И., Зуев Л.Б., Егорушкин В.Е., Елсукова Т.Ф., Конева Н.А., Козлов Э.В., Полетика Т.М., Кульков С.Н., Псахье С.Г., Коростелев С.Ю., Чертова Н.В. Структурные уровни пластической деформации и разрушения. Новосибирск, Наука, 1990, 252 с.

Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М., Наука, 1966, 210 с.

Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем) // Тр. ГИН РАН, Вып. 545. М., Научный мир, 2001, 188 с.

Скляров Е.В., Федоровский В.С., Гладkochуб Д.П., Владимиров А.Г. Синметаморфические базитовые дайки — индикаторы коллапса коллизионной структуры Западного Прибайкалья // ДАН, 2001, т. 381, № 4, с. 522—527.

Тен А.А. Динамическая модель генерации высоких давлений при сдвиговых деформациях горных пород (результаты численного эксперимента) // ДАН, 1993, т. 328, № 3, с. 322—324.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2009, т. 47, № 11, с. 1181—1199.

Турутанов Е.Х. Морфология базитовых интрузий Ольхонского региона по гравимагнитным данным (Западное Прибайкалье): монография. Иркутск, Изд-во ИрГТУ, 2011, 204 с.

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

Федоровский В.С., Скляров Е.В. Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика, 2010, № 4, с. 331—418.

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

Федоровский В.С., Скляров Е.В., Лавренчук А.В., Котов А.Б., Мазукабзов А.М. Основные тектонические единицы коллизионного коллажа каледонид Западного Прибайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), Вып. 7. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2009, т. 2, с. 128—129.

Штейнберг Д.С., Чащухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М., Наука, 1977, 312 с.

Юдин Д.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б., Корнева И.Б. Тектонотермальная история базит-ультрабазитов Шидинского массива (Западное Прибайкалье) // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений, 2011, т. 38, № 1, с. 120—132.

Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Canad. Miner., 1991, v. 29, p. 833—855.

Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies / Ed. P. Henderson // Rare earth element geochemistry. Elsevier, 1984, p. 63—114.

Chistyakov V.P. Influence of temperature dependence of yield point of rail materials on kinematic characteristics of railguns // 6th Europ. Symp. Electromagn. Launch Techn., Hauge, 1997, p. 353—357.

Evans B.W. Control of the products of serpentinization by the $Fe^{2+}Mg_{-1}$ exchange potential of olivine and orthopyroxene // J. Petrol., 2008, v. 49, № 10, p. 1873—1887.

Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh S.V., Mazukabzov A.M., Mekhono-shin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S. // Structural and tectonic correlation across the Central Asia Orogenic Collage: north-eastern segment: guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480. Irkutsk, 2005, p. 5—76.

Frost B.R., Beard J.S. On silica activity and serpentinization // J. Petrol., 2007, v. 48, № 7, p. 1351—1368.

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. 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. 2008, v. 165, p. 235—246.

Hodges K.V. Geochronology and thermochronology in orogenic system // Treatise on geochemistry. Oxford, UK, Elsevier, 2004, p. 263—292.

Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // J. Metamorph. Geol., 1998, v. 16, p. 309—343.

Khlestov V.V., Volkova N.I. Effects of irregular strike-slip deformations at deep levels of collision systems (by the example of the Ol'khon region) // Lithosphere petrology and origin of diamond / Abstracts of Intern. Symp. dedicated to the 100th birthday of Acad. V.S. Sobolev. Novosibirsk, June 5—7, 2008. Novosibirsk, P.H. of SB RAS, 2008, p. 148.

Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // Amer. Miner., 1983, v. 68, p. 277—279.

Nicolas A., Poirier J.P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. New York, Wiley-Interscience, 1976, 444 p.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 1985, 312 p.

*Поступила в редакцию
28 февраля 2013 г.*