

УДК 550.42:552.11(235.35)

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГРАНИТОВ ШАРАНУРСКОГО КОМПЛЕКСА В ЗАПАДНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ

Л.Н. Куклей

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

Поступила в редакцию 12.12.16

Рассмотрены геологическое положение, внутреннее строение, петрохимические особенности и наиболее вероятный вариант происхождения гранитов шаранурского комплекса в Западном Прибайкалье. Главными продуктами гранитизации являются десять гранитных и гранит-мигматитовых валов. Валы локализованы только в гнейсовых толщах двух стратиграфических подразделений – уланнурской свите и средней подсвите мухорской свиты. Отсутствие гранитных валов в карбонатно-сланцевой тажеранской свите и в амфиболит-доломитовой верхней подсвите мухорской свиты позволяет предполагать два уровня в расположении гранитных валов в вертикальном сечении. По петрохимическим особенностям граниты комплекса охватывают спектр составов всех известных по классификации семейств гранитов, что не характерно для какой либо единой гранитной формации. Это обстоятельство и приуроченность шаранурских гранитов только к гнейсам позволяют отказаться от интрузивного варианта их происхождения. Для образования гранитов шаранурского комплекса предлагается вариант смешивания гнейсов с кремне-щелочным расплавом без выноса из гнейсов фемических компонентов. Приведены расчеты состава гранитизирующего вещества, который соответствует составу щелочных гранитов, субщелочных лейкогранитов и лейкогранитов. Эти породы сконцентрированы в телах, секущих нижележащую тажеранскую свиту.

Ключевые слова: гранитный вал, петрохимия, гнейсы, граниты, расплав, Западное Прибайкалье.

Kukley L.N. Petrochemistry and origin of Sharanur complex granites in Western Cis-Baikail. Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Series. 2017. Volume 92, part 1. P. 48–56.

The geological position, internal structure, petrochemistry and most probable model of Sharanur granites in Western Cis-Baikal are considered. The main products of granitization are 10 granite and granite-migmatite swells. Swells occur only in gneisses of two stratigraphic bodies — Ulanur Formation and Middle Member of Mukhor Formation. The absence granite swells in carbonate-slate Tazheran Formation and in amphibolite-dolomite Upper Member of Mukhor Formation permit to recognize two levels of granite swells in vertical cross-section. Granites include complete spectrum of compositions of all known granitic families than not typical for any single granite formation. This fact as well as occurrence of granites only in gneisses indicate against of their intrusive origin. The mix of gneisses with silico-alkaline melt without removal of femic components is proposed as mechanism origin of the Sharanur Complex granites. The calculations of granitized matter confirmed that it correspond to composition of alkaline granites, subalkaline leucogranites and leucogranites. These rocks are concentrated in bodies which cut lower Tazheran Formation.

Key words: granite swell, petrochemistry, gneiss, granite, melt, Western Cis-Baikal.

Введение

Граниты составляют более двух третей от массы континентальной земной коры. Изучением этих пород занимаются уже более ста лет, но до сих пор нет устоявшихся представлений об их происхождении. В Западном Прибайкалье широко представлены граниты шаранурского комплекса, впервые выделенные Е.В. Павловским и А.С. Ескиным (1964). Позже вышла в свет монография А.Н. Иванова и Б.М. Шмакина (1980), посвященная изучению трех разновозрастных комплексов гранитов этого региона. На приведенной в этой монографии геолого-петрографической карте Приольхонья собственно

шаранурские граниты не показаны. Они объединены в обширные поля мигматитов и гранито-гнейсов. Несмотря на работы упомянутых авторов и исследования других геологов, нет однозначного мнения о происхождении шаранурских гранитов. Настоящая работа посвящена изложению результатов их изучения. Результаты полевых наблюдений наносились непосредственно на высококачественные аэрофотоснимки масштаба 1:6000. Такой метод исключил неоднозначные трактовки геологического строения. Удалось существенно детализировать состав стратиграфических разрезов, выделить базисные складчатые структуры и оконтурить 10 гранитоидных массивов. Для выяснения происхожде-

ния гранитов шаранурского комплекса наиболее приемлемой представляется модель магматического замещения – насыщения гнейсов гранитизирующим веществом без выноса из них фемических элементов.

Геологическое строение Приольхонья и южной части острова Ольхон (Западное Прибайкалье)

По современным геодинамическим представлениям, Приольхонье и о. Ольхон являются коллизионной системой, сформированной в раннем палеозое в результате причленения к Сибирскому кратону Ольхонского террейна (Добрецов, Буслов, 2007; Федоровский и др., 1995). На геологической карте юго-западной части Ольхонского региона (Федоровский, 2004) и на тектонической схеме Ольхонской коллизионной зоны (Добрецов, Буслов, 2007) показано полосовое строение территории Приольхонья. Полосы террейна образованы тектоническими пластинами сдвигового типа, разделенными бластомилонитами. Пластины сложены метаморфическими породами разных фаций метаморфизма – от эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой (в ангинском комплексе на юге Приольхонья) до амфиболитовой фации в центральной части региона и до гранулитовой на северо-западе территории (ольхонский комплекс). С севера на юг выделяют следующие структурные единицы (Добрецов, Буслов, 2007; Федоровский и др., 1995):

1) зону коллизионного шва, отделяющую Сибирский кратон от Ольхонского террейна. Зона сложена бластомилонитами по нижнедокембрийским и нижнепалеозойским метаморфитам;

2) пластину, названную зоной линейно-складчатого строения. Она образована метаморфическими породами осадочного, вулканического и интрузивного генезиса. Пластина известна также под названием Чернорудская гранулитовая зона (Хромых и др., 2004). Как стратиграфическое подразделение Ольхонского комплекса зона представляет собой тажеранскую свиту (Божко, Демина, 1984). Она состоит из чередующихся слоев кальцитовых мраморов, кварцитов, двупироксеновых и амфибол-пироксеновых сланцев. Возраст пород гранулитовой фации (U-Pb по циркону) $490 \pm 10,5$, 494 ± 16 и 505 ± 10 млн лет (Добрецов, Буслов, 2007);

3) далее на юг основная площадь территории Приольхонья сложена породами амфиболитовой фации метаморфизма, объединенными в зону гнейсово-купольного строения. Здесь широко развиты мигматиты и гранито-гнейсы. На тектонической схеме (Добрецов, Буслов, 2007) показаны пять полос гранито-гнейсовых куполов, разделенных более узкими полосами, сложенными метаморфическими породами островной дуги и задугового пространства.

По наблюдениям автора данной статьи, бывшие толеитовые базальты, а ныне полевошпатовые амфиболиты редки в гранито-гнейсовых полосах. Офиолиты вообще отсутствуют среди плагиогнейсов и гранитоидов.

Рассмотрим образование и геологическое положение метаосадочных пород ольхонской серии, с которыми связано формирование гранитов шаранурского комплекса. К наиболее раннему геологическому процессу относится образование осадочного бассейна и накопление в нем вулканогенно-карбонатно-терригенных толщ мощностью в несколько километров.

После своего образования эти толщи были погружены в область высокотемпературного метаморфизма. Они испытали существенные преобразования и превратились в кристаллические метаморфические породы, главными из которых являются различные плагиогнейсы, амфибол-пироксеновые сланцы, амфиболиты, кварциты, кальцифиры, кальцитовые и доломитовые мраморы. Одновременно с изофациальным региональным метаморфизмом седиментационный комплекс подвергся интенсивным складчатым деформациям. На современном эрозионном срезе удалось выявить восемь крупных складок северо-восточного простирания. По классификации В.В. Белоусова (1985), складчатость относится к полному (голоморфному) типу. Складки заполняют все пространство региона, имеют большую протяженность (более 40 км), часто сильно сжаты до изоклиальной формы, имеют субвертикальные осевые поверхности и субгоризонтальные слабо ундулирующие шарниры. Они являются основой для выяснения стратиграфической последовательности пород, составляющих ольхонскую серию. На большей части территории в этой стратиграфической последовательности сверху вниз выделяются три свиты: уланнурская, мухорская и тажеранская (Куклей, 1985, 1988). Каждая свита характеризуется специфическим составом, что и дает основание для рассмотрения их как самостоятельных стратиграфических подразделений.

Уланнурская свита. Свита сложена преимущественно плагиогнейсами. Это ведущий признак, заложенный в основу выделения свиты еще Е.В. Павловским и А.С. Ескиным (1964). Постоянными пороодообразующими минералами плагиогнейсов являются биотит, плагиоклаз и кварц.

Мухорская свита. В составе ольхонской серии свита была выделена Н.А. Божко и Л.И. Деминой (1984). Основанием для выделения свиты послужило большое количество пластов амфиболитов, часто достигающих мощности несколько десятков метров. Детальное картирование всей территории, выполненное автором (Куклей, 1985, 1988) на основе крупномасштабных аэрофотоснимков, позволило существенно уточнить сведения о мухорской свите. По особенностям состава, мощности слоев и характеру напластования свиту удалось разделить на три подсвиты. Верхняя подсвита представлена чередованием слоев доломитовых мраморов, полевошпатовых амфиболитов и плагиогнейсов. Мощные пласты доломитовых мраморов и амфиболитов являются отличными маркирующими горизонтами, прослеживаются по простиранию на десятки ки-

лометров, а их перегибы в замке позволяют судить о наличии крупных базисных складок. В типовом разрезе мухорской свиты на северо-западном берегу Мухорского залива близ пос. Черноруд общая мощность верхней подсвиты равна 360–380 м. Треть разреза верхней подсвиты составляют более десятка слоев доломитовых мраморов мощностью от 5 до 45 м. Они отделены друг от друга пачками чередования гнейсов с амфиболитами общей мощностью 160–170 м. В подошве верхней подсвиты залегает пласт амфибол-пироксеновых сланцев мощностью порядка 80 м. Средняя подсвита во многом отличается от верхней. Доминирующая роль в ней принадлежит плагиогнейсам. В средней подсвите в последовательности напластования сверху вниз имеются следующие пласты: амфибол-биотитовые плагиогнейсы (50–55 м); биотитовые плагиогнейсы, часто с гранатом и силлиманитом (250–260 м); кальцитовые мраморы (35–40 м); пироксеновые сланцы (45–50 м). Нижняя подсвита объединяет большое количество названных выше пород. Отнесение этой части разреза к мухорской свите обусловлено наличием в ней доломитовых мраморов и амфиболитов, т.е. пород, которые отсутствуют в нижележащей тажеранской свите. Мощность нижней подсвиты составляет около 240 м.

Тажеранская свита. В отличие от уланнурской и мухорской свит тажеранская свита не содержит в своем разрезе ни доломитовых мраморов, ни амфиболитов, ни гнейсов, а объединяет следующую ассоциацию слоистых пород: кальцитовые мраморы, кальцифиры, плагиопироксеновые сланцы и кварциты, почти всегда содержащие графит. Общая мощность свиты более 1200 м.

Следующий этап геологического развития Западного Прибайкалья представлен процессом гранитизации. Гранитизация включает в себя появление новообразованных пород, к которым относятся мигматиты и граниты разного состава. По конфигурациям выхода на дневную поверхность и форме проявления граниты можно разделить на три типа (рисунок). К первому типу относятся тела, имеющие в плане форму вытянутых овалов. В структурном отношении овалы идентичны понятию гранитного или гранито-гнейсового вала, реже купола. Детальное картирование территории Приольхонья и юго-западной части о. Ольхон позволило выявить в этом регионе 10 гранитных и гранито-гнейсовых валов, которым присвоены собственные названия (рисунок). В Приольхонье это Крестовский, Тутайский, Куркутский, Холбинский, Гызгунурский, Томотский, Оргойтинский валы и вал близ летника Тол. В юго-западной части о. Ольхон это Южно-Ольхонский и Нурский валы. В центральной части острова уже давно известен Шаранурский гранито-гнейсовый массив, для которого определен U-Pb возраст, равный 476 ± 7 млн лет. В юго-западной части острова в пределах Южно-Ольхонского вала по циркону был определен U-Pb возраст кварцевых сиенитов, который составил 495 ± 6 млн лет (Антипин и др., 2012). Валы сложены в центральных частях гранитами и пегматитами, которые ограничены в своем продолжении метаморфическими породами (обрамление). Характерной особенностью гранитных тел является их приуроченность к вмещающим породам определенного состава. Валы сосредоточены исключительно в плагиогнейсах. Гнейсы слагают два мощных стратиграфических подразделения:

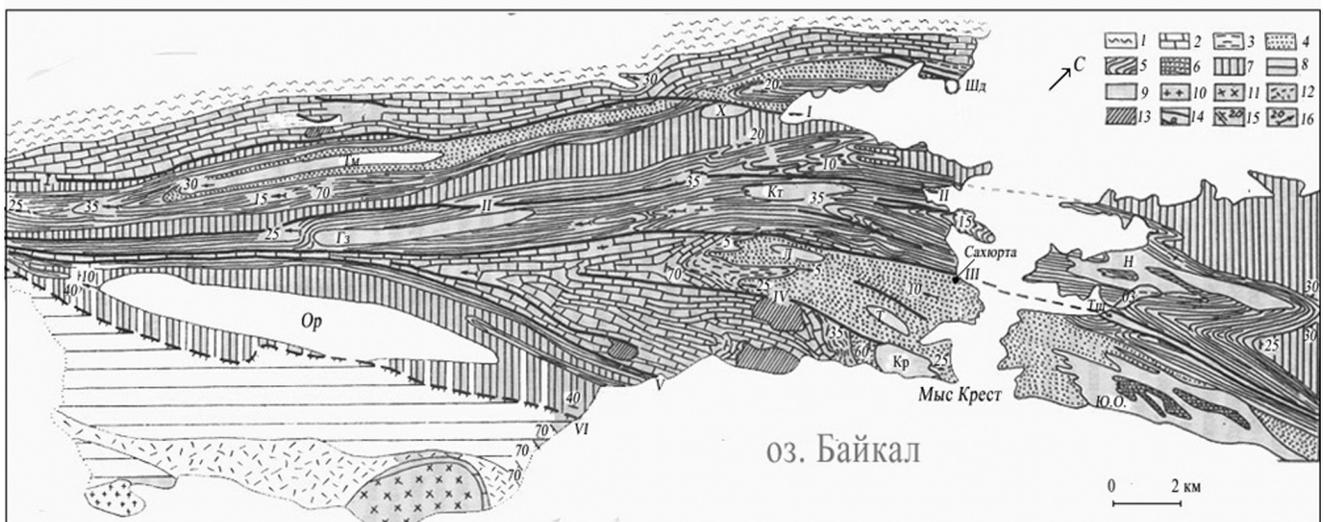


Схема геологического строения территории Приольхонья и юго-западной части о. Ольхон. Свиты (1–8) и подсвиты: 1 – нижняя и кучелгинская; 2 – тажеранская; 3–6 – подсвиты мухорской: 3 – нижняя; 4 – средняя; 5 – верхняя; 6 – слои с неясной принадлежностью к подсвите (верхней или средней); 7 – уланнурская; 8 – ангинская; 9 – овалы шаранурских гранитоидов; 10 – граниты бухты Ая; 11 – сиениты; 12 – диориты и габбро-диориты; 13 – пироксениты; 14 – разрывные нарушения, выполненные пегматоидными гранитами и пегматитами шаранурского комплекса. Генерализованное залегание: 15 – слоистости (наклонное, вертикальное); 16 – шарниров складок. Гранитоидные валы: Ю.О. – Южно-Ольхонский; Н – Нурский; Кр – Крестовский; Т – Тутайский; Л – близ летника Тол; Кт – Куркутский; Х – Холбинский; Гз – Гызгунурский; Ор – Оргойтинский; Тм – Томотский. Пояса гранитизации: Тш – Ташкайский; Шд – Шидинский. Разломы: I – Кучелгинский; II – Куркутский; III – Центрально-Прибайкальский; IV – Танханский; V – Нудгейский; VI – Ангинский

уланнурскую свиту с видимой мощностью около 1 км и среднюю подсвиту мухорской свиты мощностью более 300 м. Размеры гранитоидных овалов всегда меньше размеров вмещающих их ранних базисных складок. Зависимость валов от складок подчеркнута лишь тем, что они оказываются вытянутыми вдоль осевых плоскостей складок — как по высоте, так и по длине. Высота гранитоидного тела определяется тем, какова мощность гнейсов в замке той складки и того стратиграфического подразделения, в которых образовалось это гранитоидное тело. В изоклинальных антиклиналях первоначальная истинная мощность обычно увеличена в результате перераспределения материала с крыльев в замковую часть еще при формировании складки. Соответственно будет увеличена и высота вновь образованного массива.

Поскольку гнейсы участвуют в строении и антиклиналей, и синклиналей, то отсутствует зависимость в распространении на площади гранитоидных структур от формы складки. В пределах рассматриваемого региона гнейсы располагаются на разных стратиграфических горизонтах. Основное количество валов гранитизации (7 из 8) сосредоточено в средней подсвите мухорской свиты. Но Оргойтинский вал занимает большую часть одноименной синклинали, сложенной гнейсами уланнурской свиты. Она по разрезу отделена от средней подсвиты мухорской свиты верхней подсвитой. Последняя в силу особенностей состава (доломитовые мраморы и амфиболиты) не была затронута гранитизацией. Глубже в Оргойтинской синклинали находятся гнейсы средней подсвиты. Велика вероятность того, что в этих гнейсах средней подсвиты тоже сформирован гранитоидный массив, находящийся сейчас под Оргойтинским валом. Уместно поэтому говорить о двух уровнях, двух этажах в расположении гранитоидных тел шаранурского комплекса. Наличие двух уровней можно предполагать и в отношении остальной территории, где уланнурская свита в настоящее время отсутствует в результате длительных эрозионных процессов. В уничтоженной уланнурской гнейсовой свите тоже должны были находиться гранитоидные тела верхнего этажа.

Массивы гранитоидов содержат реликты различных вмещающих пород в виде обломков (ксенолитов) разнообразной формы и размера. Размер обломков составляет от нескольких сантиметров до сотен метров в длину и до 200 метров в ширину. Обломки в виде небольших тел представлены обычно однообразными породами, но иногда они сложены частями слоистых пачек, в которых хорошо видно чередование слоев разного состава. Редкие прослои подобных пород изредка встречаются в гнейсах. Границы гранитов с текстурами гнейсов чаще всего несогласные, секущие. Границами срезаны не только линейнопараллельные и плоскопараллельные текстуры пород, но также структурно-тектонические элементы небольших складок — их шарниры и осевые поверхности. Эти факты однозначно сви-

детельствуют о более раннем образовании складчатости, чем образование гранитов. Наличие реликтов вмещающих пород говорит еще и о том, что гранитоиды на поздних стадиях своего становления представляли собой субстанцию, близкую к магме, насыщенную гранитизирующим веществом и способную к мобилизации и частичному всплыванию. Мобилизация вновь образованного массива, если массив занял место замковой части базисной складки, привела в ряде случаев к деформации шарнира этой складки, имевшего до этого субгоризонтальное положение. Наблюдаемый на современном эрозионном срезе наклон шарниров составляет чаще всего 10–25° и представляет собой наклон свода нового гранитоидного тела.

Второй тип проявления гранитных пород — наличие более узких (десятки, первые сотни метров) полос, сложенных пегматоидными гранитами субщелочного и щелочного состава. На территории Приольхонья имеются пять полос концентрации таких гранитов, которые прослеживаются вдоль региона с северо-востока на юго-запад на многие километры (рисунок). Этим образованиям автор придает значение региональных разломов этапа гранитизации. С северо-запада на юго-восток это следующие разломы (рисунок): Кучулгинский, Куркутский, Центрально-Прибайкальский, Танханский, Нудгейский. Не исключено, что именно эти зоны являются границами пластин Ольхонского террейна. Под острым углом таким разломом срезаются не только маркирующие слои крыльев складки, но также ее осевая поверхность, включая шарнир. От складки остается всего лишь ее часть, хотя и весьма протяженная.

Для пегматоидных гранитов этого типа имеются определения радиологического возраста из трех разных мест Чернорудской гранулитовой зоны (Хромых и др., 2004). На участке Шида U-Pb возраст циркона из гранитной жилы составляет $474,9 \pm 3,2$ млн лет. Возраст цирконов, выделенных из гиперстеновых лейкогранитов Сапшиланского массива, по данным U-Pb измерений составляет 496 ± 3 млн лет. U-Pb возраст калий-натровых лейкократовых биотитовых гранитов, секущих габброиды массива Улан-Харгана составляет $470 \pm 1,5$ млн лет.

Плаггиогнейсы ольхонской серии — субстрат для образования гранитных валов

Плаггиогнейсы — среднекристаллические, реже мелкокристаллические породы с хорошо выраженной сланцеватостью, обусловленной плоскопараллельной ориентировкой биотита. В зависимости от наличия темноцветных минералов выделяются четыре разновидности плаггиогнейсов: биотитовые (Би), гранат-биотитовые (Гр-Би), силлиманит-гранат-биотитовые (Силл-Гр-Би), амфибол-биотитовые (Ам-Би) иногда с диопсидом. В табл. 1 приведены средние химические составы каждой из разновидностей. Различия в химизме гнейсов трех первых разновидностей невелики. Совсем иной состав

имеют амфибол-биотитовые гнейсы. В них больше Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO и на 4–10% меньше SiO_2 . Учитывая изофациальность регионального метаморфизма ольхонской серии, можно, видимо, говорить о близости состава первичных осадков, превращенных в гнейсы трех первых разновидностей, и о значительной примеси продуктов вулканизма в первичном составе осадков, превращенных в амфибол-биотитовые гнейсы.

Таблица 1

Средние химические составы разновидностей плагиогнейсов Приольхонья и юго-западной части острова Ольхон (масс.%)

| Компоненты | Би | Гр-Би | Силл-Гр-Би | Ам-Би |
|----------------|-------|-------|------------|-------|
| SiO_2 | 67,04 | 64,22 | 67,88 | 57,04 |
| TiO_2 | 0,52 | 0,70 | 0,63 | 0,77 |
| Al_2O_3 | 16,11 | 16,14 | 16,79 | 18,14 |
| Fe_2O_3 | 1,65 | 1,96 | 1,47 | 3,13 |
| FeO | 3,25 | 4,69 | 3,55 | 4,99 |
| MnO | 0,10 | 0,12 | 0,13 | 0,14 |
| MgO | 2,08 | 2,83 | 1,92 | 3,52 |
| CaO | 3,26 | 3,31 | 2,51 | 6,73 |
| Na_2O | 3,69 | 3,50 | 2,94 | 3,46 |
| K_2O | 2,17 | 2,41 | 2,07 | 1,85 |
| P_2O_5 | 0,13 | 0,13 | 0,11 | 0,28 |
| Число анализов | 10 | 11 | 9 | 10 |

Примечание: плагиогнейсы: Би – биотитовые; Гр-Би – гранат-биотитовые; Силл-Гр-Би – силлиманит-гранат-биотитовые; Ам-Би – амфибол-биотитовые.

Из всех разновидностей пород, слагающих ольхонскую серию, плагиогнейсы являются теми породами, которые легче других преобразовывались в граниты. Этому благоприятствовал их минералогический и химический состав, наиболее близкий к составу гранитов по сравнению с другими породами. Для превращения гнейсов в граниты требовалось, несомненно, меньшее количество гранитизирующих компонентов, чем для преобразования амфиболитов и пироксеновых сланцев, тем более кварцитов и мраморов. Значительная часть гранофильных компонентов, таких как калий, натрий и кремний, уже имелась в гнейсах до начала гранитизации. Большое значение имели и сланцеватые текстуры гнейсов, способствующие более легкой транспортировке гранитизирующих элементов.

Петрохимические особенности гранитоидов шаранурского комплекса

Сведения о петрохимии гранитоидов шаранурского комплекса немногочисленны. Наиболее полная сводка, включающая 21 анализ, приведена в работе (Иванов, Шмакин, 1980), причем 16 из них

заимствованы из книги Е.В. Павловского и А.С. Ескина (1964). Небольшое количество анализов шаранурских гранитоидов опубликовано в ряде статей авторов, занимающихся геохимическими исследованиями пород ольхонской серии (Антипин и др., 2012; Макрыгина, Петрова, 1996). Результаты исследований, изложенные в данной статье, основаны на более обширном аналитическом материале. Для петрохимической характеристики использованы 78 химических анализов, шесть из них заимствованы из публикаций (Иванов, Шмакин, 1980).

Для определения принадлежности шаранурских гранитоидов к конкретному семейству принята классификация, изложенная в монографии «Магматические горные породы» (Гоньшакова, 1983). По этой классификации, шаранурские граниты обнаруживают очень широкий спектр составов. По формам проявления и участию в тектонических структурах изученные граниты четко разделяются на две группы. Первая группа образует камерные массивы, сложенные породами нежильного происхождения. К ним относятся: 1) гранодиориты; 2) собственно низкощелочные граниты; 3) лейкократовые плагиограниты (трондьемиты); 4) граниты нормального ряда щелочности (нормальные граниты); 5) лейкограниты; 6) кварцевые сиениты. Породами этой группы семейств с характерными для них гранитными и лепидогранобластовыми структурами сложены валы и пояса. Во вторую группу объединены пегматоидные породы, выполняющие тела региональных разломов и менее протяженных разрывов и трещин: 7) субщелочные граниты; 8) субщелочные лейкограниты; 9) щелочные граниты; 10) низкощелочные граниты. Полные сводки химических анализов каждого из семейств опубликованы в монографии автора (Куклей, 1988). Поэтому в табл. 2 приведены лишь средние химические составы гранитоидов.

Происхождение гранитов шаранурского комплекса

Образование шаранурских гранитов путем интрузивного внедрения гранитной магмы больших объемов (достаточных для образования массива) маловероятно по ряду причин:

1) нет гранитных магматических интрузий, прорывающих нижележащую сланцево-карбонатную тажеранскую свиту, хотя в более высоких частях разреза ольхонской серии они в изобилии;

2) шаранурские граниты локализованы исключительно в гнейсах, т.е. породах, наиболее близких по составу к гранитам;

3) граниты региона имеют необычно широкий спектр составов – от плагиогранитов до щелочных гранитов по рядам щелочности и от гранодиоритов до лейкогранитов по содержанию кремния. Всего шаранурские граниты представлены породами 10 семейств. Такое широкое разнообразие составов нехарактерно ни для какой-либо единой из известных магматических гранитных формаций;

Таблица 2

Средние составы разновидностей шаранурских гранитоидов (масс. %)

| Компоненты | Субщелочной гранит | Кварцевый сиенит | Нормальный гранит | Гранодиорит | Низкощелочной гранит | Плагιοгранит | Мигматит |
|--------------------------------|--------------------|------------------|-------------------|-------------|----------------------|--------------|----------|
| SiO ₂ | 70,30 | 65,68 | 70,73 | 67,60 | 69,50 | 76,43 | 72,97 |
| TiO ₂ | 0,26 | 0,32 | 0,19 | 0,32 | 0,32 | 0,15 | 0,33 |
| Al ₂ O ₃ | 16,04 | 18,02 | 16,29 | 17,56 | 16,52 | 13,25 | 14,25 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,00 | 1,52 | 0,90 | 0,91 | 0,96 | 0,97 | 1,04 |
| FeO | 1,22 | 1,24 | 1,11 | 1,83 | 1,82 | 1,22 | 2,23 |
| MnO | 0,03 | 0,08 | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,05 |
| MgO | 0,67 | 0,91 | 0,71 | 1,14 | 1,12 | 0,67 | 0,85 |
| CaO | 1,84 | 3,52 | 2,14 | 3,14 | 2,72 | 1,63 | 2,43 |
| Na ₂ O | 4,46 | 4,61 | 4,82 | 4,54 | 3,98 | 4,28 | 3,31 |
| K ₂ O | 4,11 | 3,93 | 2,99 | 2,77 | 2,91 | 1,36 | 2,47 |
| P ₂ O ₅ | 0,17 | 0,08 | 0,08 | 0,15 | 0,10 | 0,03 | 0,07 |
| Число анализов | 5 | 5 | 21 | 10 | 4 | 10 | 6 |

4) породы лишь трех семейств, т.е. тех, которые выполняют разрывные нарушения, концентрируются вблизи точки тройного минимума на диаграмме Ab-Og-Qz (Куклей, 1988), и только они соответствуют эвтектическому составу и изначально находились в состоянии расплава. Граниты, слагающие валы и пояса, на диаграмме отстоят от точки тройного минимума на значительном удалении, приближены к стороне Ab-Qz и, видимо, никогда не соответствовали эвтектическому расплаву.

Достаточно давно дискутируется вопрос о трех других механизмах гранитизации – процессе, ответственном за образование гранитов: метасоматозе, анатексисе и магматическом замещении.

Такие известные исследователи, как Д.С. Коржинский (1993) и В.А. Жариков (1987), отрицали возможность метасоматического происхождения гранитов, т.е. происхождения путем интенсивных химических преобразований различных исходных пород в твердом состоянии.

Касаясь проблемы возникновения гранита в результате частичного плавления (анатексиса), Б.К. Кинг указывал: «...не всегда принимается во внимание, что максимальное количество гранита, которое может образоваться при частичном плавлении, определяется теми компонентами, которые присутствуют в первичной породе в наименьшем количестве» (Кинг, 1967, с. 239). С учетом этого замечания ниже приведены расчеты количества гранита, возникшего в результате предполагаемого плавления гнейсов ольхонской серии без привноса дополнительных компонентов. По величине отношения одинаковых компонентов (табл. 3) видно, что в гнейсе, по сравнению, например, с гранитом нормального ряда щелочности, меньше всего K₂O. Количество K₂O в гнейсе составляет 2,17%; в граните K₂O = 2,99%.

Отношение $2,17/2,99 = 0,7258$, т.е. из гнейса может выплавиться лишь 72,58%. В табл. 3 приведены данные о количестве остаточной фракции. Она составляет 27,42%. Весь калий, перешедший в гранит, выделен из единственного в гнейсах калийсодержащего минерала – биотита. Его в остаточной фракции не будет. Остаток был рассчитан на нормативные количества минералов, характерных для их образования в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Оказалось, что в 27,4% остаточной фракции должны присутствовать 9,6% роговой обманки, 2,2% диоксида, 1,1% альмандина, 4,9% силлиманита, 1,9% магнетита и ильменита. Перечисленные темноцветные минералы составляют 19,7% остаточной фракции, которые, однако, отсутствуют в реальных шаранурских гранитах. Расплавление гнейсов можно было бы допустить при условии, что темноцветные минералы остаточной фракции осаждаются в нижней части гранитной камеры по схеме фракционной дифференциации, формируя «фронт базификации». Но кроме темноцветных минералов в остаточной фракции должно быть 7,7% кварца. Остается неясным, куда девать этот избыточный для рассматриваемого гранита минерал. Можно было бы предположить, что этот избыточный кварц мигрировал в апикальную часть гранитного массива и позже кристаллизовался в его кровле в виде кварцевых жил. В действительности на периферии гранитных валов и перекрывающих их гнейсов, где апикальные части доступны наблюдениям, кварцевые жилы отсутствуют, а наблюдаются жилы, сложенные пегматитами. Таким образом, вариант анатексиса при рассмотрении вопроса о происхождении шаранурских гранитов маловероятен.

Таблица 3

Расчет состава и баланса вещества (масс. %) при различных теоретически возможных вариантах образования гранитов нормального ряда в шаранском комплексе

| Компоненты | | SiO ₂ | TiO | Al ₂ O ₃ | F ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | Сумма |
|---|----------------------------------|------------------|------|--------------------------------|-------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|
| | Биотитовый плагиогнейс | 67,04 | 0,52 | 16,11 | 1,65 | 3,25 | 0,10 | 2,08 | 3,26 | 3,69 | 2,17 | 0,13 | 100,00 |
| | Гранит нормального ряда | 70,72 | 0,19 | 16,29 | 0,90 | 1,11 | 0,04 | 0,71 | 2,14 | 4,83 | 2,99 | 0,08 | 100,00 |
| | Отношение | 0,95 | 2,74 | 0,99 | 1,83 | 2,93 | 2,5 | 2,93 | 1,53 | 0,76 | 0,73 | 1,62 | |
| Анатексис | В гранитном расплаве | 51,33 | 0,13 | 11,83 | 0,65 | 0,81 | 0,03 | 0,52 | 1,55 | 3,50 | 2,17 | 0,06 | 72,58 |
| | В остатке | 15,71 | 0,39 | 4,28 | 1,00 | 2,44 | 0,07 | 1,56 | 1,71 | 0,19 | 0 | 0,07 | 27,42 |
| Сбалансированный метасоматоз | Привнесенные | 3,68 | – | 0,18 | – | – | – | – | – | 1,14 | 0,82 | – | 5,82 |
| | Вынесенные | – | 0,33 | – | 0,75 | 2,14 | 0,06 | 1,37 | 1,12 | – | – | 0,05 | 5,82 |
| Наполнение гнейсов расплавом без выноса компонентов | В смешанной среде | 207,21 | 0,56 | 47,73 | 2,64 | 3,25 | 0,12 | 2,08 | 6,27 | 14,15 | 8,76 | 0,23 | 293,00 |
| | В гранитизирующем веществе | 140,17 | 0,04 | 31,62 | 0,99 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 3,01 | 10,46 | 6,59 | 0,10 | 193,00 |
| | В 100% гранитизирующего вещества | 72,63 | 0,02 | 16,38 | 0,51 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 1,56 | 5,42 | 3,42 | 0,05 | 100,00 |

При разнообразии возможных вариантов происхождения гранитов и моделей становления гранитоидных массивов в Западном Прибайкалье скорее всего имеет место механизм магматического замещения. Осуществлялось взаимодействие субщелочного и щелочного гранитного расплава со стратифицированными толщами гнейсов. О возможности поступления расплава с больших глубин, чем глубина залегания гнейсов, свидетельствуют многочисленные жилы пегматитов и пегматоидных гранитов, которые секут нижележащую тажеранскую сланцево-карбонатную свиту. Эта свита не содержит массивов собственно гранитов кроме жильных пегматитов. Тажеранская свита выступает мощным экраном, препятствующим проникновению через нее относительно крупных гранитных тел. При решении вопроса о происхождении гранитов рассматривается, как правило, сбалансированный процесс – привнос гранофильных компонентов компенсируется выносом гранофобных элементов. Геологические примеры отложения таких легкоподвижных компонентов, как Na, K и Si, многочисленны и выразительны. Они подтверждаются обширными зонами и ореолами фельдшпатизации, плагиоклазового бластеза, полями мигматитов и явлениями гранитообразования. Иначе обстоит дело с отложением фемических компонентов. В петрологии продолжается дискуссия о том, где отлагаются большие объемы таких элементов, как Fe, Mg, Ca, якобы вынесенных флюидами из вмещающих пород при их гранитизации и образующих базификаты. В.А. Жариков писал: «Характерная особенность гранитизации состоит в отсутствии сопряженных явлений базификации...» (Жариков, 1987, с. 10). «Все это заставляет нас полностью отказаться от механизма парциального плавления при гранитообразовании и противопоставить ему процесс магматического замещения» (там же, с. 8).

Для Западного Прибайкалья автором настоящей статьи предлагается модель процесса гранитизации в результате взаимодействия гранитного расплава с вмещающими гнейсами, идущего с привносом щелочей и кремния, но без выноса из них железа, магния, кальция и титана. Суть модели в том, что происходит разбавление и наполнение вмещающих пород гранитизирующей субстанцией до тех пор, пока в смешанной среде при этих явлениях не будут достигнуты такие весовые соотношения между компонентами, которые характерны для гранитов. При этом имеет место увеличение объема новообразованного гранитного тела по сравнению с первоначальным объемом преобразованных гнейсов. Оно обусловлено количеством поступившего в систему дополнительного вещества. Обратимся к расчету состава гранитизирующего вещества (табл. 3). Биотитовые гнейсы и граниты нормального ряда больше всего различаются по содержанию железа: $FeO_{гн} = 3,25$ и $FeO_{гр} = 1,11$. Отношение $FeO_{гн}/FeO_{гр} = 2,93$. Умножая весовые содержания компонентов в граните на величину отношения 2,93, получим количество каждого компонента в смешанной среде. Суммарное содержание всех компонентов в ней составляет 293%. Эта величина включает в себя 100% гнейсов и 193% поступившего гранитизирующего расплава. Состав гранитизирующего вещества в пересчете на привычные 100% приведен в табл. 3. Аналогичные расчеты состава гранитизирующего вещества выполнены и для случаев преобразования гнейсов в другие гранитоиды, участвующие в строении валов (табл. 4). Для сравнения в качестве не расчетного, а реального состава гранитизирующего расплава в таблицу включены средние по региону составы щелочных гранитов, лейкогранитов и субщелочных лейкогранитов, а также составы позднесинкладчатых и постскладчатых пег-

Таблица 4

Составы гранитизирующего вещества для образования различных семейств шаранурских гранитов (масс. %)

| Компоненты | 1 | 2 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 71,85 | 64,83 | 68,28 | 72,01 | 80,19 | 77,00 | 70,00 | 75,28 | 74,84 | 72,76 | 73,68 |
| TiO ₂ | 0,14 | 0,20 | 0,07 | 0 | 0 | 0,20 | 0,23 | 0,07 | 0,09 | 0,04 | 0,03 |
| Al ₂ O ₃ | 15,98 | 19,25 | 19,38 | 16,97 | 12,08 | 12,94 | 15,90 | 13,73 | 14,06 | 14,56 | 14,30 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,69 | 1,14 | 0 | 0,27 | 0,70 | 0,62 | 0,44 | 0,34 | 0,78 | 0,41 | 0,48 |
| FeO | 0,25 | 0 | 0,01 | 0,41 | 0,40 | 1,59 | 0,29 | 0,75 | 0,80 | 0,48 | 0,47 |
| MnO | 0 | 0,07 | 0 | 0 | 0,01 | 0,01 | 0,12 | 0,04 | 0,04 | 0,07 | 0,06 |
| MgO | 0 | 0,18 | 0 | 0,16 | 0,10 | 0 | 0,66 | 0,35 | 0,28 | 0,31 | 0,31 |
| CaO | 1,16 | 3,68 | 2,90 | 2,20 | 0,97 | 1,88 | 1,89 | 0,89 | 1,52 | 0,79 | 0,60 |
| Na ₂ O | 4,83 | 5,18 | 5,56 | 4,31 | 4,52 | 3,05 | 3,16 | 2,89 | 4,03 | 3,16 | 3,63 |
| K ₂ O | 5,03 | 5,02 | 3,50 | 3,67 | 1,03 | 2,68 | 7,29 | 5,63 | 3,54 | 6,85 | 5,89 |
| P ₂ O ₅ | 0,07 | 0,20 | 0,17 | — | — | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,08 | 0,05 |
| | 210% | 160% | 180% | 200% | 250% | 140% | | | | | |

Примечание: рассчитанный состав гранитизирующего вещества для образования: 1 – субщелочных гранитов; 2 – кварцевых сиенитов; 3 – гранитов нормального ряда щелочности (табл. 2); 4 – гранодиоритов; 5 – низкощелочных гранитов; 6 – лейкоплагиогранитов (трондьемитов); 7 – мигматитов. Реальные составы жильных гранитоидов Приольхонья: 8 – щелочные граниты (среднее по 3 анализам); 9 – субщелочные граниты (среднее по 10 анализам); 10 – лейкограниты (среднее по 9 анализам); 11 – позднесинклюдчатые пегматиты (Добрецов, Буслов, 2007); 12 – постскладчатые пегматиты (Добрецов, Буслов, 2007). % – количество гранитизирующего вещества, необходимого для образования соответствующего гранита.

матитов, приведенные в монографии А.Н. Иванова и Б.М. Шмакина (1980). Из табл. 4 видно, что гранитизирующее вещество по составу можно разделить на две группы. К первой группе относятся породы, соответствующие составу щелочных и субщелочных гранитов. В них сумма щелочей от 8,5 до 10,5%, а содержание SiO₂ варьирует от 65,0 до 72,7%. Модальное содержание кварца 17–28%. Расплавы такого состава ответственны за калиевую ветвь гранитизации. Вторая группа объединяет лейкоплагиограниты и мигматиты. В них всего 5,5–5,7% щелочей, низкое содержание Al₂O₃ (менее 13%) и повышенное содержание SiO₂. По-видимому, вещество второй группы ответственно лишь за натровую ветвь гранитизации.

Причины, по которым предлагается этот вариант модели магматического замещения, заключаются в следующем:

1) состав гранитизирующего расплава обогащен щелочами. Он соответствует составу щелочного и субщелочного гранита;

2) с петрологической точки зрения, процессы взаимодействия между исходными породами (гнейсы) и вновь поступающим веществом (кремне-щелочной расплав) сходны с процессами, характерными для инфильтрационного магматического замещения;

3) нет необходимости предполагать наличие фронта базификации. Полагающиеся для нее феррические компоненты целиком остаются во вновь образованном граните;

4) большое разнообразие химического состава гранитных массивов можно объяснить не кристаллизационной дифференциацией в магматическом теле, а недостатком гранитизирующих компонентов, т.е. частичное насыщение гнейсов щелочами приводит лишь к формированию мигматитов и плагиогранитов, в то время как полное насыщение ведет к образованию гранитов нормального ряда щелочности и субщелочных гранитов.

Модель магматического замещения с привнесением гранитизирующих компонентов, но без выноса феррических элементов позволяет оценить увеличение объема новообразованного гранитного массива по сравнению с первоначальным объемом гнейсов. В табл. 4. приведены количества гранитизирующего вещества, необходимого для образования тех или иных гранитов. Например, для преобразования одного объема биотитовых гнейсов в нормальные граниты необходимы еще два объема расплава. При одинаковых для гнейсов и гранитов площадных размерах массив гранитов должен был бы приобрести двойную высоту. Ряд гранитных массивов занимает сводовые части региональных антиклиналей, имеющих субгоризонтальные шарниры. Двойная высота резко изменила бы наклон шарнира складки, чего на самом деле не наблюдается, т.е. увеличения высоты массива в два раза не происходит. Остается принять, что кремне-щелочной расплав перемещался вверх до тех пор, пока не достигал непроницаемой кровли, а далее распространялся по латерали вдоль осевой зоны складки.

В два раза увеличится не высота массива, а его длина. Пространство для этого есть. Протяженность «гнейсовых» складок обычно на порядок больше протяженности гранитных тел.

Заключение

На территории Приольхонья и в юго-западной части о. Ольхон широко распространены граниты шаранурского комплекса, сконцентрированные, главным образом, в десяти гранитных и гранит-мигматитовых валах. Валы локализованы в двух гнейсовых стратиграфических подразделениях, но отсутствуют в подстилающей сланцево-карбонатной толще и разделяющей гнейсы амфиболит-доломитовой толще. Можно предполагать два уровня в расположении гранитных массивов.

Петрохимические составы шаранурских гранитов по содержанию кремнезема охватывают составы всех известных семейств гранитов – от гранодиоритов и кварцевых сиенитов до лейкогранитов, а по количеству суммы щелочей – от низкощелочных гранитов до щелочных аляскитов. Такое широ-

кое разнообразие составов не встречается в какой-либо из известных магматических формаций.

При рассмотрении вопроса о происхождения гранитов шаранурского комплекса наиболее приемлемым представляется механизм магматического замещения. Отсутствие зон базификации позволяет отказаться от обсуждения вопроса о выносе фемических компонентов в ходе гранитизации. Они остаются во вновь образованном граните, но в меньшем процентном отношении за счет разбавления их поступившим гранитизирующим веществом.

Составы образовавшихся гранитов зависят от количества гранитизирующего вещества. Приведены расчеты количества гранитизирующего вещества, необходимые для становления гранита конкретного семейства. Так, для образования гранитов нормального ряда, гранодиоритов, кварцевых сиенитов необходимы, соответственно, 190, 180 и 160% гранитизирующего расплава. Лишь при таких количествах поступившего в гнейсы гранитизирующего вещества состав смешанной среды будет соответствовать составу конкретного гранита.

ЛИТЕРАТУРА

- Антипин В.С., Горлачева Н.В., Макрыгина В.А., Куц Л.В.* Состав и геохимическая типизация гранитоидов острова Ольхон (шаранурский комплекс) // Докл. АН. 2012. Т. 445, № 2. С. 174–178.
- Белюсов В.В.* Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 197 с.
- Божко Н.А., Демина Л.И.* О геологии и условиях метаморфизма древних толщ центральной части Западного Прибайкалья // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1984. № 12. С. 106–120.
- Гоньшакова В.И.* (ред.). Магматические горные породы. Классификация. Номенклатура. Петрография. Ч. 2. М.: Наука, 1983. С. 533–708.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М.* Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геол. и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 93–108.
- Жариков В.А.* Некоторые аспекты проблемы гранитообразования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1987. № 6. С. 3–14.
- Иванов А.Н., Шмакин Б.М.* Граниты и пегматиты Западного Прибайкалья. М.: Наука, 1980. 217 с.
- Кинг Б.К.* Природа и происхождение мигматитов; метасоматоз или анатексис // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 227–241.
- Коржинский Д.С.* Основы метасоматизма и метамагматизма. М.: Наука, 1993. 236 с.
- Куклей Л.Н.* Докембрий Западного Прибайкалья. М.: Наука, 1985. 189 с.
- Куклей Л.Н.* Тектонические структуры гранитизации. М.: Наука, 1988. 220 с.
- Макрыгина В.А., Петрова З.И.* Геохимия мигматитов и гранитоидов Приольхонья и острова Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия. 1996. № 7. С. 637–649.
- Павловский Е.В., Ескин А.С.* Особенности состава и структуры архея Прибайкалья. М.: Наука, 1964. 128 с.
- Федоровский В.С.* Геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона. М.: ГИН РАН, 2004.
- Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В.* и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
- Хромых В.С., Сергеев С.А., Владимиров А.Г.* и др. U-Pb возраст (SHRIMP-II) гиперстеновых плагиогранитов Черноурдской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Мат-лы научного совещания / Ред. Е.В. Скляров. Т. 2, вып. 2. Иркутск: Ин-т географии, 2004. С. 141–144.