

УДК 552.11+552.16(913.1/913.8)

## ГАББРО-ГРАНИТНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ СЕРИИ И ИХ ИНДИКАТОРНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

© 2013 г. А. Г. Владимиров\*, \*\*\*\*, \*\*\*\*\*; А. Э. Изох\*, \*\*\*\*, Г. В. Поляков\*,  
Г. А. Бабин\*, \*\*\*, А. С. Мехоношин\*\*, \*\*\*\*\*, Н. Н. Крук\*, В. В. Хлестов\*, \*\*\*\*,  
С. В. Хромых\*, \*\*\*\*, А. В. Травин\*, Д. С. Юдин\*, Р. А. Шелепаев\*, \*\*\*\*,  
И. В. Кармышева\*, \*\*\*\*, Е. И. Михеев\*, \*\*\*\*

\* Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

просп. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090, Россия; e-mail: vladimir@igm.nsc.ru

\*\* Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

ул. Фаворского, 1а, Иркутск, 664033, Россия; e-mail: mekhonos@igc.irk.ru

\*\*\* Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья  
Красный просп., 67, Новосибирск, 630104, Россия; e-mail: babin@sniiggims.ru

\*\*\*\* Новосибирский государственный университет

ул. Пирогова, 2, Новосибирск, 630090, Россия; e-mail: pashkova@lab.nsu.ru

\*\*\*\*\* Томский государственный университет

просп. Ленина, 50, Томск, 634050, Россия; e-mail: labspm@ggf.tsu.ru

\*\*\*\*\* Иркутский государственный технический университет

ул. Лермонтова, 83, Иркутск, 664074, Россия; e-mail: mekhonos@igc.irk.ru

Поступила в редакцию 28.02.2012 г.

Получена после доработки 26.07.2012 г.

Одной из проблем палеогеодинамических реконструкций в глубокоэродированных орогенных областях является ограниченность использования геологических и изотопно-геохимических данных по вулканическим ассоциациям. Использование информации по габброидам или гранитоидам раздельно также не дает однозначного ответа на этот вопрос. Конвергентность признаков островодужного, коллизионного и внутриплитного магматизма заставляет искать индикаторные плутонические ассоциации. В качестве таковых предлагаются парные габбро-гранитные интрузивные серии. Для их обоснования использованы геоинформационные базы данных, включая авторские, составленные для ранних каледонид Алтае-Саянской складчатой области и сопредельных территорий. Это позволяет охарактеризовать мантийно-коровый магматизм в надсубдукционных и коллизионных геодинамических обстановках, а также в условиях интерференции геодинамических режимов (плейт- и плюм-тектонические факторы). Приведены оценки первичного состава базитовых магм, специфика их дифференциации, а также особенности составов сопутствующего широкомасштабного гранитообразования. На примере Алтае-Саянской складчатой области и сопредельных территорий проведена корреляция составов базит-ультрабазитовых и гранитоидных магм, на этой основе выделены: а) непрерывные габбро-тоналит-плагиогранитные интрузивные серии, отражающие аккреционно-коллизионные геодинамические обстановки, б) габбро-монцодиорит-граносиенит-К-гранитные интрузивные серии, формирование которых происходило в условиях воздействия мантийного плюма на аккреционно-коллизионную систему.

DOI: 10.7868/S0869590313020076

### ВВЕДЕНИЕ

Тесная пространственно-временная связь базит-ультрабазитового и гранитоидного магматизма в складчатых областях отмечалась в классических работах Н.Л. Боуэна, Ф. Тернера и Дж. Ферхугена. Систематизация геологических и петрографических данных позволила Ю.А. Кузнецову сформулировать новый подход к изучению магматизма и металлогеническому прогнозированию в пределах внутриконтинентальных складчатых областей

(Кузнецов, 1964; Кузнецов, Изох, 1969; Поляков, 1971; Белоусов, 1976; Изох, 1978)<sup>1</sup>. Формационный подход к изучению магматических пород был поддержан О.А. Богатиковым и В.И. Коваленко, под руководством которых систематизированы геолого-петрографические данные по главным

<sup>1</sup> Исторический обзор важнейших результатов Сибирской петрографической научной школы, полученных при использовании формационного подхода к изучению магматических пород, изложен в статье (Поляков и др., 1997).

группам магматических горных пород (Магматические..., 1983–1987).

За рубежом в это время наиболее близкие разработки принадлежат А. Чапеллу и Б. Уайту. Начиная с их статьи, в международной научной литературе появилась алфавитная аббревиатура гранитов (S-, I-, H-, M-типы), которая, по существу, отвечает формационным типам гранитных ассоциаций, отражая их петрографическую и петрогеохимическую информацию. Настоящая статья позволяет рассмотреть проблему связи магматизма и геотектоники, спустя 50 лет после публикации первого цикла статей и монографий академика Ю.А. Кузнецова. Цель статьи – на примере каледонид Алтае-Саянской складчатой области и сопредельных территорий провести корреляцию первичного состава базитовых магм со вторичными по отношению к ним гранитоидными магмами, на этой основе выделить парные габбро-гранитные интрузивные серии, наиболее достоверно связанные с островодужными и коллизионными геодинамическими обстановками, а также оценить значимость плюм-тектоники в их формировании.

### ИСТОРИЯ ВОПРОСА

В конце прошлого столетия геологическая наука пережила смену общей парадигмы – появление плейт-тектоники, а затем глубинной геодинамики. Одновременно с этим стали широко доступны прецизионные методы изучения магматических пород и минералов, определение с их помощью практически всех примесных элементов, стабильных и радиогенных изотопов. Это существенно расширило возможности понимания магматического петрогенезиса и его связи с геодинамикой. В частности, накопление изотопно-геохимических и геохронологических данных позволяет получить разностороннюю углубленную вещественную характеристику магматических комплексов и в существенной мере уточнить возраст магматических пород, а значит – их петрогенезис, геодинамические обстановки формирования и критерии металлогенического прогнозирования. Тем не менее для глубокоэродированных внутриконтинентальных складчатых областей проблема связи магматизма и геодинамических обстановок до сих пор остается открытой.

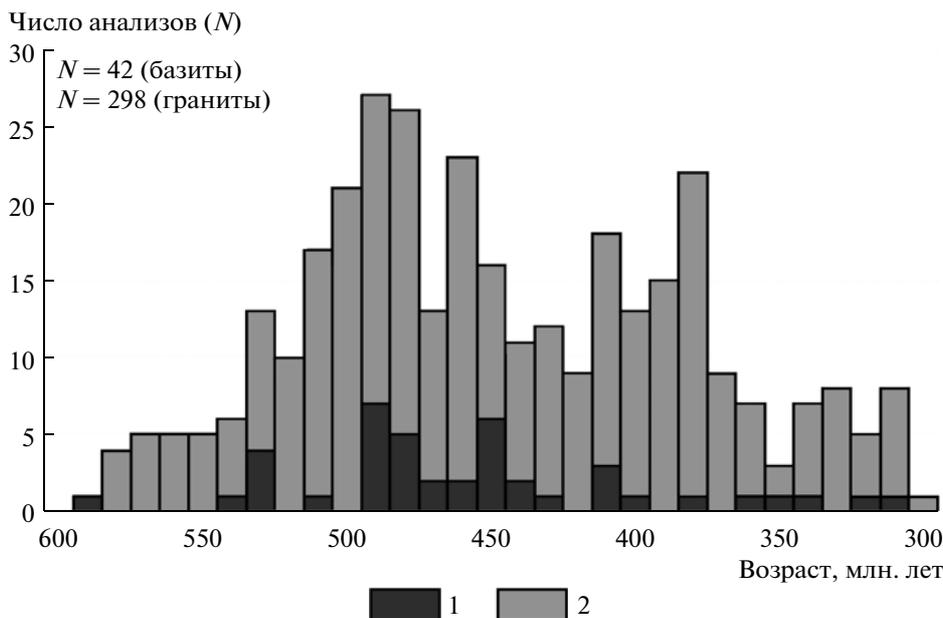
В истории геологического развития Центральной Азии особое место занимает венд-кембрийско-ордовикский этап, в течение которого произошли заложение, развитие и аккреция окраинноморско-островодужных систем к Сибирскому кратону. С точки зрения классической плейт-тектоники, эти геодинамические процессы были охарактеризованы в статьях (Şengör et al., 1993; Моссаковский и др., 1993), а также в рамках Международного проекта IGCP-380, основные мате-

риалы которого опубликованы в спецвыпуске журнала “Геология и геофизика” (Добрецов и др., 1994). Результаты более поздних структурно-петрологических и изотопно-геохронологических исследований отражены в материалах международных проектов IGCP-420 “Continental Growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia” (2000–2003 гг.), IGCP-480 “Structural and Tectonic Correlation Across the Central Asia Orogenic Collage: North-Eastern Segment” (2004–2006 гг.). На примере каледонид Китая, Монголии и Казахстана, входящих в состав Центрально-Азиатского подвижного пояса, в последние годы были получены новые геологические и петролого-геохронологические данные, свидетельствующие о полистадийном формировании окраинноморско-островодужных систем и их аккреции к Сибирскому палеоконтиненту. И, наконец, стали накапливаться новейшие данные о существенной роли плюм-тектоники в формировании Центрально-Азиатского подвижного пояса, которые были обсуждены на Международном совещании “Large Igneous Provinces of Asia”, 20–28 августа, Иркутск, 2011 (Dobretsov et al., 2011). Роль плейт-плюм-тектонических факторов при формировании габбро-гранитных интрузивных серий рассматриваются ниже на примере Алтае-Саянской складчатой области и сопредельных территорий.

### МЕТОДОЛОГИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу статьи положены разномасштабные геологические, тектонические и металлогенические карты (Шокальский и др., 2000; Бабин и др., 2004; Atlas..., 2008), а также геоинформационные петрогеохимические и геохронологические базы данных (BD\_ASSO, 2011)<sup>2</sup>. Обработка петрогеохимических данных осуществлялась на основе стандартных вычислительных программ (MS EXCEL, NEWPET) и многофакторных дискриминационных алгоритмов (Деврой, Дьёрфи, 1988; Vasilenko et al., 2002). В статье приведены представительные анализы породных ассоциаций, выбор которых основывался на следующих принципах: 1) геологическая позиция точки отбора с целью исключить влияние эндоконтактовых изменений; 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 петрографическими характеристиками.

<sup>2</sup> Объектно-ориентированные базы данных можно получить персонально на договорной основе по запросу. Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, 630104, Новосибирск, Красный пр., 67. e-mail: geology@sniiggims.ru.



**Рис. 1.** Сводная гистограмма U-Pb, Sm-Nd и Ar-Ag изотопных дат, полученных для Алтае-Саянской складчатой области и сопредельных территорий Западной Монголии, Западного Прибайкалья и Забайкалья (состояние на 2011 г.). 1 – габброиды, 2 – гранитоиды.

Для количественного определения редких и примесных элементов (включая породы базит-ультрабазитового состава) ведущим аналитическим методом являлся ICP-MS (Аналитический центр ИГМ СО РАН). U-Pb изотопное датирование цирконов было проведено в трех геохронологических лабораториях (ГЕОХИ РАН, Москва; ИГГД РАН, ВСЕГЕИ, 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) и SHRIMP-II, показавшие хорошую сходимость результатов (Юдин, 2008; Травин и др., 2009).

#### ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

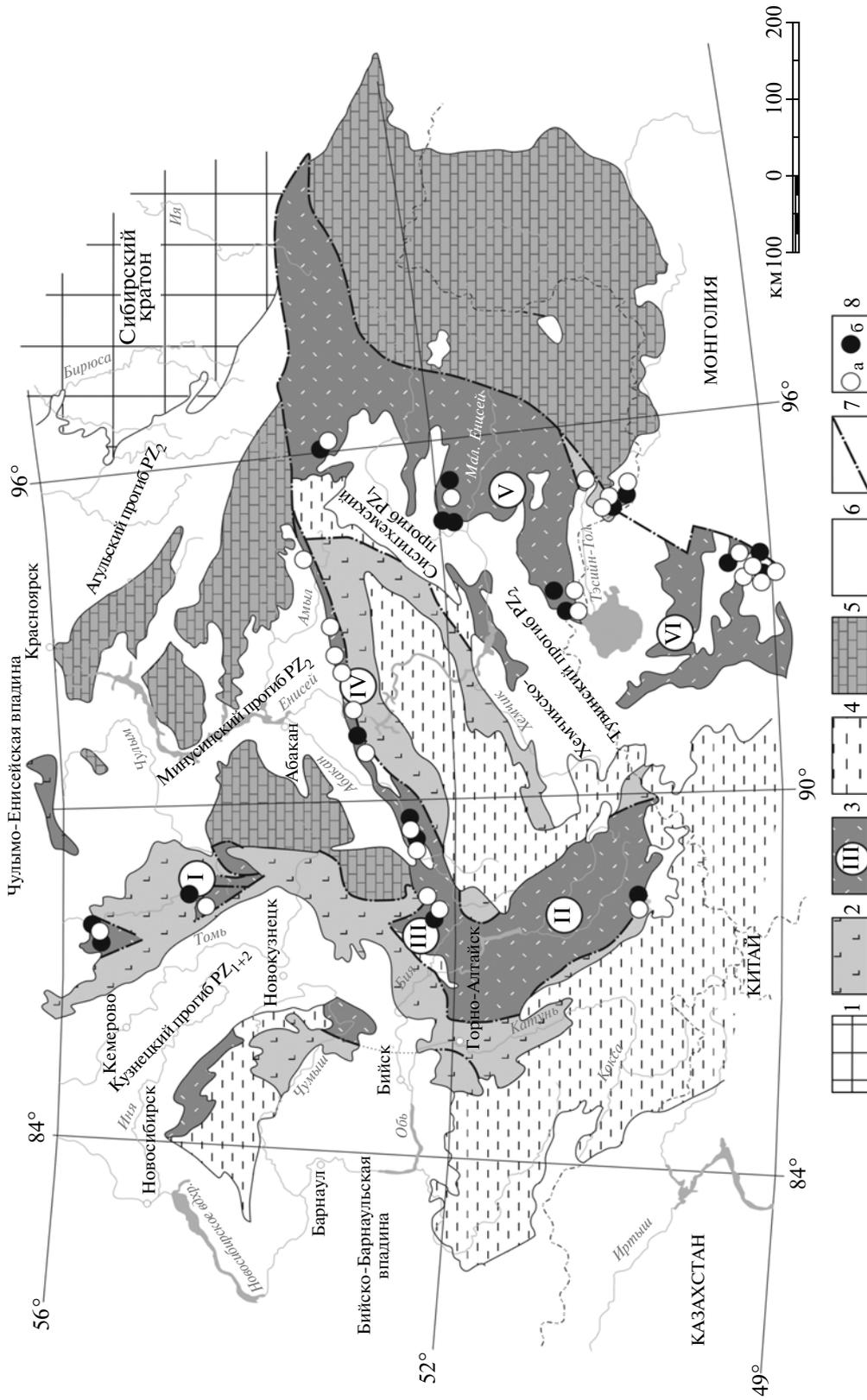
Алтае-Саянская складчатая область (АССО) входит в состав Центрально-Азиатского подвижного пояса (ЦАПП). Новейшие геологические и петролого-геохронологические данные однозначно свидетельствуют о том, что для Алтае-Саянской складчатой области, как и для ЦАПП в целом, характерно полициклическое аккреционно-коллизийное строение, осложненное воздействием Алтае-Саянского (Є-О), Минусинского ( $D_1$ ), Таримского ( $C_3$ - $P_1$ ) и Сибирского ( $P_2$ - $T_1$ ) плюмов (Добрецов и др., 2010; Добрецов, 2011; Ярмолюк и др., 2000, 2003; Поляков и др., 2008; Воронцов и др., 2010; Владимиров и др., 2003, 2008, 2011). На сводной гистограмме U-Pb, Sm-Nd и Ar-Ag изотопных дат (рис. 1) отчетливо видны несколько тепловых импульсов, связанных с

внедрением крупных объемов мантийных магм, и, как следствие, – формированием гранитоидных батолитов. Однако основы геологической структуры были заложены значительно раньше ( $V$ -Є<sub>1</sub>)<sup>3</sup> как Палеоазиатским океаном. Интерференция геодинамических режимов (плейт- и плюм-тектонические факторы) в существенной мере осложнила структуру АССО и одновременно предоставила уникальную возможность для поиска петрологических индикаторов, отражающих геодинамические обстановки на разноглубинных уровнях земной коры. В настоящей статье приводятся характеристика венд-раннекембрийского (Горная Шория, Западный Саян и Западная Монголия) и позднекембрийско-ордовикского (Западный Сангилен) габбро-гранитного интрузивного магматизма.

#### ОСТРОВОДУЖНЫЕ КОМПЛЕКСЫ (V-PZ<sub>1</sub>)

**Геологический очерк.** Венд-раннепалеозойские островодужные комплексы АССО образуют протяженный Алтае-Северо-Саянский магматический пояс (Бабин и др., 2004) (рис. 2). С северо-запада Алтае-Северо-Саянский пояс по сутурному шву граничит с венд-кембрийскими магматическими и терригенно-карбонатными комплексами, которые идентифицируются в качестве окра-

<sup>3</sup> Материалы ежегодного научного совещания “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)”, г. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2000–2011 гг.



**Рис. 2.** Геологическая схема венд-кембрийских вулканоплутонических поясов и седиментационных бассейнов Алтае-Саянской складчатой области (составлена Г.А. Бабиным).

1 – Сибирский кратон, 2 – магматические пояса с океаническими (окраинно-морскими) ассоциациями (Алтае-Салаирский, Алтае-Кузнецкий и Тувино-Западно-Саянский), 3 – магматические пояса (МП) с островодужными ассоциациями, их сегменты: I – Алатуский МП; II–IV – Алтае-Северо-Саянский МП, сегменты: II – Горно-Алтайский, III – Северо-Саянский, IV – Тувино-Монгольский МП, сегменты: V – Тувинский, VI – Монгольский; 4 – кембрийско-раннеордовикский турбидитовый бассейн; 5 – ранне-среднекембрийский турбидитовый бассейн; 6 – нерасчлененные перекрывающие образования; 7 – границы магматических поясов; 8 – гранитоидные (а) и габброидные (б) интрузивные массивы, упоминающиеся в тексте.

инно-морских образований. На юго-востоке островодужные структуры пояса по разлому граничат с кембро-ордовикскими турбидитами, офиолитами и зелеными сланцами Западного Саяна. Турбидиты рассматриваются в качестве фаций островодужного склона и подножья, офиолитовая ассоциация и зеленосланцевый комплекс — образований аккреционной призмы.

Первая половина раннего кембрия характеризуется широким развитием толеитовых вулканических серий и завершается становлением комагматических гипабиссальных ультрамафит-мафитовых (лысогорский комплекс) и плагиогранитных (майнский комплекс) интрузий раннего кембрия. Середина раннего кембрия в палеостроводужной системе характеризуется сменой активного толеитового вулканизма на известково-щелочной, подводных эффузивных и пирокластических фаций на пестроцветные субаэральные пирокластические, вулканогенно-осадочные и осадочные толщи. Вулканическая деятельность завершилась в конце раннего—начале среднего кембрия.

**Лысогорский перидотит-пироксенит-габброноритовый комплекс** представлен петротипическим Лысогорским, Большеаталыкским, Малоаталыкским, Азартовским, Кучешским, Кобезским и Шаманским расчлененными массивами (рис. 3), которые сопряжены с островодужными толеитовыми базальтоидами кембрийского возраста и рассматриваются в качестве их гипабиссальных комагматов. По характеру дифференциации можно выделить два типа интрузивов, различающихся по набору пород: перидотит-пироксенит-габброноритовый (Малоаталыкский, Шаманский) и перидотит-троктолит-габброноритовый (Большеаталыкский и Кобезский).

Малоаталыкский массив (12 км<sup>2</sup>) представляет собой пластообразное интрузивное тело мощностью 1.5–2 км, погружающееся субвертикально до глубины 4.5–5 км. Он сформировался в результате последовательного внедрения двух фаз ультрамафитов и габброидов. Первая фаза представлена ритмично-расслоенными верлитами, оливиновыми клинопироксенитами и клинопироксенитами, в подчиненном количестве присутствуют дуниты и оливиновые габбро. Ритмы, как правило, дву- и трехчленные. Вторая фаза проявлена ограниченно и представлена лейкократовыми оливиновыми габбро и габбро-норитами. Ультрамафиты первой фазы и лейкократовые оливиновые габбро второй фазы прорываются дайками оливиновых габброноритов, микрогаббро-норитов и долеритов.

Большеаталыкский массив (10 км<sup>2</sup>) характеризуется овальной формой, в вертикальном сечении имеет вид сложного воронкообразного тела, прослеживающегося до глубины 3.5–4 км. Массив характеризуется ритмичной расслоенностью и сложен троктолитами, оливиновыми, пироксен-

амфиболовыми и амфиболовыми габбро, резе габбро-норитами, а также анортозитами поздней фазы. Выделяются макроритмы мощностью от 80 до 500 м, иногда осложненные микроритмичной дифференциацией с мощностью “слоев” в несколько сантиметров. Углы падения расслоенности изменяются от 40° в краевой части интрузии, до 5°–10° в осевой. Габброиды прорваны плагиогранитами Кштинского массива с изотопным возрастом 545 ± 4 млн. лет (Бабин и др., 2007).

Для габброидов обоих интрузивов характерна очень высокая основность плагиоклазов, варьирующая от 88 до 98% анортозитового компонента. Петрографический состав пород, а также состав породообразующих минералов (высокая железистость оливинов при крайне высокой основности плагиоклазов) типичны для высокоглиноземистых низкотитанистых ультрамафит-мафитовых ассоциаций, которые являются индикаторными для осевых зон разновозрастных островодужных систем ЦАПП.

Представительные анализы горных пород приведены в табл. 1. Ультрамафиты, пироксениты и габброиды характеризуются низкими концентрациями титана, щелочей и фосфора при высокой магнезиальности. Габброиды поздней фазы внедрения имеют высокую глиноземистость. По ряду индикаторных геохимических признаков (низкие концентрации титана, фосфора, натрия и калия) они коррелируются с вмещающими раннекембрийскими базальтами, что предполагает их комагматичность. На петрохимических диаграммах MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MgO–CaO составы пород Малоаталыкского массива образуют два отчетливых тренда (рис. 4). Первый обусловлен фракционированием оливина и клинопироксена на ранней стадии кристаллизационно-гравитационной дифференциации родоначального расплава. Он характеризуется резким возрастанием содержания CaO при слабом увеличении концентрации глинозема по мере снижения магнезиальности. Второй тренд, напротив, демонстрирует резкое возрастание содержания глинозема в базитах при практически постоянной концентрации CaO, что обуславливается фракционированием основного плагиоклаза вплоть до образования анортозитов. Составы габброидов Большеаталыкского интрузива соответствуют поздним лейкократовым дифференциатам Малоаталыкского массива, что свидетельствует о правомерности объединения их в единую ассоциацию. Сходные тренды дифференциации установлены для пород Шаманского массива в южной части Аталыкского ареала вблизи аккреционного шва (см. рис. 3). В то же время для Кобезского массива, находящегося в северной части ареала, характерны несколько отличающиеся петрохимические особенности. Так, на петрохимических диаграммах для пород этого массива отчетливо проявлен троктолитовый

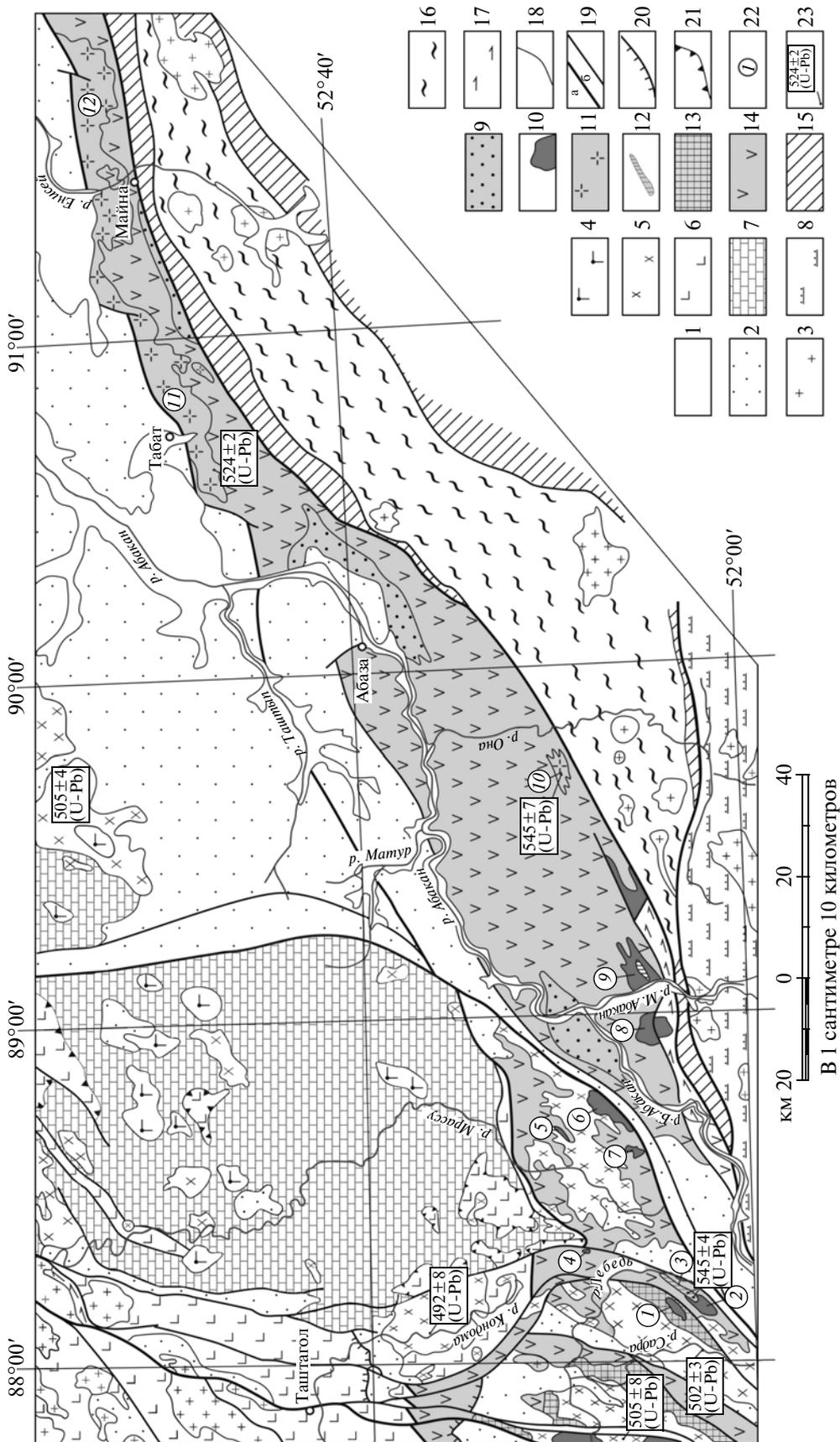


Рис. 3. Геологическое строение Западного Саяна и Горной Шории (составлена Г.А. Бабиным).

1 – четвертичные отложения; 2 – ордовикские, девонские и каменноугольные карбонатно-терригенные и вулканогенные образования; 3 – среднепалеозойские и ранне-мезозойские гранитоиды; 4 – раннедевонские сиенит-габровые интрузии; 5 – кембрийско-ордовикские гранитоиды аккреционно-коллизонные; 6 – ранне- и среднекембрийские вулканоплутонические ассоциации окраинно-морской природы; 7 – венд-кембрийские терригенно-карбонатные образования; 8 – кембрийско-ордовикские турбилиты; 9 – средне-верхнекембрийская моласса; 10–15 – венд?–раннекембрийские островодужные образования Алтае-Северо-Саянского магматического пояса; 10 – дифференцированные интрузии лысогорского перидотит-пироксенит-габроноритового комплекса; 11, 12 – плагиогранитоиды майнского тоналит-плагиогранитового комплекса; 13 – базальты MORB-типа; 14 – толеитовые и известково-шелочные островодужные вулканические серии; 15 – венд-раннекембрийские? офиолитовые ассоциации; 16 – венд-раннекембрийский? зеленосланцевый джебашский комплекс; 17 – позднеарифейские? амфиболиты; 18 – геологические границы; 19 – разломы главные (а), прочие (б); 20 – налвиги; 21 – интрузивные массивы: Малоаталыкский (1), Большешаталыкский (2), Киптинский (3), Азартонский (4), Кучешский (5), Западно-Кобезский (6), Кобезский (7), Лысогорский (8), Шаманский (9), Тараскый (10), Табатский (11), Майнский (12); 23 – пункты и результаты U-Pb изотопного датирования (млн. лет).

**Таблица 1.** Содержание петрогенных (мас. %), редких и редкоземельных (г/т) элементов в породах раннекембрийской габбро-плагиогранитной серии Горной Шории и Западного Саяна

Компоненты	Лысогорский комплекс						Майнский комплекс, Кштинский массив					
	6057/4	6053	6034	6055	6085/1	6038	5208	6081	6052	6051	5202	6050
SiO <sub>2</sub>	38.04	39.39	39.96	40.50	44.54	45.25	58.24	58.58	67.69	71.76	74.75	75.3
TiO <sub>2</sub>	0.66	0.67	0.84	0.59	0.13	0.34	0.52	0.49	0.36	0.23	0.07	0.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.56	22.40	19.81	22.33	10.63	24.84	18.64	18.27	16.13	15.36	13.39	13.5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	14.14	13.57	15.77	13.73	7.64	8.81	7.29	7.63	4.13	2.34	2.02	2.08
MnO	0.14	0.18	0.22	0.18	0.13	0.13	0.16	0.14	0.09	0.05	0.03	0.05
MgO	7.31	6.68	7.05	7.01	18.23	4.58	2.82	2.26	1.36	0.97	0.26	0.67
CaO	13.93	15.23	14.42	13.96	14.99	13.13	7.87	7.21	5.15	3.95	1.92	3.70
Na <sub>2</sub> O	0.49	0.37	0.32	0.39	0.30	1.13	3.11	3.94	3.81	3.89	4.78	3.38
K <sub>2</sub> O	0.96	0.92	0.79	0.95	0.90	0.93	0.64	1.03	0.91	1.1	1.53	0.85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.08	0.09	0.07	0.04	0.03	0.08
П.п.п.	1.39	0.22	0.48	н.п.о.	2.32	0.46	1.04	0.08	0.10	н.п.о.	0.20	0.03
Сумма	99.64	99.64	99.67	99.67	99.43	99.63	100.40	99.72	99.8	99.79	99.21	99.70
Rb	1	1	1	н.п.о.	1	1	9	8	9	16	18	8
Sr	334	338	307	381	53	360	377	387	382	266	168	252
Ba	22	42	22	31	12	62	331	283	368	659	2124	356
Y	4.5	2.5	3.5	0.5	3.4	4.0	12.0	8.6	4.7	3.1	5.6	1.7
Zr	4	2	4	2	3	10	17	12	29	22	57	3
Hf	0.1	0.1	0.1	н.п.о.	0.1	0.3	0.6	0.4	0.7	0.6	2.0	1.4
Nb	0.4	0.2	0.4	0.1	0.1	0.8	2.3	2.3	2.3	2.8	2.6	1.8
Ta	0.03	0.01	—	0.01	0.01	0.03	0.17	0.16	0.17	0.20	0.17	0.11
Th	0.04	0.09	0.12	0.02	0.07	0.11	0.88	0.63	1.01	1.74	1.99	2.52
U	0.01	0.01	0.03	0.01	0.03	0.11	0.32	0.15	0.42	0.26	0.48	0.36
La	0.5	0.4	8.2	0.3	1.5	2.4	5.6	4.6	5.2	8.4	9.3	10.2
Ce	1.2	1.1	18.2	0.8	2.5	4.5	12.2	10.6	11.0	14.2	19.1	18.0
Pr	0.2	0.1	1.9	0.1	0.4	0.6	1.5	1.5	1.4	1.6	2.3	1.6
Nd	1.1	0.8	5.6	0.4	0.9	2.3	6.9	6.2	5.9	5.6	7.8	5.5
Sm	0.5	0.2	0.3	0.1	0.3	0.6	1.8	1.7	1.4	0.8	1.3	0.6
Eu	0.3	0.2	0.3	0.2	0.1	0.3	0.7	0.7	0.6	0.5	0.6	0.3
Gd	0.7	0.3	0.6	0.1	0.3	0.7	2.2	1.7	1.4	0.7	1.2	0.6
Tb	0.1	0.1	0.1	н.п.о.	0.1	0.1	0.3	0.3	0.2	0.1	0.2	0.1
Dy	0.8	0.4	0.7	0.1	0.7	0.7	1.9	1.5	0.8	0.5	0.8	0.2
Ho	0.2	0.1	0.1	н.п.о.	0.1	0.1	0.5	0.3	0.2	0.1	0.2	0.1
Er	0.5	0.3	0.4	0.1	0.3	0.4	1.2	0.9	0.5	0.3	0.5	0.1
Tm	0.1	0.1	0.1	н.п.о.	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1
Yb	0.4	0.2	0.3	0.1	0.3	0.3	1.2	0.8	0.4	0.4	0.6	0.2
Lu	0.1	0.1	0.1	н.п.о.	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1

Примечание. Большеаталыкский массив: обр. 6057/4, 6053, 6034, 6085/1 – габбро оливиновые; 6055 – троктолит, 6038 – лейкогаббро; Малоаталыкский массив: 5208, 6081 – диориты кварцевые; 6052, 6051 – плагиограниты; 5202, 6050 – лейкоплагиограниты. Прочерк – нет данных, н.п.о. – ниже предела обнаружения.

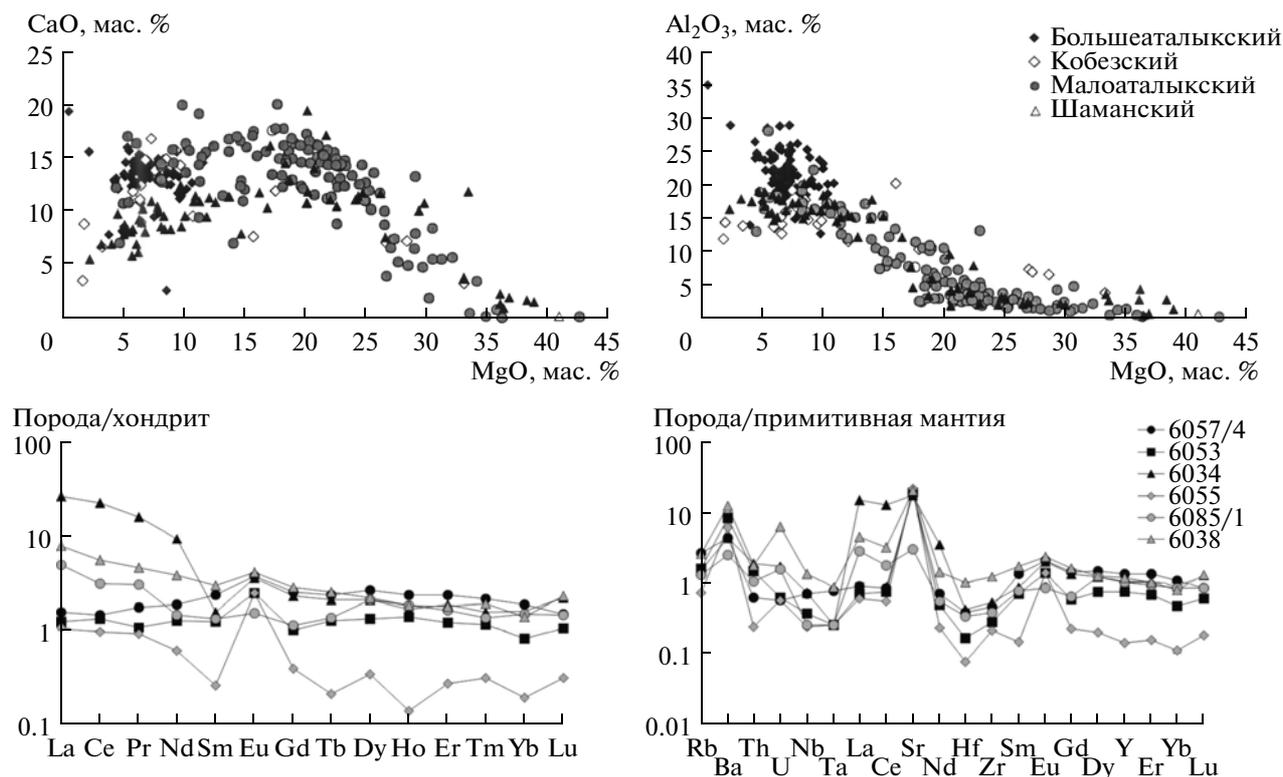


Рис. 4. Геохимические диаграммы для ультрабазит-базитов Горной Шории.

тренд дифференциации, о чем свидетельствует одновременное возрастание содержаний глинозема и кальция при уменьшении магнезиальности пород. Такие особенности составов пород Кобезского массива обусловлены их кристаллизацией из субщелочных оливиновых базальтов, типичных для тыловых зон современных островных дуг.

Петрогеохимические особенности габброидов Аталыкского ареала также согласуются с их надсубдукционной природой. Габброиды отличаются близкими по отношению к хондриту концентрациями тяжелых РЗЭ и слабой обогащенностью легкими РЗЭ, при этом наиболее высокими содержаниями La, Ce, Pr и Nd характеризуются оливиновые габбро-нориты верхней части расчлененной серии (см. рис. 4). У оливиновых габбро Малоаталыкского массива, в сравнении с большеаталыкскими, установлена максимальная концентрация Sr и Ni, что указывает на их принадлежность к ранним кумулатам. Европиевый максимум свидетельствует о фракционировании плагиоклаза, а низкие содержания Ta, Nb, Zr и Hf при обогащенности Ba, U и Th (см. рис. 4) типичны для надсубдукционных базальтовых магм.

Приуроченность лысогорского комплекса к раннекембрийским островодужным толеитам и особенности вещественного состава (широкое

развитие оливиновых габброидов и троктолитов, наличие анортозитов с высокой основностью плагиоклаза и плагиоклазовых перидотитов, высокоглиноземистый, низкотитанистый состав пород габброидной группы) указывают на надсубдукционный характер становления рассматриваемых образований.

Возраст базитовых интрузий определяется серединой раннего кембрия (атдабанский век) на том основании, что они прорываются плагиогранитами Кштинского массива майнского комплекса с измеренным изотопным возрастом  $545 \pm 4$  млн. лет. Галька плагиогранитоидов присутствует в конгломератах верхнемонокской, мрасской и атлинской свит, охарактеризованных археоциатами камешковского и санаштыкгольского горизонтов (Бабин и др., 2007).

**Майнский тоналит-плагиогранитный комплекс** представлен Майнской и Табатской крупными интрузиями, а также небольшими телами (Кштинский, Нижнеябашский, Консинский, Тараскырский и др.). Они сложены кварцевыми диоритами, тоналитами и плагиогранитами, прорывающимися раннекембрийские вулканиты садринской и нижнемонокской свит, а также габброидами лысогорского комплексов (см. рис. 3). Типичным представителем майнского комплекса,

сопряженного с предшествующими габброидами лысогогорского комплекса, является Кшттинский массив (истоки р. Лебедь). В его составе преобладают плагиограниты, среди которых встречаются тоналиты, а в краевой части закартированы интрузивные брекчии с остроугольными обломками вмещающих габброидов Большеаталыкского интрузива (Руднев и др., 2005).

Анализ петрохимической базы данных по плагиогранитоидам майнского комплекса (Бабин и др., 2004, 2007) свидетельствует о том, что эти породы отвечают известково-щелочной серии (см. представительные анализы в табл. 1). Для них характерно преобладание  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$  ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.9\text{--}4.8$ ). По мере увеличения кремнекислотности пород отмечается снижение  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Sr (387–168 г/т), Cr (54–16 г/т), Ni (10.4–3.9 г/т) и повышению железистости ( $f = 0.66\text{--}0.83$ ) и Ba (283–422 г/т) при относительно слабых вариациях  $\text{K}_2\text{O}$  (0.64–1.53 мас. %) и  $\text{Na}_2\text{O}$  (3.11–4.78 мас. %). Содержание и характер распределения редкоземельных элементов (рис. 5) показывают, что породы Кшттинского массива обладают фракционированным распределением РЗЭ с последовательным обогащением легкими РЗЭ и снижением содержаний тяжелых РЗЭ ( $\text{La}/\text{Yb}_N = 3.1\text{--}35.6$ ) с ростом  $\text{SiO}_2$ . Для пород массива характерны положительные аномалии Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.1\text{--}1.8$ ) и Sr, отчетливые минимумы Nb, Ta и Ti, а также высокие отношения Sr/Y (82–150), низкие содержания Yb (0.36–0.42 г/т) и Y (1.7–12 г/т). По этим параметрам, с учетом глиноземистости ( $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15$  мас. %), рассматриваемые породы относятся к плагиогранитоидам высокоглиноземистого типа (см. рис. 5). Несмотря на тесную пространственную и временную связь этих плагиогранитов с ультрамафит-мафитовой ассоциацией лысогогорского комплекса, их невозможно получить за счет кристаллизационно-гравитационной дифференциации родоначального пикробазальтового расплава. Их следует рассматривать как самостоятельные кремнекислые расплавы, возникающие при плавлении метабазитов в зоне субдукции.

Вопрос о степени петрохимической гетерогенности и(или) однородности плагиогранитоидов майнского комплекса исследовался с помощью методов кластерного и факторного анализов. Возможность их достоверного разделения на отдельные кластеры оценивалась применительно к многомерному пространству из восьми признаков: содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (суммарное),  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Использованный банк данных включал анализы более чем 100 представительных образцов (Бабин и др., 2004, 2007). Этапу кластеризации предшествовала непараметрическая аппроксимация соответствующего многомерного эмпирического распреде-

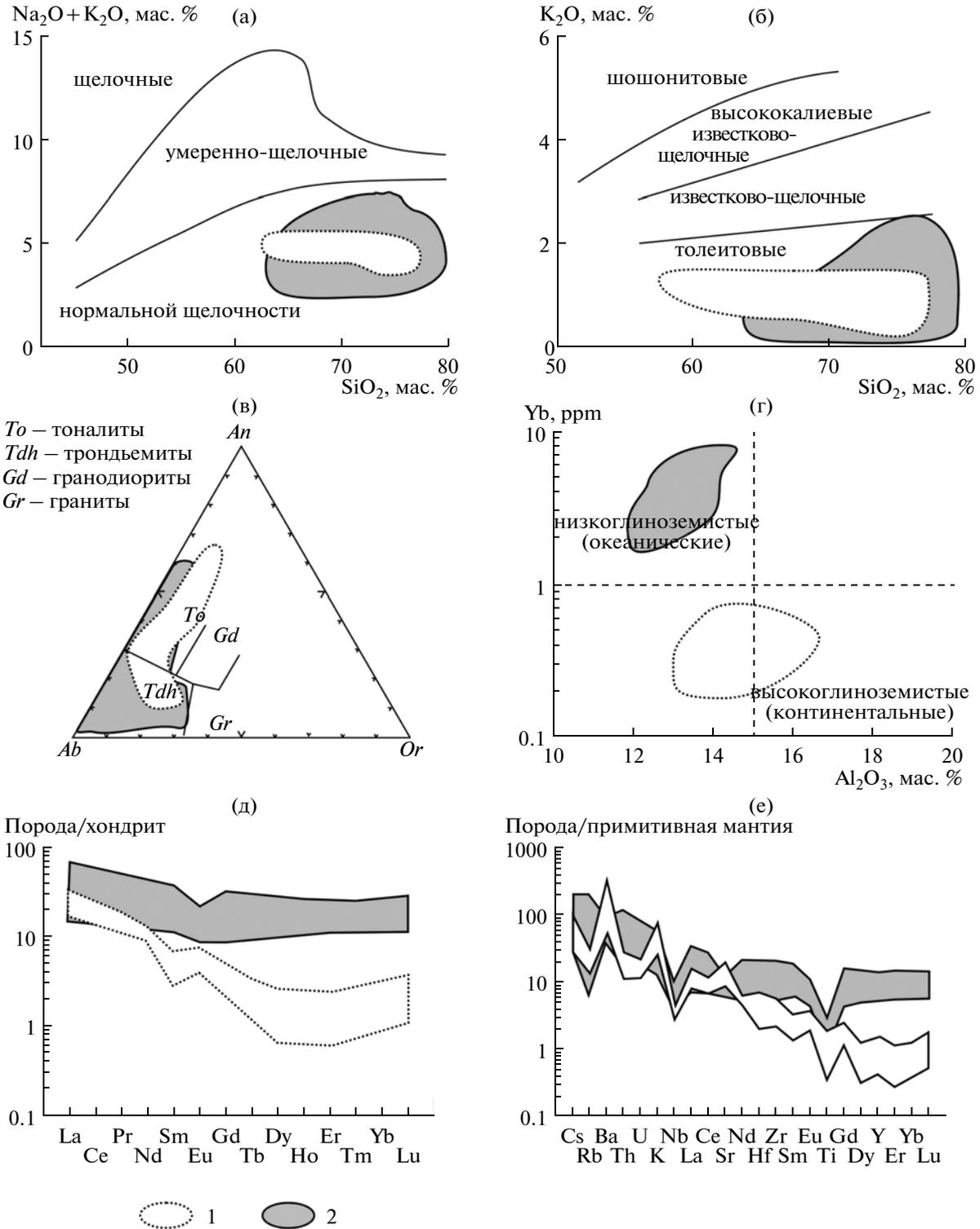
ления по методу Розенблатта–Парзена (Деврой, Дьёрфи, 1988). В нашем примере уверенно выделяются два кластера (рис. 6), отвечающие в одном случае “нормальным” гранитам, а в другом – плагиогранитоидам с повышенным содержанием глинозема, а также мафических компонентов (Fe, Mg, Ti – см. таблицу в подписи к рис. 6). Области соответствующих им точек на рис. 6 явно разобщены, а внутри достаточно компактны, так что этот график пригоден для диагностики новых образцов. Более того, такая диагностика может быть проведена с помощью линейной дискриминантной функции:

$$D = -102 + 0.57 \text{SiO}_2 + 1.448 \text{TiO}_2 + \\ + 3.67 \text{Al}_2\text{O}_3 + 1.12 \text{Fe}_2\text{O}_{3\text{сум.}} + \\ + 1.695 \text{MgO} - 0.366 \text{CaO} + \\ + 1.038 \text{Na}_2\text{O} - 0.83 \text{K}_2\text{O}.$$

Отрицательные значения  $D$  соответствуют “нормальным” гранитоидам, а положительные – “глиноземистым”. Примечательно, что петрохимические тренды для полученных кластеров существенно различны. Для “нормальных” гранитов характерна сильная отрицательная корреляция Si с Fe ( $r = -0.795$ ) при гораздо более слабых корреляциях с другими компонентами, а для “глиноземистых” гранитоидов выделяются, в первую очередь, сильные отрицательные связи Si с Al и Ca (в обоих случаях  $r$  около  $-0.8$ ). Это означает, что в объеме майнского комплекса действительно выделяются низко- и высокоглиноземистые плагиогранитоиды, для которых предполагаются самостоятельные родоначальные кремнекислые магмы, формирующиеся на разных глубинах.

Это подтверждается геохимическим составом ( $\text{MgO}$ , Sr, Y, Cr, Ni) плагиогранитов Кшттинского массива, которые проявляют очевидное сходство с высококремнистыми адакитами – вулканическими аналогами высокоглиноземистых тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (ТТГ) комплексов.

Плагиогранитоиды характеризуются высокой положительной величиной  $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +7.5$ , близкой к таковой для деплетированной мантии, позднерифейским Nd-модельном возрастом  $\text{T}_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.64$  млрд. лет и низким первичным отношением изотопов стронция  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70419$  (Руднев и др., 2005). Изотопные и геохимические характеристики согласуются с формированием исходных расплавов для плагиогранитоидов, за счет частичного плавления метабазитов N-MORB типа при  $P \geq 15$  кбар в равновесии с  $\text{Hbl} + \text{Cpx} + \text{Pl} + \text{Grt}$  реститом (Туркина, 2000). Таким источником могли служить метабазиты субдуцируемой рифейской океанической литосферной плиты.



**Рис. 5.** Геохимические диаграммы для раннекембрийских гранитоидов Горной Шории и Западного Саяна.

(а) – TAS-диаграмма; (б) – диаграмма  $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ ; (в) – диаграмма альбит–анортит–ортоклаз; (г) – диаграмма  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{–Yb}$ ; (д) – спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные по составу хондрита; (е) – мультиэлементные диаграммы, нормированные по составу примитивной мантии.

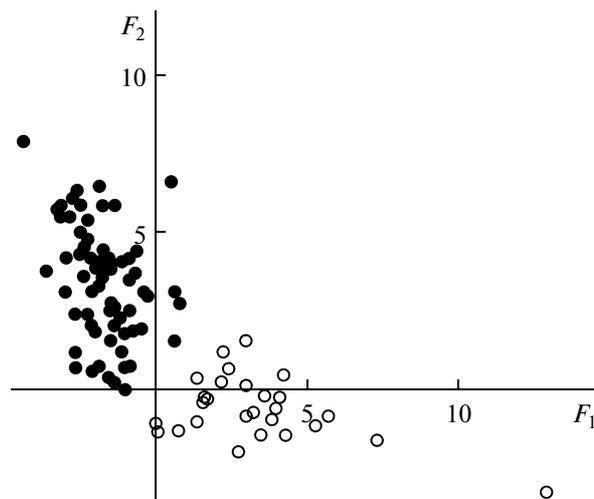
1 – гранитоиды Кштинского массива, 2 – гранитоиды Табатского и Енисейского плутонов.

АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ИХ СВЯЗЬ С АЛТАЕ-САЯНСКИМ ПЛЮМОМ (Є<sub>3</sub>-О)

**Геологический очерк.** К границе кембрия и ордовика в Алтае-Саянской складчатой области приурочены интенсивные деформации геологических комплексов и палеоструктур, связанные с закрытием окраинно-морских бассейнов, амальгамацией и полистадийной аккрецией островодужных террейнов к Сибирскому палеоконтиненту, коллизией с докембрийскими микроконтинентами. При этом возникают области двух типов, различие в тектонической эволюции которых традиционно интерпретировалось с позиции максимальной концентрации докембрийских микроконтинентов в восточной части АССО. Вместе с тем на сегодняшний день накапливается все больше геологических, петрологических и изотопно-геохронологических данных, которые указывают на существование Алтае-Саянского плюма, воздействие которого: 1) повлияло на вещественный состав мантийных магм, 2) привело к формированию грандиозных по масштабу гранитоидных батолитов (Владимиров и др., 1999; Ярмолюк и др., 2000, 2003; Изох и др., 2005, 2010; Добрецов, 2011).

Геологическая структура Алтае-Саянской складчатой области на этот период времени (Є<sub>3</sub>-О) показана на рис. 7. Западные районы – Салаир, Горный и Монгольский Алтай, Западный Саян – полностью амагматичны, образуют обширную область седиментации (см. рис. 7). Эти структуры традиционно классифицируются как поздние каледониды. Восточные районы – Кузнецкий Алатау, Восточный Саян, Тува в кембрийско-ордовикское время охвачены интенсивными сдвигонадвиговыми деформациями, скучиванием геологических комплексов, сопровождающихся массовыми проявлениями аккреционно-коллизийного гранитоидного магматизма, местами высокоградного метаморфизма. Следствием чего явились консолидация земной коры, воздымание территории, оформление горно-складчатого сооружения, полное прекращение седиментации к позднему кембрию–ордовика.

Гранитоиды располагаются как среди островодужных, так и среди окраинноморских образований, слагают крупные послескладчатые батолиты (ареал-плутоны), формирующиеся в виде пояса (см. рис. 7) (Бабин и др., 2004, 2007). Преобладают известково-щелочные породы повышенной основности (диорит-тоналит-гранодиоритовые, диорит-гранодиоритовые ассоциации). Интрузивный пояс почти непрерывно прослеживается из северной части Кузнецкого Алатау через Восточный Саян и Северо-Восточную Туву в ее южные и юго-восточные районы, ограничивая с востока область позднекембрийско-силурийской



**Рис. 6.** Петрохимические тренды, полученные по результатам кластерного и факторного анализа для разделения плагиогранитоидов венд-раннекембрийского возраста Горной Шории и Западного Саяна.

Факторные нагрузки по осям двухфакторной проекции:  
 $F_1 = 9 - 0.304 \text{ SiO}_2 + 0.555 \text{ TiO}_2 + 1.1284 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.415 \text{ Fe}_2\text{O}_{3\text{сум}} + 0.413 \text{ MgO} - 0.208 \text{ CaO} - 0.1 \text{ Na}_2\text{O} - 0.31 \text{ K}_2\text{O}$ ;

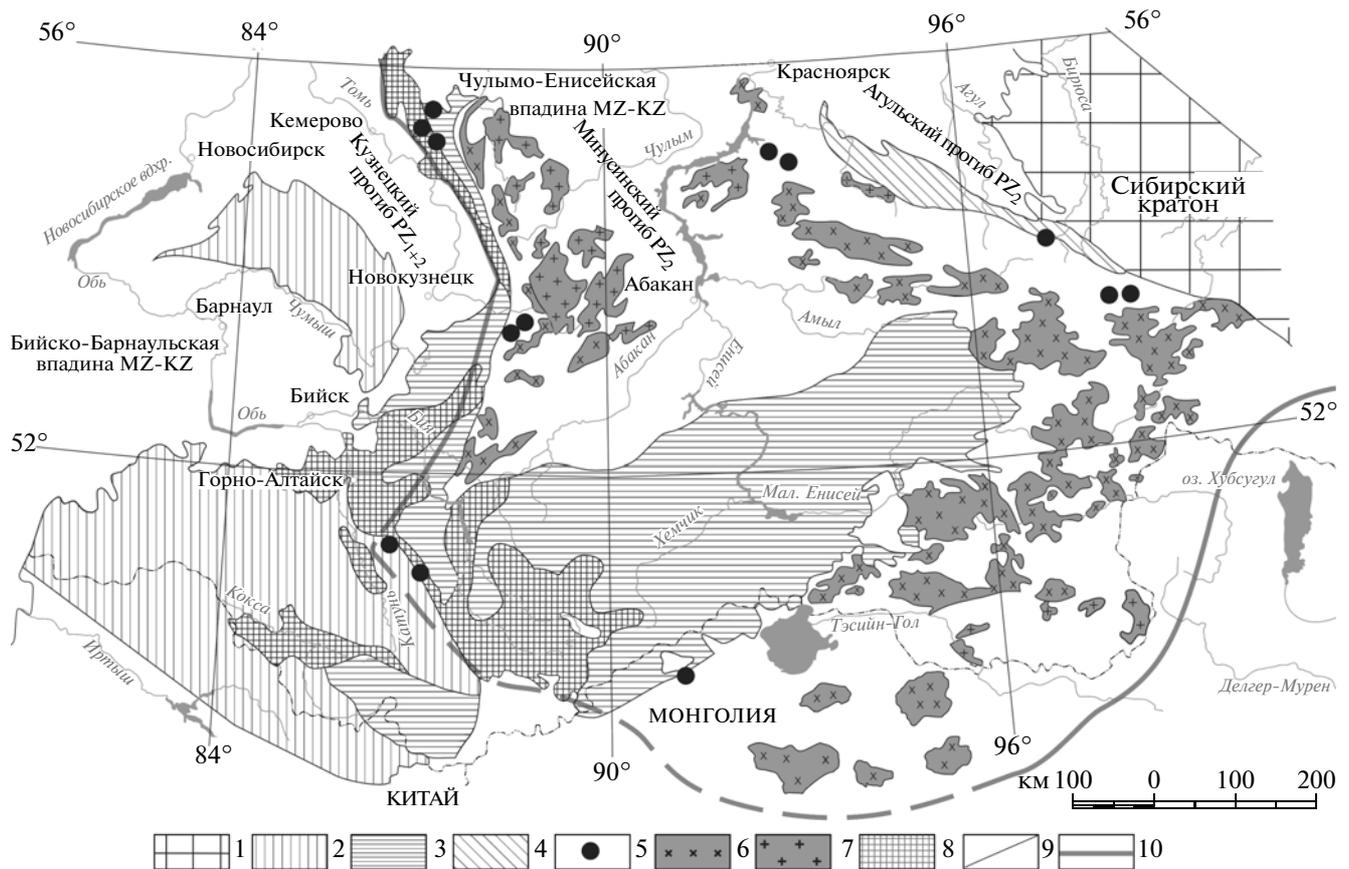
$F_2 = 110.7 - 0.874 \text{ SiO}_2 - 0.892 \text{ TiO}_2 - 2.541 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 1.536 \text{ Fe}_2\text{O}_{3\text{сум}} - 1.282 \text{ MgO} + 0.158 \text{ CaO} - 1.137 \text{ Na}_2\text{O} + 0.52 \text{ K}_2\text{O}$ .

Четко обособлены два кластера: А – нормальные граниты (на рис. – залитые кружки), В – глиноземистые граниты (незалитые кружки). Средние содержания для них (мас. %):

Кластеры	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
А	73.86	0.267	12.51	3.611	0.759	2.548	4.252	0.808
В	67.92	0.391	15.55	4.303	1.37	4.163	4.163	0.781

седиментации. Вместе с тем контур, ограничивающий распространение базитовых массивов и гранитоидных батолитов позднекембрийско-ордовикского возраста, позволяет рассматривать их совместно в качестве крупной изверженной провинции, являющейся отражением Алтае-Саянского плюма (ASLip). Это подтверждается петрологическими и изотопно-геохимическими данными, которые обсуждаются в настоящей статье.

В Кузнецком Алатау и Горной Шории для гранитоидов намечена петрогеохимическая зональность. Западная группа батолитов сложена меланократовыми гранитоидами пониженной щелочности, вплоть до появления тоналитов и плагиогранитов. Изотопный возраст пород, по данным U-Pb исследований, укладывается в интервал 505 ± 8–492 ± 5 млн. лет. К востоку располагается полоса гранитоидов повышенной щелочности. В этом же направлении возрастают количество и размеры интрузивов. В их составе доминируют субщелочные граниты, появляются



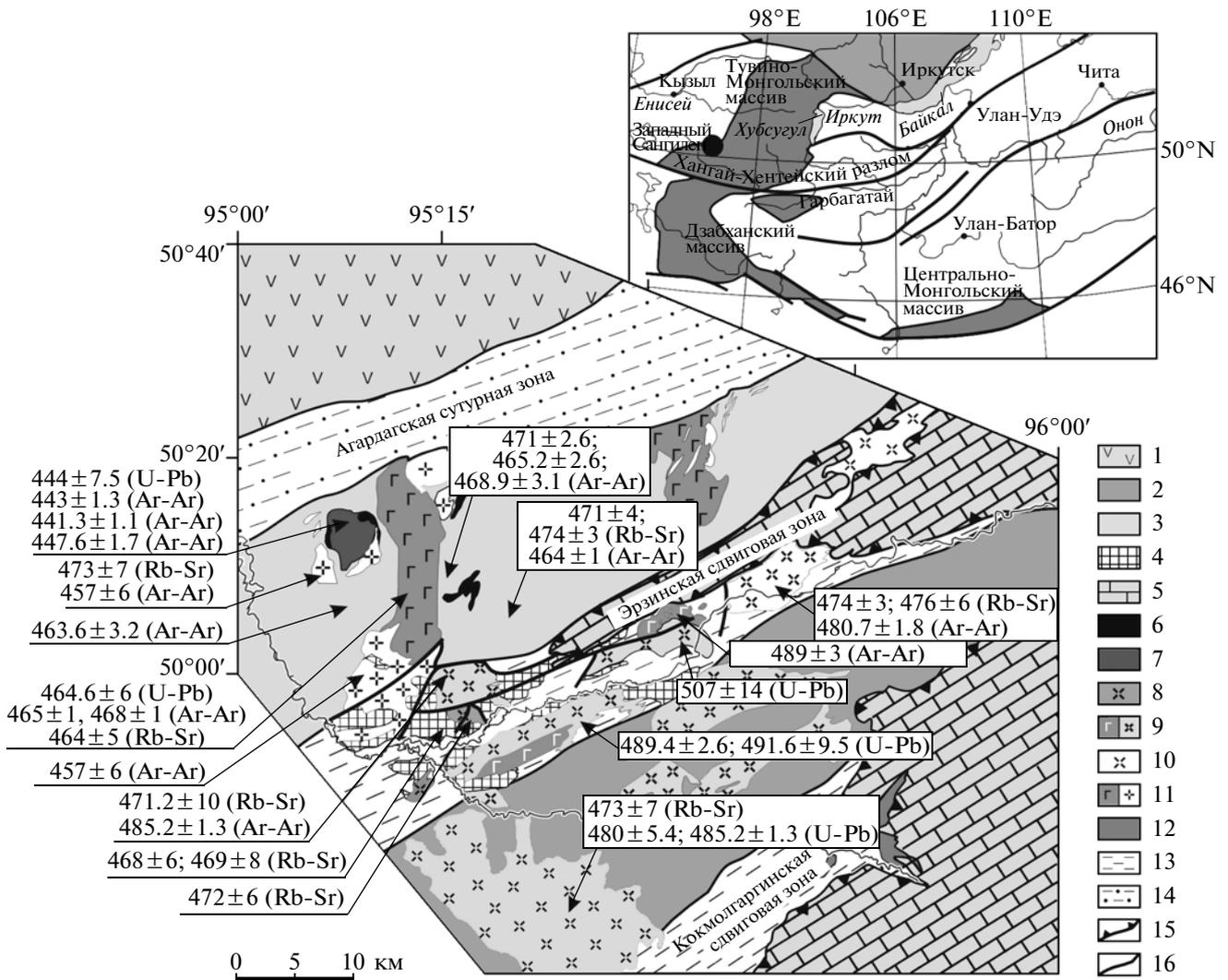
**Рис. 7.** Геологическая схема Алтае-Саянской среднекембрийско-ордовикской крупной изверженной провинции (ASLip) и позднекембрийско-среднедевонского осадочного бассейна (схема районирования составлена Г.А. Бабиным). 1 – Сибирский кратон; 2–4 – позднекембрийско-среднедевонский бассейн, зоны фаций: 2 – турбидитовых, олистостромовых, рифовых и межрифовых, 3 – прибрежных и прибрежно-лагунных; 4 – континентальных и лагунных; 5–7 – проявления среднекембрийско-раннеордовикского магматизма: 5 – расслоенные базит-ультрабазитовые интрузии (вне масштаба), 6–7 – массивы, сложенные габбро-гранитными сериями с преобладанием: 6 – диорит-гранодиоритовых (средний кембрий–ранний ордовик), 7 – гранитовых (ордовик) комплексов; 8 – предполагаемые области сноса; 9 – геологические границы; 10 – контуры Алтае-Саянской крупной изверженной провинции.

лейкограниты. Увеличивается длительность, намечается многоэтапность магматизма. Эпицентр гранитообразования приходится на центральную и юго-восточную часть Кузнецкого Алатау, где большую часть площади занимают Улень-Туимский, Тигертышский, Уйбатский и Саксырский полихронные гранитоидные батолиты. По данным изотопного датирования (U-Pb, Ar-Ar, Rb-Sr методы), для них намечаются три возрастных рубежа становления ассоциаций (от ранних к поздним): а) диорит-гранодиоритовая (до меланогранитов и вариациями по щелочности до кварцевых сиенитов и граносиенитов) в интервале  $472 \pm 10$ – $470 \pm 4$  млн. лет ( $O_{1-2}$ ); б) меланогранит-гранитовая (с вариациями по щелочности до умеренно щелочных гранитов и граносиенитов) –  $457 \pm 17$ – $441 \pm 4$  млн. лет ( $O_{2-3}$ ); в) умеренно-щелочная порфиридных гранитов и лейкогранитов (Саксырский массив) –  $424 \pm 3$ – $432 \pm 4$  млн. лет ( $S_1$ ).

Основные материалы по этому габбро-гранитному ареал-плутону опубликованы в (Бабин и др., 2004, 2007).

Не менее сложная картина фиксируется для Тувинского сегмента, новые материалы по которому рассматриваются ниже на примере интрузий Юго-Восточной Тувы (Западного Сангилена).

Западно-Сангиленский регион, расположенный в северо-западной части Тувино-Монгольского кристаллического массива (ТММ), представляет собой фрагмент раннекаледонской аккреционно-коллизонной системы (Владимиров и др., 2005). Тектоническая эволюция этого региона отражает смену геодинамических обстановок – от коллизонной (режим сжатия, 520–480 млн. лет) до сдвиговой (режим растяжения, 480–430 млн. лет). Интенсивные тектонические деформации привели к неоднократному внедрению базитовых интрузий в зоны локального растяжения, что обу-



**Рис. 8.** Геологическая схема Западного Сангилен Юго-Восточной Тувы (составлена А.Г. Владимировым, Г.А. Бабиним, В.Г. Владимировым, И.В. Кармышевой).

1 – образования Таннуольской островной дуги; 2–4 – метаморфические и мигматит-гранитные комплексы (2 – нижеэрзинский, 3 – моренский, 4 – эрзинский); 5 – карбонатно-терригенный чехол Тувино-Монгольского микроконтинента; 6–12 – магматические комплексы (6 – актовракский дунит-гарцбургитовый комплекс, 7 – правоторлашкий анортозит-габброноритовый, 8 – матутский гнейсогранитный, 9 – баянкольский габбро-монцодиорит-граносиенит (гранодиорит)-гранитный, 10 – нижеулорский гранитный, 11 – башкымугур-байдагский габбро-монцодиорит-гранит-лейкогранитный, 12 – кыстарыский диорит-гранодиорит-лейкогранитный); 13, 14 – сдвиговые зоны (13 – Эрзинская и Кокмолгаргинская, 14 – Агардагская); 15 – границы покровов; 16 – разломы.

словило образование “теплового пятна” под Западным Сангиленом, проявление метаморфизма And/Sil-типа и, как следствие, к масштабному гранитообразованию и становлению кремнекислых расплавов на разных уровнях глубинности (Изох и др., 2001; Владимиров и др., 2005, 2011; Кармышева и др., 2011).

В структуре Западного Сангилен на сегодняшний день выделяются Моренский и Нижнеэрзинский метаморфические террейны, сочленение которых происходит по сдвиговым зонам – Эрзинской и Кокмолгаргинской (рис. 8). В пре-

делах Нижнеэрзинского метаморфического террейна выделены эрзинский мигматит-гранитный, матутский гнейсогранитный, баянкольский габбро-монцодиорит-граносиенит (гранодиорит)-гранитный комплексы мезоабиссальной фации глубинности и нижеулорский гранитный комплекс гипабиссальной фации глубинности. Их внедрение приходится на период  $480 \pm 10$  млн. лет. Моренский метаморфический террейн характеризуется внедрением габброидов правоторлашского комплекса ( $524 \pm 9$  млн. лет) и более молодыми магматическими образованиями баш-

кымугур-байдагского габбро-монцодиорит-гранит-лейкогранитного комплекса гипабиссальной фации глубинности ( $460 \pm 10$  млн. лет).

Учитывая специфику настоящей статьи, ниже рассматриваются только интрузивные образования Западно-Сангиленского региона, отражающие интерференцию геодинамических режимов, а именно аккреционно-коллизийную геодинамическую обстановку с Алтае-Саянским плюмом.

**Правотарлашкинский троктолит-анортозит-габбровый комплекс** отвечает габбро-плагиогранитной интрузивной серии и охарактеризован ниже на примере Правотарлашкинского массива. Этот массив находится в нижнем течении реки Тарлашкин-Хем, обнажаясь преимущественно в ее правобережной части. Он прорывает породы моренского метаморфического комплекса НР/ЛТ-типа, метаморфизованные гипербазиты и бластомилониты по метабазитам кускунугской свиты, располагаясь в подошве надвига. На контакте с габброидами вмещающие породы изменены с образованием мелкозернистых двупироксеновых роговиков и известковых скарнов, что позволяет оценить давление становления интрузива не более чем в 2 кбар. Проведенное  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  исследование пойкилитового магматического амфибола позволило установить возраст образования пород Правотарлашкинского массива, который определяется как  $524 \pm 9$  млн. лет. С учетом геологической позиции, эти данные позволяют отнести становление Правотарлашкинского массива к началу коллизийного этапа развития Западного Сангилена. В строении массива можно выделить расслоенную серию и краевую фацию. Породы расслоенной серии массива представлены оливиновыми габбро-норитами, оливиновыми габбро, габбро различной степени меланократовости с преобладанием лейкократовых разностей, троктолитами и анортозитами. Они чередуются между собой с образованием слоистости северо-восточного простирания. Краевая фация массива сложена мезо- и лейкократовыми массивными габбро-норитами. В юго-восточной части массива, габбро-нориты краевой фации по направлению в глубь массива сменяются оливиновыми габбро-норитами, средне-, крупнозернистыми мезо- и лейкогаббро, оливиновыми габбро. Северо-западная часть массива сложена анортозитами, троктолитами и рудными габбро-норитами. Особенность расслоенной серии Правотарлашкинского массива – преобладание лейкократовых габброидов, троктолитов и анортозитов. Набор пород расслоенной серии и их состав позволяют отнести Правотарлашкинский массив к троктолит-анортозит-лейкогаббровому типу интрузий, которые рассматриваются как аналог перидотит-габбровой формации. Подобные интрузивы, как было показано выше, характерны для островодужных обстановок, но также

проявляются на аккреционно-коллизийном этапе. Представительные анализы пород Правотарлашкинского массива приведены в табл. 2. Близкими примерами такого типа интрузий являются массивы тебинского комплекса в Горной Шории ( $485 \pm 10$  млн. лет), Мажалыкский интрузив в Таннуольской зоне Тувы ( $484 \pm 5$  млн. лет); Запевалихинский массив в Восточном Саяне ( $487$  млн. лет).

**Баянкольский габбро-монцодиорит-граносиенит(гранодиорит)-гранитный комплекс** имеет широкое площадное распространение и слагает ряд интрузивов в пределах Западного Сангилена. Он наиболее детально охарактеризован на примере одноименного петротипического массива, расположенного в пределах Эрзинской сдвиговой зоны. Этот массив принадлежит к интрузивным межформационным залежам мезоабиссальной фации глубинности и имеет гомодромное строение (от ранних к поздним интрузивным фазам): первая фаза – оливиновые габброиды, вторая – монцодиориты, третья – гранодиориты, четвертая – граниты, лейкограниты и аплиты. Обращает внимание широкое развитие синплутонических минглинг-даек, являющихся прямым свидетельством мантийно-корового взаимодействия (А.Г. Владимиров, А.Э. Изох, неопубликованные данные).

Габброиды Баянкольского массива представляют собой биотитсодержащие роговообманково-оливиновые габбро-нориты и роговообманковые габбро-нориты. Монцодиориты – равномерно-, средне-, крупнозернистые породы. В их составе преобладает плагиоклаз, среди темноцветов присутствуют ортопироксен, клинопироксен и низкокальциевый пижонит, что является характерной особенностью массивов этого формационного типа. Поздний парагенезис представлен роговой обманкой, биотитом и калишпатом. Габбро и монцодиориты относятся к умеренно-щелочной серии и являются продуктами кристаллизационной дифференциации из одного исходного расплава (Шелепаев и др., 2007).

Гранодиориты и граниты Баянкольского массива относятся к гранитам S- и A-типа, их образование и внедрение обусловлено прогревом вмещающих метаморфических пород за счет внедрения габбро-монцодиоритовой магмы. Внедрение базитовых расплавов в промежуточные внутрикоровые камеры, образовавшиеся при взбросо/сбросовых движениях, обеспечили достаточные температуры для гранитообразования, а продолжающиеся тектонические деформации способствовали отделению и перемещению расплава (Кармышева и др., 2011).

Гранитоиды Баянкольского массива характеризуются резкой неоднородностью вещественного состава (см. табл. 2, рис. 9). Кварцевые диори-

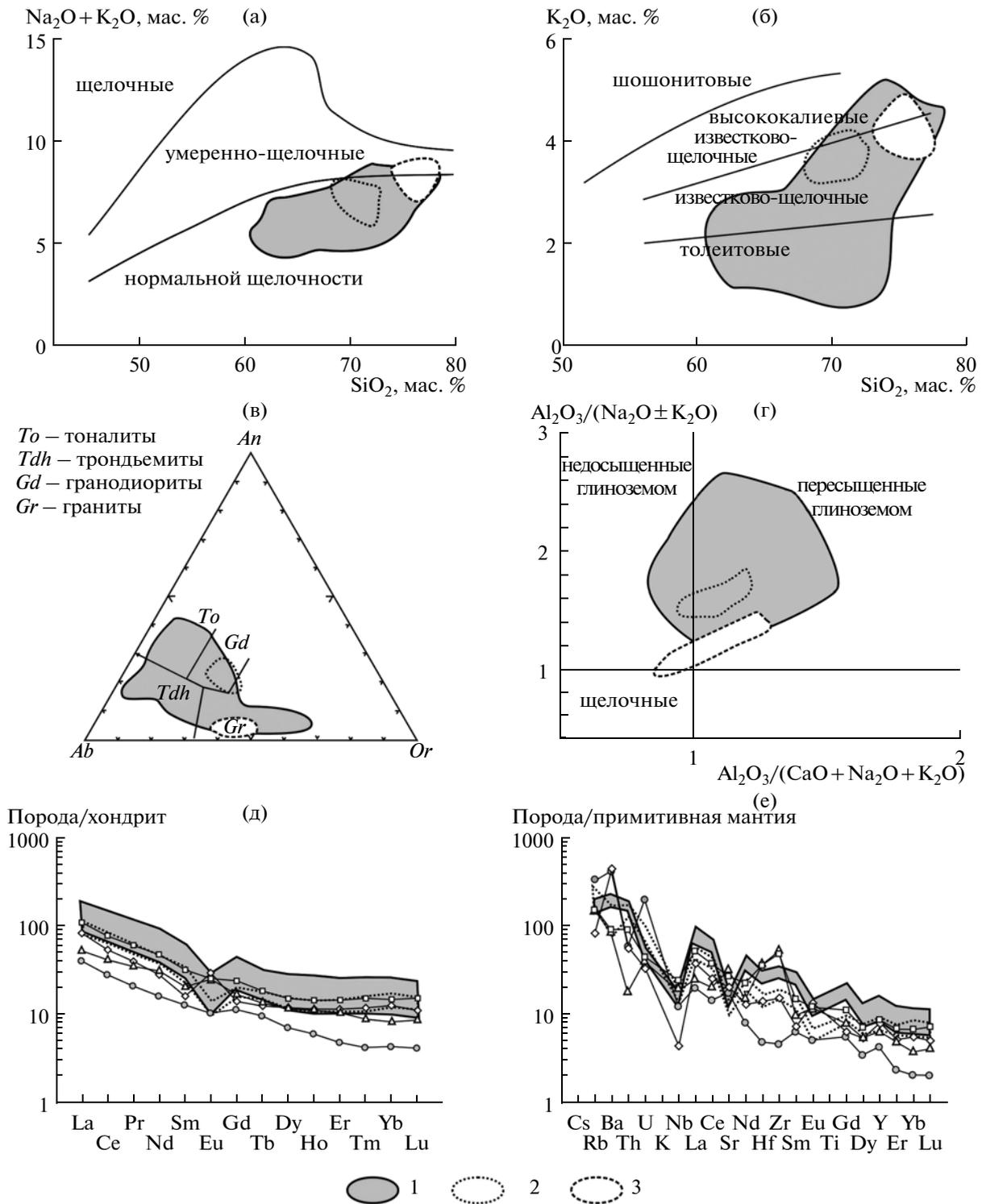
**Таблица 2.** Содержание петрогенных (мас. %), редких и редкоземельных (г/т) элементов в породах магматических комплексов Западного Сангилена

Компоненты	Правотарлашкинский троктолит-анортозит-габбровый комплекс, Правотарлашкинский массив			Баянкольский габбро-монцодиорит-граносиенит (гранодиорит)-гранитный комплекс, Баянкольский массив				Нижнеулорский гранитный комплекс, Нижнеулорский массив	
	Пт2-97	Е 7/1-98	И41-98	Ш3-00	Р-501/1	АГ-352/3	АГ-316	Р-499	АГ-345
SiO <sub>2</sub>	46.73	45.41	48.88	45.52	56.68	62.41	70.74	70.20	71.83
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.49	0.85	0.57	0.43	1.18	0.45	0.37	0.42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.95	19.13	14.33	6.51	16.69	17.48	15.07	14.80	14.51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	6.14	11.41	8.35	10.46	8.79	6.10	3.03	3.50	2.91
MnO	0.94	0.15	0.13	0.18	0.15	0.10	0.03	0.08	0.06
MgO	11.50	10.52	7.22	24.74	3.92	2.24	0.81	0.70	0.82
CaO	11.16	9.65	17.66	8.64	7.06	3.24	2.26	2.28	1.97
Na <sub>2</sub> O	1.89	2.51	1.05	1.29	2.65	3.00	3.28	3.60	3.00
K <sub>2</sub> O	0.80	0.11	0.33	0.51	1.28	2.06	3.24	3.89	3.40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.12	0.38	0.27	0.18	0.13	0.13
П.п.п.	0.62	0.20	1.14	1.06	0.96	1.45	0.81	0.83	0.52
Сумма	100.80	99.58	99.93	99.48	100.00	99.53	99.90	100.38	99.57
Rb	—	2	6	9	—	94	80	127	140
Sr	—	660	331	238	—	523	248	232	189
Ba	139	68	228	133	—	587	1360	919	744
Y	—	2.4	16.9	11.0	—	35.0	34.0	27.0	31.0
Zr	—	3	43	38	—	588	260	170	156
Hf	0.4	0.1	1.5	0.9	—	10.3	6.4	4.3	3.9
Nb	—	н.п.о.	1.8	1.0	—	16.2	9.1	9.8	10.8
Ta	0.05	н.п.о.	0.05	0.03	—	0.92	0.49	1.18	1.33
Th	0.19	0.16	1.56	1.10	—	8.30	15.00	14.90	11.40
U	0.20	0.04	0.36	0.37	—	1.02	1.00	1.74	1.48
La	2.4	2.3	9.0	7.3	—	33.0	53.0	35.0	29.0
Ce	5.8	4.3	20.4	15.3	—	61.0	102.0	62.0	55.0
Pr	—	0.6	2.7	2.1	—	7.2	12.5	7.1	6.4
Nd	2.4	2.5	12.8	10.3	—	28.0	47.0	28.0	24.0
Sm	5.8	0.6	3.4	2.2	—	6.1	10.3	5.6	5.3
Eu	0.7	0.4	0.8	0.6	—	1.8	1.7	0.9	0.8
Gd	1.2	0.6	2.7	2.0	—	6.1	8.9	4.5	5.2
Tb	0.2	0.1	0.5	0.3	—	6.1	1.1	0.9	0.7
Dy	—	0.5	3.1	1.9	—	4.8	5.1	4.7	4.0
Ho	—	0.1	0.6	0.4	—	1.0	1.1	1.1	0.8
Er	—	0.3	1.7	1.1	—	3	2.8	2.7	2.5
Tm	—	0.1	0.3	0.2	—	0.5	0.4	0.4	0.4
Yb	0.5	0.3	1.6	1.0	—	3.0	2.7	3.0	2.7
Lu	0.1	0.1	0.2	0.1	—	0.5	0.4	0.4	0.4

Таблица 2. Окончание

Компоненты	Башкымугурский габбро-монцодиорит-гранит-лейкогранитный комплекс, Башкымугурский массив и Байдагская группа интрузивных тел					
	И66-98	И75-98	И74-98	Ш36-99	И78-98	АГ-333/1
SiO <sub>2</sub>	43.32	50.86	46.84	48.37	53.49	76.29
TiO <sub>2</sub>	1.57	0.39	0.51	0.46	1.21	0.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.75	20.93	14.13	26.04	16.49	13.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	22.55	6.06	12.40	4.52	9.73	1.04
MnO	0.35	0.12	0.22	0.06	0.19	0.03
MgO	16.09	6.19	12.45	3.13	4.73	0.31
CaO	8.73	11.82	10.84	13.77	7.63	0.28
Na <sub>2</sub> O	0.51	2.92	1.93	2.74	4.02	3.76
K <sub>2</sub> O	0.07	0.33	0.23	0.50	1.62	4.25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.00	0.07	0.04	0.55	0.02
П.п.п.	0.24	0.42	0.02	0.60	0.06	0.42
Сумма	99.2	100.0	99.6	100.2	99.7	99.59
Rb	—	—	3	8	30	—
Sr	239	997	597	1062	563	—
Ba	0	180	115	217	522	—
Y	—	—	9.23	—	25.37	—
Zr	—	—	19	—	36	—
Hf	0.66	0.38	0.45	0.8	0.98	—
Nb	—	—	—	—	4.97	—
Ta	0.04	0.03	—	0.09	0.6	—
Th	0.52	0.44	—	1.0	2.69	—
U	н.п.о.	0.34	—	0.2	н.п.о.	—
La	2.24	5.23	4.33	9.3	21.81	—
Ce	6.77	9.75	10.01	18.4	51.03	—
Pr	—	—	1.75	—	7.91	—
Nd	6.66	5.72	8.19	9.1	35.06	—
Sm	2.37	1.74	1.56	2.33	6.47	—
Eu	0.67	1.14	0.85	1.08	1.64	—
Gd	2.35	1.52	2.26	1.8	6.22	—
Tb	0.38	0.24	0.37	0.29	0.81	—
Dy	—	—	1.72	—	4.08	—
Ho	—	—	0.29	—	0.66	—
Er	—	—	0.77	—	1.96	—
Tm	0.18	0.13	0.14	0.14	0.31	—
Yb	0.74	0.74	0.8	0.82	1.82	—
Lu	0.17	0.12	0.12	0.11	0.28	—

Примечание. Пт2-97, Е7/1-98 – оливиновое габбро, И41-98 – габбро-норит, Ш3-00 – оливиновый мелагаббро-норит, Р-501/1 – монцодиорит, АГ-352/3 – гранодиорит, АГ-316 – гранит, Р-499 – гранит, АГ-345 – гранит. Прочерк – нет данных, н.п.о. – ниже предела обнаружения. И66-98 – плагиовестерит, И75-98 – оливиновый габбро-норит, И74-98 – габбро-норит, Ш36-99 – анортозит, И78-98 – монцодиорит, АГ-333/1 – гранит байдагской группы.



**Рис. 9.** Геохимические диаграммы для позднекамбрийских-раннеордовикских гранитоидов Западного Сангилен. (а) – TAS-диаграмма; (б) – диаграмма  $\text{SiO}_2$ – $\text{K}_2\text{O}$ ; (в) – диаграмма индекс щелочности–индекс глиноземистости; (г) – диаграмма кварц–альбит–ортоклаз; (д) – спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные по составу хондрита; (е) – мультиэлементные диаграммы, нормированные по составу примитивной мантии.

1 – гранитоиды Баянкольского массива, 2 – граниты Нижнеулорского массива, 3 – гранит-лейкограниты Байдагской группы тел. На рис. (д, е) дискретными линиями вынесены спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для гранитоидов Баянкольского массива, резко отличающихся от большинства пород (обсуждение см. в тексте).

ты и гранодиориты представляют собой породы нормальной щелочности с незначительным преобладанием натрия над калием ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.2\text{--}2.3$ ). Среди более кремнекислых пород наблюдаются широкие вариации содержаний щелочей и калий-натриевого отношения ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  — от 4.8 до 8.7 мас. %;  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  от 0.7 до 5.4). Для гранитоидов повсеместно характерны умеренные содержания кальция и повышенные — глинозема (индекс Шенда в большинстве проб выше 1 и достигает в отдельных случаях 1.57). Как следствие, даже в породах с суммарным содержанием щелочей более 8 мас. %, формально отвечающих умеренно-щелочным разностям, значения индекса щелочности составляют  $<0.8$ . Большинство гранитоидов характеризуются высокой железистостью ( $f > 0.75$ ), однако как среди кварцевых диоритов и гранодиоритов, так и среди кремнекислых разностей спорадически встречаются более магнезиальные породы с  $f = 0.51\text{--}0.63$ . Концентрации фосфора также резко и незакономерно варьируют на всем интервале содержаний  $\text{SiO}_2$  (от 0.03 до 0.36 мас. %  $\text{P}_2\text{O}_5$ ).

Гранитоиды характеризуются близкларковыми (здесь и далее — кларки для гранитоидов приведены по А.П. Виноградову) содержаниями редких щелочных металлов, повышенными концентрациями Sr (преимущественно в гранодиоритах и кварцевых диоритах) и Ba, обогащены Zr и Hf, что сближает их с породами монцонитоидных серий. Содержания РЗЭ в большинстве проанализированных проб (см. табл. 2) находятся на вышекларковом уровне ( $\Sigma\text{РЗЭ} = 211\text{--}294$  г/т). Спектры распределения РЗЭ асимметричные с  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 7.4\text{--}19.4$  и выраженными Eu-минимумами ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.5\text{--}0.94$ ). На мультиэлементных диаграммах наблюдаются резкие минимумы Nb, Sr и Eu. В то же время ряд изученных гранитоидов (см. табл. 2) характеризуется более низкими концентрациями РЗЭ ( $\Sigma\text{РЗЭ} = 109\text{--}161$  г/т), имеют более пологие спектры их распределения с  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 6.4\text{--}7.3$  со слабовыраженным Eu-максимумом ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.22\text{--}1.25$ ). На мультиэлементных спектрах этих пород, наряду с минимумом по Nb, наблюдаются в разной степени проявленные максимумы по Sr, Ba, Zr и Hf.

**Нижнеулорский гранитный комплекс** изучен на примере одноименного гранитного массива. Вмещающими породами являются кварц-серпичитовые сланцы и метапесчаники, которые первоначально были метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, а затем подверглись контактовому метаморфизму со стороны гранитного интрузива (Лепезин, 1978; Колобов, 1981). Возраст Нижнеулорского массива:  $476 \pm 6$  млн. лет,  $474 \pm 3$  млн. лет, Rb/Sr метод (Петрова, Костицын, 1997);  $480.7 \pm 1.8$  млн. лет, Ar/Ar метод, биотит (Владимиров и

др., 2005). Породы нижнеулорского комплекса представляют собой средне- и мелкозернистые двуполовошпатовые биотитовые граниты ( $Qtz = 25\text{--}30\%$ ,  $Kfs = 25\text{--}30\%$ ,  $Pl = 25\text{--}30\%$ ,  $Bt = 5\text{--}7\%$ ). По составу они отвечают известково-щелочным гранитам нормального ряда,  $P$ - $T$  параметры контактового метаморфизма составляют:  $T = 500\text{--}700^\circ\text{C}$  и  $P = 2\text{--}3$  кбар (Лепезин, 1978; Колобов, 1981; Владимиров, Лепезин, 1996).

По химическому составу гранитоиды Нижнеулорского массива соответствуют унимодальной меланогранит-гранитной ассоциации нормальной щелочности с K-Na специализацией щелочей. Содержания щелочей в гранитоидах слабо понижаются с ростом кремнекислотности (от 7.2–7.8 мас. %  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  в меланогранитах до 6.7–7.2 мас. % в гранитах). Синхронно уменьшается отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  (от 1.1–1.2 до 0.75–0.88). Гранитоиды характеризуются высокой железистостью ( $f > 0.78$ ), умеренными содержаниями кальция и повышенной глиноземистостью (значения индекса Шенда возрастают от 0.99–1.01 в меланогранитах до 1.17–1.19 в гранитах), повышенными содержаниями фосфора (0.13–0.17 мас. %  $\text{P}_2\text{O}_5$ ).

Редкоэлементный состав гранитоидов характеризуется близкларковыми концентрациями редких щелочных и высокзарядных элементов. В меланогранитах наблюдаются повышенные содержания Ba ( $>1000$  ppm). Содержания РЗЭ близкларковые, спектры их распределения асимметричные с  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 5.1\text{--}8.3$  и Eu-минимумом ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.44\text{--}0.71$ ). На мультиэлементных диаграммах наблюдается минимумы по Nb, Sr и Eu (см. табл. 2, рис. 10).

**Башкымугурский габбро-монцодиорит-гранит-лейкогранитный комплекс.** Петротипами этого комплекса являются Башкымугурский габбро-монцодиоритовый массив и Байдагская группа гранитных тел.

Башкымугурский массив сложен габброидами и монцодиоритами, внедренными в гомодромной последовательности. Породообразующими минералами габброидов Башкымугурского массива являются оливин, ортопироксен, клинопироксен, низкокальциевый пижонит и плагиоклаз, второстепенные минералы — амфибол, биотит и ортоклаз. Ранние кумулаты отвечают породам нормального ряда, а поздние дифференциаты — субщелочному ряду, что характерно для большинства габбро-монцодиоритовых ассоциаций АССО, Монголии и Забайкалья. Гранит-лейкограниты байдагского типа относятся к умеренно-щелочным породам с высокой глиноземистостью и кальцевостью.

Внедрение и становление башкымугурского комплекса происходило на фоне сдвигово-раздвиговых деформаций в период  $465 \pm 5$  млн. лет.

Этот период характеризуется формированием сопряженных субмеридиональных трещин второго и третьего порядка, которые обеспечили условия для внедрения крупных объемов базитовых расплавов (Владимиров и др., 2005). Пластообразные тела гранит-лейкогранитов Байдагской группы прорывают мигматит-граниты эрзинского комплекса, а их сателлиты в виде дайковых поясов прорывают в южной части Башкымугурской габбро-монцодиоритовый массив. Таким образом, гранит-лейкограниты башкымугурского габбро-монцодиорит-гранит-лейкогранитного комплекса завершают тепловую эволюцию Западного Сангиленга. Финальной стадией образования Западно-Сангиленского фрагмента раннекаледонского орогенного складчатого пояса АССО является формирование камптонитовых даек агардагского комплекса,  $T = 442$  млн. лет (Гибшер и др., 2012).

По петрохимическому составу габброиды Башкымугурского массива занимают пограничное положение между породами нормального и умеренно-щелочного рядов и принадлежат к породам известково-щелочной серии. Их характерной особенностью является повышенные содержания титана и калия. В анортозитах, так же как и в монцодиоритах, повышено содержание щелочей как натрия, так и калия. Монцодиориты отличаются от габброидов повышенным содержанием кремнекислоты и щелочей, особенно калия и меньшим содержанием MgO (см. табл. 2). Распределение РЗЭ в габброидах характеризуются пологими отрицательными спектрами ( $(Ce/Yb)_N = 4.19-6.11$ ,  $(La/Sm)_N = 2.1-2.8$ ,  $(Gd/Lu)_N = 1.8-2.2$ ). Мезо- и меланократовые габброиды не имеют европиевой аномалии, а в лейкогаббро-норитах устанавливается положительная аномалия по европию ( $(Eu/Eu^*) = 1.24-2.1$ ). Для меланократовых разностей фиксируется большее обогащение тяжелыми и обеднение легкими РЗЭ по сравнению с лейкократовыми габброидами ( $(La/Yb)_N = 1.38$ ). Такое различие в спектрах обусловлено обогащением меланократовых пород пироксенами, а лейкократовых — плагиоклазом. Кроме того, с уменьшением магнезиальности пород Башкымугурского массива увеличивается содержание редкоземельных элементов в породах. Монцодиориты характеризуются более высокими содержаниями лантаноидов и более крутыми спектрами ( $(La/Yb)_N = 6.67-8.09$ ) с небольшой отрицательной аномалией по европию ( $(Eu/Eu^*) = 0.76-0.96$ ). В мультиспектральных спектрах как габброидов, так и монцодиоритов отмечается наличие субдукционной компоненты: обогащение крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb, U, Th, K) и стронцием, а также обеднение высокозарядными элементами (Ta, Nb, Zr, Hf).

Гранит-лейкограниты Байдагской гранитной группы в составе башкымугурского комплекса сложены кварцем (30–40%), калиевым полевым шпатом (30–40%) и плагиоклазом (15–20%). Изредка встречаются единичные мелкие лейсты биотита, развивающегося по роговой обманке. Среднее содержание петрогенных элементов приведено в табл. 2. Эти породы отвечают унимодальной гранит-лейкогранитой умеренно-щелочной серии с K-Na специализацией щелочей. Общая щелочность закономерно колеблется от 7.3 до 8.6 мас. %  $Na_2O + K_2O$ , а в наиболее кремнекислых породах достигает 8.8 мас. % при значениях коэффициента агапитности  $>1$ . Для гранитов характерны высокая железистость ( $f > 0.82$ ), повышенная глиноземистость (значения индекса Шенда во всех породах, кроме наиболее кремнекислых,  $>1$ ), низкие содержания кальция и предельно низкие (на уровне предела обнаружения) — фосфора.

Возраст габбро-монцодиоритового башкымугурского комплекса определен тремя изотопными методами:  $464.6 \pm 5.7$  млн. лет, U-Pb, циркон из монцодиоритов (Козаков и др., 1999);  $465 \pm 1.2$  млн. лет, Ar-Ar, биотит из монцодиоритов (Изох и др., 2001; Шелепаев и др., 2007);  $464 \pm 5$  млн. лет, Rb-Sr, вал-биотит (Петрова, Костицын, 1997). С юга массив прорван калиево-натровыми гранитами Байдагской группы интрузивных тел. В свою очередь породы Башкымугурского массива и граниты Байдагской группы прорваны дайками лампрофиров агардагского комплекса, возраст которых определен Ar-Ar и U-Pb изотопными методами ( $447.6 \pm 1.7$  млн. лет, амфибол, Ar-Ar,  $441.3 \pm 1.1$  млн. лет, биотит, Ar-Ar (Изох и др., 2001);  $444 \pm 7.5$  млн. лет, U-Pb, циркон из камптонитов,  $443 \pm 1.3$  млн. лет, Ar-Ar, амфибол, биотит (Гибшер и др., 2012). Эти петролого-геохронологические данные позволяют утверждать, что завершение тепловой эволюции Сангиленского фрагмента раннекаледонской аккреционно-коллизивной системы произошло в интервале 465–445 млн. лет.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Ультрабазит-базит-тоналит-плагиогранитные интрузивные серии ЦАПП.** Выше было показано, что низкотитанистые высокоглиноземистые перидотит-анортозит-габбровые интрузивы можно использовать для реконструкций палеоостроводужных систем. Для этих интрузивов характерны очаговый характер размещения массивов, тесная пространственная и временная сопряженность с островодужными вулканическими сериями. Геохимические особенности габброидов согласуются с их образованием в результате кристаллизацион-

ной дифференциации высокоглиноземистых базальтовых расплавов, для которых характерны высокие содержания глинозема и магния, при низких концентрациях некогерентных элементов Ti, K, Zr и P3Э. В распределении P3Э наблюдается слабая обогащенность легкими лантаноидами, положительная европиевая аномалия, проявленная даже в ультраосновных дифференциатах. Устанавливается резкий минимум по Ta и Nb. Изотопные характеристики близки к высокоглиноземистым базальтам современных островных дуг ( $\epsilon_{Nd} = +4 \dots +6$ ) при низких первичных  $^{87}Sr/^{86}Sr$  отношениях ( $<0.704$ ).

В то же время геохронологические исследования с использованием Sm-Nd и Ar-Ar изотопных методов ультрабазит-базитовых массивов Восточного Саяна, Тувы и Горной Шории показало, что аналогичные островодужным по строению и составу ассоциации появляются не только в геодинамических обстановках зрелых островных дуг или активных континентальных окраин, но и в аккреционно-коллизийных обстановках, где возможно привлекать модели магмогенерации с участием зоны субдукции. Сходство петролого-геохимических характеристик пород расслоенных перидотит-габбровых массивов островодужного и коллизийного этапов обусловлено образованием их родоначальных расплавов путем частичного плавления однотипного надсубдукционного мантийного источника, отвечающего деплетированному гранатовому лерцолиту.

Конвергентность признаков островодужного и коллизийного базитового магматизма заставляет искать другие индикаторные ассоциации или их комбинации. В качестве таковых нами предлагаются парные индикаторные островодужные ассоциации: 1) низкотитанистые высокоглиноземистые расслоенные ультрабазит-базитовые интрузивы и высокоглиноземистые тоналит-плагиогранитные массивы — для осевых частей глубоко эродированных островодужных террейнов; 2) умеренно-титанистые высокоглиноземистые ультрабазит-базитовые интрузивы и низкоглиноземистые тоналит-плагиогранитные массивы — для тыловых частей островодужных систем.

В качестве первой пары габбро-гранитных интрузивных серий можно привести перидотит-габбровые массивы лысогорского комплекса Горной Шории (Малоаталыкский и Большеаталыкский интрузивы) и высокоглиноземистые плагиограниты Кштинского массива. Ко второй паре следует отнести Кобезскую группу дифференцированных ультрабазит-базитовых интрузивов, характеризующихся повышенной титанистостью и натровой щелочностью, и плагиограниты Тараскырской, Майнской (Енисейской) и Табатской интрузий майнского комплекса, которые относятся к низкоглиноземистому типу. Аналогичные габбро-гранитные интрузивные серии включают раннекембрийские расслоенные габброиды хир-

гиснурского и плагиогранитоиды тохтогеншильского комплексов в Озерной зоне Западной Монголии, которая рассматривается как классический раннепалеозойский островодужный террейн.

В качестве второй пары в восточной части Озерной зоны следует рассматривать расслоенные габброиды умеренной титанистости и высокой глиноземистости массива Харачулу, которые прорываются низкоглиноземистыми плагиогранитами Шататологойского интрузива, имеющего тот же возраст, что и высокоглиноземистые плагиограниты в западной части этой зоны.

Таким образом, в Озерной зоне Западной Монголии выявлены две контрастные парные ассоциации (низкотитанистые габбро — высокоглиноземистые плагиограниты и высокотитанистые габбро — низкоглиноземистые плагиограниты), формировавшиеся на одном возрастном интервале (530—520 млн. лет), но в резко различных *P-T* условиях, что характерно для осевых и тыловых частей островодужной системы. Они могут служить индикаторным признаком при палеорекострукциях, позволяющих не только диагностировать островодужную геодинамическую обстановку в глубокоэродированных областях, но и в ряде случаев устанавливать направление зоны субдукции.

**Базит-монцодиорит-К-гранитные интрузивные серии ЦАПП.** Для западного сектора ЦАПП в работах (Владимиров и др., 1999; Ярмолюк и др., 2003; Добрецов, 2011) обоснован крупный этап мантийного плюмового магматизма, проявление которого фиксируется в конце кембрия—ордовике. Полученные в последнее время геохронологические данные по габброидным и щелочно-базитовым ассоциациям подтверждают проявления плюмового магматизма в ордовике. Позднеордовикский возраст даек камптонитов агардагского комплекса Западного Сангилена (441—446 млн. лет) позволяет рассматривать их как проявление постколлизийного плюмового щелочно-базитового магматизма (Изох и др., 2001; Гибшер и др., 2012). Высокие содержания  $K_2O$ , Ba, Sr и Zr в этих базитах обусловлены особенностями магмогенерирующего субстрата (флогопитсодержащего гранатового лерцолита), а не явлениями коровой контаминации. Кроме того, ордовикский возраст ( $457 \pm 10$  млн. лет) определен U-Pb методом по цирконам для щелочных пород (тенсбергитов и пуласкитов) Сайбарского массива Восточного Саяна (Изох и др., 2005). Позднекембрийские и раннеордовикские датировки получены для щелочно-базитовых ассоциаций Кузнецкого Алатау (Врублевский и др., 2004), что также является прямым признаком проявления плюмового магматизма.

Для кембрийско-ордовикского этапа ЦАПП характерно широкое развитие гранитоидных батолитов, сшивающих террейны различного типа (Владимиров и др., 1999). Одни исследователи относят эти батолиты к окраинно-континенталь-

ным надсубдукционным магматическим поясам, другие рассматривают в составе аккреционно-коллизионных орогенных поясов, отражающих рост Сибирского континента в раннем палеозое. Активная роль мантийных процессов в коллизионной обстановке обосновывается либо в рамках модели отрыва слэба в период коллизии, что неизбежно приводит к подъему мантийных диапиров под аккреционно-коллизионными швами (Хаин и др., 1996), либо в рамках модели воздействия на континентальную литосферу Северо-Азиатского суперплюма (Ярмолюк и др., 2000, 2003). Необходимо отметить, что в каждом батолите наблюдаются близкие по возрасту габброидные массивы нормальной и повышенной щелочности, формирование которых инициировало гранитообразование. Щелочные базитовые ассоциации и карбонатиты либо предшествуют массовому гранитообразованию, либо являются постколлизионными образованиями, отвечающими регрессивному этапу эволюции глубинного плюма (Добрецов и др., 2010). Важными особенностями этого этапа является широкое развитие ордовикских высокотемпературных проградных метаморфических комплексов, выходы которых на современном эрозионном уровне ранее рассматривались в качестве фрагментов раннедокембрийского фундамента ЦАПП, а сейчас для ряда регионов (Сангилен, Дариби, Приольхонье) удается установить тесную связь ультрабазит-базитового магматизма с гранулитовым и амфиболитовым метаморфизмом (Изох и др., 2001; Юдин и др., 2005; Травин и др., 2009; Волкова и др., 2010; Кармышева и др., 2011).

По особенностям петрохимического и геохимического состава ультрабазит-базитовые и базитовые ассоциации этого этапа чрезвычайно разнообразны. Во многих террейнах аккреционно-коллизионного ансамбля установлены расслоенные низкотитанистые низкощелочные высокоглиноземистые ультрабазит-базитовые интрузии, которые по геологическим особенностям и геохимическим характеристикам неотличимы от островодужных высокоглиноземистыми перидотит-габбровыми ассоциаций. Их отнесение к коллизионному этапу стало возможным только после изотопно-геохронологических исследований. К этому типу нами отнесены Запавалихинский, Шильдырхейский и Правотарлашкинский массивы. Этому же этапу отвечает формирование Мажалыкского массива в Юго-Восточной Туве. Анализ размещения массивов этого типа показал, что они приурочены к террейнам имеющим островодужную природу. Геохимические особенности массивов этого типа свидетельствуют об их генерации из истощенной надсубдукционной мантии. В ряде случаев предполагается участие граната в магмогенерирующем субстрате. В распределении РЗЭ наблюдается незначительное обогащение легкими лантаноидами ( $(\text{Ln}/\text{Yb})_N =$

$= 1.7-8.3$ ), а также некоторое обеднение тяжелыми лантаноидами ( $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1.1-2.0$ ). На спайдер-диаграммах фиксируются отчетливые минимумы по Nb, Ta, Zr, Hf и Ti и максимумы для Sr.

На этом возрастном рубеже установлены дифференцированные дунит-клинопироксенит-габбровые массивы, которые образовались в результате фракционирования пикритовых или пикробазальтовых расплавов повышенной калиевой щелочности. Подобные интрузивы описаны и датированы в составе некоторых гранитно-метаморфических ядер Центральной Азии, например в хребте Дариби в Западной Монголии, в Восточном Саяне и в Приольхонье (Федоровский и др., 1995; Мехоношин и др., 2011; Владимиров и др., 2011; Юдин и др., 2011).

К этому типу относится пикритовая вулканоплутоническая ассоциация, выделенная Н.А. Берзиным в южной части озера Урэг-Нур (Изох и др., 2010). В составе покровных фаций здесь широко проявлены туфы, туфобрекчии, лавобрекчии и гиалокластиты. Характерны пиллолавы, что указывает на подводный характер излияний. Интрузивная фация представлена крупными дифференцированными телами перидотит-габбрового состава. Геохимические особенности пород этой ассоциации близки надсубдукционным, что позволяет предполагать их образование из родоначальных расплавов, генерирующихся из надсубдукционной литосферной мантии. В то же время магматиты характеризуются более высокими, по сравнению с надсубдукционными образованиями, содержаниями Ti, K, РЗЭ, также отмечаются минимумы для Nb, Ta, Zr, Hf и максимумы для Sr. Перечисленные особенности геохимии позволяют предполагать взаимодействие надсубдукционной литосферной мантии и плюма.

Для ордовикского рубежа характерны также габбро-монцодиоритовые, габбро-диоритовые и габбро-сиенитовые интрузивы, широко распространенные в различных структурах ЦАПП: когтахский комплекс в Кузнецком Алатау, гутарский комплекс в Восточном Саяне, зубовский комплекс в Туве, габбро-монцодиоритовые массивы в Западной Монголии.

Широкое проявление разнообразного ультрабазит-базитового магматизма в террейнах с различной мощностью и историей развития литосферной мантии позволяет для ордовикского этапа провести сопоставление особенностей геохимического состава базитовых магм и построить качественную модель взаимодействия плюма и литосферной мантии.

Присутствие в структуре аккреционно-коллизионного орогена габброидных интрузий многими исследователями рассматривалось как проявление базитового магматизма на доколлизионной или постколлизионной стадии тектогенеза (Хаин и др., 1996). Однако проведенные геологические и геохронологические исследования и сопоставление их с тектоническими этапами на Западном Санги-

лене показали, что базитовый магматизм проявлялся и во время коллизионных процессов как на коллизионном, так на трансформно-сдвиговом этапах тектогенеза (Владимиров и др., 2005, 2011; Изох и др., 2010).

По геохимическим критериям для проявлений базитового магматизма, за исключением щелочно-базальтоидной формации, установлены низкие содержания P3Э и других некогерентных элементов. Однако, если для доколлизионного этапа характерны спектры распределения P3Э с положительными наклонами ( $(La/Yb)_N = 0.24$ ) положительными наклонами, то для коллизионного и постколлизионного этапов спектры распределения P3Э имеют отрицательные наклоны ( $(La/Yb)_N = 2-18$ ). При этом содержание P3Э от до- к постколлизионным последовательно увеличивается.

Анализ мультиэлементных диаграмм показал, что для доколлизионных базитов Западного Сангилена характерны почти плоские спектры, с низкими содержаниями несовместимых элементов без значительного обогащения крупноионными, характеризуясь максимумами по Ti, Zr и Hf, то есть отсутствует субдукционная компонента. Для синколлизионных перидотит-габбровых, син- и постколлизионных габбро-монцодиоритовых ассоциаций устанавливается их надсубдукционная природа, определенная по обедненности высокозарядными и обогащенности крупноионными элементами. Отличительной особенностью габбро-монцодиоритовых массивов от перидотит-габбровых является более высокое содержание щелочей, особенно калия, титана и вообще некогерентных элементов. Для постколлизионных щелочно-базальтоидных проявлений установлены самые высокие содержания щелочей и других некогерентных элементов. Мультиэлементные спектры щелочно-базальтоидной формации Западного Сангилена характеризуются обогащенностью крупноионными элементами, небольшими отрицательными аномалиями по Zr, Hf и Ti, но в то же время их отсутствием для Ta и Nb.

Кембрийско-ордовикский базитовый магматизм (перидотит-габбровая и габбро-монцодиоритовая формации) характеризуется надсубдукционными чертами: обогащенность крупноионными элементами, отрицательные спектры распределения лантаноидов, избирательное обеднение высокозарядными элементами. Особенности редкоэлементного состава пород позволяют относить их к типичным образованиям вулканических дуг, однако этот магматизм проявлен в коллизионной обстановке на коллизионной и трансформно-сдвиговой стадиях. Источником расплавов служила депелетированная мантия, которая когда-нибудь испытывала воздействие водного флюида, отделяющегося от погружающейся океанической литосферной плиты. Кембрийско-ордовикский базитовый магматизм Западного Сангилена напрямую с зоной субдукции не связан, но наследу-

ет геохимические особенности магматизма вулканических дуг.

Завершающий щелочно-базальтоидный магматизм Западного Сангилена, проявившийся на самых поздних этапах формирования коллизионного орогена, обладает типичными для щелочных базальтов геохимическими особенностями. На мультиэлементных спектрах отмечается обогащение камптонитов крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb, Ba) и обеднение U и Th относительно Nb и Ta, содержания которых на спектре распределения образуют положительную аномалию. Такие спектры характерны для щелочных базальтов (базанитов) современных рифтогенных структур Восточной Африки. В позднем ордовике в конце постколлизионного этапа выплавка базитовых расплавов происходила из глубинного источника, более обогащенного некогерентными элементами по сравнению с надсубдукционной мантией, что может быть связано с влиянием мантийного плюма.

Таким образом, геохимические черты базитового магматизма аккреционно-коллизионного тектогенеза в ранних каледонидах ЦАПП определяются особенностями состава той мантии, которая располагалась под коллизионным орогеном. При этом возможно и сложное взаимодействие нескольких источников: деплетированного верхнемантийного с более глубинным обогащенным.

В отличие от базит-ультрабазитов, позволяющих достаточно надежно оценить физико-химические параметры процессов магмогенерации в мантии (источники и условия формирования первичных магм, пути их эволюции), гранитоиды главным образом несут информацию о составе коровых субстратов, а также тех условиях, при которых происходило плавление и корово-мантийное взаимодействие. Наиболее примечательно в этом отношении присутствие в "примитивных" островных дугах двух контрастных геохимических типов плагиогранитоидов: высокоглиноземистых, формирование которых связывается с плавлением метабазитов при  $P > 10$  кбар в равновесии с гранатсодержащими (эклогитовыми) реститами, и низкоглиноземистых, образующихся при  $P < 10$  кбар в равновесии с габброидными реститами. В рассматриваемых условиях ассоциация двух типов плагиогранитоидов маркирует наличие двух разнотипных уровней генерации магм: более глубинного, связанного с частичным плавлением субдуцируемой океанической плиты, и малоглубинного, обусловленного анатексисом океанического основания дуги (с большей или меньшей примесью островодужных базальтов). В аккреционно-коллизионных обстановках плагиогранитоиды, входящие в состав габбро-гранитных серий, могут быть представлены как низко-, так и высокоглиноземистыми типами, что определяется толщиной коры коллидирующих литосферных блоков. Необходимо отметить, что в отличие от

рассмотренных выше островодужных обстановок для аккреционно-коллизийных ансамблей совершенно нетипично синхронное проявление двух контрастных геохимических типов плагио-гранитоидов.

Наиболее широким разнообразием петро- и геохимических типов гранитоидного магматизма характеризуются сложные геодинамические режимы, обусловленные взаимодействием плит- и плюм-тектонических факторов. Одним из ярких примеров этого типа является кембрийско-ордовикский рубеж в геологической истории Алтае-Саянской складчатой области, обсуждаемый в настоящей статье.

В литосферных блоках островодужной природы (Горная Шория, Западный Саян, Озерная зона Монголии, восточная часть Горного Алтая) для этого временного интервала типично пространственное совмещение высоко- или низкоглиноземистых плагиогранитов с известково-щелочными гранитоидами нормальной и повышенной калиевоности. Изотопно-геохимические характеристики гранитоидов различных типов обычно близки, что указывает на их генерацию за счет сходных по составу метабазитовых источников (базальты океанического основания островных дуг либо существенно базальтовые толщи низов островодужных сооружений) при варьирующем участии магм мантийного генезиса.

В литосферных блоках со “зрелой” сиалической корой преобладают гранитоиды, пересыщенные глиноземом и варьирующие по геохимическим характеристикам от “автономно коровых” высокоглиноземистых гранитов S-типа до монцонитоидов, умеренно-щелочных и щелочных гранитов. Последние обычно ассоциируют с габброидами повышенной калиевой щелочности и должны рассматриваться как породы “гибридного” (корово-мантийного) генезиса (I-, H-типы).

В целом же необходимо отметить, что разнообразие кембрийско-ордовикских гранитоидов Алтае-Саянской области определяется, по существу, двумя главными факторами: а) неоднородностью (латеральной и вертикальной) состава коры и б) неравномерным вкладом мантийного источника (в форме прямого смешения магм и(или) флюидного воздействия) в гранитообразование. Комбинация этих двух факторов обусловила формирование гигантских по масштабу гранитоидных батолитов, сложенных породами разных типов, определенных Ю.А. Кузнецовым как “батолиты пестрого состава”.

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Рассмотрена геологическая структура Алтае-Саянской складчатой области и сопредельных территорий ЦАПП, масштабы, состав и генезис мантийно-коровых магматических ассоциаций. Это позволило всесторонне обосновать венд-ран-

некембрийский островодужный и позднекембрийско-ордовикский аккреционно-коллизийный этапы тектогенеза.

2. Для венд-раннекембрийского островодужного этапа выделены две габбро-тоналит-плагио-гранитные интрузивные серии: 1) низкотитанистые высокоглиноземистые ультрамафит-мафиты – высокоглиноземистые плагиограниты и 2) умеренно-титанистые габбро – низкоглиноземистые плагиограниты. Формирование их происходит в одном возрастном интервале (545–530 млн. лет), но при различных *P-T* условиях, что характерно для осевых и тыловых частей островодужной системы. Эти синхронные габбро-гранитные серии могут служить индикаторным признаком при палеоре-конструкциях, позволяющих не только диагностировать островодужную геодинамическую обстановку в глубокоэродированных областях, но и в ряде случаев устанавливать направление зоны субдукции.

3. Для позднекембрийско-ордовикского этапа тектогенеза, отражающего интерференцию аккреционно-коллизийной геодинамической обстановки с Алтае-Саянским плюмом установлено более сложное сочетание мантийного и корового магматизма. Для мантийного магматизма характерно широкое участие низкотитанистых перидотит-габбровых ассоциаций, которые по особенностям вещественного состава не отличаются от островодужных. В то же время в одних и тех же районах одновременно проявляются умеренно-щелочные (габбро-монцодиоритовые) и щелочные ассоциации, обладающие внутриплитными геохимическими характеристиками. Так, в Западной Сангилене на этом этапе выделены габбро-плагиогранитная серия (520 млн. лет) и две габбро-монцодиорит-К гранитные интрузивные серии с возрастом  $480 \pm 10$  и  $465 \pm 5$  млн. лет соответственно. Гранитоиды этого этапа также обнаруживают широкие вариации в составе в зависимости от состава протолита и варьируют от плагиогранитов при плавлении метабазитов до калиевых гранитоидов при плавлении метапелитов.

4. Проведенный анализ показывает, что для палеогеодинамических реконструкций в глубокоэродированных складчатых областях наиболее корректным является оценка первичного состава базит-ультрабазитовых породных групп. Основываясь на составе первичных базитовых магм, можно, например, утверждать, что низко-Ti перидотит-габбровые ассоциации неотличимы в островодужных и постколлизийных обстановках, и их корректная геодинамическая интерпретация возможна лишь в рамках габбро-гранитных интрузивных серий. В этом случае индикаторное значение приобретают ряды *магматических формаций в конкретных магматических ареалах*. На эту особенность уже давно было обращено внимание исследователей, однако до сих пор отмечается увлечение разнообразными дискриминаци-

онными диаграммами, построенными для отдельных породных групп, без анализа истории геологического развития региона.

5. Гранитоидные породные группы должны использоваться как вспомогательный инструмент в связи с их прямой зависимостью от коровых протолитов. Исключением являются только плагиогранитные системы, для которых уже накоплены экспериментальные данные и установлена отчетливая связь с разноглубинной магмогенерацией в современных надсубдукционных обстановках.

*Благодарности.* Настоящая статья посвящена памяти Ю.А. Кузнецова, А.Ф. Белоусова и Э.П. Изоха, которые заложили научную основу формационного анализа магматических пород.

*Финансовая поддержка проведенных исследований осуществлялась в рамках Программы НИР лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций № 211 ИГМ СО РАН, интеграционных проектов Президиума СО РАН (№ 77, 123, ОНЗ-10.3), ФЦП “Научные и научно-педагогические кадры инновационной России 2012–2013 гг.” (проект №2012-1.2.1-12-000-2008-8340), проекта РФФИ № 12-05-31470.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бабин Г.А., Зейсерт Л.Л., Шигрев А.Ф. и др.* Легенда Алтае-Саянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье издание). (Новокузнецк, стр. 129). СПб.: Фонды ВСЕГЕИ, 2004. 170 с., 24 граф. прил.
- Бабин Г.А., Гусев Н.И., Юрьев А.А. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье издание). Лист N-45 (Новокузнецк). СПб.: Изд-во Санкт-Петербургская картфабрика ВСЕГЕИ, 2007. 665 с., 8 граф. прил.
- Белоусов А.Ф.* Проблемы анализа эффузивных фаций. Новосибирск: Наука, 1976. 332 с.
- Владимиров В.Г., Лепезин Г.Г.* Структурные изменения в метаморфическом орогенезе Улорского гранитоидного массива (Юго-Западный Сангилен) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 6. С. 113–116.
- Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н.* Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Докл. АН. 1999. Т. 369. № 6. С. 795–798.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В.* Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321–1338.
- Владимиров В.Г., Владимирова А.Г., Гибшер А.С. и др.* Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилена (ЮВ Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // Докл. АН. 2005. Т. 405. № 1. С. 82–88.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В. и др.* Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 621–636.
- Владимиров А.Г., Владимирова В.Г., Волкова Н.И. и др.* Роль плюм-тектоники и сдвигово-раздвиговых деформаций литосферы в эволюции ранних каледонид Центральной Азии // Известия СО. Секция наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2011. № 1 (38). С. 105–119.
- Волкова Н.И., Владимирова А.Г., Травин А.В. и др.* U-Pb изотопное датирование цирконов (SHRIMP-II) гранулитов Ольхонского региона Западного Прибайкалья // Докл. АН. 2010. Т. 432. № 6. С. 797–800.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С. и др.* Изотопно-геохимическая зональность девонского магматизма Алтае-Саянской рифтовой области: состав и геодинамическая природа мантийных источников // Петрология. 2010. Т. 18. № 6. С. 621–634.
- Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Владимирова А.Г. и др.* Геохронологические рубежи и геодинамическая интерпретация щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау // Докл. АН. 2004. Т. 398. № 4. С. 374–378.
- Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Травин А.В. и др.* Возраст камптонитовых даек агардагского щелочно-базальтоидного комплекса Западного Сангилена на основании Ag/Ag и U/Pb датирования // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 8. С. 998–1013.
- Деврой Л., Дьёрфи Л.* Непараметрическое оценивание плотности. L1-подход. М.: Мир, 1988. 408 с.
- Добрецов Н.Л.* Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 1957–1973.
- Добрецов Н.Л., Колман Р.К., Берзин Н.А.* Введение // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 3–7.
- Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М.* Термохимическая модель пермо-триасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1159–1187.
- Изох Э.П.* Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978. 136 с.
- Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А. и др.* Базитовый магматизм кембрийско-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Материалы науч. конф. “Актуальные вопросы геологии и минералогии юга Сибири”. Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. С. 68–72.
- Изох А.Э., Шелепаев Р.А., Лавренчук А.В. и др.* Разнообразие кембрийско-ордовикских ультрабазит-базитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение процессов взаимодействия плюма и литосферной мантии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. Т. 1. С. 106–109.
- Изох А.Э., Вишневецкий А.В., Поляков Г.В. и др.* Урэгнурская платиноносная вулканоплутоническая пикрит-базальтовая ассоциация Монгольского Алтая – индикатор кембрийско-ордовикской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 665–681.

- Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Волкова Н.И. и др.* Два типа высокоградного метаморфизма в Западном Сангилене (Юго-Восточная Тува) // Докл. АН. 2011. Т. 441. № 2. С. 230–235.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибикина Е.В. и др.* О полихронности развития палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-Монгольском массиве: результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология. 1999. Т. 7. № 6. С. 631–643.
- Колобов В.Ю.* Метаморфизм и метасоматизм в контактовом ореоле гранитоидного массива (Сангилен, Тува) // Геология и геофизика. 1981. Т. 22. № 10. С. 40–48.
- Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Кузнецов Ю.А., Изох Э.П.* Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования // Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969. Т. 1. С. 7–20.
- Лепезин Г.Г.* Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области // Тр. ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск: Наука, 1978. № 398. 231 с.
- Магматические горные породы / Под ред. О.А. Богатикова. М.: Наука, 1983–1987. Т. 1–6.
- Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Дорошков А.А.* Формационные типы и рудоносность ультрабазит-базитовых комплексов Алхадырского террейна // Известия СО Секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Иркутск: Изд-во ИРГТУ, 2011. № 1 (38). С. 40–47.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
- Петрова А.Ю., Костицын Ю.А.* Возраст высокоградного метаморфизма и гранитообразования на Западном Сангилене // Геохимия. 1997. № 3. С. 343–347.
- Поляков Г.В.* Палеозойский магматизм и железуруденение юга Средней Сибири // Тр. ИГиГ СО АН СССР. М.: Наука, 1971. № 117. 312 с.
- Поляков Г.В., Изох А.Э., Борисенко А.С.* Пермский ультрабазит-базитовый магматизм и сопутствующее Cu-Ni оруденение Гоби-Тяньшаньского пояса как результат Таримского плюма // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 605–620.
- Руднев С.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др.* Геологическая позиция, возраст и геохимическая модель формирования островодужных гранитоидов Западного Саяна // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 2. С. 170–187.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г. и др.* Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 50. № 11. С. 1181–1199.
- Туркина О.М.* Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия. 2000. № 7. С. 704–717.
- 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.
- Хаин В.Е., Тычков С.А., Владимиров А.Г.* Коллизионный орогенез: модель отрыва субдуцированной пластины океанической литосферы при континентальной коллизии // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 5–16.
- Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э.* Генезис габбро-монциодоритовых ассоциаций, на примере Башкымургурского массива Западного Сангилене // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей: Материалы междунар. конф., 20–25 августа 2007 г. Иркутск: Изд-во ИРГТУ, 2007. С. 281–286.
- Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др.* Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “ГЕО”, 2000. 187 с.
- Юдин Д.С.* Термохронологическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2008. 16 с.
- Юдин Д.С., Хромых С.В., Мехоношин А.С. и др.*  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст и геохимические признаки синколлизионных габброидов и гранитов Западного Прибайкалья (на примере Бирхинского массива и его складчатого обрамления) // Докл. АН. 2005. Т. 405. № 2. С. 251–255.
- Юдин Д.С., Травин А.В., Владимиров В.Г. и др.* Тектоно-термальная история базит-ультрабазитов Шидинского массива (Западное Прибайкалье) // Известия СО. Секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Иркутск: Изд-во ИРГТУ, 2011. № 1 (38). С. 120–135.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.* Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др.* Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2003. Т. 389. № 3. С. 354–359.
- Atlas of Geological maps of Central Asia and adjacent areas. Scale 1 : 2500000 / Eds. Li Tingdong, S.Z. Daukeev, B.C. Kim, O. Tomurtogoo, O.V. Petrov. Beijing: Geological Publishing House, 2008.
- BD\_ASSO. База аналитических данных Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2011.
- Dobretsov N.L.* Large Igneous Provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny // Abstracts of the International Symposium. Irkutsk: Petrographika, 2011. 316 p.
- Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.* Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 364. P. 299–307.
- Vasilenko V.B., Zinchuk N.N., Krasavchikov V.O. et al.* Diamond potential estimation based on kimberlitic major element chemistry // J. Geochemical Explor. 2002. V. 76. № 2. P. 93–112.