

УДК 552.31

ПЕТРОГЕНЕЗИС ГРАНИТОИДОВ КРУПНЫХ САЛИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПРОВИНЦИЙ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ АЗИЯ)

© 2024 г. А. А. Цыганков^{a, *}, Г. Н. Бурмакина^a, П. Д. Котлер^b

^aГеологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия

^bИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

*e-mail: tsygan@ginst.ru

Поступила в редакцию 19.02.2024 г.

После доработки 09.04.2024 г.

Принята к публикации 10.05.2024 г.

Крупнейшие гранитоидные провинции Центральной и Северо-Восточной Азии (Ангаро-Витимская, Хангайская, Калба-Нарымская, Колымская) подразделяются на ареальный и линейный типы, существенно различающиеся по площади и объему гранитоидов в их составе. Предполагается, что эти различия обусловлены строением и структурой догранитного фундамента и масштабом теплового воздействия на нижние и средние горизонты континентальной коры. Важным фактором формирования гранитоидных провинций является мантийный мафический магматизм, предполагаемые масштабы которого коррелируют с объемно-площадными характеристиками гранитоидных провинций. Роль мафического магматизма заключается в дополнительном привносе тепла, от части флюидов в область плавления коровых протолитов, а также в вещественном вкладе, который реализуется через различные механизмы смешения магм. Наиболее эффективным является смешение на глубинном уровне, в результате которого образуются значительные объемы салических магм повышенной основности. Петрогенетическая роль смешения контрастных магм на мезоабиссальном уровне земной коры, а также в гипабиссальных условиях невелика, однако образующиеся в этом процессе минглинг-дайки используют как ключевой аргумент в обосновании синхронности мафического и гранитоидного магматизма. Гранитоиды салических крупных изверженных провинций (SLIPs) характеризуются гетерогенным изотопным составом, в целом отвечающим параметрам континентальной коры. Крайне высокая гетерогенность пространственно сопряженных гранитоидов обусловлена смешением салических магм, образованных за счет плавления небольшого числа контрастно различающихся по изотопному составу источников, в том числе, посредством смешения с магмами мантийного генезиса. Мафические породы, входящие в состав гранитоидных провинций, соответствуют изотопному составу обогащенной мантии (Ангаро-Витимский батолит) либо указывают на значительный вклад контаминации материалом континентальной коры (Хангайский ареал). Металлогения SLIPs определяется величиной эрозионного среза и типом коровых протолитов, от степени метаморфизма которых в значительной мере зависит исходное флюидосодержание салических магм. Плавление высокометаморфизованных древнекоровых протолитов продуцирует относительно «сухие» салические расплавы, плавление низкометаморфизованных коровых источников приводит к образованию «водных» расплавов, дифференциация которых завершается пегматитообразованием с редкометальной минерализацией. Формирование SLIPs несубдукционного генезиса связано с воздействием мантийных плюмов (в виде синхронного базальтоидного магматизма) на разогретую кору молодых орогенных областей, где тектонические процессы завершились не более первых десятков миллионов лет назад.

Ключевые слова: крупные салические изверженные провинции, Центральная и Северо-Восточная Азия, коровые протолиты, мантийные плюмы, плавление, смешение магм, изотопный состав

DOI: 10.31857/S0869590324060025 EDN: ACNSDB

ВВЕДЕНИЕ

Гранитоиды, в широком значении этого термина, формируются в разных геодинамических обстановках, в том числе в зонах океанического рифтогенеза (плагиограниты офиолитовых комплексов) и на океанских островах, однако наиболее масштабные проявления салического магматизма характерны для конвергентных границ литосферных плит в связи с субдукционными (батолиты береговых хребтов Северной и Южной Америки) или коллизионными (лейкограниты Высоких Гималаев) процессами. В последние десятилетия стало ясно, что внутриплитная эндогенная активность на континентах, обусловленная воздействием мантийных плюмов, кроме излияний гигантского объема базальтовых и родственных им магматических провинций (Large Igneous Provinces, LIPs), может продуцировать и сопоставимые по объему салические магмы, образующие салические крупные изверженные провинции (SLIPs), в которых доля салических пород превышает 80%. Изначально (Bryan et al., 1997, 2002; Bryan, Ernst, 2008; Ernst, 2014) SLIPs рассматривались исключительно как вулканогенные образования, такие как Кеннеди-Коннорс-Обурн на северо-востоке Австралии (Bryan et al., 2007), Чон Айке в Патагонии (Pankhurst et al., 1998, 2000), Уитсанди в Восточной Австралии (Bryan et al., 1997; Bryan, 2005), Западная Сьерра-Мадре в Мексике (Ferrari et al., 2002; Aguirre-Diaz, Labarthe-Hernandez, 2003), сложенные в основном дацитовыми и риолитовыми игнимбритами с резко подчиненным количеством пород плутонической фации (Bryan et al., 2002, 2007, 2010; Sheth, 2007). Вместе с тем U-Pb изотопное датирование циркона из пород гранитоидных батолитов, нередко считавшихся полихронными (например, Ангаро-Витимский), показало, что они формировались относительно быстро — в течение нескольких десятков миллионов лет, что вместе с объемно-площадными параметрами позволяет рассматривать их в качестве салических крупных изверженных провинций плутонического типа (P-SLIPs).

Важно подчеркнуть, что критериям принадлежности к SLIPs соответствуют весьма разнородные гранитоидные провинции (батолиты), что само по себе, вероятно, указывает на различия в условиях их образования. Цель настоящей статьи заключается в том, чтобы на основе сравнительного анализа геологического строения и состава нескольких ареалов гранитоидного магматизма масштабов SLIPs попытаться установить наиболее существенные факторы, определяющие различия гранитоидных провинций, образующихся, как полагают многие исследователи, за счет воздействия мантийных плюмов или мафических магм субдукционного генезиса (Donskaya et al., 2013; Torsvik et al., 2021;

Wang et al., 2022) на континентальную кору разновозрастных орогенов.

В качестве объектов для такого сравнительного анализа выбраны два типа гранитоидных провинций, которые можно условно обозначить как ареальный, представленный Ангаро-Витимским батолитом Западного Забайкалья и Хангайским батолитом Северной и Центральной Монголии, и линейный тип, который мы рассмотрим на примере батолитов Восточного Казахстана (Калба-Нарымский батолит) и Главного (Колымского) батолитового пояса северо-востока Азиатского континента (рис. 1). Выбор этих гранитоидных провинций обусловлен рядом факторов: они хорошо изучены, а также геохронологически и контрастно отличаются по геологическому строению. Они также отличаются по вещественному составу пород, включая изотопный, и, по-видимому, по источникам магм, профильной металлогении. Немаловажно и то, что авторы статьи с разной степенью детальности имели возможность ознакомиться с геологическим строением всех этих гранитоидных провинций.

Следует подчеркнуть, что при всех очевидных различиях, общим является то, что главенствующая роль в формировании этих провинций, за исключением Колымского батолитового пояса, отводится воздействию мантийных плюмов (Ярмолук и др., 1997, 2013а, 2013б, 2016а, 2016б, 2019; Yarmolyuk et al., 2014; Kuzmin et al., 2010; Litvinovsky et al., 2015; Хромых и др., 2013, 2016, 2018; Khromykh et al., 2019, 2022; Kotler et al., 2021; Цыганков, 2014; Цыганков и др., 2016, 2017; Хубанов и др., 2021), хотя это и не единственная точка зрения (см. раздел Обсуждение). Напротив, Колымские гранитоиды являются примером широкомасштабного салического магматизма, вероятно, неплюмовой природы, однако полной ясности в этом вопросе пока нет.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДНЫХ ПРОВИНЦИЙ

Ангаро-Витимская гранитоидная провинция (325–280 млн лет), традиционно называемая батолитом (АВБ, Западное Забайкалье), принадлежит к ареальному типу магматических провинций, образуя изометричный ареал площадью около 200 тыс. км² (рис. 2). Батолит состоит из сотен отдельных плутонов, которые сливаясь на глубине, образуют гранитный слой средней мощностью 7–10 км (Литвиновский и др., 1993). В некоторых местах мощность этого слоя достигает 30 км (Турутанов, 2011). Объем гранитоидов, по данным геофизического моделирования (Турутанов, 2007, 2011) и с учетом эродированной части (несколько километров), оценивается от 0.7 до 1.5 млн км³. Исходя из предполагаемого объема и установленной длительности формирования АВБ (~45 млн лет)

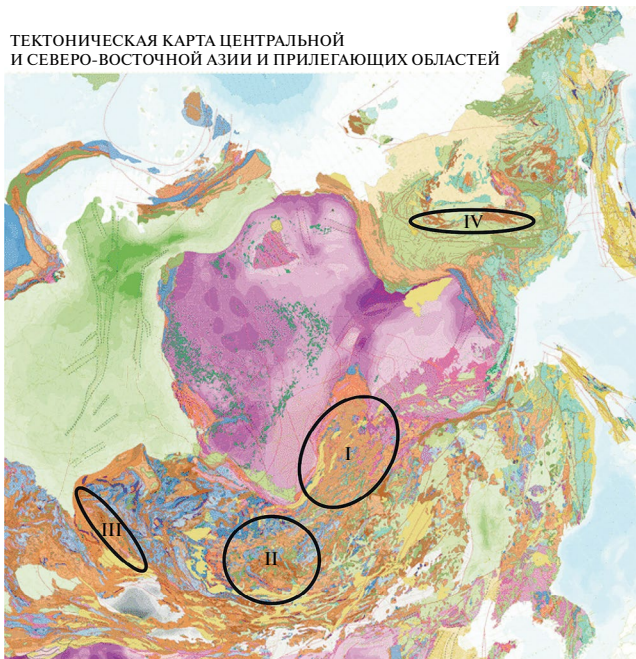
ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ
И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ОБЛАСТЕЙ


Рис. 1. Схема расположения крупнейших гранитоидных батолитов Центральной и Северо-Восточной Азии.

I – Ангаро-Витимский, II – Хангайский, III – Калбо-Нарымский, IV – Главный (Колымский) батолитовый пояс.

продуктивность магматизма оценивается от 15 тыс. до 35 тыс. км³ за миллион лет.

Позднепалеозойский гранитоидный ареал сформировался на гетерогенном байкальско-каледонском фундаменте, состоящем из многочисленных разновеликих и разновозрастных (от неопротерозоя до раннего карбона включительно) кратонных, островодужных, офиолитовых, метаморфических, флишевых террейнов (Булгатов, Гордиенко, 1999; Skuzovtov et al., 2019 и ссылки в этих работах), реконструируемых по провесам кровли среди обширных полей гранитоидов.

Отдельные картируемые тела, по данным съемок масштаба 1:200 000 и 1:50 000, так же как и весь ареал, имеют в основном изометричную форму, что указывает на отсутствие какого-либо структурного контроля в их расположении.

В зависимости от преобладания тех или иных петрографических разновидностей пород, их петро-геохимических характеристик и изотопного возраста в составе батолита выделяется несколько породных ассоциаций – комплексов, формировавшихся одновременно или с большим перекрытием во времени от 325 до ~280 млн лет назад.

Наиболее ранними в составе АВБ являются высококальциевые известково-щелочные *Bt*-граниты, *Bt*- и *Amph-Bt* гранодиориты баргузинского комплекса (325–290 млн лет), составляющие не менее

2/3 от общей площади батолита. Баргузинские граниты подразделяются на авто- и аллохтонные фациальные разновидности, включающие, соответственно, гнейсовидные и массивные или порфировидные (*Kfs*, реже *Qtz*) разновидности. На долю автохтонных гнейсогранитов приходится порядка 20% объема комплекса (Литвиновский и др., 1993). В краевых частях некоторых плутонов (Рейф, 1976; Цыганков и др., 2007, 2010) развиты строматитовые и венитовые мигматиты, а сами граниты содержат богатые биотитом останцы вмещающих кристаллосланцев.

Аллохтонные массивы, как правило, имеют крутопадающие секущие контакты, сопровождаются апофизами и содержат ксенолиты вмещающих пород в краевых частях плутонов, оказывая на них незначительное термальное воздействие.

В целом для баргузинских гранитов характерен выдержанный на больших площадях состав при наличии нескольких доминирующих петрографических разновидностей; характерны ксенолиты исключительно метатерригенных метаморфических пород (рис. 3а, 3в) либо фрагменты гранитизированного, т.е. испытавшего частичное плавление и пластические деформации, метаморфического субстрата (рис. 3б, 3г). Широкое развитие деформационных тектур в автохтонной фации баргузинских гранитов (рис. 3д) и ассоциирующихся с ними мигматитах (рис. 3е) указывает на их синкинематическое происхождение (Цыганков и др., 2007).

Несколько позже баргузинских гранитов (305–285 млн лет) одновременно происходило формирование высококальциевых известково-щелочных низкокремниевых гранитоидов чивыркуйского и субщелочных гранитов и кварцевых сиенитов зазинского комплексов. Типоморфными породами чивыркуйского комплекса являются порфировидные (*Kfs*) *Amph-Bt* кварцевые сиениты. В некоторых массивах преобладают *Amph-Bt* кварцевые монциты и гранодиориты. Характерно двух- или даже трехфазное строение плутонов (Литвиновский и др., 1993; Litvinovsky et al., 2011). В таких сложных интрузивах инициальные фазы представлены габброидами и габбро-монцититами, завершающие – лейкократовыми гранит-порфирами, а основной объем (~90%) составляют *Amph-Bt* кварцевые сиениты (Бурмакина, Цыганков, 2013).

Наиболее характерными особенностями чивыркуйского комплекса являются: 1) повышенная основность пород (граниты редки) при широких вариациях состава (непрерывный ряд от габбро до гранитов); 2) наличие мафических микрогранулярных включений (mafic microgranular enclaves – MME) (рис. 4а, 4б) (Бурмакина, Цыганков, 2013); 3) пространственно-временная ассоциация с автономными габбро-монцититовыми интрузиями, сложенными амфиболизированными

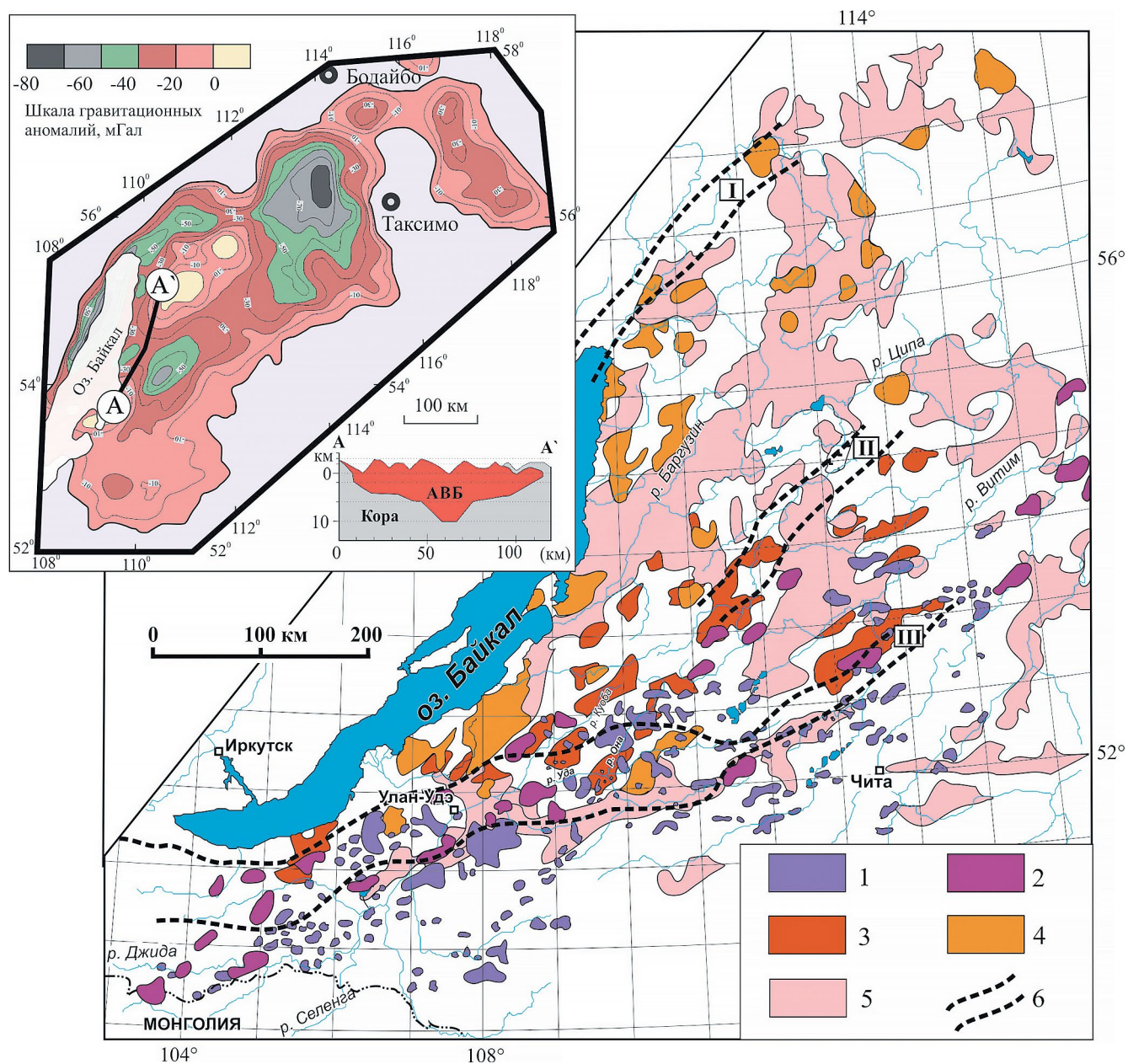


Рис. 2. Схема расположения позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья (Ангаро-Витимский батолит), заимствована из (Цыганков и др., 2010) с изменениями.

1 – щелочно-полевошпатовые и щелочные граниты и сиениты Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса – раннекуналейский (280–273 млн лет) и позднекуналейский (230–210 млн лет) комплексы без разделения; 2 – высококалиевая монцитит-сиенит-кварцевосиенитовая с синплутоническими базитами интрузивная серия – нижнеселенгинский комплекс (285–278 млн лет); 3 – переходные от высококалиевых известково-щелочных до субщелочных (alkaline) граниты, и кварцевые сиениты с синплутоническими базитами – зазинский комплекс (305–285 млн лет); 4 – высококалиевые известково-щелочные кварцевые монцититы, кварцевые сиениты и габброиды – чивыркуйский комплекс (305–285 млн лет); 5 – известково-щелочные граниты авто- и аллохтонной фаций – баргузинский комплекс (325–280 млн лет); 6 – предполагаемые контуры позднепалеозойских рифтовых структур: I – Сыннырская, II – Сайженская, III – Уда-Витимская (Yarmolyuk et al., 2014).

На врезке: карта гравитационных аномалий (изолинии через 10 мГал) и интерпретационный разрез, показывающий распространение гранитоидов Ангаро-Витимского батолита (Турутанов, 2011).

и амфиболовыми габбро, монцо-габбро и *Amph-Bt* монцонитам и сиенитами (Бадмацыренова и др., 2011; Цыганков и др., 2016).

Зазинский интрузивный комплекс включает промежуточные от высококалиевых известково-щелочных до субщелочных граниты и кварцевые сиениты с синплутоническими базитовыми интрузиями (Литвиновский и др., 1995б; Litvinovsky et al., 2012; Цыганков и др., 2016), мафическими включениями (рис. 4в, 4г) и минглинг-дайками (рис. 4д, 4е) (Литвиновский и др., 1995б; Litvinovsky et al., 2012; Цыганков и др., 2016; Титов и др., 1998; Бурмакина и др., 2018).

Типоморфными породами зазинского комплекса являются однородные крупно- и среднезернистые кварцевые сиениты и *Bt*-лейкограниты. В разных массивах может преобладать та или иная разновидность, причем имеют место как постепенные переходы, так и фазовые взаимоотношения, где кварцевые сиениты слагают раннюю, а лейкограниты позднюю интрузивную фазы. К зазинскому комплексу мы относим и мелкозернистые *Bt*-лейкограниты, содержащие большое количество диспергированного ксеногенного материала (Цыганков и др., 2010), а также многочисленные жильные и дайковые тела мощностью до первых десятков метров, прорывающие гранитоиды баргузинского и чивыркуйского комплексов. Типоморфными признаками зазинских гранитоидов являются их лейкократовый облик, высококремниевый и высококалиевый состав при относительно небольших вариациях этих параметров, а также отсутствие переходных разностей между базитами зон минглинга и, собственно, гранитоидами.

Шошонитовая монцонит-сиенит-кварцево-сиенитовая с синплутоническими базитами интрузивная серия (нижнеселенгинский комплекс) формировалась 285–278 млн лет назад. Петрографически породы комплекса представлены монцонитами, сиенитами и их кварцевыми разновидностями. Наиболее лейкократовые и богатые кварцем разновидности по составу отвечают субщелочным гранитам. Меланократовые монцониты, кроме обычных *Bt* и *Amph*, содержат моноклинный пироксен. Широко развиты ММЕ и минглинг-дайки (Литвиновский и др., 1995а; Титов и др., 2000; Litvinovsky et al., 2017; Бурмакина и др., 2018). От петрографически близких пород чивыркуйского комплекса рассматриваемые образования отличаются более высокой калиевой щелочностью как базитов зон минглинга, так и салических пород плутонической фации.

Позднепалеозойский этап гранитоидного магматизма в Забайкалье завершился растянутым во времени (280–160 млн лет) щелочно-гранитоидным магматизмом, плутонические и ассоциирующие вулканогенные производные которого

образуют протяженный (>2000 км) Монголо-Забайкальский пояс северо-восточного простирания, пересекающий центральную часть АВБ (рис. 2).

Формированию раннепермских щелочных гранитов предшествовало внедрение трахибазальт-трахит-трахириолитовых даек, образующих протяженный (~200 км) пояс северо-восточного простирания средней шириной ~40 км (Хубанов, 2009). Дайковый пояс прослеживается от устья р. Хилок до верховьев р. Она. Плотность даек варьирует от 10–20 до 70% от общего объема пород в полосе их развития. Кроме простых даек, сложенных одним типом пород, встречаются минглинг-дайки 1-го и 2-го типа (Weibe, Ulrich, 1997), детально описанные в (Хубанов, 2009; Врублевская и др., 213). U-Pb изотопный возраст даек составляет 290–280 млн лет (Буянтуев и др., 2017).

Кроме того, в контурах позднепалеозойского гранитоидного ареала расположено около полутора десятков массивов щелочно-основных пород, цепочки которых маркируют предполагаемые глубоко эродированные рифтовые зоны (рис. 2) (Yarmolyuk et al., 2014). Щелочно-базитовый магматизм этих зон развивался в три этапа (Дорошкевич и др., 2012а, 2012б), один из которых совпадает со временем становления АВБ.

Забайкалье является одной из крупнейших в Азии металлогенических провинций, где сосредоточены десятки крупнейших и сотни средних и мелких месторождений полезных ископаемых. Однако в данном случае речь идет о месторождениях генетически/парагенетически связанных с гранитоидами Ангаро-Витимского батолита. Одним из ключевых критериев такой связи является возраст оруденения. С учетом этого критерия, металлогения АВБ оказывается на удивление бедна. Известны лишь небольшие рудопроявления Au в бассейне р. Курбы, месторождение Мукодек в Северном Забайкалье, где установлен позднепалеозойский возраст золотоносных метасоматитов, коррелирующий с возрастом Ангаро-Витимского батолита (Ванин и др., 2018). С позднепалеозойскими гранитоидами связан ряд рудопроявлений Mo, таких как Брянское, Колобковское, Надеинское, Харитоновское, месторождения Новопавловское и Жарчихинское (Хубанов и др., 2017; Гордиенко и др., 2019). Арсентьевский габбро-сиенитовый массив с изотопным возрастом 279 млн лет (Бадмацыренова и др., 2011) вмещает одноименное апатит-титаномagnetитовое месторождение. Стоит отметить, что молибденовая минерализация связана почти исключительно со щелочными гранитоидами, в том числе раннепермскими, а не с породами собственно АВБ. Таким образом, позднепалеозойские гранитоиды Ангаро-Витимского батолита являются практически безрудными.

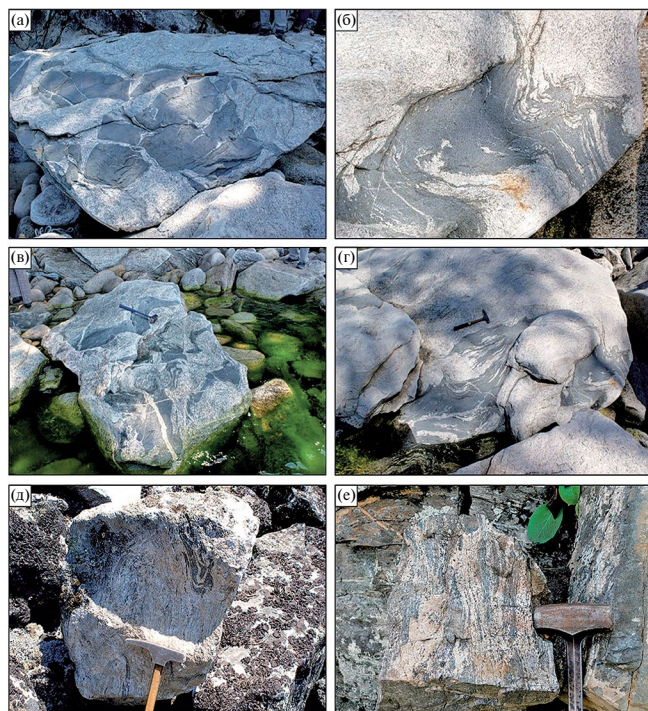


Рис. 3. Ксенолиты метаморфических пород в гранитах баргузинского комплекса: (а) — дезинтегрированные ксенолиты биотитовых кристаллосланцев; (б, г) — текстуры вязкопластического течения в частично расплавленных кристаллосланцах; (в) — дезинтегрированные и пластически деформированные ксенолиты кристаллосланцев, пересеченные поздней лейкогранитной жилой; (д) — деформационная текстура гнейсогранитов автохтонной фации, в правом верхнем углу деформированный фрагмент реститового материала, восточное побережье оз. Байкал; (е) — строматитовые мигматиты в краевой части Зеленогивского плутона; (а — д) — восточное побережье оз. Байкал, (е) — центральная часть хребта Улан-Бургасы).

Хангайская зональная магматическая область (Ярмолюк и др., 2013а, 2016а, 2016б, 2019) располагается к юго-востоку от АВБ на территории Северной и Центральной Монголии. Площадь, занимаемая магматической областью, составляет 250 тыс. км², куда входят, собственно, Хангайский батолит и обрамляющие его с юга и севера Гоби-Алтайская и Северо-Монгольская рифтовые зоны (рис. 5). Так же как и АВБ, Хангайский батолит включает множество отдельных интрузивных тел, сосредоточенных в пределах территории 300 × 450 км и сливающихся на глубине в единое тело мощностью от 5 до 15 км, объем которого порядка 1.0 млн км³ (Турутанов, 2007). Батолит сформировался на гетерогенном фундаменте, сложенном блоками раннедокембрийской континентальной коры, а также вулканогенно-кремнистыми комплексами девона



Рис. 4. Мафические микрогранулярные включения (Mafic microgranular enclaves, MME) в гранитоидах Ангаро-Витимского батолита: (а) — MME в порфиоровидных кварцевых сиенитах Бургасского плутона (Бурмакина, Цыганков, 2013) чивыркуйского комплекса, центральная часть хребта Улан-Бургасы; (б) — MME в кварцевых сиенитах чивыркуйского комплекса, восточное побережье оз. Байкал; (в, г) — включения в кварцевых сиенитах зазинского комплекса. Хорошо видна субпараллельная ориентировка удлиненных включений, Улекчинский плутон, Юго-Западное Забайкалье; (д) — включения в гранитоидах чивыркуйского комплекса, северо-восточное побережье оз. Байкал; (д, е) — минглинг-дайки в гранитоидах зазинского комплекса (Бурмакина и др., 2018).

и терригенными отложениями раннего и среднего карбона.

В составе Хангайского батолита выделяется несколько породных ассоциаций, среди которых доминируют породы хангайского комплекса, включающего *Amph-Bt* и *Bt*-гранодиориты и граниты (Федорова, 1977; Геологические ..., 1995; Ярмолюк и др., 2016а, 2016б). Подчиненное значение имеют тоналиты, кварцевые диориты и габбро-диориты. Характерно двухфазное строение плутонов, в которых кварцевые диориты, тоналиты и гранодиориты образуют раннюю, а собственно граниты позднюю интрузивные фазы.

Массивы шараусольского комплекса сосредоточены в западной части батолита и, как правило, имеют двухфазное строение. В их составе преобладают порфиоровидные граниты первой фазы, а мелкозернистые лейкократовые биотитовые

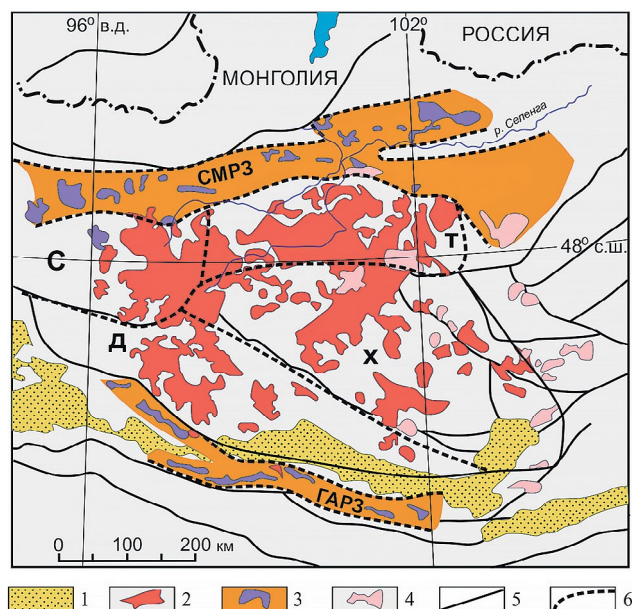


Рис. 5. Схема строения Хангайской зональной магматической области (Ярмолюк и др., 2016а).

1 – МЗ–КЗ впадины; 2 – гранитоидные массивы Хангайского батолита; 3 – рифтовые зоны (ГАРЗ – Гоби-Алтайская, СМРЗ – Северо-Монгольская) и выходы бимодальных вулканических ассоциаций и щелочных гранитов; 4 – позднеэриасовые вулканические поля и массивы гранитоидов; 5 – разломы; 6 – границы континентальных блоков Хангайской группы террейнов (С – Сонгинский, Д – Дзабханский, Т – Тарбагатайский, Х – Хангайский).

граниты образуют вторую фазу внедрения (Ярмолюк и др., 2016а). С гранитоидами ассоциируют синплутонические дайки, штоки, небольшие тела основного-среднего состава. Данные об изотопном возрасте базитовых интрузий немногочисленны. Установлен U–Pb изотопный возраст монцогаббро Дзараулинского массива – 269 млн лет (Изох и др., 2011), а также возраст ультрамафит-мафитовых массивов Ортсог и Номгон, расположенных в краевой северо-восточной и юго-западной частях Хангайского батолита, – 272–278 и 255–262 млн лет соответственно (Shapovalova et al., 2020). Очень характерны мафические включения (рис. 6), указывающие на синхронность внедрения мафических и салических магм.

Хангайский магматический ареал сформировался 270–240 млн лет назад (Ярмолюк и др., 2016а), причем петрографически разные породы батолита имеют одинаковый изотопный возраст, в чем явно прослеживается аналогия с Ангари-Витимским батолитом. Интенсивность магматизма при формировании батолита оценивается в 33 тыс. км³ за миллион лет, что также сопоставимо с АВБ.

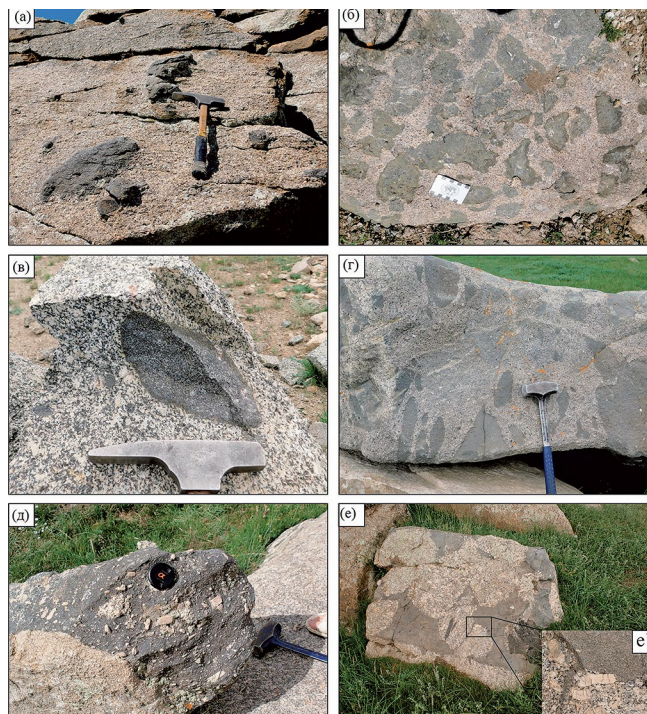


Рис. 6. Мафические включения в гранитоидах Хангайского батолита: (а) – отдельные сложной морфологии базальтовые включения в кварцевых сиенитах; (б) – рой базитовых включений с темными зонами закалки в кварцевых сиенитах; (в) – разрозненные базитовые включения с зоной закалки в меланократовых гранодиоритах; (г) – зона гибридизации, насыщенная гибридизированными мафическими включениями и диспергированным мафическим материалом; (д) – базитовое включение «импрегнированное» калиевым полевым шпатом; (е) – неправильная «ксеноморфная» морфология базитовых включений в гранодиоритах; (е') – увеличенный фрагмент: крупный кристалл Kfs (в центре рисунка) прорастает внутри мафического включения, что указывает на полукристаллическое состояние ММЕ (Barbarin, 2005).

Обрамляющие батолит Гоби-Алтайская и Северо-Монгольская рифтовые зоны, в которых преобладают щелочные граниты и бимодальные вулканы повышенной и высокой щелочности, образовались одновременно с батолитом 270–240 млн лет назад. На этом основании они объединяются в единую концентрически зональную магматическую область (Ярмолюк и др., 2016а; Kozlovsky et al., 2023 и ссылки в этих работах), формирование которой определялось одними и теми же магматическими и геодинамическими процессами.

Хангайский гранитоидный батолит и обрамляющие его рифтовые зоны почти полностью располагаются в пределах Северо-Монгольской металлогенической провинции (Mineral ..., 2021), характеризующейся большим разнообразием металлических полезных ископаемых. Вместе с тем значимые

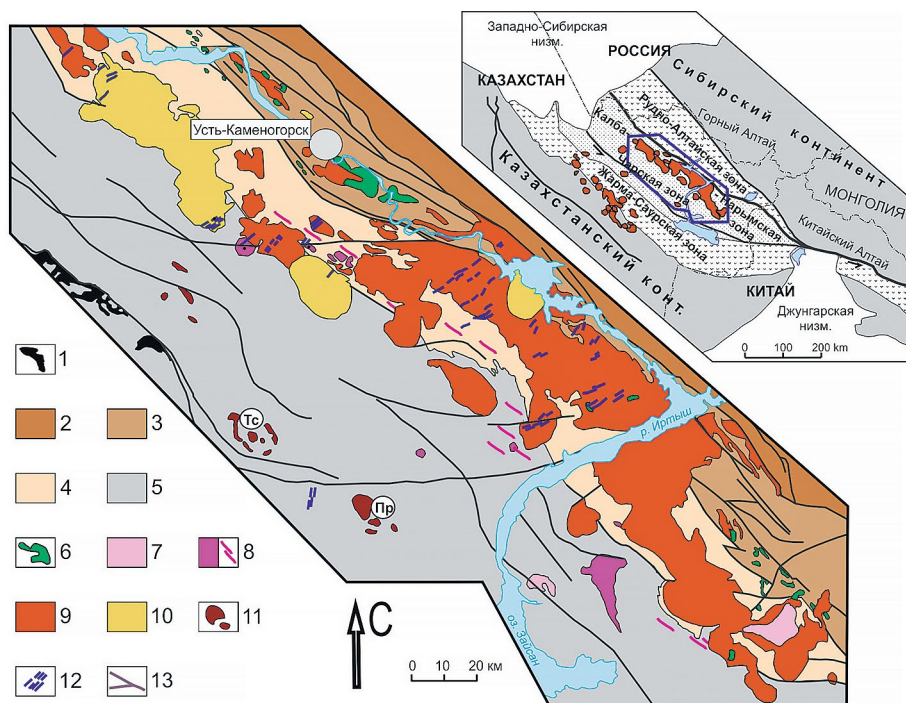


Рис. 7. Схема размещения магматических комплексов в Калба-Нарымской и Чарской зонах Восточного Казахстана (Хромых, 2022).

1 – серпентинитовый меланж Чарского офиолитового пояса (Є–О); 2 – осадочно-вулканогенные отложения (D_2 – C_{11}) в Рудно-Алтайской зоне; 3 – структурно-вещественные комплексы Иртышской сдвиговой зоны: тектонический меланж из метаморфизованных осадочно-вулканогенных комплексов; 4 – терригенные алевропесчано-черносланцевые отложения (D_3 – C_{11}) в Калба-Нарымской зоне; 5 – терригенные алевропесчанистые отложения (C_{1s}) в Калба-Нарымской и Чарской зонах; 6 – интрузии габброидов прииртышского комплекса (C_2); 7 – дацит-риолитовые вулканические и экструзивные формации в мульдах (C_2); 8 – интрузии и дайковые пояса гранитов калгутинского и кунушского комплексов в Калба-Нарымской зоне; 9 – гранодиорит-гранитная ассоциация Калбинского батолита, калбинский комплекс; 10 – гранит-лейкогранитная ассоциация Калбинского батолита, монастырский комплекс; 11 – многофазные габбро-гранитоидные интрузии в Чарской зоне: Тс – массив Тастау, Пр – массив Преображенский; 12 – пояса долеритовых, лампрофировых и диоритовых даек; 13 – разломы.

На врезке: схематическое строение территории Обь-Зайсанской складчатой системы и прилегающих геоструктур с обозначением главных структурно-формационных зон и массивов позднепалеозойских гранитоидов.

месторождения, имеющие пространственно-временную и генетическую/парагенетическую связь с хангайскими гранитоидами, практически отсутствуют, тогда как со щелочными породами рифтовых зон связана редкометалльная минерализация. Примером такой минерализации является редкометалльное месторождение Улан-Тологой, расположенное в западной части Северо-Монгольской рифтовой зоны северного обрамления Хангайского батолита. Месторождение приурочено к штоку агпайтовых сиенитов и гранитов (250 млн лет), содержащих промышленные концентрации Zr, Nb, Ta, Li, Y и Th. Повышенные содержания этих элементов в целом характерны для щелочно-салических пород других участков рифтовой зоны.

С развитием Северо-Монгольской рифтовой зоны возможно связано образование крупнейшего Cu-Mo порфирового месторождения Эрденет (Mineral ..., 2021). U-Pb изотопный

возраст рудоносных порфировых гранитов этого месторождения составляет 246–235 млн лет (Munkhtsengel, 2007). Изотопный возраст, близкий возрасту гранитоидов Хангайского батолита, имеют также Номгонский и ряд других массивов дифференцированных базитов (278–255 млн лет) с Cu-Ni-ЭПГ минерализацией (Sapovalova et al., 2020). Следует отметить также Cu-Au месторождения Баянхонгорской зоны Центральной Монголии (283–240 млн лет), ассоциирующие с палеозойскими гранитоидами (Mineral ..., 2021).

Калба-Нарымский батолит (Лопатников и др., 1982; Котлер и др., 2015а, 2015б; Хромых и др., 2016; Kuibida et al., 2019; Kotler et al., 2021) расположен в пределах Калба-Нарымской зоны Обь-Зайсанской складчатой области, которая сформировалась в результате взаимодействия Сибирского и Казахстанского континентов в позднем палеозое (Зоненшайн и др., 1990; Владимиров и др., 2003,



Рис. 8. Ксенолиты глинистых сланцев и мафические включения в гранитоидах Калба-Нарымского батолита: (а) — раздробленные ксенолиты ороговикованных глинистых сланцев в граносиенитах массива Тастау; (б–г) — дезинтегрированные ксенолиты глинистых сланцев в гранитах калбинского комплекса; (в) — удлиненный ксенолит глинистых сланцев в калбинских гранитах, секущихся пегматитовой жилой; (д) — включения базальтов в граносиенитах массива Тастау; (е) — гибридные меланократовые кварцевые диориты с мафическими включениями разного состава в Преображенском массиве.

2008). Калба-Нарымская зона представляет собой турбидитовый бассейн, заложенный на океаническом основании и выполненный осадками девон-каменноугольного возраста, формирование которых происходило за счет размыва преимущественно вулканических и вулканогенно-осадочных комплексов Рудно-Алтайской активной окраины (Ротараш и др., 1982; Котлер и др., 2015а; Nu et al., 2022). На юго-западе комплексы Калба-Нарымской зоны граничат с Чарской палеоокеанической зоной, а на северо-востоке отделяются метаморфитами Иртышской зоны смятия от Рудно-Алтайской активной окраины Сибирского континента (рис. 7).

Гранитоиды батолита формируют цепочку интрузивов северо-западного простирания, общей протяженностью около 500 км при ширине около 50 км. Породы батолита прорывают терригенные отложения среднего девона — раннего карбона и демонстрируют резкие контакты, сопровождающиеся ороговикованием вмещающих пород и ксенолитами слабометаморфизованных глинистых сланцев в краевых частях интрузий (рис. 8а–8г).

Состав пород батолита варьирует от гранодиоритов до лейкогранитов. В зависимости от преобладающего типа пород выделяется несколько интрузивных комплексов: кунушский тоналит-плагиогранитный, калгутинский граносиенит-гранитный, калбинский гранодиорит-гранитный и монастырский лейкогранитный. Локализация гранитоидных интрузий согласна общей структуре Калба-Нарымской зоны и, вероятнее всего, контролировалась дизъюнктивной тектоникой в пределах Иртышской зоны смятия и оперяющих ее разломов.

На основании геологических взаимоотношений кунушский и каиндинский комплексы рассматривались как добатолитовые, однако U-Pb изотопное датирование показало значительное перекрытие по времени формирования этих комплексов и главного объема Калба-Нарымского батолита (Kuibida et al., 2019). Породы кунушского комплекса (307–292 млн лет) образуют небольшие интрузивные тела (до 5 км в поперечнике) и протяженные дайковые пояса северо-западного простирания. Типоморфными породами для данного комплекса являются *Bt*-плагиограниты и тоналиты с небольшим (первые проценты) содержанием калиевого полевого шпата. Породы калгутинского комплекса (308–291 млн лет) слагают несколько крупных массивов (до 10 км в поперечнике), главным образом, локализованных в южной части батолита, а также дайковые пояса северо-западного простирания, конформные общей структуре зоны. Характерными особенностями пород калгутинского комплекса является присутствие пироксена, амфибола и граната пирроп-альмандинового типа.

Гранитоиды калбинского комплекса слагают главный объем батолита и распространены на всем протяжении Калба-Нарымской зоны. Массивы этого комплекса слагают пластообразные тела диаметром более 10 км, которые могут располагаться как отдельно, так и быть сопряженными между собой, образуя непрерывную полосу около 200 км. Формирование гранитоидов калбинского комплекса происходило 297–285 млн лет назад с выделением двух этапов: первая фаза, представленная типоморфными *Bt*-гранитами и гранодиоритами, имеет возраст 297–290 млн лет, а вторая, представленная *Bt*- и *Bt-Mu* гранитами, — 290–285 млн лет (Хромых и др., 2016; Kotler et al., 2021). Вторыми по объему в Калба-Нарымском батолите являются массивы монастырского комплекса, которые локализованы в центральной и северной частях батолита и представляют собой крупные изометричные тела диаметром более 15 км. Они сложены *Bt*-, реже *Bt-Mu*, лейкогранитами, время их формирования 288–276 млн лет (Kotler et al., 2021). Завершающий этап позднепалеозойского магматизма проявлен в виде нескольких поясов постбатолитовых даек миролюбовского комплекса, секущих все гранитоидные комплексы. Примечательно, что дайки

ориентированы почти ортогонально к простира-нию Калба-Нарымского батолита. Большая часть даек (60%) сложена диоритами; примерно треть (30%) гранит-порфирами; 10% приходится на до-лериты и лампрофиры. U-Pb изотопный возраст формирования даек составляет 279–267 млн лет (Khromykh et al., 2022).

Породы основного состава играют подчинен-ную роль в Калба-Нарымской зоне. Они представ-лены рядом небольших догранитных габброидных интрузивов прииртышского комплекса, распо-ложенных по периферии батолита (317–313 млн лет) (Khromykh et al., 2019), а также в составе миролю-бовского дайкового комплекса, упомянутого выше. В сопряженной Чарской зоне раннепермский ба-зитовый магматизм выражен более масштабно и проявлен в виде габбро-сиенитовых массивов ар-гимбайского комплекса (293 млн лет) и габбро-пи-критоидов максутского комплекса (280 млн лет) (Хромых и др., 2013). Также базитовый магматизм проявлен в пределах многофазных габбро-монцо-нит-гранитоидных интрузий Чарской зоны – мас-сивов Тастау (Докукина и др., 2010) и Преображен-ский (Хромых и др., 2018) с возрастом 290 млн лет (Хромых, 2020). Мафические породы в этих мас-сивах имеют характерные минглинг-структуры на контактах с гранитоидами (рис. 8д–8е), что гово-рит об активном участии процессов мантийно-ко-рового взаимодействия при их формировании.

Совокупная площадь выходов гранитоидов Калба-Нарымского батолита, согласно результа-там ГДП-200 (ТОО «ГРК ТОПАЗ», г. Усть-Каме-ногорск), составляет около 10000 км². Согласно геофизическим данным (Лопатников и др., 1982), гранитоидные массивы представляют собой полого залегающие плоские тела мощностью от 2 до 12 км (средняя 7–8 км). Это позволяет ориентировочно оценить объем гранитоидов Калба-Нарымского батолита в 70–80 тыс. км³. Исходя из этих данных и результатов U-Pb изотопного датирования, соглас-но которым длительность формирования батולי-та можно оценить в 25–30 млн лет, интенсивность гранитоидного магматизма составляла около 2–3 тыс. км³ за миллион лет. При этом следует учиты-вать, что раннепермский магматизм на террито-рии Обь-Зайсанской складчатой области также затрагивал сопряженные с Калба-Нарымской зо-ной Чарскую, Жарма-Саурскую и, вероятно, Руд-но-Алтайскую зоны; соответственно, оценки сово-купного объема раннепермского магматизма могут быть значительно выше.

Калба-Нарымский батолит характеризуется ярко выраженной редкометалльной металлогени-ческой специализацией. В центральной части ба-толита расположены крупнейшие пегматитовые месторождения Li, Ta, Nb, Be и Cs, группирующи-еся в несколько рудных полей. Месторождения, сформированные в возрастном интервале 291–286

млн лет, пространственно и генетически связаны с гранитами первой фазы калбинского комплекса и приурочены к краевым частям или апофизам ин-трузий, которые контролируются системой широт-ных разломов и оперяющих трещин (Дьячков, 2012; Khromykh et al., 2020; Zimanovskaya et al., 2022). Также в пределах Калба-Нарымской зоны присут-ствует несколько грейзеновых месторождений с касситеритом, локализованных в экзоконтактовых зонах ряда гранитоидных массивов в центральной и южной частях батолита (Дьячков, 2012).

Главный Колымский пояс Amph-Bt гранитоидных батолитов (рис. 9) приурочен к центральной части Верхояно-Колымского складчато-надвигового по-яса. Конформно складчато-надвиговым структурам он протягивается в северо-западном направлении на 1100 км при средней ширине до 300 км, что со-ставляет более 300 тыс. км². Совокупная площадь, занимаемая гранитоидами, рассчитанная на осно-ве картографических данных, составляет ~73 тыс. км². Гранитоидные штоки и батолиты, площадью от первых км² до нескольких сотен км², образуют изометричные или вытянутые согласно прости-ранию складчатых структур тела, прорывающие триасово-юрские терригенные отложения верхо-янского комплекса, испытавшие в позднеюрское–раннемеловое время складчато-надвиговые дисло-кации. Некоторые плутоны восточной части пояса прорывают вулканогенно-осадочные толщи Уян-дино-Ясачненского вулканического пояса (остров-ной дуги). Формирование Колымского пояса гра-нитоидов охватывает период от 158 до 141 млн лет (Русакова и др., 2003; Акинин и др., 2009; Котляр и др., 2016; Кузнецов и др., 2008; Шпикерман и др., 2016; Akinin et al., 2020; Герцева и др., 2021; Цы-ганков и др., 2022), т.е. общая продолжительность становления гранитоидов составляет около 17 млн лет. Вместе с тем В.В. Акининым с соавторами (2009, 2020) на основе статистики распределения возрастов показано, что главный импульс грани-тоидного магматизма имел место 150 ± 3 млн лет. Кроме того, выделяются ранний (160–155 млн лет) и поздний (146–143 млн лет) импульсы магмати-ческой активности (Акинин и др., 2009). Согласно более поздним данным (Герцева и др., 2021), имело место два основных этапа магматизма – 155–147 и 146–133 млн лет.

К сожалению, мы не располагаем геофизиче-скими данными о мощности гранитных плутонов. Исходя из общих соображений, примем, что она составляла в среднем 5 км, что дает 365 тыс. км³ гранитоидов в Колымском батолитовом поясе. Ис-ходя из этих объемно-площадных характеристик и длительности формирования гранитоидов (~17 млн лет), средняя интенсивность магматизма составля-ла примерно 21 тыс. км³ за миллион лет.

Нами изучены плутоны южной части Главного батолитового пояса: Нельканский, Маяунжинский,

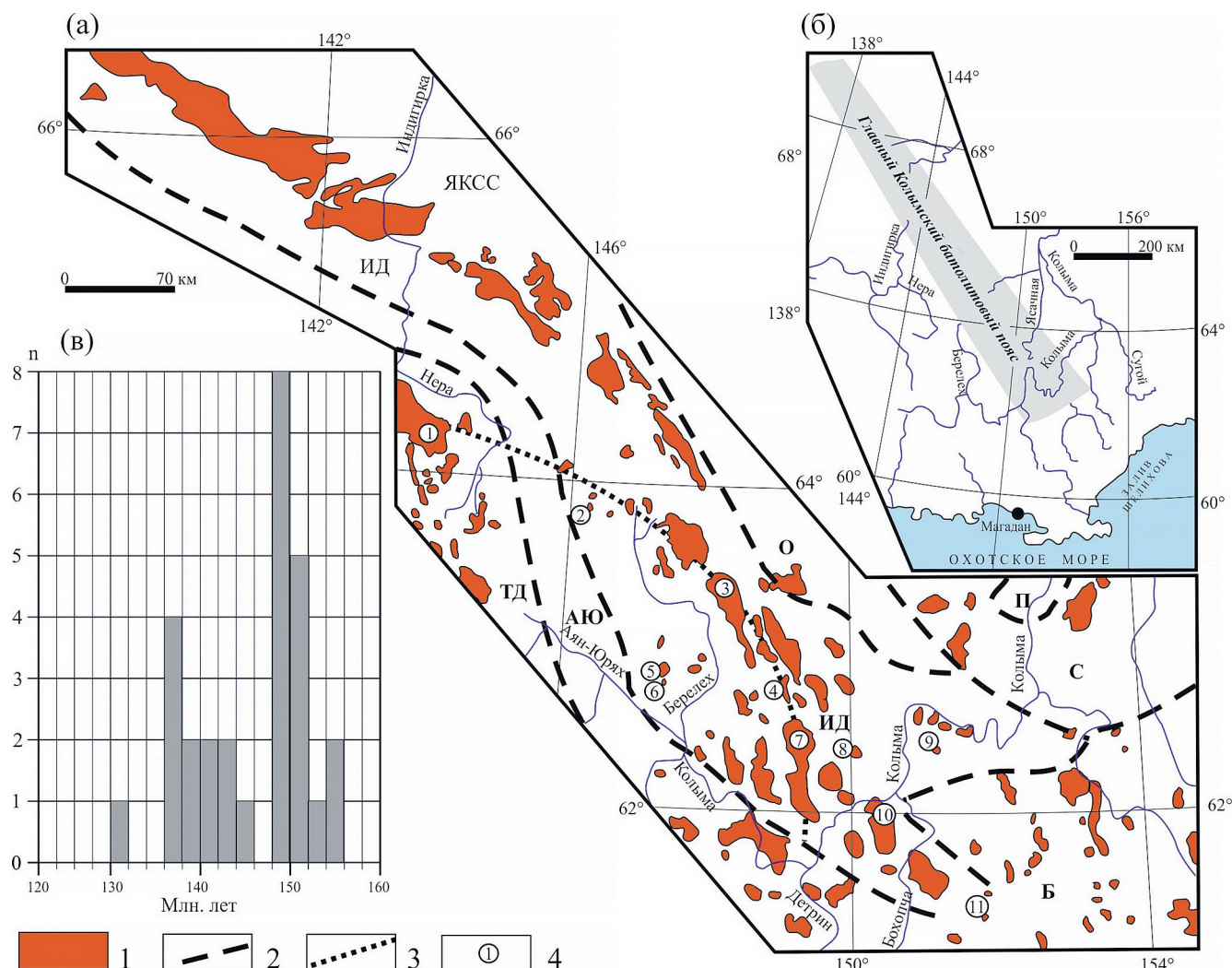


Рис. 9. Схема размещения гранитоидных плутонов Главного Колымского батолитового пояса (а) и географическое расположение батолитового пояса (б), по (Русакова, Котляр, 2003) с изменениями; (в) – гистограмма U-Pb возрастов гранитоидов Главного Колымского батолитового пояса (составлена на основе публикаций (Акинин и др., 2009; Герцева и др., 2021) и неопубликованные данные авторов).

На рис. (а): 1 – гранитоидные плутоны южной части Главного Колымского батолитового пояса (без разделения); 2 – границы тектонических структур: ЯКСС – Яно-Колымская складчатая система, АЮ – Аян-Юряхский антиклинорий; О – Омлевское, П – Приколымское, Б – Балыгычанское поднятия; ТД – Тарыно-Детринский, ИД – Иньяли-Дебинский, С – Сугойский синклиории; 3 – точечной линией показана предполагаемая граница области с палеопротерозойским фундаментом, по (Акинин и др., 2009); 4 – изученные плутоны: 1 – Нельканский, 2 – Делянкирский, 3 – Чьорго, 4 – Трубный, 5 – Маянжинский, 6 – Мазуровский, 7 – Северный Большой Аначаг, 8 – Одинокий, 9 – Столовый, 10 – Большие Пороги, 11 – Южно-Мякитский шток.

Мазуровский, Делянкирский шток, Чьорго, Трубный, Большие пороги, Северный Большой Аначаг, массивы гор Столовой и Одинокой, Южно-Мякитский шток, принадлежащие гранодиорит-гранитной и гранит-лейкогранитной формациям (Парфенов, 1984, 2003; Тектоника ..., 2001). Согласно существующим представлениям, гранитоиды батолитового пояса подразделяются на I- и S-типы. К I-типу отнесены равномернозернистые амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты (Иванов и др., 2017; Трунилина и др., 1999), к S-типу

– порфировидные (*Kfs*) биотитовые граниты, преобладающие в южной части пояса (Геодинамика ..., 2006; Трунилина, 2001). Кроме отсутствия амфибола, в них отмечаются индикаторные минералы, такие как гранат и кордиерит, однако их количество невелико и обнаружены они не во всех массивах, что согласуется с относительно невысокой глиноземистостью гранитов этого типа. К минералогическим особенностям гранитоидов как I-типа, так и S-типа можно отнести отсутствие в их составе сфена, предельно малое содержание минералов,

содержащих оксиды железа, а также ассоциацию циркона и апатита почти исключительно с биотитом, в котором они образуют минеральные включения. В строении крупных плутонов выделяются две-три петрографические разновидности пород, из которых одна, как правило, является доминирующей. В некоторых массивах, например в позднемеловом плутоне Северный Большой Аначаг (U-Pb, 83.4 млн лет, неопубликованные данные авторов), встречаются довольно экзотические образования, представляющие собой мелкозернистые лейкограниты с овоидами меланократовых гранитов диаметром 10–15 см, в которых темноватый минерал представлен исключительно щелочным амфиболом. Изотопный U-Pb возраст этих гранитов составляет 143.5 млн лет (неопубликованные данные авторов), т.е. они представляют собой останец среди более поздних гранитов, не связанных с формированием Главного батолитового пояса.

Характерной особенностью гранитов S-типа является обилие в них ксеногенного материала. В разной степени переработанные ксенолиты встречаются во всех массивах, в том числе и в гранитах I-типа, но в некоторых массивах гранитов S-типа (Трубный, Большие пороги) их количество велико и, что особенно важно, состав достаточно разнообразен (рис. 10), что указывает на их разное происхождение. Не вызывает сомнений происхождение многочисленных ксенолитов роговиков (рис. 10а), особенно в краевых частях массивов, которые идентичны роговикам, развитым в экзоконтактных зонах гранитоидных плутонов. В некоторых случаях (Большие пороги) более широко распространены ксенолиты серых мелкозернистых пород с вкрапленниками (?) или порфиробластами (?) плагиоклаза (рис. 10б, 10в), иногда афировых с *Qtz-Pl-Kfs-Bt* основной массой гранитного или гранодиоритового состава, судя по всему, магматического происхождения. По существу от вмещающих крупнозернистых порфириовидных (*Kfs*) биотитовых гранитов они отличаются лишь мелкозернистой структурой, за счет чего выглядят в обнажениях более темными. На магматическое происхождение этих ксенолитов указывает и наличие в них других ксенолитов (т.е. ксенолит в ксенолите) (рис. 10г–10е), в том числе явно метаморфических тонкополосчатых *Amph-Bt* гнейсов и скарноидов (рис. 10д, 10е).

Одновременно с гранитоидами Главного батолитового пояса в позднеюрское время (151–145 млн лет, Fridovsky et al., 2020) происходило внедрение даек основного, среднего и кислого состава, образующих несколько дайковых роев (Акинин и др., 2009; Fridovsky et al., 2020). Порядка 70% даек сложено андезитами и трахиандезитами. Дайки кислого (дациты, гранодиориты) и основного (трахибазальты) состава распространены примерно

одинаково, т.е. составляют не более 15% каждого типа. Отмечается геохимическое сходство даек кислого состава с гранитоидами малых интрузий, объединяемых в нера-бохапчинский комплекс малых интрузий, изотопный возраст которых составляет 144–143 млн лет (Фридовский и др., 2022).

Большая часть даек ориентирована ортогонально к простиранию складчатых структур, вмещающих гранитоидные батолиты, что отражено на геологических картах нового поколения и согласуется с нашими наблюдениями. Дайки встречаются исключительно в терригенных толщах и отсутствуют в гранитоидах. Для них характерна очень высокая степень вторичных изменений (Fridovsky et al., 2020), тогда как граниты в соседних массивах практически не затронуты ими. Все это указывает на догранитное образование даек, несмотря на полное перекрытие изотопных возрастов.

Кроме базитовых даек, отмеченных выше, к производным мантийного магматизма относятся Сохатиный дифференцированный перидотит-троктолит-габбронорит-монцодиоритовый

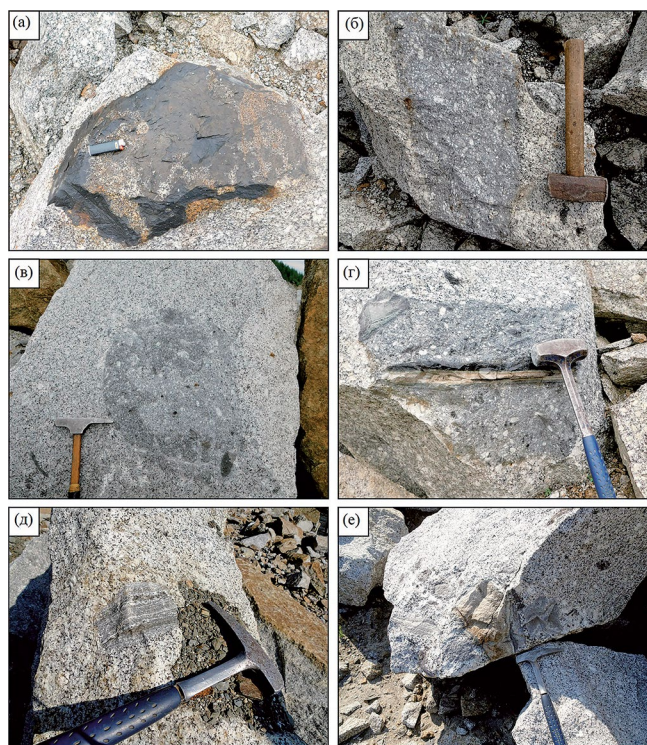


Рис. 10. Ксенолиты в порфириовидных биотитовых гранитах массива Большие Пороги, южная часть Главного Колымского батолитового пояса: (а) — ксенолит ороговикованных алевролитов вмещающей толщи; (б, в) — порфириовидные (*Kfs*) мелкозернистые гранодиориты (автолиты); (г) — ксенолиты скарноидов в порфириовидном мелкозернистом гранодиорите (ксенолит в ксенолите); (д) — ксенолит тонкополосчатого *Amph-Bt* гнейса; (е) — ксенолиты скарноидов разного состава.

плутон (южная часть батолитового пояса) с U-Pb изотопным возрастом 148 млн лет (Изох и др., 2012). Верхняя краевая фация этого массива прорвана колымскими гранитами, что также указывает на догранитное формирование массива.

Крупнейшая на Северо-Востоке Азии Яно-Колымская золотоносная провинция протягивается от верхних течений рек Колымы, Индигирки и Яны в северо-восточном направлении на расстояние более 1100 км при ширине от 100 до 200 км. Золоторудные месторождения образуют полосу, пространственно совпадающую с гранитоидными плутонами Главного Колымского батолитового пояса (Горячев, 1998). Месторождения относятся к золото-кварцевому типу, характерна пространственно-временная ассоциация с дайковыми поясами и малыми плутонами I-типа (Гамянин, Горячев, 1991; Fridovsky et al., 2020; Фридовский и др., 2022). Золото-редкометалльные жилы обычно связаны с гранитоидами S- и I-типов, принадлежащими гранит-лейкогранитной ассоциации (Горячев, 1998), однако большая часть золото-кварцевых жил располагается в терригенных толщах.

Опубликованные к настоящему времени изотопно-геохронологические данные (Прокопьев и др., 2018) указывают на более молодой, по сравнению с батолитовыми гранитами, возраст месторождений золота и других металлов. Возраст, соответствующий периоду батолитообразования, установлен для ранней стадии формирования Au-кварцевого Малотарынского и Sn-Ag сульфидного Купольного месторождений, расположенных на флангах Тас-Кыстабытского плутонического пояса. Предполагается генетическая связь некоторых Au-кварцевых месторождений Делакаг-Нерской металлогенической зоны с дайковым магматизмом (Fridovsky et al., 2020). Таким образом, роль ширококомасштабного гранитообразования в формировании уникальной золотоносной провинции пока не ясна.

ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ И АССОЦИИРУЮЩИХ МАФИЧЕСКИХ ПОРОД

Петро-геохимическая характеристика гранитоидов рассматриваемых провинций приведена во многих публикациях, что позволяет ограничиться самой общей информацией и ссылками на наиболее значимые публикации.

Ангаро-Витимская гранитоидная провинция. Доминирующие по объему гранитоиды баргузинского комплекса содержат 68–76 мас. % SiO_2 , 3–6 мас. % K_2O и принадлежат к высококальциевой известково-щелочной серии (Цыганков и др., 2010, 2017; Litvinovsky et al., 2011). Агпаитовый индекс NK/A составляет 0.7–0.83, A/CNK $\approx$ 1 (0.97–1.08).

В редкоземельном спектре LREE преобладают над HREE, значения $(\text{La/Yb})_n$ варьируют в интервале 18–40. Отрицательная Eu-аномалия наблюдается в большинстве изученных проб ($\text{Eu/Eu}^* = 0.45$). Относительно среднего состава континентальной коры (Rudnik, Gao, 2003) гранитоиды баргузинского комплекса обеднены Ba, Ta, P, Eu и Ti, обогащены Th, K и Pb.

Известково-щелочные низкокремниевые гранитоиды чивыркуйского комплекса и переходные от известково-щелочных к субщелочным граниты и кварцевые сиениты зазинского комплекса в основном принадлежат к высококальциевой известково-щелочной серии. Их состав варьирует от монцонитов и кварцевых сиенитов до гранитов и лейкогранитов, охватывая диапазон кремнекислотности 55–70 мас. % SiO_2 в чивыркуйских и 65–77 мас. % SiO_2 в зазинских гранитоидах, при K_2O 2.5–5.5 и 4–6.5 мас. % соответственно. Агпаитовый индекс NK/A составляет 0.6–0.82 и 0.72–0.93 соответственно; A/CNK $\approx$ 0.75–1.06 и 0.91–1.9. Редкоземельные спектры пород обоих комплексов характеризуются резким преобладанием LREE над HREE: $(\text{La/Yb})_n = 9–34$ и 14–34. Зазинские граниты характеризуются более выраженной отрицательной Eu-аномалией: $\text{Eu/Eu}^* = 0.35–0.57$ против 0.62–0.75 в большинстве пород чивыркуйского комплекса. Относительно среднего состава континентальной коры (Rudnik, Gao, 2003) чивыркуйские гранитоиды обогащены Ba и Pb и деплетированы Nb и Ta. Зазинские гранитоиды содержат больше Rb, Th и обеднены Sr, P, Eu, Ti, Ta.

Раннепермские высококальциевые монцонитоиды и сиениты нижнеселенгинского комплекса и PA-граниты (peralkaline (PA) granites) и AFS-сиениты (alkali feldspar (AFS) syenites) раннекуналейского комплекса характеризуются максимально высокой общей (раннекуналейский) и калиевой (нижнеселенгинский) щелочностью, что соответствует шошонитовой серии (нижнеселенгинский комплекс), однако агпаитовый индекс обычно не превышает 0.85, определяя их известково-щелочной характер (Цыганков и др., 2010, 2017; Цыганков, 2014; Litvinovsky et al., 2011). PA-граниты и AFS-сиениты раннекуналейского комплекса являются типичными представителями пород металюминиевой (A/CNK < 1) субщелочной и щелочной серий, с предельно низкими содержаниями Sr, Ba и максимально высокими Rb, Zr, Nb. Нижнеселенгинские сиениты и монцониты отличаются на порядок более высокими концентрациями Sr (Ba) и, соответственно, более низкими Nb и Zr. Спектры распределения REE в породах нижнеселенгинского и раннекуналейского (Litvinovsky et al., 2002) комплексов во многом сходны, что отражается как в суммарном содержании REE, так и на значениях $(\text{La/Yb})_n$ (10–27 и 9–24 соответственно). Главное отличие заключается в Eu-аномалии: $\text{Eu/Eu}^* =$

= 0.59–1.00 в породах нижнеселенгинского комплекса, против 0.23–0.60 в породах раннекуналейского комплекса.

Мафические породы в составе АВБ при всем разнообразии форм проявления имеют выдержанный химический состав, вариации которого связаны с фракционированием в промежуточных камерах или процессами контаминации салическим расплавом, либо с вмещающими силикатными породами. Они характеризуются низкой магнезиальностью ($Mg\#$ 52–40 мол. %), умеренным содержанием TiO_2 (0.8–1.5 мас. %, редко до 2.4 мас. %), повышенной глиноземистостью (15–20 мас. % Al_2O_3), высокой калиевой щелочностью (Litvinovsky et al., 2011; Цыганков и др., 2016). В целом для них характерно умеренное обогащение LREE относительно HREE ($(La/Yb)_n = 8–23$), слабовыраженная Eu-аномалия ($Eu/Eu^* = 0.67–1.11$), деплетированность Nb (в меньшей мере Ti, Zr, Hf), обогащенность LILE, положительные Pb- и Sr-аномалии.

Хангайская зональная магматическая область. Известково-щелочные гранитоиды Хангайского батолита варьируют по составу от гранодиоритов и граносиенитов до лейкогранитов и умеренно-щелочных лейкогранитов (Ярмолюк и др., 2016а), охватывая диапазон кремнекислотности 63–77 мас. % SiO_2 при сумме щелочей 6–12 мас. %. Согласно (Ярмолюк и др., 2016а), гранитоиды батолита подразделяются на три геохимических группы. Тоналиты и гранодиориты первой группы содержат 65–70 мас. % SiO_2 и имеют агапитовый индекс $NK/A < 0.87$. Для них характерны вариации содержания Ba, высокие концентрации Th, U, K, Sr, глубокий Ta-Nb минимум, пониженные содержания P и Ti, фракционированное распределение легких REE. Иногда отмечается слабая отрицательная Eu-аномалия. По геохимическим характеристикам эта группа пород близка к среднему составу континентальной коры (Rudnik, Gao, 2003).

Граниты и лейкограниты второй группы ($SiO_2 > 70$ мас. %, $NK/A < 0.87$) отличаются более широкими вариациями содержаний элементов-примесей. От гранитоидов первой группы они отличаются большей деплетированностью Nb, Ta, Sr, P и Ti, появляется слабая отрицательная аномалия Ba и Eu (Ярмолюк и др., 2016а).

Третья группа пород объединяет гранитоиды повышенной щелочности – граносиениты, умеренно-щелочные граниты и лейкограниты (SiO_2 64–77 мас. %, $NK/A > 0.87$). От пород второй группы они отличаются немного большим содержанием Ta и Nb, при сохранении их отрицательной аномалии, а также большей величиной отрицательных аномалий Ba, Sr, P, Ti и Eu, что, вероятно, отражает их более фракционированный характер (Ярмолюк и др., 2016а).

Салические породы рифтовых зон (Ярмолюк и др., 2016а; Ganbat et al., 2021; Kozlovsky et al., 2023) отличаются от гранитоидов Хангайского батолита более высокой щелочностью при примерно одинаковом диапазоне вариаций SiO_2 . На TAS диаграмме (Ярмолюк и др., 2016а) они занимают поля щелочных гранитов, щелочных и умеренно-щелочных лейкогранитов. В большинстве случаев $NK/A > 0.85$. Они характеризуются заметно более высокими, по сравнению с гранитоидами батолита, концентрациями REE, LILE и HFSE, при этом индикаторные характеристики, такие как отрицательные аномалии Ba, Ta, Nb, Sr, P, Ti и Eu, не только сохраняются, но и усиливаются.

Мафические породы зонального ареала тяготеют к рифтовым зонам, тогда как в центральной части Хангайского батолита они представлены небольшими телами ранних фаз внедрения, синплутоническими дайками и мафическими включениями (Ярмолюк и др., 2016а). Для них характерно повышенное содержание TiO_2 и в основном повышенная щелочность. На TAS диаграмме породы основного состава занимают поля габбро, габбродиоритов, монцогаббро и монцодиоритов. Повышенное содержание SiO_2 , по-видимому, связано с контаминацией мафических магм салическим коровым материалом или расплавом. Для мафических пород из центральной части батолита характерны повышенные содержания REE, Zr, Hf, P и Sr, что сближает их с внутриплитными базальтами OIB-типа. В отличие от последних базитовые породы Хангайского ареала имеют ярко выраженный Ta-Nb минимум.

В целом В.В. Ярмолюк с соавторами (2016а) подчеркивают, что гранитоиды Хангайского батолита обладают геохимическим сходством со средним составом континентальной коры (Rudnik, Gao, 2003), тогда как гранитоиды рифтовых зон и некоторые массивы в центральной части батолита отличаются большей щелочностью и большими концентрациями LILE и HFSE, за исключением Ba, Ta, Nb, Sr, P, Ti и Eu, что характерно для гранитов А-типа. В этом прослеживается аналогия с Западным Забайкальем, где пространственно совмещены известково-щелочные граниты Ангаро-Витимского батолита и гранитоиды А-типа, составляющие плутоническую часть Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса.

Калба-Нарымский батолит. Предбатолитовые плагиограниты кунушского комплекса представляют собой высоко-Na известковистые гранитоиды, содержащие 67–72 мас. % SiO_2 и 2.2–4.1 CaO; $K_2O/Na_2O = 0.12–0.66$, индекс глиноземистости A/CNK варьирует от 0.99 до 1.13 (Хромых и др., 2016, Kuibida et al., 2019). Плагиограниты характеризуются низкими содержаниями REE (17–78 г/т), умеренно дифференцированным спектром распределения

((La/Yb)_n = 8–26), отсутствием Eu-аномалии и повышенными содержаниями Sr и U.

В породах калгутинского комплекса содержание SiO₂ составляет 62–67 мас. %; эти породы отличаются высоким содержанием K₂O, достигающим 6 мас. %, что позволяет относить их к высококалиевой известково-щелочной серии (Хромых и др., 2016). Индекс глиноземистости A/CNK соответствует умеренно-высокоглиноземистым породам (0.97–1.19). Содержание REE варьирует в интервале 150–225 г/т, спектры характеризуются небольшим Eu-минимумом (Eu/Eu* = 0.4–0.6), а также минимумами Ba, Ta, Nb и Sr на спайдердиаграммах. Исходя из данных по составам пород, плагиограниты кунушского комплекса следует рассматривать как гранитоиды М-типа, связанного с плавлением или дифференциацией толеитовых базитов. Умеренно-глиноземистый, магнезиальный состав пород калгутинского комплекса позволяет классифицировать их как гранитоиды I-типа или переходного S-I-типов.

Типоморфные гранодиориты и граниты калбинского комплекса содержат 63–72 мас. % SiO₂, 2.9–6.2 мас. % K₂O и принадлежат к высококалиевой известково-щелочной серии (Котлер и др., 2015б; Хромых и др., 2016; Kotler et al., 2021). Агпаитовый индекс NK/A составляет 0.56–0.83, индекс глиноземистости A/CNK = 1.0–1.3. В редкоземельном спектре пород LREE преобладают над HREE, в большинстве проб наблюдается отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu* = 0.3–0.7). Относительно среднего состава континентальной коры (Rudnik, Gao, 2003) гранитоиды калбинского комплекса обеднены Ba, Sr, Eu, Ti, обогащены Th. Приведенные данные по составу пород калбинского комплекса позволяют классифицировать их как гранитоиды промежуточного S-I-типов.

Высококалиевые известково-щелочные лейкограниты монастырского комплекса содержат 72–78 мас. % SiO₂ и 3.2–6.7 мас. % K₂O. Агпаитовый индекс NK/A заметно выше, по сравнению с калбинскими гранитами, и составляет 0.7–1.0, что определяет переход от известково-щелочных к субщелочным разностям. Характерна высокая железистость. Индекс глиноземистости A/CNK соответствует породам калбинского комплекса (1.0–1.3). Лейкограниты монастырского комплекса отличает повышенное содержание HFS элементов (Zr, Hf, Y, Nb) и REE. От калбинских гранитов их отличает более высокое содержание HREE, при меньшей степени фракционирования, и большая величина отрицательной аномалии Eu (Eu/Eu* = 0.4–0.03). Монастырские граниты обеднены Ba, Sr, P, Eu и Ti относительно среднего состава континентальной коры (Rudnik, Gao, 2003). Исходя из железистого состава лейкогранитов, повышенных содержаний HFSE, REE, Li, F и крайне низких CaO и P₂O₅, породы

монастырского комплекса классифицируются как гранитоиды A₂-типа (Kotler et al., 2021).

Постбатолитовые дайки миролюбовского комплекса широко варьируют по составу. Содержания в них SiO₂ 46–58 мас. % и MgO 2.5–8 мас. %, что соответствует габбро, габбродиоритам, монцогаббро, монцодиоритам и монцонитам (Khromykh et al., 2022). Эти породы принадлежат к высококалиевой известково-щелочной серии, характеризуются низкой магнезиальностью (Mg# 38–40 мол. %) и высокими содержаниями TiO₂, K₂O, P₂O₅ и REE. Они обогащены LREE относительно HREE ((La/Yb)_n = 3.05–9.34) и имеют отрицательную Eu-аномалию, слабо проявленную в базитах (Eu/Eu* = 0.82–0.96) и более выраженную в породах среднего состава (0.60–0.87). Мультиэлементные спектры породы миролюбовского комплекса, нормированные по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989), имеют отрицательные аномалии Ta, Nb, Ti (кроме долеритов) и положительную Zr (Khromykh et al., 2022).

Главный (Колымский) батолитовый пояс. Характеристика химического состава колымских гранитов основана на результатах изучения десяти плутонов южной части батолитового пояса. Вопрос возможности экстраполяции этих данных на весь пояс не рассматривался, однако отсутствие каких-либо данных о латеральной вещественной зональности дает основание полагать, что представленные ниже данные характеризуют Главный батолитовый пояс в целом. Петрографический состав рассматриваемых гранитоидов, включая I- и S-типы, варьирует от *Amph-Bt* гранодиоритов до *Bt*-гранитов, содержание SiO₂ в которых составляет 67–73 мас. %, суммарное содержание щелочей (Na₂O + K₂O = 6.5–8 мас. %) соответствует породам нормальной щелочности с редкими отклонениями в сторону умеренно-щелочных граносиенитов и субщелочных лейкогранитов. Относительно самостоятельную петрохимическую группу составляют овоидные лейкограниты Северного Большого Аначага и мусковитовые граниты Южно-Мякитского штока, в которых содержание кремнезема достигает предельных для магматических пород значений. Гранитоиды всех изученных массивов принадлежат к высококалиевой известково-щелочной серии. Индекс насыщения глиноземом (A/CNK) варьирует от 1.0 до 1.2. Обращает внимание повышенная глиноземистость мусковитовых гранитов Южно-Мякитского штока (A/CNK = 1.3 сред.) и биотитовых гранитов Трубного массива (A/CNK = 1.25 сред.). На большинстве вариационных диаграмм соотношения петрогенных оксидов с SiO₂ поля гранитоидов всех массивов практически полностью перекрываются, кроме наиболее кремнекислых разностей, отмеченных выше. На классификационной диаграмме A/NK–A/CNK (Maniar, Piccoli, 1989) подавляющая часть фигуративных точек всех

массивов лежит в поле гранитов S-типа, включая Мазуровский плутон и Деянкирский шток, рассматривающихся в качестве типичных представителей гранитоидов I-типа.

Распределение REE в гранитоидах разных массивов южной части Главного батолитового пояса имеет много общего: LREE преобладают над HREE ($(La/Yb)_n = 4-8$), характерна хорошо выраженная Eu-аномалия ($Eu/Eu^* = 0.36-0.75$), $La/Sm = 1.54-3.09$; $Gd/Yb = 1.18-1.84$ при сумме REE от 105 до 250 ppm. Отличие между *Amph-Bt* и *Bt*-гранитами заключается лишь в немного большем среднем содержании REE в *Bt*-гранитах — 180–200 ppm, против 120–140 ppm в амфибол-биотитовых разновидностях.

На графиках распределения литофильных элементов, нормированных по среднему составу континентальной коры (Rudnik, Gao, 2003), отчетливо проявлены минимумы по Ba, Sr, Eu и Ti, вероятно, отражающих устойчивость плагиоклаза и Ti-содержащих фаз в области плавления. Тем не менее при общем сходстве почти каждый массив хоть и незначительно, но все же отличается от других плутонов, что, вероятно, связано со степенью плавления и, возможно, составом исходного субстрата.

Лейкократовые овоидные граниты Северного Большого Аначага и мусковитовые граниты Южно-Мякитского штока составляют ничтожную долю от общего объема гранитоидов южной части Главного батолитового пояса. Вместе с тем их петро-геохимические характеристики весьма необычны. Они характеризуются крайне низкими содержаниями Ba (<100 ppm) и Sr (<50 ppm), значением LREE/HREE, близким к единице, с очень глубокой Eu-аномалией — это диагностический признак гранитоидов A-типа. Однако, в отличие от последних, они содержат <100 ppm Zr, что для A-гранитов не характерно.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Nd ГРАНИТОИДОВ И АССОЦИИРУЮЩИХ МАФИЧЕСКИХ ПОРОД

Изотопная изученность рассматриваемых гранитоидных провинций сильно различается. Наиболее полные данные имеются по Ангаро-Витимской и Хангайской провинциям. Гранитоиды Главного батолитового пояса и Калба-Нарымского батолита изучены не столь детально. Тем не менее опубликованные и оригинальные данные авторов позволяют охарактеризовать изотопный состав пород рассматриваемых гранитоидных провинций. Для этого нами использовано 157 определений изотопного состава Nd в гранитоидах Ангаро-Витимского батолита, включая ассоциирующие мафические породы и щелочные гранитоиды Монголо-Забайкальского пояса. Часть этих данных опубликована ранее (Litvinovsky et al., 2011; Цыганков, 2014;

Tsygankov et al., 2021). Для характеристики Хангайского батолита использованы изотопные данные (63 определения), приведенные в (Ярмолюк и др., 2016a). Изотопный состав калбинских гранитов охарактеризован семью пробами (Kuibida et al., 2018; Kotler et al., 2021); по гранитам Главного колымского батолитового пояса имеется 33 определения изотопного состава Nd, из которых 15 заимствованы из (Лучицкая и др., 2022; Фридовский и др., 2022). Перечисленные выше данные приведены на рис. 11.

Nd-изотопные данные указывают на гетерогенный изотопный состав гранитоидов всех рассматриваемых провинций, но особенно ярко эта гетерогенность проявлена в Ангаро-Витимском батолите. Значения $\epsilon_{Nd}(T)$ и соответствующий им двустадийный модельный возраст гранитоидов АВБ и ассоциирующих мафических пород образуют пять не перекрывающихся кластеров (рис. 11).

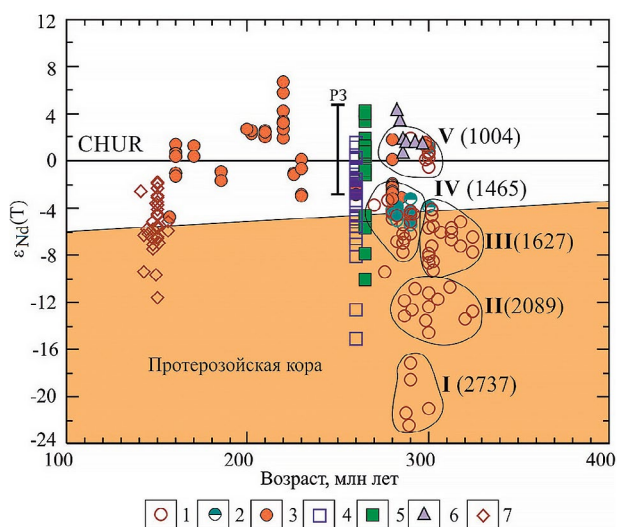


Рис. 11. Изотопный состав Nd в гранитоидах и ассоциирующих мафических породах.

Ангаро-Витимский батолит: гранитоиды (1), мафические породы (2); 3 — щелочные гранитоиды Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса; *Хангайский батолит:* гранитоиды (4), мафические породы (5); 6 — гранитоиды *Калба-Нарымского батолита*; 7 — гранитоиды *Главного Колымского батолитового пояса*. P3 — диапазон вариаций изотопного состава гранитоидов рифтовых зон обрамления Хангайского батолита. Римскими цифрами обозначены кластеры изотопного состава гранитоидов и мафических пород АВБ, в скобках — среднее значение $T_{Nd}(DM-2st)$. Данные по Хангайской зональной магматической области заимствованы из (Ярмолюк и др., 2016a), для удобства мафические породы показаны со сдвигом по возрасту. Данные по Калба-Нарымскому батолиту заимствованы из (Хромых и др., 2016).

Кластер I ($n = 5$): $\epsilon_{Nd}(T) = -22.5 \div -17.2$, $T_{Nd}(DM-2st) = 2930-2490$ млн лет. Этот кластер включает исключительно граниты баргузинского комплекса, причем большая часть проб (4 из 5) отобрана в северной части позднепалеозойского гранитоидного ареала, в бассейне р. Витим. Кластер II ($n = 13$): $\epsilon_{Nd}(T) = -14.5 \div -10.8$, $T_{Nd}(DM-2st) = 2200-1970$ млн лет. Объединяет гранитоиды баргузинского, чивыркуйского и отдельные пробы зазинского комплексов, отобранные в северной и центральной частях гранитоидной провинции (хр. Улан-Бургасы, северо-восточное побережье оз. Байкал). Кластер III ($n = 19$): $\epsilon_{Nd}(T) = -9.3 \div -3.9$, $T_{Nd}(DM-2st) = 1790-1425$ млн лет, также включает гранитоиды баргузинского, чивыркуйского и зазинского комплексов, отобранные в центральной части хребта Улан-Бургасы и две пробы из северной части магматического ареала. Кластер IV ($n = 42$): $\epsilon_{Nd}(T) = -7.7 \div -2.5$, $T_{Nd}(DM-2st) = 1706-1265$ млн лет, включает пробы всех рассматриваемых комплексов Ангара-Витимского батолита, а также щелочные гранитоиды раннекуналейского комплекса. Подавляющая часть проб отобрана в центральной части АББ, включая Брянский и Хоринский щелочно-гранитоидные плутоны. Кластер V ($n = 12$): $\epsilon_{Nd}(T) = -0.5 \div 1.95$, $T_{Nd}(DM-2st) = 1118-910$ млн лет, включает гранитоиды зазинского комплекса из Юго-Западного Забайкалья, одну пробу гнейсогранитов с побережья оз. Байкал и щелочные граниты раннекуналейского комплекса.

Экстремально высокие значения $\epsilon_{Nd}(T) = 8.2 \div 9.3$, зафиксированные в гнейсовидных гранитах бассейна р. Голондокон и в щелочных гранитах Юго-Западного Забайкалья (Шабартайский массив), требуют дополнительной проверки. Кроме того, следует подчеркнуть относительно небольшой диапазон вариаций изотопного состава неодама в мафических породах АББ, $\epsilon_{Nd}(T)$ в которых составляет $-5.4 \div -3.2$ и лишь в отдельных пробах достигает 1.2.

Щелочные гранитоиды Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса, пространственно ассоциирующие с АББ, формировались длительное время, с 298 млн лет (Reznitsky et al., 2005) до 160 млн лет (неопубликованные данные авторов). Их изотопный состав варьирует в диапазоне: $\epsilon_{Nd}(T) = -4.7 \div 6.7$, однако большая часть имеющихся значений $\epsilon_{Nd}(T)$ лежит в интервале $-3.0 \div 4.0$. Двустадийный модельный возраст варьирует от 1360 до 670 млн лет, а в пробах с экстремально высоким $\epsilon_{Nd}(T) = 5.7 \div 6.7$ составляет 540–460 млн лет. В целом параметры изотопного состава щелочных гранитоидов близки V изотопному кластеру (рис. 11), который составляют в основном граниты зазинского комплекса, развитые в Юго-Западном Забайкалье, тогда как такие же граниты других районов характеризуются совершенно иными изотопными параметрами.

Гранитоиды Хангайского зонального магматического ареала отличаются от АББ более высокими значениями $\epsilon_{Nd}(T)$, варьирующими, за исключением отдельных проб, от -8 до 1.5 , причем большая часть значений лежит в узком интервале от -3 до -0.5 . Мафические породы синплутонических даек и малых интрузий по изотопному составу Nd делятся на две группы: $-10 \div -4.6$ и $-1.1 \div 4$. Изотопный состав Nd пород рифтовых зон практически полностью перекрывается с этими параметрами и составляет $-2.5 \div 5$.

Таким образом, несмотря на очевидное сходство в геологическом строении и составе Ангара-Витимского и Хангайского гранитоидных ареалов, изотопный состав Nd слагающих их пород существенно отличается.

Для гранитоидов Калба-Нарымского батолита характерны исключительно положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)$, варьирующие в широком интервале от 0.8 до 8.9 . Наиболее высокие значения $\epsilon_{Nd}(T)$ характерны для плагиогранитов кунушского комплекса ($6.7 \div 8.9$), что так же, как и их состав, позволяет предполагать их связь с деплетированным источником — толеитовыми базальтоидами. Для гранодиоритов калгутинского комплекса характерны более низкие значения $\epsilon_{Nd}(T) = 2.1 \div 3.4$ и двустадийный модельный возраст $T_{Nd}(DM-2st) = 0.85-1.1$ млрд лет. Для пород калбинского комплекса, слагающих основной объем батолита, по 11 определениям получен интервал $\epsilon_{Nd}(T)$ от 0.8 до 2.5 при $T_{Nd}(DM-2st) = 0.8-0.9$ млрд лет. Наиболее молодые лейкограниты монастырского комплекса по шести определениям имеют более высокие значения $\epsilon_{Nd}(T)$ от 3.5 до 5.2 , а $T_{Nd}(DM-2st) = 0.6-0.7$ млрд лет.

В гранитоидах Главного колымского батолитового пояса $\epsilon_{Nd}(T)$ в основном лежит в диапазоне $-7.5 \div -2$, в некоторых пробах до -11.6 . Двустадийный модельный возраст $T_{Nd}(DM-2st) = 2.68-1.12$ млрд лет. Различий в изотопном составе гранитов I- и S-типов не выявлено. Изотопный состав малых интрузий также не отличается от изотопного состава гранитных батолитов.

ОБСУЖДЕНИЕ

Приведенные выше данные в кратком виде суммированы в табл. 1, являющейся основой для дальнейшего обсуждения условий формирования рассматриваемых гранитоидных провинций.

Морфология гранитоидных провинций, длительность формирования

Ареальный и линейный типы магматических провинций, кроме морфологических различий, положенных в их определение, в разы или даже на порядок величин, различаются площадью и объемом гранитоидов в их составе. Причины этих различий,

Таблица 1. Характеристика гранитоидных батолитов плутонических салических крупных изверженных провинций (P-SLIPs) ареального и линейного типов

P-SLIPs Основные параметры	Ангаро-Витимская гранитоидная провинция, Забайкалье	Хангайский зональный магматический ареал, Северная—Центральная Монголия	Калбинский батолит, Северо-Восточный Казахстан	Главный Колымский батолитовый пояс, Северо-Восточная Азия
Морфологический тип	Ареальный	Ареальный	Линейный	Линейный
Площадь, км ²	200 000	250 000	15 000	73 000
Объем, млн км ³	0.7–1.5	1.0	0.1	0.36
Возраст главного этапа гранитообразования и его длительность, млн лет	$\frac{325-280}{45}$	$\frac{270-240}{30}$	$\frac{300-275}{25}$	$\frac{155-143}{17}$
Общая продолжительность магматизма, млн лет	330–260	302–240	310–275	158–138
Интенсивность магматизма, км ³ /млн лет	15 000–35 000	33 000	4 000	21 000
Догранитный фундамент	Коллаж террейнов разного возраста и происхождения	Коллаж террейнов разного возраста и происхождения	Турбидитовый террейн	Террейны пассивной окраины
Основные типы пород	<i>Qtz</i> -монцитоны, <i>Qtz</i> -сиениты, <i>Amph-Bt</i> гранодиориты, <i>Bt</i> -граниты, субщелочные лейкограниты	<i>Amph-Bt</i> гранодиориты, <i>Bt</i> -граниты, граносиениты, лейкограниты, умеренно-щелочные лейкограниты	<i>Bt</i> -гранодиориты, <i>Bt</i> -граниты, лейкограниты	<i>Bt</i> -, <i>Hb-Bt</i> граниты, гранодиориты
Петрохимический тип	Известково-щелочные, субщелочные высококалиевые	Известково-щелочные субщелочные высококалиевые, щелочные	Известково-щелочные высококалиевые	Известково-щелочные высокоглиноземистые
Ассоциирующие мафические породы	Габбро-монцитонитовые плутоны, синплутонические базитовые интрузии, минглинг-дайки, ММЕ	Синплутонические дайки, штоки, небольшие тела основного—среднего состава; ММЕ; ультрамафит-мафитовые массивы по периферии	Добатолитовые габбро-сиениты и перидотит-габбро-монцодиориты; постбатолитовые дайки долеритов; ММЕ	Добатолитовые дайки основного состава

Таблица 1. Окончание. Характеристика гранитоидных батолитов плутонических салических крупных изверженных провинций (P-SLIPs) ареального и линейного типов

P-SLIPs Основные параметры	Ангаро-Витимская гранитоидная провинция, Забайкалье	Хангайский зональный магматический ареал, Северная—Центральная Монголия	Калбинский батолит, Северо-Восточный Казахстан	Главный Колымский батолитовый пояс, Северо-Восточная Азия
Ассоциирующие (одновозрастные) гранитоиды	РА-граниты, AFS-сиениты раннекуналейского комплекса; щелочно-основные интрузии	Щелочные граниты и бимодальные вулканы повышенной и высокой щелочности	Гранитные пегматиты	Граниты А-типа поперечных поясов
$\epsilon_{Nd}(T)$	$-22.5 \div 1.9$	$-8.0 \div 1.5$	$0.8 \div 4.3$	$-15 \div -2$
T(DM-2st), млрд лет	2.9–0.9	2.3–0.9	1.0–0.77	2.2–1.1
Предполагаемые источники магм	Разновозрастные коровые протолиты, обогащенная мантия	Разновозрастные коровые протолиты, обогащенная мантия	Трехкомпонентная смесь: MORB-OIB метаосадки турбидитового бассейна	Коровые протолиты
Металлогеническая специализация	Рудопрооявления и мелкие месторождения Au, Mo	Редкометалльная (Zr, Nb, Ta, Li, Y и Th) и Cu-Mo минерализация рифтовых зон обрамления Хангайского батолита; Cu-Au рудопрооявления	Редкометалльная (Li, Ta, Nb, Be, Cs) провинция	Au (Ag, Sn) провинция, генетическая связь с гранитоидами неясна
Геодинамическая обстановка	Посторогенная плюмовая	Надвигание края континента на горячую точку	Посторогенная плюмовая	Коллизионная, надсубдукционная (?)

по-видимому, обусловлены двумя факторами: а) строением и структурой догранитного фундамента; б) масштабом энергетического воздействия на нижние и средние горизонты континентальной коры. Догранитный фундамент провинций ареального типа представляет собой сложно построенный коллаж террейнов разного состава, возраста и происхождения. В их взаимном расположении отсутствует какая-либо директивность. Иначе говоря, отсутствует структурно-тектонический контроль при внедрении и консолидации в верхней коре гранитоидных интрузий. В расположении гранитоидных интрузий провинций линейного типа, напротив, такой структурный контроль очевиден. Отдельные массивы и провинции в целом располагаются согласно простиранию складчато-надвиговых

структур, протягиваясь на многие сотни и даже тысячи километров. Наиболее ярким примером является Главный Колымский батолитовый пояс, который изгибаясь почти под прямым углом, сменяется Северным поясом, повторяющим в совокупности ориентировку структур «Колымской петли» (Зоненшайн и др., 1990).

Объем гранитоидов рассматриваемых провинций, вероятно, определяется масштабом теплового воздействия, возможно, энергетической мощностью мантийного плюма (Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2016), что кажется вполне очевидным, а также предшествующей историей геологического развития региона. Можно предположить, что при равной энергетической мощности воздействие

плюма на разогретую до субсолидусной температуры нижнюю кору орогена приведет к гораздо более масштабному плавлению, по сравнению с молодой корой складчатой области. Разница температур в основании коры на стадии орогенеза и после его завершения может достигать 360°C (Johannes, Holtz, 1996), составляя 970 и 610°C соответственно. Следует подчеркнуть, что приведенные соображения не относятся к Колымскому батолитовому поясу, формирование которого связывают с коллизионными или субдукционными процессами (см. ниже).

Длительность формирования рассматриваемых магматических провинций важна в контексте их связи с мантийными плюмами. Согласно принятым критериям (Ernst, 2014), мафические LIPs формируются очень быстро, не более 10–15 млн лет, что согласуется с расчетными данными о времени существования мантийных плюмов (Добрецов, Кирдяшкин, 1994; Кирдяшкин и др., 2005). Для салических провинций установлен более длительный период формирования — до 40 млн лет (Bryan et al., 2002; Bryan, Ernst, 2008), который может включать несколько периодов наибольшей активности. Приведенные выше данные показывают, что длительность формирования рассматриваемых батолитов (без Колымского пояса), во-первых, соизмерима, составляя первые десятки миллионов лет, и, во-вторых, по объему магматизма соответствует критериям принадлежности к SLIPs. В этой связи важным вопросом является соотношение главных фаз батолитообразования с добатолитовыми и постбатолитовыми магматическими комплексами, а именно, являются ли они в петрогенетическом смысле частью рассматриваемых провинций или это самостоятельные события, не связанные с формированием P-SLIPs?

Рассмотрим этот вопрос на примере Ангара-Витимской и Хангайской провинций. В контурах Ангара-Витимского батолита (магматической провинции) известны габброиды с изотопным возрастом 330 млн лет (Лыхин и др., 2010), близкие по времени формирования к наиболее ранним гнейсогранитам АВБ с возрастом 325 млн лет (Цыганков и др., 2007). Щелочные граниты и сиениты Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса, пересекающего центральную часть АВБ, формировались 278–160 млн лет назад, а самые молодые граниты региона (Первомайский шток в Джидинском рудном поле, Юго-Западное Забайкалье) имеют возраст 127 млн лет (Damdinova et al., 2019). Иначе говоря, после завершения главной фазы батолитообразования примерно 280 млн лет назад гранитоидный магматизм продолжался еще 150 млн лет. Поэтому щелочно-гранитоидный магматизм, в том числе его наиболее ранние производные, такие как Брянский, Хоринский плутоны (Litvinovsky et al., 2002), мы не включаем в состав

батолита, условно ограничивая его возраст наиболее молодыми датировками пород нижнеселенгинского комплекса.

В составе Хангайского зонального ареала наиболее ранние граниты Яругингольского массива имеют U-Pb изотопный возраст 302 млн лет (Ярмолук и др., 2013а), что соответствует максимуму магматической активности при формировании Ангара-Витимского батолита, а наиболее молодые щелочные граниты — 220 млн лет (Ярмолук и др., 2016а) соответствуют возрасту соседней Хэнтэйской гранитоидной провинции.

В качестве рабочей гипотезы можно предположить, что эти граниты являются дальней периферией Ангара-Витимской и Хэнтэйской провинций и не имеют отношения к Хангайской. Таким образом, единственным критерием, ограничивающим время формирования Хангайской зональной провинции, является статистика распределения возраста (Ярмолук и др., 2016а), ограничивающая это время интервалом 270–240 млн лет.

Аналогичным образом для Калба-Нарымского батолита массивы кунушского и калгутинского комплекса, имеющие сравнительно малые объемы и сформированные до внедрения главного объема гранитов калбинского комплекса (т.е. сформированные до ~300 млн лет), мы не включаем в состав Калба-Нарымского батолита, ограничивая время его формирования интервалом 300–276 млн лет.

Основными петрографическими типами пород во всех рассматриваемых провинциях являются граниты и гранодиориты. Однако в ареального типа провинциях петрографическое разнообразие значительно шире. Так, в Ангара-Витимском батолите значительную роль играют породы повышенной основности и щелочности — монцитониты, Qtz-монцитониты, Qtz-сиениты, субщелочные лейкограниты; в Хангайской — лейкограниты и умеренно-щелочные лейкограниты. Причины этого разнообразия, вероятно, кроются в большей степени дифференцированности магм при их существенно большем объеме. Однако это может быть справедливо лишь для лейкогранитов, поскольку образование монцитонитоидов и сиенитов путем дифференциации субэвтектического расплава мало вероятно. Образование гранитоидов повышенной основности может быть следствием неполной сегрегации расплава и реститовых фаз (Bt, Amph) в области плавления (Chen, Grapes, 2007) либо следствием смешения салических коровых расплавов с мантийными магмами (см. ниже). В пользу этого предположения свидетельствует отсутствие или крайне ограниченное развитие подобных пород (монцитонитоидов, Qtz-сиенитов) в составе Калба-Нарымского батолита и в гранитоидных батолитах Колымского пояса, где мафические породы отсутствуют. Особенно показателен тот факт, что

монциты и *Qtz*-монциты появляются там, где есть породы основного состава, где есть свидетельства взаимодействия основных и кислых магм, как, например, в Преображенском массиве (Хромых и др., 2018), расположенном в Чарской зоне в юго-западном обрамлении этого батолита.

Состав пород, вклад мафических магм

Известково-щелочные гранитоиды являются самыми распространенными среди всех плутонических пород кислого состава. Не являются исключением и рассматриваемые провинции, в составе которых субщелочные и щелочные разновидности развиты весьма ограниченно или вовсе отсутствуют, как, например, в Калба-Нарымском батолите и на Колыме. Характерной петрохимической особенностью известково-щелочных гранитоидов Ангаро-Витимского, Хангайского и Калба-Нарымского батолитов является их повышенная и высокая калиевая щелочность. Причина этого, вероятно, кроется в дегидратационном плавлении биотита в области магмообразования (Johannes, Holtz, 1996; Chen, Grapes, 2007), а также в вещественном вкладе мафических магм (Litvinovsky et al., 2011, 2015; Цыганков, 2014; Ярмолюк и др., 2016б; Хромых и др., 2018; Kotler et al., 2021), для которых характерно высокое содержание калия. Очевидно, что роль этого фактора наиболее велика в Ангаро-Витимском батолите и минимальна в Калба-Нарымском. Гранитоиды Колымского батолитового пояса

отличаются повышенной глиноземистостью, связанной, вероятно, с плавлением метапелитового источника.

Важным фактором формирования салических крупных изверженных провинций является мантийный мафический магматизм. В Ангаро-Витимском и Хангайском батолитах свидетельства синхронности мантийного и корового магматизма достаточно многочисленны, подтверждены как геологическими наблюдениями, так и изотопно-геохронологическими (U-Pb, Ar-Ar) данными (см. выше). Синхронные гранитоидам Калба-Нарымского батолита базиты известны лишь в сопряженной Чарской зоне в виде мелких пикрит-габбровых интрузий аргимбайского и максустского комплексов (Хромых и др., 2013) или в виде минглинг-структур в массивах Тастау (Докукина и др., 2010) и Преображенский (Хромых и др., 2018). Кроме того, имеются постбатолитовые дайки долеритов (Khromykh et al., 2022), приуроченные к системе ортогонально секущих разрывных нарушений, что, вероятно, отражает смену поля напряжений на дайковом этапе магматизма. Схожая ситуация в Колымском батолитовом поясе, только дайки являются добатолитовыми (Fridovsky et al., 2020; Фридовский и др., 2022). Таким образом, можно констатировать, что провинции ареального типа формировались путем одновременного внедрения мантийных мафических и коровых салических магм, тогда как в провинциях линейного типа мантийный магматизм проявлен в крайне ограниченных масштабах и его

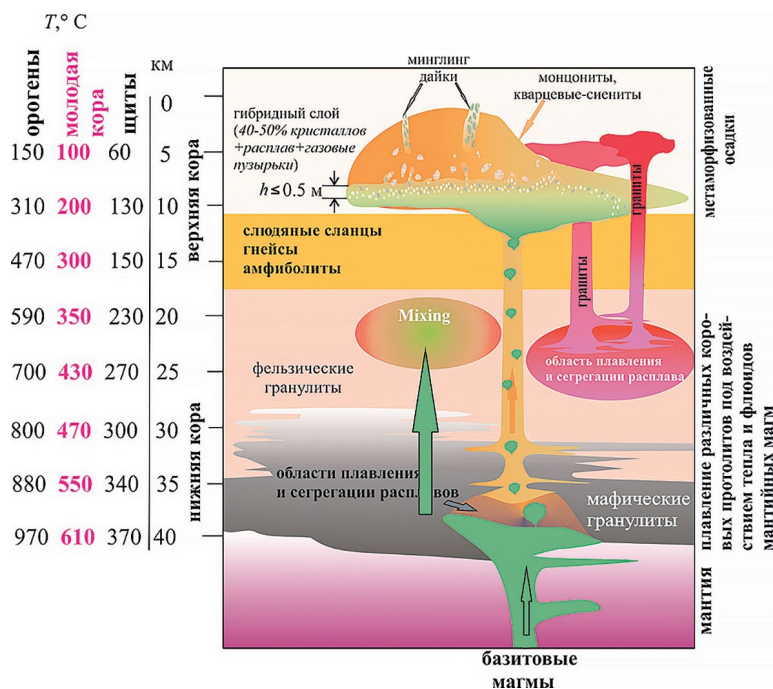


Рис. 12. Схема, иллюстрирующая разные уровни генерации салических магм и зависимость характера процессов смешения мантийных и коровых магм от глубины. Остальные пояснения см. в тексте.

прямая связь с собственно гранитоидами батолитов не очевидна.

Наиболее важным следствием одновременного внедрения контрастных по составу мафических и салических магм является их взаимодействие, масштаб и результаты, что зависит от длительности этого процесса. В гипабиссальных условиях формируются минглинг-дайки (рис. 12), где химическое взаимодействие (mixing) почти отсутствует. На мезоабиссальном уровне становления гранитоидных плутонов результатом взаимодействия базитового и салического расплава являются мафические включения (ММЕ), состав которых сильно отличается от исходного базальтового. Предполагается (Бурмакина, Цыганков, 2013), что наблюдаемый монцонитоидный состав включений является следствием одновременного действия нескольких процессов: фракционной кристаллизации базитового расплава, его химического взаимодействия (гибридизации) в пограничном слое, разделяющем базитовый и салический расплавы в магматической камере, и выделением свободной газовой фазы по мере кристаллизации гибридного (монцонитоидного) пограничного субслоя, что обеспечивает всплывание расплавно-кристаллических «капель». Предлагаемый механизм (Бурмакина, Цыганков, 2013; Хромых и др., 2018) согласуется с геологическими наблюдениями и модельными расчетами (Семенов, Полянский, 2017), однако его петрогенетическое значение ограничивается образованием ММЕ, поскольку мощность пограничного слоя, по некоторым оценкам (Плечов и др., 2008), не превышает 0.5–1.0 м.

Учитывая это ограничение, можно предположить, что смешение, в результате которого образуются значительные объемы гибридных магм, должно происходить в условиях значительно более глубоких, по сравнению с уровнем консолидации интрузивных тел. С этим предположением согласуются масс-балансовые расчеты, выполненные на примере Ангара-Витимского батолита. Они показывают, что средний состав кварцевых монцонитов АВВ может быть получен путем смешения чивыркуйского габбро и баргузинского гранита в пропорции 1:3 (Цыганков, 2014). Вместе с тем примерно такой же результат может быть получен и путем двухэтапной фракционной кристаллизации высококалийного базальта (Цыганков, 2014), когда на первом этапе фракционная кристаллизация высококалийного базальта (средний состав синплутонических габбро нижнеселенгинского комплекса) приводит к образованию монцонитового остатка, составляющего 35% от исходного объема, а на втором уже фракционная кристаллизация монцонитового расплава дает 67% остаточного сиенитового. Изотопные данные допускают оба варианта, однако дисбаланс редких и редкоземельных элементов вводит серьезные ограничения на модель фракционной кристаллизации.

Важная роль смешения магм косвенно подтверждается тем, что гранитоиды повышенной основности в составе Ангара-Витимского батолита появляются одновременно с базитами, представленными мафическими включениями (Бурмакина, Цыганков, 2013), минглинг-дайками (Литвиновский и др., 1993, 1995а, 1995б; Титов и др., 1998, 2000; Бурмакина и др., 2018; Litvinovsky et al., 2012, 2017) и габбро-монцонитовыми плутонами (Цыганков и др., 2016). Аналогичным образом в Восточном Казахстане монцониты или кварцевые монцониты известны лишь там, где есть габброиды и минглинг-структуры.

Для Хангайского батолита монцонитоиды, сиениты, кварцевые сиениты в целом не характерны, однако мафические включения, синплутонические дайки, штоки и небольшие тела основного–среднего состава распространены достаточно широко. Можно предположить, что процессы взаимодействия магм имели место лишь на верхнекоровом уровне.

Nd-изотопный состав пород, источники магм

Дисперсия изотопных параметров пород рассматриваемых гранитоидных провинций (см. рис. 11) коррелирует со сложностью их геологического строения. Фундаментальное сходство заключается в том, что значения $\epsilon_{Nd}(T)$ в большинстве случаев отвечают параметрам континентальной коры, являющейся основным источником салических магм. Кроме того, изотопный состав Nd мафических пород полностью (Ангара-Витимская провинция) или почти полностью (Хангай) перекрывается с составом гранитоидов. Такое сходство изотопных характеристик мафических пород и гранитоидов может быть следствием контаминации мантийных магм древнекоровым материалом либо образованием этих магм за счет плавления обогащенного мантийного источника. Второе кажется более вероятным, по крайней мере для Ангара-Витимской провинции, поскольку изотопный состав мафических пород варьирует в относительно узком диапазоне значений $\epsilon_{Nd}(T) = -5.4 \div -3.2$ и не коррелирует с содержанием SiO_2 в них, являющимся хорошим индикатором контаминации силикатным коровым материалом. Можно также предположить, что отмеченная выше «кластеризация» изотопных параметров гранитоидов отражает изотопный состав основных коровых протолитов.

Изотопный состав гранитоидов Хангайского батолита, ассоциирующих пород среднего и основного состава, а также рифтовых зон детально рассмотрены в (Ярмолюк и др., 2016а). Авторы указанной работы отмечают, что имеющиеся данные, представленные на рис. 11, свидетельствуют о двух крайних, мантийном и коровом, источниках магм зонального ареала, а также о разномасштабном

взаимодействии этих источников при образовании магматических пород.

Вариации изотопного состава Nd в гранитоидах Калба-Нарымского батолита могут быть объяснены наличием нескольких контрастных изотопных резервуаров в пределах Калба-Нарымской зоны. Сопоставление изотопии гранитоидов и различных потенциальных источников позволило показать вклад различного исходного материала в формирование того или иного комплекса (Kuibida et al., 2019; Kotler et al., 2021). Изотопные характеристики плагиогранитов соответствуют изотопии метабазальтов из сопряженных Чарской и Иртышской зон. Это предполагает наличие в основании Калба-Нарымской зоны сильно деплетированного метабазитового субстрата, процессы частичного плавления которого могли привести к формированию пород кунушского комплекса. Для пород калбинского комплекса предполагается значительный вклад материала осадочных пород девон-каменноугольного возраста, для которых характерны слабоотрицательные значения ϵ_{Nd} на пермское время. Промежуточные изотопные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ для пород калгутинского и монастырского комплексов могут объясняться либо процессами частичного плавления тектонически смешанных субстратов из различных резервуаров, либо наличием каких-то промежуточных потенциальных субстратов, как, например, метаморфических пород, распространенных в южной части Иртышской зоны смятия (Hu et al., 2000), имеющих ϵ_{Nd} на пермское время в интервале от 1.8 до 3.2. В целом для гранитоидов Калба-Нарымского батолита, характеризующихся положительными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$, предполагается модель трехкомпонентного источника (Kotler et al., 2021), включающего метаосадки Калбинского террейна (такырская свита), базальты MORB- и OIB-типов, аналогичные таковым Чарской зоны.

Колымские гранитоиды характеризуются относительно выдержанным изотопным составом Nd, отвечающим параметрам древней континентальной коры с двустадийным модельным возрастом $T_{Nd}(DM-2st) = 2.68-1.12$ млрд лет. На этом основании высказано предположение (Акинин и др., 2009; Фридовский и др., 2022) о том, что фундамент Сибирского кратона прослеживается далеко на восток под складчатыми сооружениями Верхоянского пояса. В соответствии с этим предполагается, что именно древний фундамент кратона мог быть источником магм Колымских гранитов. Однако недавно опубликованные геофизические данные (Kungurtsev, Goshko, 2023) показывают, что это не так, что под батолитовым поясом нет древней континентальной коры. Альтернативное объяснение древним модельным возрастам, возможно, заключается в том, что источником магм были в основном продукты размыва фундамента Сибирского кратона.

Таким образом, изотопные данные, при всей их неопределенности, отражают характерные черты геологического строения и в целом характеризуют источники магм рассматриваемых гранитоидных провинций.

Металлогения гранитоидных провинций

Краткая характеристика металлогенической специализации крупнейших гранитоидных провинций Центральной и Северо-Восточной Азии указывает на их кардинальные различия. Провинции ареального типа в целом отличаются бедной металлогенией, тогда как с линейным, напротив, генетически/парагенетически связаны крупнейшие редкометальные (Калба) или золоторудные (Колыма) пояса. Детальный анализ причин такой специализации не входит в задачу настоящей статьи. Тем не менее два фактора, в значительной мере определяющие указанные различия, следует отметить.

Величина эрозионного среза. Можно предположить, что большое количество пегматитовых проявлений, от безрудных кварц-полевошпатовых жил и шлиров до промышленных месторождений, вероятно, приуроченных к апикальным частям интрузий, свидетельствует о небольшом эрозионном срезе Калбинского батолита. Напротив, отсутствие или крайне малое количество пегматоидных образований в АВБ, Хангайском батолите и Колымских гранитных массивах указывает на значительный эрозионный срез. Это предположение согласуется с оценками уровня эрозионного среза, основанными на геологических данных по Ангаро-Витимскому батолиту (Рейф, 1976; Цыганков и др., 2017), согласно которым он мог достигать нескольких км.

Источники магм. Выше было показано, что формирование гранитоидов провинций ареального типа происходило за счет плавления преимущественно высокометаморфизованных древнекорых протолитов с той или иной долей базитовых магм. Этим, вероятно, обусловлено низкое содержание флюида в магмах, имеющего ключевое значение для мобилизации и транспорта рудных компонентов (Рейф, 1990). Напротив, образование исходных магм Калбинского батолита происходило за счет слабометаморфизованных протолитов, что обеспечивало повышенное содержание F-содержащего флюида, транспортирующего редкие металлы.

Соотношение золотого оруденения с батолитовыми гранитами Колымского пояса не столь однозначно, поскольку большая часть золотоносных жил залегает во вмещающих образованиях, а данные о возрасте оруденения не столь многочисленны. Тем не менее отмечается пространственно-временная ассоциация золотого оруденения с дайковыми поясами и малыми плутонами I-типа (Гамянин, Горячев, 1991; Фридовский и др., 2022;

Fridovsky et al., 2020), а золото-редкометалльного с лейкокатовыми гранитами S- и I-типов (Горячев, 1998).

Геодинамика

Геодинамическая обстановка позднепалеозойского магматизма Западного Забайкалья, в результате которого сформировался Ангаро-Витимский батолит, активно обсуждается многие годы. Предметом этого обсуждения являются несколько возможных моделей: плюмовая (Ярмолюк и др., 1997, 2013б, 2016а, 2016б; Yarmolyuk et al., 2014), модель активной континентальной окраины (Рыцк и др., 1998; Zorin, 1999; Donskaya et al., 2013; Ganbat et al., 2021), постколлизийная модель (Цыганков и др., 2010; Litvinovsky et al., 2011) и модель деламициации коры коллизийного орогена (Гордиенко и др., 2003; Киселев и др., 2004). Детальный анализ предлагаемых сценариев и граничных условий их реализации приведен в (Цыганков и др., 2016б, 2017; Хубанов и др., 2021). Совокупность имеющихся данных показывает, что специфика формирования Ангаро-Витимского батолита заключалась в пространственно-временном совмещении низкоэнергетического мантийного плюма с завершающей стадией герцинской орогении. На раннем этапе магматизма, при формировании баргузинских гранитов, мантийный плюм оказывал исключительно тепловое воздействие на породы относительно разогретой в результате герцинских складчато-надвиговых деформаций коры (Руженцев и др., 2012). Горячая пластичная кора была трудно проницаема для мантийных магм, поэтому на первом этапе доминировал кондуктивный теплоперенос, что согласуется с широким развитием автохтонных гранитов (порядка 20% баргузинского комплекса) и отсутствием геологических свидетельств и «мантийных меток» в аллохтонных разностях.

Смещение мантийных базитовых и коровых сапидических магм на разных гипсометрических уровнях ознаменовало переход от коровых гранитов к смешанным — мантийно-коровым, включающим все (вероятно, кроме щелочных гранитов) постбаргузинские комплексы. По своему месту в геологической истории Забайкалья позднепалеозойский магматизм является посторогенным, но инициирован и развивался он под воздействием мантийного плюма.

Несмотря на свои размеры, Ангаро-Витимский батолит является лишь частью гигантской позднепалеозойской—раннемезозойской магматической провинции, в состав которой входят траппы Тарима и Джунгарии, Центрально-Азиатская рифтовая система и крупнейшие батолиты мира Ангаро-Витимский, Хангайский, Хэнтэйский (Ярмолюк и др., 2016а). Предполагается (Kuzmin et al., 2010), что эта провинция возникла в пределах континентальной

окраины Сибирского континента при его перемещении над Африканским горячим полем мантии. С середины карбона фронтальная часть континента, где завершался орогенез, связанный, по-видимому, с закрытием Моноголо-Охотского океанического бассейна, начал перекрывать ряд горячих точек мантии, в результате чего стала формироваться крупная магматическая провинция. Обращает внимание тот факт, что Таримские траппы (Yu et al., 2011), Калба-Нарымский батолит (Хромых и др., 2016; Khromykh et al., 2022), Гоби-Тяньшаньская и Гоби-Алтайская рифтовые (Ярмолюк и др., 2016а) зоны и Ангаро-Витимский батолит (Литвиновский и др., 1993; Ярмолюк, Коваленко, 2003; Ярмолюк и др., 2013б; Цыганков и др., 2010; Litvinovsky et al., 2011) формировались почти одновременно с 325 до 275 млн лет назад при том, что они удалены друг от друга на сотни и тысячи километров. На этот же временной интервал приходится и ранняя стадия становления Хангайского батолита, хотя пик интенсивности магматизма при его формировании пришелся на вторую половину перми на период 270–240 млн лет назад (Kuzmin et al., 2010). Вслед за этим начался гранитоидный магматизм, сформировавшийся в позднем триасе—ранней юре (230–195 млн лет) Монголо-Забайкальскую зональную магматическую область с Хэнтэйским батолитом в ее ядре.

Из этих временных соотношений можно предположить, что с середины карбона и, по крайней мере, до середины перми Сибирский континент находился в зоне влияния Африканского горячего поля мантии, испытывая большей частью вращательные движения. Это горячее поле продуцировало отдельные, относительно локальные плюмы, ответственные за формирование удаленных друг от друга магматических провинций. Формирование траппов (Тарим) или гранитоидных провинций (Калба-Нарымский, Ангаро-Витимский, Хангайский, Хэнтэйский батолиты) контролировалось несколькими факторами: 1) типом коры — древняя «холодная» хрупкая континентальная или «горячая» пластичная кора молодого орогена; 2) энергетической мощностью упомянутых выше локальных плюмов второго порядка; 3) структурой догранитного фундамента (см. выше). Важным фактором образования крупных гранитоидных провинций является временное соотношение магматизма и орогении. Говоря иначе, крупные гранитоидные провинции внутриплитного генезиса могут формироваться под воздействием плюмов в тех регионах, где только что закончились орогенические движения (Цыганков и др., 2016; Ярмолюк и др., 2016а).

Главный колымский батолитовый пояс сформировался в иных геодинамических условиях. Традиционно его формирование связывается с коллизией Колымо-Омолонского супертеррейна с пассивной окраиной Сибирского кратона,

однако, синхронность гранитоидного магматизма с формированием осадочно-вулканогенных толщ Уяндино-Ясачненской вулканической дуги, прилегающей к батолитовому поясу с востока, а также отсутствие в гранитах унаследованных цирконов и некоторых других типоморфных признаков, поставило под сомнение коллизионную природу гранитоидов (Акинин и др., 2009; Герцева и др., 2021; Фридовский и др., 2022). Следует отметить, что обсуждение этой проблемы сосредоточено в основном на сравнительно недавно появившихся изотопно-геохронологических данных, что, с одной стороны, вполне оправдано, но с другой — оставляет за скобками геологическое положение батолитового пояса. Еще раз подчеркнем, что гранитоиды Главного батолитового пояса прорывают исключительно терригенные отложения, сформировавшиеся на пассивной окраине Сибирского континента, что не согласуется с субдукционной моделью никакой полярности (под континент или под Колымо-Омолонский массив) предполагаемой зоны субдукции. Более того, само наличие Оймяконского океанического бассейна, с закрытием которого могла бы быть связана предполагаемая зона субдукции, вопрос дискуссионный (Прокопьев и др., 2023), поскольку фрагментов его коры (офиолитов) не сохранилось. В качестве альтернативы представляется возможным предположить, что и осадочно-вулканогенные толщ Уяндино-Ясачненской вулканической дуги имеют несубдукционное происхождение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Крупные гранитоидные провинции можно разделить на ареальный и линейный типы, которые существенно отличаются площадью и объемом гранитоидов в их составе. Причины этих отличий, по-видимому, обусловлены двумя факторами: а) строением и структурой догранитного фундамента; б) масштабом энергетического воздействия на нижние и средние горизонты континентальной коры.

Важным фактором формирования гранитоидных провинций является мантийный мафический магматизм, предполагаемые масштабы которого коррелируют с объемно-площадными характеристиками самих гранитоидов. Роль мафического магматизма заключается в дополнительном привносе тепла и флюидов в область плавления коровых протолитов. Вещественный вклад мафических магм реализуется через различные механизмы смешения. Наиболее эффективным, по-видимому, является смешение на глубинном уровне, в результате которого образуются значительные объемы салических магм повышенной основности. Петрогенетическая роль смешения контрастных магм на мезоабиссальном уровне земной коры, т.е. на глубине

консолидации гранитоидных интрузий, а также в гипабиссальных условиях (минглинг-дайки) невелика, однако именно эти проявления являются ключевым аргументом в обосновании синхронности мафического и гранитоидного магматизма.

Гранитоиды салических крупных изверженных провинций характеризуются гетерогенным изотопным составом, в целом отвечающим параметрам континентальной коры. Крайне высокая гетерогенность пространственно сопряженных гранитоидов, возможно, обусловлена смешением салических магм, образованных за счет плавления небольшого числа контрастно различающихся по изотопному составу источников, а также посредством смешения с магмами мантийного генезиса. Мафические породы, входящие в состав гранитоидных провинций, соответствуют изотопному составу обогащенной мантии (Ангаро-Витимский батолит) либо указывают на значительный вклад контаминации материалом континентальной коры (Хангайский ареал).

Металлогения крупных гранитоидных провинций определяется величиной эрозионного среза и типом коровых протолитов, от степени метаморфизма которых в значительной мере зависит исходное флюидосодержание салических магм. Плавление высокометаморфизованных древнекоровых протолитов продуцирует относительно «сухие» салические расплавы, плавление низкометаморфизованных коровых источников приводит к образованию «водных» расплавов, дифференциация которых завершается пегматитообразованием.

Формирование крупных гранитоидных провинций несубдукционного генезиса (P-SLIPs) связано, вероятно, с воздействием мантийных плюмов (в виде синхронного базальтоидного магматизма) на разогретую кору молодых орогенных областей, где тектонические процессы завершились не более первых десятков миллионов лет назад.

Благодарности. Авторы выражают благодарность рецензентам Т.В. Донской и С.В. Хромых за конструктивные замечания и предложения, способствовавшие улучшению рукописи, Н.А. Горячеву за помощь в организации экспедиционных работ на Колыме, а также за конструктивное обсуждение материалов статьи.

Источники финансирования. Исследования выполнены в рамках государственного задания ГИН СО РАН по проекту AAAA-A21-121011390002-2. Изучение гранитоидов Калба-Нарымского батолита выполнено в рамках государственного задания ИГМ СО РАН, проект FWZN-2022-0027; новые данные по Ангаро-Витимскому батолиту получены при поддержке гранта РНФ № 23-17-00030.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х. и др. U-Pb SHRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса Северо-Восток Азии // Докл. АН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216–221.
- Бадмацыренова Р.А., Ларионов А.Н., Бадмацыренов М.В. Титаноносный Арсентьевский массив (Западное Забайкалье): новые SIMS U-Pb геохронологические данные // Изв. СО. Секции наук о Земле РАЕН. 2011. № 1. С. 132–138.
- Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология рудн. месторождений. 1999. Т. 41. № 3. С. 230–240.
- Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья, Бургасский кварц-сиенитовый массив: состав, петрогенезис // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 309–334.
- Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Хубанов В.Б. Петрогенезис комбинированных даек в гранитоидах Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 1. С. 23–48.
- Буянтуев М.Д., Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т. U-Pb LA-ICP-MS датирование цирконов из субвулканитов бимодальной дайковой серии Западного Забайкалья: методика, свидетельства позднепалеозойского растяжения земной коры // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 369–384.
- Ванин В.А., Чугаев А.В., Демонтерова Е.И. и др. Геологическое строение золоторудного поля Мукдек, Северное Забайкалье и источники вещества (Pb-Pb и Sm-Nd данные) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 9. С. 1345–1356.
- 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 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.
- Врублевская Т.Т., Хубанов В.Б., Цыренов Б.Ц. Образование трахиандезитов и трахидацитов при смешении контрастных магм в сложных дайках (Западное Забайкалье) // Отечественная геология. 2013. № 3. С. 55–64.
- Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. Золоторудно-магматические системы гранитоидного ряда на Северо-Востоке СССР // Рудно-магматические системы Востока СССР. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. С. 37–48.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- Геологические формации Монголии. М.: Изд-во Шаг, 1995. 180 с.
- Герцева М.В., Лучицкая М.В., Сысоев И.В., Соколов С.Д. Этапы формирования Главного батолитового пояса Северо-Востока России: U-Th-Pb SIMS и Ar-Ar геохронологические данные // Докл. АН. 2021. Т. 499. № 1. С. 5–10.
- Гордиенко И.В., Бадмацыренова Р.А., Ланцева В.С., Елбаев А.Л. Селенгинский рудный район Западного Забайкалья: структурно-минерогенетическое районирование, генетические типы месторождений и геодинамические условия их образования // Геология рудн. месторождений. 2019. Т. 61. № 5. С. 3–36.
- Гордиенко И.В., Киселев А.И., Лашкевич В.В. Деламинация литосферы и связанный с ней магматизм в складчатых областях (на примере складчатого обрамления юга Сибирской платформы) // Проблемы глобальной геодинамики: Материалы теоретического семинара ОГГГН РАН, 2000–2001 гг. Под ред. Д.В. Рундквиста. М.: ГЕОС, 2003. С. 185–199.
- Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 210 с.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. 299 с.
- Докукина К.В., Конилов А.Н., Каулина Т.В., Владимиров В.Г. Взаимодействие базитовой и гранитной магм в субвулканических условиях (на примере та-стауского интрузивного комплекса Восточного Казахстана) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 804–826.
- Дорошкевич А.Г., Рупп Г.С., Сергеев С.А. U-Pb (SHRIMP-II) изотопное датирование цирконов из щелочных пород Витимской провинции, Западное Забайкалье // Докл. АН. 2012а. Т. 43. № 1. С. 73–77.
- Дорошкевич А.Г., Рупп Г.С., Сергеев С.А., Конопелько Д.Л. U-Pb геохронология Мухальского щелочного массива (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2012б. Т. 53. № 2. С. 219–225.
- Дьячков Б.А. Генетические типы редкометалльных месторождений Калба-Нарымского пояса. Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2012. 130 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.Ш. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с.; Т. 2. 334 с.
- Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Шелепаев Р.А. Возрастные рубежи пикритового и пикродолеритового магматизма Западной Монголии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 10–31.
- Изох А.Э., Горячев Н.А., Альшевский А.В., Акинин В.В. Сохатинский дифференцированный габбро-монодиоритовый интрузив – пример синбатолитовых габброидов Яно-Колымской системы // Докл. АН. 2012. Т. 444. № 2. С. 180–183.
- Иванов А.И., Трунилина В.А., Зайцев А.И. Петро- и геохимический состав гранитоидов Чемалгинского

- массива (Восточная Якутия) // Вест. СВФУ. Сер. Науки о Земле. 2017. № 4. С. 22–30.
- Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Параметры плюмов Северной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 1949–1968.
- Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. и др. Гидродинамические процессы при подъеме мантийного плюма и условия формирования канала излияния // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9. С. 891–907.
- Киселев А.И., Гордиенко И.В., Лашкевич В.В. Петрологические аспекты гравитационной неустойчивости тектонически утолщенной литосферы // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 2. С. 20–29.
- Котлер П.Д., Крук Н.Н., Хромых С.В., Навозов О.В. Вещественный состав и источники осадочных толщ Калба-Нарымского террейна (Восточный Казахстан) // Вест. ТГУ. 2015а. № 400. С. 345–353.
- Котлер П.Д., Хромых С.В., Владимиров А.Г. и др. Новые данные о возрасте и геодинамическая интерпретация гранитоидов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) // Докл. АН. 2015б. Т. 462. № 5. С. 572–577.
- Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. О времени формирования гранитоидов Главного Колымского батолитового пояса: опыт согласования геологических данных и результатов изотопного датирования (Северо-Восток Азии) // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 3. С. 45–62.
- Литвиновский Б.А., Занвиевич А.Н., Алакишин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 141 с.
- Литвиновский Б.А., Занвиевич А.Н., Калманович М.А. Многократное смещение сосуществующих сиенитовых и базитовых магм и его петрологическое значение, Усть-Хилокский массив, Забайкалье // Петрология. 1995а. Т. 3. № 2. С. 133–157.
- Литвиновский Б.А., Занвиевич А.Н., Ляпунов С.М. и др. Условия образования комбинированных базит-гранитных даек (Шалутинский массив, Забайкалье) // Геология и геофизика. 1995б. Т. 36. № 7. С. 3–22.
- Луцицкая М.В., Ганелин А.В., Маскаев М.В. и др. Геодинамическая обстановка формирования, возраст и особенности состава гранитоидов Чималгинского массива Главного батолитового пояса (Верхояно-Колымская складчатая область) // Геотектоника. 2022. № 1. С. 79–100.
- Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В. и др. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М.: Наука, 1982. 248 с.
- Лыхин Д.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. и др. Геохронология магматизма Ермаковского бериллиевого месторождения (Западное Забайкалье, Россия) // Геология рудн. месторождений. 2010. Т. 52. № 2. С. 126–152.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии / Под ред. М.И. Кузьмина. Новосибирск: СО РАН, 1984. 192 с.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
- Плечов П.Ю., Фомин И.С., Мельник О.Э., Горохова Н.В. Эволюция состава расплава при внедрении базальтов в кислый магматический очаг // Вест. МГУ. Серия Геология. 2008. № 4. С. 35–44.
- Прокопьев А.В., Борисенко А.С., Гамянин Г.Н. и др. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования месторождений и магматических образований Верхояно-Колымской складчатой области // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 10. С. 1542–1563.
- Прокопьев А.В., Стокли Д., Ершова В.Б., Васильев Д.А. Реконструкция питающих провинций триас-юрских осадочных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области по данным датирования обломочных цирконов и ограничения при создании геодинамических моделей // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023. Материалы LIV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2023. Т. 2. С. 124–128.
- Рейф Ф.Г. Физико-химические условия формирования крупных гранитоидных масс Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 88 с.
- Рейф Ф.Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. М.: Наука, 1990. 181 с.
- Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А. и др. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. 1982. № 1. С. 44–59.
- Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е. и др. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.
- Русакова Т.Б., Котляр И.Н. Геохронология гранитоидных комплексов Главного Колымского батолитового пояса (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 1. С. 3–27.
- Рыцк Е.Ю., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Возраст и геодинамические обстановки формирования палеозойских гранитоидов северной части Байкальской складчатой области // Геотектоника. 1998. № 5. С. 46–60.
- Семенов А.Н., Полянский О.П. Численное моделирование механизмов минглинга и миксинга магмы на примере формирования сложных интрузивов // Геология и геофизика. 2017. Т. 8. № 11. С. 1664–1683.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. 571 с.

Титов А.В., Литвиновский Б.А., Занвильевич А.Н. Р-Т условия и механизмы взаимодействия контрастных магм в Шалутинском плутоне, Забайкалье (по результатам исследования включений в минералах) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 3. С. 350–360.

Титов А.В., Литвиновский Б.А., Занвильевич А.Н., Шадаев М.Г. Явления гибридизации в комбинированных базит-лейкогранитных дайках Усть-Хилковского массива (Забайкалье) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 1714–1728.

Турутанов Е.Х. Объемная модель Ангара-Витимского батолита // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. 2007. Вып. 5. Т. 2. С. 131–132.

Турутанов Е.Х. Ангара-Витимский батолит: форма и размеры по гравиметрическим данным // Докл. АН. 2011. Т. 440. № 6. С. 815–818.

Трунилина В.А. Главный батолитовый пояс // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. С. 256–259.

Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Оксман В.С. Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента) / Под ред. Л.М. Парфенова. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999. 152 с.

Федорова М.Е. Геологическое положение и петрология гранитоидов Хангайского батолита. М.: Наука, 1977. 150 с.

Фридовский В.Ю., Верниковская А.Е., Яковлева К.Ю. и др. Геодинамические условия и возраст образования гранитоидов комплекса малых интрузий западной части Яно-Колымского золотоносного пояса (Северо-Восток Азии) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. С. 579–602.

Хромых С.В. Позднепалеозойский базитовый магматизм Алтайской аккреционно-коллизонной системы (Восточный Казахстан): Дисс... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: НГУ, 2020. 439 с.

Хромых С.В. Базитовый и сопряженный гранитоидный магматизм, как отражение стадий развития Алтайской аккреционно-коллизонной системы (Восточный Казахстан) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 3. С. 330–355.

Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э. и др. Петрология и геохимия габброидов и пикритовидов Алтайской коллизонной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1648–1667.

Хромых С.В., Цыганков А.А., Котлер П.Д. и др. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 983–1004.

Хромых С.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. и др. Мантийно-коровое взаимодействие в петрогенезисе габбро-гранитоидной ассоциации Преображенского интрузива, Восточный Казахстан // Петрология. 2018. Т. 26. № 4. С. 376–399.

Хубанов В.Б. Бимодальный дайковый пояс центральной части Западного Забайкалья: геологическое строение, возраст, состав и петрогенезис: Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ, 2009. 176 с.

Хубанов В.Б., Дугданова Е.Е., Цыганков А.А., Буянтуев М.Д. Возрастные соотношения щелочных и молибденитсодержащих гранитоидов Селенгинского молибденового рудного района (Западное Забайкалье) // Граниты и эволюция Земли: Матер. III Междунар. геол. конф. Екатеринбург, 2017. С. 330.

Хубанов В.Б., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Продолжительность и геодинамика формирования Ангара-Витимского батолита: по данным U-Pb изотопного LA-ICP-MS датирования магматических и детритовых цирконов // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 12. С. 1619–1641.

Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 197–227.

Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 156–180.

Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1249–1276.

Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Травин А.В. и др. Позднепалеозойские габброиды Западного Забайкалья: U-Pb и Ag-Ag изотопный возраст, состав, петрогенезис // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 1005–1027.

Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д. Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье // Петрология. 2017. Т. 25. № 4. С. 395–418.

Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б. Источники магм гранитоидов южной части Главного батолитового пояса (северо-восток Азии): новые геохимические и Sm-Nd изотопные данные // Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России: Материалы XII Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 65-летию Института геологии алмаза

и благородных металлов СО РАН. 23–25 марта 2022 г. Якутск: СВФУ, 2022. С. 140–145.

Шпикерман В.И., Полуботко И.В., Васкин А.Ф., Петухов В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-55 Сусуман. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 520 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Батолиты и геодинамика батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1260–1274.

Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И. и др. Геохронология и геодинамическая позиция Ангара-Витимского батолита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 451–466.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б. и др. Возраст Хангайского батолита и проблемы полнотности батолитообразования в Центральной Азии // Докл. АН. 2013а. Т. 452. № 6. С. 646–652.

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский–раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты гиганты и геодинамика их формирования // Петрология. 2013б. Т. 21. № 2. С. 115–142.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Кузьмин М.И. Зональные магматические ареалы и анорогенное батолитообразование в Центрально-Азиатском складчатом поясе: на примере позднепалеозойской Хангайской магматической области // Геология и геофизика. 2016а. Т. 57. № 3. С. 457–475.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М. и др. Состав, источники и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: по данным геохимических и изотопных Nd исследований гранитоидов Хангайского зонального магматического ареала // Петрология. 2016б. Т. 24. № 5. С. 468–498.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Травин А.В. и др. Длительность формирования и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: данные геологических и геохронологических исследований Хангайского батолита // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 1. С. 79–102.

Aguirre-Diaz G.J., Labarthe-Hernandez J. Fissure ignimbrites; fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra-Madre Occidental and its relationship with basin and range faulting // Geology. 2003. V. 31. P. 773–776.

Akinin V.V., Miller E.L., Toro J. et al. Epidocity and the dance of late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: north-eastern Russia to the Cordillera // Earth Sci. Rev. 2020. V. 208. 103272.

Barbarin B. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin,

and relations with the hosts // Lithos. 2005. V. 80. P. 155–177.

Bryan S.E. The Early Cretaceous Whitsunday Silicic Large Igneous Province of eastern Australia. 2005. <http://www.largeigneousprovinces.org/05aug.html>

Bryan S.E. Silicic Large Igneous Provinces // Episodes. 2007. V. 30. P. 20–31.

Bryan S.E., Ernst R.E. Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs) // Earth-Sci. Rev. 2008. V. 86. 175–202.

Bryan S.E., Constantine A.E., Stephens A.E. et al. The Early Cretaceous volcano-sedimentary successions along the eastern Australian continental margin: implications for the break-up of eastern Gondwana // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 153. P. 85–102.

Bryan S.E., Riley T.R., Jerram D.A. et al. Silicic volcanism: An undervalued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins // Geol. Soc. Amer. Special Paper 362. 2002. P. 99–120.

Bryan S.E., Peate I.U., Peate D.W. et al. The largest volcanic eruptions on Earth // Earth-Sci. Rev. 2010. V. 102. P. 207–229.

Chen G-N., Grapes R. Granite Genesis // Situ Melting and Crustal Evolution. Springer, 2007. 278 p.

Damdinova L.B., Damdinov B.B., Huang X.-W. et al. Age, conditions of formation, and fluid composition of the Pervomaiskoe molybdenum deposit (Dzhidinskoe ore field, South-Western Transbaikalia, Russia) // Minerals. 2019. V. 9. P. 572.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. Late Paleozoic–Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // J. Asian Earth Sci. 2013. V. 62. P. 79–97.

Ernst R.E. Large Igneous Provinces. Cambridge University Press, 2014. P. 214–244.

Ferrari L., Lopez-Martinez M., Rosas-Elguera J. Ignimbrite flare-up and deformation in southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: implications for the late subduction history of the Farallon Plate // Tectonics. 2002. V. 21. № 17. P. 1–23.

Fridovsky V.Yu., Yakovleva K.Yu., Vernikovskaya A.E. et al. Geodynamic emplacement setting of Late Jurassic dikes of the Yana-Kolyma gold belt, NE folded framing of the Siberian craton: geochemical, petrologic and U-Pb zircon data // Minerals. 2020. V. 10. 1000.

Ganbat A., Tsujimori T., Miao L. et al. Late Paleozoic–Early Mesozoic granitoids in the Khangay-Khentey basin, Central Mongolia: Implication for the tectonic evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean margin // Lithos. 2021. V. 404–405. 106455.

Hu A., Jahn B.M., Zhang G. et al. Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang: Nd isotopic evidence. Part I. Isotopic characterization of basement rocks // Tectonophysics. 2000. V. 328. № 1–2. P. 15–51.

- Hu W., Li P.F., Sun M. et al.* Provenance of late Paleozoic sedimentary rocks in eastern Kazakhstan: Implications for the collision of the Siberian margin with the Kazakhstan collage // *J. Asian Earth Sci.* 2022. V. 232. 104978.
- Johannes W., Holtz F.* Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks. Berlin: Springer, 1996. 303 p.
- Khromykh S.V., Izokh A.E., Gurova A.V. et al.* Syncollisional gabbro in the Irtysh Shear Zone, Eastern Kazakhstan: compositions, geochronology, and geodynamic implications // *Lithos.* 2019. V. 346–347. 105144.
- Khromykh S.V., Oitseva T.A., Kotler P.D. et al.* Rare-metal pegmatite deposits of the Kalba region, Eastern Kazakhstan: age, composition and petrogenetic implications // *Minerals.* 2020. V. 10. Is. 11. 1017.
- Khromykh S.V., Vishnevskiy A.V., Kotler P.D. et al.* The Kalba batholith dyke swarms (Eastern Kazakhstan): Mafic magmas effect on granite formation // *Lithos.* 2022. V. 426–427. 106801.
- Kotler P.D., Khromykh S.V., Kruk N.N. et al.* Granitoids of the Kalba batholith, Eastern Kazakhstan: U-Pb zircon age, petrogenesis and tectonic implications // *Lithos.* 2021. V. 388–389. 106056.
- Kozlovsky A.M., Salnikova E.B., Yarmolyuk V.V. et al.* Late Paleozoic alkaline granitoids of the southwestern and Northern Mongolia: U-Pb ID-TIMS zircon dating, petrogenesis and implications for post-accretion and anorogenic activity of the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Res.* 2023. V. 121. P. 92–117.
- Kuibida M.L., Dyachkov B.A., Vladimirov A.G. et al.* Contrasting granitic magmatism of the Kalba fold belt (East Kazakhstan): Evidence for Late Paleozoic post-orogenic events // *J. Asian Earth Sci.* 2019. V. 175. P. 178–198.
- Kungurtsev L.V., Goshko E.Y.* Deep structure and formation model of continental crust of the Verkhoysk Foldand-Thrust Belt in the Late Mesozoic // *Geodynam. Tectonophys.* 2023. V. 14. № 3. 0706.
- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A.* Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // *Earth Sci. Rev.* 2010. V. 102. P. 29–59.
- Litvinovsky B.A., Jahn B.M., Zanzvilevich A.N. et al.* Petrogenesis of syenite-granite suit from Bryansky complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas // *Chem. Geol.* 2002. V. 89. 105–133.
- Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M. et al.* Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: The Late Palaeozoic post-collisional igneous province of Transbaikalia (Russia) // *Lithos.* 2011. V. 125. P. 845–874.
- Litvinovsky B.A., Zanzvilevich A.N., Katzir Y.* Formation of composite dykes by contact remelting and magma mingling: The Shaluta pluton, Transbaikalia (Russia) // *J. Asian Earth Sci.* 2012. V. 60. P. 18–30.
- Litvinovsky B.A., Jahn B.M., Eyal M.* Mantle-derived sources of syenites from the A-type igneous suites – new approach to the provenance of alkaline silicic magmas // *Lithos.* 2015. V. 232. 242–265.
- Litvinovsky B.A., Zanzvilevich A.N., Wickham S.M. et al.* Composite dikes in four successive granitoid suites from Transbaikalia, Russia: The effect of silicic and mafic magma interaction on the chemical features of granitoids // *J. Asian Earth Sci.* 2017. V. 136. P. 16–39.
- Maniar P.D., Piccoli P.M.* Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1989. V. 101. P. 635–643.
- Mineral Resources of Mongolia / Eds. O. Gerel, F. Pirajno, B. Batkhishig, J. Dosta.* Springer, 2021. 460 p. <https://doi.org/10.1007/978-981-15-5943-3>
- Munkhtsengel B.* Magmatic and mineralization processes of the erdenetiin Ovoo Porphyry copper-molybdenum deposit and environmental assessment, Northern Mongolia: Dissertation. Tohoku University, Japan. 2007. 189 p.
- Pankhurst R.J., Leat P.T., Sruoga P. et al.* The Chon-Aike silicic igneous province of Patagonia and related rocks in Antarctica: a silicic large igneous province // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1998. V. 81. P. 113–136.
- Pankhurst R.J., Riley T.R., Fanning C.M., Kelley S.R.* Episodic silicic volcanism along the proto-Pacific margin of Patagonia and the Antarctic Peninsula: plume and subduction influences associated with the break-up of Gondwana // *J. Petrol.* 2000. V. 41. P. 605–625.
- Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the continental crust // Eds. H.D. Holland, H.K. Turekian. *The Crust: Treatise on Geochemistry.* Oxford: Elsevier-Pergamon, 2003. V. 3. P. 1–64.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes/magmatism in the oceanic basins // Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. Special Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
- Shapovalova M., Tolstykh N., Shelepaev R., Kalugin V.* PGE-Cu-Ni mineralization of mafic-ultramafic massifs of the Khangai Upland, Western Mongolia // *Minerals.* 2020. V. 10. 942.
- Sheth H.C.* Large Igneous Provinces (LIPs): Definition, recommended terminology, and a hierarchical classification // *Earth-Sci. Rev.* 2007. V. 85. 117–124.
- Skuzovatov S., Shatsky V., Wang K.-L.* Continental subduction during arc-microcontinent collision in the southern Siberian craton: Constraints on protoliths and metamorphic evolution of the North Muya complex eclogites (Eastern Siberia) // *Lithos.* 2019. V. 342–343. P. 76–96.
- Torsvik T.H., Domeier M., Cocks L.R.M.* Phanerozoic paleogeography and Pangea // Eds. L.J. Pesonen, J. Salminen, S.-Å. Elming, D.A.D. Evans,

T. Veikkolainen. Ancient Supercontinents and the Paleogeography of the Earth. Amsterdam: Elsevier, 2021. Ch. 18. P. 577–603.

Tsygankov A.A., Khubanov V.B., Udoratina O.V. et al. Alkaline granitic magmatism of the Western Transbaikalia: Petrogenetic and geodynamic implications from U-Pb isotopic-geochronological data // *Lithos*. 2021. V. 390–391. 106098.

Wang T., Tong Y., Xiao W. et al. Rollback, scissor-like closure of the Mongol-Okhotsk Ocean and formation of an orocline: magmatic migration based on a large archive of age data // *National Sci. Rev.* 2022. V. 9. nwab210.

Wiebe R.A., Ulrich R. Origin of composite dikes in the Gouldsboro granite, coastal Maine // *Lithos*. 1997. V. 40. № 2–4. P. 157–178.

Yu X., Yang S.F., Chen H.L. et al. Permian flood basalts from the Tarim Basin, Northwest China: SHRIMP zircon U-Pb dating and geochemical characteristics // *Gondwana Res.* 2011. V. 20. P. 485–497.

Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E. Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Asian Earth Sci.* 2014. V. 93. 158–179.

Zimanovskaya N.A., Oitseva T.A., Khromykh S.V. et al. Geology, mineralogy, and age of Li-bearing pegmatites: case study of Tochka deposit (East Kazakhstan) // *Minerals*. 2022. V. 12. Is. 12. 1478.

Zorin Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // *Tectonophysics*. 1999. V. 306. P. 33–56.

Petrogenesis of Granitoids from Silicic Large Igneous Provinces (Central and North-East Asia)

A. A. Tsygankov¹, G. N. Burmakina¹, P. D. Kotler²

¹*Dobretsov Geological Institute of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russia*

²*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

Large granitoid provinces can be divided into areal and linear types, which differ significantly in the area and volume of granitoids in their composition. It is shown using the example of the largest granitoid provinces of Central and Northeast Asia (Angara-Vitim, Khangai, Kalba-Narym, Kolyma). It is assumed that these differences are due to the structure of pregranitic basement and degree of thermal impact on the lower and middle continental crust. An important factor in the formation of granitoid provinces is mantle mafic magmatism, the estimated scale of which correlates with the volumetric and areal characteristics of the granitoid provinces. The role of mafic magmatism is an additional input of heat from the fluids into the melting region of crustal protoliths, as well as a material contribution that is realized through various mechanisms of magma mixing. Mixing at the deep level is the most effective, resulting in the formation of significant volumes of increased basicity salic magmas. The petrogenetic role of contrasting magmas mixing at the mesoabyssal level of the earth's crust, as well as in hypabyssal conditions (mingling dikes), is not great, but these manifestations are the key argument in justifying the synchronicity of mafic and granitoid magmatism. Granitoids of Silicic Large Igneous Provinces (SLIPs) are characterized by a heterogeneous isotopic composition, generally corresponding to the parameters of the continental crust. The extremely high heterogeneity of spatially conjugate granitoids due to the mixing of silicic magmas formed through the melting of a small number of sources with contrasting isotopic compositions, including through mixing with magmas of mantle origin. Mafic rocks included in the granitoid provinces correspond to the isotopic composition of the enriched mantle (Angara-Vitim batholith) or indicate a significant contribution of contamination with continental crust material (Khangai area). The metallogeny of SLIPs is determined by the erosional section size and the crustal protoliths type, the metamorphism degree of which largely determines the initial fluid content of silicic magmas. The melting of highly metamorphosed ancient crustal protoliths produces relatively “dry” silicic melts, the melting of low-metamorphosed crustal sources leads to the formation of “aqueous” melts, the differentiation of which ends with pegmatite formation with rare metal mineralization. Non-subduction origin SLIPs formation is associated with the mantle plumes impact (in the form of synchronous basaltoid magmatism) on the heated crust of young orogenic regions, where tectonic processes ended no more than a few tens of Ma.

Keywords: Silicic Large Igneous Provinces, Central and Northeast Asia, crustal protoliths, mantle plumes, melting, magma mixing, isotopic composition