



MODELS FOR THE FORMATION OF POLYPHASE GABBRO-MONZODIORITE MASSIFS OF THE WESTERN SANGILEN IN THE COLLISIONAL AND TRANSTENSIONAL-SHEAR SETTINGS

A.N. Semenov , O.P. Polyansky 

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

ABSTRACT. A model for the formation of intrusions of the collision stage of 525–490 Ma and a model of magmatism of the transtensional shear stage of 465–440 Ma within the Mugur-Chinchilig and Erzin-Naryn blocks of Western Sangilen (Tuva) have been developed to describe the process of crust-mantle interaction. Model experiments confirm petrological data on the presence of multi-level chambers during the formation of the Pravotarlashkinsky and Bashkymugur massifs. The proposed model describes the migration of mantle magmas above the head of the mantle plume at the collision stage and assumes the rise of magmas along a permeable tectonic zone in the mantle lithosphere and crust at the transtensional-shear stage. The modeling results allow us to establish that material from the magma chamber can reach depths of the upper crust in the volume ratio of gabbroids to diorites from 1 : 2 to 3 : 4 and additionally introduce about 5 % of the volume fraction of lower crustal material.

The physical parameters of the primary magmas (viscosity, solidus and liquidus temperatures, degree of melting depending on temperature and composition, change in density) were calculated taking into account the real geochemical characteristics of igneous rocks from the polyphase massifs of Western Sangilen.

KEYWORDS: thermomechanical model; melting; magma chamber; numerical modeling; Sangilen; gabbro-diorite intrusion; thermal aureole

FUNDING: The study was funded by the grant of the Russian Science Foundation (project 22-77-00068).



RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Alexander N. Semenov, semenov@igm.nsc.ru

Received: April 6, 2023

Revised: May 10, 2023

Accepted: May 12, 2023

FOR CITATION: Semenov A.N., Polyansky O.P., 2023. Models for the Formation of Polyphase Gabbro-Monzodiorite Massifs of the Western Sangilen in the Collisional and Transtensional-Shear Settings. *Geodynamics & Tectonophysics* 14 (6), 0725. doi:10.5800/GT-2023-14-6-0725

English version: see article page online

МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЛИФАЗНЫХ ГАББРО-МОНЦОДИОРИТОВЫХ МАССИВОВ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА В КОЛЛИЗИОННОЙ И ТРАНСФОРМНО-СДВИГОВОЙ ОБСТАНОВКЕ

А.Н. Семенов, О.П. Полянский

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, Россия

АННОТАЦИЯ. Разработана модель формирования интрузий коллизионного этапа 525–490 млн лет и модель магматизма трансформно-сдвигового этапа 465–440 млн лет в пределах Мугур-Чинчилигского и Эрзин-Нарынского блоков Западного Сангилен (Тува) для описания процесса коромантийного взаимодействия. Модельные эксперименты подтверждают петрологические данные о наличии многоуровневых камер при образовании Правотарлашкинского и Башкымугурского массивов. Предложенная модель описывает миграцию мантийных магм над головой мантийного плюма на коллизионном этапе и предполагает подъем магм по проницаемой тектонической зоне в мантийной литосфере и коре на трансформно-сдвиговом этапе. Результаты моделирования позволяют установить, что материал из магматического очага может достигать глубины вплоть до уровня верхней коры в соотношении объемной доли габброидов к диоритам от 1 : 2 до 3 : 4 и дополнительно привнести около 5 % объемной доли нижнекорового вещества.

Рассчитаны физические параметры исходных магм (вязкость, температура солидуса и ликвидуса, степень плавления в зависимости от температуры и состава, изменение плотности) с учетом реальных геохимических характеристик магматических пород из полифазных массивов Западного Сангилен.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: термомеханическая модель; плавление; магматический очаг; численное моделирование; Сангилен; габбро-диоритовый интрузив; термический ареал

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 22-77-00068).

1. ВВЕДЕНИЕ

Процессы взаимодействия мантийных и коровых магм активно обсуждаются в петрологическом и геохронологическом аспектах. Вместе с тем термомеханические и реологические аспекты процессов сегрегации и экстракции расплавов, а также механизмы транспорта магмы на средне- и верхнекоровые уровни остаются дискуссионными. Рассматриваются разные механизмы функционирования магмопроводящих систем: а) миграция расплавов по тектонически ослабленным, проницаемым, трещиноватым каналам [Keller et al., 2013], б) коровый или мантийный магматический диапиризм и адвекция [Schmeling et al., 2019], в) термомеханическая эрозия кровли магматической камеры и захват магмой окружающего материала [Marsh, 1982]. В перечисленных механизмах «проблема пространства» решается по-разному. При трещинных интрузиях каналы миграции возникают прежде, чем туда попадает магма, либо сам расплав за счет сжимаемости вмещающей среды создает проводящий канал [Babichev et al., 2014]. При диапиризме считается, что происходит подъем менее плотного магматического ядра сквозь пластичную разогретую массу вмещающих пород [Cruden, Weinberg, 2018]. В третьем случае предполагается, что продвижение магмы осуществляется в условиях баланса объема эродированного и контаминированного вещества.

Одним из хорошо изученных примеров взаимодействия мантийных магм и вещества коры являются ультра-

трамафит-мафитовые массивы Западно-Сангиленского блока (Тува), синхронные с контактовыми и региональными плутонометаморфическими комплексами (рис. 1).

Цель данной работы: на примере интрузивных и метаморфических комплексов Западного Сангилен с использованием метода численного моделирования предложить реалистичные механизмы образования системы разноглубинных камер и формирования полифазных массивов, возникших в разных геотектонических обстановках.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗРАСТНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ

Петрологические и геохронологические данные по метаморфическим и магматическим ассоциациям Сангиленского блока, входящего в структуру Тувино-Монгольского континента (ТМК), указывают на самостоятельный кембрийско-ордовикский аккреционно-коллизийный этап (510–440 млн лет) [Gibsher et al., 2017]. Реконструкция тектонической истории выполнена с использованием тектонических и геохронологических данных [Vladimirov et al., 2005; Gibsher et al., 2017], геолого-петрологических данных по магматизму и метаморфизму региона [Gibsher et al., 2012; Izokh et al., 2001; Kargopolov, 1997; Karmysheva et al., 2019; Shelepaev et al., 2018], а также результатов численного моделирования [Polyansky et al., 2019, 2021b].

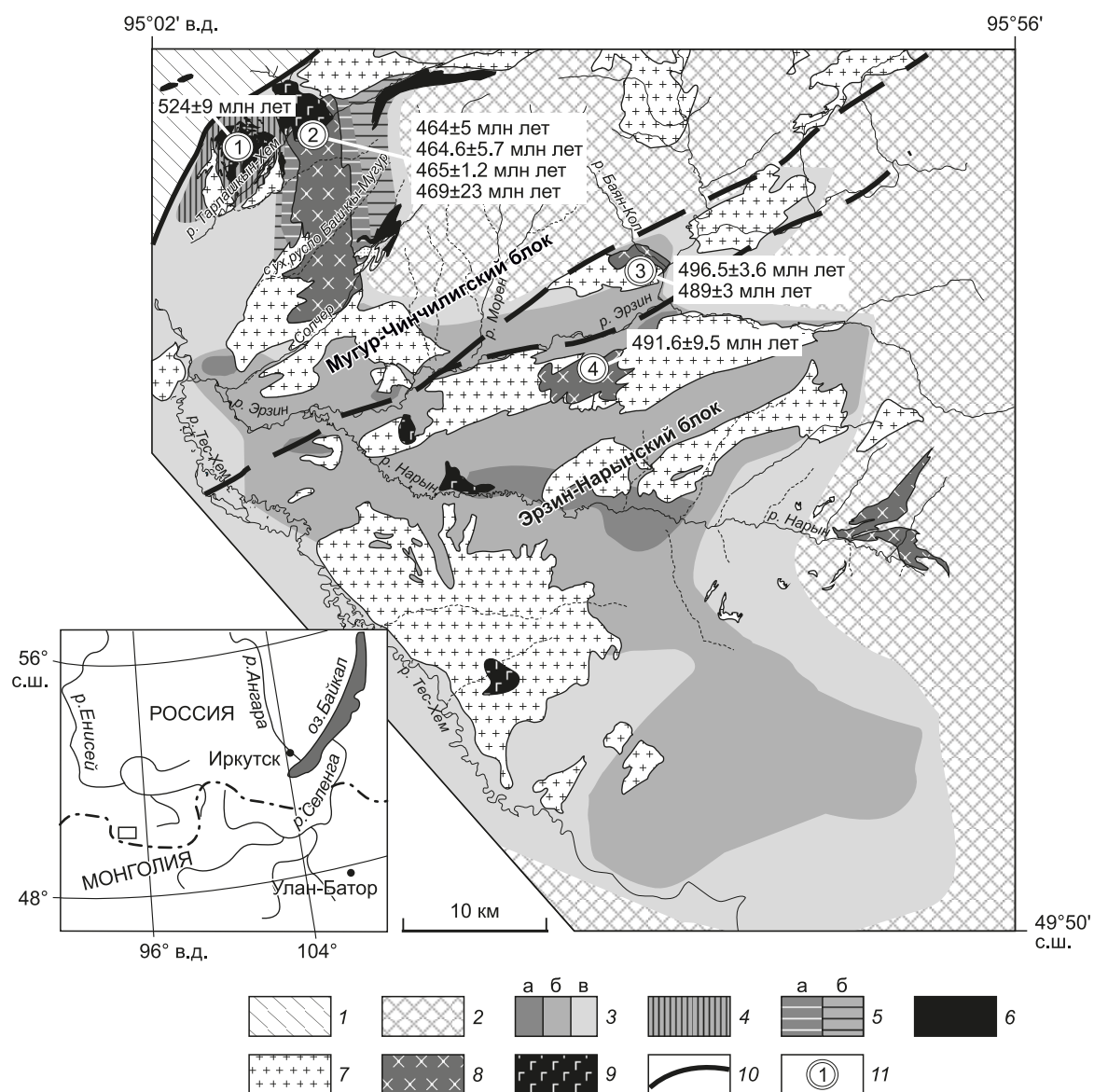


Рис. 1. Схема строения Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) по данным [Vladimirov et al., 2005; Izokh et al., 2001; Kargopolov, 1997].

1 – метавулканыты венда – раннего кембрия Агардагской шовной зоны; 2 – ареал распространения барровианского (Кусланцевого) метаморфизма M1; 3 – регионально-метаморфические образования этапа 490 млн лет: а – Нур-, б – Sil-, в – And-зоны; 4 – двух-Px и Sil-Kfs роговики контактового ореола Правотарлашкского массива; 5 – метаморфические образования контактового ореола Башкымугурского массива: а – Нур-, б – Sil- зоны; 6 – гипербазиты; 7 – граниты; 8 – диориты и монцодиориты; 9 – дифференцированные габброиды; 10 – Агардагский разлом; 11 – интрузивы габброидов, цифры в кружках: 1 – Правотарлашкский троктолит-анортозит-габбровый, 2 – Башкымугурский вебстерит-габбро-норит-монцодиоритовый, 3 – Баян-Кольский габбро-монцодиоритовый, 4 – Эрзинский габбро-монцодиоритовый. Жирный пунктир – Эрзинская сдвиговая зона, разделяющая Мугур-Чинчилигский и Эрзин-Нарынский блоки.

Fig. 1. Scheme of the structure of the Western Sangilen (Southeastern Tuva) after [Vladimirov et al., 2005; Izokh et al., 2001; Kargopolov, 1997].

1 – Vendian – Early Cambrian metavolcanics of the Agar-Dag suture zone; 2 – aureole of Barrovian (Ky-schist) metamorphism M1; 3 – regional metamorphic formations with an age of 490 Ma: а – Нур-, б – Sil-, в – And-zones; 4 – two-Px and Sil-Kfs hornfels of the contact aureole of the Pravotarlashka massif; 5 – metamorphic formations from the contact aureole of the Bashky-Mugur massif: а – Нур-, б – Sil-zones; 6 – ultrabases; 7 – granites; 8 – diorites and monzodiorites; 9 – differentiated gabbroids; 10 – Agar-Dag fault; 11 – gabbroid intrusives (circled numbers): 1 – Pravotarlashka troctolite-anorthosite-gabbro, 2 – Bashky-Mugur websterite-gabbro-norite-monzodiorite, 3 – Bayan-Kol gabbro-monzodiorite, 4 – Erzin gabbro-monzodiorite. The bold dotted line is the Erzin strike-slip zone separating the Mugur-Chinchilig and Erzin-Naryn blocks.

Тектонометаморфическая и геодинамическая история развития Сангиленского блока представляет собой смену тектонических режимов, маркируемых термальными событиями и проявлениями разновозрастных и разнотипных ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций [Vladimirov et al., 2005; Kozakov, Azimov, 2017; Shelepaev et al., 2018] (рис. 2). В пределах блока Западного Сангиленга фиксируются несколько этапов становления габбро-монцодиоритовых массивов, возникших в разных геодинамических обстановках. За последние годы выполнено большое число определений абсолютного возраста интрузий, относящихся к кембро-ордовикскому аккреционно-коллизийному этапу во временном интервале от 570 до 440 млн лет [Petrova, Kostitsyn, 1997; Kozakov et al., 1999, 2001; Izokh et al., 2001; Vladimirov et al., 2005; Kuznetsova et al., 2021]: 570–535 млн лет – аккреционно-островодужный режим; 535–495 млн лет – образование Сангиленской коллизийной системы в результате сближения окраины ТМК и Таннуольской островной дуги, внедрение синколлизийных базитовых расплавов с сопутствующим высокоградиентным гранулитовым метаморфизмом; постколлизийный трансформно-сдвиговый режим длился в интервале 495–430 млн лет [Vladimirov et al., 2005]. На завершающей сдвиговой стадии коллизии были сформированы габбро-монцодиоритовые Баянкольский (496 ± 3 млн лет [Izokh et al., 2001]) и Эрзинский (490 ± 10 млн лет [Kozakov et al., 1999]) интрузивы. Внедрение и становление Башкымугурского вебстерит-габбро-монцодиоритового комплекса (465 ± 1.2 млн лет [Izokh et al., 2001]) произошло на фоне позднеколлизийного растяжения и развала орогена. Особенностью этой стадии является проявление высокотемпературных зональных метаморфических комплексов, включая малоглубинные гранулиты [Kargopolov, 1997; Fedorovsky et al., 1995]. В это же время на Западном Сангилене проявились разнообразные ультрамафит-мафитовые ассоциации, синхронные с метаморфическими образованиями НТ/LP типа (высоких температур/низких давлений) с широкой контактово-метаморфической зональностью [Izokh et al., 2001].

Детально охарактеризован состав и последовательность импульсов магматизма в истории становления конкретных комплексов [Gibsher et al., 2012; Shelepaev et al., 2018]. Как правило, массивы имеют двухфазное строение с первой габброидной фазой и второй – монцодиоритовой (Баянкольский, Башкымугурский, Эрзинский массивы). Область выходов монцодиоритов превышает площадь распространения габброидов в указанных массивах. Модельными объектами данного исследования являются Башкымугурский вебстерит-габбро-монцодиоритовый массив с обрамляющим мугурским зональным метаморфическим комплексом и Баянкольский габбро-монцодиоритовый массив.

Баянкольский габбро-монцодиоритовый массив представляет собой несколько отдельных пластовых недифференцированных тел габброидов, различающихся по меланократовости. Массив имеет двухфазное

строение: первая фаза – габброиды, вторая – монцодиориты. Приконтактовое частичное плавление характерно для интрузивных контактов монцодиоритов и оливиновых габбро-норитов в провесах кровли Баянкольского массива. В непосредственном контакте наблюдаются явления смешения (минглинг) кислого и базитового расплавов с образованием гибридных пород. Возраст массива 496.5 ± 3.6 млн лет по U-Pb методу [Kozakov et al., 1999] и 489 ± 3 млн лет по Ar-Ar методу [Shelepaev et al., 2018]. Габброиды и монцодиориты прорываются гранодиоритами с возрастом 487 ± 2 – 488 ± 3 млн лет [Smolyakova et al., 2021].

Проведенные ранее исследования показали, что на площади Западного Сангиленга наблюдаются признаки нескольких метаморфических событий: метаморфизм M1 типа Барроу с возрастом 515 млн лет [Gibsher et al., 2017] и два этапа высокоградиентного метаморфизма M2, связанные с внедрениями габбро-монцодиоритовых интрузивов (около 490 и 465 млн лет), дифференциация которых проходила в промежуточных камерах на разной глубине. Данные геотермобарометрии по метаморфическим породам контактовых ареалов, а также минеральные парагенезисы и составы минералов магматических комплексов свидетельствуют о том, что формирование габбро-монцодиоритовых массивов Западного Сангиленга происходило на разных глубинах [Kargopolov, 1997; Egorova et al., 2006]. Параметры кристаллизации ультрамафит-мафитовых интрузивов и условия метаморфизма для кембро-ордовикского коллизийного орогена по данным авторов позволяют говорить о трех уровнях размещения массивов.

По данным изучения габброидных ксенолитов, в том числе гранатсодержащих, из щелочно-базальтовых даек агардагского комплекса, прорывающих породы Башкымугурского и Правотарлашкинского массивов, устанавливается система разноглубинных интрузивных камер [Egorova et al., 2006] (рис. 3). Данные термобарометрических расчетов, выполненных по составам габброидных ксенолитов, указывают на наличие промежуточных базитовых камер на разных глубинах. Давление, определенное для гранатовых габбро, составляет 10–12 кбар (37–44 км). Безгранатовые габброиды (группа 2) образовались при меньшем давлении (8–10 кбар), соответствующем глубине 30–33 км. Формирование габброидов с невысоким содержанием глинозема в пироксенах (группа 3) происходило на глубине 10–20 км (3–6 кбар), близкой к уровню становления Башкымугурского и Правотарлашкинского массивов, для которых давление оценивается в 2–3 кбар по вмещающим роговикам [Kargopolov, 1991] и 2–5 кбар по Srх барометру [Nimis, 2002]. Расчетные температуры равновесия минеральных ассоциаций габброидов всех групп составляют от 950 до 1100 °C. Среднекоровые интрузивы, как правило, недифференцированные (Эрзинский и Баянкольский массивы на этапе 490 млн лет) на уровне $P=4-5$ кбар [Karmysheva et al., 2019] или $P=7-8$ кбар (26–30 км) [Selyatitskii et al.,

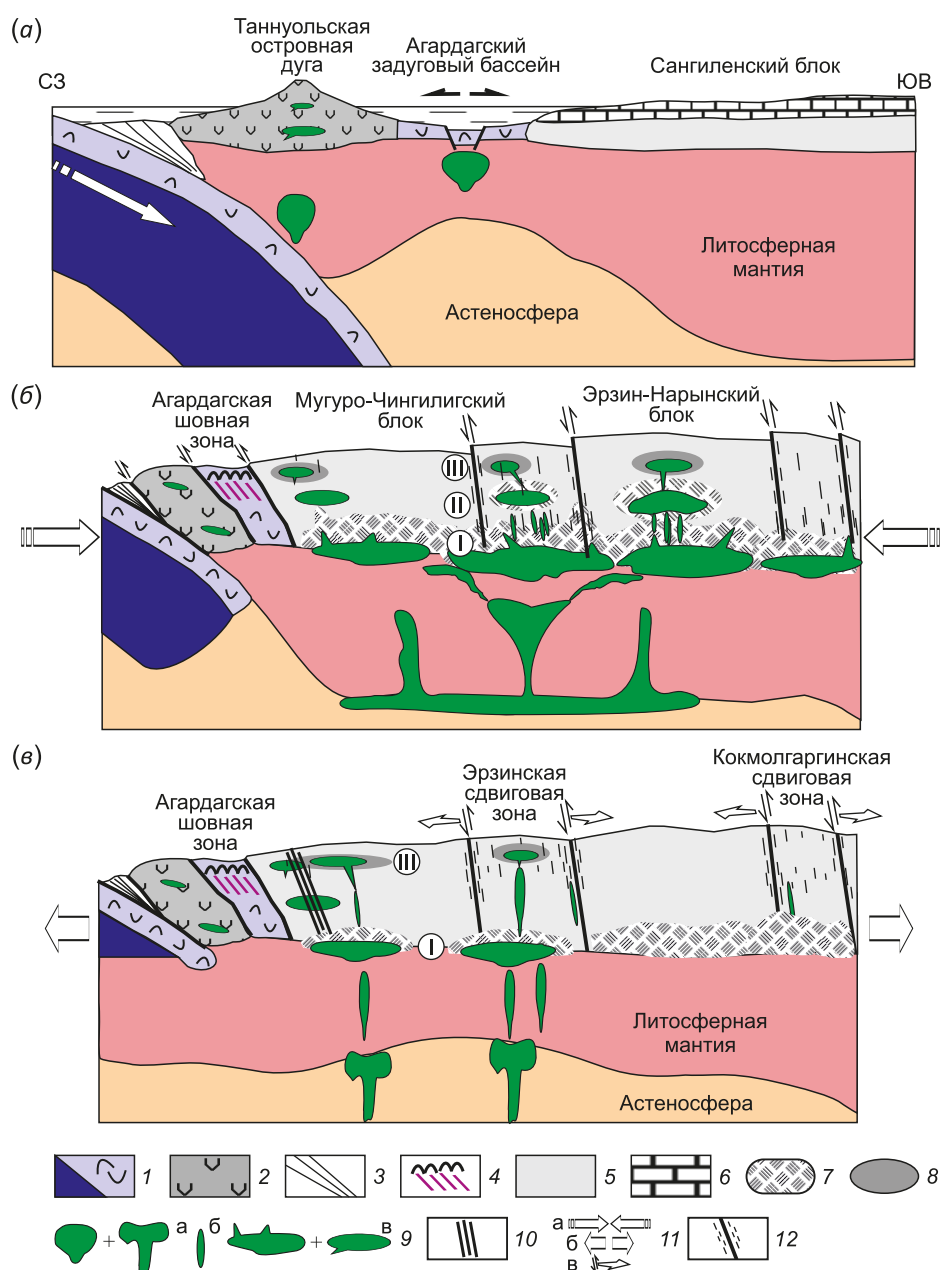


Рис. 2. Реконструкция тектонической истории с отражением процессов базитового магматизма и сопряженного метаморфизма Сангиленского блока ранних каледонид на западной окраине Тувино-Монгольского континента по трем возрастным интервалам.

Реконструкция выполнена с использованием тектонических и геохронологических данных [Vladimirov et al., 2005, 2017; Gibsher et al., 2017], геолого-петрологических данных по магматизму и метаморфизму региона [Gibsher et al., 2012; Izokh et al., 2001; Kargopolov, 1997; Karmysheva et al., 2019; Shelepaev et al., 2018], численного моделирования [Polyansky et al., 2021b]. (а) – 570–520 млн лет – аккреционно-субдукционный режим; (б) – 535–495 млн лет – образование Сангиленской коллизионной системы в результате сближения окраины ТМК и Таннуольской островной дуги, внедрение синколлизийных базитовых расплавов с сопутствующим высокоградиентным гранулитовым метаморфизмом; (в) – 495–430 млн лет – режим транстенсии, формирование малоглубинных интрузий, гранулитовый метаморфизм НТ/LP типа.

1 – океаническая кора и литосферная мантия; 2 – Таннуольская островная дуга; 3 – аккреционная призма; 4 – офиолиты Агардагской зоны; 5 – метаморфические комплексы коры Сангиленского блока – Grt-St-Ky сланцы этапа M1 (Ky-Sill типа); 6 – карбонаты чехла Сангиленского блока; 7–8 – ареалы высокоградиентного метаморфизма M2: 7 – УНТ гранулитовый метаморфизм M2 в нижней/средней коре, 8 – гранулитовая зона НТ/LP метаморфизма M2 в верхней коре (And-Sill типа); 9 – мантийные базитовые расплавы: а – области магмогенерации, б – магмоподводящие каналы, в – интрузивные камеры; 10 – дайки агардагского щелочно-базальтоидного комплекса; 11 – геодинамические режимы: а – коллизии, б – растяжения, в – растяжения со сдвигом; 12 – разломы и минглинг-дайки. I–III – ниже-, средне-, и верхнекоровый уровни размещения промежуточных базитовых камер.

Fig. 2. The tectonic history reconstruction reflecting the processes of basite magmatism and associated metamorphism of the early Caledonides of the Sangilen block on the western margin of the Tuva-Mongolian continent over three age intervals.

Performed using the tectonic and geochronological data [Vladimirov et al., 2005, 2017; Gibsher et al., 2017], geological and petrological data on regional magmatism and metamorphism [Gibsher et al., 2012; Izokh et al., 2001; Kargopolov, 1997; Karmysheva et al., 2019; Shelepaev et al., 2018], and numerical modeling results [Polyansky et al., 2021b]: (a) – 570–520 Ma – accretionary-subduction regime; (б) – 535–495 Ma – the formation of the Sangilen collisional system as a result of the convergence of the TMK margin with the Tannuol island arc, the intrusion of syn-collisional mafic melts with concomitant high-gradient granulite metamorphism; (в) – 495–430 Ma – transtensional regime, formation of shallow intrusions, granulite metamorphism of the HT/LP type.

1 – oceanic crust and lithospheric mantle; 2 – Tannuol island arc; 3 – accretionary prism; 4 – ophiolites of the Agar-Dag zone; 5 – metamorphic complexes of the Sangilen block crust – Grt-St-Ky schists of M1 stage, Ky-Sil type; 6 – carbonates of the Sangilen block cover; 7–8 – areas of high-gradient metamorphism (M2): 7 – UHT granulite metamorphism (M2) in the lower/middle crust, 8 – granulite zone of HT/LP metamorphism (M2) in the upper crust (And-Sil type); 9 – mantle mafic melts: а – magma generation areas, б – magma conduits, в – intrusive chambers; 10 – dikes of the Agar-Dag alkaline-basaltoid complex; 11 – geodynamic regimes: а – collisions, б – extensions with shear; 12 – faults and mingling dikes. I–III – lower-, middle-, and upper-crustal levels of intermediate mafic chambers.

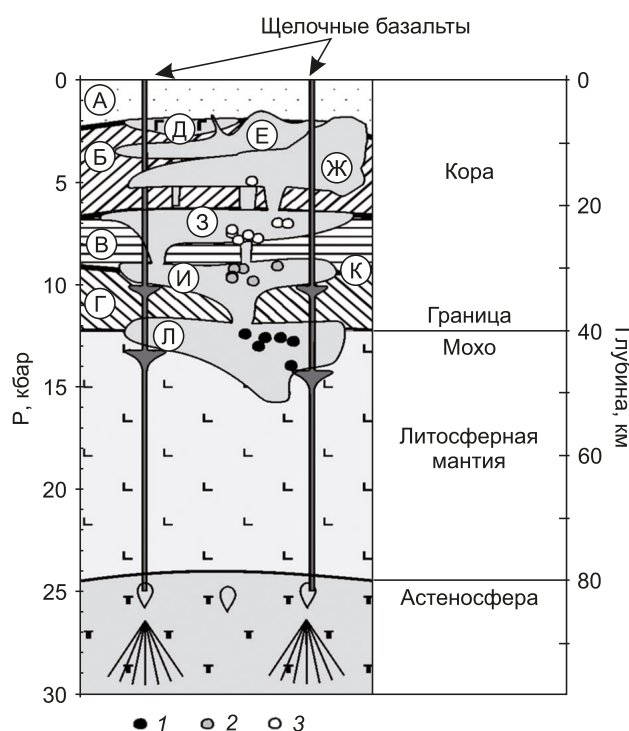


Рис. 3. Схематический разрез литосферы западной части плато Сангилен на позднеордовикское время по представлениям [Egorova et al., 2006].

А – кембрийский вулканогенно-осадочный комплекс; Б – моренский метаморфический комплекс; В, Г – нижние области коры; Д – положение Правотарлашкинского интрузива; Е – габброиды Башкымугурского массива; Ж – монцодиориты Башкымугурского массива; З, И, К – предполагаемые промежуточные магматические камеры по данным термобарометрии; Л – границы слоев коры. 1–3 – оценки давления становления габброидных массивов по ксенолитам разного состава из даек Агардагского комплекса.

Fig. 3. Schematic section of the lithosphere of the western part of the Sangilen Plateau in the Late Ordovician after [Egorova et al., 2006].

А – Cambrian volcanic-sedimentary complex; Б – Morena metamorphic complex; В, Г – lower crustal areas; Д – position of the Pravotarlashka intrusion; Е – gabbroids of the Bashky-Mugur massif; Ж – monzodiorites of the Bashky-Mugur massif; З, И, К – inferred intermediate magma chambers according to the thermobarometric data; Л – boundaries of the crustal layers. 1–3 – pressures for gabbroid massifs estimated from variously composed xenoliths of the Agardag dike complex.

2021]. Малоглубинные интрузивы ($P=2-4$ кбар, 7–14 км) представлены массивами – Правотарлашкинским на этапе 524 ± 9 млн лет [Shelepaev et al., 2018] и Башкымугурским на этапе 465 млн лет [Izokh et al., 2001; Kargopolov, 1991].

Башкымугурский вебстерит-габбро-монцодиоритовый массив представляет собой крупное многофаз-

ное тело, вытянутое в меридиональном направлении (5×17 км) (рис. 4). Первая фаза представлена габброидами, которые образуют тело (3×4 км) в северной части Башкымугурского массива. В нем фиксируются расслоенность и дифференцированность, которая выражается в появлении горизонтов и отдельных прослоев, сложенных в нижних частях массива пироксенитами и

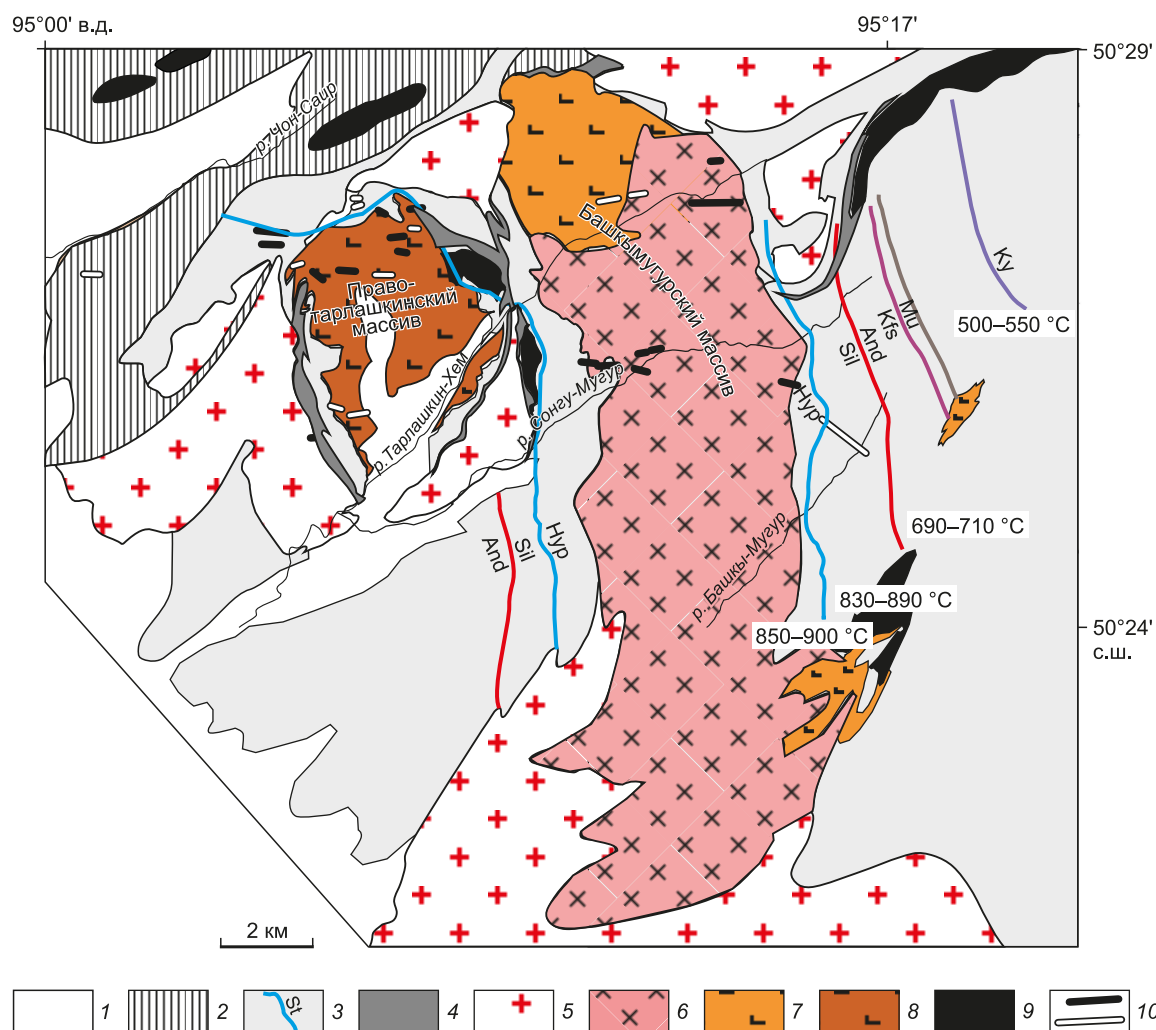


Рис. 4. Геологическое строение и контактово-метаморфическая зональность Башкымугурского и Правотарлашского массивов согласно [Kargopolov, 1997] с использованием материалов [Gibsher et al., 2012], с изменениями.

1 – четвертичные и неогеновые отложения; 2 – метабазиты и вулканогенно-осадочные породы Агардагского комплекса; 3 – сланцы и гнейсы мугур-тешемского комплекса с изоградами метаморфизма, символ минерала показан со стороны его появления; 4 – горизонты амфиболитов и метавулканитов мугур-тешемского комплекса; 5 – граниты; 6–7 – монцодиориты второй фазы (6) и габброиды первой фазы (7) внедрения Башкымугурского массива; 8 – габброиды Правотарлашского массива; 9 – гипербазиты агардагского офиолитового комплекса; 10 – камптонитовые дайки двух типов Агардагского комплекса.

Fig. 4. Geological structure and contact-metamorphic zonation of the Bashky-Mugur and Pravotarlashka massifs after [Kargopolov, 1997] and [Gibsher et al., 2012], with changes.

1 – Quaternary and Neogene deposits; 2 – metabasites and volcanic-sedimentary rocks of the Agardag complex; 3 – shales and gneisses of the Mugur-Teshem complex with metamorphism isograds, mineral symbols are displayed in places of mineral occurrences; 4 – amphibolite and metavolcanic horizons of the Mugur-Teshem complex; 5 – granites; 6–7 – monzodiorites of the second phase (6) and gabbroids of the first phase (7) of the intrusion of the Bashky-Mugur massif; 8 – gabbroids of the Pravotarlashka massif; 9 – ultrabasic rocks of the Agardag ophiolite complex; 10 – two types of camptonite dikes of the Agardag complex.

меланократовыми габбро-норитами, а в верхней части интрузива преобладают лейкократовые габбро и анортозиты. Вторая фаза – основная часть пород Башкымугурского массива – представлена равномерно-зернистыми биотит-амфиболовыми кварцевыми монцодиоритами. Возраст массива составляет 464 ± 5.7 млн лет по U-Pb методу [Kozakov et al., 1999] и 465 ± 1.2 млн лет по Ar-Ar методу [Shelepaev et al., 2018], возраст внедрения отдельных фаз неразличим по геохронологическому датированию.

3. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МАГМ

Для корректной постановки математической модели требуется количественное описание всех физических свойств материалов в диапазоне возможных температур как в твердофазном, так и в частично расплавленном состоянии. Плотность, степень кристалличности, а также температуры солидуса и ликвидуса были рассчитаны с использованием программы MELTS [Gualda et al., 2012; Ghiorso, Gualda, 2015] с учетом реальных составов магматических пород. Составы магматических

Таблица 1. Химический состав (мас. %) базитовых массивов Западного Сангилен**Table 1.** Chemical composition (wt. %) of basite massifs of the Western Sangilen

Массив	Баянкольский					Эрзинский			Башкымугурский			
Образец	ШЗ	Ш25	И17	СН40	СН75	Ш28	Т166	Ш26	И71	Ш7/1	И64/1	Ш16
SiO ₂	45.52	46.84	49.78	57.89	49.07	46.22	48.81	52.49	45.93	49.31	49.83	59.77
TiO ₂	0.56	1.8	2.02	0.71	2.44	0.49	2.31	1.32	0.37	0.35	1.31	0.88
Al ₂ O ₃	6.51	15.46	18.77	17.02	16.63	13.03	14.51	15.15	15.79	18.7	17.8	16.1
Fe ₂ O ₃	10.46	9.55	10.72	6.24	12.07	13.34	13.01	10.43	13.04	5.33	11.39	6.81
MnO	0.17	0.15	0.18	0.12	0.21	0.21	0.201	0.22	0.23	0.11	0.19	0.14
MgO	24.74	12.14	3.96	4.31	4.46	14.01	6.08	4.8	12.84	12.18	7.25	2.58
CaO	8.64	9.69	8.39	7.72	6.75	9.42	8.18	8.21	9.02	16.83	8.46	5.3
Na ₂ O	1.29	1.96	3.72	2.75	4.27	1.51	3.2	4.48	1.63	2.31	2.37	4.61
K ₂ O	0.51	0.4	0.28	1.55	2.39	0.23	0.8	1.61	0.2	0.22	1.17	2.55
П.п.п	1.06	2.48	1.5	0.58	0.93	0.28	1.26	0.54	0.2	0.71	0.12	0.38
Сумма	99.4	99.4	99.8	99.04	100.26	98.8	98.3	99.5	99.3	100	100.1	99.4

пород ультрамафит-мафитовых массивов, использованные при расчетах, представлены в табл. 1 [Shelepaev et al., 2018].

Вязкость расплавов рассчитывалась по экспериментальным зависимостям с учетом валового химического состава пород, температуры и степени кристаллизации, согласно зависимости, полученной в работе [Persikov, Bukhtiyarov, 2009].

$$\mu_T^P = \mu_0 \exp\left(\frac{E_x^P}{RT}\right),$$

$$\mu_{эф} = \mu_T^P (1 - V_{кр.})^{-3.35} (1 - 1.5V_{фл.})^{-0.55},$$

где μ_T^P – вязкость расплава при данной температуре и давлении; μ_0 – константа, характеризующая вязкость расплава при $T \rightarrow \infty$, $\mu_0 = 10^{-3.5 \pm 10^{0.1}} (0.1 \text{ Па} \cdot \text{с})$; T – абсолютная температура (К); E_x^P – энергия активации вязкого течения, которая является функцией давления и состава расплава, включая летучие компоненты; R – универсальная газовая постоянная; $0 \leq V_{кр.} \leq 0.45$, $0 \leq V_{фл.} \leq 0.45$ – объемная доля кристаллов и газовой фазы соответственно.

Получены зависимости доли расплава (рис. 5, а, б, в) и вязкости (рис. 5, г, д, е) при давлении $P=7$ Кбар и содержании воды 2 мас. %. от температуры. Прослеживается зависимость этих параметров от различия в составах монцодиоритов и габбро-норитов для всех массивов. Кроме того, например, габбро-нориты Баянкольского массива (обр. И17, ШЗ и Ш25) при примерно одинаковом содержании SiO₂ отличаются по степени плавления (доли расплава) до 40 % при одной температуре. По-видимому, причиной этого являются сильные вариации магнезиальности: в некоторых породах

содержание MgO достигает 24–25 %, что характеризует их как пикриты (рис. 5, а). Наибольшая разница в температурах плавления достигается в породах разных фаз внедрений Эрзинского массива, умеренный разброс фиксируется для Баянкольского и наименьший – для Башкымугурского массива. Кривые степени плавления имеют немонотонный характер, который определяется последовательной кристаллизацией минералов. По диаграммам плавкости диоритов и габброидов магматических комплексов (рис. 5), которые различаются по содержанию кремнезема и магнезиальности, видно, что одинаковая степень плавления достигается при температуре, повышенной на 200–400 °С.

Аналогичный разброс значений вязкости магм, от максимального к минимальному, наблюдается в ряду магматических массивов Эрзинский – Баянкольский – Башкымугурский (рис. 5, г, д, е). Анализируя совместно кривые степени плавления и вязкости магм в зависимости от температуры, можно сделать вывод, что на вязкость влияет как состав магм (в первую очередь содержание кремнезема), так и температура плавления. Зависимость снижения вязкости расплавов в ряду от кислых к ультраосновным [Persikov, 1984] становится противоположной в том же ряду при учете степени кристалличности при охлаждении в одном интервале температур. Так, высокомагнезиальные габбро-нориты Эрзинского массива (обр. Ш28, рис. 5, в) оказываются более вязкими, чем монцодиориты (обр. Ш26) при той же температуре за счет более высокой степени кристаллизации (рис. 5, е).

Следует заметить, что зависимость вязкости [Persikov, Bukhtiyarov, 2009] разработана для субликвидусных

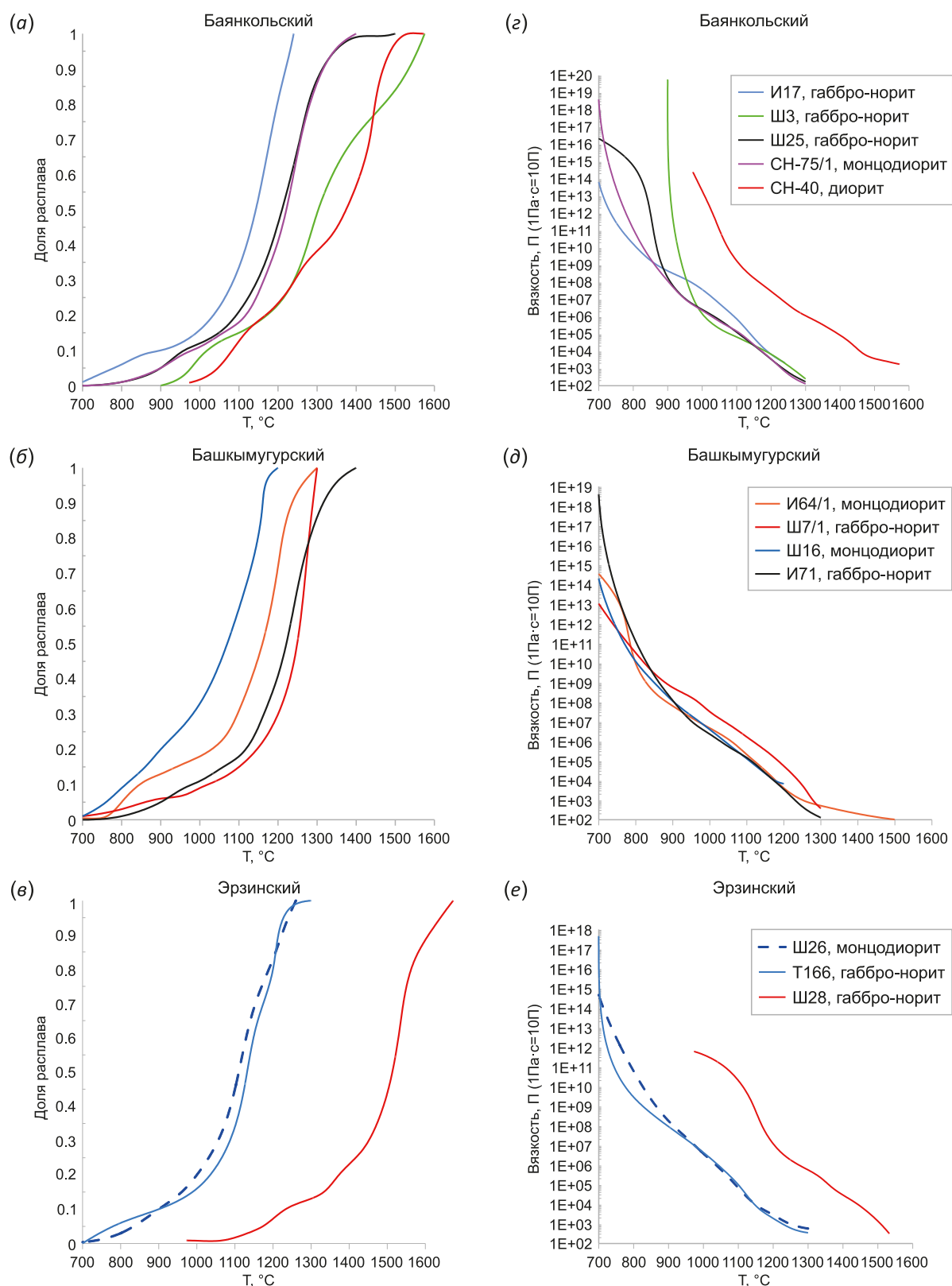


Рис. 5. Доля расплава (а, б, в) в интервале температур солидус – ликвидус, рассчитанных по программе MELTS [Ghiorso, Gualda, 2015], и вязкость магм (г, д, е), рассчитанная с помощью экспериментальных зависимостей [Persikov, Bukhtiyarov, 2009] с учетом валового химического состава, температуры и доли кристаллического вещества при давлении $P=7$ кбар и одинаковом содержании $H_2O=2$ мас. %, для представительных пород Баянкольского, Башкымугурского и Эрзинского массивов (б).

Fig. 5. Melt fraction (a, b, e) in the solidus-liquidus temperature range, calculated using the MELTS software package [Ghiorso, Gualda, 2015], and viscosity of magmas (g, d, e), calculated from experimental dependences [Persikov, Bukhtiyarov, 2009] taking into account bulk chemical composition, temperature and fraction of crystalline matter at pressure $P=7$ kbar and identical content of $H_2O=2$ wt. %, for representative rocks of the Bayan-Kol, Bashky-Mugur and Erzin massifs (b).

Таблица 2. Физические свойства веществ и параметры для расчета вязкости**Table 2.** Physical properties of substances and creep flow law parameters

Параметр	C_p , Дж/(кг·К)	K , Вт/(м·К)	n	A , Па ⁻ⁿ /с	H , кДж/моль
Кора*	1250	2.5	2.6	4E-21	134000
Мантия**	1250	3.5	3.35	1E-16	540000
Базиты, монцодиориты***	1250	2.5	3.05	6.3E-20	276000

Примечание. * – [Kronenberg, Tullis, 1984], ** – [Chopra, Patterson, 1984], *** – [Carter, Tsenn, 1987].

Note. * – [Kronenberg, Tullis, 1984], ** – [Chopra, Patterson, 1984], *** – [Carter, Tsenn, 1987].

магматических расплавов и менее подходит для близ-
солидусных магм. Реология вещества коры и мантии
в субсолидусном или частично расплавленном состоя-
нии характеризуется уравнением вязкого течения
(крипа). При термомеханическом моделировании ис-
пользовался закон течения согласно эксперименталь-
ной зависимости [Mei et al., 2002], описывающей ненью-
тоновую, температурно-зависимую «эффективную»
вязкость:

$$\eta = \exp\left(\frac{-c\phi}{n}\right) A \frac{1}{n} [\dot{\epsilon}_{II}]^{\frac{1-n}{n}} \exp\left(\frac{H}{nRT}\right),$$

где T – температура; $\dot{\epsilon}_{II}$ – скорость деформации; ϕ – доля
расплава при плавлении; n – реологические параме-
тры; A , H – реологические параметры материала коры,
мантии и магмы (табл. 2).

4. ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ И ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ

Разработаны две модели формирования массивов
Западно-Сангиленского блока, характеризующие маг-
матизм аккреционно-коллизийного и транспрессион-
ного этапов, показанных на рис. 3, б, в, соответственно.
Магматический процесс описывается в рамках чис-
ленной термомеханической модели системы «магма-
тический очаг – транспорт магмы – образование про-
межуточных камер – становление массивов». Возник-
новение глубинного магматического очага в моделях
предполагается «мгновенным», что является некото-
рым упрощением описания реального процесса, но не
оказывает существенного влияния на последующую
эволюцию магматической системы.

В модели магматизма аккреционно-коллизийно-
го этапа предполагается, что магматический очаг воз-
ник под коллизийным орогеном в верхней мантии
[Shelepaev et al., 2018] (см. рис. 2, а, стадия 570–520 млн
лет). Магматический очаг предполагается в форме слоя
мощностью 10 км и протяженностью 45 км, распо-
ложенного в верхней мантии на глубине 80 км, в переход-
ной области стабильности шпинелевого/гранатового
перидотита (рис. 6, а) (см. Раздел 7). Допускается, что
объем магматического очага сокращается в процессе
экстракции расплава. Граничные условия на границах
магматического резервуара следующие: на боковых
стенках ставится условие непроницаемой адиабатиче-
ской стенки, а на нижней границе – условие непро-

ницаемой границы с фиксированной температурой.
Магматический очаг заполнен базитовым расплавом
с плотностью 2700–2800 кг/м³ при начальной темпе-
ратуре $T_0=1200$ °С.

В модели транспрессионного этапа предполагается
наличие шва между тектоническими блоками, кото-
рый является проницаемым проводящим каналом от
глубинного магматического очага до основания коры
(рис. 6, б). Допускается пополнение расплавом с по-
стоянной температурой из магматического очага, под-
держивающее избыточное давление в нем. Кровля и
дно резервуара являются проницаемыми для переме-
щения вещества, на боковых границах камеры выпол-
няется условие жесткой стенки. На участках основания
вне камеры ставятся условия непроницаемой непо-
движной границы и постоянной температуры 600 °С.
Температура в коре в начальный момент времени за-
дается линейной от 0 до 600 °С. В этой модели пред-
полагается наличие дифференцированной по составу
магмы, состоящей из монцодиоритового (более лег-
коплавкого) и базитового компонентов. Сам процесс
дифференциации магмы в очаге в модели не рассма-
тривается. Принято линейное изменение плотности
от 2520 до 2680 кг/м³ в диапазоне температур ликви-
дуса – солидуса 1200–900 °С для монцодиоритовой и
от 2700 до 2800 кг/м³ при $T=1200$ –1000 °С для базаль-
товой магмы.

Петрологическая модель коры рассматривалась в
упрощенном виде. Кора по составу разделена на ниж-
ний (гранулитовый), средний (гранодиоритовый) и
верхний (метапелитовый) слой. Трехслойное строе-
ние коры Сангиленского террейна принято согласно
плотностной модели восточной части Алтае-Саянской
области, построенной на основе сейсмологических и
гравитационных данных [Vasilevsky et al., 1985]. Соглас-
но [Bea, 2012], степень «фертильности» коры (по со-
держанию легкоплавких и летучих компонентов) сни-
жается с глубиной в (мета)пелитовом, гранитном/ди-
оритовом и гранулитовом слое. В качестве параметров
плавления использовались данные [Droop, Brodie, 2012;
Nair, Chacko, 2002], на основании которых задавались
интервалы температур плавления для метапелитово-
го, гранитно-диоритового и гранулитового слоя ко-
ры. Плотность и доля расплава в диапазоне плавления
меняются линейно, с максимальной степенью плавле-
ния 0.75. Принималось ступенчатое на границах слоев

коры увеличение плотности расплава/породы с глубиной (рис. 6). Теплофизические параметры приведены на рис. 6, 7 и в табл. 2.

Решается система уравнений Навье-Стокса для многофазной среды в приближении сжимаемой жидкости: уравнение неразрывности, уравнение движения и уравнение сохранения энергии. Подробное описание

системы уравнений, используемых в модели, приведено в [Semenov, Polyansky, 2017; Polyansky et al., 2021a] и здесь не повторяется. Для решения задачи применяется вычислительный пакет ANSYS Fluent [ANSYS..., 2013], в котором реализованы численные алгоритмы для решения задач течения нелинейно-вязкой, температурно-зависимой жидкости.

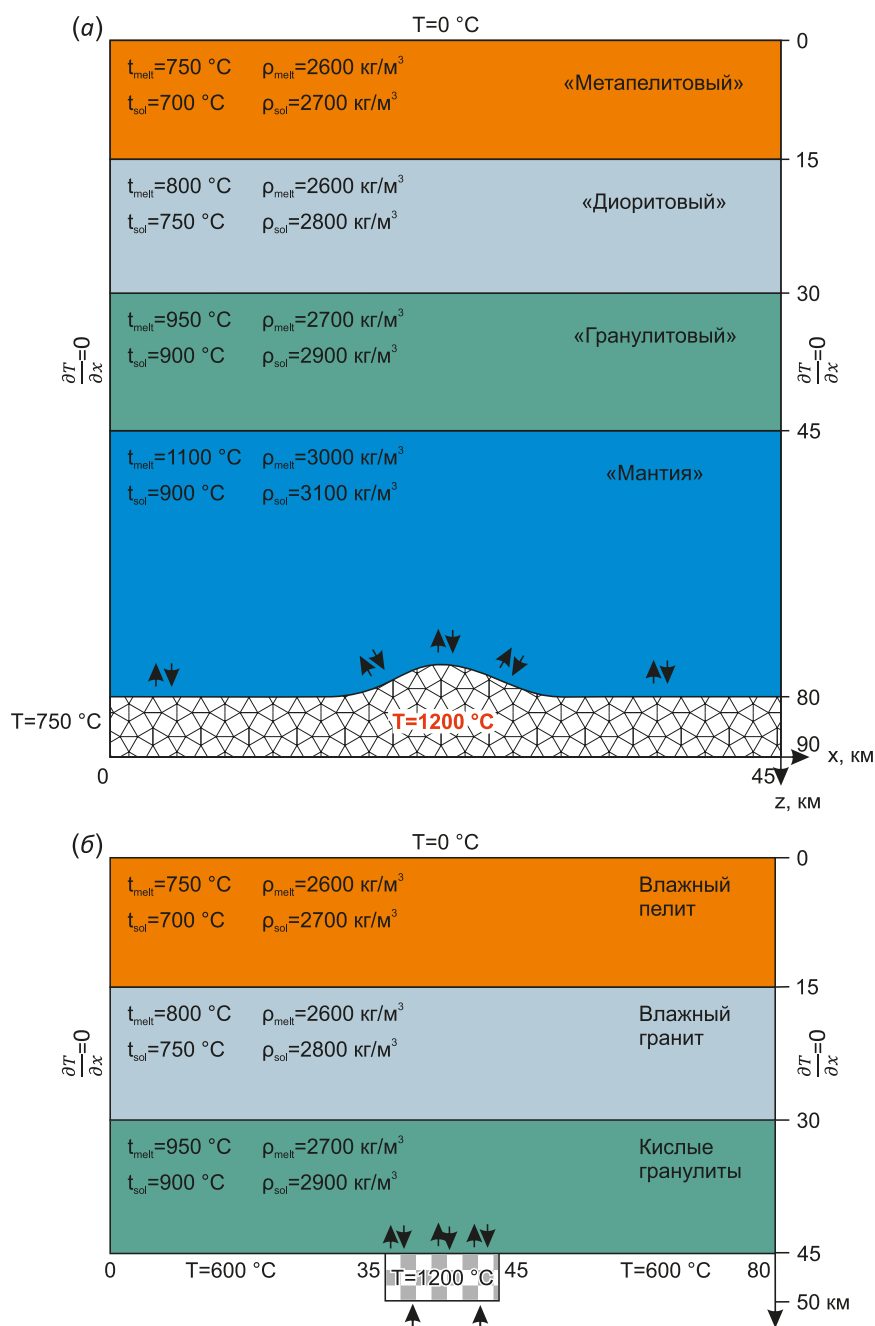


Рис. 6. Схема постановки задачи.

Показана геометрия расчетной области, представляющей трехслойную кору и температурные граничные условия. Температуры плавления и плотность расплава/твердого вещества указаны для каждой области. Орнаментом в основании коры показан магматический резервуар в виде слоя мощностью 10 км (модель а) и канала шириной 10 км (модель б).

Fig. 6. Scheme of the problem statement.

Shown here is the geometry of the computational domain, representing a three-layer crust and temperature boundary conditions. Melting parameters and melt/solid densities are given for each area. An ornament at the base of the crust shows a magma reservoir in the form of a layer 10 km thick (model a) and a conduit 10 km wide (model b).

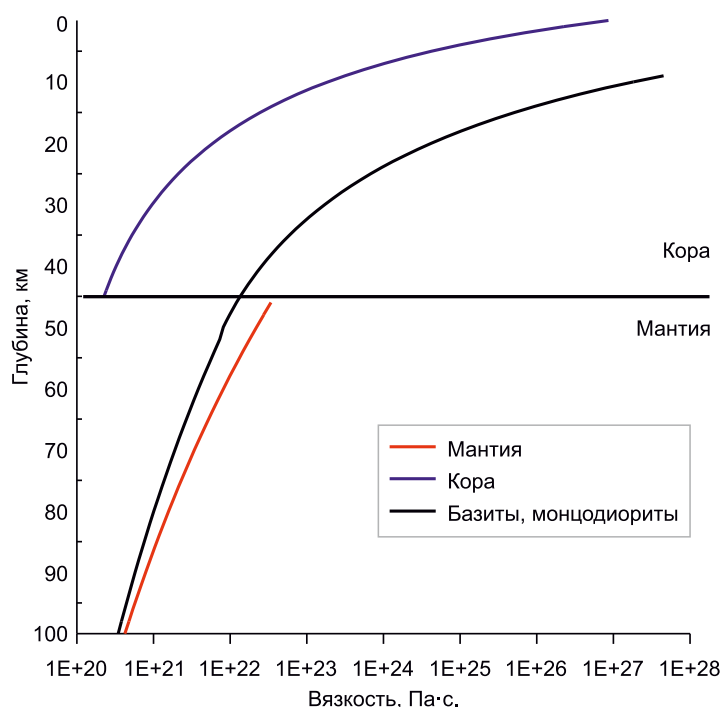


Рис. 7. Зависимость вязкости от глубины при фиксированной скорости деформации ($\dot{\epsilon}_H = 10^{-13} [1/c]$) для вещества коры, мантии и магмы, используемых в модели.

Fig. 7. Dependence of viscosity on depth at a fixed strain rate ($\dot{\epsilon}_H = 10^{-13} [1/c]$) for the crustal, mantle and magmatic materials used in the model.

5. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ (КОЛЛИЗИОННЫЙ ЭТАП)

Результаты моделирования формирования интрузий коллизионного этапа 520–490 млн лет (постановка на рис. 6, а) с наличием глубинной магматической камеры в форме горизонтального тела в верхней мантии представлены на рис. 8. Модельные результаты приведены в виде распределения плотности и температуры через 1.5, 3, 12, 32, 62 и 220 тыс. лет с момента возникновения магматического очага.

На начальном этапе происходит нагрев мантии и ее частичное плавление, в результате чего вещество мантии становится положительно плавучим и начинается подъем вещества в форме одиночного диапира. Во время этого подъема расплавленная положительно плавучая часть мантии и базитовый материал из магматического очага поднимаются совместно и по мере всплытия происходит дифференциация пикритового и базитового расплава. Смесь базитового и перидотитового вещества поднимается до уровня нижней коры в формы гриба с широким фронтом и узким подпитывающим каналом. Длительность подъема магмы от источника до границы коры занимает до 3 тыс. лет (рис. 8, 3 тыс. лет). Далее, на границе кора – мантия образуется промежуточная камера. Над камерой происходит плавление нижнекорового материала, он становится положительно плавучим, в результате чего поднимается до уровня средней коры. Базитовый материал остается в нижней части коры и не может подняться выше. Длительность данного процесса занима-

ет до 10 тыс. лет (рис. 8, 12 тыс. лет). На границе коры и мантии образуется область, в которой смешивается материал нижней коры, верхней мантии и базит-ультрабазитовой магмы. Сама граница становится нерегулярной, образуется область андерплейтинга, в которой перемежаются линзы и прослои перидотитов, базитов и гранулитов. Такая гетерогенная по составу область представляет собой переходную зону кора – мантия по представлениям [O'Reilly, Griffin, 2013].

Далее процесс плавления «транслируется» на верхние слои коры. Образуется магматическая камера на границе нижней и средней коры, происходит плавление средней коры и подъем магмы в средней коре. Вещество из нижней коры застывает на глубине около 20 км. Активная стадия подъема и погружения идет до 50 тыс. лет (рис. 8, 32 и 62 тыс. лет). По мере охлаждения процесс подъема замедляется и наступает кристаллизация. (Следует отметить особенность визуализации результатов численного эксперимента: на рис. 8 плотностные неоднородности в коре со временем «исчезают» ввиду повышения плотности при кристаллизации, однако застывшее вещество остается «на месте», образуя глубинные кристаллические массивы). Во время плавления и транспорта магмы в коре в мантии продолжается конвективный подъем магмы (рис. 8, 62 и 220 тыс. лет). Процесс прекращается, когда глубинный магматический источник истощается и его «подпитка» останавливается или подпитывающий канал застывает. В данном примере 10-километровый по толщине слой истощается примерно за 200–250 тыс. лет.

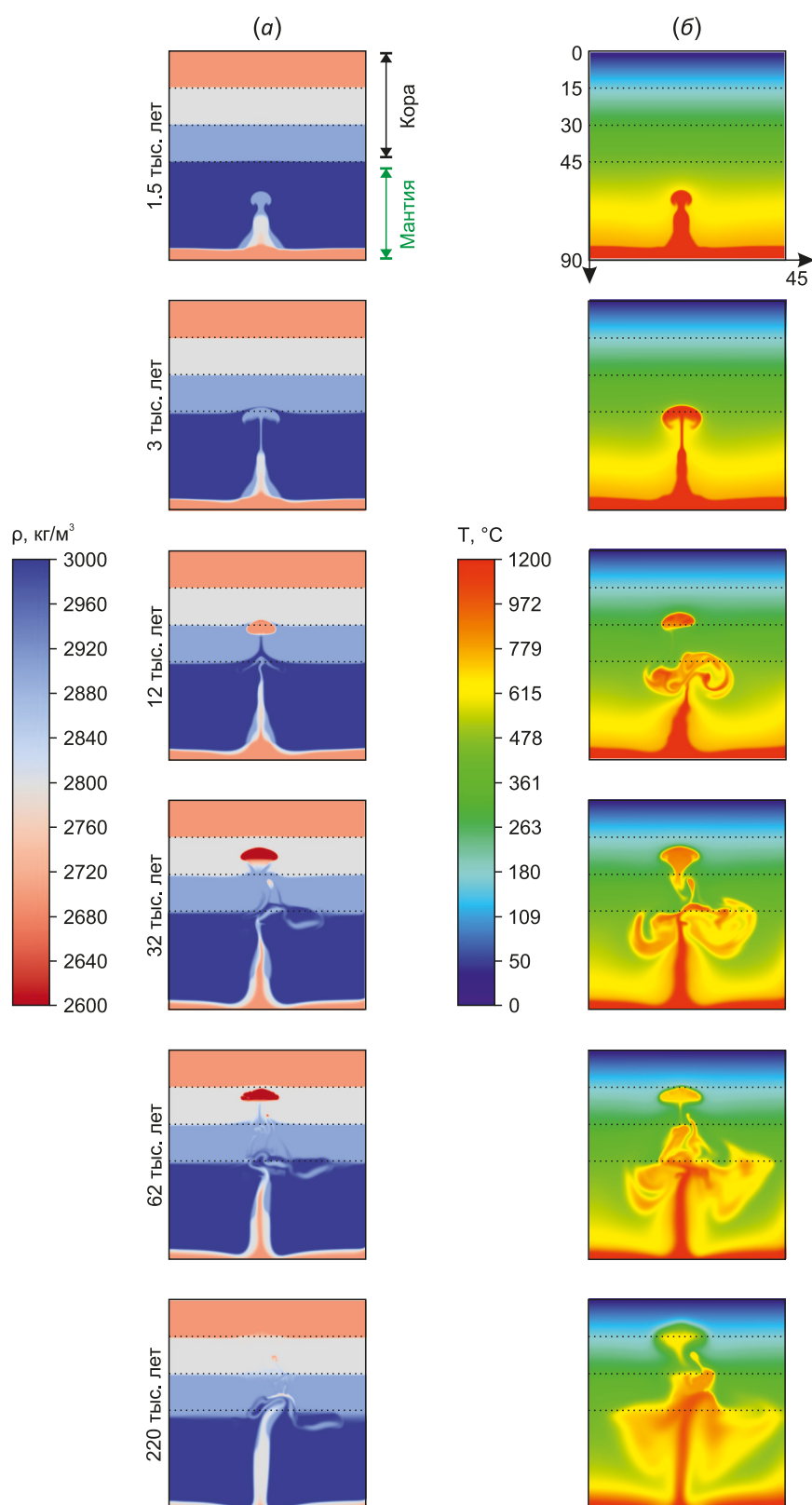


Рис. 8. Результаты моделирования формирования мантийно-коровой интрузии на коллизионном этапе 520–490 млн лет. Представлены картины распределения плотности (а) и температуры (б) в указанное время после возникновения магматического очага в мантии. Плотностная картина отражает эволюцию поднимающейся магмы и состав вмещающих пород мантии и трехслойной коры. Точечные линии – плотностные границы.

Fig. 8. Results of modeling the formation of collisional mantle-crustal intrusion (520–490 Ma).

There are shown density (a) and temperature (b) patterns for certain moments of time after the occurrence of magmatic source in the mantle. The density pattern reflects the evolution of rising magma and the composition of host rocks in the mantle and three-layer crust. Dotted lines are density boundaries.

Моделирование магматизма коллизионного этапа показало, что базальтовый материал из магматического очага может подняться до глубины 35–40 км, сформировать промежуточный очаг в основании коры, из которого происходит дальнейший подъем совместно с продуктами плавления нижней коры, кристаллизация и окончательное становление массивов на границе верхней и средней коры. Продукт плавления нижней коры может подняться до глубины примерно 20 км и кристаллизуется на этом уровне. Длительность активной стадии плавления и всплывания занимает не более 50 тыс. лет. Далее идет остывание и кристаллизация длительностью до 200–250 тыс. лет.

6. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ (ЭТАП ТРАНСТЕНСИИ)

Вторая модель магматизма трансформно-сдвигового этапа 465–440 млн лет (постановка показана на рис. 6, б) разработана для описания процесса корово-мантийного взаимодействия в пределах тектонического шва, разделяющего Мугур-Чинчилигский и Эрзин-Нарынский блоки. Предполагается наличие магматической камеры, расположенной в канале проницаемой зоны мантии.

Результаты представлены на рис. 9 в виде последовательности изменения конфигурации интрузива, распределения объемного содержания базитовой магмы и эволюции температуры.

Процесс подъема из магматического вертикального канала отличается от горизонтального магматического очага ввиду того, что в камеру снизу поступает расплав из предполагаемого глубинного источника [Egorova et al., 2006; Shelepaev et al., 2018]. Математически это осуществляется путем поддержания постоянного давления магмы в основании камеры. Исходя из геологических данных, авторы рассматривают существование двух типов магм – базитовой и диоритовой – как последовательных фаз внедрения из общего очага. Одновременное существование двух магм, как можно полагать, объясняется тем, что диоритовая магма образуется в результате взаимодействия базитового расплава и сиалического материала коры. Иными словами, диориты являются гибридными породами, образующимися при внедрении базитового расплава и плавлении кислых пород коры. Для Западного Сангилена и Забайкалья одновременное существование базитовых и кислых магм обосновывается широким развитием комбинированных, а также минглинг-даек, которые рассматриваются в работах [Burmakina, Tsygankov, 2013; Karmysheva et al., 2015; Vladimirov et al., 2017; Litvinovsky et al., 2017; Polyansky et al., 2017]. При этом явления минглинга характерны как для коллизионного, так и для сдвигового этапа, что является обоснованием существования двух магм одновременно.

Весь подъем вещества можно разделить на две стадии: когда расплав подходит к плотностной или вязкостной границе, идет образование промежуточной камеры; когда камера вскрывается, происходит ин-

трузия вещества из нее вверх и формирование канала, подпитывающего многокамерное тело. Данные стадии последовательно повторяются, пока вещество не дойдет до такой глубины, что энергии вещества магматической камеры не хватает, чтобы достичь температуры плавления вмещающей породы. Стадии сменяют друг друга, когда вещество подходит к границам между нижней и средней корой и между средней и верхней.

Из моделирования следует, что вещество из камеры достигает подошвы средней коры примерно за 5 тыс. лет, причем за первые 4 тыс. лет происходит прогрев нижнего слоя коры, а сам процесс прорыва и формирование канала длится около 1 тыс. лет. Такая продолжительность является промежуточной для диапирового и дайкового механизмов транспорта магм [Cruden, Weinberg, 2018]. На границе нижней и средней коры происходит формирование промежуточной камеры, но так как материал имеет достаточно высокую температуру и соответственно низкую плотность, происходит «мгновенный» подъем (проникновение магмы) до верхней коры за несколько тысяч лет. После этого, по мере остывания, процессы миграции в верхней коре замедляются, а в средней и нижней коре камеры поддерживаются за счет пополнения новыми порциями расплава из магматического очага. По мере плавления вещества верхней коры и достижения примерно 10 % объемной доли базитового расплава начинается процесс подъема в верхней коре, который длится примерно 40 тыс. лет. В результате вещество из магматической камеры попадает в верхнюю кору на глубину 7 км (1.5–2.0 кбар) в объемном соотношении 1 : 2 базитового и диоритового компонента. Процесс в какой-то мере схож с минглингом, когда поднимаются высокоплотные базитовые включения в камере или дайке, заполненной сиалической магмой, путем гравитационного всплывания во вмещающей гранитной магме [Semenov, Polyansky, 2017; Polyansky et al., 2017]. По мере подъема из магматического очага вещество ассимилирует вмещающий материал коры, состав становится многофазным, доля первичной магмы уменьшается, а контаминация возрастает. Таким образом, образованные на глубинах 15 и 30 км массивы могут иметь отношение объемной доли габброидов к диоритам от 1 : 2 до 3 : 4 и дополнительно содержать не более 5 % объемной доли нижнекорового вещества, если камера находится на глубине 15 км.

Моделирование показало, что состояния с высоким содержанием расплава механически неустойчивы. При достижении доли расплава 15–20 % он будет стремиться обособиться в дайковые рои, которые проникают сквозь кору в течение 25–50 тыс. лет (рис. 10). Вещество поднимается не по единственному каналу, формируется множество дополнительных из каждой промежуточной камеры. Вблизи поверхности интрузия представляет собой основное тело в виде штока или лакколита со множеством апофиз на верхней кровле массива («пальцев», личное сообщение Р.А. Шелепаева о

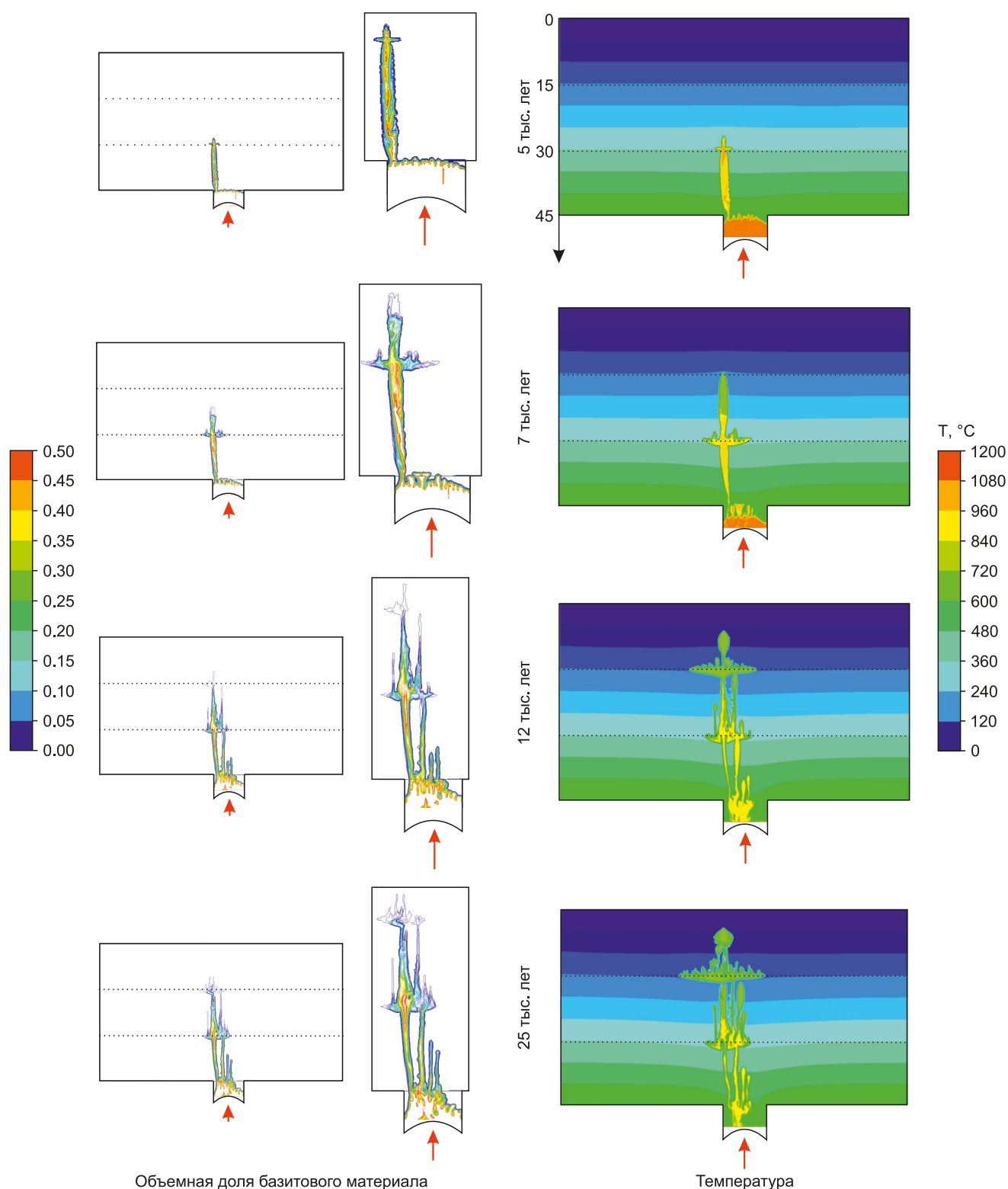


Рис. 9. Результаты моделирования формирования многокамерной интрузии на сдвиговом этапе 465–440 млн лет. Представлены картины распределения базитового вещества (в левой и, с увеличением, в центральной колонке) и поля температуры (справа) на различные моменты времени с начала действия магматического очага. Шкала слева – объемная доля базитового расплава в ограниченном интервале, незакрашенная область в канале соответствует содержанию базитов выше 0.5. Точечные линии – плотностные границы.

Fig. 9. Results of modeling the formation of a multi-chamber intrusion at the transtensional stage (465–440 Ma). There are shown the volume fraction of mafic magma (left and central (zoomed image) columns) and temperature (right) distribution for certain moments of time after the beginning of the action of a magmatic source. The scale on the left is the volume fraction of mafic melt in a limited range; the unshaded area in the feeder conduit corresponds to the mafic content higher than 0.5. Dotted lines are density boundaries.

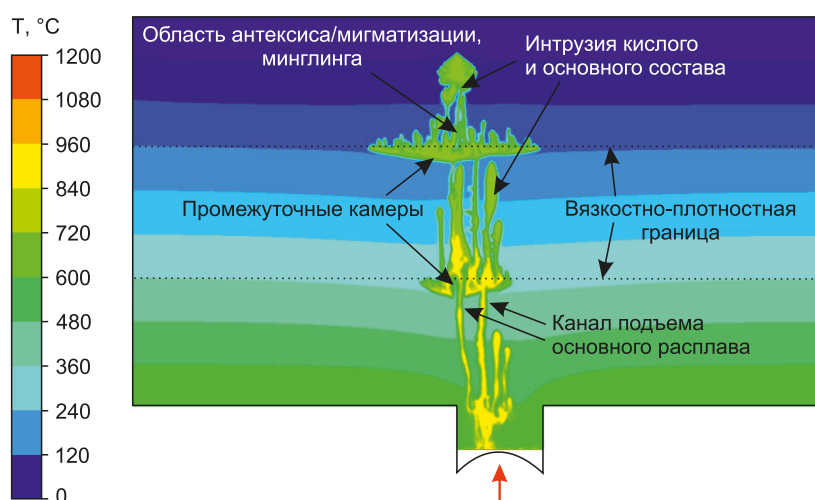


Рис. 10. Схема развития многокамерной интрузии, основанная на результатах моделирования магматизма над мантийным магматическим каналом.

Подробно показана структура магматической колонны, сформированной в результате плавления и транспорта базитовой магмы из мантии, образования промежуточного базитового очага в результате андерплейтинга, плавление вещества коры, гибридизацию магмы и формирование внутрикоровых массивов.

Fig. 10. Scheme of the evolution of a multi-chamber intrusion based on the results of modeling magmatism above a mantle magma conduit.

The details are provided for the structure of the magmatic column formed as a result of melting and transport of mafic magma from the mantle, formation of an intermediate basic source as a result of underplating, melting of the crustal material, hybridization of magma, and formation of the intracrustal massifs.

структуре Правотарлашкинского массива, установленной по результатам магнитометрической съемки).

7. ОБСУЖДЕНИЕ

Численное термомеханическое моделирование является эффективным методом количественного описания процессов магматизма в разных геодинамических обстановках. Модельные результаты показывают соответствие с природными петрологическими характеристиками формирования многофазных габбро-гранитных комплексов Западно-Сангиленского террейна в пределах Мугур-Чинчилигского и Эрзин-Нарынского блоков.

Геологические данные и результаты моделирования позволяют сделать следующие выводы. Результаты моделирования подтверждают тесную пространственную и временную связь высокоградиентного метаморфизма НТ/LP типа с интрузиями габбро-монцодиоритового формационного типа, а также их двухэтапное проявление в Западном Сангилене. Модель предсказывает возможность существования двух уровней становления массивов: низкобарических – Башкымугурского, Правотарлашкинского и более глубоких – Баянкольского, Эрзинского, Матутского массивов, а также нижнеэрзинских гранулитов. Возможно, что базитовый магматический очаг мог быть расположен на уровне около 80 км (2 ГПа), вблизи плотностной границы шпинелевых и гранатовых перидотитов. Его состав мог совпадать с пикритовым в соответствии с наиболее магнезиальными составами габброидов Баянкольского массива ($X_{\text{MgO}} = 24\text{--}25$ мас. %, см.

табл. 1) при высокой (более 25 %) степени плавления. Эта область, видимо, была магматическим источником на коллизионной стадии эволюции Западно-Сангиленского террейна. На этом этапе были сформированы Правотарлашкинский, Баянкольский, Эрзинский массивы. После истощения источника легкоплавкого компонента в области магмогенерации магматизм прекратился. Далее последовал перерыв в магматической активности в связи с перестройкой геодинамического режима с коллизионного на трансензионный (сдвиг с растяжением). На стадии трансенсии основную роль в качестве магмопроводников играли глубинные шовные зоны, разделяющие отдельные блоки коры и проникающие в верхнюю мантию. На этом этапе сформировался Башкымугурский массив, один из малоглубинных массивов, вместе с тем имеющий широкую метаморфическую зональность около 5–6 км. Наиболее поздние магматические образования – дайки Агардакского комплекса – прорывают породы Правотарлашкинского и Башкымугурского массивов. Данные по ксенолитам [Egorova et al., 2006] позволяют судить о многокамерной структуре этих интрузивов, что подтверждается двумерным численным моделированием.

Глубина становления ультрамафит-мафитовых массивов Западного Сангилене остается дискуссионным вопросом, так как оценки давления по минеральным геобарометрам существенно различаются по данным разных авторов [Kargopolov, 1997; Karmysheva et al., 2019; Selyatitskii et al., 2021; Azimov et al., 2018; Kozakov, Azimov, 2017]. Известно, что ширина контактового ареала увеличивается в случае более глубоко размещенного

интрузивного тела [Reverdatto et al., 2010], поэтому ширина метаморфической зональности вокруг магматических тел характеризует глубину становления базит-ультрабазитовых массивов. Ширина зональности Баянкольского (глубинного) и Башкымугурского (малоглубинного) массивов существенно различается и составляет 0.5 и 6.0 км соответственно, что противоречит указанной закономерности. Это несоответствие может быть объяснено разным размером промежуточных камер, который, как следует из моделирования, увеличивается с приближением к поверхности (рис. 10).

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты моделирования позволяют установить, что материал из магматического очага может достигать глубины вплоть до уровня верхней коры в объемных долях габброидов и диоритов от 1:2 до 3:4 и дополнительно привнести не более 5 % нижнекорового вещества. Эти результаты объясняют наблюдения о реальных объемных соотношениях габброидов и монцодиоритов в конкретных массивах Западного Сангиленга, в которых диориты существенно преобладают над габбро-норитами.

Модели развивают общеизвестную идею о механизме генерации гранитных магм за счет интрузий базальтовых магм в континентальную кору [Huppert, Sparks, 1988] в отношении наличия промежуточных камер на границах слоев континентальной коры. Плотностные и вещественные границы являются физическими барьерами при формировании промежуточных камер.

Моделирование магматизма коллизионного этапа показало, что базальтовый расплав из верхнемантийного очага может сформировать промежуточный очаг в основании коры, вызывая плавление нижней коры, смешение корового и мантийного вещества и формирование полифазных массивов в верхней и средней коре. Предложенная модель трансформно-сдвигового этапа объясняет механизм подъема магм по проницаемой тектонической зоне (магмопроводящему каналу) в мантийной литосфере и коре. Такими зонами Сангиленского фрагмента каледонид являются границы между Мугуро-Чинчилигским и Эрзин-Нарынским блоками.

Глубина становления и структура массивов Западного Сангиленга, по-видимому, определяются сменой геодинамической обстановки. Данная трактовка этапов магматизма не противоречит геохимическим данным о смене источника, на первом этапе представляющего деплетированную мантию [Shelepaev et al., 2018]. На трансформно-сдвиговой стадии источник сменился на более глубинный и обогащенный по сравнению с надсубдукционной мантией.

9. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность рецензентам статьи д.г.-м.н. А.Э. Изоху и к.г.-м.н. Р.А. Шелепаеву за ценные замечания.

10. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД

АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

Both authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

11. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

Both authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

12. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- ANSYS Fluent Theory Guide, 2013. Release 15.0. ANSYS Inc., USA, 779 p.
- Azimov P.Y., Kozakov I.K., Glebovitsky V.A., 2018. Early Paleozoic UHT/LP Metamorphism in the Sangilen Block of the Tuvino-Mongolian Massif. *Doklady Earth Sciences* 479, 295–299. <https://doi.org/10.1134/S1028334X18030145>.
- Babichev A.V., Polyansky O.P., Korobeynikov S.N., Reverdatto V.V., 2014. Mathematical Modeling of Magma Fracturing and Dike Formation. *Doklady Earth Sciences* 458, 1298–1301. <https://doi.org/10.1134/S1028334X14100262>.
- Bea F., 2012. The Sources of Energy for Crustal Melting and the Geochemistry of Heat-Producing Elements. *Lithos* 153, 278–291. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.01.017>.
- Burmakina G.N., Tsygankov A.A., 2013. Mafic Microgranular Enclaves in Late Paleozoic Granitoids in the Burgasy Quartz Syenite Massif, Western Transbaikalia: Composition and Petrogenesis. *Petrology* 21, 280–303. <https://doi.org/10.1134/S086959111303003X>.
- Carter N.L., Tsenn M.C., 1987. Flow Properties of Continental Lithosphere. *Tectonophysics* 136 (1–2), 27–63. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90333-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90333-7).
- Chopra P.N., Patterson M.S., 1984. The Role of Water in the Deformation of Dunite. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 89 (B9), 7861–7876. <https://doi.org/10.1029/JB089iB09p07861>.
- Cruden A.R., Weinberg R.F., 2018. Mechanisms of Magma Transport and Storage in the Lower and Middle Crust – Magma Segregation, Ascent and Emplacement. In: S. Burchardt (Ed.), *Volcanic and Igneous Plumbing Systems. Understanding Magma Transport, Storage, Evolution in the Earth's Crust*. Elsevier, p. 13–53. <http://doi.org/10.1016/B978-0-12-809749-6.00002-9>.
- Droop G.T.R., Brodie K.H., 2012. Anatectic Melt Volumes in the Thermal Aureole of the Etive Complex, Scotland: The Roles of Fluid-Present and Fluid-Absent Melting. *Journal of Metamorphic Geology* 30 (8), 843–864. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2012.01001.x>.
- Egorova V.V., Volkova N.I., Shelepaev R.A., Izokh A.E., 2006. The Lithosphere beneath the Sangilen Plateau, Siberia: Evidence from Peridotite, Pyroxenite and Gabbro Xenoliths from Alkaline Basalts. *Mineralogy and Petrology* 88, 419–441. <https://doi.org/10.1007/s00710-006-0121-0>.

Fedorovsky V.S., Vladimirov A.G., Khain E.V., Kargopolov S.A., Gibsher A.S., Izokh A.E., 1995. Tectonics, Metamorphism, and Magmatism of Collision Zones in Early Paleozoic Orogenic Complexes of Central Asia. *Geotectonics* 3, 3–22 (in Russian) [Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. Т. 29. № 3. С. 3–22].

Ghiorso M.S., Gualda G.A.R., 2015. An H_2O - CO_2 Mixed Fluid Saturation Model Compatible with Rhyolite-MELTS. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 169, 53. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1141-8>.

Gibsher A.A., Malkovets V.G., Travin A.V., Sharygin V.V., Belousova E.A., Konc Z., 2012. The Age of Camptonite Dikes of the Agardag Alkali-Basalt Complex (Western Sangilen): Results of Ar/Ar and U/Pb Dating. *Russian Geology and Geophysics* 53 (8), 763–775. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.06.004>.

Gibsher A.S., Gibsher A.A., Malkovets V.G., Shelepaev R.A., Terleev A.A., Sukhorukov V.P., Rudnev S.N., 2017. The Nature and Age of High-Pressure (Kyanite) Metamorphism of the Western Sangilen (Southeastern Tuva). In: *Geodynamic Settings and Thermodynamic Conditions of Regional Metamorphism in the Precambrian and Phanerozoic. Proceedings of the V Russian Conference on Precambrian Geology and Geodynamics (October 24–26, 2017)*. IPGG RAS, Saint-Petersburg, p. 52–53 (in Russian) [Гибшер А.С., Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Шелепаев Р.А., Терлеев А.А., Сухоруков В.П., Руднев С.Н. Природа и возраст высокобарического (кианитового) метаморфизма Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Геодинамические обстановки и термодинамические условия регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое: Материалы V Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия (24–26 октября 2017 г.). СПб.: ИГГД РАН, 2017. С. 52–53].

Gualda G.A.R., Ghiorso M.S., Lemons R.V., Carley T.L., 2012. Rhyolite-MELTS: A Modified Calibration of MELTS Optimized for Silica-Rich, Fluid-Bearing Magmatic Systems. *Journal of Petrology* 53 (5), 875–890. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr080>.

Huppert H.E., Sparks R.S.J., 1988. The Generation of Granitic Magmas by Intrusion of Basalt into Continental Crust. *Journal of Petrology* 29 (3), 599–624. <https://doi.org/10.1093/petrology/29.3.599>.

Izokh A.E., Kargopolov S.A., Shelepaev R.A., Travin A.V., Egorova V.V., 2001. Cambrian-Ordovician Basite Magmatism of the Altai-Sayan Folded Area and Its Related Metamorphism with High Temperatures and Low Pressures. In: *Actual Problems of Geology and Minerageny of the Southern Siberia. Proceedings of the Scientific and Practical Conference (October 31 – November 2, 2001, Elan, Novokuznetsk district, Kemerovo Region)*. LIH SB RAS, Novosibirsk, p. 68–72 (in Russian) [Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Егорова В.В. Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких тем-

ператур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минерации юга Сибири: Материалы научно-практической конференции (31 октября – 2 ноября 2001 г., пос. Елань Новокузнецкого района, Кемеровской области). Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. С. 68–72].

Kargopolov S.A., 1991. Metamorphism of the Mugur Zonal Complex (Southeastern Tuva). *Russian Geology and Geophysics* 32 (3), 109–119 (in Russian) [Каргополов С.А. Метаморфизм мугурского зонального комплекса (Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 1991. Т. 32. № 3. С. 109–119].

Kargopolov S.A., 1997. Shallow-Depth Granulites of the Western Sangilen (Southeastern Tuva). PhD Thesis (Candidate of Geology and Mineralogy). Novosibirsk, 272 p. (in Russian) [Каргополов С.А. Малоглубинные гранулиты Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1997. 272 с.].

Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Shelepaev R.A., Rudnev S.N., Yakovlev V.A., Semenova D.V., 2019. Bayan-Kol Gabbro-Granite Association (Western Sangilen, Southeastern Tuva): Composition, Age Boundaries, and Tectonic and Geodynamic Settings. *Russian Geology and Geophysics* 60 (7), 720–734. <https://doi.org/10.15372/RGG2019065>.

Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Vladimirov A.G., Shelepaev R.A., Yakovlev V.A., Vasyukova E.A., 2015. Tectonic Position of Mingling Dykes in Accretion-Collision System of Early Caledonides of West Sangilen (South-East Tuva, Russia). *Geodynamics & Tectonophysics* 6 (3), 289–310 (in Russian) [Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Шелепаев Р.А., Яковлев В.А., Васюкова Е.А. Тектоническая позиция минглинг-даек в аккреционно-коллизонной системе ранних каледонид Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. № 3. С. 289–310]. <https://doi.org/10.5800/GT-2015-6-3-0183>.

Keller T., May D.A., Kaus B.J.P., 2013. Numerical Modeling of Magma Dynamics Coupled to Tectonic Deformation of Lithosphere and Crust. *Geophysical Journal International* 195 (3), 1406–1442. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt306>.

Kozakov I.K., Azimov P.Y., 2017. Geodynamics of the Origin of Granulites in the Sangilen Block of the Tuva-Mongolian Terrane, Central Asian Orogenic Belt. *Petrology* 25, 615–624. <https://doi.org/10.1134/S0869591117060042>.

Kozakov I.K., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Natman A., Bibikova E.V., Kirnozova T.I., Todt W., Kröner A., Yakovleva S.Z., Lebedev V.I., Sugorakova A.M., 2001. Timing of the Structural Evolution of Metamorphic Rocks in the Tuva-Mongolia Massif. *Geotectonics* 35 (3), 165–184.

Kozakov I.K., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Kovach V.P., Bibikova E.V., Kirnozova T.I., 1999. Polychronous Evolution of the Paleozoic Granitoid Magmatism in the Tuva-Mongolia Massif: U-Pb Geochronological Data. *Petrology* 7 (6), 592–601.

Kronenberg A.K., Tullis J., 1984. Flow Strength of Quartz Aggregates: Grain Size and Pressure Effects Due to Hydrolytic Weakening. *Journal of Geophysical Research: Solid*

Earth 89 (B6), 4281–4297. <https://doi.org/10.1029/JB089iB06p04281>.

Kuznetsova L.G., Shokalsky S.P., Sergeev S.A., Dril S.I., 2021. Age and Composition of the Early Paleozoic Magmatic Associations and Related Rare-Element Pegmatites in the South-Eastern Part of the Sangilen Block, Tuva-Mongolian Massif. *Geodynamics & Tectonophysics* 12 (2), 261–286 (in Russian) [Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П., Сергеев С.А., Дриль С.И. Возрастные рубежи проявления и особенности состава раннепалеозойского магматизма и связанных с ним редкометалльных пегматитов в юго-восточной части Сангиленского блока Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 2. С. 261–286. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-2-0524>.

Litvinovsky B.A., Zanzvilevich A.N., Wickham S.M., Jahn B.M., Vapnik Y., Kanakin S.V., Karmanov N.S., 2017. Composite Dikes in Four Successive Granitoid Suites from Transbaikalia, Russia: The Effect of Silicic and Mafic Magma Interaction on the Chemical Features of Granitoids. *Journal of Asian Earth Sciences* 136, 16–39. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2016.12.037>.

Marsh B.D., 1982. On the Mechanics of Igneous Diapirism, Stopping, and Zone Melting. *American Journal of Science* 282 (6), 808–855. <https://doi.org/10.2475/ajs.282.6.808>.

Mei S., Bai W., Hiraga T., Kohlstedt D.L., 2002. Influence of Melt on the Creep Behavior of Olivine-Basalt Aggregates under Hydrous Conditions. *Earth and Planetary Science Letters* 201 (3–4), 491–507. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00745-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00745-8).

Nair R., Chacko T., 2002. Fluid-Absent Melting of High-Grade Semi-Pelites: P-T Constraints on Orthopyroxene Formation and Implications for Granulite Genesis. *Journal of Petrology* 43 (11), 2121–2142. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.11.2121>.

Nimis P., 2002. Clinopyroxene Geobarometry of Magmatic Rocks. Structural Geobarometers for Basic to Acid, Tholeiitic and Mildly Alkaline Magmatic Systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135, 62–74. <https://doi.org/10.1007/s004100050498>.

O'Reilly S.Y., Griffin W.L., 2013. Moho vs Crust-Mantle Boundary: Evolution of an Idea. *Tectonophysics* 609, 535–546. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.031>.

Persikov E.S., 1984. Viscosity of Magmatic Melts. *Nauka, Moscow*, 159 p. (in Russian) [Персиков Э.С. Вязкость магматических расплавов. М.: Наука, 1984. 159 с.].

Persikov E.S., Bukhtiyarov P.G., 2009. Interrelated Structural Chemical Model to Predict and Calculate Viscosity of Magmatic Melts and Water Diffusion in a Wide Range of Compositions and T-P Parameters of the Earth's Crust and Upper Mantle. *Russian Geology and Geophysics* 50 (12), 1079–1090. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2009.1.007>.

Petrova A.Yu., Kostitsyn Yu.A., 1997. Age of High-Gradient Metamorphism and Granite Formation in Western Sangilen. *Geochemistry* 3, 343–347 (in Russian) [Петрова А.Ю., Костицын Ю.А. Возраст высокоградиентного метаморфиз-

ма и гранитообразования на Западном Сангилене // Геохимия. 1997. № 3. С. 343–347].

Polyansky O.P., Babichev A.V., Semenov A.N., Reverdatto V.V., 2021a. Modelling Heat Generation during Friction and Viscoplastic Deformation Based on the Example of the Yenisei Shear Zone (Eastern Siberia). *Geodynamics & Tectonophysics* 12 (4), 909–928 (in Russian) [Полянский О.П., Бабичев А.В., Семенов А.Н., Ревердатто В.В. Моделирование теплогенерации при трении и вязкопластической деформации на примере Приенисейской сдвиговой зоны (Восточная Сибирь) // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 4. С. 909–928]. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-4-0563>.

Polyansky O.P., Izokh A.E., Semenov A.N., Selyatitskii A.Y., Shelepaev R.A., Egorova V.V., 2021b. Thermomechanical Modeling of the Formation of Multi-Chamber Intrusions for Identifying the Relationship of Plutonic Metamorphism with Gabbro-Diorite Massifs of Western Sangilen, Tuva, Russia. *Geotectonics* 55, 1–19. <https://doi.org/10.1134/S001685212101009X>.

Polyansky O.P., Kargopolov S.A., Izokh A.E., Semenov A.N., Babichev A.V., Vasilevsky A.N., 2019. The Role of Magmatic Heat Sources in the Formation of Regional and Contact Metamorphic Areas in West Sangilen (Tuva, Russia). *Geodynamics & Tectonophysics* 10 (2), 309–323 (in Russian) [Полянский О.П., Каргополов С.А., Изох А.Е., Семенов А.Н., Бабичев А.В., Василевский А.Н. Роль магматических источников тепла при формировании регионального и контактовых метаморфических ареалов Западного Сангилен (Тува) // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 2. С. 309–323]. <https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-2-0416>.

Polyansky O.P., Semenov A.N., Vladimirov V.G., Karmysheva I.V., Vladimirov A.G., Yakovlev V.A., 2017. Numerical Simulation of Magma Mingling (Case of Bayankol Gabbro-Granite Series, Sangilen, Tuva). *Geodynamics & Tectonophysics* 8 (2), 385–403 (in Russian) [Полянский О.П., Семенов А.Н., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Владимиров А.Г., Яковлев В.А. Численная модель магматического минглинга (на примере баянкольской габбро-гранитной серии, Сангилен, Тува) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 385–403]. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-2-0247>.

Reverdatto V.V., Babichev A.V., Korobeinikov S.N., Polyanskii O.P., 2010. Estimation of the Emplacement Depth of a Magmatic Intrusive Body Based on the Data for Distribution of Isogrades in the Surrounding Metamorphic Zoning (Model Approximation). *Doklady Earth Sciences* 430, 244–247. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10020212>.

Schmeling H., Marquart G., Weinberg R., Wallner H., 2019. Modelling Melting and Melt Segregation by Two-Phase Flow: New Insights into the Dynamics of Magmatic Systems in the Continental Crust. *Geophysical Journal International* 217 (1), 422–450. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz029>.

Selyatitskii A.Yu., Polyansky O.P., Shelepaev R.A., 2021. A High-Pressure Thermal Aureole of the Bayankol Gabbro-Monzodiorite Intrusion (Western Sangilen, Southeastern Tuva): Evidence for Lower-Crust Mafic Magma Chambers.

Russian Geology and Geophysics 62 (9), 987–1005. <https://doi.org/10.2113/RGG20194157>.

Semenov A.N., Polyansky O.P., 2017. Numerical Modeling of the Mechanisms of Magma Mingling and Mixing: A Case Study of the Formation of Complex Intrusions. *Russian Geology and Geophysics* 58 (11), 1317–1332. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2017.11.001>.

Shelepaev R.A., Egorova V.V., Izokh A.E., Seltmann R., 2018. Collisional Mafic Magmatism of the Fold-Thrust Belts Framing Southern Siberia (Western Sangilen, Southeastern Tuva). *Russian Geology and Geophysics* 59 (5), 525–540. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2018.04.006>.

Smolyakova A.E., Vladimirov V.G., Karmysheva I.V., Yakovlev V.A., 2021. The Syncollisional Formation Stage of the Bayan-Kol Gabbro-Granodiorite-Granite Massif: on the Basis of the Analysis of Mafic Magmatic Inclusions (North-western Margin of the Tuva-Mongolia Massif). In: *Petrology and Geodynamics of Geoloical Processes. Proceedings of the XIIth All-Russian Petrographic Meeting with International Participation (September 6–13, 2021). Vol. 3. Publishing House of the Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk*, p. 83–84 (in Russian) [Смолякова А.Е., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А. Становление синколлизийного Баянкольского габбро-гранодиорит-гранитного массива: на основе анализа мафических магматических включений (северо-западная окраина Тувино-Монгольского массива) // Петрология и геодинамика геологических процессов: Материалы XII всероссийского петрографического совещания с участием зарубежных ученых (6–13 сентября, 2021 г.). Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2021. Т. 3. С. 83–84].

Vasilevsky A.N., Boldyrev M.A., Mikheev V.V., Dergachev A.A., Krasavin V.V., Kirin Yu.M., Fomin Yu.N., Filina A.G., Blagovidova T.Ya., Kuchai O.A., 1985. Scientific and Technical Report of the Altai-Sayan Experimental-Methodological Seismological Expedition. Institute of Geology and Geophysics, Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences, Novosibirsk, 243 p. (in Russian) [Василевский А.Н., Болдырев М.А., Михеев В.В., Дергачев А.А., Красавин В.В., Кирин Ю.М., Фомин Ю.Н., Филина А.Г., Благовидова Т.Я., Кучай О.А. Научно-технический отчет Алтае-Саянской опытно-методической сейсмологической экспедиции. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. 243 с.].

Vladimirov V.G., Karmysheva I.V., Yakovlev V.A., Travin A.V., Tsygankov A.A., Burmakina G.N., 2017. Thermochronology of Mingling Dykes in West Sangilen (South-East Tuva, Russia): Evidence of the Collapse of the Collisional System in the North-Western Edge of the Tuva-Mongolia Massif. *Geodynamics & Tectonophysics* 8 (2), 283–310 (in Russian) [Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Термохронология минглинг-даек Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува): свидетельства развала коллизийной системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 283–310]. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-2-0242>.

Vladimirov V.G., Vladimirov A.G., Gibsher A.S., Travin A.V., Rudnev S.N., Shemelina I.V., Barabash N.V., Savinykh Ya.V., 2005. Model of the Tectonometamorphic Evolution for the Sangilen Block (Southeastern Tuva, Central Asia) as a Reflection of the Early Caledonian Accretion – Collision Tectogenesis. *Doklady Earth Sciences* 405 (8), 1159–1165.