

УДК 551.24.02

ФОРМИРОВАНИЕ ПОСТКОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОВ КАРСКОГО ОРОГЕНА (Северный Таймыр, Центральная Арктика) ДО ПРОЯВЛЕНИЯ СИБИРСКОГО ПЛЮМА: ОТ ДВУХМЕРНОГО К ТРЕХМЕРНОМУ МОДЕЛИРОВАНИЮ

В.А. Верниковский^{1,2}, А.Н. Семенов^{1,3}, О.П. Полянский^{1,3},
А.Е. Верниковская^{1,2}, Н.Ю. Матушкин^{1,2,✉}

¹Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

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

Поступила в редакцию: 10.07.2025

Принята в печать: 04.09.2025

Опубликована онлайн: 10.09.2025

DOI: [10.15372/GiG2025164](https://doi.org/10.15372/GiG2025164)

EDN: SPWMDA

Ссылка для цитирования:

Верниковский В.А., Семенов А.Н., Полянский О.П., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю. (2025). Формирование постколлизиионных гранитов Карского орогена (Северный Таймыр, Центральная Арктика) до проявления сибирского плюма: от двухмерного к трехмерному моделированию // Геология и геофизика, DOI: [10.15372/GiG2025164](https://doi.org/10.15372/GiG2025164), EDN: SPWMDA.

© В.А. Верниковский, А.Н. Семенов, О.П. Полянский, А.Е. Верниковская, Н.Ю. Матушкин, 2025

✉E-mail: MatushkinNY@ipgg.sbras.ru

В работе рассматривается формирование постколлизиионных гранитоидов Карского орогена на Северном Таймыре в условиях повышенного теплового потока вследствие распада орогена до проявления Сибирского плюма (280–250 млн л. н.) на основе применения трехмерного численного моделирования. Начальная геометрия модельной области, граничные условия и физические свойства для коры и мантии подобраны близкими к строению земной коры зоны сочленения Карского, Центрально-Таймырского и Сибирского блоков. Показано, что в гранито-гнейсовом-андезиобазальтовом среднем слое коры формируются обширные очаги плавления, а в основании коры устанавливается 1–2-километровая зона плавления гранулитового слоя коры при возможном участии мантийного компонента. Высота подъема магмы и формирование групп пространственно сближенных гранитоидных массивов определяется величиной повышенного мантийного теплового потока и реологией вещества плавящегося протолита. Охарактеризованы условия внедрения магмы и формирования массивов диаметром 10–20 км на глубине до 5–8 км в метаморфизованных породах. На основе 3D-моделирования установлен механизм периодических (импульсных) интрузий магмы на постколлизиионной стадии на протяжении 30–40 млн лет. Предложенный механизм формирования массивов позволяет воспроизвести их форму и периодичность магматизма, сопоставимую с реальным геологическим положением и возрастом постколлизиионных гранитоидов Карского орогена. Проведено сравнение результатов моделирования в двух- и трехмерной постановке при полностью идентичных параметрах модели и физических свойств веществ. Установлено, что 3D-моделирование является более реалистичным и корректным способом описания соответствующих магматических процессов относительно 2D-постановки.

Коллизия, граниты, реология, тепловой поток, 3D-моделирование, Арктика, Карский ороген, Северный Таймыр, Сибирский кратон

ВВЕДЕНИЕ

Проблема формирования постколлизиионных гранитоидов Карского орогена на Северном Таймыре и Сибирской крупной изверженной провинции входит в общую проблему соотношения тектоники плит и плюм-тектоники, широко обсуждаемой в последние годы. Так, в одной из своих последних работ академик Н.Л. Добрецов в 2020 г. показал вероятные модели и типичные примеры взаимодействия тектоники плит и тектоники плюмов [Добрецов, 2020]. В своей обобщающей статье Н.Л. Добрецов раскрыл многие вопросы такого взаимодействия, включая «влияние плюмов на коллизии, развитие крупных изверженных провинций и связанного с ними гранитообразо-

вания» [Добрецов, 2020, с. 618]. Для Карского коллизиионного орогена эта проблема обсуждается уже более 25 лет после установления на Западном и Центральном Таймыре А-типа гранитов и сиенитов, возраст которых (251–233 млн лет) перекрывает интервал проявления траппов главной фазы Сибирского плюма [Верниковский и др., 2001; Dobretsov, Vernikovsky, 2001; Vernikovsky et al., 2003, 2020]. В этих работах проявление гранитов и сиенитов связывалось с воздействием плюма на горячую утолщенную (после коллизиионных процессов) нижнюю кору. В настоящей статье мы рассмотрим формирование гранитоидов Карского орогена на Северном Таймыре в условиях повышенного теплового потока вследствие распада орогена на протяжении всей постколлизиион-

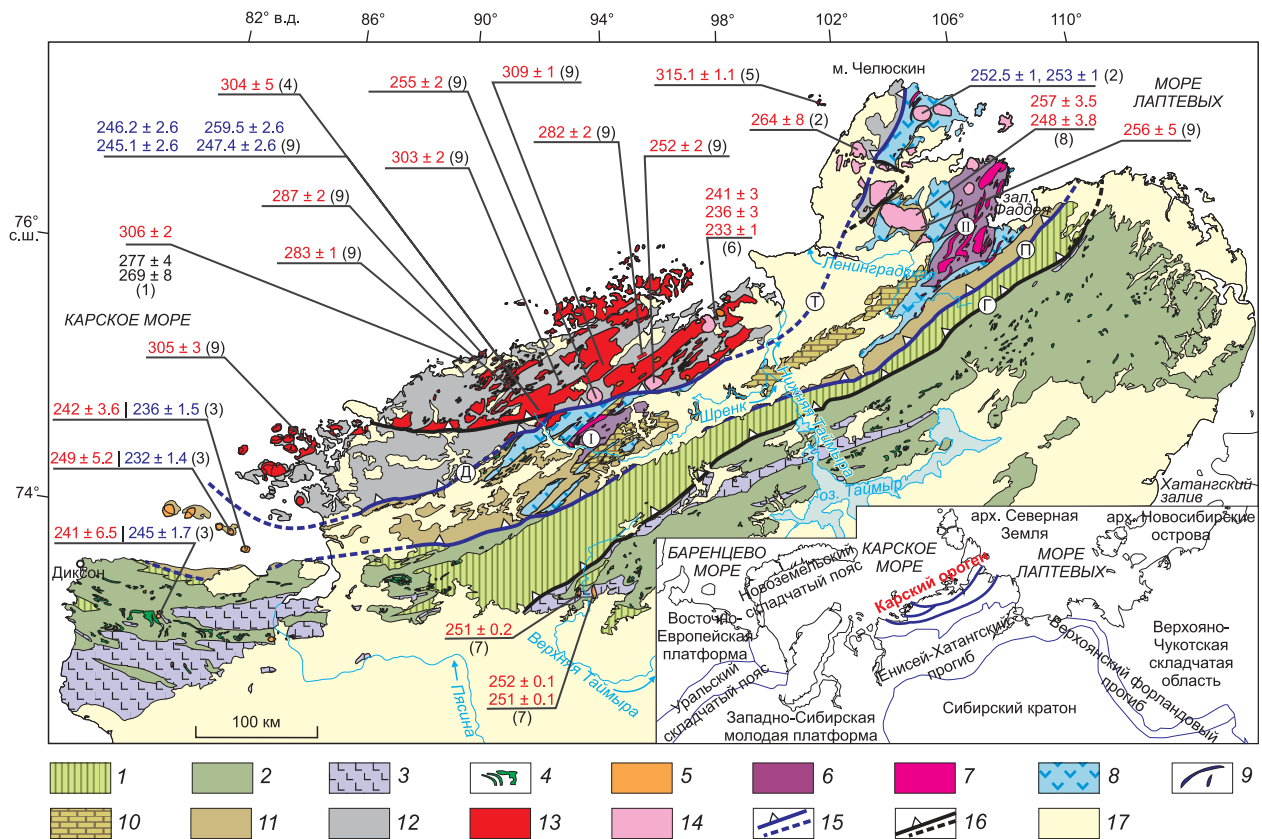


Рис. 1. Тектоническая схема Карского орогена в области Таймырского полуострова, по [Vernikovskiy et al., 2020]. 1–2 – Южный домен – Южно-Таймырская складчатая зона (деформированная пассивная континентальная окраина Сибирской платформы) (1 – преимущественно доломиты и известняки (О–С₂); 2 – преимущественно песчаники, аргиллиты, угленосные отложения (С₃–Р₂)); 3, 4 – деформированные образования Сибирских траппов (Р₃–Т₁): 3 – базальты и туфы, 4 – долеритовые силлы; 5 – щелочные сиениты, граниты, монзониты; 6–11 – Центральный домен – Центрально-Таймырский неопротерозойский аккреционный пояс (6 – Мамонто-Шренковский (I) и Фаддеевский (II) кратонные террейны; 7 – неопротерозойские гранитоиды (940–850 млн лет); 8 – преимущественно островодужные комплексы (NP₁); 9 – офиолиты, включающие плагиограниты (750–730 млн лет); 10 – террейны карбонатных комплексов; 11 – осадочный чехол (NP₃–С₁)); 12 – Северный домен – деформированные и метаморфизованные породы пассивной континентальной окраины Карского микроконтинента: ритмично переслаивающиеся метапесчаники, метаалевролиты, другие метapelиты, углистые сланцы (NP₃–Є); 13 – синколлизийные граниты (315–282 млн лет); 14 – постколлизийные граниты (264–248 млн лет); 15 – швы: Т – Главный Таймырский, П – Пясино-Фаддеевский, Д – Диабазовый; 16 – надвиги (Г – Пограничный); 17 – отложения юрско-четвертичного возраста, включая Енисей-Хатангский прогиб. Возраст для гранитоидов (млн лет): красный – U–Pb для цирконов, синий – ⁴⁰Ar/³⁹Ar метод, черный – Rb–Sr метод. Ссылки на источники по значениям возраста в скобках: 1 – [Верниковский и др., 1995], 2 – [Верниковский, 1996], 3 – [Vernikovskiy et al., 2003], 4 – [Pease et al., 2015], 5 – [Курапов и др., 2018], 6 – [Проскурнина и др., 2019], 7 – [Augland et al., 2019], 8 – [Khudoley et al., 2018], 9 – [Vernikovskiy et al., 2020].

ной стадии – от завершения синколлизийного магматизма до предплюмового этапа его развития (280–250 млн л. н.) на основе применения трехмерного численного моделирования.

Карский ороген представляет собой одну из ключевых структур Арктики, простирающуюся вдоль северной части Таймырского полуострова почти на 1000 км. Его формирование произошло в результате косої коллизии Карского микроконтинента с Сибирью в течение каменноугольного–триасового периодов (обзор литературы в [Верниковский, 1996; Vernikovskiy et al., 2003, 2020]). Орогенный пояс вмещает большой объем гранитоидов и метаморфических пород разных фаций (рис. 1). На основе геолого-

структурных, геохимических и U–Th–Pb изотопных данных для цирконов из гранитов выделены стадии синколлизийного (315–282 млн лет) и постколлизийного (264–248 млн лет) гранитоидного магматизма ([Верниковский, 1996; Vernikovskiy et al., 2020; Верниковский и др., 2022, 2024] и обзор литературы в них). В структуре Карского орогена гранитоиды размещены зонально – в западной и центральной частях региона – преимущественно синколлизийные, а в восточной части – постколлизийные (см. рис. 1). Синколлизийные гранитоиды локализуются в зонах анатектического плавления коровых пород среди пород амфиболитовой фации метаморфизма. Это преимущественно биотит-роговообманковые, биотит-ам-

фиболовые и двуслюдяные граниты и гранодиориты, относящиеся к пералюминиевым породам известково-щелочной и щелочно-известковой магматических серий.

Они формируют разные по размеру неправильной формы тела среди мигматитов – линзообразные от первых метров до крупных (несколько сотен км²) массивов, часто вытянутой формы, согласно простиранию складчатых и сдвига-надвиговых структур (обзор литературы в [Верниковский, 1996; Vernikovsky et al., 2020; Верниковский и др., 2022]).

Постколлизийные гранитоиды прорывают породы и Северного, и Центрального доменов, в том числе неметаморфизованные палеозойские отложения чехла Центрально-Таймырского аккреционного пояса, формируя отчетливые контактовые ореолы роговиков [Верниковский, 1996; Vernikovsky et al., 2020; Верниковский и др., 2024]. Они имеют овальную и округлую форму плутонов, небольшие размеры, обычно до нескольких десятков км² (см. рис. 1). Их вещественный состав более разнообразен, чем у синколлизийных разностей. Они представлены порфировидными биотитовыми гранитами, субщелочными гранитами, биотит-амфиболовыми гранодиоритами и ассоциируют с кварцевыми диоритами, амфибол-биотитовыми кварцевыми сиенитами и монцонитами от слабо пералюминиевых до слабо металюминиевых разностей, отвечающих породам щелочно-известковой и щелочной магматических серий. Эти породы обогащены крупноионными литофильными элементами, такими как K, Ba и Sr [Верниковский, 1996; Vernikovsky et al., 2020]. Внедрение аллохтонных постколлизийных гранитов происходило в заключительную стадию коллизии, после прекращения основных движений Карского микроконтинента в сформировавшейся складчато-надвиговой структуре. Об этом свидетельствуют относительно изометричная форма массивов и отсутствие в них деформаций.

В предыдущих работах, рассматривающих механизмы формирования Карского орогена на синколлизийной и постколлизийной стадиях [Верниковский и др., 2022; 2024], выполнено двухмерное моделирование (2D) в постановке задачи плоских деформаций, рассматривающее сечение орогена, перпендикулярное Главному Таймырскому шву. Применение двухмерной модели Карского орогена было обосновано большой протяженностью главных разломов и квазилинейной структурой орогена в продольном направлении (северо-восток–юго-запад).

На основе моделирования предложен механизм образования синколлизийных гранитоидов Карского орогена за счет теплогенерации от радиоактивных элементов в утолщенной коре орогена без значимого вклада мантийных источников тепла [Верниковский и др., 2022]. Показано, что между началом сгущивания (утолщения) коры и основным импульсом гранитоидного магматизма в коллизийных орогенах су-

ществует временной интервал длительностью около 25 млн лет, необходимый для разогрева земной коры до температур формирования гранитных расплавов. Предложен реалистичный сценарий неравномерного по фронту орогена сближения плит (косой коллизии), объясняющий последовательность этапов синколлизийного магматизма в Карском орогене в интервалах 315–304 и 287–282 млн л. н.

Для этапа постколлизийного магматизма ранее была разработана 2D-модель с учетом строения Карского орогенного пояса, испытавшего тектоническое сгущивание и утолщение коры с повышенным содержанием радиоактивных источников тепла [Верниковский и др., 2024]. В этой модели предполагалось, что Сибирский суперплюм на начальной стадии воздействовал на литосферу как термальный, с избыточной температурой около 250 °С относительно окружающей мантии, а его апикальная часть находилась в области сочленения края Сибирской и Карской плит, согласно [Верниковский и др., 2024]. Такой температурный градиент вызвал повышенный тепловой поток над плюмом, разогревший и размягчивший зону контакта плит. Под действием теплового потока в «предплюмовый» период развития Карского орогена температура в основании земной коры увеличивалась примерно на 100 °С, что достаточно для плавления в глубинных участках коры. Однако модель в двухмерной постановке не позволила решить задачу о формировании постколлизийных гранитоидных интрузивов, наблюдаемых в верхних, неметаморфизованных осадочных комплексах.

Проблема внедрения магмы в холодные и слабоконсолидированные осадки до сих пор остается малоисследованной, поэтому для этой цели нами построена трехмерная термомеханическая численная модель, основанная на решении замкнутой системы уравнений Навье–Стокса с экспериментально установленным реологическим законом поведения среды [Верниковский и др., 2025].

Постановка задачи термомеханического численного моделирования определялась следующими ограничениями, исходя из имеющихся геологических данных:

1. Предполагается условие отсутствия мантийных базитовых магм в качестве теплового источника, так как гранитоиды постколлизийного этапа магматизма имеют возраст, предшествующий пермско-триасовому рубежу главной фазы излияния траппов (251–250 млн л. н.).

2. Ввиду большой продолжительности тектонического этапа распада орогена (первые десятки миллионов лет) в сравнении с кратковременным, импульсным воздействием магматического события (не более сотен тысяч–миллиона лет) предполагалось длительное действие повышенного мантийного теплового потока в качестве причины плавления и формирования гранитоидов.

3. В настоящей работе рассматриваются локальные проявления постколлизийного гранитоидного магматизма на отдельных участках орогена. Магматические образования представлены группами небольших тел гранитоидов овальной или округлой формы размером 10–30 км в диаметре, и поэтому существенным моментом для реконструкции формирования интрузивов является выбор размерности модели. Двухмерное моделирование позволяет адекватно описывать поведение систем, которые мало изменяются в одном из направлений в прямоугольных или цилиндрических координатах. Геологическими объектами применения двухмерных моделей служат, например, магматические пластовые тела даек и силлов. Постколлизийные гранитоидные тела Карского орогенного пояса невозможно описать в рамках плоско- или осесимметричной структуры ввиду нерегулярной формы тел и случайного взаимного расположения массивов (см. рис. 1). Поэтому единственно возможным подходом является применение трехмерного численного моделирования.

Моделирование проводилось для постколлизийного этапа (пермский–раннетриасовый) длительно-стью ~ 30 млн лет (280–250 млн л. н.). Предполагается, что на предшествующей стадии коллизии произошло утолщение коры за счет смятия и тектонического скупивания краевых частей Карского микроконтинента и Сибирского крата. В интервале 264–248 млн л. н. в сформировавшейся складчато-надвиговой зоне происходило внедрение аллохтонных постколлизийных гранитов [Верниковский, 1996; Vernikovsky et al., 2020].

Рассматривается участок земной коры восточной части Карского (Таймыр-Североземельского) орогена размером $220 \times 120 \times 50$ км (длина–ширина–глубина) (рис. 2).

За основу модели взят фрагмент северо-восточного окончания Карского орогена в районе с наибольшим распространением постколлизийных штоков (см. рис. 2, 3), включающий фрагменты коры Южно-Таймырского, Центрально-Таймырского и Северо-Таймырского (Карского) доменов. Область модели в плане – прямоугольник, ориентированный

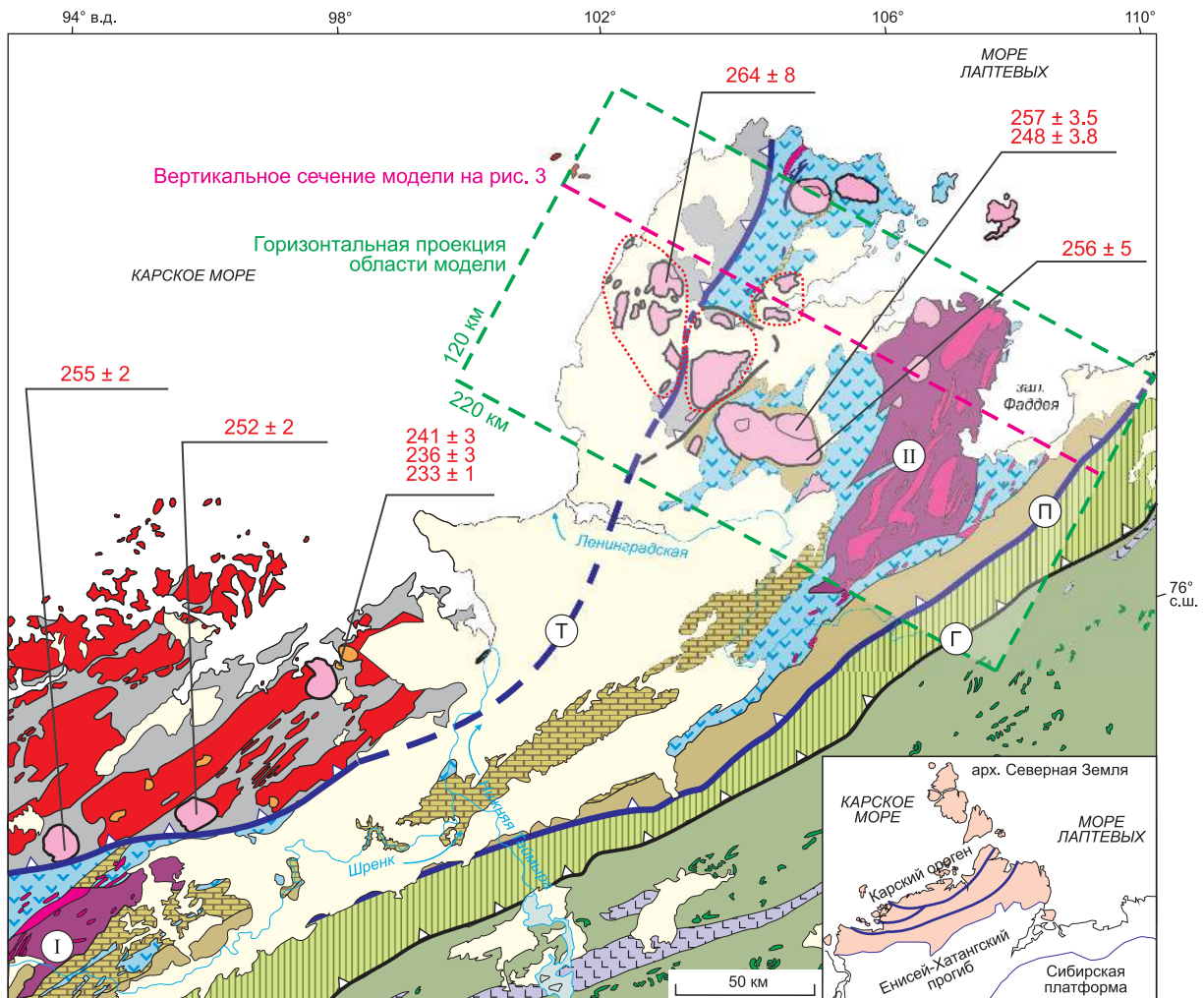


Рис. 2. Геолого-тектоническая схема северо-восточной части Карского орогена, по [Vernikovsky et al., 2020] с изменениями. Усл. обозн. см. на рис. 1. Значения U–Pb возраста по циркону взяты из работ [Верниковский, 1996; Khudoley et al., 2018; Проскурнина и др., 2019; Vernikovsky et al., 2020].

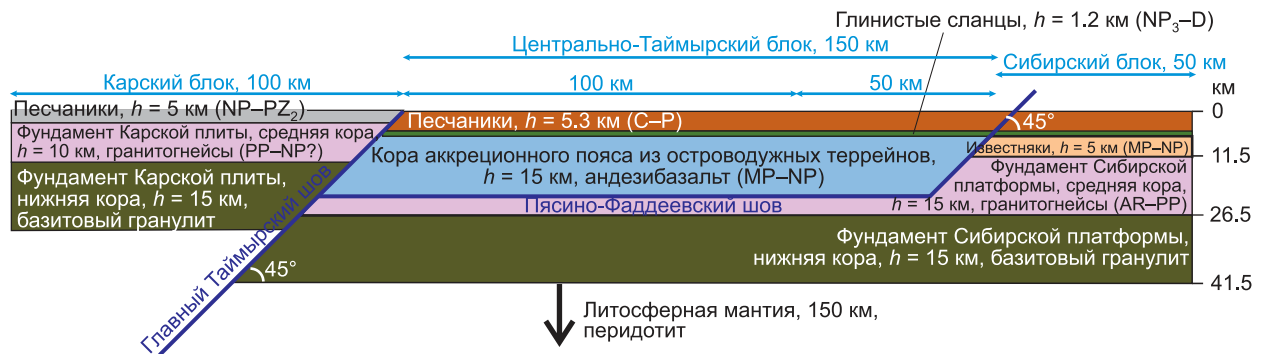


Рис. 3. Строение модельной области коры в вертикальном сечении. Область трехмерного моделирования в плане и положение вертикального сечения модели показано на рис. 2 красной штриховой линией.

ортогонально к основным структурным элементам орогена.

Геометрия модели основана на реальном геологическом строении каждого блока на основе картографических и опубликованных данных [Богданов и др., 1998; Качурина и др., 2013]. Границы между блоками – Пясино-Фаддеевский (подстилающий и ограничивающий Центрально-Таймырский блок от Сибирского) и Главный Таймырский швы (между Центрально-Таймырским и Карским блоками). В наклонных участках угол принят достаточно произвольно как 45° .

Мощности кристаллического фундамента и плитного чехла Сибирского блока приняты по геолого-геофизическим данным в работах [Добрецов и др., 2013; Cherepanova et al., 2013; Кашубин и др., 2021; Дзюбло и др., 2022]. Фундамент Сибирского блока разделен на верхний гранито-гнейсовый и нижний гранулит-базитовый слои, каждый имеет мощность 15 км. Фундамент перекрыт 5-километровым слоем отложений мезопротерозоя–неопротерозоя, состав которых в модели обобщен до известняков. Выше залегает слой глинистых сланцев мощностью 1.2 км, отвечающий венд-девонскому комплексу. Выше – слой терригенных отложений (песчаников) мощностью 5.3 км, отвечающий породам карбона и перми.

Глубинное строение Центрально-Таймырского блока (ширина 150 км) принято согласно разрезам по геолого-геофизическим данным в публикациях [Богданов и др., 1998; Vernikovsky, Vernikovskaya, 2001]. Этот блок сложен преимущественно континентальной корой аккреционно-островодужного генезиса мощностью 15 км, отвечающей многочисленным фрагментам островных дуг неопротерозойского возраста. Состав этого участка модели усреднен до андезибазальта. Фаддеевский террейн из модели условно вынесен в связи с отсутствием достоверных данных о его глубинном строении, а также для более полного соответствия 2D-версии модели. Кора Центрально-Таймырского блока перекрыта теми же неопротерозойско-палеозойскими отложениями, что и кора Сибирского.

Мощность фундамента и осадочного слоя Карского блока (ширина 100 км) приняты по данным [Богданов и др., 1998; Кашубин и др., 2021; Egorov et al., 2021]. Верхний слой фундамента – гранитогнейсы мощностью 10 км, предположительно, палеопротерозойско-неопротерозойского возраста. Нижняя кора Карского блока в модели имеет мощность 15 км и, вероятно, сложена основными гранулитами. Осадочный слой, отвечающий отложениям от неопротерозоя до середины палеозоя, в модели усреднен до песчаников, мощностью 5 км. Строение осадочных слоев в модели принято на конец пермского периода с учетом отсутствия мезозойских отложений.

Теплофизические свойства вещества (теплоемкость $1250 \text{ Дж/(кг}\cdot\text{K)}$, теплопроводность $2.5 \text{ Вт/(м}\cdot\text{K)}$, скрытая теплота плавления 380 кДж/кг) задавались одинаковыми для всех структурных блоков модели земной коры.

Реологические свойства вещества земной коры задавались различными для разных блоков, согласно закону дислокационной ползучести (крипа) Максвелла [Ranalli, 1995], в виде:

$$\dot{\epsilon}^c = A \bar{\sigma}^n \exp\left(-\frac{H}{RT}\right), \quad (1)$$

где $\bar{\sigma}$ – дифференциальное напряжение, A ($\text{Па}^{-n} \text{ с}^{-1}$) – эмпирический коэффициент, n – показатель нелинейности, H (кДж/моль) – энергия активации деформации крипа, T – температура (К), $\dot{\epsilon}^c$ – скорость деформации крипа, R – универсальная газовая постоянная.

Нелинейная зависимость эффективной вязкости от температуры, доли расплава и скорости деформации имеет вид:

$$\eta = \exp\left(\frac{-c\Phi}{n}\right) A^{\frac{-1}{n}} [\dot{\epsilon}_{II}]^{\frac{1-n}{n}} \exp\left(\frac{H}{nRT}\right), \quad (2)$$

где $\dot{\epsilon}_{II}$ – скорость деформации, Φ – объемная доля расплава в частично расплавленной породе, $c = 30-45$ – эмпирический коэффициент.

Параметры плавления вещества разных слоев земной коры, а также их реологические свойства заданы

Таблица 1. Параметры плавления и реологические свойства горных пород

Слой коры	ρ_{sol} , кг/м ³	ρ_{liq} , кг/м ³	T_{sol} , °C	T_{liq} , °C	n	H , кДж/моль	A , Па·с ⁻¹
Осадочный	2500	—	—	—	2.3	154	$5.07 \cdot 10^{-18}$
Андезибазальты	2700	2500	650	850	3.2	238	$4 \cdot 10^{-23}$
Гранитогнейсы	2800	2600	730	930	1.9	137	$8 \cdot 10^{-14}$
Гранулиты	3000	2800	800	1000	2.4	293	$1.26 \cdot 10^{-15}$

Примечание. Данные для параметров плавления горных пород взяты из работ [Johnson et al., 2008; Gualda et al., 2012; Palin et al., 2016]. Реологические параметры закона крипа (2) взяты из [Raleigh et al., 1971; Ranalli, 1995]. Прочерк – не учитывалось.

исходя из рассчитанных значений по программе Rhyolite-MELTS и экспериментальных данных и приведены в табл. 1.

Граничными температурными условиями являются: мантийный тепловой поток вне орогенного пояса 18 мВт/м², теплоизолированные боковые границы, постоянная температура на поверхности 27 °C. Под Карским орогеном в полосе шириной 90 км задан аномальный мантийный тепловой поток, который варьировал в вариантах модели от 36 до 72 мВт/м² [Полянский и др., 2025]. Рассматривалось воздействие плюма в форме двух последовательных механизмов: кондуктивного разогрева всей литосферы и внедрения (либо излияния) продуктов плавления в форме щелочных интрузий и базитового магматизма. Интрузивный механизм существенно быстрее и короче кондуктивного. Поэтому можно предполагать, что плюм подошел к основанию литосферы значительно раньше, чем произошли внедрения/излияния магмы в форме траппов (около 250 млн л. н.). Длительность разогрева литосферы и действие повышенного теплового потока 30–40 млн лет приняты, исходя из «термальной константы (термического возраста)» литосферы, составляющей от десятков до ста миллионов лет [Stüwe, 2007]. В земной коре учитываются радиационные источники тепла $A_1 = 2.1$, $A_2 = 1.92$ и $A_3 = 0.35$ мкВт/м³ в Центрально-Таймырском, Карском и Сибирском блоках соответственно, мощность которых экспоненциально снижается с глубиной. Температура в начальный момент времени соответствует стационарной, зависит от теплофизических свойств блоков и достигает 730 °C в «киле-

вой» области коры. Повышенный поток тепла предполагается ввиду двух факторов: 1) в связи с наличием утолщенного теплогенерирующего корового слоя и 2) эффектом теплового воздействия Сибирского плюма на основание утоненной литосферы. За начальный момент в расчетах принят возраст 280 млн лет (модельное время $t = 0$), т. е. момент завершения коллизионной стадии, маркируемый возрастом внедрения наиболее поздних синколлизонных гранитов (282 млн л. н.).

Моделирование проводилось с помощью программного комплекса ANSYS Fluent, система уравнений и описание численного метода детально изложены в работе [Семенов, Полянский, 2017].

ТЕСТИРОВАНИЕ ЧИСЛЕННОЙ 3D-МОДЕЛИ ОДНОРОДНОЙ КОРЫ

Проводилось тестирование с целью определения чувствительности модели с однородным составом и строением коры к изменению теплофизических параметров. Для этого производился перебор параметров в разных вариантах модели: теплового потока 36, 54 и 72 мВт/м² при разной реологии коры, соответствующей сухому и влажному кварциту, влажному граниту и кислому гранулиту (табл. 2).

Геометрия тестовой модели описывает строение коры, состоящей из трех блоков (Карского, Центрально-Таймырского и Сибирского), и приведена на рис. 4. С учетом имеющихся сейсмических данных [Кашубин и др., 2021] в модели задается утолщение коры под Центрально-Таймырским блоком. Во фронтальной зоне Главного Таймырского надвига мы

Таблица 2. Максимальный уровень подъема гранитоидной магмы при вариации модельных параметров: мантийного теплового потока и реологических свойств вещества коры

Мантийный тепловой поток, мВт/м ²			Реологические параметры крипа			Вещество коры
36	54	72	A , Па·с ⁻¹	H , кДж/моль	n	
Глубина, км						
23	17.5	8–8.5	$5.07 \cdot 10^{-18}$	154	2.3	Влажный кварцит [Ranalli, 1995]
—	14	9	$5.07 \cdot 10^{-18}$	154	2.3	Реология та же при толщине коры 30–35 км
39 (нет интрузии)	34	30	$6.8 \cdot 10^{-24}$	156	2.4	Сухой кварцит [Ranalli, 1995]
24	17	7.8	$4.0 \cdot 10^{-21}$	134	2.6	Влажный кварцит [Kronenberg, Tullis, 1984]
35	23	5	$8.0 \cdot 10^{-14}$	137	1.9	Влажный гранит [Ranalli, 1995]
24.5	—	—	$2.0 \cdot 10^{-21}$	243	3.1	Гранулит [Wilks, Carter, 1990]

Примечание. Прочерк – нет расчета.

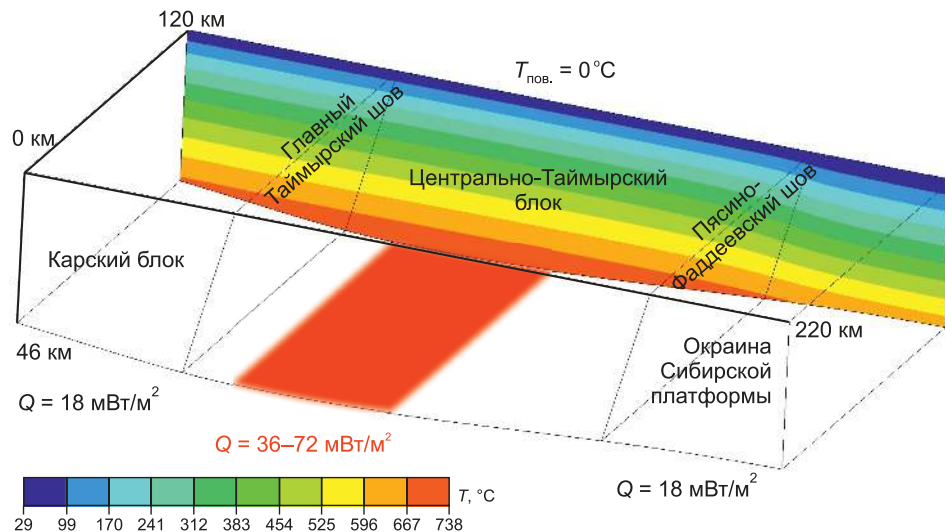


Рис. 4. Схема тестовой трехмерной модели. Красным затушевана область в основании коры с повышенным тепловым потоком. Показано начальное распределение температуры с глубиной в поперечном к орогену сечении. Максимальная температура в утолщенной коре («киле») в начальный момент времени составляет 730 °C.

предполагаем наличие утолщенного «киля» земной коры в полосе шириной 100 км по аналогии со строением орогенов Альпийского типа в коллизионную и постколлизионную стадии развития [Jamieson, Beaumont, 2013].

Во всех моделях плавление наступает в наиболее нагретой области вблизи основания коры с повышенным тепловым потоком. Процесс подъема магматического материала в виде отдельных тел начинается при достижении объемной доли расплава примерно 6–8 %. Максимальная температура вблизи основания земной коры достигает 780 °C. Варианты моделирования сведены в табл. 2, где приведены данные о максимальной высоте подъема магмы в качестве критерия эффективности генерации и подъема гранитоидного расплава. Ключевыми параметрами являются величина мантийного теплового потока под орогеном и реологические свойства плавящегося вещества коры.

Модель описывает плавление в нижней коре, характеризующейся реологией влажного кварцита [Ranalli, 1995], при трех разных значениях мантийного теплового потока: 36, 54 и 72 мВт/м² (см. табл. 2, рис. 5). Во всех трех вариантах формируется слой в основании коры толщиной 1.0–2.5 км, в котором доля расплава при плавлении достигает от 8 до 12 %. В этом слое происходит сегрегация расплава, где он собирается в отдельные очаги и далее интродуцирует кору. При тепловом потоке 36 мВт/м² расплав не поднимается выше уровня средней коры. При низком тепловом потоке слой магмогенерации не является сплошным по площади, характерна пространственная неоднородность формирования очагов магмогенерации (см. рис. 5, а). При высоком тепловом потоке область формирования очагов плавления охватывает

все основание Центральнo-Таймырского тектонического блока. Максимальный уровень подъема магм для разной реологии коры меняется от 23 км для низкого теплового потока/жесткой коры до 8 км для высокого теплового потока/мягкой коры (см. табл. 2).

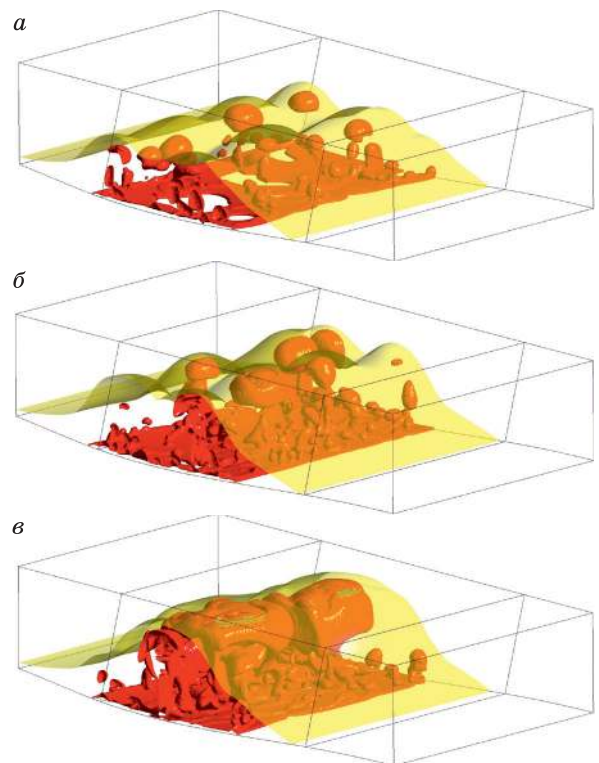


Рис. 5. Картина формирования гранитоидных интрузий в варианте модели с реологией влажного кварцита [Ranalli, 1995] при тепловом потоке 36 (а), 54 (б) и 72 мВт/м² (в). Наложенная изотермическая поверхность соответствует температуре 600 °C.

На рисунке 5 также показана изотермическая поверхность 600 °С, которая соответствует температуре амфибол-роговиковой фации контактового метаморфизма вблизи магматических тел. Менее крупные гранитные интрузии (см. рис. 5) дают более узкие обрамляющие зоны прогрева вокруг отдельных тел гранитоидов.

Было проведено тестирование модели на влияние глубины магмогенерирующего слоя. Для этого рассматривалась кора толщиной 30–35 км, аналогичная современной, по данным [Качурина и др., 2013]. Моделирование показывает, что высота подъема магмы не меняется при толщине коры 30–35 км, и формирование расплава происходит в основании коры при тех же значениях теплового потока и той же реологии. Максимальная глубина размещения тел состав-

ляет 14 и 9 км при потоках 54 и 72 мВт/м² (см. табл. 2). Такие же глубины устанавливаются в моделях при толщине коры 40–45 км. Это означает, что главными параметрами эффективности транспорта магм является мощность теплового потока из мантии и реология вещества верхней коры, где расплав охлаждается и становится маломобильным.

Длительность подъема магмы, достигающей глубин 8–10 км, составляет примерно 8–16 млн лет. За это время средняя кора на глубине 12–20 км прогревается ввиду повышенного теплового потока от 300–400 °С до субсолидусных температур 500–600 °С. Временной интервал этой стадии показан горизонтальной стрелкой на рис. 6. Затем происходит резкая смена на «импульсный» режим магматизма, который контролируется повторными инъекциями порций

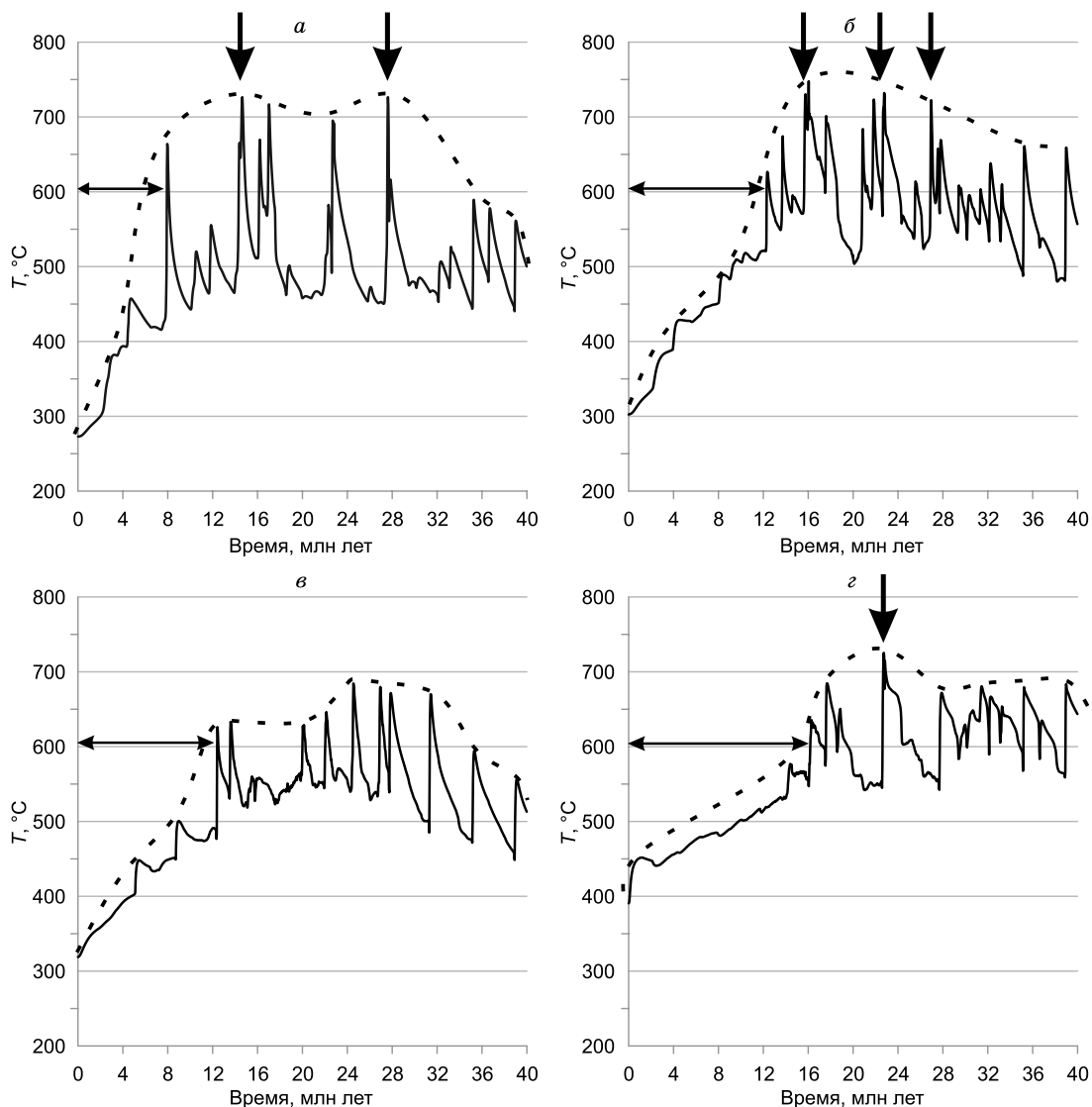


Рис. 6. Графики T –время (температура в точке (T , °С) – время действия повышенного теплового потока (t , млн лет)) в некоторых фиксированных точках коры Центрально-Таймырского блока, показывающие импульсный характер подъема магмы. Графики а–г соответствуют точкам на глубинах 12,8, 14,5, 15,8 и 20 км соответственно. Вертикальными стрелками показаны моменты внедрения магм в данной точке. Горизонтальный отрезок обозначает время прогрева коры с начала действия повышенного теплового потока.

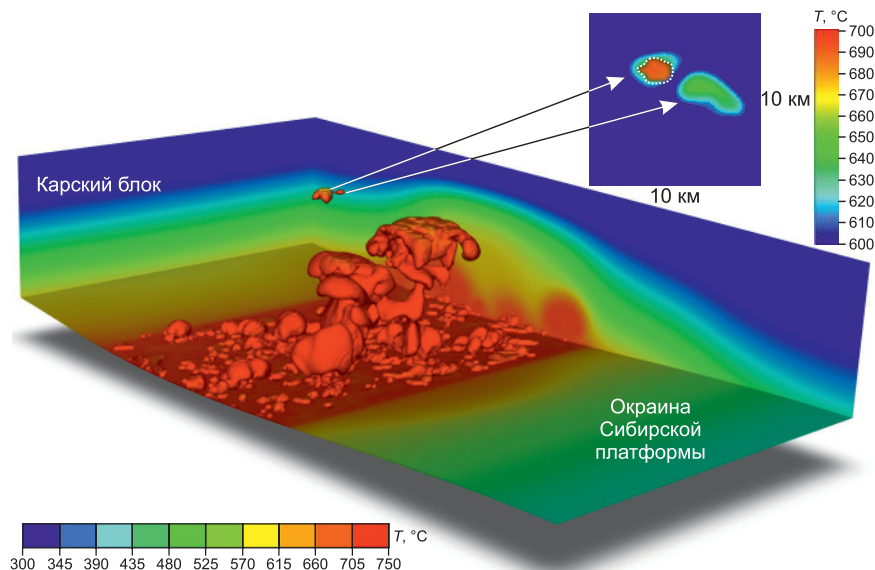


Рис. 7. Результат моделирования при параметрах $Q = 72$ мВт/м², реология коры влажного гранита [Ranalli, 1995]. На врезке – увеличенный горизонтальный срез на глубине 5.5 км, показывающий формирование температурного ореола 600–700 °С вблизи интрузии. Температурные шкалы на основном рисунке и врезке разные, температура ниже 300 °С (и ниже 600 °С на врезке) показана одним цветом.

магм с периодичностью 5–12 млн лет. На рисунке 6 пики, достигающие температуры влажного солидуса, принятого 730 °С для давления средней коры, соответствуют моментам инъекции магмы, показанным вертикальными стрелками. Пики с меньшей температурой отражают влияние соседних и/или более глубоких интрузий, поднявшихся на данный уровень коры. Весь рассматриваемый процесс магматизма длительностью 40 млн лет характеризуется циклом нагрев–интрузии магмы–остывание, который обозначен на рис. 6 штриховой кривой.

Максимальный подъем магматического диапира до глубины 5 км происходит при повышенном тепловом потоке (72 мВт/м²) и наиболее пластичной реологии (влажный гранит, см. табл. 2). На рисунке 7 показан результат моделирования формирования гранитоидных интрузий в модели с наименее вязкой

корой со свойствами водосодержащего гранита. Глубина внедрения гранитов соответствует давлению около 1.5 кбар, т. е. условиям контактового метаморфизма. Ширина температурного ореола, ограниченного 600 °С, составляет 200–300 м.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПОСТКОЛЛИЗИОННОГО МАГМАТИЗМА КАРСКОГО ОРОГЕНА

Геометрия разработанной модели учитывает строение коры Карского орогена, приближенное к имеющимся структурно-геологическим и геофизическим данным. Схема модели приведена на рис. 3. Результаты моделирования приведены в виде трехмерных картин (рис. 8) и вертикальных сечений распределения температуры и области наличия расплава (рис. 9,

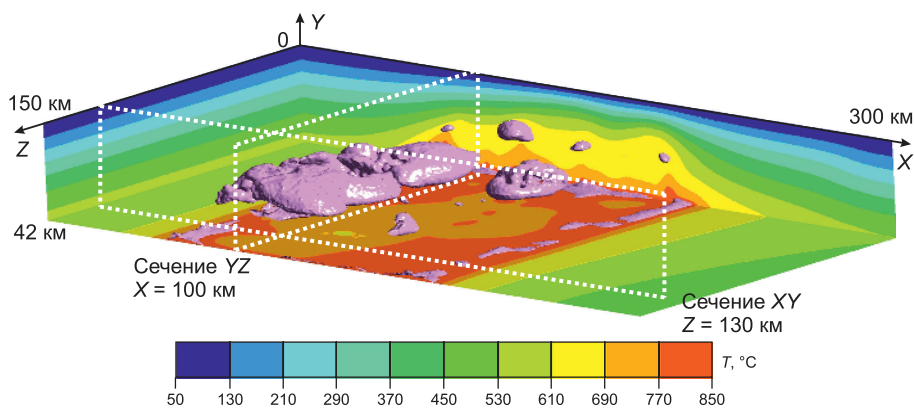


Рис. 8. Трехмерная картина распределения температуры, цветовая шкала и форма магматических тел (розовые с подсветкой) на момент 255 млн л. н. Две взаимно перпендикулярные вертикальные плоскости – двухмерные сечения модели в поперечном и продольном направлении орогена, показанные на рис. 9 и 10.

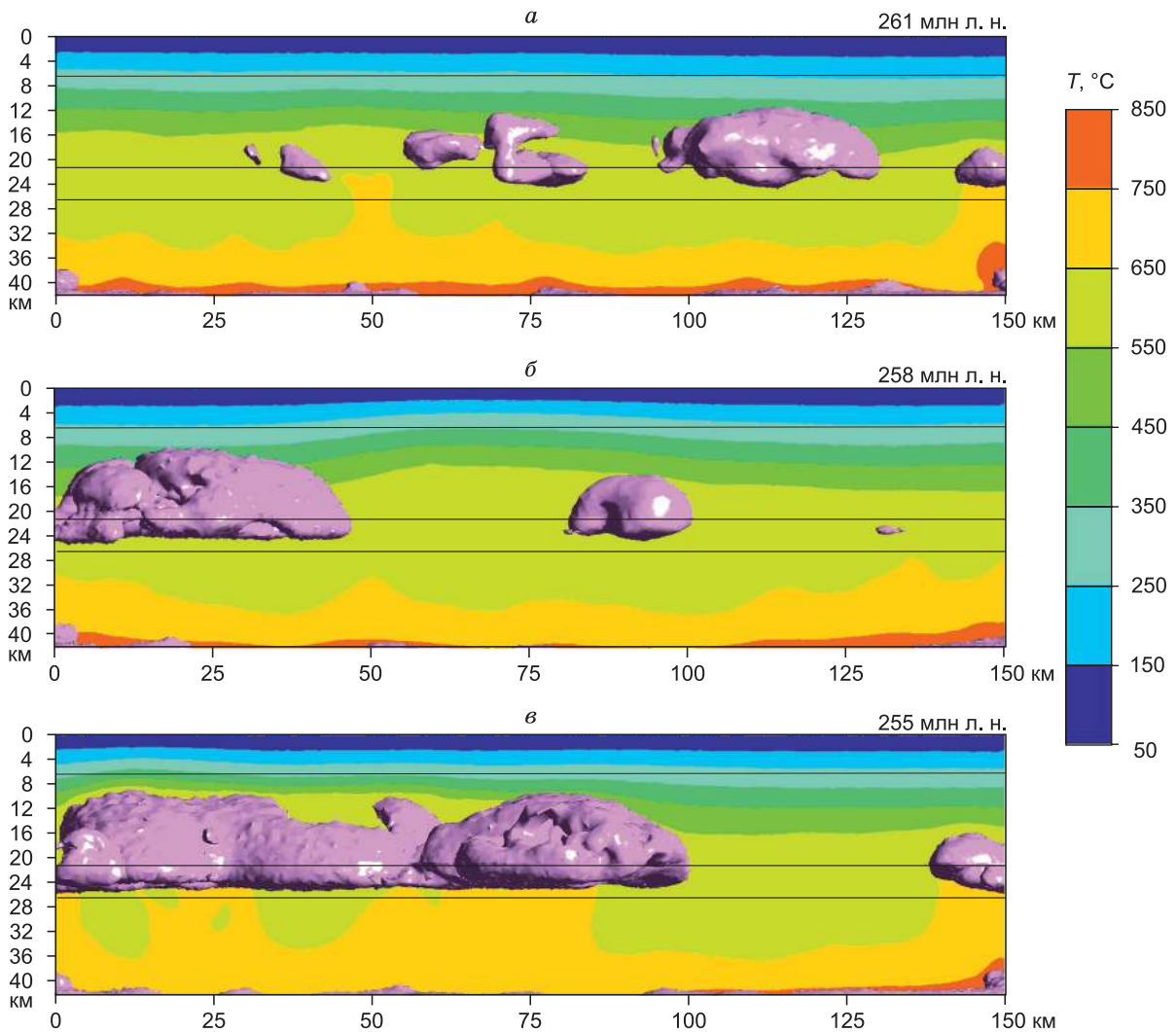


Рис. 9. Распределения температуры (единая шкала справа) в сечении YZ (положение сечения см. на рис. 8) в указанные моменты времени. Розовые с подсветкой области – квазитрехмерное изображение формы магматических тел (более 1 % расплава). Сплошные тонкие линии (здесь и на рис. 10, 11) обозначают границы блоков и слоев коры.

10), которые показывают эволюцию формы магматических тел. Поверхность температуры солидуса отделяет область частичного плавления от вмещающих пород и рассматривается как текущая форма магматической интрузии в конкретный момент времени. Как и в референтной модели (см. предыдущий раздел), происходят повторные внедрения в частично расплавленную или остывшую среду. На рисунках 8–10 показаны только магматические массивы, существующие на данный момент времени; ранее внедрившиеся и остывшие тела не показаны. На рисунках 9 и 10 на вертикальных сечениях приведены поля температуры и объемные формы магматических тел, видимые со стороны наблюдателя перед плоскостью сечения.

Плавление происходит в более легкоплавких слоях средней коры гранито-гнейсового и андезибазальтового состава. В последнем расплавленная масса

формирует несколько обособленных массивов с плоским основанием и куполообразной кровлей. Крупные массивы имеют сложное строение, в некоторых областях формируя ряд отдельных штоков с единой глубинной камерой. Размеры штоков и глубина подъема магмы меняются со временем: на моменты времени 261, 258, 255 млн л. н. подъем увеличивается от глубин 12–13 до 8–10 км. В те же моменты времени формируются округлые тела от 10×12 до 20×30 км², от 7×10 до 45×50 км², от 5×10 до 40×30 км² соответственно.

В основании коры, на площади действия повышенного теплового потока, где достигается максимальная температура, образуются тонкие линзы расплава – продукта плавления гранулитового слоя. Существование расплава на границе коры и мантии допускает проникновение мантийного вещества и его вовлечение в процессы корового магматизма.

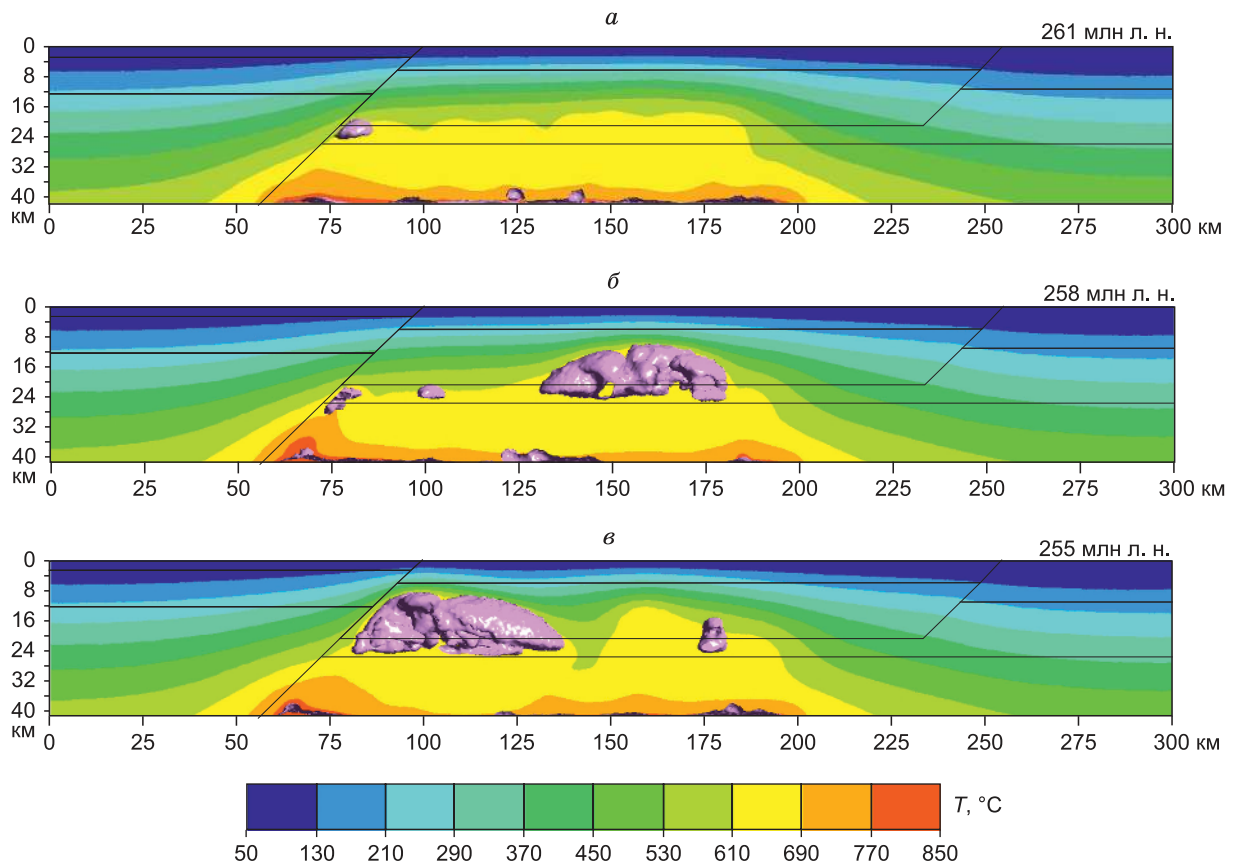


Рис. 10. Распределения температуры в сечении XY в указанные моменты времени (положение сечения см. на рис. 8). Розовые с подсветкой области – квазитрехмерное изображение формы магматических тел (более 1 % расплава).

ОБСУЖДЕНИЕ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сравнение двух- и трехмерных подходов моделирования

Проведено сравнение результатов моделирования в двух- и трехмерной постановке при полностью идентичных параметрах модели и физических свойствах веществ, характеризующихся числом Рэлея $Ra = g\alpha\Delta T d^3 \rho / \mu \kappa$, где символы означают (последовательно): g – ускорение свободного падения, α – коэффициент теплового расширения, ΔT – перепад температуры в коре, d – мощность коры, ρ – плотность, μ – вязкость и κ – теплопроводность.

В настоящий момент развитие численных методов дает возможность вести моделирование конвективных течений Рэлея–Бенара не только в плоскости (2D-постановка, две пространственные координаты), но и в трехмерной (3D) постановке. В связи с этим возникает ряд проблем интерпретации получаемых результатов в 2D-постановке и результатов, получаемых с введением третьей координаты (3D), которые обсуждаются в работах [Janssen, Henkes, 1996; Добрецов и др., 2001; Zhu et al., 2017; Lee, 2018; Astanina et al., 2022].

При решении стационарной задачи в 3D-постановке устанавливается стационарный режим конвекции в виде продольного температурного вала, ось которого совпадает с направлением третьей координаты при превышении критического числа Рэлея. Установлено, что решения 2D- и 3D-задачи будут слабо отличаться, когда решение инвариантно по третьей координате [Lee, 2018]. Однако сам переход от режима теплопроводности к режиму конвекции запаздывает в расчетах 3D по сравнению с расчетами в 2D, но решения при этом совпадают. Также в статье [Lee, 2018] указано существенное влияние на решение способа пространственной дискретизации (разбиения расчетной области) уравнений Навье–Стокса. Дальнейший переход от температурного вала (валиковая конвекция) к плюмам (ячеистая конвекция) [Добрецов и др., 2001] теряет смысл в двухмерной постановке, так как мы всегда будем получать решение, которое будет инвариантным относительно третьей координаты. Для режима слабой конвекции с низким числом Рэлея $Ra = 10^4$ в работе [Lee, 2018] двухмерное и трехмерное решения дают практически одинаковое поведение, за исключением времени достижения стационарного состояния. Установившийся режим конвекции для трехмерной конфигурации был

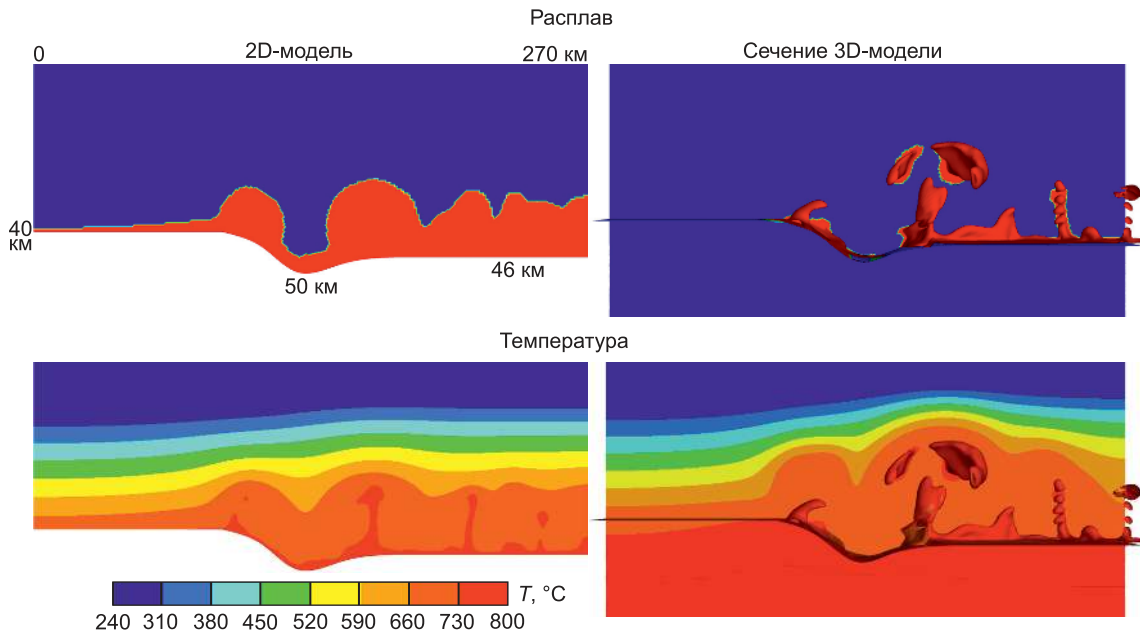


Рис. 11. Сравнение результатов моделирования в двухмерной (слева) и трехмерной (справа) постановках для подобной геометрии модельной области. Вертикальное сечение в 3D-варианте модели приведено в середине модельной области, где происходит подъем порций частичного расплава на разных глубинных уровнях. Показана область частичного расплава (верхний ряд) и температуры (нижний ряд).

получен гораздо позже по времени, чем достигается в двухмерной модели. С увеличением числа Рэлея до 10^5 эффект трехмерности становится существенным и выражается в появлении трехмерных термических плюмов.

Решения задачи в двухмерной постановке позволяют говорить о плавлении и конвективном движении магмы в форме валов в низах коры, но не могут объяснить механизм формирования штокообразных тел [Верниковский и др., 2024]. Выбор 3D-постановки становится актуальным с учетом того, что рассматриваемые в работе геологические объекты представляют собой не вытянутые структуры, а нерегулярно расположенные в пространстве тела.

Для сравнения моделирования в 2D- и 3D-постановке использована предварительная модель Карского орогена, отличающаяся от настоящей однородным строением коры и постоянными свойствами, рассмотренная нами ранее в статье [Верниковский и др., 2024]. Геометрия, принятая в настоящей модели, более сложная и учитывает реальное строение зоны коллизии Карской плиты и окраины Сибирской платформы. Результаты моделирования в 2D- и 3D-задаче существенно отличаются в характере конвективного движения расплава, температурном поле и форме образовавшихся магматических тел (рис. 11). При полностью идентичных параметрах 2D- и 3D-моделей в последней подъем магмы происходит на большую высоту: 8–10 км в сравнении с 20–25 км. В 3D-модели формируется система питающих каналов и головы штока, в некоторый момент происходит отрыв основ-

ного тела от области формирования расплава, чего не наблюдается в плоской модели. Расплавы за счет конвекции интенсивнее локализуются (фокусируются) с образованием отдельных массивов. Также существенно изменяется конфигурация температурного поля, отражая мелкомасштабные конвективные движения масс частичных расплавов. Таким образом, 3D-модели представляют более детальную информацию о процессе зарождения гранитоидных расплавов и объемной структуре сформированных магматических тел.

Геологические и петрологические следствия

В результате плавления на синколлизционном этапе (315–282 млн л. н.) анатектические гранитоиды формируются за счет теплогенерации радиоактивных элементов в утолщенной коре орогена без значимого вклада мантийных источников тепла, как было показано в статье [Верниковский и др., 2022]. Другой тип гранитоидов, отличающихся по химическому и петрографическому составу, формируется на постколлизционном этапе (264–248 млн л. н.). Для гранитоидов постколлизционного этапа мы предлагаем иной механизм образования за счет повторного плавления коры в связи с предплюмовым повышением регионального фона мантийного теплового потока. Оценка величины теплового потока на посторогенной стадии, предшествующей этапу воздействия Сибирского плюма на континентальную литосферу, неоднозначна. В отсутствие коровых и мантийных ксенолитов, вынесенных на поверхность кимбер-

литовыми или щелочно-базальтоидными магмами, приходится использовать данные о тепловом режиме коры региона в позднепалеозойское время, основываясь на термохронологической записи низкотемпературных минералов-индикаторов. Для этого применялись результаты реконструкции палеогеотермы в перми–триасе в осадочном чехле Енисей-Хатангского прогиба, примыкающего к Таймыр-Североземельскому орогену с юга [Полянский и др., 2025]. Согласно оценкам теплового потока восточной части прогиба, наиболее близкой к рассматриваемой области, величина мантийной составляющей потока достигала 38–72 мВт/м² во время траппового магматизма и сохранялась продолжительное время после него. Мы предполагаем, что повышенный поток тепла существовал в течение 30–40 млн лет до этого события, основываясь на времени («константе») термического равновесия литосферы $n \cdot 10$ –100 млн лет [Stüwe, 2007]. Поднятие к основанию коры горячей мантии может происходить как непосредственное следствие конвергенции плит и формирования «горячих» орогенов, как принято в работе [Perchuk et al., 2018]. Аналогичные высокие значения поверхностного теплового потока в коре современного орогена Центральных Анд достигают 50–180 при среднем 80 мВт/м² [Springer, 1999]. Кроме того, аномально высокий мантийный тепловой поток 40–80 мВт/м² установлен в Байкальской рифтовой зоне [Дучков, Соколова, 1974]. Поэтому используемые в модели высокие значения теплового потока представляются геологически обоснованными.

Проведенное моделирование показывает, что основное плавление происходит в гранито-гнейсовом и андезибазальтовом слоях в средней коре. Кроме того, плавление в малом объеме развивается в нижнем слое коры толщиной 1.0–2.5 км, контактирующем с верхней мантией. Расплавы, зарождающиеся в слое частичного плавления, становятся мобильными при степени плавления твердого матрикса 6–8 % и более. Установленные значения степени плавления соответствуют реологическому порогу ~ 6 % по экспериментальным данным [Rosenberg, Handy, 2005], при котором гранитный расплав способен отделяться от гранулитового рестита.

Ключевым параметром эффективности корового магнообразования и формирования гранитоидных массивов, как следует из результатов моделирования, является величина повышенного теплового потока и продолжительность его действия. Модель позволяет описывать процесс плавления в открытой системе, когда малая доля расплава сразу выносятся из области плавления. Условия открытой системы позволяют предсказать периодический (импульсный) характер интрузий магмы.

Важным петрологическим следствием проведенного моделирования является оценка максимальной высоты подъема магматического вещества (мини-

мальной глубины становления массивов). В работе [Полянский и др., 2016] приведен обзор имеющихся параметров подъема магматических диапиров, установленных по оценке давления финальной стадии метаморфизма вмещающих пород. Типичные значения литостатического давления (глубины) внедрения магм составляют 4–5 кбар (14–18 км) при минимальных значениях около 2 кбар (6–7 км). Постколлизийные гранитные массивы лодочниковского комплекса Центрально-Таймырского пояса внедрялись как в регионально-метаморфизованные неопротерозойские комплексы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации, так и в неметаморфизованные породы венд-палеозойского чехла Сибирской платформы с формированием мусковит-роговиковых и амфибол-роговиковых контактовых ореолов, ширина ореолов составляет от 300 м до 2 км [Верниковский, 1996]. В наших моделях ширина зоны теплового воздействия гранитоидных тел на вмещающие породы сильно меняется в зависимости от глубины магматического диапира и от его объема – от первых километров до сотен метров. Так, контактовые ореолы в южной части массива плато Лодочникова – самого крупного в регионе, который прорывает палеозойские отложения, т. е. его становление происходило на малых глубинах, – достигают 2 км. Такие контактовые ореолы могут образовывать и меньшие по размеру тела, но формирующиеся на больших глубинах (10–12 км). В этом случае контактовый метаморфизм проявляется в условиях умеренных давлений [Reverdatto et al., 2019]. Если внедрение происходило в приповерхностные неметаморфизованные породы, либо интрузивные тела имеют небольшой размер, происходит формирование узких метаморфических ореолов. В 2D-модели [Schmeling et al., 2019] был рассмотрен механизм внедрения гранитного расплава в верхнюю часть коры путем диапиризма, сопровождавшегося деструкцией и обрушением (stopping) кровли над диапиром. В такой модели внедрение на минимальную глубину ~ 4 км требует наличия в голове диапира 80–100 % доли фельзитового расплава, что представляется маловероятным. В предложенной нами модели минимальные глубины внедрения магм соответствуют реально наблюдаемым, поэтому представляются более реалистичными, так как не требуют условий почти полного плавления протолита. Смоделированный периодический характер внедрений хорошо объясняет структуру и периодичность интрузий Карского орогена [Vernikovskiy et al., 2020]. Наблюдаемая периодичность и импульсный режим внедрения магм в одном и том же месте воспроизводятся в разработанных моделях. Периодичность внедрения магмы, установленную при моделировании, можно сравнить с периодичностью интрузий Карского орогена только в восточном секторе, где имеются данные о возрасте близкососедствующих массивов (в частности, в районе массива Лодочникова, см. рис. 2).

На основании ограниченного числа имеющихся определений возраста отдельных массивов 264, 257, 256, 248 млн лет можно говорить о периодичности внедрений, что подтверждается результатами моделирования (см. рис. 6). Сопоставление возраста удаленных друг от друга массивов Карского орогена также говорит об интрузивном процессе с повторной активностью в разных частях орогена. Однако для доказательства периодичности магматизма по всей площади орогена требуется больше данных о повторных внедрениях из единого магматического источника.

Ввиду разнообразия форм интрузивов, их приуроченности к разломным зонам, наличия признаков участия мантийных компонентов в составе массивов вопрос о механизме подъема магм корового либо коромантийного генезиса остается дискуссионным и требует разработки моделей с учетом зависимости температуры плавления от давления.

Результаты 3D-моделирования (см. рис. 8–10) отчетливо показывают контролируемую роль границ различных по составу блоков Карского орогена в локализации интрузивных массивов. В частности, сформированные массивы в основном сконцентрированы в Центральном-Таймырском блоке модели. В пределах Карского блока концентрация постколлизийных массивов наблюдается в краевой части Карской микроплиты, указывая (см. рис. 1, 2), что структурный контроль играл существенную роль на локализацию интрузий.

Форма и размеры моделируемых тел указывают на то, что массивы, обнаженные на современной дневной поверхности, могут продолжаться на существенную глубину, т. е. наблюдаемые в современной структуре постколлизийные штоки, вероятно, являются выходами более крупных тел. Кровля большинства крупных массивов в конце моделируемого интервала оказывается на верхнекоровых глубинах 8–10 км. Представляется, что массивы выводятся на поверхность в результате последующих орогенических процессов, продолжающихся после события пермско-триасового магматизма. В области модели (см. рис. 3) не учитывались складчато-надвиговые деформации – осадочный слой залегает горизонтально. В фактическом строении орогена породы Центрально-Таймырского блока, включая палеозойский осадочный чехол Сибирской платформы, сматы в складчато-надвиговой комплекс, что объясняет наличие постколлизийных интрузивов как в неопротерозойских островодужных комплексах, так и в терригенно-карбонатных породах палеозоя.

ВЫВОДЫ

Интерпретация полученных результатов численного моделирования позволяет сделать некоторые выводы о механизме формирования постколлизийных гранитоидов Карского орогена:

1. Механизм формирования постколлизийных гранитоидов Карского орогена хорошо описывается в рамках трехмерных моделей прогрева земной коры в условиях повышенного теплового потока вследствие распада орогена на предплюмовом («предтрапповом») этапе эволюции земной коры северной окраины Сибирской платформы. Воздействие мантийного тепла оказывает влияние на состав, условия плавления и внедрения магм в верхнюю кору до момента основной фазы траппового магматизма (251–250 млн л. н.).

2. Показано, что режим трехмерной ячеистой конвекции реализуется при использовании полной трехмерной постановки в отличие от режима двухмерной валиковой конвекции, характерного для 2D-задачи плоских деформаций. Таким образом, 3D-моделирование является более реалистичным и корректным способом описания магматических процессов.

3. Показано, что в основании земной коры устанавливается 1–2-километровая зона плавления гранитоидного корового материала, возможно, при наличии корово-мантийного компонента. Высота подъема магмы и формирование групп пространственно-сближенных гранитоидных массивов определяется величиной мантийного теплового потока и реологией плавящегося протолита. Охарактеризованы условия внедрения магмы и становления массивов диаметром 10–20 км на глубине до 8 км в метаморфизованных породах. Показана возможность режима повторных (импульсных) интрузий магмы в интервале 280–250 млн л. н. на постколлизийной стадии развития орогена. Форма и длительность формирования массивов близки к реальной морфологии и возрасту постколлизийных гранитоидов Карского орогена.

4. Построенная 3D-модель позволяет удовлетворительно показать закономерности локализации постколлизийных гранитоидных массивов в реальной структуре Карского орогена по глубине становления, объемам и площади распространения. Переход от модели с однородным составом коры к модели с морфологией, более приближенной к фактическому геологическому строению, позволяет увеличить ее предсказательную точность.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 24-17-00057) и частично по государственному заданию ИГМ СО РАН № 122041400176-0 (выбор параметров моделирования).

ЛИТЕРАТУРА

Богданов Н.А., Хаин В.Е., Верниковский В.А., Драчев С.С., Костюченко С.Л., Кузьмичев А.Б., Розен О.М., Секретов С.Б., Сенин Б.В., Шипилов Э.В. (1998). Тектоническая

- карта морей Карского и Лаптевых и севера Сибири (м-б 1 : 2 500 000). М., ПКО «Картография».
- Верниковский В.А.** (1996). Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ СО РАН, 202 с. (Труды ОИГТМ, вып. 831).
- Верниковский В.А., Неймарк Л.А., Пономарчук В.А., Верниковская А.Е., Киреев А.Д., Кузьмин Д.С.** (1995). Геохимия и возраст коллизионных гранитоидов и метаморфитов Карского микроконтинента (Северный Таймыр) // Геология и геофизика, т. 36, № 12, с. 50–64, EDN: [RTSPZS](#).
- Верниковский В.А., Пинс В.Л., Верниковская А.Е., Романов А.П., Джи Д.Дж., Травин А.В.** (2001). Раннетриасовые А-граниты Таймыра – результат Северо-Азиатского суперплюма // ДАН, т. 380, № 1, с. 87–93.
- Верниковский В.А., Полянский О.П., Бабичев А.В., Верниковская А.Е., Проскурнин В.Ф., Матушкин Н.Ю.** (2022). Тектонотермальная модель для позднепалеозойского синколлизонного этапа формирования Карского орогена (Северный Таймыр, Центральная Арктика) // Геология и геофизика, т. 63, № 4, с. 440–457, DOI: [10.15372/GiG2021178](#), EDN: [NTVFNJ](#).
- Верниковский В.А., Семенов А.Н., Полянский О.П., Бабичев А.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю.** (2024). Тектонотермальная модель и эволюция магматизма на постколлизонном (предплюмовом) этапе развития Карского орогена (Северный Таймыр, Центральная Арктика) // Докл. РАН. Науки о Земле, т. 514, № 1, с. 56–64, DOI: [10.31857/S2686739724010077](#).
- Верниковский В.А., Семенов А.Н., Полянский О.П., Бабичев А.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю.** (2025). Условия формирования постколлизонных гранитов Карского орогена (Северный Таймыр, Центральная Арктика): применение трехмерного численного моделирования // Докл. РАН. Науки о Земле, т. 520, № 1, с. 90–98, DOI: [10.31857/S2686739725010097](#), EDN: [GWPJHV](#).
- Дзюбло А.А., Грушевская О.В., Обухов А.Н., Макарова А.Ю.** (2022). Структурно-формационное районирование шельфа моря Лаптевых (Восточная Арктика) // Геотектоника, т. 4, с. 56–75, DOI: [10.31857/S0016853X2204004X](#).
- Добрецов Н.Л.** (2020). Взаимодействие тектоники плит и тектоники плюмов: вероятные модели и типичные примеры // Геология и геофизика, т. 61, № 5–6, с. 617–647, DOI: [10.15372/GiG2020102](#), EDN: [INBQPM](#).
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** (2001). Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 409 с.
- Добрецов Н.Л., Полянский О.П., Ревердатто В.В., Бабичев А.В.** (2013). Динамика нефтегазоносных бассейнов в Арктике и сопредельных территориях как отражение мантийных плюмов и рифтогенеза // Геология и геофизика, т. 54, № 8, с. 1145–1161, EDN: [RAPILX](#).
- Дучков А.Д., Соколова Л.С.** (1974). Геотермические исследования в Сибири. Новосибирск, Наука, 280 с.
- Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Гавриш А.В., Орлов В.В., Сахаров А.А., Дымов В.А., Козлов С.А.** (2013). Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская и Таймырско-Североземельская. Лист Т-45–48 – м. Челюскин. Объяснительная записка. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 568 с.
- Кашубин С.Н., Петров О.В., Шокальский С.П., Мильштейн Е.Д., Андросов Е.А., Винокуров И.Ю., Тарасова О.А.** (2021). Глубинное строение земной коры Северо-Восточной Евразии и ее континентальных окраин // Геодинамика и тектонофизика, т. 12, № 2, с. 199–224, DOI: [10.5800/GT-2021-12-2-0521](#).
- Курапов М.Ю., Ершова В.Б., Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Худoley А.К., Луничкая М.В., Прокопьев А.В.** (2018). Каменноугольный магматизм Северного Таймыра: результаты изотопно-геохимических исследований и геодинамические следствия // Геотектоника, № 2, с. 76–90.
- Полянский О.П., Ревердатто В.В., Бабичев А.В., Свердлов В.Г.** (2016). Механизм подъема магмы через «твердую» литосферу и связь мантийного и корового диапиризма: численное моделирование и геологические примеры // Геология и геофизика, т. 57, № 6, с. 1073–1091, DOI: [10.15372/GiG20160601](#), EDN: [VZVYKD](#).
- Полянский О.П., Филиппов Ю.Ф., Фомин А.Н., Федорович М.О., Ревердатто В.В.** (2025). Реконструкция динамики погружения и палеотемпературного режима северной окраины Сибирской платформы // Геология и геофизика, т. 66, № 1, с. 93–108, DOI: [10.15372/GiG2024145](#), EDN: [KHKMAR](#).
- Проскурнина М.А., Проскурнин В.Ф., Ремизов Д.Н., Ларионов А.Н.** (2019). Кольцевые интрузивы Беспаятинского ареала: проявления шононит-латитового магматизма на Северном Таймыре // Региональная геология и металлогения, № 79, с. 5–22.
- Семенов А.Н., Полянский О.П.** (2017). Численное моделирование механизмов минглинга и миксинга магмы на примере формирования сложных интрузивов // Геология и геофизика, т. 58, № 11, с. 1664–1683, DOI: [10.15372/GiG20171104](#), EDN: [ZXFVJB](#).
- Astanina M.S., Buonomo B., Manca O., Sheremet M.A.** (2022). Three-dimensional natural convection of fluid with temperature-dependent viscosity within a porous cube having local heater // Int. Commun. Heat Mass Transfer, v. 139, 106510, DOI: [10.1016/j.icheatmasstransfer.2022.106510](#).
- Augland L.E., Ryabov V.V., Vernikovskiy V.A., Planke S., Polozov A.G., Callegaro S., Jerram D.A., Svensen H.H.** (2019). The main pulse of the Siberian Traps expanded in size and composition // Sci. Rep., v. 9 (1), 18723, DOI: [10.1038/s41598-019-54023-2](#).
- Cherepanova Yu., Artemieva I.M., Thybo H., Chemia Z.** (2013). Crustal structure of the Siberian craton and the West Siberian basin: An appraisal of existing seismic data // Tectonophysics, v. 609, p. 154–183, DOI: [10.1016/j.tecto.2013.05.004](#).
- Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A.** (2001). Mantle plumes and their geological manifestations // Int. Geol. Rev., v. 43 (9), p. 771–787, DOI: [10.1080/00206810109465047](#).
- Egorov A.S., Prischepa O.M., Nefedov Yu.V., Kontorovich V.A., Vinokurov I.Y.** (2021). Deep structure, tectonics and petroleum potential of the Western sector of the Russian Arctic // J. Mar. Sci. Eng., v. 9 (3), 258, DOI: [10.3390/jmse9030258](#).
- 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 // J. Petrol., v. 53 (5), p. 875–890, DOI: [10.1093/petrology/egr080](#).
- Jamieson R.A., Beaumont C.** (2013). On the origin of orogens // Geol. Soc. Am. Bull., v. 125 (11–12), p. 1671–1702, DOI: [10.1130/B30855.1](#).
- Janssen R.J.A., Henkes R.A.W.M.** (1996). Instabilities in three-dimensional differentially heated cavities with adiabatic horizontal walls // Phys. Fluids, v. 8 (1), p. 62–74, DOI: [10.1063/1.868814](#).
- Johnson T.E., White R.W., Powell R.** (2008). Partial melting of metagreywacke: a calculated mineral equilibria study // J. Metamorph. Geol., v. 26 (8), p. 837–853, DOI: [10.1111/j.1525-1314.2008.00790.x](#).
- Khudoley A.K., Verzhbitsky V.E., Zastrozhnov D.A., O'Sullivan P., Ershova V.B., Proskurnin V.F., Tuchkova M.I., Rogov M.A., Kyser T.K., Malyshev S.V., Schneider G.V.** (2018). Late Paleozoic–Mesozoic tectonic evolution of the Eastern Taimyr-Severnaya Zemlya Fold and Thrust Belt and adjoining Yenisey-Khatanga Depression // J. Geodyn., v. 119, p. 221–241, DOI: [10.1016/j.jog.2018.02.002](#).
- Kronenberg A.K., Tullis J.** (1984). Flow strength of quartz aggregates: Grain size and pressure effects due to hydrolytic weakening

- // J. Geophys. Res.: Solid Earth, v. 89 (B6), p. 4281–4297, DOI: [10.1029/JB089iB06p04281](https://doi.org/10.1029/JB089iB06p04281).
- Lee J.R. (2018).** On the three-dimensional effect for natural convection in horizontal enclosure with an adiabatic body: Review from the 2D results and visualization of 3D flow structure // *Int. Commun. Heat Mass Transfer*, v. 92, p. 31–38, DOI: [10.1016/j.icheatmasstransfer.2018.02.010](https://doi.org/10.1016/j.icheatmasstransfer.2018.02.010).
- Palin R.M., White R.W., Green E.C.R., Diener J.F.A., Powell R., Holland T.J.B. (2016).** High-grade metamorphism and partial melting of basic and intermediate rocks // *J. Metamorph. Geol.*, v. 34, p. 871–892, DOI: [10.1111/jmg.12212](https://doi.org/10.1111/jmg.12212).
- Pease V.L., Kuzmichev A.B., Danukalova M.K. (2015).** The New Siberian Islands and evidence for the continuation of the Uralides, Arctic Russia // *J. Geol. Soc.*, v. 172 (1), p. 1–4, DOI: [10.1144/jgs2014-064](https://doi.org/10.1144/jgs2014-064).
- Perchuk A.L., Safonov O.G., Smit C.A., van Reenen D.D., Zakharov V.S., Gerya T.V. (2018).** Precambrian ultra-hot orogenic factory: making and reworking of continental crust // *Tectonophysics*, v. 746, p. 572–586, DOI: [10.1016/j.tecto.2016.11.041](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.11.041).
- Raleigh C.B., Kirby S.H., Carter N.L., Avé Lallemant H.G. (1971).** Slip and the clinoenstatite transformation as competing rate processes in enstatite // *J. Geophys. Res.*, v. 76 (17), p. 4011–4022, DOI: [10.1029/JB076i017p04011](https://doi.org/10.1029/JB076i017p04011).
- Ranalli G. (1995).** *Rheology of the Earth*. 2nd ed. London, Chapman & Hall, 413 p.
- Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Korablev V.Yu. (Eds.). (2019).** *The Nature and Models of Metamorphism*. Cham, Springer, 330 p., DOI: <https://doi.org/10.1007/978-3-030-03029-2>.
- Rosenberg C.L., Handy M.R. (2005).** Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust // *J. Metamorph. Geol.*, v. 23 (1), p. 19–28, DOI: [10.1111/j.1525-1314.2005.00555.x](https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00555.x).
- 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 // *Geophys. J. Int.*, v. 217 (1), p. 422–450, DOI: [10.1093/gji/ggz029](https://doi.org/10.1093/gji/ggz029).
- Springer M. (1999).** Interpretation of heat-flow density in the Central Andes // *Tectonophysics*, v. 306 (3–4), p. 377–395, DOI: [10.1016/S0040-1951\(99\)00067-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00067-0).
- Stüwe K. (2007).** *Geodynamics of the Lithosphere*. Berlin, Springer, 493 p.
- Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E. (2001).** Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Meso–Neoproterozoic tectonic evolution and Rodinia breakup // *Precambrian Res.*, v. 110 (1–4), p. 127–141, DOI: [10.1016/S0301-9268\(01\)00184-X](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00184-X).
- Vernikovsky V.A., Pease V.L., Vernikovskaya A.E., Romanov A.P., Gee D.G., Travin A.V. (2003).** First report of early Triassic A-type granite and syenite intrusions from Taimyr: Product of the northern Eurasian superplume? // *Lithos*, v. 66 (1–2), p. 23–36, DOI: [10.1016/S0024-4937\(02\)00192-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00192-5).
- Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A., Proskurnin V., Matushkin N., Proskurnina M., Kadilnikov P., Larionov A., Travin A. (2020).** Late Paleozoic–Early Mesozoic granite magmatism on the arctic margin of the Siberian craton during the Kara–Siberia oblique collision and plume events // *Minerals*, v. 10 (6), 571, DOI: [10.3390/min10060571](https://doi.org/10.3390/min10060571).
- Wilks K.R., Carter N.L. (1990).** Rheology of some continental lower crustal rocks // *Tectonophysics*, v. 182 (1–2), p. 57–77, DOI: [10.1016/0040-1951\(90\)90342-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90342-6).
- Zhu W., Wang M., Chen H. (2017).** 2D and 3D lattice Boltzmann simulation for natural convection melting // *Int. J. Thermal Sci.*, v. 117, p. 239–250, DOI: [10.1016/j.ijthermalsci.2017.03.025](https://doi.org/10.1016/j.ijthermalsci.2017.03.025).