

УДК 552.16 (571.511)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-5-23-33

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ТАЙМЫРА: РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ И ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

**Владимир Сергеевич Захаров¹, Любовь Ивановна Демина²,
Мария Юрьевна Промыслова³**

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; zakharov@geol.msu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lidem06@rambler.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; mary_promyslova@gmail.com

Аннотация. В пределах Северо-Таймырской тектонической зоны, сложенной преимущественно породами континентального склона и подножия пассивной окраины Карского континента, широко проявлен зональный метаморфизм. Для объяснения особенностей наблюдаемого зонального метаморфизма проведено численное геодинамическое моделирование, воспроизведяющее континентальную коллизию Карского и Сибирского континентов в позднем палеозое. Показано, что динамика $P-T$ условий пород континентальной коры ($P-T-t$ тренды) в модели хорошо соответствуют термодинамическим параметрам наблюдаемой метаморфической зональности. Предложена геодинамическая схема, согласно которой формирование метаморфической зональности Северо-Западного Таймыра произошло на нисходящей ветви $P-T-t$ тренда метаморфизма, протекающего на завершающей стадии коллизии, сформировавшей Северо-Таймырскую тектоническую зону.

Ключевые слова: зональный метаморфизм, коллизия, численное геодинамическое моделирование, $P-T-t$ тренды, Таймыр

Для цитирования: Захаров В.С., Демина Л.И., Промыслова М.Ю. Геодинамическая природа метаморфической зональности Северо-Западного Таймыра: результаты численного моделирования и геолого-петрологические данные // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 5. С. 23–33.

GEODYNAMIC NATURE OF NORTHWESTERN TAIMYR METAMORPHIC ZONALITY: RESULTS OF NUMERICAL MODELING AND GEOLOGY-PETROLOGICAL DATA

Vladimir S. Zakharov¹, Lyubov I. Demina², Mariya Yu. Promyslova³

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; zakharov@geol.msu.ru

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; lidem06@rambler.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; mary_promyslova@gmail.com

Abstract. Zonal metamorphism is widely manifested within the North Taimyr tectonic zone, composed mainly of rocks from the continental slope and the foot of the Kara continent passive margin. To explain the observed zonal metamorphism features, numerical geodynamic modeling was carried out, reproducing the continental collision of the Kara and Siberian continents in the late Paleozoic. It is shown that the modeling $P-T$ conditions dynamics of continental crust rocks ($P-T-t$ trends) corresponds well to the observed metamorphic zonality thermodynamic parameters. It has been proposed a geodynamic scheme, according to which the formation of metamorphic zonality in Northwestern Taimyr occurred on the descending branch of the $P-T-t$ metamorphism trend. Such metamorphism took place at the final stage of the collision that formed the North Taimyr tectonic zone.

Keywords: zonal metamorphism, collision, numerical geodynamic modeling, $P-T-t$ trends, Taimyr

For citation: Zakharov V.S., Demina L.I., Promyslova M.Yu. Geodynamic nature of Northwestern Taimyr metamorphic zonality: results of numerical modeling and geology-petrological data. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 5: 23–33. (In Russ.).

Введение. В процессе континентальной коллизии происходит существенное преобразование земной коры, которое сопровождается сложными деформациями (надвигание, смятие в складки, скучивание и т. д.), магматизмом и метаморфизмом различных типов в том числе зональных: андалузит-силлиманитового; кианит-силлиманитового; инвертированного. Метаморфическая зональность

коллизионных орогенов может иметь как прогресивный (проградный), так и регressive (ретроградный) характер [Скляров и др., 2001; Hollister, 1982; Hodges, Silverberg, 1988].

История большинства метаморфических комплексов включает в себя прохождение через несколько этапов изменения термодинамических условий. Признаки этих этапов могут сохраняться в виде ми-

неральных реликтов, микроструктур и химической зональности минералов. На $P-T$ диаграммах этапы метаморфизма выражаются в виде трендов, представляющих собой «запись» сопряженного изменения температуры и давления в ходе геологической истории метаморфических пород [Лиханов, 2020].

Результаты численного моделирования с построением $P-T-t$ трендов метаморфизма конкретных метаморфических комплексов играют очень важную роль для реконструкции геодинамических обстановок (см. например, [Sizova et al., 2014] и обзор там). Особое место занимает изучение зональных комплексов, поскольку в этом случае можно судить об эволюции термальной структуры земной коры на определенной геодинамической стадии ее развития.

На Таймыре зональный метаморфизм проявлен в пределах Северо-Таймырской тектонической зоны, которая сложена преимущественно ритмично чередующимися метапесчаниками, метаалевролитами и метапелитами, относящимися к образованиям континентального склона и подножия Карского континента и представляющая собой его пассивную окраину [Верниковский, 1996; Проскурнин и др., 2014]. Коллизия Карского и Сибирского континентов (306–258 млн лет) зафиксирована известково-щелочным гранитным магматизмом и зональным метаморфизмом от серицит-хлоритовых сланцев до гранат-биотит-ортоклазовых гнейсов и мигматитов [Шулягин, Захаров, 1971; Забияка, 1974; Демина, Белов, 1979; Верниковский, 1996; Демина и др., 2019; Захаров и др., 2023].

Ранее флишиоидные толщи Северо-Западного Таймыра были включены в состав Харитоновской серии [Забияка, 1974; Беззубцев и др., 1986]. Впоследствии они были отнесены к Ленивенской серии рифейского возраста, в составе которой выделяются (снизу вверх): воскресенская толща — метапесчаники, метаалевролиты, углеродистые сланцы, филлиты, кристаллические сланцы, гнейсы; стерлиговская толща — метапесчаники, метаалевролиты, ильменитсодержащие сланцы; конечинская толща — метапесчаники, метаалевролиты, углеродистые сланцы. Выше залегает мининская толща (песчаники, алевролиты, филлиты, аргиллиты) верхнего рифея–нижнего венда, также входившая ранее в состав Харитоновской серии [Нагайцева, Лопатин, 2000].

Возраст флишиоидных отложений является предметом дискуссий. Часть исследователей относит их либо к рифею на основании находок акритарх [Нагайцева, Лопатин, 2000], либо к венду [Проскурнин и др., 2016]. В пределах Хутудинского блока, установлена также и кембрийская фауна [Беззубцев, 1986].

Наиболее древними и глубокометаморфизованными породами в Северо-Таймырской тектонической зоне являются метаморфиты Тревожинского комплекса, который сложен биотитовыми и гранат-биотитовыми плагиогнейсами и гнейсами (35–40%), амфиболовыми и биотит-амфиболовыми кристаллическими сланцами, амфиболитами, реже мраморами,

кальцифирами и кварцитами [Забияка, 2000]. Относительно возраста Тревожинского комплекса у исследователей нет единого мнения. Н.Н. Нагайцева и Б.Г. Лопатин [2000] относят его предположительно к раннему протерозою, А.И. Забияка к рифею [2000], В.Ф. Проскурнин и др. [2016] к венду. Результаты U-Pb SHRIMP изотопного датирования по цирконам показали очень широкий разброс абсолютных возрастов от 281 ± 83 до 1529 ± 31 млн лет [Проскурнин и др., 2016].

В настоящей статье мы предлагаем геодинамическую схему формирования наблюдаемой метаморфической зональности Северо-Западного Таймыра на основании геолого-петрологических данных и численного моделирования.

Методы исследований. При определении характеристик и зональности метаморфизма Северо-Западного Таймыра использовались методы картирования по изоградам минералов-индикаторов различных фаций метаморфизма горных пород, расчеты $P-T$ параметров с применением геотермометров и геобарометров разных авторов, а также физико-химический анализ парагенезисов минералов метаморфических толщ.

Для объяснения особенностей метаморфизма региона проводилось численное геодинамическое моделирование континентальной коллизии с использованием оригинального кода I2VIS [Gerya, Yuen, 2003]. Код основан на методе конечных разностей на недеформируемой нерегулярной смещенной сетке с использованием лагранжевых маркеров в ячейке. В моделях рассматривается деформация вязко-пластической среды под действием приложенных тектонических сил, при этом решаются уравнения движения, неразрывности и теплопроводности в движущейся среде с учетом массовых сил, связанных с тепловыми и химическими неоднородностями, тепловых эффектов от адиабатического сжатия/расширения и вязкого трения. Учитывается влияние фазовых переходов, в том числе частичное плавление и кристаллизация, степень и интенсивность которых зависит от $P-T$ условий и содержания флюида, а также миграция флюидов и расплавов.

Для представления литологической структуры модели используются лагранжевые маркеры, изначально распределенные по плотной случайной сетке между узлами основной прямоугольной сетки. С каждым шагом по времени маркеры перераспределяются в соответствии с расчетным полем скоростей, отражая тем самым трансформацию литологического строения и физических характеристик модели. Изменение положения маркеров позволяет моделировать деформацию среды, а также проследить эволюцию во времени баротермальных условий пород ($P-T-t$ тренды).

Модель воспроизводит динамику литосферы, верхней мантии и переходной зоны в вертикальном сечении размером 4000×400 км. Начальное состояние модели — два блока континентальной

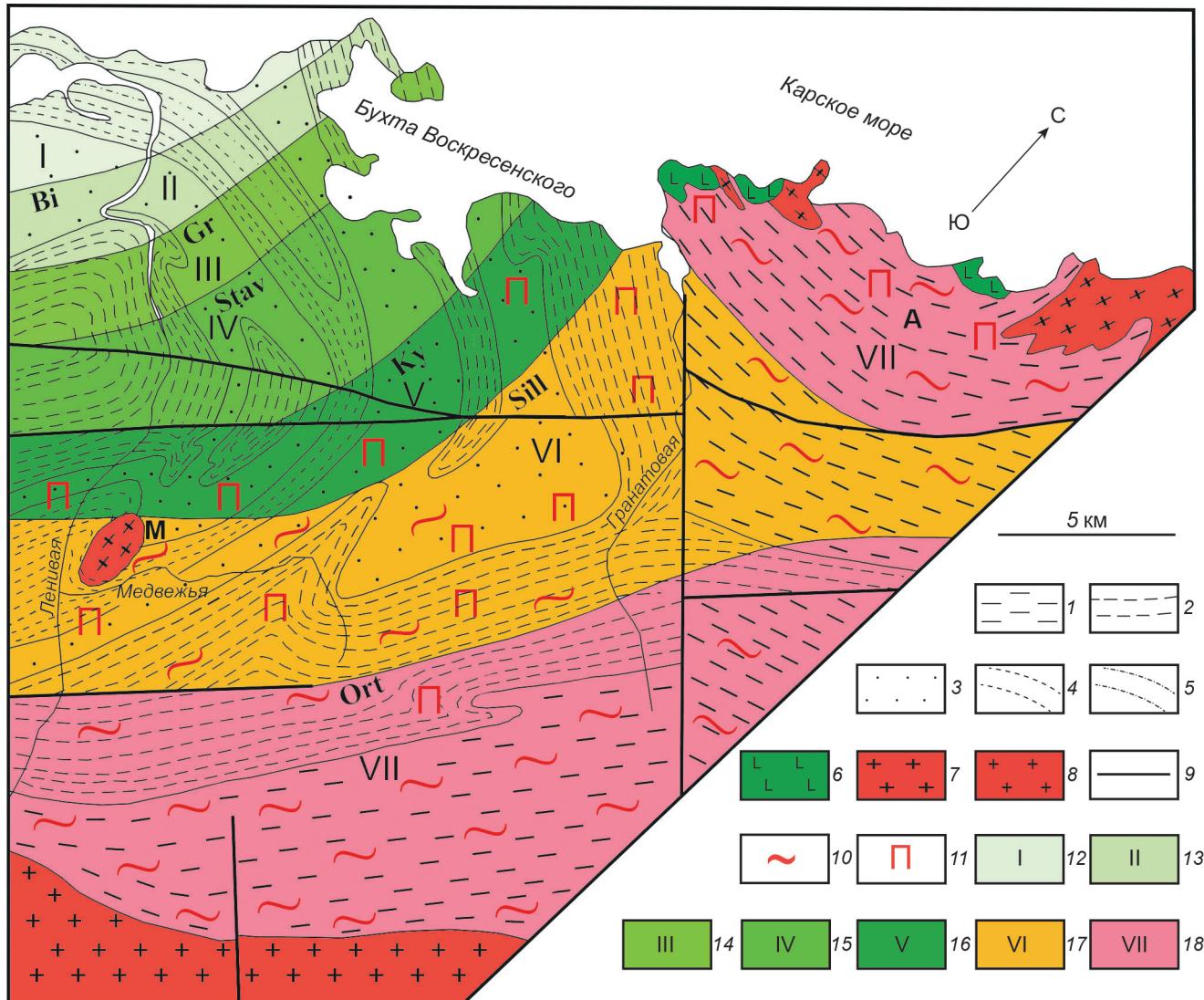


Рис. 1. Метаморфическая зональность Северо-Западного Таймыра. Составлена с использованием данных Л.И. Деминой, В.П. Белова [1979], Н.Н. Нагайцевой, Б.Г. Лопатина [2000], В.Ф. Прокурнина и др. [2016]. 1 — Тревожинский метаморфический комплекс. (2–4) — Ленивенская серия: 2 — воскресенская толща (метапесчаники, метаалевролиты, углеродистые сланцы, филлиты, кристаллические сланцы, гнейсы); 3 — стерлиговская толща (метапесчаники, метаалевролиты, ильменитсодержащие сланцы); 4 — конечинская толща (метапесчаники, метаалевролиты, углеродистые сланцы); 5 — мининская толща (песчаники, алевролиты, филлиты, аргиллиты); 6 — метабазиты; 7 — гранито-гнейсы медвежьевского и аттовского комплексов; 8 — позднепалеозойские гранитоиды и гранито-гнейсы; 9 — разрывы; 10 — мигматиты; 11 — пегматиты; 12–18 — зоны метаморфизма: 12 — серицит-хлоритовая; 13 — хлорит-биотитовая; 14 — хлорит-биотит-гранатовая; 15 — ставролитовая; 16 — гранат-биотит-мусковит-кианитовая; 17 — гранат-биотит-мусковит-силиманитовая; 18 — гранат-биотит-ортоклазовая. Изограды: Bi — биотита, Gr — граната, Stav — ставролита, Ky — кианита, Sill — силиманита, Ort — ортоклаза. Гранито-гнейсовые купола: M — Медвежьевский; A — Аттовский

литосферы, разделенные океаническим бассейном шириной 600 км (Приложение, рис. П1). Для создания условий конвергенции задается скорость движения левого континента (желтая стрелка на рис. П1 и на рис. 5). Коллизии предшествует субдукция океанической литосферы под правый континент, которая направляется по наклонной реологически ослабленной зоне в мантии.

Мощность континентальной литосферы в наших моделях варьировалась в пределах $H_L = 100\text{--}200$ км, скорость конвергенции в пределах $v = 2\text{--}10$ см/год. Континентальная кора имеет трехслойное строение: верхняя и средняя кора кислого, а нижняя — базитового состава, мощностью 15, 15 и 10 км,

соответственно. Океаническая кора двухслойная: верхняя — базальтовая, нижняя — габброидная, мощностью 2 и 5 км, соответственно. Тепловая структура континентальной литосферы задавалась в соответствии с кусочно-линейной геотермой, океанической литосферы — по модели остывания полупространства. Более подробно характеристики и особенности модели описаны в работах [Захаров и др., 2015; Демина и др., 2018; Perchuk et al., 2016].

Для отслеживания эволюции P - T условий фрагментов вещества (маркеров) проводилось построение P - T - t трендов, для чего использовано ПО I2VISTool (автор — С.П. Завьялов) и markers_P-T-t (автор — Т.А. Синева). Для проверки адекватности

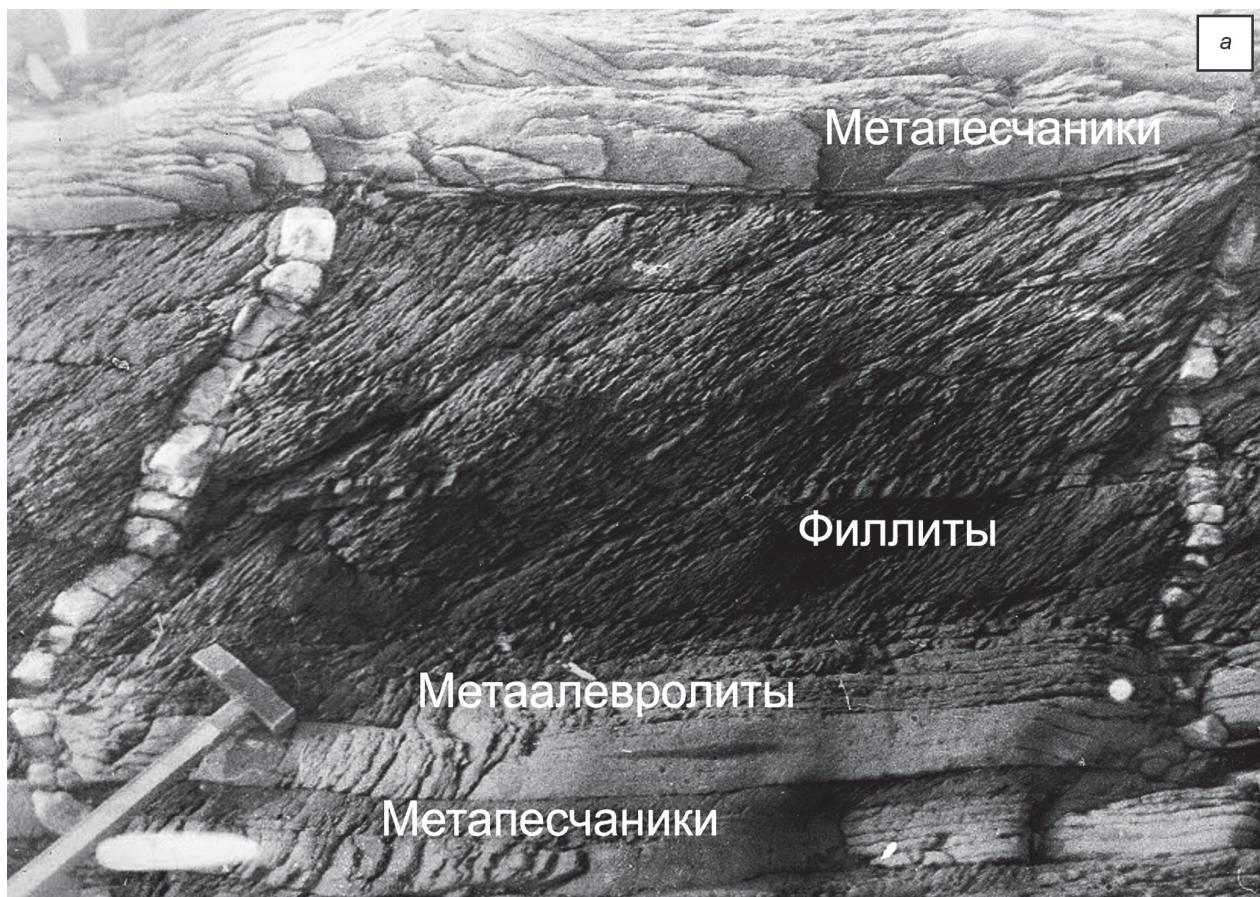


Рис. 2. Фото обнажений флишоидных толщ района нижнего течения р. Ленивая (а) и гранито-гнейсов Аттовского купола (б).
Объяснения в тексте

предложенной геодинамической схемы модельные $P-T-t$ тренды сопоставлялись с $P-T$ параметрами метаморфизма Северо-Западного Таймыра, рассчитанным по природным парагенезисам минералов.

Результаты исследований и их обсуждение.

Метаморфическая зональность Северо-Западного Таймыра. В районе Берега Харитона Лаптева, бухты Воскресенского, бассейнов рек Ленивой, Медвежьей и Гранатовой границы метаморфических зон проведены нами по изоградам биотита, граната, ставролита, кианита, силлиманиита и ортоклаза (рис. 1).

Были выделены следующие зоны метаморфизма, названия которых даны по парагенезисам бедных кальцием первично осадочных горных пород, существенно преобладающих в районе: зона I — серцит-хлоритовая; зона II — хлорит-биотитовая; зона III — хлорит-биотит-гранатовая; зона IV — ставролитовая; зона V — гранат-биотит-мусковит-кианитовая; зона VI — гранат-биотит-мусковит-силлиманиитовая и зона VII — гранат-биотит-ортоклазовая.

Наиболее характерной особенностью метаморфической зональности района является секущее положение границ разных зон по отношению к стратиграфическим границам, что хорошо видно в обнажениях берегов р. Ленивой и бухты Воскресенского (см. рис. 1). В зонах I и II наименее метаморфизованные породы сохраняют облик первично осадочных песчаников, алевролитов, глинистых разностей (пелитов). В обнажениях хорошо видно ритмичное переслаивание литологических разностей и градационный характер распределения осадочного материала. Породы сильно дислоцированы, в разной степени расклivажированы и рассланцованны. Метапесчаники всегда более толстоплитчатые, чем матаалевролиты, а для метапелитов характерна листоватость, при этом углы падения сланцеватости пород отдельных ритмов существенно различаются (рис. 2, a). Начиная с зоны III происходит их постепенное превращение в кристаллические сланцы и далее в гнейсы. Наиболее высокометаморфизованные породы зон VI–VII в районе р. Ленивой, устья р. Медвежьей и в долине р. Гранатовой приурочены к наиболее глубоким частям разреза, где присутствуют также и метабазиты Тревожинского комплекса.

Термодинамические параметры метаморфизма, рассчитанные по химическому составу сосуществующих гранатов, ставролитов, биотитов и хлоритов с использованием геотермометров и геобарометров разных авторов оцениваются в интервалах температур от 300 до 720 °C, а давления — от 0,35 до 0,72 ГПа. Средний геотермический градиент составлял 28 °C/км. Метаморфизм относится к кианит-силлиманиитовому типу умеренных давлений [Демина, Белов, 1979; Демина и др., 2019; Захаров и др., 2023]. Следует отметить, что в графитистых гранат-биотитовых сланцах района бухты Воскресенского встречается парагенезис андалузита с кианитом, а в метаморфитах береговых обнажений р. Ленивой

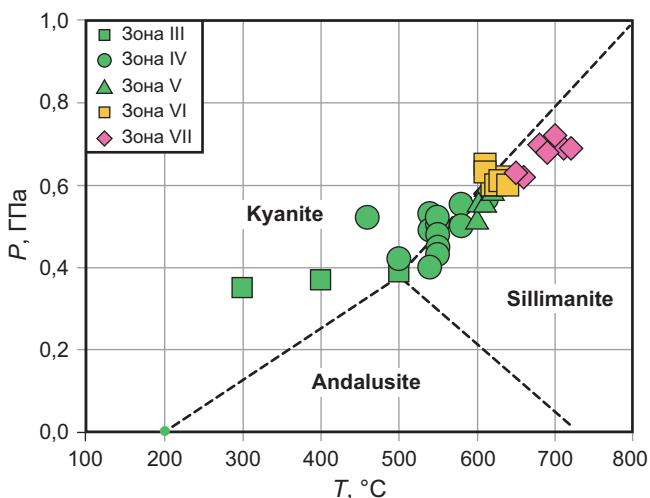


Рис. 3. $P-T$ параметры метаморфических зон (III–VII) междуручья Ленивой и Гранатовой Берега Харитона Лаптева Северо-Западного Таймыра, рассчитанные по природным парагенезисам минералов

(район порогов) и вблизи устья р. Кудрявой — кианита с силлиманиитом, что не противоречит полученным авторами $P-T$ параметрам метаморфизма и свидетельствует об их близости к моновариантным равновесиям силикатов глинозема — андалузиту, кианиту, силлиманиту (рис. 3).

Как правило, подобная метаморфическая зональность относится к прогрессивному типу. Однако в зональных гранатах из кристаллических сланцев и гнейсов наблюдается повышение содержания железа от центра к краю зерен. Содержания магния и кальция практически не изменяются. Реже встречаются мелкие гранаты, у которых от центра к краю зерен поникаются содержания железа и магния, а марганца — повышаются, а также крупные гранаты без признаков зональности. В целом в составе гранатов происходит увеличение содержания альмандинового минала и уменьшение пиропового (рис. 4), что свидетельствует о том, что рост граната происходил при понижении $P-T$ условий метаморфизма.

Подобная зональность гранатов довольно часто встречается в гранитизированных породах [Маракушев, 1973; Перчук, 1973; Скляров и др., 2001]. $P-T$ тренды с понижением температуры и давления фиксируют процесс охлаждение толщ с одновременным воздыманием на поздних этапах развития коллизионных орогенов, когда происходит формирование термально-купольных ореолов, приводящих к образованию гранито-гнейсовых куполов [Скляров и др., 2001]. Рост гранито-гнейсовых куполов многие исследователи объясняют также всплытием (адвекцией) более легких, по сравнению с вмещающими породами, частично расплавленных масс. Тренды метаморфизма с понижением температуры и давления установлены для метаморфических комплексов коллизионных зон Берегового хребта Канады [Hollister, 1982], Большой гималайской серии Индии [Hodges, Silverberg, 1988] и других регионов.

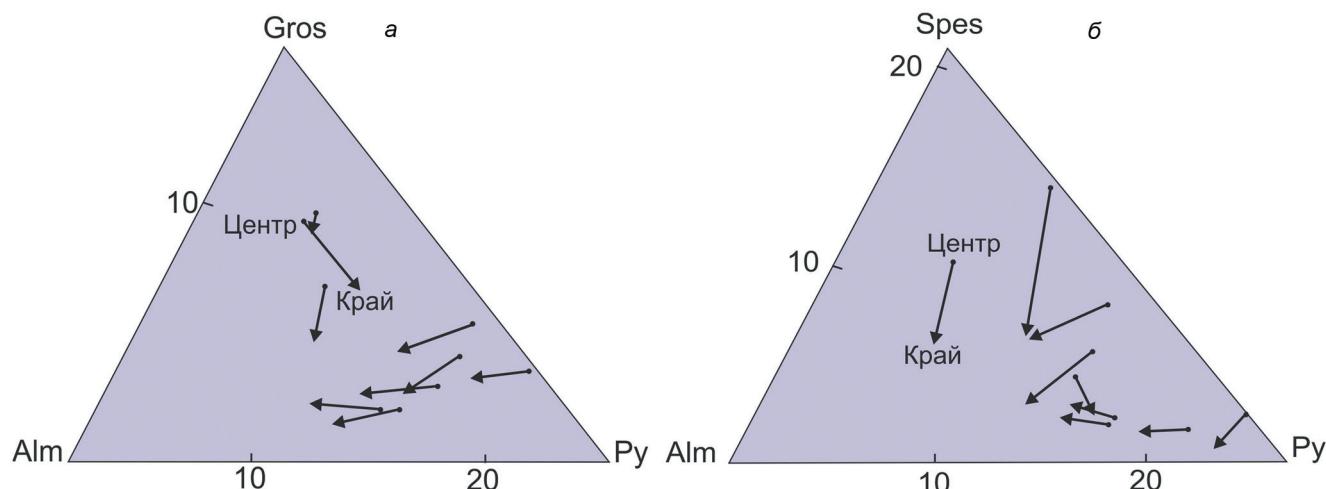


Рис. 4. Вариации минального состава зональных гранатов из кристаллических сланцев и гнейсов Северо-Западного Таймыра по соотношениям альмандинина, гроссуляра и пиропа (а); альмандинина, спессартина и пиропа (б). Диаграммы построены по данным В.А. Верниковского [1996]. Alm — альмандин, Gros — гроссуляр, Py — пироп, Spes — спессартин. Стрелки показывают направление изменения минального состава от центральных частей зерен граната к краевым

На Северо-Западном Таймыре процессы гранитизации широко проявлены в пределах V–VII зон метаморфизма. В зоне V гранитизация выражается в пегматитизации метаморфических пород. Мигматиты наряду с пегматитами встречаются лишь в контакте с гранито-гнейсами г. Медвежьей, где в обнажениях хорошо видно, что гранито-гнейсы, слагающие гору, наследуют реликтовую слоистость и состав вмещающих толщ. Например, гранат-биотитовые кристаллические сланцы плавно переходят в гранатсодержащие гранито-гнейсы Медвежьевского купола. В контактах с амфиболитами и амфибол-биотитовыми кристаллическими сланцами образуются щелочные амфиболсодержащие гранито-гнейсы с порфиробластами розового калиевого полевого шпата размером до 5 см. Подобные породы широко развиты также в составе Аттовского гранито-гнейсового купола в районах мысов Каминского и Тилло (рис. 2, б). Возрастание щелочности гранитизированных пород в контактах с метабазитами свидетельствует об инфильтрационном характере гранитизации и объясняется кислотно-основным взаимодействием компонентов трансмагматических флюидов с вмещающими гранитизируемыми толщами [Коржинский, 1994]. Это указывает на то, что тепловой поток при метаморфизме создавался не только за счет теплопроводности, но и в связи с миграцией магм и флюидов.

В зонах VI и VII мигматизация выражена очень ярко. В гранат-биотит-ортоклазовой зоне (VII) также широко развиты линзовидные автохтонные и параавтохтонные массивы гранитоидов [Беззубцев, 1986; Махлаев, Коробова, 1972; Верниковский, 1996; Забияка, 2000], границы которых в целом конкордантны метаморфическим. Часто наблюдаются постепенные переходы мигматитов в гранито-гнейсы и граниты. Возраст гранитоидов составляет 285–306 млн лет, а их образование связывается

с коллизией Карского и Сибирского континентов. Возраст метаморфизма флишоидных отложений, вмещающих согласные тела гранитоидов, составляет 273–279 млн лет (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, Ar-Ar и K-Ar методы по метаморфогенным минералам) [Верниковский, 1996].

Таким образом можно сделать вывод, что зональный метаморфизм флишоидных образований Северо-Западного Таймыра проявился на завершающей стадии коллизии Карского и Сибирского континентов.

Результаты численного геодинамического моделирования. Рассмотрим динамику коллизии на примере модели, в которой конвергенция происходит со скоростью $v = 5$ см/год, а мощность континентальной литосферы $H_L = 160$ км (рис. 5). На всех рисунках цветными ромбами показано положение фрагментов породы (маркеров) континентальной коры из области перехода к континентальной окраине, для которых затем будут строиться $P-T-t$ тренды. Здесь и далее время приводится от начала моделирования.

Результаты показывают, что сначала происходит субдукция океанической литосферы под активную окраину правого континента, причем на стадии развитой субдукции наблюдается некоторый откат погружающейся континентальной литосферной мантии и нижней коры, и связанный с этим подъем под активную континентальную окраину горячей частично расплавленной астеносферной мантии. После полного закрытия океанического бассейна и погружения океанической литосферы начинается континентальная коллизия (11,7 млн лет, рис. 5, а). В процессе коллизии происходит формирование орогена высотой до 4–5 км, которое сопровождается образованием складок, разрывных нарушений, в т.ч. надвигов, скучиванием континентальной коры, перемещениями и деформацией ее блоков.

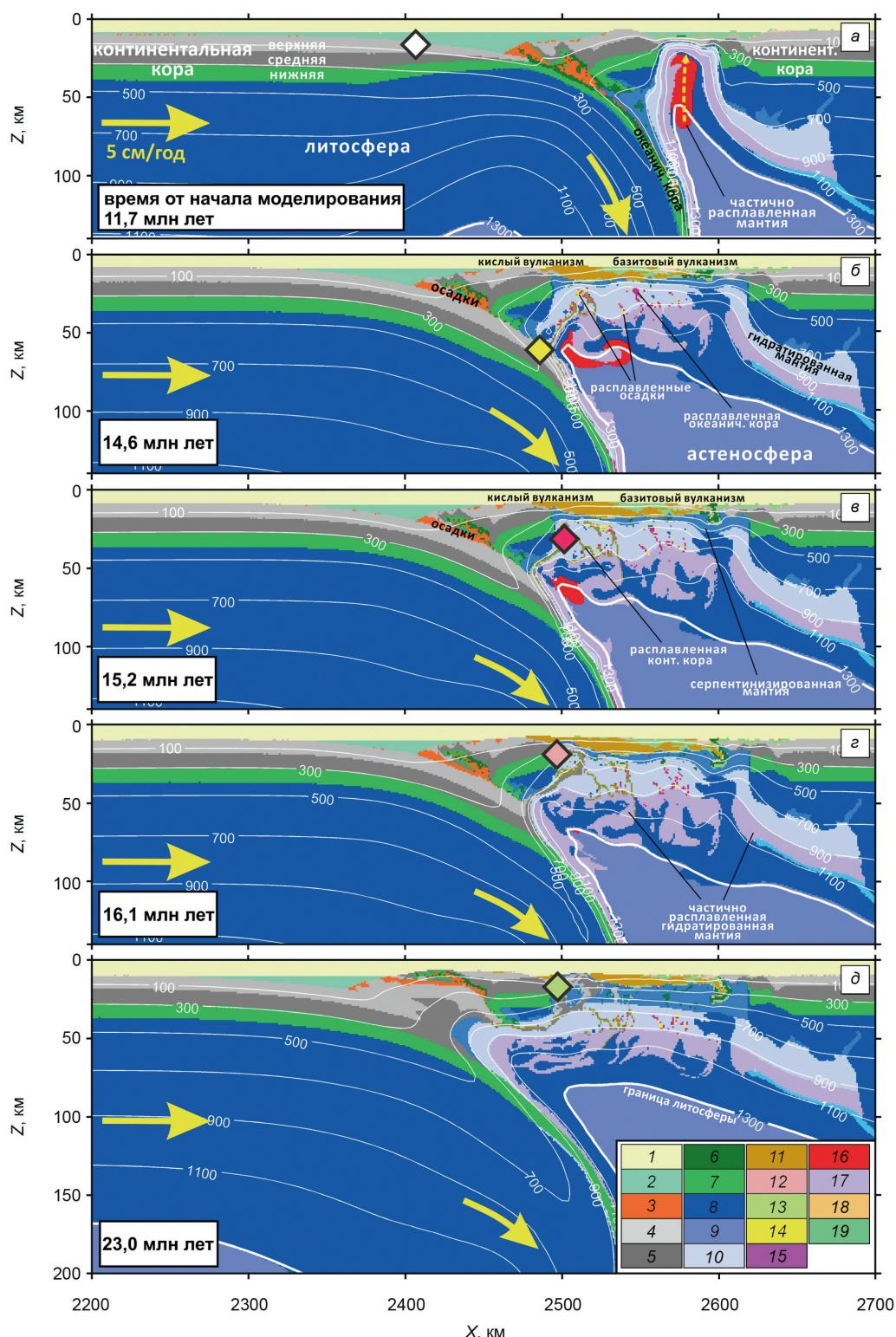


Рис. 5. Результаты численного геодинамического моделирования процесса конвергенции (субдукция–коллизия) при скорости сближения $v=5$ см/год и мощности континентальной литосферы $H_L=160$ км: а — финальная стадия субдукции, подъем под активную окраину частично расплавленной мантии (желтая пунктирная стрелка), начало коллизии, б — погружение пассивной окраины, в — отрыв и быстрая эксгумация фрагментов погруженной континентальной коры, г — поздняя стадия коллизии, д — постколлизионная стадия. Желтые стрелки — движение литосферы. Белые линии — изотермы, с шагом 200 °С. Ромбы — положение фрагментов континентальной коры (маркеров), по которым строился $P-T-t$ тренд на рис. 6. Здесь и далее приводится модельное время после начала конвергенции: 1 — воздух, 2 — вода, 3 — осадки, образующиеся в процессе субдукции и коллизии, 4 — верхняя континентальная кора, 5 — средняя континентальная кора, 6 — верхняя океаническая кора (базальты), 7 — нижняя океаническая и континентальная кора (габбро), 8 — литосферная мантия, 9 — астеносферная мантия, 10 — гидратированная мантия, 11 — гранитоиды и кислые вулканиты, 12 — выплавка из метабазитов, 13 — выплавка из гидратированной мантии, 14 — частично расплавленные осадки, 15 — частично расплавленные метабазиты, 16 — частично расплавленная «сухая» мантия, 17 — частично расплавленная гидратированная мантия, 18 — выплавка из метаосадка, 19 — частично расплавленные базальты

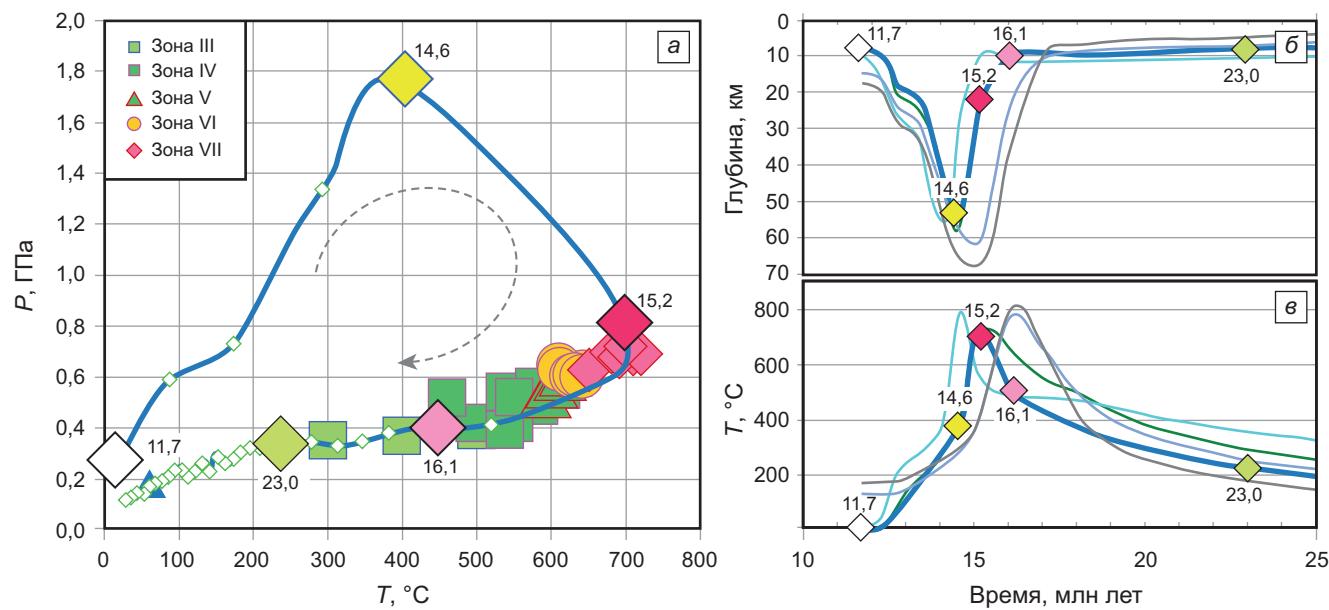


Рис. 6. Изменение физических условий пород континентальной коры по результатам моделирования, соответствующие развитию коллизии на рис. 5. а — P - T - t тренды, б — изменение глубины, в — температуры с течением времени. Синяя кривая на б и в соответствует тренду на а, остальные графики для маркеров, претерпевающих аналогичные преобразования. Ромбы соответствующих цветов на диаграммах отвечают характеристикам пород в моменты времени на рис. 5. Показаны также зоны III–VII метаморфизма Северо-Западного Таймыра (рис. 3)

На ранних стадиях коллизии происходит частичное погружение континентальной литосферы левого континента, которая увлекает за собой пассивную окраину (14,6 млн лет, рис. 5, б). Породы верхней континентальной коры достаточно быстро (за 1–2 млн лет) погружаются на глубину более 40 км, попадая при этом в область высоких температур, вплоть до температуры солидуса, что создает условия для коллизионного магматизма [Демина и др., 2018]. Верхняя и средняя континентальная кора обладает меньшей плотностью и меньшей прочностью по сравнению с нижней базитовой корой. Фрагменты верхней и средней континентальной коры отрываются от субдуктирующейся плиты и вследствие повышенной плавучести поднимаются вверх. Таким образом, происходит быстрая (за время ~1 млн лет) экстремумация погруженных объемов пород континентальной коры (15,5 млн лет, рис. 5, в). При этом блоки коры претерпевают значительные взаимные перемещения, вращения и деформацию, после чего преобразования этих фрагментов замедляются (16,1 млн лет, рис. 5, г) и следует их продолжительное (порядка 10 млн лет и более) пребывание в поле практически стабильного температурного градиента (23 млн лет, рис. 5, д).

Мы исследуем изменение физических условий фрагментов вещества континентальной коры (маркеров) во времени при описанных выше коллизионных процессах (рис. 6). Рассчитанные P - T - t тренды представлены на рис. 6, а, для удобства анализа развития процесса во времени на рис. 6, б показана динамика изменения глубины, а на рис. 6, в — динамика изменения температуры маркеров континентальной коры. P - T параметры маркеров в моменты времени,

соответствующие представленным на рис. 5, показаны ромбами тех же цветов. На рис. 6, б, в, кроме графиков, соответствующих изменением P - T условий для маркера на рис. 6, а, показаны также несколько графиков для маркеров, расположенных в этой же области и претерпевающих аналогичные преобразования. На этом же рисунке для сопоставления показаны параметры метаморфизма Северо-Западного Таймыра, и их зональность, представленные на рис. 3. Модельный тренд имеет выраженный «коллизионный» характер с ходом по часовой стрелке, что отражает погружение и экстремумацию фрагментов коры. Отметим, что погружение сопровождается прогревом пород коры до температур около 400 °C, а последующий подъем — прогревом до 700–800 °C, который связан с влиянием горячей области поднятой астеносферной мантии. На финальных стадиях коллизии (рис. 5, г, д) на нисходящей ветви P - T - t тренда метаморфизма экстремумированные породы коры длительное (>10 млн лет) время находятся в условиях мало меняющегося температурного градиента. Анимацию, показывающую в динамике развитие коллизии и формирование P - T - t тренда можно посмотреть в Приложении, видео П2.

Представляется вполне вероятным, что именно на этой последней (из рассмотренных при моделировании) стадии развития коллизионного процесса могла сформироваться метаморфическая зональность флишоидных толщ Северо-Западного Таймыра, поскольку наблюдается соответствие P - T параметров метаморфизма, рассчитанных по природным парагенезисам минералов, с полученными в результате численного моделирования (рис. 3; 6, а). Важным при этом является фактор продолжи-

тельности процессов: контрастные изменения $P-T$ -условий при погружении и экстремации происходят относительно быстро (1–2 млн лет), в то время как пребывание в низкоградиентных условиях длится на порядок дольше, что, по нашему мнению, и определяет их фиксацию в наблюдаемых природных параметрах метаморфизма. Последующие процессы эрозии приводят к выходу метаморфических комплексов на поверхность. Следует отметить, что некоторые исследователи связывают регressiveный метаморфизм коллизионных зон именно с эрозионной денудацией перекрывающих комплексов [Лиханов, 2020].

Результаты численного моделирования показывают, что схожие характеристики модельных $P-T-t$ -трендов получаются в случае мощности континентальной литосферы 100–200 км (рис. 7) и скорости конвергенции 3–5 см/год. Точные характеристики коллизии Карского и Сибирского континентов, в результате которой сформировался Таймырский ороген, неизвестны, поэтому тот факт, что достаточно хорошее соответствие с природными данными достигается при некотором диапазоне модельных параметров, как представляется, свидетельствует в пользу реалистичности предлагаемого сценария.

Заключение. Сопоставление результатов численного моделирования и геолого-петрологических данных показало, что формирование метаморфической зональности флишоидных толщ Северо-Западного Таймыра могло произойти на нисходящей ветви $P-T-t$ тренда метаморфизма, протекающего на завершающей стадии палеозойской коллизии Карского и Сибирского континентов.

Подтверждением реалистичности предлагаемой модели зонального метаморфизма являются следующие факты.

1. Секущее положение границ метаморфических зон относительно стратиграфических, что свидетельствует о том, что метаморфизм наложился на сформированную ранее в ходе тектонических движений складчатую структуру.

2. Соответствие конфигурации данных границ с конфигурацией области распространения крупных линзовидных тел автохтонных гранитоидов, связанных постепенными переходами с мигматитами и гнейсами гранат-биотит-ортоклазовой зоны метаморфизма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беззубцев В.В., Заляеев Г.Ш., Сакович А.Б. и др. Геологическая карта Горного Таймыра М-6 1:500 000: Объясн. зап. Красноярск: ККИ, 1986. 177 с.

Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 201 с.

Демина Л.И., Белов В.П. Метаморфическая зональность Северо-Западного Таймыра // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. Т. 54. Вып. 5. 1979. С. 55–66.

Демина Л.И., Захаров В.С., Промыслова М.Ю., Завьялов С.П. Соотношение коллизионного и траппового

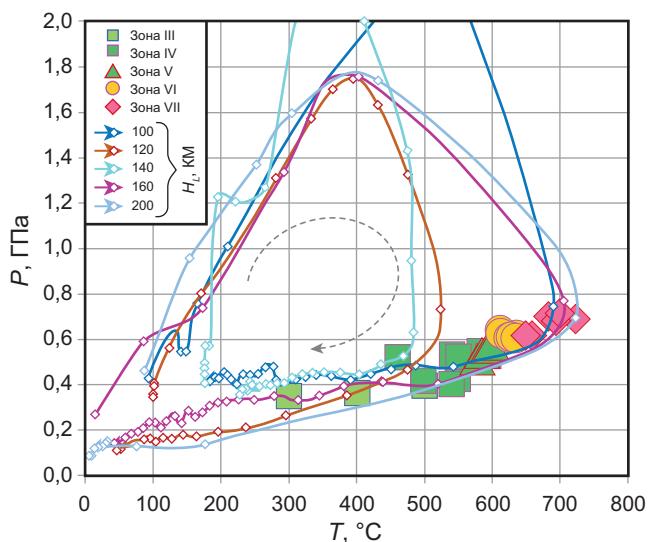


Рис. 7. Модельные $P-T-t$ тренды в случае мощности континентальной литосферы $H_L=100–200$ км и зоны III–VII метаморфизма Северо-Западного Таймыра (рис. 3)

3. Зональность гранатов, свидетельствующая о том, что рост граната происходил при понижении $P-T$ условий кристаллизации.

4. Модельные $P-T$ условия достаточно хорошо соответствуют термодинамическим параметрам наблюдаемой метаморфической зональности Северо-Западного Таймыра, причем это соответствие получается при вариации базовых модельных параметров в некотором диапазоне.

Благодарности. Авторы благодарят Д.С. Мягкова и А.В. Полещука за рецензирование и обсуждение статьи, что позволило ее существенно улучшить.

Моделирование проводилось с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова. Авторы благодарят Т.В. Герию за предоставление кода I2VIS для численного геодинамического моделирования, С.П. Завьялова и Т.В. Синеву за предоставление ПО для анализа и построения $P-T-t$ трендов.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № АААА-А16-116033010119-4).

магматизма Таймыра: геологические данные и результаты суперкомпьютерного моделирования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 1. С. 15–24.

Демина Л.И., Захаров В.С., Промыслова М.Ю. и др. Зональный метаморфизм Северного Таймыра по геолого-петрологическим данным и результатам компьютерного моделирования // Проблемы тектоники континентов и океанов: Мат-лы II Тект. совещ. М.: ГЕОС, 2019. Т. 1. С. 177–181.

Забияка А.И. Воскресенское регионально-метаморфическое поле — эталон рифейского метаморфического комплекса Таймыра. Красноярск: ККИ, 2000. 216 с.

Забияка А.И. Стратиграфия и осадочные формации докембрия Северо-Западного Таймыра. Красноярск: ККИ, 1974. 128 с.

Захаров В.С., Демина Л.И., Промыслова М.Ю. Зональный метаморфизм на нисходящей ветви Р-Т-т тренда палеозойской коллизии Таймыра: результаты численного моделирования и геолого-петрологические данные // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023: Материалы 54-го Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОСС, 2023. С. 184–187.

Захаров В.С., Перчук А.Л., Завьялов С.П. и др. Суперкомпьютерное моделирование континентальной коллизии в докембрии: эффект мощности литосферы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 2. С. 3–9.

Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие в минералообразующих системах. М.: Наука, 1994. 223 с.

Лиханов И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020. Т. 28, № 1. С. 3–22.

Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. 322 с.

Махлаев Л.В., Коробова Н.И. Генетические граникоидные ряды докембрия Таймыра. Красноярск: ККИ, 1972. 130 с.

Нагайцева Н.Н., Лопатин Б.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Новая серия. Лист S-44-46. МПР РФ, ВНИИ-Океангеология, 2000.

Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М.: Наука, 1973. 318 с.

Прокурнин В.Ф., Верниковский В.А., Метелкин Д.В. Риолит-гранитная ассоциация Центрально-Таймырской

зоны: свидетельство аккреционно-коллизионных событий в неопротерозойское время // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 1. С. 23–40.

Прокурнин В.Ф., Шнейдер Г.В., Гавриши А.В., Нагайцева Н.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Таймыро-Североземельская. Лист S-46-Тарея. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016.

Скларов Е.В., Донская Т.В., Мазуказзов А.М. и др. Метаморфизм и тектоника. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 216 с.

Шулятин О.Г., Захаров Ю.И. Метаморфические пояса Таймырской складчатой области // Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971. С. 182–195.

Gerya T.V., Yuen D.A. Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2003. Vol. 140. P. 293–318.

Hodges K.V., Silverberg D.S. Thermal evolution of the Greater Himalaya, Garhwal, India // Tectonic. 1988. Vol. 7. P. 583–600.

Hollister L.S. Metamorphic evidence for rapid (2 mm/yr) uplift of a portion of the Central gneiss complex, Coast Mountains B.C. // Canad. Mineral. 1982. Vol. 20. P. 310–322.

Perchuk A.L., Safonov O.G., Smit C.A., et al. Precambrian ultra-hot orogenic factory: making and reworking of continental crust // Tectonophysics. 2018. Vol. 746. P. 572–586.

Sizova E., Gerya T., Brown M. Contrasting styles of Phanerozoic and Precambrian continental collision // Gondwana Research. 2014. Vol. 25, Issue 2. P. 522–545.

Статья поступила в редакцию 05.03.2024,
одобрена после рецензирования 21.03.2024,
принята к публикации 25.10.2024

Приложение

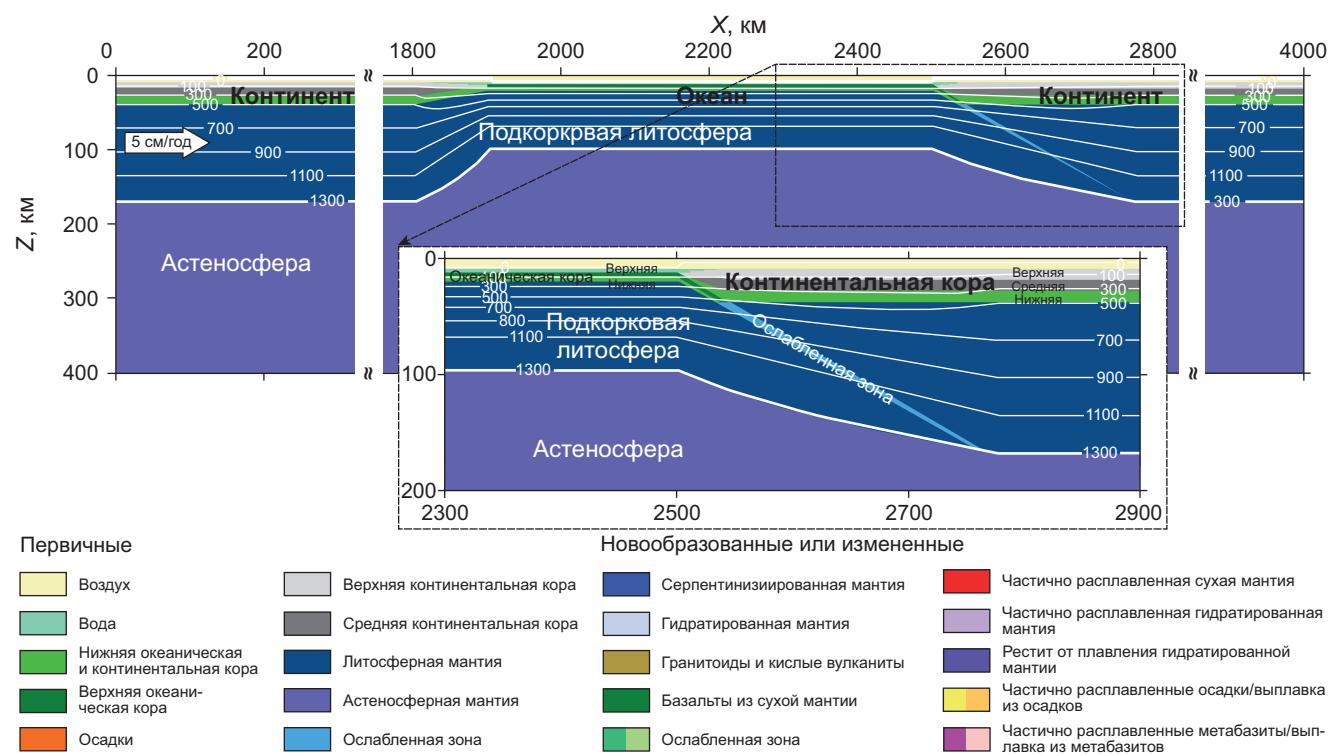


Рис. П1. Основные элементы и начальное состояние модели на примере модели с добавочной температурой мантии со скоростью конвергенции $v=5$ см/год, и мощностью континентальной литосферы $H_L=160$ км. Белые линии — изотермы с шагом 200 °C, жирная изотерма 1300 °C отмечает границу термальной литосферы. На врезке — конфигурация предварительно заданной зоны субдукции. Внизу — цветовой код для различных материалов

Видео П2. Динамика развития коллизии и формирование $P-T-t$ тренда в соответствии с рис. 5 и 6
https://disk.yandex.ru/i/a8JltwWc_HsU8Q