

УДК 551.24 (571.511)

Л.И. Демина<sup>1</sup>, В.С. Захаров<sup>2</sup>, М.Ю. Промыслова<sup>3</sup>

## ВНЕДРЕНИЕ СТАНОВСКИХ ОФИОЛИТОВ ФАДДЕВСКОГО БЛОКА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ТАЙМЫРА ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ И РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

*Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Геологическое положение, морфология серпентинитовых тел, ограниченность разрывными нарушениями, наличие фрагментов вмещающих метаморфитов внутри Становского комплекса оphiолитов, характер метаморфизма, высокая деформированность пород, как оphiолитов, так и толщ контактовых зон, минеральные парагенезисы вторичных преобразований вполне соответствуют признакам интродукции (внедрения) Становских оphiолитов в глубокометаморфизованные толщи Фаддеевского блока Северо-Восточного Таймыра, а не их обдукции. Результаты моделирования показали, что фрагменты океанической коры, внедренные в метаморфизованные комплексы континентальной коры в ходе коллизии, могут иметь двойное происхождение — из первичной океанической коры и из вновь образованной коры задугового бассейна. Детальный анализ химического состава Становских оphiолитов указывает на то, что они формировались в надсубдукционной обстановке задугового бассейна, что обосновывает возможность второго сценария.

**Ключевые слова:** оphiолиты, интродукция, метаморфизм, коллизия, численное моделирование, Таймыр.

The geological position, morphology of serpentinite bodies, limitation by faults, the presence of surrounding metamorphites as enclosing strata fragments within the Stanovsky ophiolite complex, the nature of metamorphism, high deformation of rocks of both ophiolites and contact zone strata, and the mineral parageneses of secondary transformations fully correspond to the signs of Stanovsky ophiolites introduction into the deeply metamorphosed Faddeevsky block strata of Northeastern Taimyr, and not their obduction. The modeling results showed that fragments of the oceanic crust introduced into the metamorphosed complexes of the continental crust during the collision can have a dual origin — from the primary oceanic crust, and from the newly formed crust of the back-arc basin. A detailed chemical composition analysis of the Stanovsky ophiolites indicates their formation in the suprasubduction setting of the back-arc basin, which justifies the possibility of the second scenario.

**Keywords:** ophiolites, introduction, metamorphism, collision, supercomputer modeling, Taimyr.

**Введение.** На Северо-Восточном Таймыре в пределах Центрально-Таймырской тектонической зоны известны два оphiолитовых пояса: Челюскинский и Становской, расстояние между которыми составляет около 200 км.

Впервые серпентиниты на Таймыре описаны в районе р. Становая Г.И. Степановым в 1948 г. Позднее в работе [Залиеев, Беззубцев, 1975] в качестве оphiолитов был выделен Челюскинский гипербазитовый пояс. В.П. Белов и Л.И. Демина [1980], проводившие полевые исследования в долине р. Становая, отнесли серпентиниты и ассоциирующие с ними амфиболиты (первичные базальты), метадолериты, метагаббро и кварциты (первичные кремнистые породы) к фрагментам оphiолитовой ассоциации.

Впоследствии эта точка зрения получила развитие в работах [Беззубцев и др., 1986; Верниковский, 1996; Кузьмичев, Донукалова, 2016] и других.

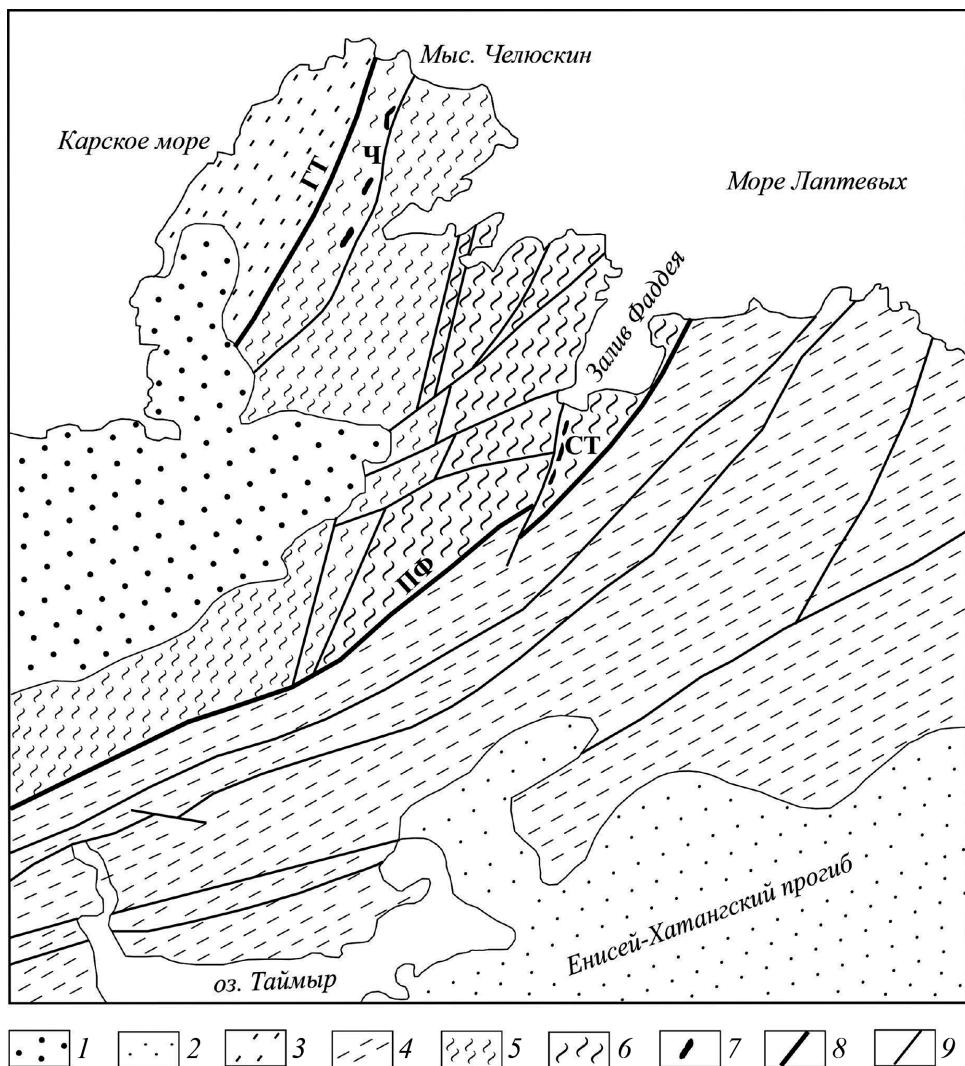
Основным механизмом поступления оphiолитов в земную кору в настоящее время считается обдуktion — надвигание тектонических пластин, сложенных фрагментами океанической коры, на континентальную окраину [Колман, 1977]. При этом образуется один тектонический контакт, метаморфическая подошва и интровертированная зональность в породах автохтона. Верхний предел времени обдукции определяется возрастом перекрывающих оphiолиты осадков. Интродукция — внедрение океанической коры в континентальную [Мейснер, 1977]. В этом случае имеется два тектонических контакта,

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, вед. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: lidem06@rambler.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, профессор, докт. геол.-минер. н.; e-mail: zakharov@geol.msu.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, ст. преп., канд. геол.-минер. н.; e-mail: mary\_promyslova@gmail.com

Рис. 1. Положение олиголитовых поясов на тектонической схеме Северо-Восточного Таймыра. Составлена с использованием данных В.Ф. Проскурина и др. [2014], С.Г. Самыгина [2018], Н.В. Качуриной и др. [2013]: 1 — юрско-кайнозойский чехол, 2 — Енисей-Хатангский прогиб, 3 — Северо-Таймырская тектоническая зона, 4 — Южно-Таймырская тектоническая зона, 5 — Центрально-Таймырская тектоническая зона, 6 — Фаддеевский блок, 7 — Становские (СТ) и Челюскинские (Ч) олиголиты, 8 — границы тектонических зон: Главный Таймырский (ГТ) и Пясино-Фаддеевский (ПФ) надвиги, 9 — прочие разрывы



а метаморфическим преобразованиям подвергаются как олиголиты, так и вмещающие толщи вблизи обоих контактов. Именно такой механизм мы предполагаем для понимания геологического положения Становских олиголитов Фаддеевского блока Северо-Восточного Таймыра.

Цель работы — обоснование возможности внедрения океанической коры в континентальную в качестве механизма формирования Становских олиголитов Фаддеевского блока на основании геологических и геохимических данных, а также результатов численного геодинамического моделирования.

**Геологическое положение становских олиголитов в структуре Фаддеевского блока.** В составе Фаддеевского блока (выступа, террейна) Центрально-Таймырской тектонической зоны Северо-Восточного Таймыра распространены наиболее сильнодислоцированные и глубокометаморфизованные породы полуострова. Они слагают блок клиновидной формы, ограниченный с юго-востока зоной Пясино-Фаддеевского надвига, представляющего собой границу Центрально- и Южно-Таймырских тектонических зон (рис. 1). От распространенных на западе и северо-западе преимущественно зеленосланцевых метаморфических толщ он также отделен системой

разрывных нарушений. Тектоническая природа Фаддеевского блока — предмет дискуссий. Одна часть исследователей относят его к кристаллическому фундаменту Сибирской платформы, существенно переработанному в последующие этапы тектогенеза [Погребицкий, 1971; Хайн, 2001; Качурина и др., 2013; Кузьмичев, Донукалова, 2018], другие — к аккреционному террейну, образовавшемуся в позднем рифе при столкновении островной дуги и континентальных масс с корой раннепротерозойского возраста и присоединившемуся к краю Сибирского континента в венде [Верниковский, 1996; Проскурин и др., 2014].

Метаморфические образования Фаддеевского блока ранее рассматривались как стратифицированные толщи. Здесь выделялись (снизу вверх) архейско-нижнепротерозойские нижнекарская, верхнекарская и фаддеевская свиты общей мощностью до 7 км [Равич, Погребицкий, 1965], городковская, фаддеевская, симсовская свиты [Забияка и др., 1986], а также другие свиты и толщи. В настоящее время метаморфические образования района относятся к нестратифицированному фаддеевскому метаморфическому комплексу протерозойского возраста [Качурина и др., 2013].

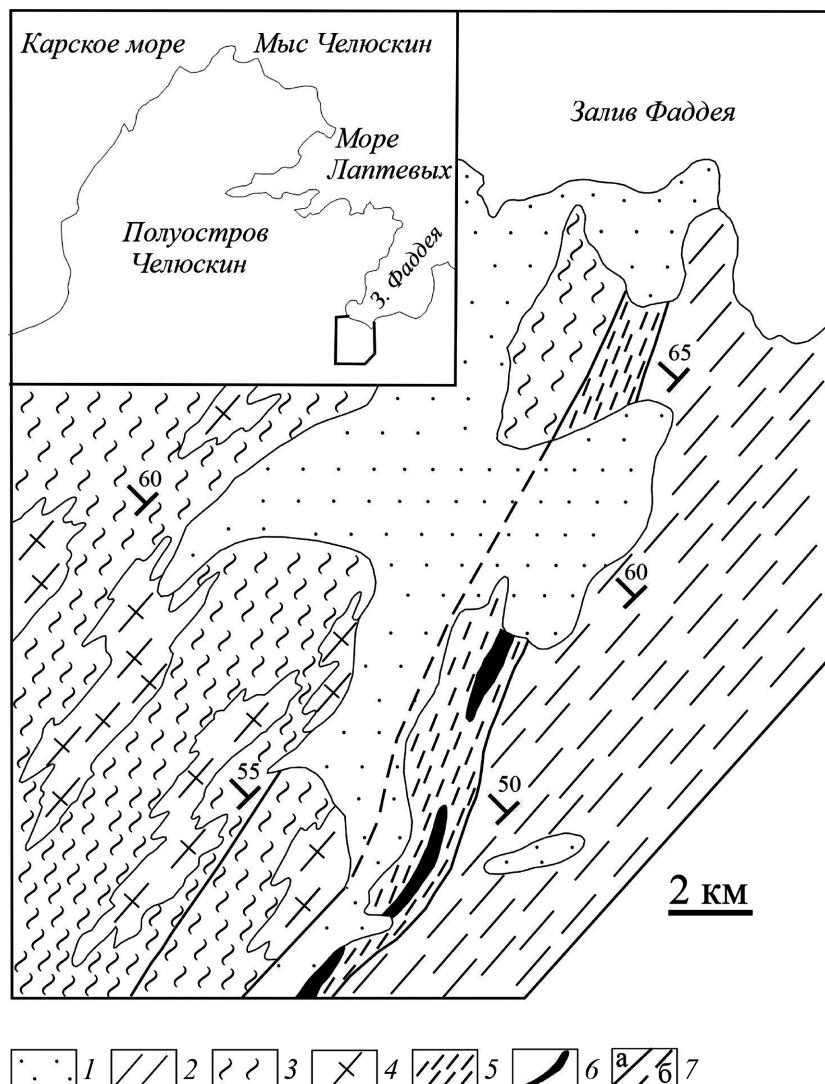


Рис. 2. Схема геологического строения района нижнего течения р. Становая Фаддеевского блока Северо-Восточного Таймыра [Белов, Демина, 1980], с изменениями: 1 — рыхлые четвертичные отложения; 2, 3 — мезопротерозойские метаморфиты Западного (2) и Восточного (3) комплексов; 4 — гранитогнейсы; 5 — неопротерозойские метаморфиты Становского комплекса; 6 — серпентиниты; 7 — разрывы (а — наблюдаемые, б — предполагаемые)

Согласно данным А.Б. Кузьмичева и М.К. Данукаловой [2018], в геологическом строении района развития Становских офиолитов участвуют следующие комплексы горных пород: мезопротерозойский метаосадочных пород, прорванный метагаббройдами и метадолеритами с возрастом  $1309 \pm 22$  млн лет; неопротерозойский вулканогенно-осадочный ( $823 \pm 846$  млн лет); позднеопротерозойский орогенный грубобломочных осадочных терригенных пород и доломитов. Все перечисленные комплексы перекрыты верхневендинскими и нижнепалеозойскими образованиями становской и колосовской свит.

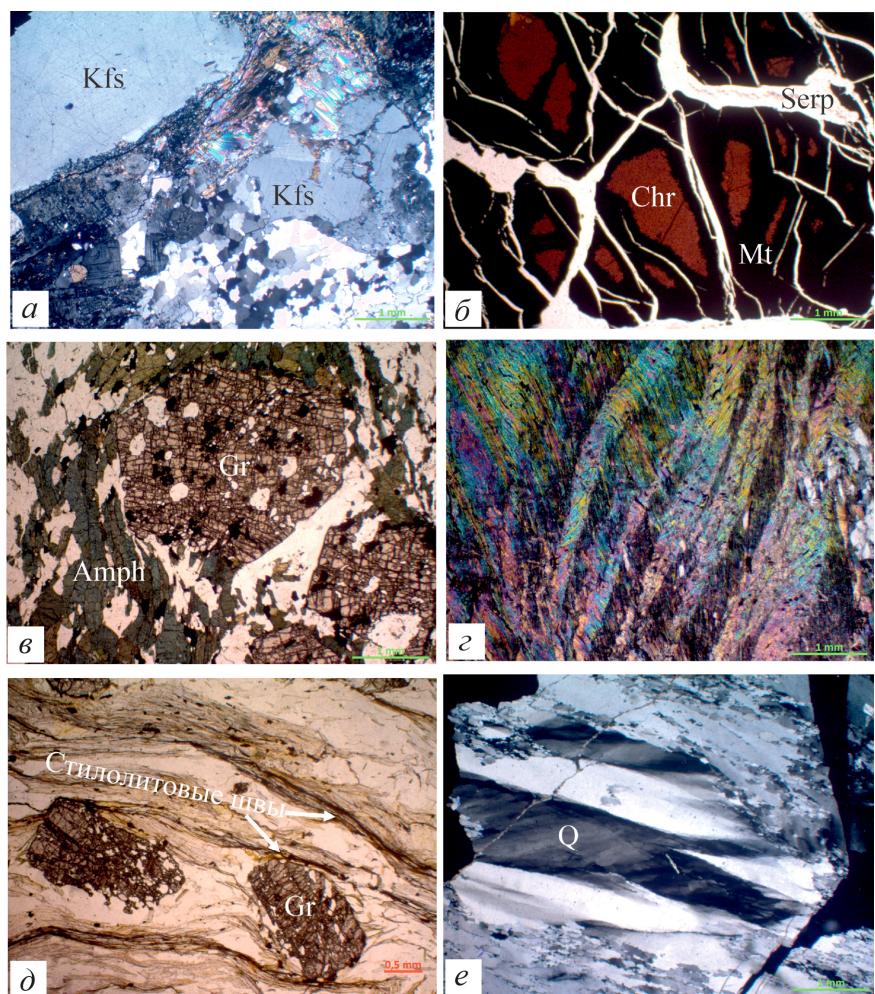
Метаморфические толщи, развитые в бассейне р. Становая непосредственно к югу от залива Фаддея, разделены нами на три комплекса, отличающихся по составу и степени метаморфизма: Западный, Восточный и Становской [Демина, Промыслова, 2019; Демина и др., 2020].

**Западный комплекс** представлен преимущественно бедными кальцием метаморфитами: гранат-биотитовыми, гранат-биотит(дистен)-силлиманитовыми, гранат-кордиеритовыми, биотитовыми кристаллосланцами и гнейсами; кварцито-гнейсами, гранито-гнейсами и гнейсогранитами

(рис. 2). Только для этой части района характерны парагенезисы высокотемпературных гранат-кордиеритовой и гранат-биотит-ортоклазовой минеральных фаций. Здесь же очень широко проявлены процессы гранитизации толщ. Они выражаются в образовании мигматитов, порфиробластов розового калиевого полевого шпата и в постепенном переходе от гнейсов к гранитогнейсам и гнейсовидным гранитам (рис. 3, а). *PT*-условия метаморфизма пород соответствуют высокотемпературной ступени амфиболитовой фации:  $T=615 \pm 690$  °C;  $P=0,65 \pm 0,86$  ГПа [Белов, Демина, 1980; Демина, Промыслова, 2019; Демина и др., 2020].

**Восточный комплекс** сложен как бедными, так и богатыми кальцием метаморфитами, составляющими около 1/3 обнажающихся в районе горных пород. Это преимущественно плагиоклазовые амфиболиты, иногда с реликтами порфировых структур, метагаббройды, метадолериты и известково-силикатные породы. Бедные кальцием разности представлены биотит-гранатовыми, двуслюдяными (иногда с гранатом) кристаллосланцами, мусковитовыми плагиогнейсами, соответствующими гранат-биотит-мусковитовой минеральной ступени

Рис. 3. Фото шлифов метаморфитов Фаддеевского блока: *а* — гранито-гнейсы, *б* — хромитовый серпентинит, *в* — гранатовый амфиболит, *г* — кинкбанды в слюдистом сланце, *д* — стилолитовые швы в гранат-биотитовом сланце, *е* — волнистое погасание кварца. Описание см. в тексте; *а*, *г*, *е* — николи скрещены; *б*, *в*, *д* — николи параллельны. Amph — амфибол, Chr — хромит, Gr — гранат, Kfs — калишпат, Mt — магнетит, Q — кварц, Serp — серпентин



амфиболитовой фации. Они отличаются также от пород Западного комплекса более низкой степенью метаморфизма:  $T=580\div660\text{ }^{\circ}\text{C}$ ;  $P=0,55\div0,68\text{ ГПа}$ . Это может свидетельствовать о том, что в момент метаморфизма толщи западной части Фаддеевского блока находились на большей глубине, чем восточной части. Подтверждает это также более интенсивная гранитизация пород в западной части блока.

**Становской комплекс** резко выделяется от остальных и развит в зоне, ограниченной разрывами. Весьма разнообразные по составу и степени метаморфизма породы тесно ассоциируют здесь с линзовидными телами серпентинитов, протягивающимися цепочкой в северо-восточном направлении. При ширине Становской зоны около 1–2 км она хорошо прослеживается более чем на 30 км по простиранию на юго-запад. В северо-восточном направлении она протягивается вдоль западного берега залива Фаддея [Самыгин, 2018], таким образом, ее длина составляет около 80 км. Внутреннее строение зоны весьма сложное. Многочисленными субмеридиональными, субширотными, северо-западными и северо-восточными разрывами породы в ее пределах разбиты на отдельные блоки размером от нескольких метров до нескольких километров. Элементы залегания пород, относительно выдержаные в пределах отдельного блока, весьма изменчивы для зоны в целом. Наряду

с крутым падением толщ, как в восточном, так и в западном направлении, наблюдается также слабона-клонное моноклинальное залегание. Неустойчивость элементов залегания здесь резко контрастирует с их выдержанностью за ее пределами, где на многие километры как вкrest, так и по простиранию метаморфитов Западного и Восточного комплексов наблюдается монотонное падение слоев на запад–северо-запад с углом падения 50–75°.

Серпентиниты разбиты густой сетью трещин на мелкие линзовидные обломки. В массивных разностях иногда сохраняются реликты первичной структуры в виде сетки тонких прожилков магнетита, подчеркивающего границы бывших зерен оливинов и пироксена, а также трещинки спайности последних. Помимо серпентина, представленного как хризотилом, так и антигоритом, в них обычны карбонаты, хлориты, тальк, актинолит, tremolit, магнетит, хромит. Содержание последнего в некоторых разностях достигает 40–30% (рис. 3, *б*). В приконтактовых частях серпентинитовых тел широко развиты тальк-хлоритовые и хлорит-карбонатные метасоматиты, в том числе хлорит-гроссуляровые, хлорит-гранат-везувиановые родингиты.

**Результаты исследований и их обсуждение.** С целью восстановления пород, исходных для серпентинитов, изучен их химический состав (табл. 1). Ана-

Таблица 1

## Химический и нормативный состав серпентинитов и родингитов

Состав	Номер п/п								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Номер образца								
	27-24	27-24a	34-1	34-1a	34-1b	34-5	34-7	34-9	34-12
SiO <sub>2</sub>	25,62	25,70	36,40	36,51	37,10	28,89	37,20	37,30	36,76
TiO <sub>2</sub>	0,34	0,35	0,10	0,09	0,11	0,07	0,20	0,14	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,20	12,00	4,73	4,70	4,80	17,02	20,71	21,72	17,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,20	7,15	5,41	5,51	5,49	1,20	1,70	1,03	2,72
FeO	1,16	2,10	4,78	4,75	4,72	6,34	0,70	0,71	0,03
MnO	0,09	0,10	0,34	0,35	0,22	0,23	0,07	0,08	0,06
MgO	34,40	34,50	34,65	34,75	34,82	30,19	6,12	7,40	6,54
CaO	0,71	0,65	0,88	0,91	0,88	3,56	29,83	28,42	32,88
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,02	0,21	0,19	0,18	0,07	0,21	0,21	0,04
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,24	0,21	0,19	-	0,18	0,18	0,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,05	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,04	5,12	-	-	-	-	-	-	-
ппп	12,70	11,80	11,01	11,02	11,01	13,00	3,40	2,69	4,32
Сумма	100,54	99,55	98,77	99,01	99,55	100,59	100,34	99,89	100,57
Нормы CIPW									
Cc	8,52	1,18	2,93	2,9	3,13	0,97	0	0	0
Or	0	0	1,62	1,41	1,27	0	0	0	0
Ab	0	0	2,02	1,83	1,72	0	0	0	0
An	3,78	3,51	4,83	4,98	4,71	15,23	51,78	50,2	45,21
Ne	0,06	0,11	0	0	0	0,37	5,51	0,99	0,19
Kp	4,49	4,23	0	0	0	11,46	11,02	7,8	2,41
Hy	0	0	21,29	22,09	25,13	0	0	0	0
Ol	72,51	72,87	58,11	57,46	54,74	69,82	29,64	13,79	11,87
Cs	0	0	0	9,08	8,99	0	1,96	26,39	37,61
Mt	3,67	9,06	8,94	0	0	1,99	0,4	1,54	0,3
Cm	6,17	8,65	0	0	0	0	0	0	0
Hm	0,01	0	0	0,19	0,24	0	0	0	2,62
Il	0,78	0,7	0,22	0	0	0,15	0,39	0,03	0
Ap	0,17	0,14	0,05	0,05	0,08	0,05	0,05	0,02	0,03
Сумма	100,16	100,45	100,01	99,99	100,01	100,04	100,75	100,76	100,24

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова; 1–6 — серпентиниты, 7–9 — родингиты. Cc — кальцит, Or — ортоклаз, Ab — альбит, An — анортит, Ne — нефелин, Kp — калиофилит, Hy — гиперстен, Ol — оливин, Cs — дикальцийсиликат, Mt — магнетит, Cm — хромит, Hm — гематит, Il — ильменит, Ap — апатит.

лиз нормативного состава серпентинитов указывает на то, что исходными породами были дуниты (обр. 1, 2) и гаргубургиты (обр. 3–5). Как показано Дж.А. Пирсом с соавторами [1987], именно такой тип ультраосновных пород характерен для надсубдукционных (НЗС, или SSZ — supra-subduction zone ophiolites) офиолитов, формирующихся в задуговых бассейнах, развитие которых достигло стадии спрединга.

В составе офиолитов задуговых бассейнов широко развиты крупные линзовидные залежи хромит-дунитовых тел, появление которых объясняется присутствием воды в расплаве. Последняя, согласно

экспериментальным данным, расширяет поля кристаллизации оливиновой и шпинелевой фаз, что способствует выделению оливина и хромита (хромовой шпинели) [Bonatti, Michael, 1989]. В аподунитовых серпентинитах Становских офиолитов линзы хромитсодержащих пород встречаются очень часто.

Родингиты (обр. 7–9) существенно отличаются от серпентинитов резким повышением содержания кальция и алюминия, что связано с их метасоматизацией. В серпентинитах, представленных образцом 6, также обнаружен измененный первичный состав дунитов.

Таблица 2

## Химический и нормативный состав амфиболитов

Состав	Номер п/п								
	1	2	3	5	6	4	7	8	9
	Номер образца								
	28(2)	33(4)	70(1)	28(1)	77(3)	71(2)	77(3д)	63(19)	63(20)
SiO <sub>2</sub>	47,64	50,50	48,90	48,00	49,30	45,55	48,08	51,84	46,90
TiO <sub>2</sub>	2,26	2,05	1,90	2,25	3,05	1,35	3,14	1,30	1,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,73	16,20	16,25	13,00	13,10	14,45	12,36	17,60	18,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,65	2,15	2,60	11,20	0,98	2,05	2,91	2,33	3,50
FeO	11,60	8,88	8,50	4,74	13,80	10,80	12,36	7,07	8,37
MnO	0,16	0,16	0,14	0,24	0,18	0,20	0,10	0,11	0,16
MgO	7,35	5,20	4,55	5,10	5,30	10,32	5,73	4,57	5,10
CaO	8,99	8,56	7,65	9,12	6,80	9,55	8,10	7,50	8,85
Na <sub>2</sub> O	2,82	3,09	4,20	3,29	3,37	2,15	3,62	3,06	3,50
K <sub>2</sub> O	0,43	1,11	1,75	0,40	0,24	0,35	0,60	1,33	1,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,33	0,18	0,26	0,44	0,09	0,05	0,18	0,20
ппп	2,46	1,30	2,50	1,96	2,80	2,60	2,33	2,25	1,51
Сумма	100,26	99,53	99,12	99,56	99,36	99,46	99,38	99,14	99,79
Нормы CIPW									
Q	0,00	0,78	0,00	6,26	0,91	0,00	0,00	3,76	0,00
Or	2,60	6,68	10,71	2,42	1,47	2,14	3,65	8,10	6,07
Ab	24,40	26,62	31,95	28,52	29,53	18,78	31,56	26,72	28,67
An	24,07	27,55	21,04	20,01	20,62	29,68	16,19	31,34	33,24
Di	16,79	11,12	2,62	19,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,79
Hy	15,02	19,35	14,06	4,13	9,51	15,19	20,64	4,81	8,29
Ol	8,40	0,00	0,00	0,00	29,43	7,76	9,29	18,79	0,00
Mt	3,93	3,17	11,57	9,77	0,00	20,52	8,06	0,00	13,69
Hm	0,00	0,00	3,90	4,73	1,47	3,07	4,35	3,49	5,16
Il	4,39	3,96	3,73	4,38	6,00	2,65	6,14	2,55	3,61
Ap	0,41	0,80	0,44	0,63	1,08	0,22	0,12	0,44	0,48
Сумма	100,01	100,03	100,00	100,01	100,02	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Амфиболиты: 1–4 — гранатовые; 5–7 — плагиоклазовые; 8, 9 — биотит-гранатовые. Q — кварц, Or — ортоклаз, Ab — альбит, An — анортит, Di — диопсид, Hy — гиперстен, Ol — оливин, Mt — магнетит, Hm — гематит, Il — ильменит, Ap — апатит.

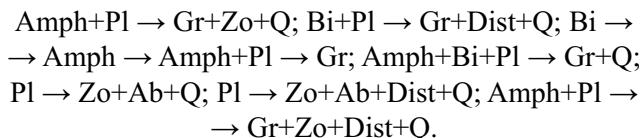
В пределах Становского комплекса широко распространены богатые кальцием существенно амфиболовые разности: гранатовые, плагиоклазовые, куммингтонитовые, биотитовые амфиболиты; амфиболовые, биотит-амфиболовые, биотит-амфибол-цизитовые, часто с гранатом кристаллосланцы. Присутствие разностей с бластопорфировой, диабазовой и габбро-офитовой структурой свидетельствует о принадлежности их к группе ортопород. Оливин-гиперстеновый нормативный состав безгранатовых амфиболитов (табл. 2) указывает на их генетическую связь с серпентинитами. Это позволяет сделать вывод о том, что первичные ультрабазиты, габбро, долериты и базальты Становского комплекса формировались в одинаковой геодинамической обстановке. Детальный анализ химического состава

ультрабазитов и базитов указывает на то, что они формировались в задуговом бассейне спредингового типа [Демина, Промыслова, 2019]. Ранее к подобному выводу пришли В.А. Верниковский и А.Е. Верниковская [1996].

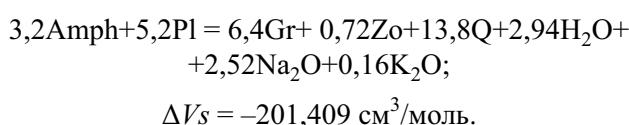
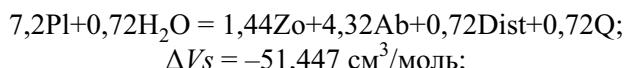
Наибольший интерес для выявления особенностей метаморфизма представляют гранатовые и биотит-гранатовые амфиболиты — темно-зеленые, почти черные, мелко-, среднезернистые (0,2–3 мм) породы с порфиробластами (до 4 мм) розового и буровато-розового граната, содержание которого составляет до 20–30% (рис. 3, в).

Характерная особенность пород этой группы — реакционные взаимоотношения минералов. По контактам биотита, амфибала и плагиоклаза часто развивается гранат. Иногда по биотиту сначала

образуется амфибол, а затем по амфиболу с плагиоклазом — гранат. Сам плагиоклаз в свою очередь замещается агрегатами альбита, цоизита, кварца, иногда дистена и параганита. В шлифах фиксируются следующие природные реакции (буквенные обозначения см. Примечания к табл. 1 и 2<sup>4</sup>):



Рассмотрим две наиболее часто встречающиеся природные реакции:



Термодинамические расчеты с учетом химического состава природных минералов показали, что эти реакции характеризуются отрицательным объемным эффектом ( $\Delta V_s$ ), что свидетельствует о резком повышении давления при метаморфизме, которое может превышать 1 ГПа. Отметим, что за пределами Становской зоны давление метаморфизма существенно ниже. Максимальные значения температуры, рассчитанные по составам сосуществующих гранатов и амфиболов, также более низкие и находятся в интервале 550–580 °С [Белов, Демина, 1980; Демина, Промыслова, 2019].

В Становской зоне встречаются также мраморы, кварциты, хлоритовые, гранат-хлорит-слюдистые, парагонитовые кристаллосланцы, а также, по-видимому, глыбы в разной степени переработанных вторичными изменениями пород Восточного и Западного комплексов.

Наиболее характерная особенность пород Становского комплекса — их чрезвычайно высокая деформированность. Микроскопическое изучение показало широкое развитие кинкбандов, стилолитовых швов (рис. 3, *г*, *д*). Минералы, особенно гранаты и кварц, сильно раздроблены и растянуты (рис. 3, *д*). Встречаются гранаты со структурами снежного кома. Кварц имеет волнистое погасание и перекристаллизован по краям крупных зерен и трещинкам (рис. 3, *е*). Подобные деформации несколько меньшей интенсивности развиты и в прилегающих к Становскому комплексу контактовых частях вмещающих пород Восточного и Западного комплексов. Здесь очень широко проявлены вторичные изменения в виде мусковитизации, фибролитизации, хлоритизации, эпидотизации, актинолитизации, окварцевания.

Метаморфизм Восточного и Западного комплексов Фаддеевского блока по *PT*-параметрам относится

к кианитовой серии, характерной для континентальной коры складчатых областей как фанерозоя, так и протерозоя [Основы..., 1997]. Глубинность метаморфизма (16–23 км) соответствует, скорее всего, нижней части средней коры на ее границе с нижней корой, поскольку процессы дегидратации амфиболов и биотитов с образованием двупироксеновых минеральных парагенезисов гранулитовой фации в породах не зафиксированы. Отчетливая зональность в пределах Фаддеевского блока отсутствует, хотя отличия в степени метаморфизма Восточного и Западного комплексов установлены достаточно уверенно. Субстратом для метаморфизма кианитовой серии служат вулканогенно-терригенные отложения внутри- и окраинно-континентальных бассейнов. Их глубокое прогибание в сочетании со складчатыми деформациями в условиях нормального температурного градиента континентальной коры приводит к метаморфизму подобного типа [Основы..., 1997].

Метаморфизм Становского оphiолитового комплекса характеризуется высокими значениями давления и относительно низкими — температуры по сравнению окружающими породами, что свидетельствует об его инородном характере в составе глубокометаморфизованных толщ Фаддеевского блока. Возникает вопрос о том, как фрагменты оphiолитовой ассоциации могли оказаться внутри метаморфических толщ древней континентальной коры.

Наиболее достоверный процесс поступления Становских оphiолитов в земную кору Фаддеевского блока — их интродукция по контакту двух отличающихся по составу и степени метаморфизма толщ Восточного и Западного комплексов. Морфология серпентинитовых тел, ограниченность разрывными нарушениями, наличие фрагментов вмещающих толщ окружающих метаморфитов внутри Становского комплекса, характер метаморфизма, высокая деформированность как оphiолитов, так и толщ контактовых зон вмещающих пород, а также минеральные парагенезисы вторичных преобразований вполне соответствуют признакам интродукции, приведенным в работе И.Н. Семейкина [2017], а не традиционной обдукции оphiолитов.

**Исследование возможности интродукции океанической коры по результатам геодинамического численного моделирования.** Для исследования возможности интродукции океанической коры нами выполнено численное двумерное моделирование с использованием оригинального кода I2VIS для термомеханического и петрологического моделирования геодинамических процессов, разработанного Т.В. Герей с коллегами [Gerya, Yuen, 2003]. В моделях рассматривается деформация вязко-пластической среды под действием приложенных тектонических сил, при этом решаются уравнения движения, неразрывности и теплопроводности в движущейся среде. Ранее мы применяли этот подход для объяснения со-

<sup>4</sup> Amph — амфиболит, Gr — гранат, Zo — цоизит, Bi — биотит, Dist — дистен.

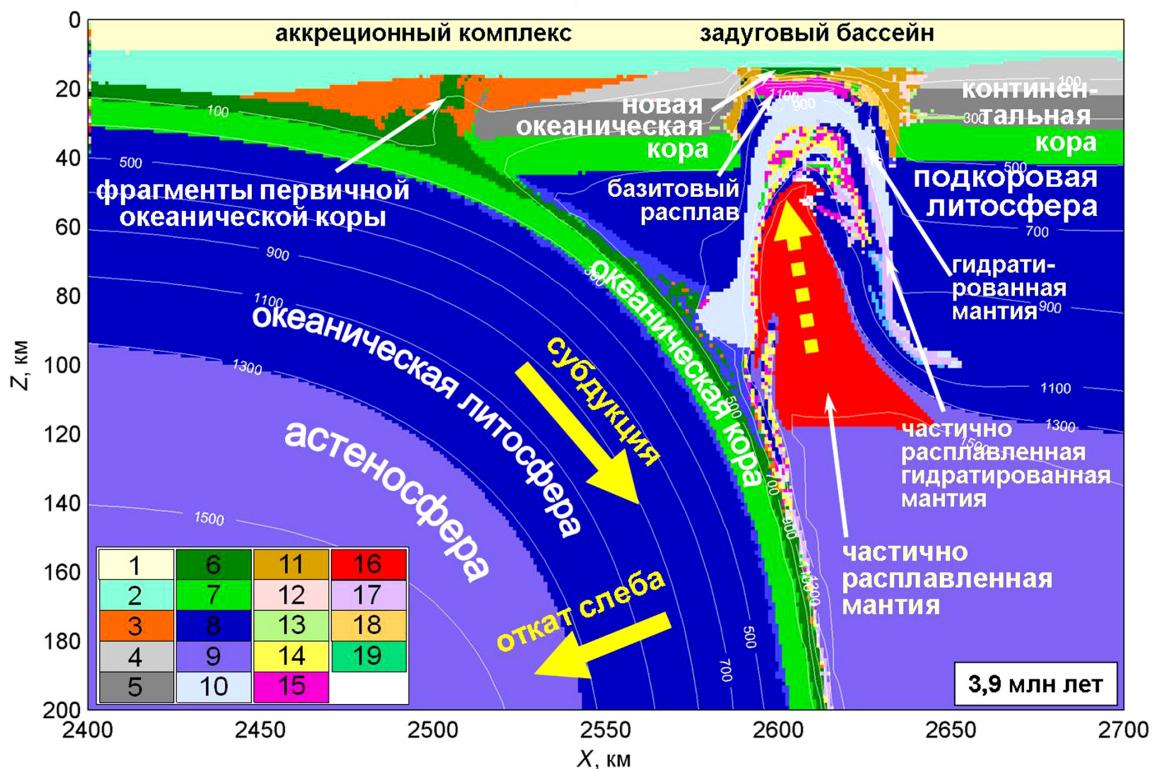


Рис. 4. Результаты численного геодинамического моделирования процесса конвергенции (субдукция–коллизия). Финальная стадия субдукции: внедрение фрагментов первичной океанической коры в аккреционный комплекс, подъем частично расплавленной мантии (желтая пунктирная стрелка), начало отката погружающегося литосферного слэба и начало раскрытия задугового бассейна (черные жирные стрелки), формирование новой океанической коры; белые линии — изотермы с шагом 200 °C. 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, включая осадочный чехол; 5 — средняя континентальная кора; 6 — верхняя океаническая кора (базальты); 7 — нижняя кора (габбро); 8 — «сухая» литосферная мантия; 9 — «сухая» астеносферная мантия; 10 — гидратированная мантия; 11 — кислые породы (граниты, дациты), выплавленные из частично расплавленных метаосадков и пород континентальной коры; 12 — кислые породы (дациты), выплавленные из частично расплавленного базальта; 13 — базальты, выплавленные из частично расплавленной мантии; 14 — частично расплавленные осадочные породы; 15 — частично расплавленные основные породы (базальты и габбро); 16 — частично расплавленная «сухая» мантия; 17 — частично расплавленная гидратированная мантия; 18 — расплавы, выплавленные из метаосадка; 19 — частично расплавленный базальт, выплавленный из частично расплавленной гидратированной мантии

отношения коллизионного и траппового магматизма Таймыра [Демина и др., 2018].

Моделирование процесса конвергенции (субдукции — коллизии) проведено нами с заданной скоростью 5 см/год, мощностью континентальной литосферы 140 км и с потенциальной температурой мантии, превышающей современную на 150 °C, что соответствует условиям протерозоя [Herzberg et al., 2007].

Результаты численного моделирования позволяют предложить сценарий, объясняющий наличие фрагментов океанической коры в составе Таймырского орогена. В ходе субдукции океанической коры под континентальную на активной окраине континента формировалась аккреционная призма. На финальных этапах субдукции происходил срыв части погружающейся океанической коры, которая внедряется в аккреционную призму. В ходе конвергенции фрагменты океанической коры подвергаются деформации, фрагментации, а затем входят во фронтальную зону формирующегося аккреционного комплекса (рис. 4).

В процессе субдукции океанической коры происходит ее дегидратация, что вызывает гидратацию и как следствие снижение температуры плавления надсубдукционного мантийного клина, включая вышележащую континентальную литосферу, которая вследствие этого подвергается частичному плавлению. Начинается откат погружающейся континентальной литосферной мантии и нижней коры, а также подъем под активную континентальную окраину горячей частично расплавленной астеносферной мантии, в которой происходит генерация базальтового расплава в значительном объеме (рис. 4). Вследствие этих процессов начинается формирование задугового бассейна шириной 150–200 км с вновь образованной корой океанического типа (рис. 5).

После окончания субдукции и закрытия океанического бассейна начинается стадия континентальной коллизии. В процессе коллизии формируется коллизионный ороген (до 4–5 км в высоту). Затем происходит отрыв слэба, что блокирует силу затягивания, однако коллизия продолжается, поскольку

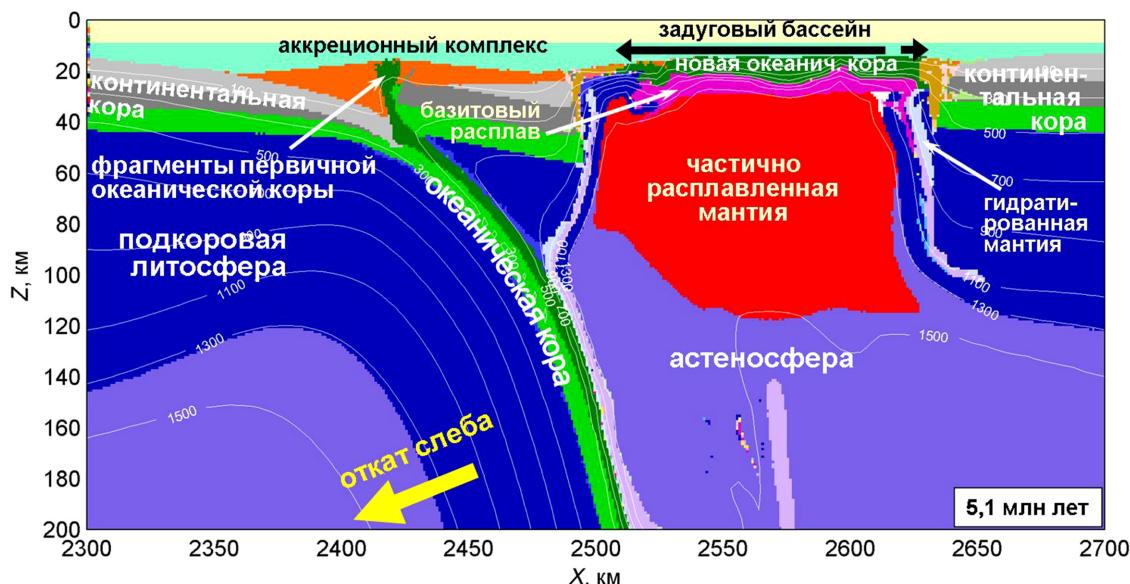


Рис. 5. Результаты численного геодинамического моделирования. Стадия завершения субдукции и начала континентальной коллизии, дальнейшее раскрытие задугового бассейна (черные жирные стрелки вверху) с вновь сформированной океанической корой.

Цветовые обозначения см. на рис. 4

в модели задано условие принудительной конвергенции. В ходе продолжающейся конвергенции в условиях значительных сжимающих горизонтальных напряжений в задуговой области происходит инверсия: задуговой бассейн подвергается сокращению и в итоге закрывается, при этом вновь сформированная кора океанического типа также внедряется в центральную часть коллизионного орогена (рис. 6).

Таким образом, результаты моделирования показывают, что фрагменты океанической коры, внедренные в метаморфизованные комплексы континентальной коры в ходе коллизии, могут иметь двоякое происхождение: из первичной океанической коры, внедрившейся в аккреционный комплекс; и из вновь образованной коры задугового бассейна, вошедшей при конвергенции в структуру коллизионного орогена. Сходные результаты для динамики формирования коллизионного орогена,

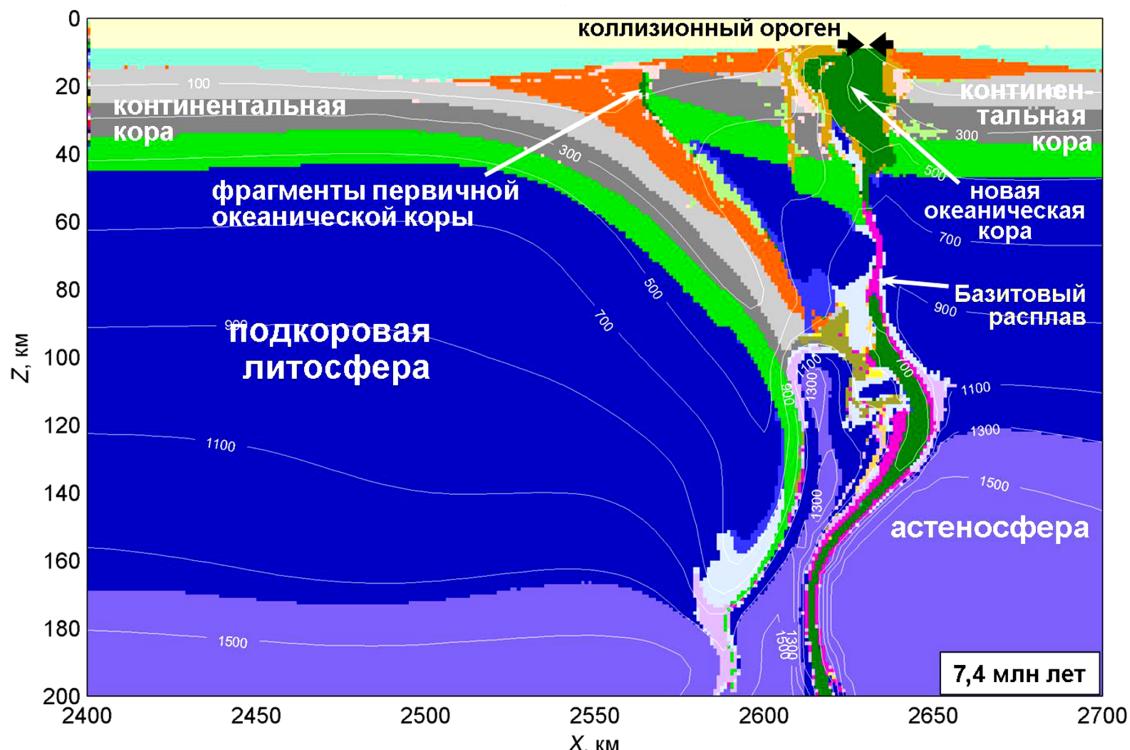


Рис. 6. Результаты численного геодинамического моделирования. Продолжение коллизии (принудительная коллизия), закрытие задугового бассейна (черные жирные стрелки вверху) и внедрение океанической коры в центральную часть коллизионного орогена.

Цветовой код для вещества см. на рис. 4

но в современных геодинамических условиях, получены в работе [Dymkova et al., 2015], где модельные структуры сопоставляются с некоторыми природными орогенами, в частности с Варисканским Богемским массивом и в некоторой степени с Загросом.

Детальный анализ химического состава Становских оphiолитов указывает на их формирование в надсубдукционной обстановке задугового бассейна, что обосновывает возможность второго сценария.

Интродукции как механизму поступления оphiолитов в земную кору складчатых областей в настоящее время уделяется мало внимания. Вместе с тем, как было показано И.Н. Семейкиным [2017], этот процесс распространен достаточно широко и фиксируется в некоторых оphiолитовых массивах Урала, Восточного Саяна, Дальнего Востока и Монголии. В земной коре Альпийско-Гималайского пояса в результате геофизических исследований выявлены корово-мантийные смеси, которые также свидетельствуют об интродукции оphiолитов в недра коллизионного орогена [Основы..., 1997].

Как показывают результаты компьютерного моделирования, интродукция оphiолитов задуговых бассейнов может происходить на разных уровнях глубинности и приурочена в основном к границам нижней, средней и верхней коры. Можно предположить, что тектоническая расслоенность континентальной коры способствует интродукции оphiолитов задуговых бассейнов при их закрытии. Отметим, что Становские оphiолиты внедрились по границе двух различающихся по степени метаморфизма и составу комплексов горных пород мезопротерозойского возраста. Абсолютный возраст метагаббро Становских оphiолитов, определенный U–Th–Pb методами, составляет  $729,8 \pm 7,1$  млн лет и относится к позднему рифею. Время метаморфизма датировано по минералам и валовым пробам гранатовых амфиболитов разными методами:  $624 \pm 16$  (Ar–Ar),  $606 \pm 44$  (Rb–Sr) и  $573 \pm 78$  (Sm–Nd) млн лет [Vernikovsky et al., 2004], что соответствует также времени вендской коллизии, когда и произошла интродукция океанической коры задугового бассейна в более древние толщи континентальной коры.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

Белов В.П., Демина Л.И. Условия метаморфизма до-кембрия Восточного Таймыра // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 9. С. 38–47.

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

Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Петрология и геохимия рифейских оphiолитов Таймыра // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 113–129.

Демина Л.И., Захаров В.С., Промыслова М.Ю. Становские оphiолиты Фаддеевского блока Северо-Восточного Таймыра: обдукация или интродукция? //

**Выводы.** 1. В пределах Фаддеевского блока выделены три метаморфических комплекса: Западный, Восточный и Становской.

2. В момент метаморфизма толщи Западного комплекса находились на большей глубине, чем Восточного, подтверждает это более интенсивная гранитизация пород западной части блока.

3. Становской комплекс разграничивает различающиеся как по составу, так и по степени метаморфизма толщи и образовался в результате интродукции оphiолитов в континентальную кору.

4. К признакам интродукции относятся: морфология серпентинитовых тел; ограниченность оphiолитов разрывными нарушениями; наличие фрагментов вмещающих толщ окружающих метаморфитов внутри Становского комплекса оphiолитов; характер метаморфизма; высокая деформированность пород как оphiолитов, так и вмещающих толщ контактовых зон; минеральные парагенезисы вторичных преобразований.

5. Численное геодинамическое моделирование показало, что фрагменты океанической коры, внедренные (интродуцированные) в метаморфизованные комплексы континентальной коры в ходе коллизии, могут иметь двоякое происхождение: из первичной океанической коры, а также из вновь образованной коры задугового бассейна. Детальный анализ химического состава Становских оphiолитов указывает на их формирование в надсубдукционной обстановке задугового бассейна, что обосновывает возможность второго сценария.

**Благодарности.** Авторы благодарят Т.В. Герию за предоставленный для моделирования программный код, Н.А. Сергееву и Ю.А. Морозова — за рецензирование и обсуждение статьи, что позволило ее существенно улучшить.

**Финансирование.** Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № АААА-А16-116033010119-4) и с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова.

Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики: Мат-лы ЛИ Тектон. совещ. Т. I. М.: ГЕОС. 2020. С. 205–208.

Демина Л.И., Захаров В.С., Промыслова М.Ю., Завьялов С.П. Соотношение коллизионного и траппового магматизма Таймыра: геологические данные и результаты суперкомпьютерного моделирования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 1. С. 15–24.

Демина Л.И., Промыслова М.Ю. Метаморфические комплексы Фаддеевского блока Северо-Восточного Таймыра // Динамическая геология. 2019. № 2. С. 4–16.

Забияка А.И., Забияка И.Д., Верниковский В.А. и др. Геологическое строение и тектоническое развитие северо-восточного Таймыра. Новосибирск: Наука, 1986. 144 с.

Заялеев Г.Ш., Беззубцев В.В. О Челюскинском гипербазитовом поясе (Восточный Таймыр) // Геология и геофизика. 1975. № 12. С. 132–133.

Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьева Е.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Лист Т-45-48 (м. Челюскин). СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. 472 с.

Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1977. 262 с.

Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К. Фаддевский «террейн» и Становской офиолитовый пояс Таймыра: проблемы геологической интерпретации по опубликованным данным и полевым впечатлениям 2016 г. // Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 14. 2016. С. 164–166.

Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К. Центрально-Таймырский складчатый пояс в докембрии: пассивная окраина Сибирского палеоконтинента в мезопротерозое, активная окраина в неопротерозое // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии: Мат-лы L Тектон. совещ. М.: ГЕОС. 2018. С. 352–356.

Основы геодинамического анализа при геологическом картировании. МПР РФ, ВСЕГЕИ, ГЕОКАРТ, МАНПО, 1997. 518 с.

Пирс Дж. А., Липпард С.Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зонами субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134–165.

Погребицкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра, 1971. 284 с.

Прокурин 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.

Равич М.Г., Погребицкий Ю.Е. Стратиграфическая схема докембрия Таймыра // Проблемы геологии и ми-

неральных ресурсов Таймыра, Северной Земли и севера Среднесибирского плоскогорья. Л.: Недра, 1965. С. 13–26. (Тр. НИИГА; Т. 145).

Самыгин С.Г. Особенности строения и геодинамической эволюции Таймыра в неопротерозое // Литосфера. 2018. Т. 18, № 1. С. 5–19.

Семейкин И.Н. Структурные позиции офиолитов в земной коре и признаки их поступления // Изв. Сиб. отд. Секции наук о Земле РАН. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2017. Т. 40, № 3. С. 61–69.

Хайн В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.

Bonatti E., Michael P.J. Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones // Earth and Planet. Sci. Lett. 1989. Vol. 91. P. 297–311. URL: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(89\)90005-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(89)90005-8).

Dymkova D., Gerya T., Burg J.-P. 2D thermomechanical modelling of continent–arc–continent collision // Gondwana Research. 2016. Vol. 32. P. 138–150. URL: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.02.012>.

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 // Phys. Earth Planet. Inter. 2003. Vol. 140. P. 293–318. URL: <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2003.09.006>.

Herzberg C., Asimow P.D., Arndt N. et al. Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from 305 basalts, picrites, and komatiites // Geochem. Geophys. Geosyst. 2007. Vol. 8. Q02006. URL: <https://doi.org/10.1029/2006GC001390>.

Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Pease V.L., Gee D.G. Neoproterozoic Orogeny along the margins of Siberia // Geol. Soc., London, Mem. 2004. Vol. 30. P. 233–247. URL: <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2004.030.01.18>.

Поступила в редакцию 23.06.2021

Поступила с доработки 30.06.2021

Принята к публикации 27.12.2021