

УДК 551.24:551.72(571.511)

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ТАЙМЫРА В НЕОПРОТЕРОЗОЕ

© 2018 г. С. Г. Самыгин

*Геологический институт РАН, 119017, г. Москва, пер. Пыжевский, 7,
e-mail: la_sadovskaya@mail.ru*

Поступила в редакцию 10.04.2017 г.; принята к печати 29.05.2017 г.

Рассмотрены соотношения структурно-формационных комплексов неопротерозоя на северо-востоке Таймырского позднегерцинского складчато-надвигового пояса, где в пределах Центрально-Таймырской зоны широко распространены докембрийские образования различных геодинамических зон, характеризующие континентальный массив, островную дугу с тыловой рифовой грядой и задуговый бассейн. Установлено, что фрагменты континентального массива с вулканогенно-осадочным чехлом, появившимся в первой половине позднего рифея, находятся в аллохтонном залегании. Впервые выделены конседиментационные пластины и постседиментационные тектонические покровы. Их вмещают и подстилают толщи задугового бассейна, накопление которых происходило в конце позднего рифея–начале венда. Отмечена специфика осадконакопления в задуговом бассейне, связанная с процессами надвигания. Выявлены два разновозрастных латеральных ряда палеоструктур: 1) океаническая плита–континентальный массив с надсубдукционным вулканоплутоническим поясом и аккреционной призмой перед его фронтом; 2) островная дуга, заложившаяся на аккреционной призме,–задуговый бассейн с новой океанической корой–континентальный массив. В середине венда произошло надвигание континентальных масс в сторону островной дуги, затем вся территория Центрально-Таймырской зоны была охвачена дислокациями и превращена к позднему венду в байкальский аккреционный пояс, нарастивший Сибирский кратон в качестве пассивной окраины. Указана вероятная причина образования байкалид на Таймыре.

Ключевые слова: неопротерозой, палеоструктура, байкальский тектогенез, тектонические покровы, олистолиты

STRUCTURAL PECULIARITIES AND GEODYNAMIC EVOLUTION OF TAIMYR PENINSULA IN THE NEOPROTEROZOIC

Sergei G. Samygin

*Geological Institute of RAS, 7 Pyzhevsky lane, Moscow, 119017, Russia,
e-mail: la_sadovskaya@mail.ru*

Received 10.04.2017; accepted 29.05.2017

Structural relationships between the Neoproterozoic rock complexes of a continental massif, island arc with rear reef and back-arc basin geodynamic affinities are described and considered in this work based on field observations within the northeastern segment of the Central Taimyr tectonic zone distinguished in the late Hercynian fold-thrust belt of Taimyr Peninsula. As established for the first time, rock complexes of the continental massif with the early Late Riphean (Tonian–Cryogenian) volcanogenic-sedimentary cover occur in the study region as allochthonous syn- and post-sedimentary thrust sheets buried in or thrust over deposits of a back-arc basin, which accumulated in the terminal Late Riphean (Cryogenian)–initial Vendian (Ediacaran). Some sedimentary events in the basin observed as a result of thrusting. These and other results of observations elucidate important details of the tectonic development in the Late Precambrian, when two lateral ensembles of the Neoproterozoic structures originated in the region. In the first half of the Neoproterozoic, the regional tectonic ensemble included the oceanic plate abutting on the continental massif with the suprasubduction volcano-plutonic belt and accretionary wedge in front of it. The subsequent system of an island arc upon accretionary wedge and marginal back-arc basin with new oceanic crust originated in the second half of the Neoproterozoic and existed approximately till the mid-Ediacaran phase of the intense formation of arc-ward vergenced thrust sheets and folds. The next Late Baikalian phase of tectogenesis turned the Central Taimyr zone into the accretionary orogen merged into the Siberian craton as the newly formed part of the passive continental margin. Probable cause of the Baikalides origin is observed too.

Keywords: Neoproterozoic, Baikalian tectogenesis, paleostructure, thrust sheet, olistolith

Для цитирования: Самыгин С.Г. (2018) Особенности строения и геодинамической эволюции Таймыра в неопротерозое. *Литосфера*, 18(1), 5–19. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-005-019

For citation: Samygin S.G. (2018) Structural peculiarities and geodynamic evolution of Taimyr Peninsula in the Neoproterozoic. *Litosfera*, 18(1), 5–19. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-005-019

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы, судя по количеству публикаций, заметно возрос интерес к геологии Арктики. Важное место в этом обширном регионе занимает полуостров Таймыр, через территорию которого почти на 1000 км протягивается складчато-надвиговый пояс, возникший в байкальскую эпоху в конце неопротерозоя и окончательно оформившийся спустя более 300 млн лет в позднегерцинскую эпоху в конце палеозоя–начале мезозоя. Повышенное внимание привлекают к себе докембрийские комплексы. Получены многочисленные данные по их геохронологии, петрологии и геохимии. Гораздо меньше работ, касающихся тектоники древних толщ [Уфлянд и др., 1991; Верниковский, 1996; Vernikovsky, Vernikovskaya, 2001; Проскурнин и др., 2014]. Однако в этих работах в основном декларируется лишь общая идея тектонического скупивания и формирования в венде аккреционного пояса без указания деталей его внутреннего строения. Постулируемые предложенной моделью покровные структуры представлены не были. Единственное исключение – описание в центральной части Таймыра тектонического покрова, представленного рифейским гранитно-метаморфическим комплексом, который надвинут (без указания времени надвигания) на метаосадочные породы позднего рифея–венда [Махлаев, 1988].

В настоящей статье приводятся изученные автором примеры существования различных – конседиментационных и постседиментационных – покровов, образовавшихся в самом конце докембрия, указана вероятная причина их появления и изложена новая версия тектонического развития региона в неопротерозое. В основу построения положены результаты исследований автора на северо-востоке Таймыра.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ТАЙМЫРА

В Таймырском складчато-надвиговом поясе выделяются три основные зоны – Северо-, Центрально- и Южно-Таймырская, разделенные разноамплитудными надвигами южной вергентности [Уфлянд и др., 1991; Верниковский, 1996; и др.].

Северо-Таймырская зона

Северо-Таймырская зона (см. вставку на рис. 1) сложена терригенным флишомидным комплексом, метаморфизованным от зеленосланцевой фации до амфиболитовой. Возраст осадков определяется как поздний рифей–поздний кембрий [Lorenz et al., 2008]. На западе зоны известны выходы измененных вулканогенных и интрузивных пород островодужной природы, радиометрически датированных поздним рифеем–ранним вендом [Pease, Persson, 2006].

Широкое участие в строении Северо-Таймырской зоны принимают гранитоиды позднего палеозоя. Их становление происходило в интервалах 306–275 и 265–250 млн лет [Верниковский, 1996].

Центрально-Таймырская зона

В Центрально-Таймырской зоне преобладают образования **неопротерозоя**. Они представлены разнородными структурно-формационными комплексами с различными типами разрезов, имеющими разную геодинамическую природу [Уфлянд и др., 1991; Верниковский, 1996; Проскурнин и др., 2014]. Среди них присутствуют в разной степени метаморфизованные породы континентальных блоков, островной дуги, строматолитового рифа и задугового бассейна.

Континентальные блоки являются фрагментами более крупного массива. В их сложении доминируют гнейсы и кристаллические сланцы, интрузивные граниты, гранитогнейсы и мигматиты, реже встречаются ортоамфиболиты, кварциты и мраморы. Согласно данным цирконологии, внедрение гранитов произошло 846–833 млн лет назад [Проскурнин и др., 2014]. Высказано предположение о формировании гранитов за счет переработки высоко метаморфизованного субстрата мезо- и палеопротерозойского возраста [Верниковский, 1996; Pease et al., 2001].

Островодужный комплекс изменен в зеленосланцевой фации метаморфизма. Вулканы относятся к дифференцированной известково-щелочной серии, местами встречаются толеитовые базальты и шошониты [Уфлянд и др., 1991]. На крайнем северо-востоке Таймыра породы основного и кислого состава прорываются плагиогранитами, возраст которых по цирконам равен 740 ± 38 и 755.1 ± 7 млн лет [Верниковский, 1996; Vernikovsky et al., 2004]. U-Pb методом вулканокластика в комплексе датируется 662 ± 9 млн лет, а наиболее поздние проявления кислого вулканизма – 627 ± 7 , 625 ± 4 и 599 ± 4 млн лет [Pease, Persson, 2006].

К тыловой островодужной структуре следует относить протяженную рифовую гряду, сложенную доломитами, известняками, реже мергелями и известковистыми сланцами, которые по строматолитам и микрофитолитам датируются поздним рифеем [Геологическое строение..., 1986]. Вверху карбонатного разреза присутствуют маломощные потоки субщелочных трахибазальтов, прослои шлаковых туфов, дайки и неки основного состава. Выходы этого мелководного комплекса примыкают с юга к образованиям островной вулканической дуги, отделяя их от задугового бассейна.

Комплекс задугового бассейна сложен алевроитоглинистыми сланцами и туфогенно-кремнистыми осадками с горизонтами вулканомиктовых турбидитов и калькаренинов. Встречаются неболь-

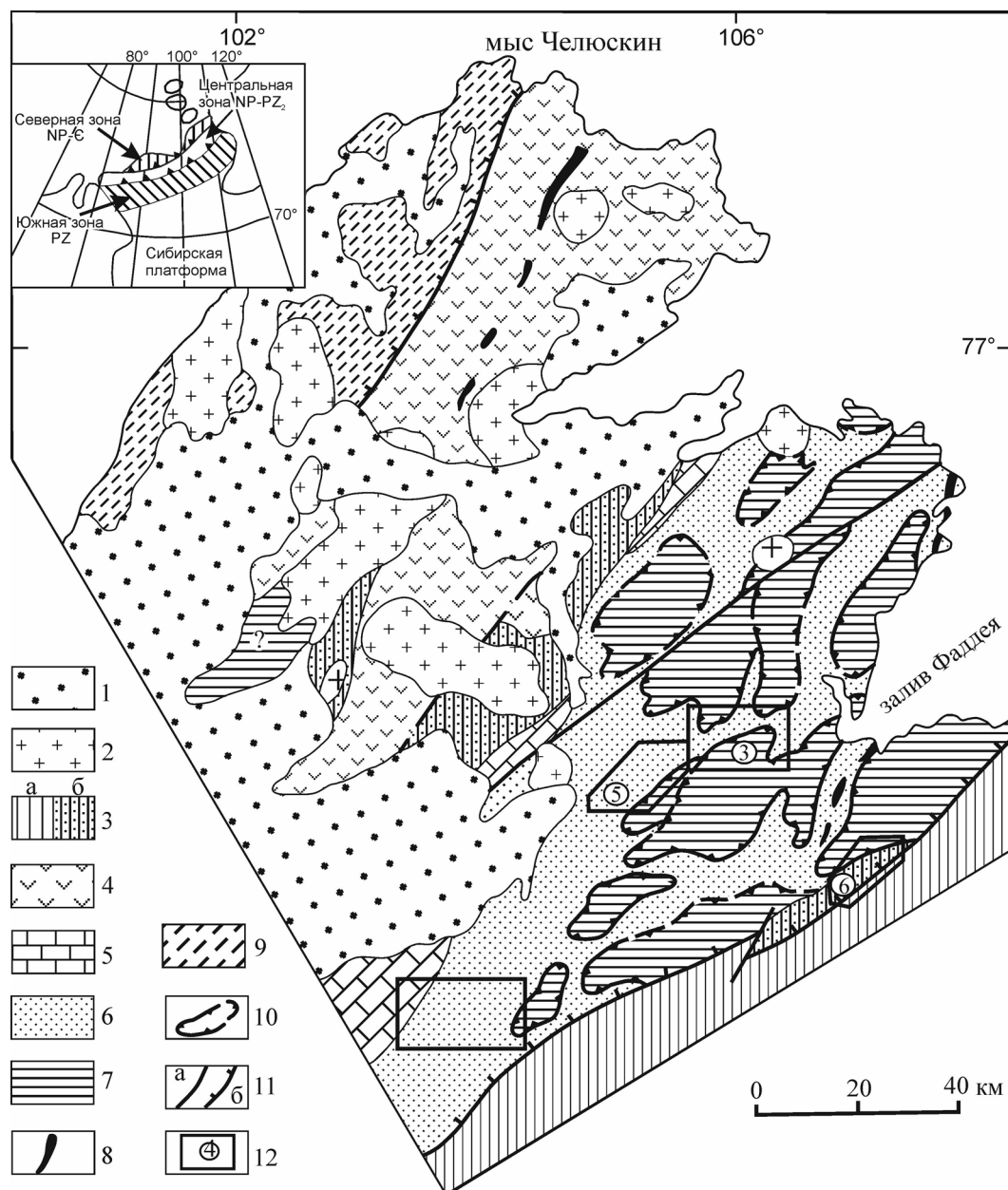


Рис. 1. Распространение формационных комплексов на северо-востоке Таймыра.

1 – юрско-кайнозойский чехол; 2 – позднепалеозойские гранитоиды; 3 – осадочные комплексы ордовика–девона (а) и позднего венда–среднего девона (б); 4–8 – допоздневендские комплексы Центрально-Таймырской зоны: 4 – островодужный ($R_3^2-V_1$), 5 – рифовой гряды (R_3^2), 6 – задугового бассейна ($R_3^2-V_1$), 7 – континентального массива (MP, R_3^1), 8 – офиолиты в основании островодужного и задугового комплексов; 9 – флишовой комплекс (R_3-E_3) Северо-Таймырской зоны; 10 – границы вендских покровов; 11 – основные позднегерцинские разломы (а), в том числе надвиги (б); 12 – контуры рисунков 3, 5, 6.

Fig. 1. Distribution of rock complexes on the northeast of Taimyr.

1 – Jurassic–Cenozoic cover; 2 – Late Paleozoic granitoids; 3 – Ordovician–Devonian (a) and Late Vendian–Middle Devonian (b) sedimentary complexes; 4–8 – pre-Late Vendian complexes of Central Taimyr zone: 4 – island-arc volcanics ($R_3^2-V_1$), 5 – carbonates of reefal belt (R_3^2), 6 – deposits of back-arc basin ($R_3^2-V_1$), 7 – rocks of the continental massif (MP, R_3^1), 8 – ophiolites at the base of island-arc and back-arc basin complexes; 9 – flyschoid complex (R_3-E_3) of North Taimyr zone; 10 – undaries of Vendian thrust sheets; 11 – Late Hercynian faults (a) and thrust faults (b); 12 – contours of in the Figures 3, 5, 6.

шие изолированные ареалы вулканогенных пород островодужного типа. Комплекс метаморфи-

зован преимущественно в зеленосланцевой фации, вверху изменения достигают лишь пренит-

пумпеллиитовой фации. Верхняя треть разреза комплекса датируется по акритархам как поздний рифей–венд [Samygin, 2014].

На породах неопротерозоя несогласно залегают неметаморфизованные осадки **позднего венда–среднего палеозоя** [Уфлянд и др., 1991; Верниковский, 1996; Vernikovskiy et al., 2004]. Базальная грубообломочная пачка сменяется терригенно-карбонатными мелководными отложениями (V_2 – ϵ_2) и более глубоководными углеродисто-глинистыми сланцами с горизонтами фтанитов (ϵ_3 – D_2 , на западе включая C_1). На востоке базальная пачка местами отсутствует.

Южно-Таймырская зона

В этой зоне распространены ордовик-среднекаменноугольные преимущественно карбонатные осадки, которые отлагались на шельфе Сибирского палеоконтинента. На юге карбонатный разрез надстраивается прибрежно-морскими терригенными отложениями верхнего карбона–нижней перми, сменяющимися верхнепермскими угленосными осадками и траппами нижнего триаса [Геологическое строение..., 1986; Уфлянд и др., 1991; Верниковский, 1996].

Соотношения между различными структурно-формационными комплексами, возникшие в байкальскую эпоху тектогенеза, лучше всего сохранились на северо-востоке Центрально-Таймырской зоны, где в меньшей степени проявились позднегерцинские дислокации. Здесь значительная часть территории имеет допоздненвендскую покровную структуру.

СТРОЕНИЕ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ СТРУКТУР НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЦЕНТРАЛЬНО-ТАЙМЫРСКОЙ ЗОНЫ

Блоки континентального массива

Высоко метаморфизованные и гранитизированные кристаллические породы составляют серию изолированных друг от друга и в разной степени сближенных выходов, часто с извилистыми в плане контурами (см. рис. 1). На кристаллическом комплексе некогда единого массива резко несогласно залегает фрагментарно сохранившийся осадочный чехол, образование которого происходило в наземных и мелководных условиях. Базальная толща накапливалась, по-видимому, в разрозненных грабенах. Она имеет очень изменчивую мощность, состоит из кварцевых и аркозовых песчаников, гравелитов, полимиктовых конгломератов (вплоть до валунников) и венчается пачкой доломитов (рис. 2). Грубообломочный материал сложен плохо сортированными и в разной степени окатанными продуктами размытия комплекса основания, цемент часто

гематитизирован. Выше отлагались терригенные осадки преимущественно кварц-плагиоклазового состава, нередко с карбонатным цементом; в гальке встречаются породы не только фундамента, но и подстилающего разреза. Характерны кремнекислые вулканы – флюидальные лавы, различные туфы, тела фельзитов, плагиофиов и ортофиов, – а также продукты их перемыва, прослаивающие осадочный чехол. U-Pb возраст риолитов по циркону колеблется от 869 ± 3 до 823 ± 5 млн лет [Проскурнин и др., 2014].

Породы чехла претерпели зеленосланцевый метаморфизм и превращены в кварциты, мраморы и порфиroidы. Метавулканитам комагматичны обнажающиеся обычно среди пород фундамента зеленосланцево измененные лейкократовые порфиroidные граниты с возрастом 846 ± 11 и 833 ± 5 млн лет, отнесенные к I-типу известково-щелочной серии [Проскурнин и др., 2014]. Таким образом, формирование карбонатно-терригенного чехла на континентальном массиве сопровождалось магматической активностью, которая привела в позднем рифее к появлению вулканоплутонической ассоциации, имевшей, скорее всего, надсубдукционную природу [Samygin, 2014]. Наиболее молодые образования среди блоков массива – изредка встречающиеся маломощные дайки и силы метадиабазов, секущие породы как фундамента, так и чехла.

Островная дуга

Вулканическая островная дуга существовала на Таймыре в конце рифея–начале венда в интервале примерно 750–600 млн лет (см. раздел “Тектоническая зональность...”). Вблизи границы с Северо-Таймырской зоной присутствуют реликты довольно крупных поли- и монокристаллических построек осевой части дуги, которые нередко функционировали в субэвральном условиях. Более ранние продукты извержений представлены породами, варьирующими по составу от базальтов до андезитов, среди более поздних преобладают краснокаменно измененные вулканы дацит-риолитового ряда, встречаются игнимбрииты [Геологическое строение..., 1986]. Разрез завершается грубообломочной, фациально изменчивой толщей, возникшей в результате глубокого размыва вулканических сооружений (см. рис. 2). Юго-восточнее распространены редкогалечные и галечно-валунные конгломераты с обильным алеврито-глинистым матриком, характерные для канальных фаций подводных конусов выноса, которые разносили грубообломочный материал по склону островной дуги. Обломочная толща постепенно сменяется здесь песчанистыми доломитами, затем калькаренидами со следами оползания.

На севере островодужного комплекса вскрываются фрагменты его основания. Фундаментом

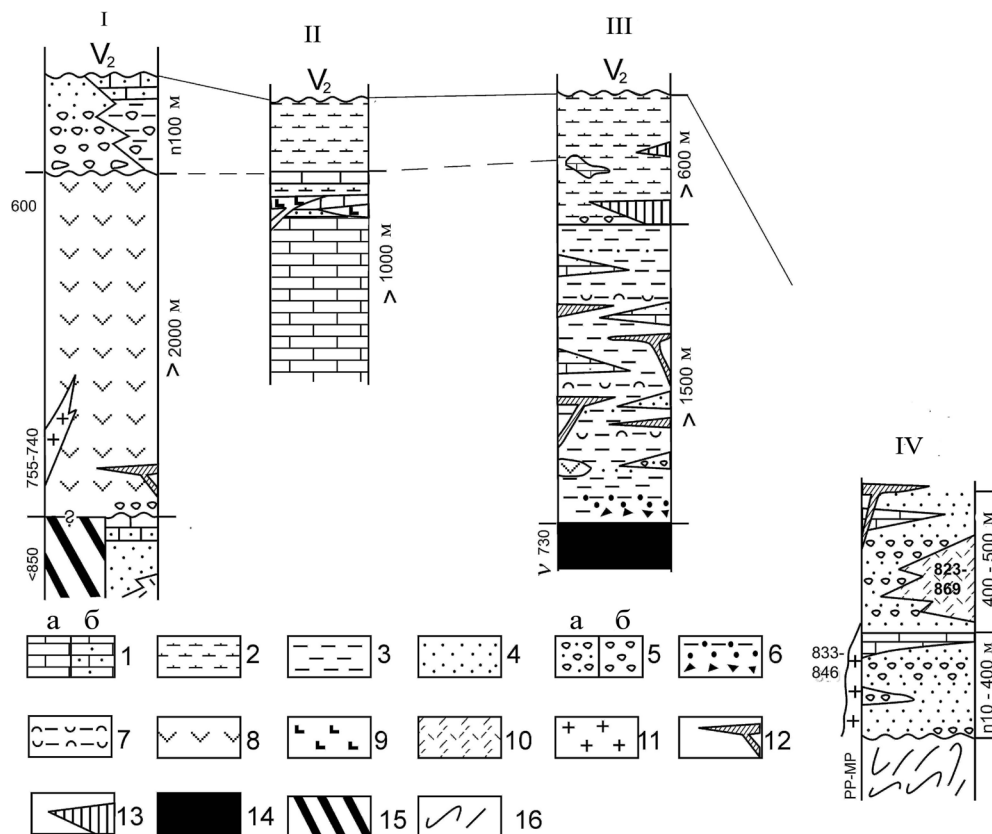


Рис. 2. Обобщенные разрезы допоздневендских комплексов на северо-востоке Центрально-Таймырской зоны: I – островной дуги, II – рифовой гряды, III – задугового бассейна, IV – континентального массива.

1 – карбонатные породы (а), в том числе обломочные и с примесью терригенного материала (б); 2 – пестроцветные известковистые глинистые и алевроитовые сланцы; 3 – углеродисто-глинистые сланцы, прослои фтанитов; 4 – песчаники; 5 – гравелиты (а), конгломераты, галька и валуны в микститах (б); 6 – эдафогенные конгломерекции, песчаники, алевролиты; 7 – туфогенно-кремнистые осадки; 8–10 – вулканиты: 8 – дифференцированные островодужные, 9 – субщелочные основного состава, 10 – кислые вулcano-плутонического пояса; 11 – граниты; 12 – силлы и дайки диабазов и габбро-диабазов; 13 – оползневые аллохтонные породы; 14 – офиолиты; 15 – аккреционная призма; 16 – кристаллический комплекс. Цифры в колонках и слева от них – геохронологический возраст пород, млн лет.

Fig. 2. Generalized lithostratigraphic columns of pre-Late Vendian complexes studied on the northeast of Central Taimyr zone: I – island-arc, II – reefal belt, III – back-arc basin, IV – continental massif.

1 – carbonate rocks (a), including clastic varieties with siliciclastic admixture (b); 2 – variegated calcareous, argillaceous and silty shales; 3 – black argillaceous shales with phthanite interlayers; 4 – sandstones; 5 – gravelstones (a), conglomerates or pebbles and boulders in mixtites (b); 6 – edaphogenic breccia-conglomerates, sandstones, and siltstones; 7 – tuffaceous cherty sediments; 8–10 – volcanic rocks: 8 – differentiated island-arc, 9 – subalkaline basic, 10 – silicic lavas of volcano-plutonic belt; 11 – granites; 12 – diabase and gabbro-diabase sills and dykes; 13 – slumped allochthonous rock units; 14 – ophiolites; 15 – accretionary wedge; 16 – crystalline complex. Figures inside and to the left of columns designate geochronological age, Ma; v – gabbro; PP-MP – Paleoproterozoic-Mezoproterozoic; V₂ – Late Vendian.

служила аккреционная призма, которая сформировалась ранее у края континентального массива перед фронтом надсубдукционного вулcano-плутонического пояса, возникшего в интервале 870–820 млн лет. Обнажающаяся часть этой призмы достигает 4 км в поперечнике и состоит из вертикальных и круто падающих тектонических пластин и линз мощностью до 500 м. В их сложении участвуют серпентинизированные ультрабазиты, массивные и полосчатые габбро, метаморфизованные толеитовы базальты и измененные габбро-диабазы офиолитовой ассоциации, а также серпентинито-

вый меланж. Их разделяют и окаймляют чешуи осадочных пород, состав и литологические особенности которых указывают на континентальное происхождение последних. К югу от мыса Челюскин (см. рис. 1) это сильно рассланцованные вулканомиктовые и туфогенные песчаники кислого состава, тонко переслаивающиеся с туфопелитами и туфосилицитами. Характерны прослои углеродисто-глинистых сланцев, иногда с редкой галькой и валунами серпентинитов. Встречаются также кварцитовидные аркозовые, кварц-плагиоклазовые и кварцевые песчаники, обломочные известняки с

зернами кварца, аналогичные осадкам чехла континентальных блоков.

Очевидно, в аккреционную призму, формировавшуюся у края континентального массива до появления палеодуги, были включены фациальные разновидности его осадочного чехла, в том числе продукты перемыва энсиалического вулканоплутонического пояса. Эти осадки накапливались вместе с мелкой пирокластикой в верхней части континентального склона. Часть из них переместилась вниз по склону к его подножию, где в более глубоководной обстановке была прослоена темными глинистыми илами. Об этом дополнительно свидетельствует присутствие среди среднезернистых песчаников интракластов углеродисто-глинистых сланцев. Пластины и клинья офиолитов являются фрагментами дезинтегрированного разреза океанической коры бассейна, находившегося перед аккреционной призмой. Sm-Nd модельный возраст этой коры равен 785–850 млн лет [Vernikovsky et al., 2004].

Задуговой бассейн

Осадочный комплекс задугового бассейна представлен двумя литостратиграфическими единицами [Samygin, 2014]: нижней черносланцевой и верхней пестросланцевой (см. рис. 2). Нижняя толща состоит из углеродисто-глинистых сланцев, прослоенных фтанитами и содержащих пачки карбонатных турбидитов. Встречаются горизонты и линзы туфосилицитов, мелкообломочных тефроидов и вулканомиктов среднего состава, гораздо реже – кислых пепловых туфов, связанных с функционированием локальных внутрибассейновых центров вулканизма. Присутствует также кварцевый, аркозовый и кварцитообломочный материал преимущественно алевроитовой и псаммитовой размерности, источником которого служил континентальный массив, откуда такой материал выносился автокинетическими потоками и рассеивался в бассейне в виде примеси, лишь изредка образуя самостоятельные маломощные прослои грубозернистых разностей.

Черносланцевый разрез вмещает большое количество силлов, реже – даек амфиболизированных диабазов и габбро-диабазов, которые слагают протяженный пояс шириной более 10 км. Мощность силлов, смятых совместно с осадками, колеблется от первых метров до сотни метров, длина достигает нескольких километров. Местами наблюдаются причудливые по форме тела, вплоть до асимметричных “трехкрылых складок”. Они образованы силло-потоками, которые внедрялись в неконсолидированные осадки и вместе с ними участвовали в оползании, если внедрение происходило вдоль тектонических уступов.

Субпараллельно дайково-силловому поясу к юго-востоку от него пунктирно прослеживаются

небольшие протрузивные выходы офиолитов (см. рис. 1), состоящие из линейно вытянутых тектонических линз серпентинитов общей шириной максимум 300 м, которые обнажаются среди углеродистых сланцев, зеленосланцево измененных вулканомиктовых пород и мраморизованных карбонатов. На северном фланге офиолитового пояса вдоль северного побережья залива Фаддея сохранился сильно редуцированный разрез океанической коры, находившийся в основании черносланцевой толщи. Здесь вертикально залегающие серпентиниты (по гарцбургитам с реликтами полосчатого комплекса) через зону бластомилонитов контактируют с габбро и пироксенитами, которые густо пронизаны сложным переплетением ветвящихся разно ориентированных жил диабазов, образующих магматическую брекцию штокеркового типа. С удалением от серпентинитов вскрываются только диабазы и метабазациты, затем черные сланцы с пачкой эдафогенных градиационно-слоистых отложений. Внизу пачки находятся мелкообломочные конглобрекции, возникшие за счет разрушения *in situ* ранее раздробленных габброидов и милонитизированных базальтов, которые сменяются песчаниками, потом алевролитами, сложенными зернами магматических пород основного состава. U-Th-Pb возраст габбро в этом разрезе равен 729.8 ± 7.1 млн лет [Vernikovsky et al., 2004]. В южной части офиолитового пояса линзовидные тела измененных габброидов залегают среди толеитовых базальтов, превращенных в гранатовые амфиболиты. Время метаморфических преобразований базальтов датируется разными методами группой сближенных цифр: 624 ± 16 (Ar-Ar), 606 ± 44 (Rb-Sr) и 573 ± 78 (Sm-Nd) млн лет [Vernikovsky et al., 2004].

Верхняя толща задугового бассейна – пестросланцевая – сложена по сравнению с нижней толщей более мелководными осадками, которые накапливались в довольно однообразной фациальной обстановке, лишенной каких-либо магматических проявлений. Преобладают окрашенные в зеленые, лиловые, фиолетовые, реже темные цвета рассланцованные и филлитизированные ленточно-слоистые аргиллиты, алевролиты и тонкозернистые песчаники, часто известковистые. К подошве пестросланцевой толщи обычно тяготеют грубообломочные горизонты и пачки оползневой происхождения, а также продукты их перемыва. Эти образования, встречающиеся в меньшем количестве и выше по разрезу, литологически идентичны осадочному чехлу континентального массива и являются его отторженцами. На западе верхняя часть толщи налегает на выходы позднерифейской гряды доломитов и вмещает их крупные обвальные тела-олистоциты.

Комплекс задугового бассейна в целом синхронен с островодужным комплексом (см. рис. 2). Время начала их формирования точно неизвестно, но

уже вскоре после ранних извержений магматических пород островной дуги 755–740 млн лет назад в основании бассейна появилась кора океанического типа, датированная по офиолитовому габбро возрастом 730 млн лет. Присутствие среди разреза этой коры “слоя” штокверковой брекчии диабазов свидетельствует, как было убедительно показано на примере ранних каледонид Юго-Западной Монголии [Перфильев, Херасков, 1980], о господстве процессов раздвигания. На дальнейшее растяжение и расширение бассейна указывает протяженный пояс базитовых силлов и даек, находящийся ближе к островной дуге, чем цепочка выходов более древних офиолитов, что подчеркивает положение бассейна в тылу островной дуги.

Вулканическая островная дуга имела северо-западную полярность и была связана с зоной субдукции, погружавшейся на юго-восток (в координатах рис. 1). Полярность дуги, несмотря на отсутствие в современной структуре ее фронтальной части, подтверждается расположением позднерифтовой карбонатной гряды и приуроченных к ней субщелочных основных вулканитов. Рифовая гряда служила бортом задугового бассейна. Другим его ограничением являлся континентальный массив, с которого периодически поступала сиалическая кластика. Задуговой бассейн поначалу формировался в условиях растяжения. Эта тектоническая обстановка в гораздо меньшей степени проявилась и за его пределами. Так, на континентальном массиве среди пород фундамента и чехла известны отдельные трещинные и межпластовые интрузии диабазов и габбро-диабазов, а в пределах вулканической дуги аналогичные тела, рассеченные местами жилками плагиогранитов, слагают небольшой узкий пояс [Геологическое строение..., 1986]. Дайки основного состава отмечены также среди карбонатов рифовой гряды.

Латеральные ряды палеоструктур

На северо-востоке Центрально-Таймырской зоны можно выделить два разновозрастных латеральных ряда неопротерозойских структур. В первой половине неопротерозоя, начиная с 870–850 млн лет, существовали океанический бассейн и континентальный массив с надсубдукционным вулканоплутоническим поясом и аккреционной призмой на границе со смежным бассейном. В аккреционную призму в ходе субдукции были вовлечены в виде тектонических пластин и клиньев офиолитов фрагменты океанической коры с возрастом 850–785 млн лет.

Первоначальные латеральные соотношения между перечисленными палеоструктурами были нарушены деструктивными процессами, начавшимися на краю континентального массива в результате растяжения и затем раскрытия нового бассей-

на. Приблизительно с 750 млн лет в течение второй половины неопротерозоя стали формироваться вулканическая дуга, тыловая рифовая гряда и задуговой бассейн с корой океанического типа, датированной примерно 730 млн лет. За бассейном располагалась оставшаяся после деструкции большая часть континентального массива. Островная вулканическая дуга заложилась на аккреционной призме и, вероятно, на краевой части континентального массива.

Все формационные комплексы, характеризующие различные неопротерозойские структуры, в результате байкальской и позднегерцинской эпох тектогенеза были в разной степени деформированы, скучены и фрагментированы, однако их взаиморасположение осталось в целом начальным. Исключение составляют фрагменты континентального массива, которые находятся в аллохтонном залегании среди толщ задугового бассейна. Такие же соотношения зафиксированы в центральной части Таймырского складчатонадвигового пояса [Махлаев, 1988].

ПОКРОВЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ТАЙМЫРА

В регионе распространены изолированные фрагменты континентального массива различных размеров и формы (см. рис. 1), занимающие наиболее возвышенные участки рельефа. Их повсеместно окружают бассейновые толщи, накопление которых происходило в относительно глубоководной обстановке. Стратиграфические соотношения между ними отсутствуют. Внешние границы фрагментов под разными углами срезают элементы их внутренней структуры. Вдоль границ наблюдаются сильный катаклиз, милонитизация и низкотемпературный диафторез. Породы черносланцевой толщи вблизи контактов хаотически разбиты многочисленными разно ориентированными зонами рассланцевания и милонитизации на небольшие клинья и пластины с редкими фрагментами складок (broken formation); в них нередко вмяты небольшие блоки кристаллических образований (рис. 3).

Среди филлитизированных глинистых и песчано-алевритовых осадков верхней пестроцветной толщи задугового бассейна местами залегают клиппы и пластины кристалликума, сопровождаемые шлейфом более мелких глыб (рис. 4), состоящих из слабо полосчатых амфиболитов, гнейсов и гнейсовидных мусковитовых гранитов. В верховьях р. Фаддея на некоторых останцах кристалликума сохранилась базальная часть его мелководного карбонатно-терригенного чехла. Верхние горизонты чехла находятся здесь в виде протяженного олистоплака между черносланцевой и пестросланцевой толщами. Очевидно, они были отслоены от места первичного залегания и в результате гравитационного оползания оказались внутри раз-

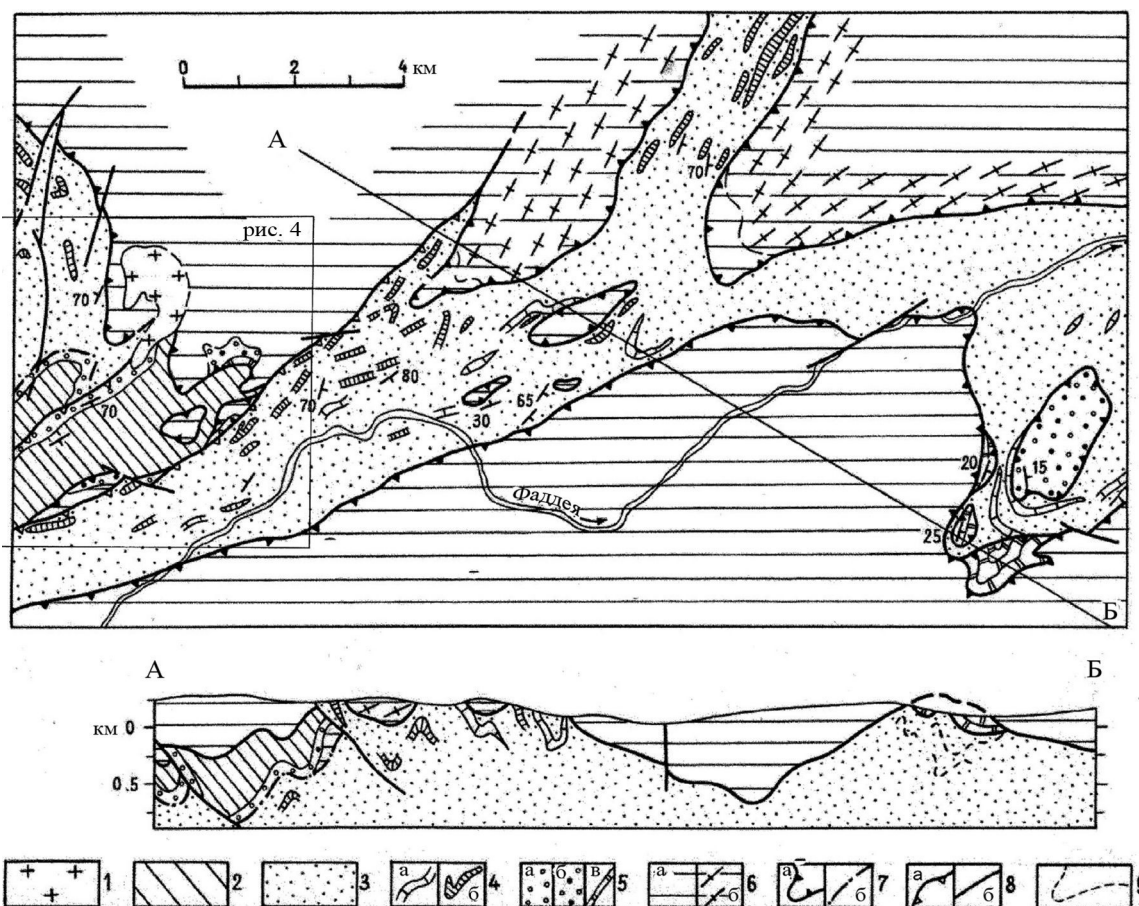


Рис. 3. Геологическая схема верхнего и среднего течения р. Фаддея.

1 – позднепалеозойские гранитоиды; 2–4 – комплекс задугового бассейна: 2 – пестросланцевая толща, 3 – черносланцевая толща, 4 – карбонатные отложения (а), силлы метадиабазов (б); 5, 6 – фрагменты континентального массива: 5 – породы чехла *in situ* и в аллохтонном залегании грубообломочные (а), песчаники, реже гравелиты (б), карбонаты (в), 6 – кристаллический комплекс (а), в том числе гранитогнейсы (б); 7 – подошва тектонических покровов (а) и конседиментационных оползневых пластин (б); 8 – надвиги и взбросы (а), прочие разломы (б); 9 – простираание слоистости и метаморфической полосчатости. Расположение схемы см. на рис. 1.

Fig. 3. Geological scheme of upper to middle reaches of the Faddey River.

1 – Late Paleozoic granitoids; 2–4 – back-arc basin complex: 2 – variegated-shale sequence, 3 – black-shale sequence, 4 – carbonate sediments (a), metadiabase sills (b); 5, 6 – continental massif: 5 – covering rudaceous sediments *in situ* and in allochthonous occurrence (a), sandstones and subordinate gravelstones (b), carbonates (v), 6 – crystalline complex (a), in particular granite-gneisses (b); 7 – sole of tectonic nappes (a), sole of synsedimentary slump sheets (b); 8 – thrust and reverse faults (a), other faults (b); 9 – strike of bedding and metamorphic banding. See the scheme position in Fig. 1.

реза задугового бассейна. Олистоплак маркирует сдвоенную по надвику синклиналь, запрокинутую к северо-западу (см. рис. 3 и 4).

Олистоплак имеет резкую подошву и достигает мощности 250–280 м. Внизу это разногальечные, вплоть до валунных, конгломераты с хорошо окатанными метапсаммитовыми кварцитами в сочетании с хуже окатанными обломками карбонатов, гранитоидов и сланцев. Цементом служат разнотельные кварцевые и кварц-плагиоклазовые песчаники. Распространены также нечеткие линзы кварцитовидных аренигов. Ближе к основанию встречаются маломощные потоки гематитизированных кремнекислых лав с реликтами флюиальности.

Конгломераты выше постепенно сменяются сначала кварцевыми песчаниками с карбонатным цементом, затем доломитами, содержащими зерна кварца. Завершается разрез олистоплака известняками, которые согласно перекрываются отложениями пестросланцевой толщи – филлитами с небольшими пластами калькаренигов. На северо-западном крыле синклинали (см. рис. 4) зеленые и лиловые филлиты в виде тонких прослоев “расщепляют” кварцеобломочные осадки.

О чужеродности пород олистоплака вмещающим толщам свидетельствует их предельная мелководность в отличие от более глубоководных подстилающих и перекрывающих отложений. Кроме

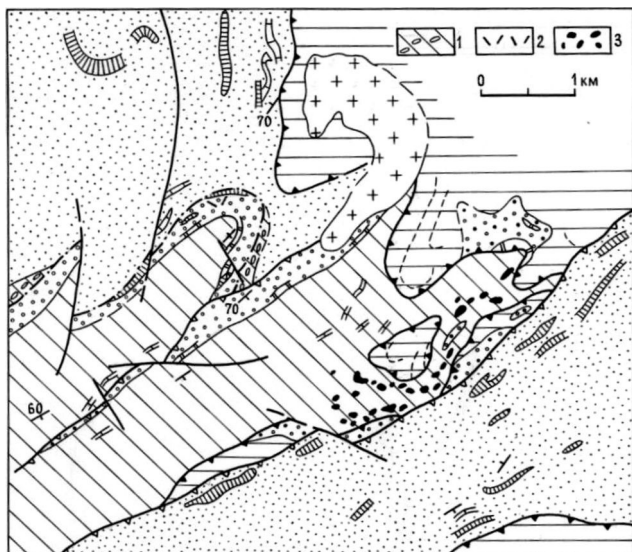


Рис. 4. Геологическое строение верховий р. Фаддея.

1 – микститы в основании пестросланцевой толщи; 2 – кислые вулканиты; 3 – глыбы кристаллических пород. Остальные условные обозначения и расположение схемы см. на рис. 3.

Fig. 4. Geological structure of the Faddey riverhead area.

1 – micrites at the base of variegated-shale sequence; 2 – silicic volcanics; 3 – blocks of crystalline rocks. Other symbols and the area position see in Fig. 3.

того, в разрезе олистоплака находятся потоки красноцветных кислых лав, изливавшихся, скорее всего, в субазальной обстановке и нигде неизвестных среди бассейновых фаций. Наконец, небольшие силлы основного состава внедрялись исключительно в аллохтонный фрагмент; в пестросланцевой толще они отсутствуют.

Синклиналь, маркируемая описанным олистоплаком, от верховий р. Фаддея протягивается далеко на юго-запад (рис. 5). Юго-восточное крыло складки там частично перекрыто полого залегающим тектоническим покровом, сложенным кварцитовидными песчаниками, гравелитами и порфиридами по кислым туфам. Все эти породы составляли часть чехла континентального массива. Возле подошвы покрова местами обнажается олистостромовый горизонт, возникший, по-видимому, при обрушении фронтальной части сползавшей в бассейн пластины. Горизонт состоит из разнообразных по форме и размеру глыб и обломков серых грубозернистых кварцитовидных аренитов, которые погружены в темную алевроито-глинистую массу со слоями мелко- и среднезернистых кварцевых песчанников (см. зарисовку на рис. 5). Глыбы аренитов сложены зернами кварца (90%), калишпата, альбита, основной массы кислых эффузивов. Ниже среди зеленых филлитов с прослоями темных калькаре-

нитов, относящихся к пестросланцевой толще, распространены оползневые складки с замками, обращенными на запад.

Вдоль северо-западного крыла синклинали среди филлитов примерно на одном стратиграфическом уровне прослеживается серия подводно-оползневых горизонтов разной протяженности и мощности, очень близких по составу к аллохтонной пластине, надвинутой на юго-восточное крыло, от которой они могли отделиться. Ниже серии олистоплаков фрагментарно обнажается базальная пачка пестроцветной толщи с хорошо окатанной галькой и уплощенными валунами различных метапсаммитовых кварцитов, реже гранитов, погруженными в сланцевый матрикс. Внизу матрикс весьма обилен, вверху, где сосредоточены наиболее крупные валуны, сланцевого матрикса мало. Мощность этой пачки микститов и степень ее насыщенности галькой и валунами уменьшаются в юго-западном направлении. Так, в 6 км к востоку от оз. Три Сестры (см. рис. 5) грубообломочная пачка имеет мощность около 150 м, будучи разделена 20-метровым слоем сланцев, а в 3.5 км к югу от того же озера залегают два горизонта микститов мощностью менее 10 м каждый. Появление в базальной пачке валунов и гальки было вызвано переывом с продольным разносом по бассейну грубообломочного материала, слагающего северо-восточнее, в районе оз. Бутылка, в основании пестросланцевой толщи крупный олистоплак, который был отслоен от чехла континентального массива. Похожую геологическую ситуацию можно наблюдать на участке, очерченном прямоугольной рамкой внизу рис. 1.

Как уже отмечалось, первоначальные соотношения карбонатно-терригенного чехла с кристаллическим фундаментом континентального массива сохранились лишь в единичных случаях (см., например, рис. 4). Нередко породы фундамента залегают структурно выше, будучи надвинуты на свою отслоившуюся и сползшую в окраинный бассейн мелководную покрывку. Так, в тектоническом полуокне на правобережье среднего течения р. Фаддея (см. рис. 3) амфиболиты и кристаллические сланцы перекрывают пачку доломитов, залегающую на черных кварцево-слюдистых алевроитовых сланцах с горизонтами калькаренинов. Рядом среди этой толщи находится останец метапсаммитовых кварцитов и биотит-хлорит-альбитовых сланцев. Останец сложен породами, которые относятся к основанию чехольного комплекса, тогда как пачка доломитов составляла вышележащую его часть.

Показательным примером является район горы Урванцева (рис. 6). Здесь вблизи крупного герцинского надвига, за которым обнажаются перемятые палеозойские отложения, закартирована слабо нарушенная линейная антиклиналь. Ее ядро имеет синформное строение: сравнительно маломощная пачка сливных – с очень скудным цементом – гру-

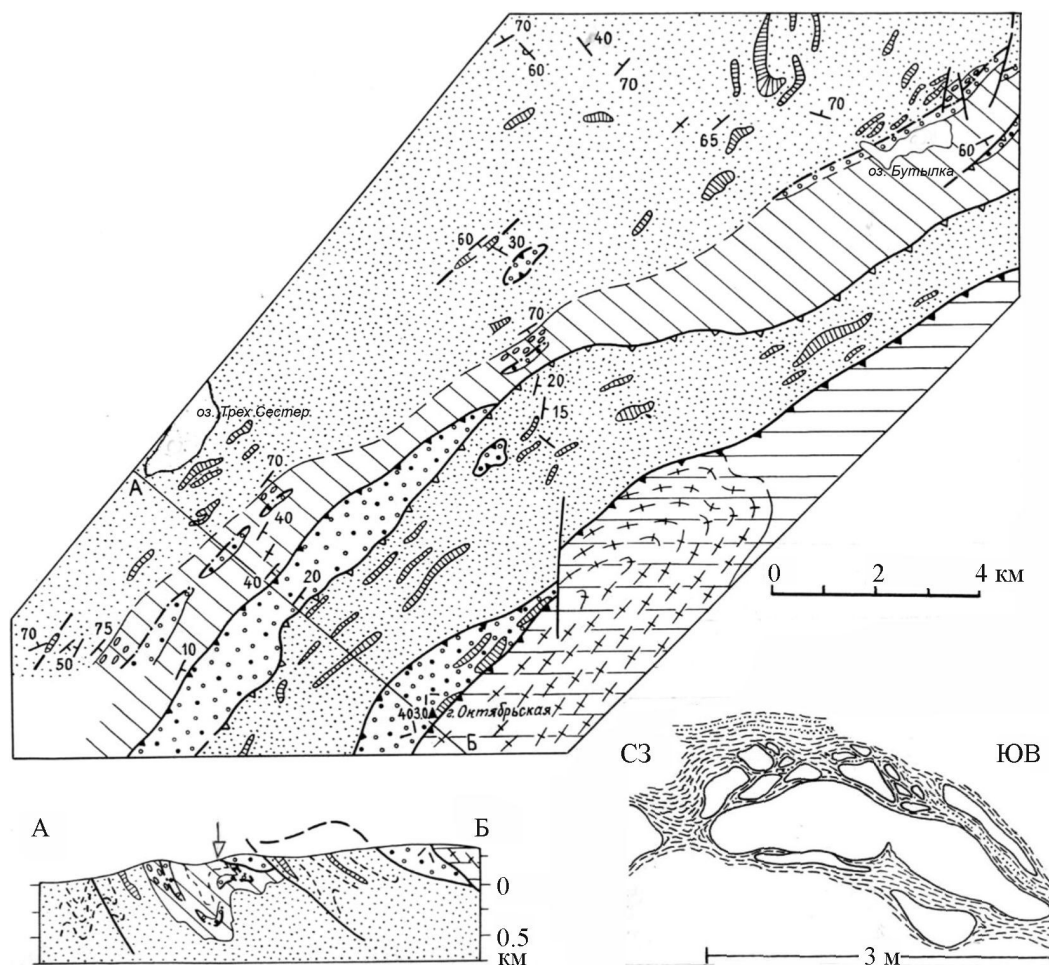


Рис. 5. Схема геологического строения района оз. Три Сестры и оз. Бутылка.

Стрелкой на профиле показано место зарисовки, описанной в тексте. Условные обозначения см. на рис. 3 и 4. Расположение схемы см. на рис. 1.

Fig. 5. Geological scheme of area between the Three Sisters and Butylka lakes.

Symbols for lithology as in figs. 3 and 4; sketch described in the text is drawn at the point shown by arrow in profile. See the scheme position in Fig. 1.

бообломочных осадков аркозового и полимиктового состава (обломки и зерна кварцитов, амфиболитов, кристаллосланцев, редко гранофиров), сменяющихся вверх карбонатами, подстилает диафторированный комплекс кристаллических сланцев и гнейсовидных гранитов. Вдоль контакта подстилающие породы сильно рассланцованы, карбонаты перематы и мраморизованы. Такие соотношения однозначно показывают, что в ядре антиклинали гранитизированные и неоднократно измененные породы залегают на венчавшем их некогда карбонатно-терригенном чехле. Крылья антиклинали сложены осадками верхнего венда [Samygin, 2014]. Внизу обнажаются строматолитовые доломиты и известняки, которые выше и частично по латерали замещаются глинисто-тонкотерригенными сланцами с маломощными прослоями известняков. Эта неме-

таморфизованная толща с базальными известковистыми гравелитами, местами валунниками и фосфатными брекчиями, “запечатала” в качестве неавтохтона шарьяжную структуру, смятую в синформу перед поздним вендом.

ПОКРОВООБРАЗОВАНИЕ, СЕДИМЕНТАЦИЯ И МЕТАМОРФИЗМ

Приведенный материал свидетельствует об аллохтонном залегании фрагментов древнего континентального массива среди более молодых пород, слагающих соседний задуговой бассейн. Надвигание происходило с востока на запад или северо-запад (в современных координатах). Оно началось после отложения черносланцевой толщи и максимального углубления бассейна. Выдвижение фраг-

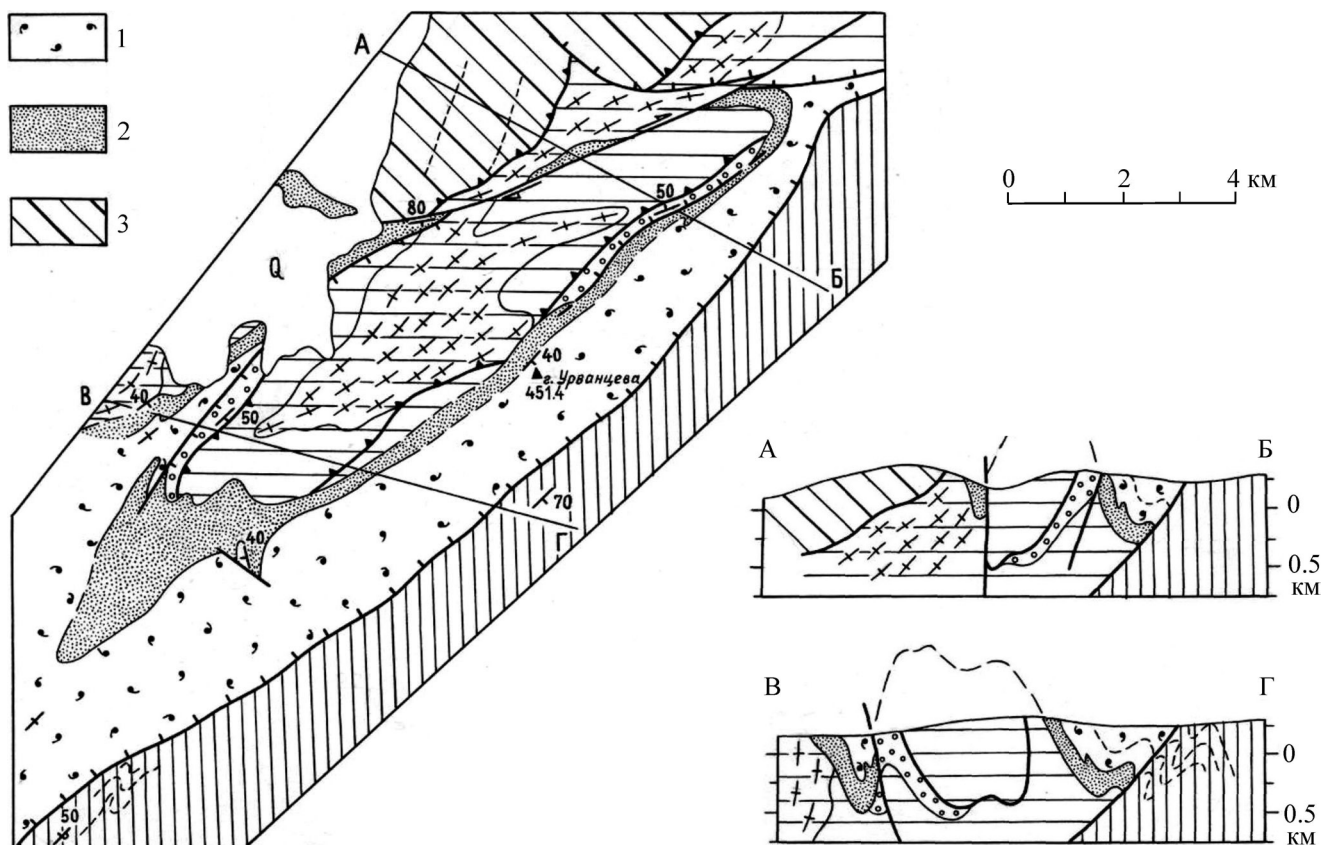


Рис. 6. Геологическая схема района горы Урванцева.

1, 2 – отложения верхнего венда: 1 – глинисто-алевритовые сланцы с прослоями карбонатов, 2 – доломиты и известняки; 3 – кристаллический комплекс, преимущественно амфиболиты. Вертикальная штриховка – см. 3а, рис. 1. Остальные условные обозначения см. на рис. 3. Расположение схемы см. на рис. 1.

Fig. 6. Geological scheme of the Mt. Urvantsev area.

1, 2 – Upper Vendian deposits: 1 – silty shales with carbonate interlayers, 2 – dolomites and limestones; 3 – crystalline complex, predominantly amphibolites. Vertical hatches as 3a in Fig. 1. Other symbols as in Fig. 3. See the scheme position in Fig. 1.

ментов массива сопровождалось их дроблением, обрушением и вдавливанием мелких кристаллических блоков в уже консолидированную толщу прибортовых участков бассейна, которые при этом интенсивно дислоцировались, образуя локальные зоны тектонического месива. Перемещение континентальных масс привело, с одной стороны, к миграции в западном направлении области осадконакопления, а с другой – к расслаиванию полого залегающего чехольного комплекса на ряд пластин и к их сползанию с наклонившихся фрагментов в районы продолжавшейся седиментации. В ходе оползания эти пластины частично разрушались, поставляя разнообломочный материал, состоявший из наиболее устойчивых к разрушению пород, которые разносились подводными потоками и течениями.

Поступление больших объемов продуктов оползания со стороны надвигавшихся масс вызвало сокращение и заметное обмеление окраинного бассейна. В его осевой части, сместившейся ближе к

западному борту, черносланцевый разрез сменился пестросланцевым с многочисленными отторженцами континентального чехла и обильным обломочным материалом, который образовался при их разрушении и переотложении. Фрагменты кристаллического фундамента были шарьированы на отчленившиеся пластины своего чехла, а часть покровов надвинулась на осевую зону с пестросланцевой толщей и продвинулась еще дальше (см. рис. 1, 3, 4). Это привело к полному закрытию окраинного бассейна, произошедшему приблизительно в середине венда. Процесс закрытия сопровождался смятием и расчехливанием бассейновых толщ и динамометаморфическими преобразованиями пород в их офиолитовом основании: базальты местами превращены в гранатые амфиболиты. Возраст метаморфизма оценивается примерно в 600 млн лет [Vernikovskiy et al., 2004].

Вергентность байкальских дислокаций, вызванных шарьированием, была противоположна юго-

восточной вергентности складок и надвигов, возникших на Таймыре в конце палеозоя–начале мезозоя. При этом позднегерцинский тектогенез проявился в целом дискретно: наиболее интенсивные деформации имеют приразломный характер и локальное распространение. На многих участках сохранились разномасштабные складки и разрывные нарушения байкальской эпохи, вергентные к северо-западу (см. профили на рис. 3 и 5).

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ТАЙМЫРА В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ

Упрощенный сценарий тектонического развития Таймыра в неопротерозое можно представить в следующем виде. В начале позднего рифея на кристаллическом массиве, испытывавшем к этому времени метаморфизм амфиболитовой фации, стал накапливаться в наземных и мелковод-

ных условиях осадочный чехол. Примерно 870–850 млн лет назад началась субдукция соседней океанической плиты и на континентальном массиве появился надсубдукционный вулканоплутонический пояс кислого состава. Перед его фронтом формировалась аккреционная призма, в которую вовлекались тектонические отторженцы смежной океанической плиты (рис. 7а). Во второй половине позднего рифея субдукция возобновилась и с 750 млн лет (или чуть раньше) на аккреционной призме, частично на утоненном крае континентального массива, закладывается островная дуга. Последовавшее растяжение в ее тылу привело к деструкции окраинной части массива и к раскрытию задугового бассейна, в основании которого 730 млн лет назад появилась кора океанического типа. Расширение и углубление этого бассейна были вызваны, вероятно, задуговым спредингом (рис. 7б), в качестве индикатора которого можно

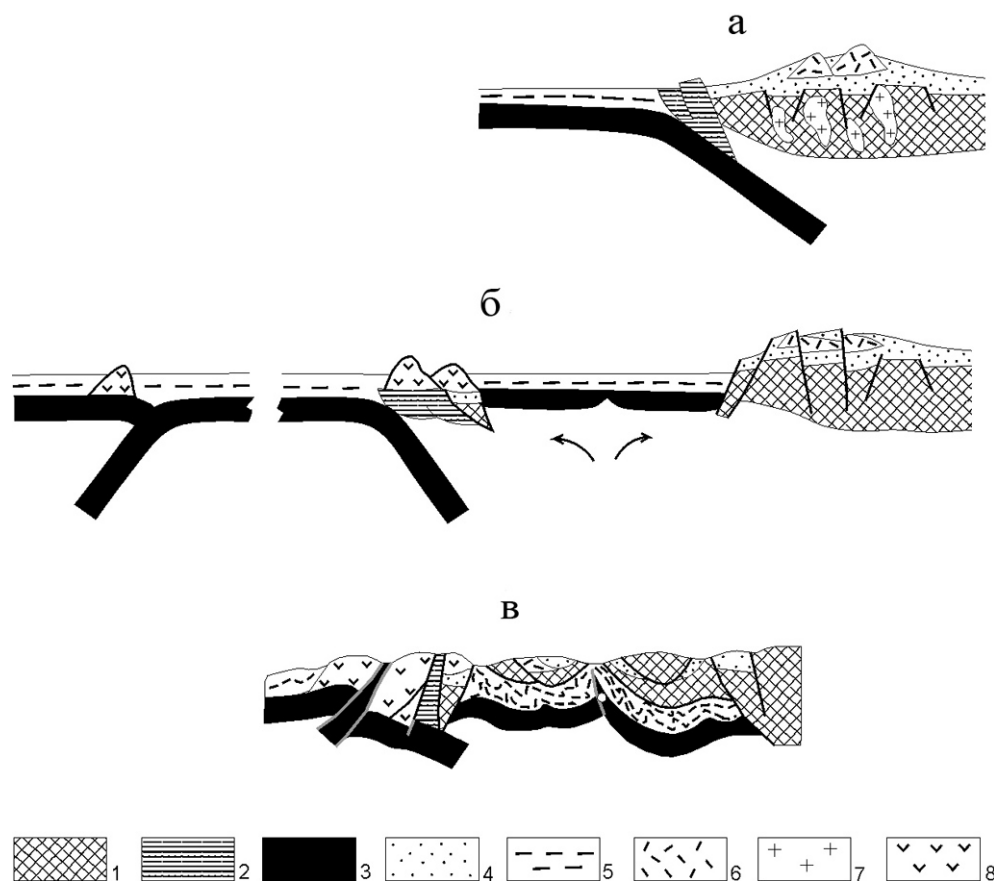


Рис. 7. Палео профили через Таймыр для интервалов времени 900–800 (а), 730–600 (б) и 600–585 млн лет (в).

1 – континентальная кора; 2 – аккреционная призма; 3 – океаническая кора (белый кружок на профиле “в” – гранатовые амфиболиты); 4 – наземные и мелководные осадки; 5 – глубоководные осадки; 6, 7 – краевой вулканоплутонический пояс: 6 – кислые вулканы, 7 – граниты; 8 – дифференцированные островодужные вулканы.

Fig. 7. Schematic paleoprofiles across Taimyr for time intervals of 900–800 (a), 730–600 (b) and 600–585 Ma (v).

1 – continental crust; 2 – accretionary wedge; 3 – oceanic crust (white circle on cartoon “v” – the location of garnet amphibolites); 4 – subaerial and shallow-water sediments; 5 – deep-water deposits; 6, 7 – marginal volcano-plutonic belt: 6 – silicic volcanics, 7 – granites; 8 – differentiated island-arc volcanics.

рассматривать внутрибассейновый пояс базитовых силлов и даек.

Углубление задугового бассейна с океанической корой привело, по мнению автора, к изостатическому подъему смежного континентального массива, сложенного в основном сиалическими породами. Поднятие массива сделало его неустойчивым с расчленением окраины вдоль древних швов на блоки и их наклоном в сторону бассейна, что вызвало эпизодическое соскальзывание с таких блоков фрагментов полого залегающего осадочного чехла, иногда вместе с частью фундамента (см. рис. 4). С прекращением расширения задугового бассейна и поступлением больших объемов продуктов оползания и связанного с ними обломочного материала произошло заметное обмеление бассейна, в результате черносланцевый разрез сменился пестросланцевым.

В середине венда около 600 млн лет назад завершилась эволюция островодужной системы. Прекращение вулканизма в островной дуге было связано с прекращением субдукции. Растяжение в задуговой области сменилось тектоническим сжатием. Деформационное утолщение и сокращение поперечных размеров высоко стоявшего континентального массива привели к надвиганию его фрагментов на задуговой бассейн и полному закрытию последнего. Шарьирование сопровождалось складчатостями и разрывными дислокациями в подстилавшем разрезе. Более глубокие его горизонты были динамометаморфизованы в условиях повышенных давлений; в основании осадочных толщ появились гранатовые амфиболиты (рис. 7в).

После образования тектонических покровов позднебайкальская фаза деформаций охватила всю территорию Центрально-Таймырской зоны. Байкалиды нарастили Сибирский кратон, став его новой пассивной окраиной, на которой с позднего венда накапливались осадки внешней части шельфа и континентального склона.

К настоящему времени нет однозначного ответа на вопросы, что явилось причиной позднебайкальского тектогенеза и почему в середине венда прекратилась субдукция под островодужную систему. Былое существование океанической плиты, которая могла погружаться в постулируемую зону субдукции, предполагается на многих палеогеодинамических реконструкциях [Vernikovskiy, Vernikovskaya, 2001; Хераскова и др., 2010; Проскурнин и др., 2014]. Наиболее вероятно, что предполагаемая плита включала внутриокеаническую вулканическую дугу (см. рис. 7б), остатки которой сохранились на западе Северо-Таймырской зоны. Породы в этой дуге отличаются от островодужных образований Центрально-Таймырской зоны датировками абсолютного возраста (703 ± 11 и 692 ± 10 млн лет [Pease, Persson, 2006]), а также отсутствием субаэральных кремнекислых вулканитов. Севернее основной полосы выходов из-

вестны вулканиты шошонитовой серии, что косвенно указывает на южную полярность структуры [Samygin, 2014]. В таком случае неизбежное столкновение центрально-таймырской и северо-таймырской островных дуг (см. рис. 7в) должно было остановить процесс субдукции и привести к общему тектоническому сжатию с появлением на Таймыре байкалид. Их становление завершилось внедрением субщелочных гранитов с U-Pb возрастом 584.4 ± 7.8 млн лет [Коношенков, Соболев, 2003], которые обнажаются сейчас в западной части Северо-Таймырской зоны.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

На востоке Таймырского позднегерцинского складчато-надвигового пояса значительную часть территории Центрально-Таймырской зоны среди широко распространенных неопротерозойских структурно-формационных комплексов занимают докембрийские тектонические покровы. В аллохтонном залегании находятся фрагменты континентального массива с мелководным осадочным чехлом и вулcano-плутоническим поясом, возникшими в первой половине позднего рифея. Автором выделены конседиментационные пластины и постседиментационные шарьяжи. Их вмещают и подстилают толщи окраинного задугового бассейна, накопление которых происходило в относительно глубоководной обстановке в конце позднего рифея—начале венда.

Покровообразование началось после максимального углубления окраинного бассейна. В области седиментации стали сползать разные по мощности пластины-отторженцы полого залегавшего чехла континентального массива, испытывавшего изостатический подъем с наклоном краевых блоков. Возраставшее количество погребенных пластин и обломочного материала, образовавшегося при их разрушении, вызвало обмеление и сокращение бассейна. Приблизительно в середине венда последовало шарьирование фрагментов кристаллического фундамента массива с остатками чехольного комплекса, что привело к прекращению седиментации и полному закрытию окраинного бассейна. Перед поздним вендом всю территорию Центрально-Таймырской зоны охватили позднебайкальские деформации, смявшие тектонические покровы вместе с подстилавшими и окружавшими толщами. Байкалиды нарастили Сибирский кратон, на новой окраине которого в конце венда в новых условиях начался другой этап осадконакопления.

На Таймыре располагались два разновозрастных латеральных ряда основных структур позднего докембрия. В первой половине неопротерозоя с 870–850 млн лет существовали океаническая плита и континентальный массив с надсубдукционным вулcano-плутоническим поясом и аккре-

ционной призмой перед его фронтом, в которую были вовлечены тектонические клинья океанической плиты. Этот ряд был нарушен деструктивными тектоническими процессами. 750 млн лет назад на аккреционной призме, частично на краю массива заложилась островная дуга. За дугой стал раскрываться окраинный бассейн, в основании которого 730 млн лет назад появилась кора океанического типа. В течение второй половины неопротерозоя вплоть до 600 млн лет получил развитие новый ряд палеоструктур: вулканическая дуга–карбонатная рифовая гряда–задуговой окраинный бассейн–большая часть континентального массива, оставшаяся после деструкции. Формационные комплексы, отвечающие этому ряду, в результате байкальской и позднегерцинской эпох тектогенеза были в разной степени деформированы, скучены и фрагментированы, однако их взаиморасположение осталось в целом изначальным. Единственным исключением являются фрагменты континентального массива.

Древний континентальный массив Таймыра имел, вероятно, сибирское происхождение. В неопротерозое до середины венда он был частью активной окраины Палеосибири: сначала в пределах массива возник надсубдукционный небольшой вулканоплутонический пояс, затем фронт магматизма сместился без изменения полярности в сторону смежной океанической плиты и получила развитие островодужная система, основными элементами которой были вулканическая дуга и задуговой бассейн. После байкальского тектогенеза сформировалась новая окраина Сибирского палеоконтинента, которая с позднего венда развивалась в пассивном тектоническом режиме.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Верниковский В.А. (1996) Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 203 с.
- Геологическое строение и тектоническое развитие Северо-Восточного Таймыра (1986) Новосибирск: Наука, 144 с.
- Коношенков А.Г., Соболев А.О. (2003) Новые данные по магматизму и метаморфизму Западного Таймыра. *Природные ресурсы Таймыра, вып. 1*. Дудинка, 237-264.
- Махлаев Л.В. (1988) Тектоническая природа Мамонто-Шренковского блока (Центральный Таймыр) *Изв. АН СССР, сер. геол.*, (4), 77-87.
- Перфильев А.С., Херасков Н.Н. (1980) Диабазовые комплексы и проблема тектонической расслоенности океанической коры. *Тектоническая расслоенность литосферы*. М.: Наука, 64-104.
- Проскурнин В.Ф., Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Петрушков Б.С., Верниковская А.Е., Гавриш А.В., Багаева А.А., Ларионов А.Н. (2014) Риолит-гранитная ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство аккреционно-коллизийных событий в неопротерозойское время. *Геология и геофизика*, **55**(1), 23-40.
- Уфлянд А.К., Натапов Л.М., Лопатин В.М., Чернов Д.В. (1991) О тектонической природе Таймыра. *Геотектоника*, (6), 76-93.
- Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. (2010) Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана. *Геотектоника*, (1), 5-28.
- Lorenz H., Männik P., Gee D., Proskurnin V. (2008) Geology of the Severnaya Zemlya Archipelago and the North Kara Terrane in the Russia high Arctic. *J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **97**, 519-547.
- Pease V., Gee D.G., Vernikovsky V., Vernikovskaya A., Kireev S. (2001) Geochronological evidence for late-Grenvillian magmatic and metamorphic events in central Taimyr, northern Siberia. *Terra Nova*, **13**, 270-280.
- Pease V., Persson S. (2006) Neoproterozoic island arc magmatism of northern Taimyr. *Proc. Fourth International Conference on Arctic Margins*. Anchorage, 31-49.
- Samygin S.G. (2014) Taimyr peninsula (Arctic Siberia) in the Late Precambrian: tectonic thrust sheets and geodynamic evolution. *Global Geology*, **17**(3), 127-142.
- Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E. (2001) Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Meso–Neoproterozoic tectonic evolution and Rodinia breakup. *Precambrian Research*, **110**, 127-141.
- Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Pease V.L., Gee D.G. (2004) Neoproterozoic Orogeny along the margins of Siberia. *Geol. Soc., London, Mem.*, **30**, 233-247.

REFERENCES

- Geologicheskoe stroenie i tektonicheskoe razvitie Severo-Vostochnogo Taymyra* (1986) [Geological structure and tectonic development of the North-Eastern Taimyr]. Novosibirsk: Nauka Publ., 144 p. (In Russian)
- Kheraskova T.N., Bush V.A., Didenko A.N., Samygin S.G. (2010) Breakup of Rodinia and early stages of evolution of the Paleoasian ocean. *Geotectonika*, **44**, 3-24.
- Konoshenkov A.G., Soboлев A.O. (2003) New data on magmatism and metamorphism in the Western Taimyr. *Prirodnye resursy Taymyra, vyp. 1* [Natural resources Taimyr. V. 1]. Dudinka, 237-264. (in Russian)
- Lorenz H., Männik P., Gee D., Proskurnin V. (2008) Geology of the Severnaya Zemlya Archipelago and the North Kara Terrane in the Russia high Arctic. *J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **97**, 519-547.
- Makhlav L.V. (1988) Tectonics of the Mamont-Shrenk block in Central Taimyr. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol.*, (4), 77-87. (In Russian)
- Pease V., Gee D.G., Vernikovsky V., Vernikovskaya A., Kireev S. (2001) Geochronological evidence for late-Grenvillian magmatic and metamorphic events in central Taimyr, northern Siberia. *Terra Nova*, **13**, 270-280.
- Pease V., Persson S. (2006) Neoproterozoic island arc magmatism of northern Taimyr. *Proc. Fourth International Conference on Arctic Margins*. Anchorage, 31-49.
- Perfil'ev A.S., Kheraskov N.N. (1980) Diabase complexes and problem of tectonic delamination of oceanic crust. *Tektonicheskaja rassloennost' litosfery* [The problem of tectonic delamination litosphere]. Moscow, Nauka Publ., 64-104. (In Russian)
- Proskurnin V.F., Vernikovsky V.A., Metelkin D.V., Petrushev B.S., Vernikovskaya A.E., Gavriish A.V., Bagayeva A.A., Larionov A.N. (2014) Ryolite-granite associa-

- tion in the Central Taimyr zone: evidence of accretionary-collisional events in the Neoproterozoic. *Geol. Geofiz.*, **55**(1), 23-40. (In Russian)
- Samygin S.G. (2014). Taimyr peninsula (Arctic Siberia) in the Late Precambrian: tectonic thrust sheets and geodynamic evolution. *Global Geology*, **17**(3), 127-142.
- Ufljand A.K., Natapov L.M., Lopatin V.M., Chernov D.V. (1991) On the tectonic nature of Taimyr. *Geotektonika*, (6), 76-93. (In Russian)
- Vernikovsky V.A. (1996) *Geodinamicheskaja evoljutsija Taymyrskoy skladchatoy oblasti* [Geodynamic evolution of Taimyr fold area]. Novosibirsk: SO RAN, 203 p. (in Russian)
- Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E. (2001) Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Meso-Neoproterozoic tectonic evolution and Rodinia breakup. *Precambrian Research*, **110**, 127-141.
- Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Pease V.L., Gee D.G. (2004) Neoproterozoic Orogeny along the margins of Siberia. *Geol. Soc., London, Mem.*, **30**, 233-247.