

**ТЕРРЕЙНОВЫЙ АНАЛИЗ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ  
СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ***А.П. Смелов, В.Ф. Тимофеев**Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г Якутск.*

В статье рассматриваются принципы и методы террейнового анализа применительно к изучению тектонического строения кристаллического фундамента древних кратонов. Использование террейнового подхода было впервые предложено Л.М. Парфеновым и позволяет выделять в строении фундамента различные по возрасту и способам формирования орогенные пояса и стабильные кратонические области, а также показывать их внутреннее строение. На примере Северо-Азиатского кратона показано, что континентальная кора была сформирована в три главных тектонических этапа: 1 – в позднем архее (3,0–2,6 млрд лет) – образование ранних кратонов, 2 – палеопротерозое (2,1–1,9 млрд лет) – образование орогенных поясов в результате коллизии архейских континентов и микроконтинентов (этап формирования собственно Северо-Азиатского кратона как части суперконтинента Пангея) и 3 – мезопротерозое (<1,4 млрд лет) – образование орогенных поясов по его окраинам. Отмечено, что после каждой стадии орогенеза происходит формирование разных по масштабам рифтогенных структур. Представлена серия палеотектонических реконструкций, иллюстрирующих главные этапы становления и эволюции фундамента Северо-Азиатского кратона.

**Ключевые слова:** террейновый анализ, докембрий, кристаллический фундамент, Северо-Азиатский кратон.

**ВВЕДЕНИЕ**

Леонид Михайлович Парфенов долгие годы был лидером большого коллектива геологов, развивавших основы и методы террейнового анализа как в России, так и за рубежом. Одно из ключевых понятий террейнового анализа строения орогенных поясов – кратон [15]. Согласно определению, кратон включает древнюю платформу и внешние зоны (складчато-надвиговые пояса) примыкающих орогенов, имеющих тот же докембрийский кристаллический фундамент, что и платформа. Перекрывающие фундамент мощные деформированные осадочные толщи связаны постепенными переходами по латерали с синхронными образованиями чехла древней платформы. Так, Северо-Азиатский кратон включает Сибирскую платформу и расположенные по её периферии разновозрастные складчато-надвиговые пояса: Верхоянский, Байкало-Патомский, Енисейского кряжа и Южного Таймыра. Внешние зоны орогенных поясов отделяются от платформы фронтальными надвигами или фронтальными моноклиналями. Характер деформаций в пределах поясов определяется надвигами, в том числе региональными тектоническими срывами, которые отслаивают осадочные

толщи от кристаллического фундамента, а также крупными складками.

Обычно при тектоническом анализе фанерозойских орогенных поясов кратон рассматривается как древний стабильный фрагмент земной коры. Начиная с 90-х годов прошлого века, впервые при изучении строения кристаллического фундамента кратонов были использованы основные понятия и методы террейнового анализа [15, 41]. Их применение позволило получить принципиально новые данные о тектоническом строении Северо-Азиатского кратона и создать серию палеотектонических реконструкций, объясняющих геодинамику его становления в раннем докембрии.

**ОСНОВЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА  
ФУНДАМЕНТА КРАТОНОВ**

Л.М. Парфенов [15] обратил внимание, что раннедокембрийские структуры фундамента кратонов, обнажающиеся в пределах щитов, представляют собой мозаику блоков размером в сотни километров в поперечнике, которые разделяются и обрамляются линейными поясами складчатых и в различной степени метаморфизованных (до гранулитовой фации)

пород. На Канадском щите подобные структуры описывались как провинции, субпровинции, орогенные и гранулитовые пояса. В Африке и Австралии – как кратоны, сложенные гранит-зеленокаменными образованиями, и мобильные пояса, сложенные породами, метаморфизованными в гранулитовой и амфиболитовой фациях. На Алдано-Становом щите – как складчатые области, системы и зоны. В последние годы термин террейн все шире используется при описании этих крупных раннедокембрийских тектонических единиц, а также более мелких блоков внутри них [29, 31, 32, 34, 41].

Применение термина террейн к раннедокембрийским тектоническим единицам, ограниченным разломами и различающимся по своим геологическим характеристикам и, следовательно, по истории геологического развития, представляется правомерным. Если отвлечься от глубокого метаморфизма горных пород, то легко заметить, что общий мозаичный узор раннедокембрийской структуры во многом сходен со структурами некоторых фанерозойских орогенных поясов, в частности, так называемого “мозаично-блокового” строения, такими как палеозойские структуры Центрального Казахстана или мезозойды Северо-Востока России [15].

В раннедокембрийских структурах кратонов предлагается выделять террейны, определяемые как ограниченные разломами крупные (десятки и первые сотни километров в поперечнике) тектонические единицы, различающиеся по истории своего геологического развития. Раннедокембрийские террейны, как и в фанерозойских орогенных поясах, могут объединяться в составной террейн и супертеррейн. Террейны разделяются зонами тектонического меланжа, в пределах которых тектонически совмещены пластины, сложенные породами смежных террейнов, а также породами нижних горизонтов земной коры, представленных гранулитами повышенных давлений. Все эти породы претерпели повторный высокотемпературный метаморфизм. К зонам меланжа обычно приурочены анортозиты. На Анабарском щите подобные зоны меланжа шириной до нескольких десятков километров, разделяющие блоки (террейны) гранулитов различного состава, описаны как глубоко эродированные зоны разломов [12].

#### **ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ФУНДАМЕНТА СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА**

Тектоническое районирование фундамента Северо-Азиатского кратона обычно базируется на данных по строению его обнаженных частей (Алдано-

Становой и Анабарский щиты), результатах петрографического изучения метаморфических пород из керн глубоких скважин и ксенолитов в кимберлитах, а также анализе магнитных аномалий. В то же время, большинство тектонических карт, составленных практически по одним и тем же данным, существенно отличаются по геологическому содержанию и часто противоречат друг другу. Это, с одной стороны, обусловлено тем, что при составлении карт в их основу заранее закладывается определенная геотектоническая концепция, а с другой – недостатком наших знаний о вертикальном строении, составе и этапах становления консолидированной коры.

Исследованиями последнего десятилетия доказано, что в строении Алдано-Станового и Анабарского щитов значительную роль играют раннепротерозойские гранулитовые комплексы, а также фрагменты земной коры, сложенные гранит-зеленокаменными образованиями как архейского, так и раннепротерозойского возраста. Установлено широкое развитие глубинных надвигов, тектонических покровов и крупных сдвигов. Эти и многие другие данные указывают на необходимость поиска новых подходов к анализу строения докембрийских провинций. Одним из них является адаптация и уточнение основных положений террейнового анализа применительно к специфике геологического строения полиметаморфических областей. Правомочность такого подхода обосновывается находками офиолитов с возрастом 1,8–1,9 млрд лет в Центральной Аризоне [28] и на Канадском щите [43], эцлогитов подобного возраста в Гренландии [38] и на Алдано-Становом щите [42], что, возможно, свидетельствует о проявлении механизмов тектоники литосферных плит в данное время [23].

Неоднократное и интенсивное проявление эндогенных процессов в докембрии приводит к исчезновению первоначальной стратиграфической последовательности и делает невозможным применение методов тектоностратиграфического анализа для выделения и типизации террейнов. В качестве альтернативы может выступать тектоноформационный принцип, в основе которого лежит анализ типов и ассоциаций пород, возраста их протолитов, изучение фациальных условий, термодинамических режимов и возраста кульминационного метаморфизма, определение главных типов деформаций и последовательности их проявления. Типизация террейнов должна базироваться на их вещественном составе. При тектоническом районировании необходимо выделять гранит-зеленокаменные, тоналит-трондьемитогнейсовые, парагнейсовые, гранулит-ортогнейсовые, гра-

нулит-парагнейсовые террейны, состав которых отражает различные геодинамические условия их формирования и последующей эксгумации.

Типизация террейнов погребенной части фундамента по вещественному составу затруднена дискретностью наблюдений, неоднозначностью интерпретации петрографических данных и гетерогенностью строения верхнего и нижнего слоев консолидированной коры. Основой типизации должен стать анализ породных ассоциаций, вскрываемых глубокими скважинами, то есть верхнего слоя консолидированной коры. При этом необходимо учитывать, что, например, граниты, гранитогнейсы и амфиболиты встречаются практически во всех типах террейнов. С осторожностью необходимо относиться к данным, полученным по коровым ксенолитам из кимберлитовых трубок. В основном они представлены различными типами гранулитов и чаще всего имеют мафический состав. Такие породы могут присутствовать как в различных частях коры гранулитогнейсовых террейнов, так и в глубинных частях гранит-зеленокаменных и тоналито-гнейсовых террейнов.

Для создания тектонических карт, на основе которых возможно построение динамических моделей формирования докембрийской коры, одной типизации террейнов по формационному признаку недостаточно, так как однотипные по составу террейны могли быть образованы в разное время. Дополнительно необходима информация о времени формирования протолитов, времени проявления кульминационного метаморфизма, возрасте перекрывающих и сшивающих образований, которая в полном объеме может быть получена только для обнаженных частей фундамента. Для погребенного фундамента одним из возможных подходов к изучению возраста и этапов формирования континентальной коры является исследование изотопного состава Nd пород из скважин глубокого бурения и коровых ксенолитов в кимберлитах. Nd-изотопная систематика гранитоидов позволяет в первом приближении оценить время отделения их протолитов от мантийного субстрата (возраст формирования континентальной коры). Изучение изотопного состава Nd кластических осадочных пород позволяет определить средний модельный возраст источников их сноса и, следовательно, позволяет оценить нижнюю возрастную границу накопления супракрустальных толщ. Результаты Sm-Nd изотопных исследований пород известково-щелочной серии в первом приближении определяют время отделения родоначальных для них расплавов от мантийного источника. По результатам исследований выделяются изотопные провинции и определяется нижний воз-

раст кульминации метаморфизма в них. Считается, что тектонические провинции с аккреционным способом формирования континентальной коры являются изотопно гомогенными, а с коллизионным – изотопно гетерогенными.

Таким образом, предлагаемые принципы тектонического районирования кристаллического фундамента позволяют выделить в его составе различные по возрасту и способам формирования орогенные пояса и стабильные области, а также показать их внутреннее строение.

#### ТЕТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА

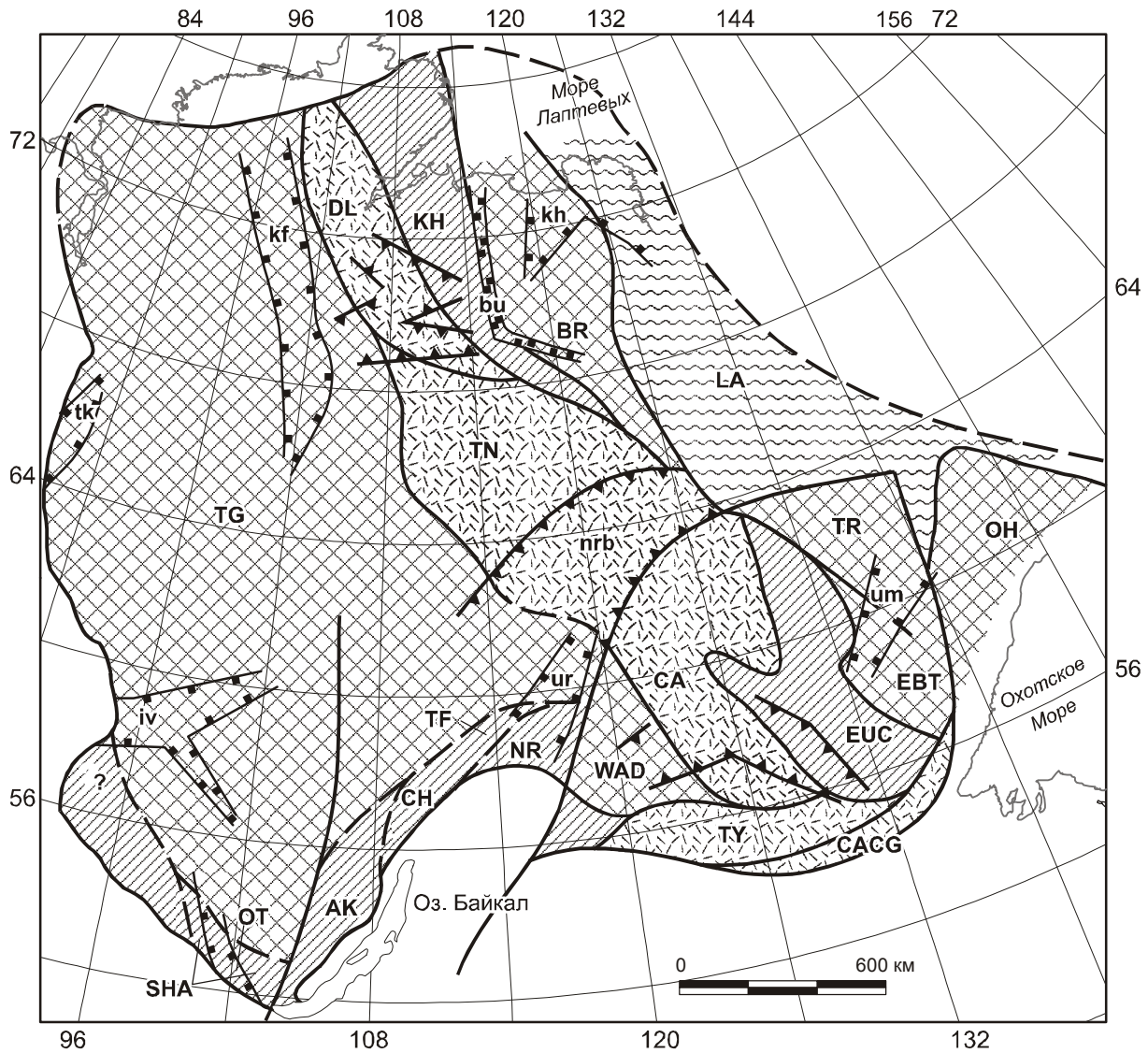
Представленная на рис. 1 схема строения фундамента восточной части Северо-Азиатского кратона основана на полученных в последние годы данных по вещественному составу и Sm-Nd датированию пород из ксенолитов кимберлитовых трубок и керна глубоких скважин [21], на корреляции полученных результатов с материалами по Алдано-Становому и Анабарскому щитам, Оленекскому поднятию, а также на анализе систем магнитных аномалий. На данной схеме показаны фрагменты архейских кратонов, различные по составу и истории развития террейны палео- и мезопротерозойских орогенных поясов, докембрийские рифты и дайковые пояса, что отличает ее от предложенных ранее [6, 10, 25, 41] и позволяет проводить геодинамические реконструкции.

Главными тектоническими единицами фундамента являются Западно-Якутский и Восточно-Якутский архейские кратоны с возрастом консолидации более 2,6–2,5 млрд лет, разделяющие их Далдыно-Алданский и Хапчано-Учурский орогенные (гранулитовые) пояса и обрамляющие с юга Шарыжалгай-Нечерский и Становой с возрастом консолидации 2,1–1,9 млрд лет, а с востока – Лена-Алданский мезопротерозойский с возрастом 1,4–1,0 млрд лет орогенные пояса.

#### Кратоны

*Западно-Якутский кратон* включает Западно-Алданский гранит-зеленокаменный составной террейн и выделяемый под платформенным чехлом Тунгусский тоналит-трондьемитогнейсовый террейн.

Западно-Алданский составной террейн, расположенный на западной окраине Алдано-Станового щита, сложен архейскими образованиями различного типа, метаморфизованными в широком диапазоне температур и давлений [13, 19]. Преобладают ортогнейсы тоналит-трондьемитового состава, которые слагают несколько крупных линейных блоков, разделенных 4-мя долготными поясами бластомилонитов



**Террейны архейских кратонов:**

- Западно-Якутский кратон: Западно-Алданский (WAD) и Тунгусский (TG) террейны; Восточно-Якутский кратон: Батомгский (EBT), Беректинский (BR), Охотский (OH) и Тыринский (TR) террейны

**Палеопротерозойские орогенные пояса:**

- С переработанной архейской и палеопротерозойской корой: Далдыно-Алданский орогенный пояс: Центрально-Алданский (CA), Далдынский (DL) и Тунгусский (TN) террейны; Становой орогенный пояс: Чогарский (CACG) и Тындинский (TY) террейны
- С преимущественно палеопротерозойской корой: Хапчано-Учурский орогенный пояс: Хапчанский (KH) и Учурский (EUC) террейны; Шарыжалгай-Нечерский орогенный пояс: Аkitканский (AK), Чуйский (CH), Нечерский (NR), Оnotский (OT), Шарыжалгайский (SHA), Тонодский (TF) террейны
- Лено-Алданский (LA) мезопротерозойский орогенный пояс
- Мезопротерозойские рифтовые и дайковые пояса: Нюрбинский (nrb)
- Неопротерозойские рифтовые и дайковые пояса: Билиро-Уджинский (bu), Иркинеево-Ванаварский (iv), Хастахский (kh), Котуйско-Фомичевский (kf), Турухано-Хантайский (tk), Усть-Майский (um) и Уринский (ur)

**Рис. 1.** Тектоническая схема фундамента Северо-Азиатского кратона.

протяженностью в 300 км и шириной до 30 км, в которых сосредоточены тектонические пластины зеленокаменного комплекса. Гранулитовый комплекс слагает ограниченные разломами блоки и тектонические пластины. Все эти блоки и зоны могут быть выделены в самостоятельные террейны. Поэтому Западно-Алданский террейн определяется как составной, состоящий из нескольких террейнов, отличительной особенностью которых является присутствие архейских зеленокаменных образований и ортогнейсов тоналит-трондьемитового состава.

Тоналит-трондьемитовые гнейсы имеют возраст 3,0–2,7 млрд лет. Установлены ортогнейсы древнее 3,0 млрд лет. Прогрессивный метаморфизм пород соответствует условиям амфиболитовой фации умеренных давлений, реже эпидот-амфиболитовой фации [19]. Зеленокаменный комплекс выделен Е.П. Миронюком и В.С. Федоровским в 1963–1968 г.г. Отдельные структуры, сложенные зеленокаменными образованиями, различаются по характеру разреза и режиму метаморфизма. Время формирования осадочных и вулканогенных пород зеленокаменных поясов укладывается в интервалы 3,2–3,0 и 3,0–2,7 млрд лет [20]. Верхний возрастной предел проявления метаморфизма определяется внедрением гранитов с возрастом 2,6 млрд лет. Перекрывающие образования представлены раннепротерозойскими метаосадочными породами удоканской и угуйской серий, которые выполняют Кодаро-Удоканский прогиб, Нижне-Ханнинскую, Олдонгсинскую и Угуйскую грабен-синклинали. U-Pb возраст вулканогенных цирконов из метаграувакк и туфопесчаников удоканской серии составляет  $2,18 \pm 0,05$  млрд лет [1]. Метаосадочные породы прорваны гранитами кодарского комплекса с возрастом 1,8–1,9 млрд лет [18].

В районе Тунгусского террейна в скважинах установлены преимущественно тоналит-трондьемитовые гнейсы; в ксенолитах кимберлитовой трубки “Мир” – амфиболиты. Модельный Nd-возраст этих пород – 3,4–2,6 млрд лет. Лишь одна скважина вскрыла гранит с возрастом 2,2 млрд лет [21].

**Восточно-Якутский кратон** выделяется условно. Он включает расположенное под платформенным чехлом северное окончание Батомгского гранит-зеленокаменного террейна Алдано-Станового щита и намечаемые по аэромагнитным данным Тырынский и Беректинский тоналит-трондьемитогнейсовые террейны.

Батомгский гранит-зеленокаменный составной террейн (200×100 км) располагается на северо-восточной окраине Алдано-Станового щита, в виде выступа фундамента, перекрытого со всех сторон оса-

дочными образованиями платформенного чехла. Его западная граница с Учурским террейном проходит по Улканскому разлому, который трассируется под чехлом по интенсивным положительным линейным магнитным аномалиям. Батомгский составной террейн рассматривается как аналог архейских гранит-зеленокаменных террейнов [25]. В его составе преобладают тоналит-трондьемитовые ортогнейсы с маломощными телами основных кристаллических сланцев. Реже распространены гранитогнейсы и граниты. Степень метаморфизма пород соответствует амфиболитовой фации. В основных породах иногда фиксируются парагенезисы гранулитовой фации метаморфизма [24]. Породы комплекса слагают пять блоков (террейнов), которые разделены зонами бластомилонитов северо-восточного простирания протяженностью до 150 км при мощности 10–20 км. В пределах зон известны тектонические клинья вулканогенно-осадочных пород, которые рассматриваются как зеленокаменные образования [16]. В пределах тоналит-трондьемитовых ортогнейсовых террейнов вблизи зон бластомилонитов закартировано два тектонических блока гранулитовых пород: гранат-биотитовые плагиогнейсы и гнейсы, иногда с силлиманитом, мраморы, кальцифиры, известково-силикатные породы [24]. Породы всех комплексов перекрыты вулканогенно-осадочными образованиями улканской серии. Возраст цирконов из риолитов улканской серии оценивается в 1,7–1,8 млрд лет, а возраст прорывающих их гранитов и роговообманковых сиенитов – 1,7–1,72 млрд лет [15].

Слабометаморфизованные толщи Оленекского поднятия перекрывают кристаллические комплексы Беректинского террейна. По возрасту проявленных в них метаморфических процессов – 1,98 млрд лет [41] – они могут рассматриваться как возрастные аналоги удоканской серии Западно-Алданского составного террейна.

### **Палеопротерозойские орогенные пояса**

**Далдыно-Алданский орогенный пояс** расположен в центральной части Северо-Азиатского кратона и включает Далдынский террейн Анабарского щита, Тюнгский террейн, перекрытый платформенным чехлом, а также Нимнырский и Сутамский террейны Алдано-Станового щита (рис. 1). В составе этих террейнов преобладают ортогнейсы: гранитогнейсы, чарнокитогнейсы, эндербитогнейсы, диоритогнейсы и гранодиоритогнейсы. Главные тектонические и метаморфические события датируются в 2,1–1,9 млрд лет [20, 41]. В Далдынском, Нимнырском и Сутамском террейнах по ортогнейсам кислого состава устанавливаются проявления архейского и раннепротеро-

зойского высокотемпературного метаморфизма (3,0–2,3 млрд лет) [15].

Принято считать, что Тюнгский террейн представляет собой фрагмент архейского кратона [10, 26]. Однако анализ Sm-Nd изотопных данных показывает, что ксенолиты коровых пород в кимберлитовых трубках Тюнгского террейна включают образования двух типов. К первому типу относятся гранат-амфибол-клинопироксеновые и амфиболовые кристаллические сланцы, характеризующиеся величинами  $T_{Nd}(DM)$  в интервале 3,3–2,9 млрд лет. Ко второму типу – амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы с Nd модельным возрастом 2,1 млрд лет [21]. Последняя величина близка к оценкам  $T_{Nd}(DM) \sim 2,5$  млрд лет, полученным для ксенолитов эклогитоподобных пород этой же кимберлитовой трубки [14]. Результаты петрогеохимических исследований не дают оснований говорить о какой-либо разнице в степени метаморфизма и вторичных изменений пород обоих типов. Это свидетельствует о том, что континентальная кора Тюнгского террейна сформирована в два этапа: в архее (2,9–3,3 млрд лет) и раннем протерозое (2,1–2,5 млрд лет). Время закрытия Sm-Nd изотопных систем в минералах из гранат-клинопироксеновых амфиболитов обеих возрастных групп составляет 1,77–1,88 млрд лет, что указывает на длительное охлаждение нижних горизонтов коры после гранулитового метаморфизма около 2,0 млрд лет назад [14].

**Хапчано-Учурский орогенный пояс** простирается параллельно Далдыно-Алданскому поясу и состоит из Учурского и Хапчанского гранулит-парагнейсовых террейнов. В их составе преобладают парапороды, представленные двупироксен-амфиболовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, мраморами и кальцифирами, гранат-биотитовыми плагиогнейсами и гнейсами, высокоглиноземистыми гнейсами. Sm-Nd изотопные данные, полученные по парагнейсам, свидетельствуют, что источниками для них явились породы с модельным Nd возрастом 2,4–2,2 млрд лет, а кульминационные метаморфические события происходили в конце раннего протерозоя (2,2–1,9 млрд лет) [20, 41]. Более ранние метаморфические события в этих террейнах не установлены.

**Шарыжалгай-Нечерский орогенный пояс** расположен на юго-западной окраине Северо-Азиатского кратона, и его большая часть перекрыта неопротерозойскими осадочными породами Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса. В его составе выделяются гранулит-ортогнейсовый Шарыжалгайский террейн, гранулит-парагнейсовый Нечерский террейн и парагнейсовый Тонодский террейн. Воз-

раст протолитов слагающих их пород, независимо от степени их метаморфизма, оценивается как палеопротерозойский – 2,5–2,4 млрд лет. Возраст метаморфизма и кислого магматизма определен в интервале от 2,1 до 1,85 млрд лет. В пределах Шарыжалгайского террейна закартирован Онодский гранит-зеленокаменный террейн. Возраст слагающих его пород равен 3,2 млрд лет [41].

**Становой орогенный пояс** расположен на юго-восточной окраине Северо-Азиатского кратона. В его строении участвуют Тындинский составной и Чогарский террейны. Тындинский составной террейн (700×150 км) расположен в южной части Алдано-Станового щита. На севере он граничит с Западно-Алданским гранит-зеленокаменным составным террейном, Централно-Алданским и Восточно-Алданским супертеррейнами. Западной его границей является Желтулакский разлом, юго-восточной – Таксакандинский разлом, отделяющий его от Чогарского террейна. Тындинский террейн сложен главным образом архейскими образованиями, которые объединяются в два комплекса: становой амфиболитовой и ларбинский гранулитовой фаций метаморфизма. Последний слагает сравнительно небольшие тектонические блоки, ограниченные разломами северо-западного простираения [41]. В последние годы в пределах этих зон разломов установлены тектонические клинья метаморфизованных вулканогенных и осадочно-вулканогенных пород раннепротерозойского возраста (гилюйский комплекс), которые рассматриваются как фрагменты зеленокаменных поясов [9, 22]. Становой комплекс включает диорит-тоналит-трондьемитовые гнейсы, метабазиты и парагнейсы (метаграувакки и метапелиты) [5]. Степень метаморфизма пород соответствует условиям амфиболитовой фации повышенных давлений [8]. Изохронный U-Pb возраст цирконов из тоналит-трондьемитовых гнейсов равен  $2941 \pm 80$  и  $2785 \pm 5$  млн лет [39]. Возраст краевых зон цирконов из тех же тоналит-трондьемитовых гнейсов и цирконов из метабазитовых даек равен 1900 млн лет и интерпретируется как время метаморфизма [39]. Ларбинский комплекс включает эндербиты и амфибол-биотитовые гнейсы, ультраосновные сланцы, переслаивающиеся с пироксеновыми гнейсами и кинцигитами, известково-силикатные породы, мраморы и кварциты, в том числе железистые. Степень метаморфизма пород соответствует гранулитовой фации повышенных и высоких давлений [8]. Возраст цирконов из гранатов в гранат-биотит-силлиманит-кордиеритовом гнейсе определен в  $2585 \pm 20$  млн лет и интерпретируется как время гранулитового метаморфизма [3]. О.М. Розен [41] не ис-

ключает возможность того, что это возраст цирконов из источников, в результате разрушения которых формировались протолиты парагнейсов.

Чогарский террейн (500×100 км) расположен на юго-восточной окраине Алдано-Станового щита и состоит из двух равных по площади блоков, разделенных разломом северо-восточного простирания. Имеющиеся немногочисленные К-Аг данные свидетельствуют, что террейн сложен преимущественно архейскими породами [7]. Восточный блок сложен чогарским комплексом: роговообманково-двупироксеновые, гранат-роговообманково-двупироксеновые кристаллические сланцы, местами ультраосновные сланцы. Отмечаются амфиболиты и кварциты, в том числе железистые. Выше по разрезу залегают глиноземистые гнейсы, кварциты, гранатовые гранулиты. Метаморфизм пород соответствует сапфирин-кварцевой субфации гиперстен-силлиманитовой фации. Западный блок характеризуется широким распространением пород амфиболитовой фации метаморфизма повышенных давлений. Среди них преобладают диоритогнейсы, гранодиоритогнейсы, биотит-роговообманковые и биотитовые плагиогнейсы с линзами и прослоями амфиболовых кристаллических сланцев. Отмечаются кварциты и глиноземистые гнейсы.

#### Мезопротерозойские орогенные пояса

**Лена-Анабарский орогенный пояс** был впервые выделен в структуре фундамента Северо-Азиатского кратона по результатам изучения Sm-Nd изотопии пород из керна глубоких скважин [21]. Пояс расположен вдоль восточной окраины кратона и перекрыт осадочными образованиями Верхоянского складчато-надвигового пояса.

Sm-Nd изотопные исследования кристаллических пород фундамента фронта Верхоянского складчатого пояса из керна скв. Ивановская (нижнее течение р. Алдан) и ксенолитов метаморфических пород в гранитных плутонах юго-востока Колымо-Омолонского супертеррейна (Большие пороги, р. Колыма, Чималгинский, р. Индигирка) позволяют предполагать широкое распространение метаморфических пород мезопротерозойского возраста в северной и северо-восточной частях этого региона, ранее выделенных в составе Лено-Алданского орогенного пояса. В скв. Ивановская в интервале 3386–3518 м под пермскими отложениями вскрыты кристаллические породы, представленные биотитовыми и биотит-мусковитовыми микрогнейсами, метапесчаниками, кварцитосланцами, гранат-амфиболовыми кристаллическими сланцами, степень метаморфизма которых отвечает условиям зеленосланцевой и эпидот-амфибо-

литовой фаций. Гранат-амфиболовый кристаллический сланец и метапесчаник имеют высокие отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1745\text{--}0,1902$ , что не позволяет использовать их для расчета модельных возрастов. Величины  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  микрогнейсов распадаются на две группы: 2,3–2,5 млрд лет и 1,0–1,5 млрд лет ( $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 2,3\text{--}2,5$  и 1,0–1,6 млрд лет), соответственно. Эти данные свидетельствуют о том, что источником сноса метаосадочных пород этой части погребенного кратона являлись породы по крайней мере двух возрастных групп, имеющих в среднем палео- и мезопротерозойский возраст. Последние характеризуются положительными или близкими к нулю значениями  $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ .

Ксенолиты пород фундамента из гранитных плутонов представлены биотитовыми двуполевошпатовыми полосчатыми гнейсами и биотитовыми кристаллическими сланцами. Степень метаморфизма гнейсов по петрографическим данным соответствует амфиболитовой фации. Для них в целом характерны отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1080\text{--}0,1206$ , величины  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ , равные 1,3–1,5 млрд лет, ( $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 1,3\text{--}1,5$  млрд лет), положительные значения  $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ . Эти данные также позволяют предполагать, что источники метаосадочных пород имели мезопротерозойский возраст. Наличие положительных значений  $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  указывает на участие при их формировании ювенильной коры.

Существование мезопротерозойских метаморфических комплексов в фундаменте фронта Верхоянского складчатого пояса подкрепляется находками в средне-верхнерифейских отложениях его южного сектора цирконов с  $^{207}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}$  возрастом (SHRIMP) 1500–1050 млн лет [40]. В этом районе установлены угловые несогласия между отложениями нижнего и среднего рифея, рифея и венда [27]. В конгломератах нижнего карбона на севере Верхоянского складчатого пояса известны валуны гранитов и двуслюдянных сланцев с К-Аг датировками в 1400–900 млн лет [4]. Предполагается, что конгломераты формировались в прибрежной зоне вблизи поднятия фундамента, сложенного гранитами, метаморфизованными песчаниками и кварцитами и располагавшегося во фронте складчатого пояса.

В центральной части Приколымского поднятия, которое, как предполагает У. Ноклеберг с коллегами [37], совместно с Омолонским и Охотским террейнами в неопротерозое было составной частью Северо-Азиатского кратона, В.А. Беусом [2] выделена одноименная коллизонная зона протяженностью около 400 км. В её пределах отмечаются многочисленные тектонические чешуи, блоки и клинья, сложенные



палео- и мезопротерозойскими метаморфическими породами разного состава и генезиса. Часть тектонических блоков сложена породами зеленосланцевой фации, возникшими за счет преобразования рифейских карбонатно-терригенных толщ (кварциты, филлиты, углисто-графитовые и серицит-мусковит-кварцевые сланцы, мраморы и мраморизованные известняки), сформированных в прибрежно-морских и шельфовых условиях. Другая часть мезопротерозойских блоков представлена породами океанического происхождения (базальты, габброиды, кремнистые породы, глинистые сланцы), метаморфизованными в зеленосланцевой–эпидот-амфиболитовой фации. В метабазалятах и метагабброидах часто наблюдаются реликты первичных порфировой и офитовой структур, а также миндалекаменной текстуры. Об океаническом происхождении этих пород свидетельствуют наличие эдафогенных пиллоу-брекчий, сложенных шаровыми обособлениями метабазалятов (размером от 1–2 мм до 30–40 см) и мелкими обломками туфов, и их химический состав. Предполагается, что блоки океанических пород были причленены к кратону в результате коллизии, время которой фиксируется предвандским угловым несогласием [2].

Таким образом, континентальная кора Северо-Азиатского кратона была сформирована в три этапа: 1) образование ранних кратонов в позднем архее (3,0–2,6 млрд лет), 2) образование орогенных поясов в палеопротерозое (2,1–1,9 млрд лет) и 3) образование орогенных поясов в позднем протерозое (<1,4 млрд лет). После каждой стадии орогенеза, происходит формирования разных по масштабам рифтогенных структур (рис. 1).

#### ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА

Палеотектонические реконструкции формирования Северо-Азиатского кратона обычно базируются на корреляции палеопротерозойских структур Сибири (в рамках кристаллического фундамента Сибирской платформы) и Лаврентии [31, 33, 40, 41] или неопротерозойских дайковых поясов, развитых по периферии кратонов. Однако полученные в последние годы изотопные данные для коррелируемых между собой структур Сибири и Лаврентии [31, 41] показывают, что они имеют разную геологическую историю [35]. Палеомагнитные данные по Сибири и Лаврентии свидетельствуют только о том, что оба кратона в мезопротерозое и неопротерозое находились в низких широтах и дрейфовали в одном направлении [30]. Известно также, что в период с 1200 до 850 млн лет назад в южной, западной и северо-за-

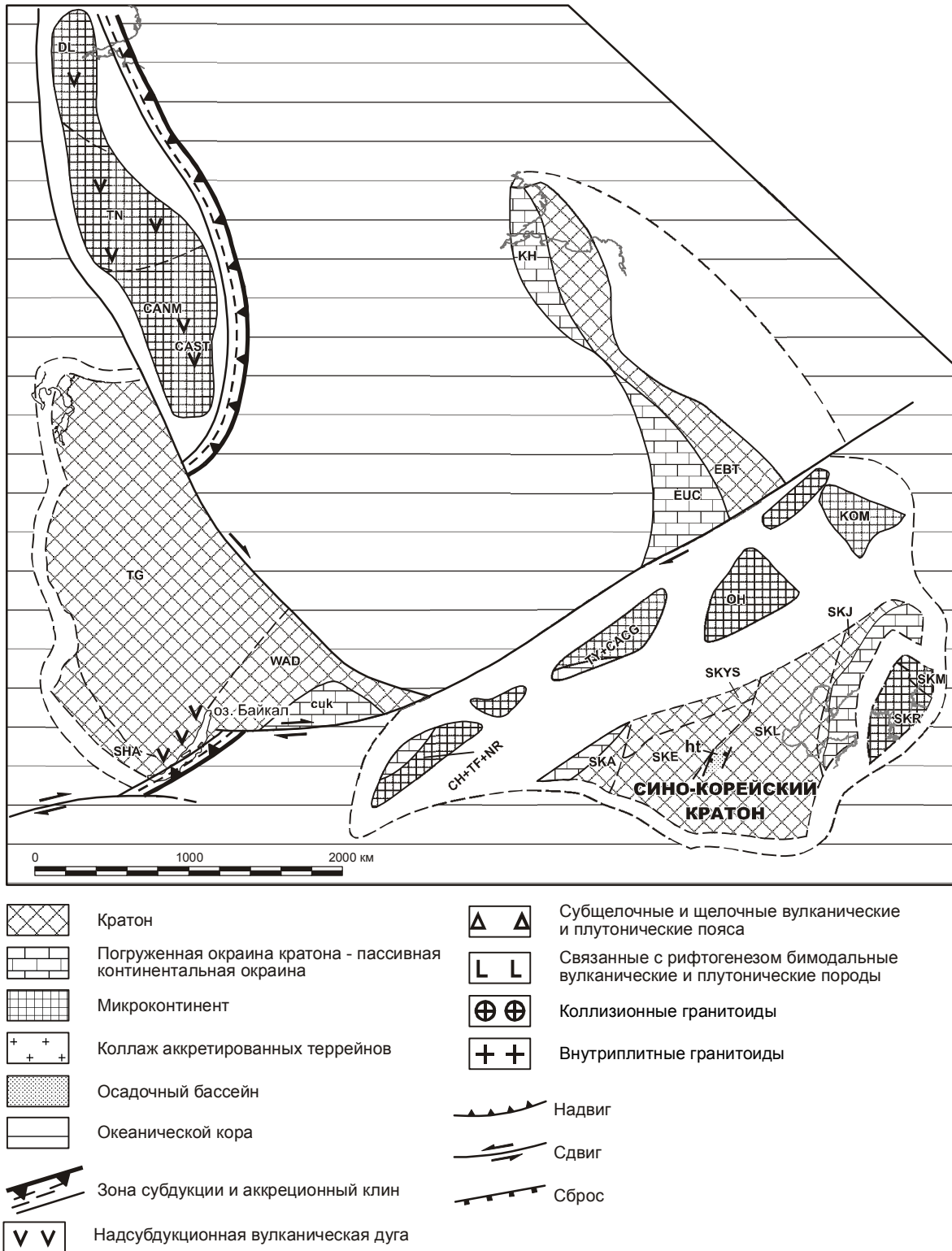
падной частях современного Северо-Азиатского кратона существовали пассивные континентальные окраины, океанические и островодужные террейны, микроконтиненты. Время аккреции последних к кратону приходится на рубеж 600 млн лет и моложе.

В контексте тектоники литосферных плит рассматривается модель формирования Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов в периоды 2,5–2,0, 2,0–1,9, 1,9–1,6, 1,6–1,3 и 1,3–1,0 млрд лет (рис. 2–6). Палинспастические реконструкции основаны на геологических и изотопных данных и контролируются модельными построениями границ кратонов и их взаимным расположением на рубеже 850 млн лет [37]. В основу модели заложено предположение о том, что в неопротерозое Северо-Азиатский кратон представлял собой единую структуру, состоящую из различных архейских и палеопротерозойских террейнов Алдано-Станового, Анабарского щитов, террейнов погребенного фундамента Сибирской платформы, Охотского и Омолонского террейнов, а также метаморфических террейнов мезопротерозойского возраста. Взаимное расположение блоков кристаллического фундамента в протерозое существенно отличалось от современного и, следовательно, контуры Северо-Азиатского кратона могли быть иными [36, 37]. Сино-Корейский кратон был сформирован как единая структура на рубеже 2,5 млрд лет [44] или в 1,8 млрд лет. В модели учтены данные по изотопному возрасту пород Тындинского и Чогарского террейнов Становой области [7, 11], Охотского и Омолонского террейнов [25], свидетельствующие о том, что эти террейны могли принадлежать Сино-Корейскому кратону.

В архее (>2500 млн лет) Северо-Азиатский кратон не являлся единой структурой (рис. 2). Происходило формирование гранит-зеленокаменных террейнов: Западно-Алданского, Тунгусского, Батомского, Тырынского, Беректинского, и отдельных комплексов Далдынского и Центрально-Алданского гранулитогнейсовых террейнов. Данные об их взаимном расположении отсутствуют. В то же время Сино-Корейский кратон, по крайней мере его восточная часть, представлял собой единую структуру, в состав которой, возможно, входили Нечерский, Тонодский, Чуйский, Тындинский, Чогарский, Охотский и Омолонский террейны.

В палеопротерозое (2500–2000 млн лет) по сдвигам происходит сближение крупных гранит-зеленокаменных террейнов (обломков архейских кратонов), по периферии которых могут быть реконструированы пассивные континентальные окраины, а по конвергентным границам – микроконтиненты (Дал-





**Рис. 2.** Палеотектоническая реконструкция для палеопротерозоя (2500–2000 млн л.).

*Террейны Сино-Корейского кратона:* Алашаньский (SKA), Джилин-Ляонин-Восточно-Шандонский (SKJ), Ердуси (SKE), Западно-Ляонин-Хебей-Шанксинский (SKL), Иньшанский (SKYS) Мачоллэнгский (SKM), Рангнимский (SKR).

*Пассивные континентальные окраины:* Байкало-Патомская (NAP), Восточно-Ангарская (NAE), Приколымская (PR), Сетте-Дабанская (SD); Занбей-Баянобо-Ланьшаньский (zbl) и Кодаро-Удоканский (cuk) бассейны.

*Рифтовые бассейны:* Ачитканский (ak), Восточно-Шандон-Ляонин-Джилинский (slj), Улканский (cul), Хутуо (ht).

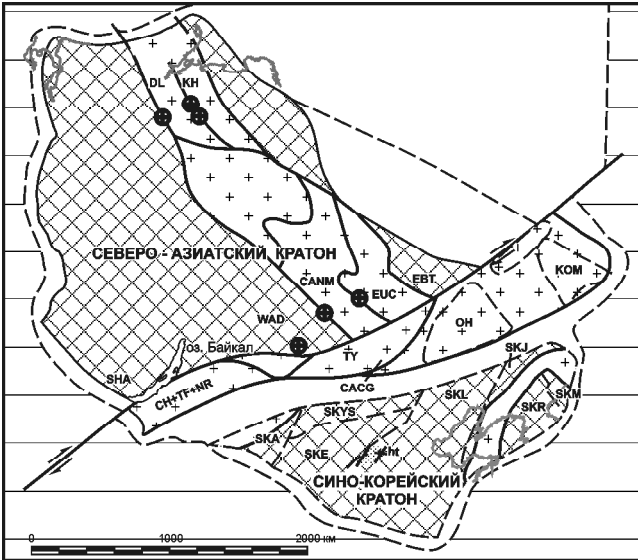


Рис. 3. Палеотектоническая реконструкция для палеопротерозоя (2000–1900 млн л.). Усл. обозн. см. на рис. 1, 2.

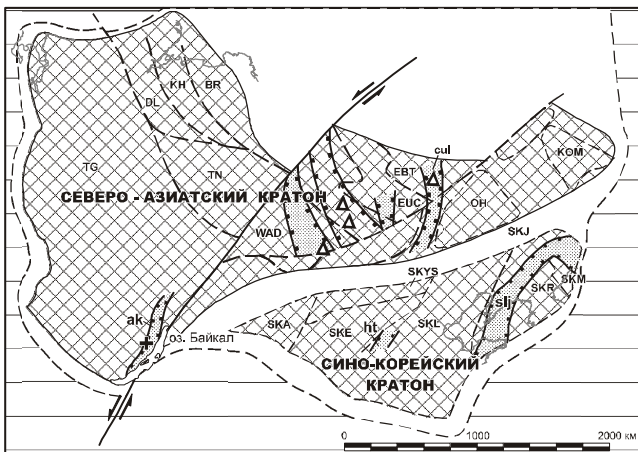


Рис. 4. Палеотектоническая реконструкция для палеопротерозоя (1900–1600 млн л.). Усл. обозн. см. на рис. 1, 2.

дынский, Центрально-Алданский) (рис. 2). На Сино-Корейском кратоне, на фоне его сближения по сдвигу с Северо-Азиатским, происходит заложение рифтов [44]. В пределах Тындинского террейна процесс рифтогенеза выражен формированием зеленокаменных структур [9]. В период 2000–1900 млн лет назад происходит коллизия между кратонами и микроконтинентами, входящими в Северо-Азиатский кратон (рис. 3). Формируются Далдыно-Алданский и Хапчано-Учурский орогенные пояса (гранулитогнейсовые террейны: Далдынский, Хапчанский, Центрально-Алданский, Учурский, Тюнгский). Причленение Сино-Корейского кратона приводит к формированию

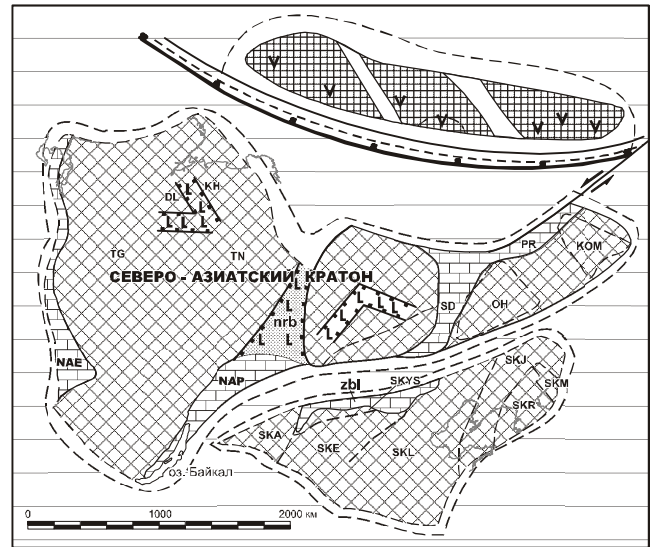


Рис. 5. Палеотектоническая реконструкция для мезопротерозоя (1600–1300 млн л.). Усл. обозн. см. на рис. 1, 2.

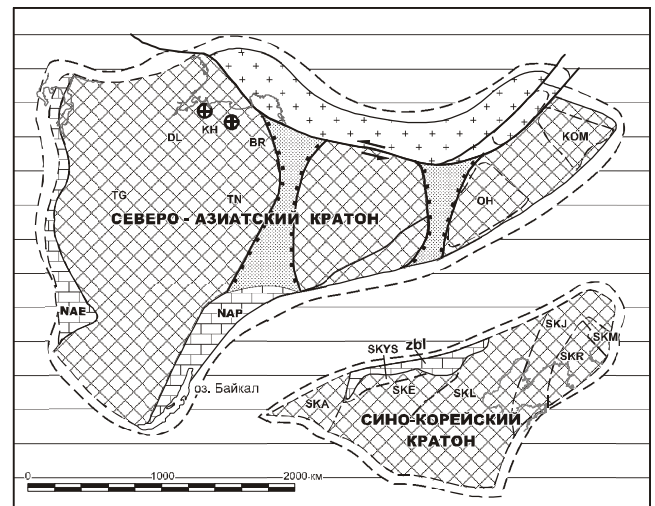


Рис. 6. Палеотектоническая реконструкция для мезопротерозоя (1300–1000 млн л.). Усл. обозн. см. на рис. 1, 2.

Шарыжалгай-Нечерского и Станового орогенных поясов, включающих Нечерский, Тонодский, Чуйский, Тындинский, Чогарский, Охотский и Омолонский террейны. Это событие сопровождается также гранулитовым метаморфизмом в ряде террейнов [39]. В интервале 1900–1600 млн лет назад (рис. 4) происходит левосдвиговое смещение южных террейнов Северо-Азиатского кратона и Сино-Корейского относительно северных террейнов Северо-Азиатского кратона. Этот процесс, вероятно, связан с продолжением формирования суперконтинента Пангея и выражен в появлении коллизионных гранитов с возрастом около 1,85 млрд лет [17]. В конце палеопротерозоя

(1800–1600 млн лет) параллельно коллизионной зоне между Северо-Азиатским и Сино-Корейским кратами происходит заложение рифтовых впадин (Акитканской, Улканской и, возможно, Атугей-Нуямской, Давангро-Хугдинской), сопровождающееся субщелочным и щелочным магматизмом. В Центрально-Алданском и Западно-Алданском террейнах внедряются тела ультрабазитов и карбонатитов.

Начало мезопротерозоя (1600–1300 млн лет) (рис. 5) характеризуется заложением и развитием осадочных бассейнов пассивных континентальных окраин вдоль современных границ Северо-Азиатского кратона (Восточно-Ангарского, Патомского, Сетте-Дабанского, Приколымского, Линдинского), во внутренних частях кратона закладывается Нюрбинский рифт. Вдоль современной северной границы Сино-Корейского кратона развивается система рифтовых впадин. Процессы рифтогенеза и развития пассивных континентальных окраин связаны с началом распада палеопротерозойского континента Пангея, при этом террейны, ранее принадлежащие Сино-Корейскому кратону, остаются в составе Северо-Азиатского (Нечерский, Тонодский, Чуйский, Тындинский, Чогарский, Охотский и Омолонский). Эти процессы продолжают в западной и южной частях Северо-Азиатского кратона и в северной части Сино-Корейского кратона в период 1300–1000 млн лет назад (рис. 6). На севере происходит коллизия Северо-Азиатского кратона и мезопротерозойского микроконтинента [40], которая сопровождается метаморфизмом в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, внедрением коллизионных гранитов, формированием аккреционных комплексов (Приколымский блок) [2, 4]. По времени это событие совпадает с периодом формирования суперконтинента Родиния, в составе которого Северо-Азиатский кратон мог существовать до рубежа 850 млн лет. Распад Родинии фиксируется заложением Билюро-Уджинского, Хастахского, Усть-Майского и Уринского рифтов и развитием вдоль северной границы кратона пассивной континентальной окраины [15].

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенные Л.М. Парфеновым принципы и методы террейнового анализа для изучения тектонического строения кристаллического фундамента кратонов позволили создать новое направление в изучении геологии докембрия, которое успешно развивается в настоящее время в России и за рубежом. Использование данного подхода к тектоническому районированию кристаллического фундамента позволяет выделить в его составе различные по возрасту и способам формирования орогенные пояса и стабиль-

ные кратонические области, а также показать их внутреннее строение. В отличие от предыдущих исследований выделение орогенных поясов проводится не по степени метаморфизма слагающих его террейнов, а по времени проявления в них главных метаморфических событий, отражающих главные тектонические события.

Применительно к Северо-Азиатскому кратону удалось показать, что континентальная кора была сформирована в три главных тектонических этапа: позднеархейский (3,0–2,6 млрд лет) – образование ранних кратонов, палеопротерозойский (2,1–1,9 млрд лет) – образование орогенных поясов в результате коллизии архейских континентов (этап формирования собственно Северо-Азиатского кратона как части суперконтинента Пангея) и мезопротерозойский (<1,4 млрд лет) – образование орогенных поясов по его восточной окраине. Отмечено, что после каждого этапа орогенеза, происходит формирование разных по масштабам рифтогенных структур. Использование этих данных позволило предложить серию палеотектонических реконструкций на ранний докембрий, иллюстрирующих главные черты геологического и тектонического строения фундамента Северо-Азиатского кратона.

В заключение необходимо отметить, что террейновый анализ в принятой легенде может способствовать решению общих вопросов тектонического районирования и требует своего дальнейшего развития. Необходима детализация классификационных признаков террейнов на основе определения индикаторных формаций и отдельных типов пород, позволяющих устанавливать геодинамику формирования террейнов, история которых охватывает многие сотни миллионов лет. Важным аспектом дальнейших исследований является детальное изучение кинематики ограничивающих террейны разрывных нарушений, которые формируются как на стадии коллизии (аккреции), так и в последующие периоды коллапса горного сооружения.

Работа выполнена в рамках международного проекта “Mineral Resources, Metallogenesis, and Tectonics of Northeast Asia”, одним из лидеров которого был Леонид Михайлович Парфенов. Авторы благодарны О.М. Розену за конструктивные замечания и предложения, высказанные в процессе подготовки рукописи.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бережная Н.Г., Бибикова Е.В., Сочава А.В. и др. Изотопный возраст чинейской подсерии удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302, № 5. С.1209–1212.

2. Беус В.А. Возраст и геолого-петрохимические особенности метаморфических ортопород Приколымского докембрийского комплекса // Региональная геодинамика и стратиграфия Азиатской части СССР. Л.: ГНПП "Аэрогеология", 1992. С. 65–85.
3. Бибикина Е.В., Шульдинер В.И., Грачева Т.В., Панченко И.В., Макаров В.А. Изотопный возраст гранулитов на западе Становой области // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 6. С. 1471–1474.
4. Булгакова М.Д., Лазебник К.А., Сукнева Л.С. Новые данные о базальных конгломератах верхоянского комплекса // Изв. АН СССР, сер. геол. 1969. № 9. С. 61–72.
5. Годзевич Б.Л. Стратиграфия архея юга Алдано-Станового щита // Проблемы стратиграфии средней Сибири. М.: Наука, 1986. С. 127–136.
6. Гусев Г.С., Петров А.Ф., Фрадкин Г.С. и др. Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. 248 с.
7. Карсаков Л.П. Раннедокембрийские комплексы в структуре Восточной Азии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск, 1995. 88 с.
8. Кастрыкина В.М. Метаморфизм центральной части Джугджуро-Становой складчатой области // Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983. С. 140–163.
9. Корсаков А.К. Тектонические условия образования зеленокаменных поясов и их металлогения: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М., 2000. 35 с.
10. Кушев В.Г. Зеленокаменные прогибы (троговые комплексы) Восточной Сибири в системе архейских кратонов и протерозойских подвижных поясов // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. С. 28–34.
11. Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Глебовицкий В.А. и др. Этапы формирования континентальной коры центральной части Джугджуро-Становой складчатой области (Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам) // Геология и геофизика. 2002. № 43(4). С. 395–399.
12. Лутц Б.Г., Оксман В.С. Глубоко эродированные зоны разломов Анабарского щита. М.: Наука, 1990. 250 с.
13. Миронюк Е.П., Любимов В.К., Магнушевский Э.Л. Геология западной части Алданского щита. М.: Недра, 1971. 237 с.
14. Неймарк Л.А., Немчин А.А., Розен О.М. и др. Sm-Nd изотопные системы в нижнекоровых ксенолитах из кимберлитов Якутии // Докл. РАН. 1992. Т. 327, № 3. С. 374–378.
15. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. (ред.) Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК "Наука/Интерпериодика", 2001. 571 с.
16. Петров А.Ф. О стратиграфии нижнего докембрия Олекминского и Батомгского блоков Алданского щита // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 65–69.
17. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных зон). М.: Науч. мир, 2001. 188 с.
18. Рублев А.Г., Чухонин А.Д., Неймарк Л.А., Зайцев В.С. Возраст Кодарского массива. Геология и минералогия докембрия в районе Байкало-Амурской железной дороги // Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. 1981. Т. 278. С. 54–60.
19. Смелов А.П. Метаморфическая эволюция Олекминской гранит-зеленокаменной области. Новосибирск: Наука, 1989. 128 с.
20. Смелов А.П., Березкин В.И. Главные периоды кульминационного метаморфизма на Алданском щите // Отеч. геология. 1997. № 8. С. 37–40.
21. Смелов А.П., Ковач В.П., Габышев В.Д. и др. Тектоническое строение и возраст фундамента восточной части Северо-Азиатского кратона // Отеч. геология. 1998. № 6. С. 6–10.
22. Соколовский А.К., Федчук В.Л., Корсаков А.К., Соболев В.М. Строение нижнего докембрия Становой области Алданского щита // Геология и разведка. 1994. № 5. С. 9–18.
23. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: Геологическое приложение физики сплошных сред. Ч. 1. М.: Мир, 1985. 376 с.
24. Федькин В.В., Кицул В.И., Березкин В.И. Состав минералов и РТ-условия образования биотит-гранатовых гнейсов Батомгского блока // Петрология. 1996. Т. 4, № 12. С. 208–224.
25. Хильтова В.Я., Вревский А.Б., Лобач-Жученко С.Б. и др. Докембрийская геология СССР. Л.: Наука, 1988. 442 с.
26. Шацкий В.С., Ягоуц Э., Рудник Р.Л. и др. Ксенолиты гранатовых гранулитов из кимберлитовых трубок Удачная и Ленинградская // Проблемы петрологии магматических и метаморфических пород: Тез. докл. междунар. симпоз. 29–31 мая 1998. Новосибирск: Наука, 1998. С. 45–46.
27. Ян-жин-шин В.А. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинория. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1983. 156 с.
28. Dann I.C., Bowring S.A. The Payson Ophiolite and Yavapai – Mazatzal Orogenic Belt, Central Arizona // Greenstone Belts. Oxford: Clarendon Press, 1997. P. 781–790.
29. Dobretsov N.N., Popov N.V., Smelov A.P., Bogomolova L.M., Moscovchenko N.I. and Barton J.M.Jr. The Aldan-Stanovik shield // Greenstone Belts. Oxford: Clarendon Press. 1997. P. 710–725.
30. Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A., Okrugin A.V., Tomshin M.D. Integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology of mafic dykes of the eastern Anabar Shield Region, Siberia: Implications for the Mesoproterozoic paleolatitude of Siberia and comparison with Laurentia // Journal of Geology. 2000. V. 108. P. 381–401.
31. Frost B.R., Avchenko O.V., Chamberlain K.R., Frost C.D. Evidence for extensive Proterozoic remobilization of the Aldan shield and implications for Proterozoic plate tectonic reconstructions of Siberia and Laurentia // Precamb. Res. 1998. V. 89, N 1–2. P. 1–23.
32. Glover J.E., Ho S.E. (ed). The Archaen: terranes, processes and metallogeny. Geol. Dep. and Univ. Extension, The Univ. of Western Australia. Perth. 1992. 436 p.
33. Hoffman P.F. Precambrian geology and tectonic history of North America // The Geology of North America: An overview. N.Y.: Geol. Soc. of Amer., Inc. 1989. P. 447–512.
34. Howell D.G. Tectonics of suspect terranes: mountain building and continental growth. L.; N. Y.: Chapman and Hall, 1989. 232 p.
35. Kovach V.P., Smelov A.P., Kotov A.B. et al. Laurentia-Siberia connection revisited? Constrain from U-Pb zircon geochronology and Nd isotopes from Siberian Craton (an overview) // International geoscience journal Gondwana Research. 2001. V. 4, N 4. P. 667–668.

36. Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Cogne J.-P. Palaeomagnetic study of Vendian and Early Cambrian rocks of South Siberia and Central Mongolia: was the Siberian platform assembled at this time? // *Precamb. Res.* 2000. V. 110. P. 61–92.
37. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.W., Scotese C.R., Scholl D.W., Fujita K. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, Professional Paper 1626, 2000. 122 p.
38. Nutman A.P., Friend C.R.L. Reconnaissance P, T studies of Proterozoic crustal evolution of the Amassalik area, East Greenland // *Rep. Geol. Surv. Greenl.* 1992. V. 146. P. 48–53.
39. Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. The Aldan Shield of Siberia USSR: the age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the Mid-Proterozoic // *Precamb. Res.* 1992. V. 54, N 4. P. 195–209.
40. Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A. K., Kropachev A.P., Heaman L.M., Sukhorukov V.I. U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 164. P. 409–420.
41. Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: A preliminary assessment // *Archean Crustal Evolution.* Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 411–459.
42. Smelov A.P., Beryozkin V.I. Retrograded eclogites in the Olekma granite-greenstone region, Aldan Shield, Siberia // *Precamb. Res.* 1993. V. 62, N 4. P. 419–430.
43. St-Onge M.R., Lucas S.B., and Scott D.J. The Ungava Orogen and the Cape Smith thrust belt // *Greenstone Belts.* Oxford: Clarendon Press, 1997. P. 772–780.
44. Zhai M.G., Bian A.G., Zhai T.P. The amalgamation of supercontinent of North China Craton at the Neo-Archean and its break-up during the late Paleoproterozoic and Mesoproterozoic. *Sci. China Ser D* 43. 2000. P. 219–232.

*A.P. Smelov, V.F. Timofeev*

**Terrane analysis and the geodynamic model of the formation of the North Asian craton in the Early Precambrian**

Principles and methods of the terrane analysis are discussed as applied to the study of the tectonic structure of the crystalline basement of ancient cratons. L.M. Parfenov was the first to suggest using the terrane approach to solving this problem. The terrane analysis made it possible to establish orogenic belts and stable cratonal areas of different age and origin within the basement, as well as to determine their inner structure. As exemplified by the North Asian craton, it is shown that the formation of the continental crust involves three main tectonic stages: 1 – Late Archean (3.0 – 2.6 Ga) when early cratons were formed, 2 – Paleoproterozoic (2.1 – 1.9 Ga) when collision of the Archean continents and microcontinents produced orogenic belts (stage of formation of the North Asian craton proper as part of supercontinent Pangea, and 3 – Mesoproterozoic (< 1.4 Ga) when the formation of orogenic belts at the margins of the craton occurred. Each orogenic stage is shown to be followed by a rifting stage. A series of paleotectonic reconstructions is presented showing the main stages in the emplacement and evolution of the basement of the North Asian craton.