

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ КОЛЛИЗИОННАЯ СИСТЕМА И АЛМАЗОНОСНЫЙ ЛИТОСФЕРНЫЙ КИЛЬ ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ

О.М. Розен, А.В. Манаков*, В.П. Серенко*

Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

** ЦНИГРИ, Акционерная компания „АЛРОСА“, 678174, Мирный, Чернышевское шоссе, 7, Россия*

Рассмотрена палеопротерозойская коллизионная система северо-востока Сибирского кратона в сопоставлении с подстилающей литосферной мантией. Показано, что эта система возникла 1,9—1,8 млрд лет назад при аккреции микроконтинентов, имеющих возраст 3,1—2,5 млрд лет. Об этом свидетельствуют изотопные данные датирования процессов образования древних террейнов, их термального преобразования и выплавления коллизионных гранитоидов. Наблюдаемая по геолого-геофизическим данным структура коры несет реликтовые признаки, присущие коллизионным системам. К таким признакам относятся: деформации, утолщенная до 58 км кора, однородный наклон сейсмических поверхностей вдоль прогнозируемых направлений коллизионного надвигания.

Коровые структуры подстилаются утолщенной до 260—300 км алмазонасной литосферной мантией с повышенными сейсмическими скоростями, которая утоняется к окраинам региона до ≤ 200 км. Такое локальное утолщение может быть идентифицировано как литосферный киль (корень). Пространственная связь этого мантийного килья и коровой коллизионной системы палеопротерозоя геометрически очевидна, как и возрастное соответствие магматических событий, однако соотношение соответствующих процессов неясно. Наиболее просто предположить, что киль образовался в результате аккреции фрагментов архейской литосферной мантии вместе с прикрепленными к ним сверху коровыми террейнами. Такое предположение противоречит сложившимся представлениям об исключительно коровом проявлении континентальной коллизии при свободном проскальзывании подстилающей мантии и должно служить предметом дальнейших исследований.

Коллизия, литосферный киль, алмаз, архей, протерозой, Сибирский кратон, Якутия.

PALEOPROTEROZOIC COLLISIONAL SYSTEM AND DIAMONDIFEROUS LITHOSPHERIC KEEL OF THE YAKUTIAN KIMBERLITE PROVINCE

O.M. Rosen, A.V. Manakov, and V.P. Serenko

The Paleoproterozoic collisional system of the northeastern Siberian craton is compared with the underlying lithosphere mantle. This system appeared at about 1.9–1.8 Ga, through accretion of microcontinents with an age of 3.1–2.5 Ga. Evidence comes from isotope dating of the formation of ancient terranes, their thermal transformation, and melting of collisional granitoids. The crustal structure inferred from geological and geophysical data bears a relict signature of collisional systems, including deformations, up to 58 km thickened crust, and even slope of seismic surfaces along the predicted directions of collisional thrust.

The crustal structures are underlain by thick, up to 260–300 km, diamondiferous lithosphere mantle with higher seismic velocities, which thins out to ≤ 200 km toward the margins of the region. This local bulge may be identified as a lithosphere keel (root). The spatial relationship between this mantle keel and crustal collisional system of Proterozoic age is geometrically evident, and magmatic events are obviously coeval. But proportions of relevant processes are not clear. The simplest supposition is that the keel formed as a result of the accretion of fragments of the Archean lithosphere mantle together with the crustal terranes attached on top. This supposition contradicts the existing ideas of the exceptionally crustal manifestation of continental collision, whereas the underlying mantle slips free and far away. It seems to be the subject of future studies.

Collision, lithosphere keel, diamond, Archean, Proterozoic, Siberian craton, Yakutia

ВВЕДЕНИЕ

Алмазонасность Якутской кимберлитовой провинции обусловлена мантийными процессами, которые определенным образом отражались в формировании и строении континентальной коры. Плотностные и вязкостные градиенты в мантийных массах вызывают латеральное движение материала, сопровождающееся срывами и образованием структур тектонического скупивания в одних местах и растяжения в других [1—3], а ориентировка оливинов и субгоризонтальная анизотропия мантии являются следствием течения вещества в астеносфере [4]. Конечная модель представляется как тектоника континентов, плавающих на конвективной мантии среди океанических литосферных плит [5]. Предполагается, что Сибирский кратон сформировался из мезоархейских микроконтинентов в процессе их тектонического скупивания (коллизии) [6—8]. Рассматриваются структурные и возрастные соотношения террейнов в пределах Якутской кимберлитовой провинции. На основе изотопного датирования обсуждается возможная связь явлений коллизии с мантийными процессами. Интерпретация сейсмического профиля показывает, что в

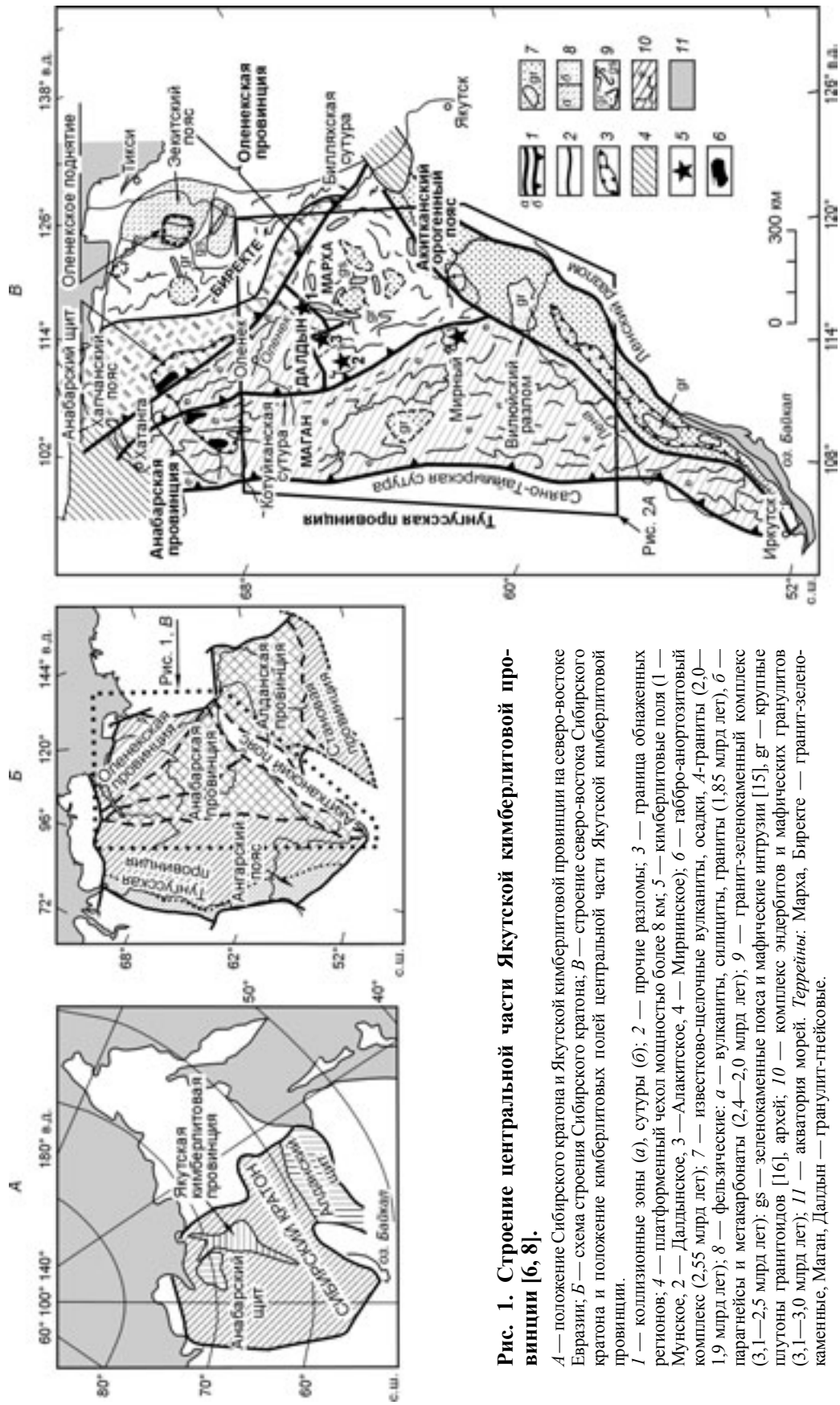


Рис. 1. Строение центральной части Якутской кимберлитовой провинции [6, 8].

А — положение Сибирского кратона и Якутской кимберлитовой провинции на северо-востоке Евразии; *Б* — схема строения Сибирского кратона; *В* — строение северо-востока Сибирского кратона и положение кимберлитовых полей центральной части Якутской кимберлитовой провинции.

1 — коллизионные зоны (*а*), сутуры (*б*); *2* — прочие разломы; *3* — граница обнаженных регионов; *4* — платформенный чехол мощностью более 8 км; *5* — кимберлитовые поля (*1* — Мунико, *2* — Далдынское, *3* — Алактинское, *4* — Мирнинское); *6* — габбро-анортозитовый комплекс (2,55 млрд лет); *7* — известково-щелочные вулканиты, осадки, *4*-граниты (2,0—1,9 млрд лет); *8* — фельзитские: *а* — вулканиты, силлиты, граниты (1,85 млрд лет), *б* — парагнейсы и метакварцаты (2,4—2,0 млрд лет); *9* — гранит-зеленокаменный комплекс (3,1—2,5 млрд лет); *gs* — зеленокаменные пояса и мафические интрузии [15], *gr* — крупные плутоны гранитоидов [16], *архей*; *10* — комплекс эндробитов и мафических гранулитов (3,1—3,0 млрд лет); *11* — акватория морей. *Терриины*: Марха, Биректе — гранит-зеленокаменные, Маган, Далдын — гранулит-гнейсовые.

сохранившейся коре палеопротерозойской складчатой системы наблюдаются признаки, присущие фанерозойским коллизионным призмам.

Коровые структуры региона подстилаются утолщенной до 260—300 км алмазонасной литосферной мантией с повышенными сейсмическими скоростями, которая утоняется к окраинам кратона до ≤ 200 км, и такое локальное утолщение идентифицировано как литосферный киль (корень). Пространственная ассоциация коровой коллизионной призмы и мантийного кия очевидна. Наиболее просто предположить, что киль образовался в результате аккреции фрагментов литосферной мантии вместе с прикрепленными сверху коровыми террейнами. Такое предположение противоречит сложившимся представлениям об исключительно коровом проявлении континентальной коллизии и может служить предметом дальнейших исследований.

СИБИРСКИЙ КРАТОН И ЯКУТСКАЯ КИМБЕРЛИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ

Консолидированная кора Сибирского кратона представляет собой палеопротерозойскую мозаику разновозрастных архейских гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных террейнов, залегающую в основании Восточно-Сибирской платформы, включающей также и рифей-фанерозойский чехол. Прежде чем объединиться в структуру кратона, террейны, по-видимому, группировались в крупные геологические тела (*тектонические провинции или супертеррейны*), столкновение и слипание которых привело позднее к возникновению единого кратона.

Возраст вещества террейнов (время поступления магм в кору из мантийных источников) существенно различается. Выделяют четыре группы значений: 3,5; 3,3; 3,0 и 2,5 млрд лет, что указывает на изначально независимое возникновение террейнов, предположительно в форме отдельных микроконтинентов [7, 9].

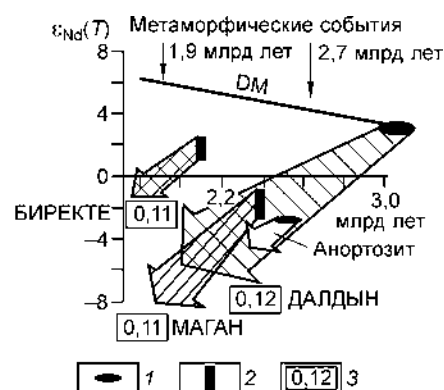
Первый гранулитовый метаморфизм и гранитообразование на кратоне происходили 2780—2660 млн лет назад и, хотя эти процессы наблюдаются спорадически, вполне вероятно, что причиной их появления была коллизия континентальных масс. Этот возрастной интервал архейской коллизии глобально распространен и отражает эпоху континентальной аккреции с образованием суперконтинента Пангея-0 [10, 11]. После его распада (около 2,1 млрд лет назад [12]) образовались разрозненные микроконтиненты, которые и приняли участие в аккреции Сибирского кратона в конце палеопротерозоя. В палеопротерозойском океане формировались островные дуги с возрастом 1,9 млрд лет (к ним относится Аkitканский орогенный пояс с возрастом 2,2—1,8 млрд лет [13, 14]). В процессе общей коллизии океан закрылся 1,8 млрд лет назад [12] с образованием суперконтинента Пангея-1 [10, 11]. При аккреции микроконтиненты были деформированы, вошли в структуру кратона как тектонические блоки — террейны, затем претерпели ареальный гранулитовый метаморфизм; а по сутурам прошло анатектическое гранитообразование. В пределах кратона выделяются провинции: на северо-востоке Анабарская, составленная преимущественно из гранулит-гнейсовых террейнов, и Оленекская гранит-зеленокаменная; на юго-востоке Алданская и Становая преимущественно гранулитовые; а на западе гранит-зеленокаменная Тунгусская (рис. 1).

На северо-востоке кратона в пределах *Оленекской провинции* на гранит-зеленокаменном основании Биректинского террейна с возрастом около 2,5 млрд лет располагается Хапчанский метакarbonатно-метаграувакковый седиментогенный складчатый пояс (предположительно пассивная окраина) — на западе, а на востоке — Экицкий вулканогенный пояс (активная окраина). Западнее, за Билляхской сутурой, располагается *Анабарская провинция*, в которой наиболее изучен Далдынский гранулит-гнейсовый террейн (возраст 3,1 млрд лет). С юга к нему примыкает перекрытый платформенным чехлом Мархинский гранит-зеленокаменный террейн, состав и возраст которого 2,5—2,8 млрд лет установлен по керну скважин и коровым включениям в кимберлитах [17]. С запада к ним через Котуйканскую сутуру причленен Маганский гранулит-гнейсовый террейн (возраст 2,9—3,0 млрд лет), на котором располагается Вюрбюрский метакarbonатно-вулканогенно-метаграувакковый складчатый пояс [18], формировавшийся, вероятно, в условиях активной окраины. Складчатые пояса формировались 2,9—2,3 млрд лет назад.

На примере Sm-Nd изотопных систем Анабарского щита достаточно отчетливо видно, что вещество гранулит-гнейсовых террейнов отделялось от истощенной мантии в разное время, а изотопная эволюция была независимой, т. е. эти сиалические блоки коры развивались независимо друг от друга. Средние значения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,11—0,12$ указывают на то, что вещество террейнов можно относить к категории зрелой континентальной коры (рис. 2) [19].

Рис. 2. Изотопная эволюция Sm-Nd систем фундамента Якутской кимберлитовой провинции [19].

1 — возраст по валовым Sm-Nd изохронам, 2 — датирование U-Pb методом по циркону, 3 — средние значения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ для пород соответствующих комплексов. DM — эволюционная линия деплетированной мантии.



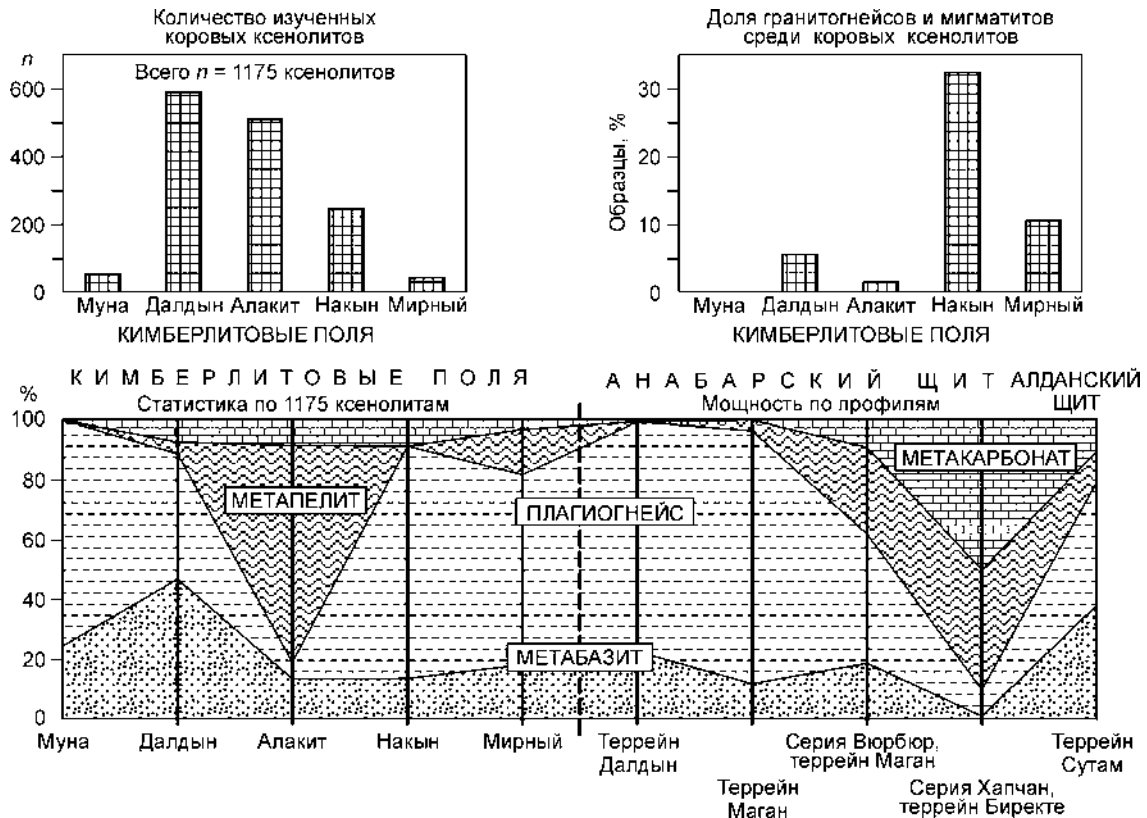
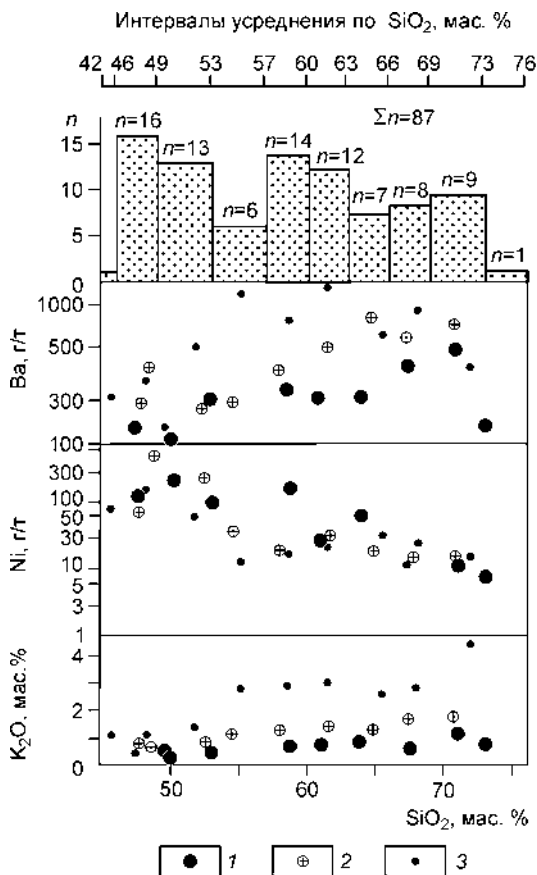


Рис. 3. Сравнительная распространенность типов пород в консолидированной коре по разрезам обнаженных комплексов и по ассоциациям коровых ксенолитов в кимберлитах [17].



Количественные соотношения и первичная природа пород террейнов. Среди пород, обнаженных на поверхности гранулит-гнейсовых террейнов, в объемном отношении преобладают плагинейсы с присутствием в той или иной мере эндербитов и метабазитов, а в складчатых поясах к ним добавляются метапелиты и метакарбонаты (рис. 3) [17]. Гранит-зеленокаменный террейн Марха содержит $\approx 30\%$ слюдяных мигматитов и гнейсов амфиболитовой фации.

Первичная природа преобладающей метабазит-плагинейсовой формации определяется как изначально слоистая на основании переслаивания с седиментогенными породами — метакарбонатами и ортопироксеновыми кварцитами [20], а плагинейсы и метабазиты, по-видимому, образовались при метаморфизме вулканитов островодужного типа и подразделяются на петрохимические серии в зависимости от щелочности (рис. 4).

Строение сутур (коллизонных зон). Котуйканская сутура — типичный представитель этого вида структур. При ширине от первых и до 30 км она пред-

Рис. 4. Вариационная диаграмма геохимических особенностей гранулитов Анабарского щита [20].

Петрохимические серии: 1 — низкокальциевая, 2 — известково-щелочная, 3 — высококальциевая. n — частота встречаемости (кол-во образцов).

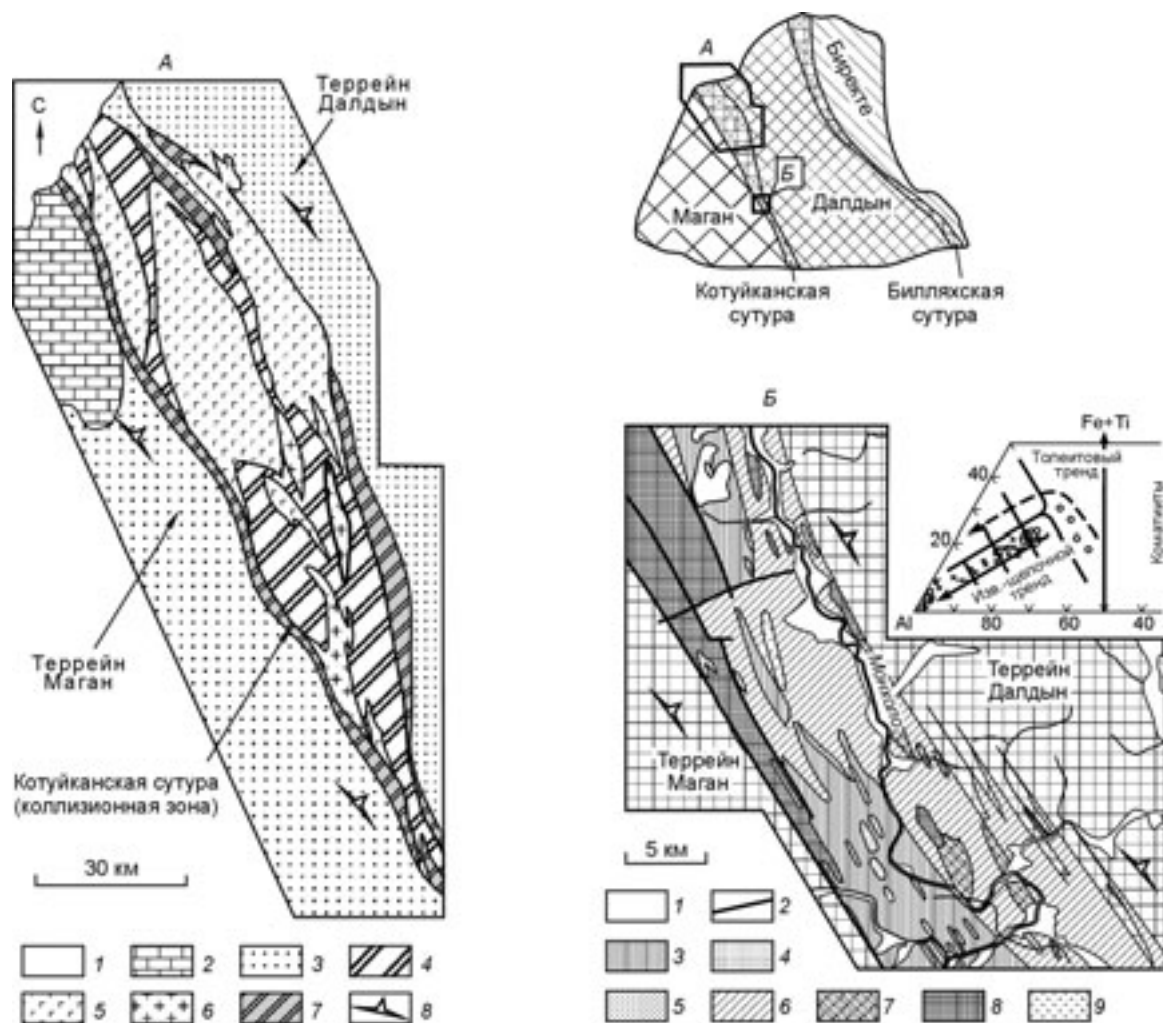


Рис. 5. Строение Котуйканской сутуры (коллизийной зоны)

А — участок в среднем течении р. Котуйкан [21]: 1 — рифейские терригенные отложения платформенного чехла; 2 — Вюрбюрский складчатый пояс Маганского террейна: биотит-гранат-ортопироксеновые гнейсы, метакarbonаты; 3 — ортопироксеновые плагиогнейсы, эндробиты, чарнокиты и двупироксеновые метабазиты; 4 — blastomylonites, биотит-роговообманковые мигматиты и гнейсы; 5 — анортозиты и габбро; 6 — коллизийные гранитоиды и их мигматитовые ореолы; 7 — биотит-амфиболовые диафортиты по двупироксеновым гранулитам; 8 — направления падения полосчатости и мелких изоклинальных складок, преимущественно под углами 50—90°.

Б — участок на р. Монхоло (по [22] с изменениями): 1 — терригенный кайнозой; 2 — разломы; 3—5 — комплекс меланжа: 3 — blastomylonites, гранитогнейсы и гнейсовидные граниты, 4 — кварциты и кварцитогнейсы, 5 — аляскитовые граниты; 6, 7 — фрагменты островодужного комплекса: 6 — биотит-амфиболовые плагиогнейсы и амфиболиты (предположительно островодужные вулканы известково-щелочной специализации, как показано на диаграмме), линзы метапелитов и метакarbonатов, 7 — граниты, гранодиориты, диориты; 8, 9 — блоки аллохтона: 8 — гранулиты, 9 — анортозиты.

ставляет собой коллизийный blastomylonитовый макромеланж (рис. 5) [21, 22] с отчетливыми признаками дифференциальных движений в форме структур вращения в порфириобластах граната. Широко распространены синтетектонические мигматиты, ассоциированные с автохтонными биотитовыми, нередко жильными, гранитами. Присутствуют лентовидные прослои седиментогенных кварцитов, carbonатов и аповулканогенных высокомагнезиальных амфиболитов, возможно, представляющих собой разобщенные фрагменты отложений межконтинентальных бассейнов, затянутых в зону коллизии и на фронте столкновения микроконтинентов игравших роль субстанции пониженной вязкости (аккреционного клина в понимании [1]). Выявлен ансамбль островодужных метамагматических пород известково-щелочной серии, зажатой между террейнами во время их коллизии [22].

Соотношения событий во времени. Зафиксирован возраст мигматитов, гранитоидов и чарнокитов по цирконам и совпадающий с ними возраст гранулитового метаморфизма плагиогнейсов и метабазитов по Sm-Nd минеральным изохронам 1,8—1,9 млрд лет (рис. 6, А) [7]. Такое совпадение во времени опре-

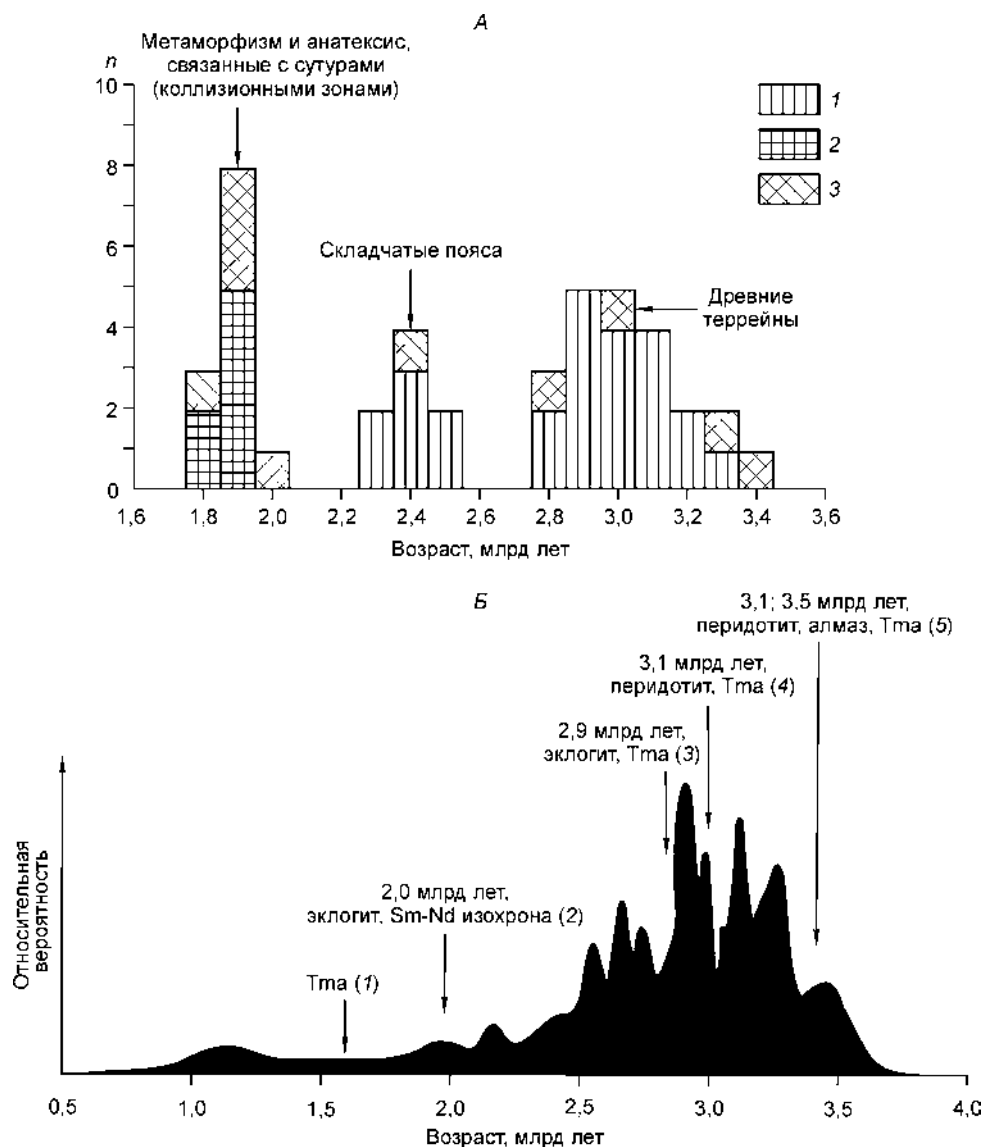


Рис. 6. Изотопно-геохронологические характеристики коры и литосферной мантии Якутской кимберлитовой провинции.

А — изотопный возраст процессов в земной коре Анабарского щита: 1 — Sm-Nd модельный возраст, $T(DM)Nd$, 25 опред.; 2 — Sm-Nd минеральная изохрона, 7 опред.; 3 — U-Pb, циркон, верхнее пересечение, 10 опред. (все данные приведены в [9]).

Б — изотопный возраст процессов в литосферной мантии Мархинского террейна: 1 — модельный Re-Qs возраст (Tma) сульфидов из оливинов мантийных включений в кимберлитах тр. Удачная Далдынского кимберлитового поля (52 определения при отношении $^{187}Re/^{188}Os < 0,07$) [24]; *единичные определения*: 2 — Sm-Nd изохрона [25]; 3 — Sm-Nd изохрона по эклогитам и эклогитовым включениям в алмазах [26], U-Pb метод по клинопироксену и гранату, $2,57 \pm 0,2$ млрд лет [27], Tma [28]; 4 — Tma [28]; 5 — Tma [29].

делялось геодинамической ситуацией. Оно является необходимым следствием разогрева утолщенной коры в коллизийной призме [23], когда происходит ареальный гранулитовый метаморфизм, сопровождаемый локальным парциальным плавлением. Возникают автохтонные гранитоиды, локализующиеся в обводненных зонах разломов — сутурах.

Модельные Sm-Nd датировки ($T(DM)Nd$), предположительно характеризующие время поступления расплавов из мантии в кору микроконтинентов, относятся большей частью к архею (3,4—2,8 млрд лет) и значительно меньше к раннему палеопротерозею (2,5—2,3 млрд лет) при поступлении вещества в наложенные складчатые пояса. Модельные Sm-Nd датировки моложе 2,3 млрд лет отсутствуют. По-видимому, в период аккреции кратона поступления нового вещества из мантии не было.

Изотопное датирование процессов в мантии. Re-Os модельные датировки кристаллизации перидотитов и алмазов дают значения 3,5 и 3,1 млрд лет, что, очевидно, соответствует некоторым этапам

поступления магм в земную кору древних микроконтинентов (см. рис. 6, Б). Образование эклогитов и алмазов 2,9—2,6 млрд лет назад, по-видимому, указывает на процессы перестройки в мантии во время аккреции суперконтинента Пангея-0, когда фрагменты океанической коры были затянуты вниз по зонам субдукции [27] и превратились в эклогиты. Сходные процессы повторились 2,0 млрд лет назад, а их следствием, возможно, явилась коллизия микроконтинентов и аккреция Пангеи-1, включая Сибирский кратон.

ЗЕМНАЯ КОРА И ЛИТОСФЕРНАЯ МАНТИЯ ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ

Строение коры. Последнее событие в истории кратона (гранулитовый метаморфизм и выплавление гранитоидов и мигматитов) произошло 1,8—1,9 млрд лет назад при утолщении коры во время коллизии террейнов. По-видимому, возникло коллизионное горное сооружение Гималайского типа [30, 31], эродированное к началу рифея (1,65 млрд лет назад). Поэтому утолщенная до 58 км кора Якутской кимберлитовой провинции (рис. 7) [32] является реликтом этого палеопротерозойского коллизионного горного сооружения. Сейсмическая расслоенность коры, выраженная в отраженных волнах (МОВ-ОГТ), обнаруживает общий наклон к ВСВ, что соответствует наклону сутур и позволяет предположить продвижение террейна Далдын на террейн Марха на участке наибольшей мощности коры (рис. 8).

Литосферный киль: геолого-геофизические данные. Для древних кратонов характерна увеличенная мощность литосферной мантии, а соответствующие ареалы получили наименование литосферного килиа, или корня [32, 33]. На основе анализа рельефа плотностной и сейсмической границ, соответствующих кровле астеносферы, но построенных по различным данным, в центральной части Якутской кимберлитовой провинции выделен литосферный мантийный киль [32]. Для кровли килиа характерна повышенная осредненная скорость по границе Мохо (8,4—8,5 км/с), тогда как за его пределами она не превышает 8,2—8,4 км/с (рис. 9). По данным магнитотеллурических зондирований (МТЗ), максимальная глубина залегания кровли проводящих горизонтов приходится на центральную часть Якутской кимберлитовой провинции. Нижний проводящий слой, отождествляемый с границей литосфера—астеносфера, располагается на глубинах 260—300 км в пределах килиа, а на прилегающих участках — 210—250 км и менее. Особенности свойств коры над литосферным килем состоят в том, что осредненные скорости продольных волн в коре и остаточные гравитационные аномалии, обусловленные земной корой, существенно повышены, что связано с увеличенной мощностью метабазитов в нижней коре [32].

Сходная ситуация наблюдается в Южной Африке. Высокоскоростной мантийный киль здесь располагается на глубинах от 250 до 300 км как под древними кратонами Зимбабве и Каапваль, так и под соединяющей их архейской коллизионной зоной Лимпопо [34], а сейсмические скорости в нем повышены и превышают на 3—6 % средние глобальные значения для этих глубин [35].

Петрологические оценки глубин и состава литосферной мантии были получены с помощью исследования гранатов и хромитов из кимберлитовых трубок по профилю СВ направления длиной 1 тыс. км через Анабарский и Оленекский супертеррейны [36—38]. По этим данным деплетирован-

Рис. 7. Мощность земной коры и положение литосферного килиа на северо-востоке Сибирского кратона [32].

1 — область повышенной мощности континентальной литосферы (литосферный киль); 2 — палеопротерозойские сутуры; 3 — граница Сибирского кратона; 4 — границы палеопротерозойских складчатых поясов; 5 — акватория Северного Ледовитого океана.

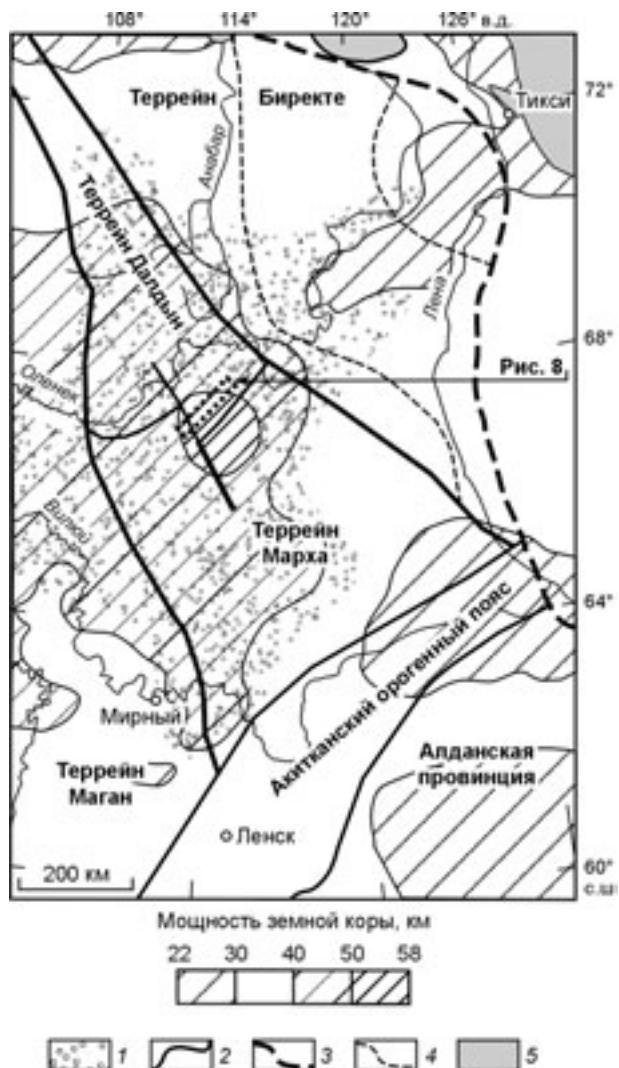
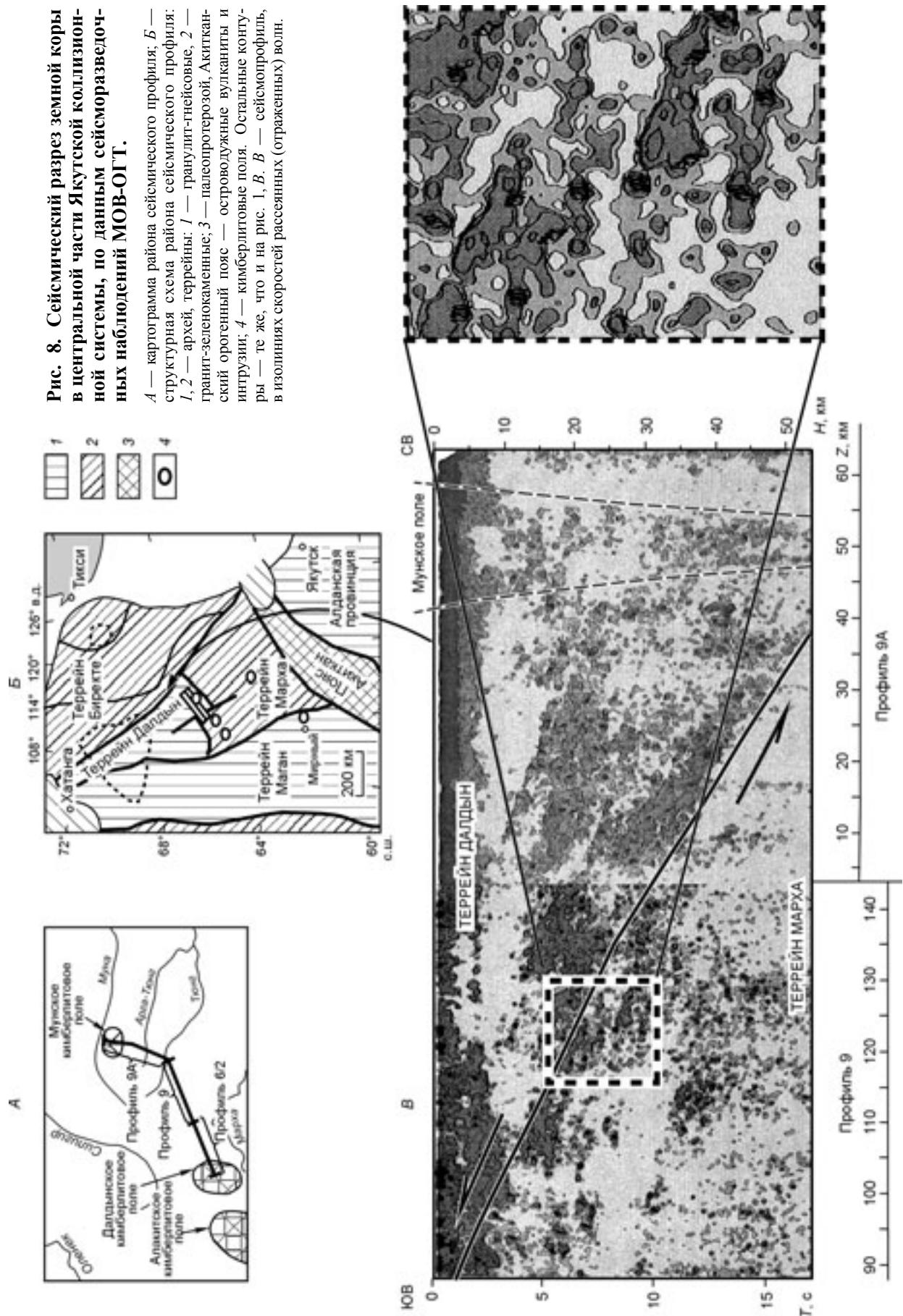


Рис. 8. Сейсмический разрез земной коры в центральной части Якутской коллизионной системы, по данным сейсморазведочных наблюдений МОВ-ОГТ.

А — картограмма района сейсмического профиля; *Б* — структурная схема района сейсмического профиля; 1, 2 — архей, террейны; 3 — гранулит-гнейсовые, 4 — гранит-зеленокаменные; 5 — палеопротерозой, Акиктанский орогенный пояс — островодужные вулканы и интрузии; 6 — кимберлитовые поля. Остальные контуры — те же, что и на рис. 1, *В*. *В* — сеймопрофиль, в изолиниях скоростей рассеянных (отраженных) волн.



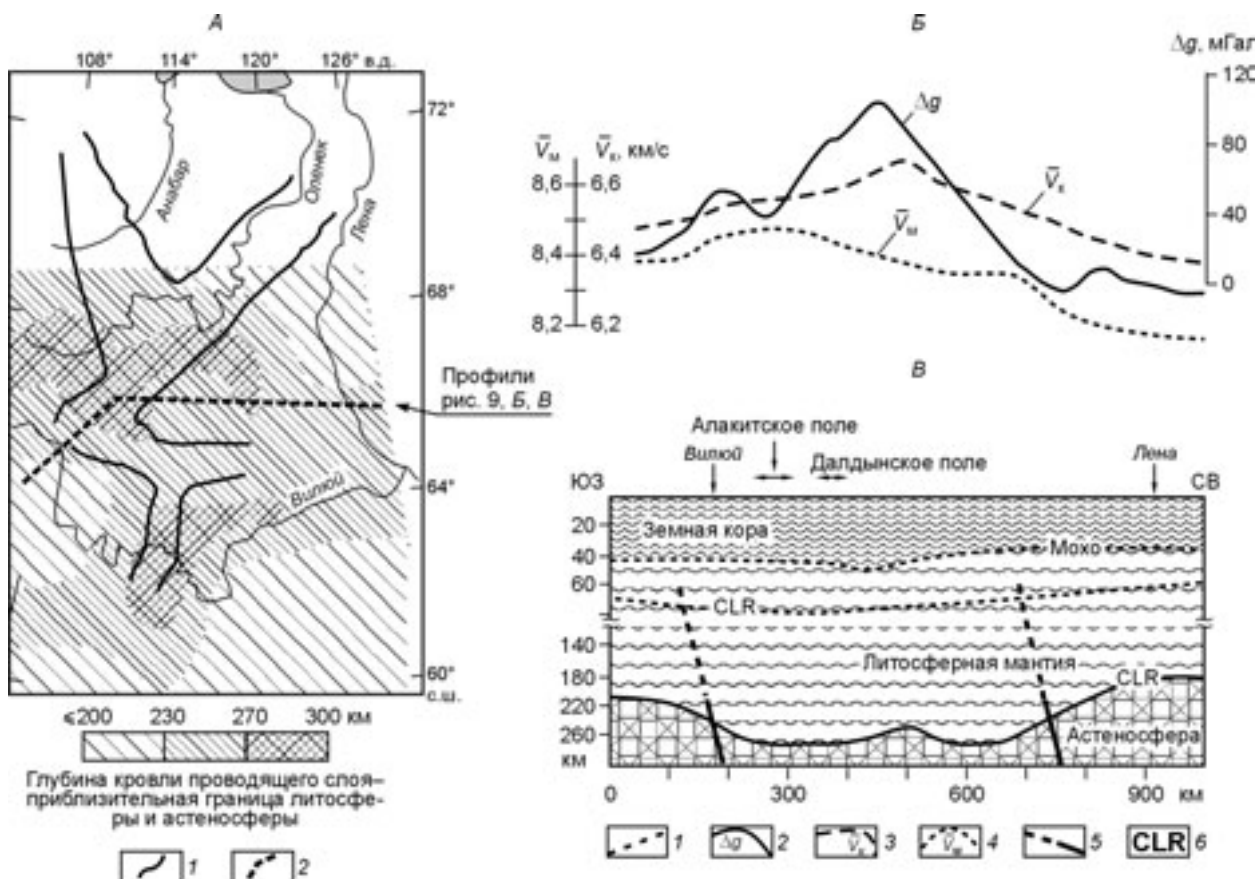


Рис. 9. Структура континентальной литосферы северо-востока Сибирского кратона.

A — рельеф литосферного проводящего слоя (приближительная граница литосфера—астеносфера) [32]; *1* — граница литосферного кила по комплексу данных, *2* — линия геофизического профиля; *Б* — комплексный геофизический профиль; *В* — разрез литосферы: *1* — глубинные границы, выделенные по данным ГСЗ (Мохо) и МТЗ (кровля проводящих геоэлектрических горизонтов), *2* — график остаточных гравитационных аномалий, обусловленных земной корой, *3* — осредненная скорость продольных волн в земной коре, *4* — осредненная скорость по границе Мохо, *5* — границы литосферного кила, *6* — кровля проводящего горизонта.

ный гарцбургитовый алмазоносный горизонт располагается на глубинах 130—200 км и имеет наибольшую мощность под Анабарским супертеррейном. В пределах Оленекской провинции этот горизонт еще продолжается под Хапчанским складчатым поясом, но далее к северо-востоку не проявлен, а кратонный корень здесь простирается только до глубин 150—180 км. Литосфера здесь, даже если и имела мощный архейский корень, была значительно переработана и модифицирована в направлении типично протерозойского состава [36]. Отмечается, что литосферная мантия здесь характеризуется вебстерит-пироксенитовым составом ксенолитов, заметно утонена и, возможно, подверглась воздействию астеносферных расплавов, породивших трапповый магматизм между среднепалеозойским и юрским этапами кимберлитового магматизма [39].

В целом очевидно, что в субконтинентальной литосферной мантии северо-востока Сибирского кратона имеется мощный литосферный киль, сложенный в значительной части деплетированными породами и обнаруживающий определенное пространственное соответствие с древними супертеррейнами.

ОБСУЖДЕНИЕ

Унаследованность древних коллизионных призм в современной коре. Палеопротерозойская аккреционная система северо-востока Сибирского кратона при интерпретации сейсмических данных обнаруживает признаки коллизионных систем фанерозоя — коллизионное утолщение коры, ареальный гранулитовый метаморфизм и анатектическое гранитообразование [30]. Реликты утолщенной коры сохраняются в большинстве раннедокембрийских областей, по-видимому, вследствие стабилизированного подкорового режима [40—42], что адекватно представлениям о существовании устойчивого литосферного кила.

Свойства литосферного кила. Признаки литосферного кила (корня) присутствуют почти во всех архейских кратонах, тогда как в протерозойских — мощности литосферы значительно меньше [43]. Его параметры представлены на основе исследований мантийных ксенолитов, тепловых потоков и электропроводности в работах [44, 45]. Перидотиты кила отличаются повышенной магниальностью (деплетированы по железу) и более легким изотопным составом магния [46], а плотность под кратонами понижена на 0,6—1,8 % [47]. Сейсмические и гравиметрические данные показывают, что мощность корней континентов находится в пределах 200—300 км, а по данным сейсмической томографии достигает 400 км, как, например, в Северной Америке [48].

В архее из верхней мантии выплавлялись коматиты и другие вулканыты, что приводило к ее истощению по железу и снижению плотности, как обычно предполагается. Возможно, что кора развивалась поверх такой деплетированной литосферной мантии (гранатовый лерцолит), обладавшей значительной плавучестью и относительно пониженной температурой [45]. Под Каапвальским кратоном гранатовые лерцолиты обнаруживают древние метасоматические преобразования с образованием эклогитов [49], возможно, связанные с выделением расплавов, поднимавшихся в кору. Напротив, протерозойская кора развивалась поверх неистощенной по железу литосферной мантии (шпинелевый лерцолит), служившей источником для платобазальтов и базальтового андерплэйтинга, результатом которого нередко было утолщение коры и образование в нижней коре высокоскоростного слоя (>7 км/с) [43].

Геохимические различия архейских и протерозойских ареалов подтверждаются вариациями тепловых потоков [50]. На основании расчета кондуктивной геотермы на время архейского минералообразования мощность архейской литосферы определена в 150—200 км, исходя из наблюдаемых средних тепловых потоков в 41 ± 11 мВ/м² в архейских регионах [51]. Для Якутии эта величина определена в ~ 27 мВ/м² [52], что соответствует значительно более мощной литосфере.

Еще во время аккреции Каапвальского кратона перидотиты в пределах мантийной термальной границы (кора—мантия) имели положительную плавучесть. По-видимому, здесь сиалические блоки участвовали в аккреции вместе с глубокими корнями литосферной мантии [53].

Очевидно, что свойства кила не определяются однозначно, а предложенные гипотезы его образования пока не предлагают тектонической (кинематической) модели.

Образование литосферного кила. Сохранение литосферного кила со времен образования кратона документировано архейскими алмазами, выведенными на поверхность древних кратонов фанерозойскими кимберлитами. Очевидно, что литосфера кратонов обладает большой устойчивостью. Возможны следующие теоретических модели формирования литосферного кила [29]: 1 — быстрый рост за счет поступления вещества из плюма в основание кратона, или в процессе утолщения коры при быстрой субдукции; 2 — андерплэйтинг, сопровождаемый охлаждением и примерзанием поступающей снизу магмы; 3 — субдукционная аккреция; 4 — последовательная аккреция блоков, когда каждый из них прирывается вместе со своим литосферным корнем. Конкретных моделей описано совсем немного.

Роль плюма рассматривается на примере Южной Африки [54] в предположении, что, возникнув из поднимающегося мантийного вещества, киль позднее сохраняется благодаря обтеканию его поднимающимися расплавами. Однако прямого процесса образования кратонов в процессе плюмового магматизма неизвестно и, напротив, континент может лишь расколоться в тройной точке, возникающей при подъеме плюма [55]. Возможно, пластины архейской океанической литосферы обладали положительной плавучестью и пододвигались под орогены, включавшие в себя островные дуги и океанические плато, образуя мощные корни путем переслаивания деплетированных пластин и недеплетированной астеносферы [42].

В единственной предложенной пока модели образования литосферного кила в супрасубдукционном островодужном процессе [56] предполагается его образование из мантийного клина над зоной субдукции в процессе выплавления островодужных магм и затем — последовательная аккреция возникающих вулканических построек вместе с подстилающей частью мантийного клина к прилегающей континентальной коре. Очевидно, что в этом случае не может произойти деплетирования мантийного клина, поскольку выплавление островодужных магм требует обратного процесса, а именно — привноса некогерентных элементов и летучих в мантийный клин из зоны субдукции.

На активных окраинах погружение кровли астеносферы может достигать глубин в 100 км, как, например, в Чилийских Кордильерах, однако такая мощность возможного кила не соответствует значениям для кратонов. Для этого региона проведено численное петролого-геофизическое моделирование конвекции в мантийном клине, сопровождаемой базальтовым андерплэйтингом с последующим удалением вверх продуктов парциального плавления при эклогитизации нижней коры с последующей ее деляминацией, т. е. погружением в мантию деплетированного материала [57]. Интерпретация такой модели позволяет предположить накопление деплетированного материала в пределах мантийного клина, а при достаточной глубине погружения возможно и образование алмаза. Если такая потенциально-алмазо-

носная структура сохраниться, то можно со временем ожидать образование литосферного кия под Южно-Американским кратоном. Однако такое объяснение остается лишь предположением.

Литосферный киль является носителем алмазов, однако они могли поступать из низов верхней мантии с глубин от 400—600 км (переходная зона), где были ассоциированы с мейджоритовым гранатом. В современных системах такая ассоциация микроалмазов выявлена в мантийных ксенолитах из лав океанического плато Онтонг Джава [58], Гавайских вулканов [59], хотя здесь очаг расплава находится на глубинах всего в 80 км [55]. Такая ассоциация выявлена и в микроалмазах Якутии, где по распределению редких земель предполагается коровый протолит [60], вероятно, затянутый вниз по зоне субдукции. Это указывает на гетерогенность мантийного кия, где могли присутствовать алмазы разного уровня формирования.

Устойчивость системы кратон—киль выявляется из рассмотрения термальной структуры верхней мантии. Предполагается, что причиной срезания кия в активизированных районах может быть термальная эрозия литосферы на глубинах 100—200 км [61]. Так, по-видимому, произошло в Северо-Восточном Китае, где палеозойские кимберлиты выносили ксенолиты из истощенной мантии, а кайнозойские базальты — из неистощенной. По сейсмической томографии здесь выделяются регионы с высокоскоростной мантией до глубин 250 км, и другие, соседние регионы, где такие свойства простираются только до глубин 90 км, что объясняется апвеллингом, термальной эрозией и замещением литосферного кия [62]. Возможна также термохимическая эрозия с выплавлением пироксенитов и базальтов [39, 63].

Однако существование кия под кратонами в течение миллиардов лет позволяет утверждать, что островодужный механизм его распада реализуется редко. Другой причиной возможной перестройки кия можно считать базальтовый андерплэйтинг, при котором активизированная горячая мантия вступает в непосредственный контакт с нижней корой. Однако в провинции Сьюпериор (Канада) андерплэйтинг не привел к исчезновению мантийного кия, мощность которого там превышает 300 км, как показывают данные сейсмической томографии [48].

Проблема соотношений в системе литосферный киль—коллизонная структура северо-востока Сибирского кратона. В современных контурах Якутской кимберлитовой провинции в раннюю эпоху (3,4—3,1 млрд лет назад) возник алмазоносный литосферный киль (корень). Его существование в архее противоречит мобильности коровых террейнов в палеопротерозое на кровле этого кия. Если до начала палеопротерозойской коллизии террейны были разделены пространствами океанической коры с островными дугами, то как и когда возник наблюдаемый единый мантийный киль на северо-востоке Сибирского кратона? Возможно, микроконтиненты передвигались и сталкивались вместе со своими подстилающими участками мантии. Так, например, это произошло с Сейшельскими о-вами, являющимися остатком Индийского кратона после его отделения от Мадагаскара, где сохранилась достаточно мощная литосфера [44]. Интенсивные деформации сдвига (милонитизация) отмечаются в мантийных породах кия Каапвальского кратона [64, 65]. Исследования сейсмических аномалий и несогласий методом отраженных волн в кратонах Канады показали, что зоны протерозойской субдукции прослеживаются под кратонами до глубин 150—300 км [66].

Современные коллизонные призмы в Гималаях демонстрируют отщепление надвинутой пластины коры от движущейся кровли мантийной ячейки. Последняя проскальзывает под корой на расстояние до 300 км от коллизонного шва и уж затем погружается по зоне субдукции [30, 67, 68]. Здесь нет места для возникновения мантийного кия под формирующейся коллизонной корой.

Изложенные данные по формированию в мезоархее (3,1 и 3,5 млрд лет назад) алмазов и перидотитов, так же как и преобладающей части вещества террейнов, как будто свидетельствуют о том, что каждый из микроконтинентов, сформировавших Пангею-0 (возраст аккреции 2,8—2,6 млрд лет), как и микроконтиненты, образовавшиеся при ее распаде, а позднее объединившиеся в Пангею-1 (1,9—1,8 млрд лет), включая Сибирский кратон, нес с собой свой собственный фрагмент континентальной литосферы глубиной не менее 150 км. Такое заключение не очевидно и требует дальнейших исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Палеопротерозойская коллизонная система северо-востока Сибирского кратона возникла 1,9—1,8 млрд лет назад при аккреции микроконтинентов, имеющих возраст 3,1—2,5 млрд лет. Об этом свидетельствуют изотопные данные датирования процессов образования древних террейнов, их термального преобразования и выплавления коллизонных гранитоидов. Наблюдаемая по геолого-геофизическим данным структура коры несет реликтовые признаки, присущие коллизонным системам. К таким признакам относятся: утолщенная до 58 км кора, однородный наклон сейсмических поверхностей вдоль прогнозированных направлений коллизонного надвигания.

Коровые структуры подстилаются утолщенной до 260—300 км алмазоносной литосферной мантией с повышенными сейсмическими скоростями, которая утоняется к окраинам региона до ≤ 200 км. Такое локальное утолщение может быть идентифицировано как литосферный киль (корень). Пространственная

связь этого мантийного кия и коровой коллизионной системы палеопротерозоя геометрически очевидна, как и возрастное соответствие магматических событий, однако соотношение соответствующих процессов не ясно. Наиболее просто предположить, что киль образовался в результате аккреции фрагментов архейской литосферной мантии вместе с прикрепленными к ним сверху коровыми террейнами. Такое предположение противоречит сложившимся представлениям об исключительно коровом проявлении континентальной коллизии (при свободном проскальзывании подстилающей мантии) и должно служить предметом дальнейших исследований.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 03-05-64736).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2001, 409 с.
2. **Пушаровский Ю.М.** Некоторые современные проблемы тектоники Земли // Геотектоника, 2004, № 5, с. 3—9
3. **Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харьков А.Д.** Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. М., Наука, 1988, 286 с.
4. **Plomerova J., Kouba D., Babuka V.** Mapping the lithosphere—asthenosphere boundary through changes in surface-wave anisotropy // Tectonophysics, 2002, v. 358, p. 175—185.
5. **Трубицын В.П.** Основы тектоники плавающих континентов // Физика Земли, 2000, № 9, с. 3—41.
6. **Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M. and Nozhkin A.D.** Archean and early Proterozoic evolution of the Siberian craton, a preliminary assessment // Archean crustal evolution (K.C. Condie, ed.). Amsterdam, Elsevier, 1994, p. 411—459.
7. **Розен О.М.** Сибирский кратон: тектоническое районирование, вопросы эволюции // Геотектоника, 2003, № 3, с. 1—19.
8. **Розен О.М.** Ранний докембрий Восточно-Сибирской платформы // Mineralogical Journal (Ukraine), 2004, т. 26, № 3, с. 75—87.
9. **Rosen O.M.** Siberian craton — a fragment of a Paleoproterozoic Supercontinent // Russian J. Earth Sciences, 2002, v. 4, № 2, p. 103—119. <http://rjes.wdcb.ru/cont0402.htm>.
10. **Хаин В.Е.** Тектоника континентов и океанов. М., Научный Мир, 2001, 604 с.
11. **Condie K.C.** Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // Earth Planet. Sci. Lett., 1998, v. 163, p. 97—108.
12. **Percival I.** Architecture and evolution of Precambrian orogenic crust // Abstracts of the 32nd International Geological Congress, Florence, Italy, 2004, CD, p. 1258.
13. **Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А. и др.** Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // Петрология, 1998, т. 9, № 2, с. 139—164.
14. **Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M.** Geology of the USSR: a plate tectonic synthesis / V.M. Page (ed.). Amer. Geoph. Union, Geodynamics Series. V. 21. Washington D.C., 1989, 242 p.
15. **Гафаров Р.А., Лейтес А.М., Федоровский В.С. и др.** Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и последовательность формирования континентальной коры // Геотектоника, 1978, № 1, с. 43—58.
16. **Карта метаморфических и гранитных формаций СССР, м-б 1:10 000 000 / Ред. Б.Я. Хорева. Л., Картфабрика ВСЕГЕИ, 1987.**
17. **Розен О.М., Серенко В.П., Специус З.В. и др.** Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре Сибирского кратона, особенности состава верхней и нижней коры (по данным изучения ядра скважин и включений в кимберлитах) // Геология и геофизика, 2002, т. 43, № 1, с. 3—26.
18. **Злобин В.Л., Журавлев Д.З., Розен О.М.** Sm-Nd модельный возраст метакарбонатно-гнейсовой формации Анабарского гранулитового комплекса западной части Анабарского щита, Полярная Сибирь // Докл. РАН, 1999, т. 368, № 1, с. 95—98.
19. **Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К. и др.** Изотопно-геохимические характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 2, с. 163—180.
20. **Rosen O.M.** Geochemistry of granulites and the Archean sialic crust formation in the Anabar shield (Northern Siberia) // High grade metamorphics, Theophrastus publications, S.A. Athens, Greece, 1992, p. 69—102.
21. **Рачков В.С.** Зоны глубинных разломов // Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли (М.С. Марков, ред.). М., Наука, 1988, с. 146—176.

22. **Смелов А.П., Березкин В.И., Зедгенизов А.Н. и др.** Новые данные о составе, строении и рудоносности Котуйканской зоны тектонического меланжа // *Отечественная геология*, 2002, № 4, с. 45—49.
23. **England P.C., Thompson B.** Pressure—temperature—time paths of regional metamorphism // *J. Petrol.*, 1984. v. 25, Pt. 4, p. 894—955.
24. **Griffin W.L., Spetsius Z.V., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.** In situ Re-Os analysis of sulfide inclusions in kimberlitic olivine: New constraints on depletion events in the Siberian lithospheric mantle // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2002, v. 3, № 11, p. 1069, doi:10.1029/2001GC000287.
25. **Richardson S.H. and Harris J.W.** Antiquity of peridotitic diamonds from the Siberian craton // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1997, v. 151, p. 271—277.
26. **Taylor L.A., Snyder G.A., Crozaz G. et al.** Eclogitic inclusions in diamonds: evidence of complex mantle processes over time // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1996, v. 142, № 3—4, p. 535—551.
27. **Jacob D.E., Foley S.F.** Evidence for Archean ocean crust with low high field strength element signature from diamondiferous eclogite xenoliths // *Lithos*, 1999, v. 48, p. 317—336.
28. **Pearson D.G., Snyder G.A., Shirey S.B. et al.** Archean Re-Os age for Siberian eclogites and constraints on Archean tectonics // *Nature*, 1995, v. 374, № 6524, p. 711—713.
29. **Pearson D.G., Shirey S.B., Bulanova G.P. et al.** Re-Os isotope measurements of single inclusions in a Siberian diamond and its nitrogen aggregation systematics // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1999, v. 63, № 5, p. 703—711.
30. **Розен О.М., Федоровский В.С.** Коллизионное гранитообразование и расслоение земной коры. М., Научный мир, 2001, 186 с.
31. **Searle M.P., Simpson R.L., Law R.D. et al.** The structural geometry, metamorphic and magmatic evolution of the Everest massif, High Himalaya of Nepal—South Tibet // *J. Geol. Soc. London*, 2003, v. 160, p. 345—366.
32. **Манаков А.В.** Особенности строения литосферы Якутской кимберлитовой провинции. Воронеж, Изд-во Воронеж. ун-та, 1999, 58 с.
33. **Манаков А.В., Романов Н.И., Полторацкая О.Л.** Кимберлитовые поля Якутии. Воронеж, Изд-во Воронеж. ун-та, 2000, 82 с.
34. **James D.E., Fouch M.J., VanDecar J.C., van der Lee S.** Tectonospheric structure beneath southern Africa // *Geophys. Res. Lett.*, 2001, v. 28, № 13, p. 2485—2488.
35. **Stankiewicz J., Chevrot S., van der Hilst R.D., de Wit M.J.** Crustal thickness, discontinuity depth, and upper mantle structure beneath southern Africa: constraints from body wave conversions // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2002, v. 130, p. 235—251.
36. **Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V. et al.** The Siberian lithosphere traverse, mantle terranes and the assembly of the Siberian craton // *Tectonophysics*, 1999, v. 310, p. 1—35.
37. **Griffin W.L., Fisher N.I., Friedman J.H., Ryan C.G.** Cr-pyrope garnets in the lithospheric mantle. 2. Compositional populations and their distribution in time and space // *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 2002, v. 3, № 12, p. 1073, doi:10.1029/2002GC000298.
38. **Poudjom Djomani P.Y.H., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. et al.** Upper mantle structure beneath eastern Siberia: evidence from gravity modeling and mantle petrology // *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 2003, v. 4, № 7, p. 1066, doi:10.1029/2002GC000420.
39. **Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Kuligin S.S., Shimizu N.** Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle // *Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference*, v. 2. Cape Town, 1999, p. 689—698.
40. **Парфенюк О.И.** Эволюция континентальной литосферы в зонах коллизии докембрия (по результатам численного моделирования): Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М., ИФЗ, 2004, 42 с.
41. **Parfenuk O.I., Mareschal J.-C.** Thermo-mechanical model of evolution of layered lithosphere in continental collision zones. XXII EGA General Assembly // *Ann. Geophys.*, 1997, v. 15, p. 19.
42. **Kusky T.M., Polat A.** Growth of granite-greenstone terranes at convergent margins, and stabilization of Archean cratons // *Tectonophysics*, 1999, v. 305, p. 43—73.
43. **Durrheim R.J., Mooney W.D.** Evolution of the Precambrian lithosphere: seismological and geochemical constraints // *J. Geophys. Res.*, 1994, v. 99, № B8, p. 15359—15370.
44. **Abbott D., Sparks D., Herzberg C. et al.** Quantifying Precambrian crustal extraction: the root is the answer // *Tectonophysics*, 2000, v. 322, p. 163—190.
45. **Gung Y., Panning M., Romanowicz B.** Global anisotropy and the thickness of continents // *Nature*, 2003, v. 422, p. 707—710.

46. **Pearson N., Griffin W.L., O'Reilly S., Delpech G.** The isotopic composition of magnesium in mantle olivine: records of depletion and metasomatism // Abstracts of the 32nd International Geological Congress, Florence, Italy, 2004, CD, p. 1146.
47. **Кабан М.К.** Структура верхней мантии континентов по сейсмическим и гравитационным данным // Проблемы глобальной геодинамики, Вып. 2 / Ред. Д.В. Рунквист. М., ОГГГН РАН, 2003, с. 137—157.
48. **Grand S.P.** Tomographic inversion for the shear velocity beneath the North American plate // J. Geophys. Res., 1987, v. 92, p. 14065—14090.
49. **de Hoog J., Schulze D., Viljoen F.** Metasomatic imprint on the subcontinental lithosphere: evidence from eclogite and lherzolite xenoliths from the Kaalvallei kimberlite (South Africa) // Abstracts of the 32nd International Geological Congress, Florence, Italy, 2004, CD, p. 1149.
50. **Nyblade A.A.** Heat flow and the structure of Precambrian lithosphere // Lithos, 1999, v. 48, p. 81—91.
51. **Rudnick R.L., McDonough W.F., O'Connell R.J.** Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere // Chem. Geol., 1998, v. 145, p. 395—411.
52. **Дучков А.Д., Соколова Л.С.** Тепловой поток кимберлитовых провинций в прошлом и настоящем // Эволюция континентальной литосферы, происхождение алмазов и их месторождений (Тезисы конф.). Новосибирск, Изд-во СО РАН, Филиал „Гео“, 2005, с. 34.
53. **Kelly R.K., Kelemen P.B., Jull M.** Buoyancy of the continental upper mantle // Geochem. Geophys. Geosyst., 2003, v. 4, № 2, p. 1073—1077.
54. **de Wit M.J.** On Archean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict? // Prec. Res., 1998, v. 91, p. 181—226.
55. **Condie K.C.** Mantle plumes and their record in Earth history. Cambridge, University Press, 2001, 306 p.
56. **Sengör A.M.C.** Continental interiors and cratons: any relation? // Tectonophysics, 1999, v. 305, p. 1—42.
57. **Sobolev S.V., Babeyko A.Yu., and Koulakov I.Yu.** Modeling and imaging temperature and mass fluxes in lithosphere-asthenosphere beneath the Central Andes // Conference evolution of continental lithosphere, origin of diamonds and diamond deposits: Abstracts. Novosibirsk, Publishing House „Гео“, SB RAS, 2005, p. 148.
58. **Collerson K.D., Hapugoda S., Kamber B.S., Williams Q.** Rocks from the mantle transition zone: majorite-bearing xenoliths from Malaita, Southwest Pacific // Science, 2000, v. 288, p. 1215—1223.
59. **Wirth R., Rocholl A.** Nanocrystalline diamond from the Earth's mantle underneath Hawaii // Earth Planet. Sci. Lett., 2003, v. 211, p. 357—369.
60. **Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizova D.A. et al.** Mineral inclusions in microdiamonds and macrodiamonds from kimberlites of Yakutia: a comparative study // Lithos, 2004, v. 77, p. 225—242.
61. **O'Reilly S.Y., Griffin W.L.** 4-D lithosphere mapping: methodology and examples // Tectonophysics, 1996, v. 262, p. 3—18.
62. **Xu Y.-G.** Thermo-tectonic destruction of the Archean lithospheric keel beneath the Sino-Korean craton in China: evidence, timing and mechanism // Phys. Chem. Earth (A), 2001, v. 26, № 9—10, p. 747—757.
63. **Müntener O., Piccardo G.B., Pettke T. et al.** Thermochemical erosion of mantle lithosphere by melt/rock reaction (Lanzo peridotite, NW-Italy) // Abstracts of the 32nd International Geological Congress, Florence, Italy, 2004, CD, p. 255-11.
64. **Gerya T.V., Barton J.M.Jr.** Ultrahigh-temperature mantle mylonites: a temporal link of mantle deformation and kimberlite magma extraction // Geophys. Res. Abstr., 2003, v. 5, p. 12563.
65. **Holtzman B.K., Kohlstedt D.L., Zimmerman M.E. et al.** Deformation-driven melt segregation and organization in the mantle // Ibid., p. 11249.
66. **Snyder D.B.** Seismic evidence for the lateral and vertical growth of cratons // Abstracts of the 32nd International Geological Congress, Florence, Italy, 2004, CD, p. 760.
67. **Nelson K.D., Zhao W., Brown L.D. et al.** Partially molten middle crust beneath southern Tibet: synthesis of Project INDEPTH results // Science, 1996, v. 274, p. 1684—1688.
68. **Owens T.J. and Zand G.** Implications of crustal property variations for models of Tibetan plateau evolution // Nature, 1997, v. 387, p. 37—43.

*Поступила в редакцию
1 июля 2005 г.*