

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 551.24+546.79:553.81

О.М. РОЗЕН, Л.К. ЛЕВСКИЙ, Д.З. ЖУРАВЛЕВ, З.В. СПЕЦИУС, А.Ф. МАКЕЕВ,
Н.Н. ЗИНЧУК, А.В. МАНАКОВ, В.П. СЕРЕНКО

СОСТАВ И ВОЗРАСТ НИЖНЕЙ КОРЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ
ПЛАТФОРМЫ: ИЗУЧЕНИЕ КСЕНОЛИТОВ В КИМБЕРЛИТАХ И КЕРНОВ
ГЛУБОКИХ СКВАЖИН

Рассмотрен состав и возраст коровых включений в кимберлитах и образцов из керна скважин с глубин 2 — 4 км. Охарактеризованы процессы породообразования на эрозионной поверхности кратона под платформенным чехлом и внутри подстилающей консолидированной земной коры. Проведено сопоставление распространенности пород в коровых ксенолитах различных кимберлитовых полей и на разрезах обнаженных площадей. Датирование U-Pb — методом показало возраст $\approx 1,9$ млрд. лет для коллизионных процессов, 2,8 и 2,65 млрд. лет для раннего гранулитового метаморфизма и анатексиса, 3,2 млрд. лет для метавулканита в ксенолите из Далдынского террейна. Систематических различий между глубокими горизонтами коры и комплексами, выходящими на эрозионную поверхность, не выявлено как по спектрам горных пород, так и по датированию петрологических событий.

Консолидированная (кристаллическая) кора Сибирской платформы, перекрытая рифей-фанерозойским чехлом, представляет собой палеопротерозойский Сибирский кратон, сформированный в современной структуре 1,9—1,8 млрд. лет назад. Его выходы на поверхность (< 30 % площади) расположены на востоке в пределах Алданского и Анабарского щитов, на юго-западе слагают Шарыжалгайское и Бирюсинское поднятия, а на западе платформы — Приенисейское поднятие. Многочисленные исследования этих площадей с использованием геофизических методов позволили описать структуру и последовательность формирования кратона. Однако состав и возраст подстилающих, не выходящих на поверхность горизонтов коры не были исследованы. Авторами предпринято изучение состава и датирование образцов коровых ксенолитов в кимберлитах и керна глубоких скважин на северо-востоке кратона, предваряемое обзором основных элементов структуры и этапов эволюции кратона в целом. Показано, что петрологические и геохронологические различия между нижней корой на глубине отрыва ксенолитов кимберлитами и на эрозионной поверхности кратона, под рифей-фанерозойским чехлом мощностью 2—4 км, невелики и не имеют системного характера, а являются локальными.

Структура Сибирского кратона

Структурно-вещественные подразделения и терминология. Выделены террейны, объединенные в тектонические провинции (составные террейны, супертеррейны в соответствии с существующим пониманием аккреционной тектоники [14]), поверхности сочленения — сутуры (коллизионные зоны, разломные зоны столкновения) [6]. Террейны имеют размеры в несколько сотен и тысяч километров. *Гранулит-гнейсовые террейны* состоят главным образом из ортопироксеновых плагиогнейсов, двупироксеновых мафических кристаллосланцев (предположительно островодужные метавулканиты), а также метакarbonатов и ортопироксеновых кварцитов, в совокупности относящихся к гранулитовой фации метаморфизма. Они смяты в узкие (несколько километров в размахе крыльев) изоклиальные складки, нередко участвующие в строении крупных анти- и синформ, и прослеживаются под покровом отложений чехла благодаря интенсивным положительным линейным магнитным (ΔT_c) и повышенным гравитационным аномалиям.

Гранит-зеленокаменные террейны включают обширные изометричные, амeboобразные ареалы гранитоидов, между которыми зажаты линейные складки, сложенные основными вулканитами и граувакками (зеленокаменные пояса), метаморфи-

зованными в зеленосланцевой и/или амфиболитовой фашиях, и занимающими 10–20 % площади. Эта ассоциация достаточно отчетливо выделяется по слабо отрицательным нелинейным, мозаичным магнитным и пониженным гравитационным аномалиям, в которых установлены крупные погребенные гранитные плутоны. Тогда как линейные, разноориентированные зеленокаменные пояса и/или основные—ультраосновные интрузии отличаются повышенным положительным магнитным полем.

Необходимо отметить, что гранит-зеленокаменные ассоциации принадлежат к геофизической верхней «гранитной» коре, а гранулит-гнейсовые — к нижней, «гранулит-базитовой», поэтому на площади возможно сочетание обеих ассоциаций в пределах одного террейна. Однако разделение гранит-зеленокаменных и гранулит-гнейсовых террейнов обосновывается наблюдаемыми коллизионными соотношениями между ними и индивидуальными геохимическими и изотопно-возрастными характеристиками каждого террейна. Поэтому такое разделение оказывается полезным рабочим инструментом региональных исследований впредь до получения новых данных, необходимых для более детального расчленения тектонических элементов Сибирского кратона.

Сутуры представляют собой сутурные швы (коллизионные зоны, разломные зоны), по которым происходило столкновение и слипание (аккреция, амальгамация) террейнов, а по своему внутреннему строению это — макромеланж со структурными признаками сдавливания и надвигания (внутренняя складчатость обтекания). Сутуры сложены разнообразными blastomylonитами и тектонитами, мигматитами, автохтонными гранитоидами, а также содержат фрагменты метаморфизованных островодужных вулканогенно-осадочных отложений [12] и крупные отторженцы гранулитов соседних террейнов и массивов анортозитов. При ширине от нескольких сотен метров до 30 км, сутуры отчетливо прослеживаются под чехлом на расстоянии более 1000 км, поскольку отличаются интенсивным знакопеременным линейным магнитным полем.

Прежде чем объединиться в структуру кратона, террейны, по-видимому, группировались в *тектонические провинции* или супертеррейны, столкновение и слипание которых привело позднее к возникновению единого кратона. На северо-востоке кратона выделяется Анабарская провинция, сложенная преимущественно гранулит-гнейсовыми террейнами, и Оленекская, преимущественно гранит-зеленокаменная, на юго-востоке установлены сложенные в основном гранулит-гнейсовыми террейнами Алданская и Становая провинции, а на западе — гранит-зеленокаменная Тунгусская провинция (рис. 1, А).

Геохронология архейских событий. Изначально разнородные и независимые микроконтиненты, превращенные при коллизии в тектонические блоки — террейны, образовавшие 1,8–1,9 млрд. лет назад структурную мозаику современного Сибир-

ского кратона, имели различную геологическую историю [23]. По наиболее древним датировкам выявляется время возникновения сиалической коры микроконтинентов. В современной шкале раннего докембрия выделяются следующие эры (эратемы): палеопротерозой, нео-, мезо-, палео- и эоархей с верхними границами соответственно 1,6; 2,5; 2,8; 3,2 и > 3,6 млрд. лет [17]. На Сибирском кратоне к *палеоархею* относятся первые события в пределах *Алданского террейна* одноименной тектонической провинции, где получены воспроизводимые датировки тоналитовых гнейсов 3,57 млрд. лет. В эту эру начали формироваться террейны: *Сутамский* Становой провинции, 3,46 млрд. лет (мафический гранулит); *Далдынский* Анабарской провинции, 3,35 млрд. лет, (метамифиты); *Тунгусский* одноименной провинции, 3,25–3,29 млрд. лет (тоналиты); *Олекминский* Алданской провинции, 3,21–3,25 млрд. лет, (тоналитовые гнейсы). В нео-

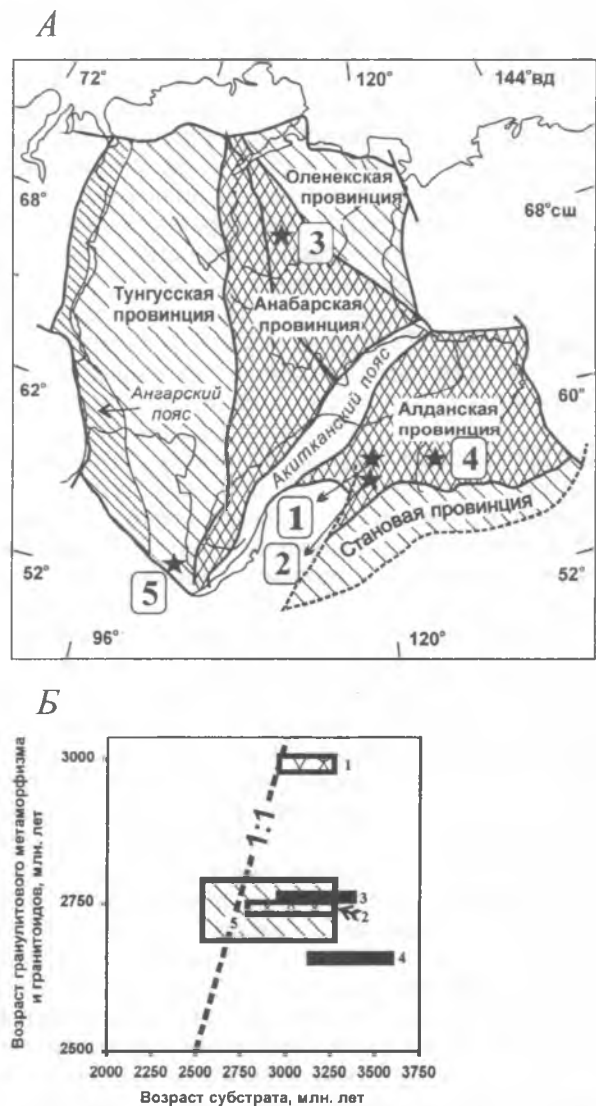


Рис. 1. Тектонические провинции (супертеррейны) Сибирского кратона (А), возраст субстрата и допротерозойского метаморфизма древних террейнов (Б): 1 — Тунгурсинский зеленокаменный пояс; 2 — Олондинский зеленокаменный пояс; 3 — Далдынский гранулит-гнейсовый терреин; 4 — Алданский гранулит-гнейсовый терреин; 5 — Шарыжалгайский полиметаморфический комплекс, основание Тунгусского гранит-зеленокаменного террейна

архее начали образовываться террейны: *Тындинский* Становой провинции, 2,78 млрд. лет (тоналит); *Канский*, (гнейсы) в Тунгусской провинции, 2,73 млрд. лет. *Бирюсинский*, 2,6—2,7 млрд. лет — возраст корового источника гранитоидов. Очевидно, что сиалическое вещество большинства первых микроконтинентов появилось преимущественно в палеоархее, 3,2—3,6 млрд. лет назад, тогда как лишь некоторые из них (ныне это террейны, расположенные на юге Сибирского кратона) начали формироваться в неоархее, 2,5—2,8 млрд. лет назад. Эта наиболее ранняя кора была представлена главным образом тоналитами и мафитами. В мезоархее (интервал 2,8—3,2 млрд. лет) новообразования микроконтинентов, по-видимому, не происходило, а поступление нового вещества из мантии было локализовано внутри возникших ранее микроконтинентов.

В более поздней истории террейнов гранулитовый метаморфизм и анатектическое выплавление чарнокитов и гранитов были, по-видимому, обусловлены коллизией континентальных масс по модели [10, 16, 20]. Датировки гранулитового метаморфизма и выплавления чарнокитов разбросаны во многих публикациях и обычно не сопровождаются системным тектоническим анализом, поэтому придется ограничиться их перечислением, чтобы показать широкое распространение этих процессов (данные суммированы в [23]). В Олекминском террейне (Алданская провинция): зеленокаменный пояс Тунгурча, судя по датировкам 2999—2984 млн. лет, претерпел выплавление синтетектонических гранитов; зеленокаменный пояс Олондо — 2751, 2738 млн. лет, приразломный гнейс. Сутамский террейн (Становая провинция) претерпел изменения 2660 млн. лет назад, когда выплавился чарнокит; Далдынский террейн, 2760 млн. лет — метаморфогенный гранулитовый циркон; Тунгусский террейн одноименной провинции — 2784, 2775, 2710, 2700 млн. лет — чарнокит. По-видимому, наиболее ранние коллизионные процессы проявились при аккреции зеленокаменных поясов Олекминского террейна $\approx 3,0$ млрд. лет назад и повторились на более обширных площадях спустя примерно 250 млн. лет, в интервале 2,7—2,8 млрд. лет. Последние более поздние процессы охватили Далдынский, Тунгусский и Сутамский террейны. На основе единичных датировок отмечается, что на Алданском щите в одноименной провинции последние позднеархейские коллизионные события имели место около 2608 ± 15 млн. лет назад, в то время как в пределах Шарыжалгайского выступа они относятся к интервалу 2649 ± 6 — 2557 ± 28 млн. лет [11]. По-видимому, на юге кратона (в современной структуре) проявилась более поздняя эпоха коллизии, $\approx 2,6$ млрд. лет назад. Примеры соотношений датировок субстрата и наложенного гранулитового метаморфизма приведены на рис. 1, Б.

Гранулитовый метаморфизм и анатексис в конце архея, вероятно, обусловлены коллизией сиалических блоков с образованием единого суперконтинента Пангея-0, $\approx 2,6$ млрд. лет назад [1, 15], кон-

фигурация которого пока недоступна геологическим реконструкциям, однако время формирования ограничено на Сибирском кратоне интервалом в 200 млн. лет (от 2,8 до 2,6 млрд. лет), что вполне сопоставимо с продолжительностью отдельных, более поздних эпох коллизии, например, в палеопротерозое Финляндии интервал ≈ 100 млн. лет [22]. После распада этого первого суперконтинента, $\approx 2,5$ млрд. лет назад, вновь возникли микроконтиненты, с которыми связаны различные вулканогенные и осадочные новообразования [6].

Палеопротерозойские новообразования. Эти вещественные комплексы образуют самостоятельные складчатые структуры, а также макромеланж в сутурах. В первом приближении новообразования можно разделить на ряд типов, различающихся по возможным тектоническим обстановкам формирования [7]. Их актуалистическая интерпретация кажется приемлемой, если учесть, что мощность коры террейнов на момент архейской коллизии примерно соответствовала мощности современной континентальной коры, что документируется давлениями при гранулитовом метаморфизме. Среди таких более поздних структур, в разной степени метаморфизованных, можно выделить *складчатые пояса* (деформированные чехлы, осадочные бассейны пассивных континентальных окраин); *орогенные пояса*, включающие островодужные или рифтогенные вулканиты, и *аккреционные призмы*, маркированные отложениями палеоокеанических пространств. Возраст 2,5—2,0 млрд. лет [7]. Самый молодой Улканский складчатый пояс на востоке Алданской провинции, вблизи границы со Становой провинцией, возник 1,7 млрд. лет назад, в конце эпохи палеопротерозойской коллизии, по-видимому, как структура *локального коллапса* коллизионного горного сооружения. Показателен в этом отношении Аkitканский орогенный пояс (рис. 1, А), начавший формироваться $\approx 2,0$ млрд. лет назад, как океаническая островная дуга, позднее зажатая между столкнувшимися Анабарским и Алданским супертеррейнами. Выплавление А-гранитов произошло 1,8 млрд. лет назад [5] в посткинematических условиях при коллапсе образовавшейся коллизионной призмы [6].

Наблюдаемая сегодня структура Сибирского кратона возникла 1,8—1,9 млрд. лет назад, в время последней эпохи аккреции микроконтинентов вместе с сопровождающими их палеопротерозойскими новообразованиями, когда образовался суперконтинент Пангея-1 [23]. Проявления этой эпохи рассмотрены ниже.

Изотопно-геохронологические особенности консолидированной коры региона

На примере Sm-Nd изотопных систем северо-востока Сибирского кратона (обнажения Анабарского щита) достаточно отчетливо видно, что вещество Далдынского и Маганского гранулит-гнейсовых террейнов, также как и Биректинского гранит-зеленокаменного, отделялось от истощенной мантии в разное время. Изотопная эво-

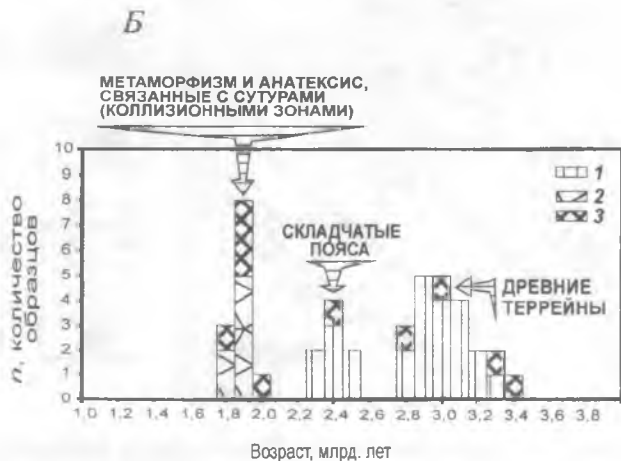


Рис. 2. Изотопная эволюция и возраст процессов формирования земной коры на северо-востоке Сибирского кратона (данные для Анабарского щита): А — изотопная эволюция Sm-Nd систем фундамента [8]: 1 — возраст по валовым Sm-Nd изохронам, 2 — датирование U-Pb методом по цирконам, 3 — средние значения отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ для пород соответствующих комплексов, DM — эволюционная линия деплетированной мантии; Б — изотопный возраст процессов в земной коре: 1 — Sm-Nd модельный возраст, T(Nd)DM (25 определений.); 2 — Sm-Nd минеральная изохрона (7); 3 — U-Pb метод по циркону, верхнее пересечение (10) [9]

люция была независимой, т. е. эти сиалические блоки коры развивались независимо один от другого. Средние значения отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ $0,11 \pm 0,12$ указывают на то, что вещество террейнов можно отнести к категории зрелой континентальной коры с $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \approx 0,112$ [27] (рис. 2, А).

На северо-востоке Сибирского кратона U-Pb-методом по цирконам зафиксирован возраст мигматитов, гранитоидов и чарнокитов, 1,8–1,9 млрд. лет. Установлен совпадающий с ними возраст гранулитового метаморфизма плагиогнейсов и метамафитов по Sm-Nd минеральным изохронам для ассоциаций минералов, включающих гранат, пироксены, плагиоклаз и валовый состав (рис. 3, Б) [8]. Такое совпадение во времени определялось геодинамической ситуацией. Оно является следствием саморазогрева утолщенной коры в коллизионной призме [16], когда происходит ареальный гранулитовый метаморфизм террейнов (датированный по Sm-Nd минеральным изохронам), сопровождаемый локальным парциальным плавлением в обводненных зонах разломов — сутурах, где

возникают автохтонные мигматиты и гранитоиды (датированы по цирконам). Это коллизионное событие широко распространено на всей площади Сибирского кратона.

Модельные Sm-Nd-датировки, T(Nd)DM, предположительно характеризующие время поступления расплава из мантии в кору микроконтинентов, относятся большей частью к архею (3,4–2,8 млрд. лет) и 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.

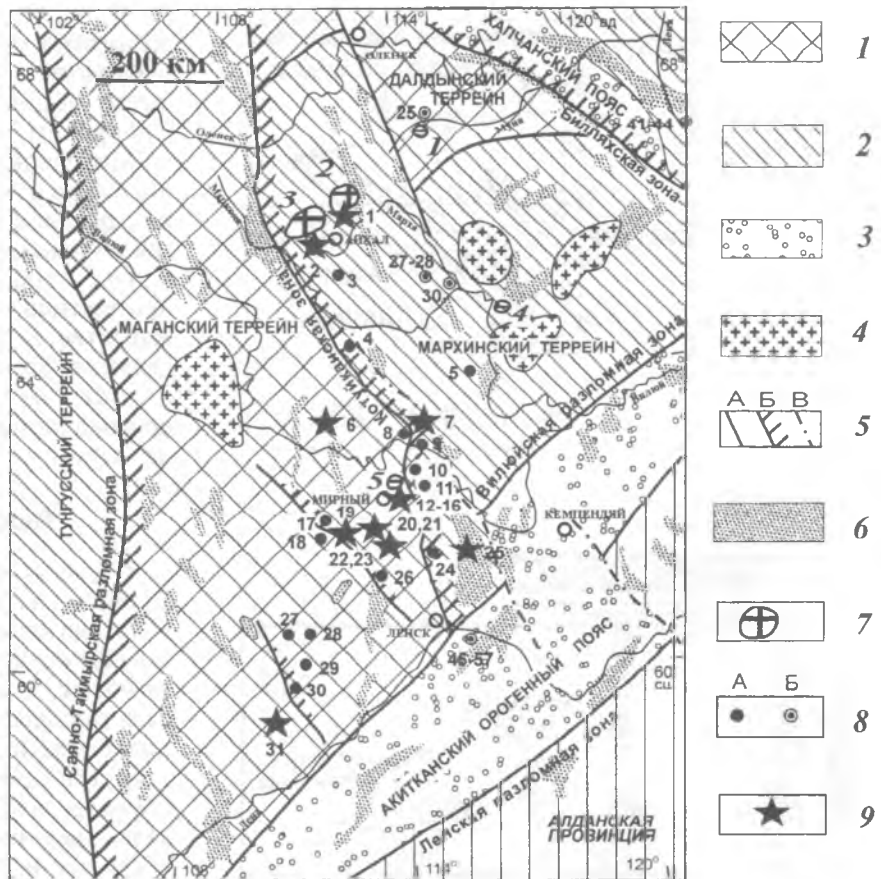
Нижние горизонты коры региона

Изучены образцы коровых включений в кимберлитах из полей Муна, Алакит, Далдын, Мирный и из керна скважин с глубин 2–4 км. Минеральный состав и петрохимия образцов из всех скважин (рис. 3) описаны в [9]. Это позволяет рассмотреть процессы порообразования на эрозионной поверхности кратона под платформенным чехлом и внутри подстилающей коры на глубинах отрыва коровых ксенолитов, т. е. охарактеризовать определенный объем коры коллизионной призмы. Извлекаемые из коры кимберлитовым расплавом или щелочными базальтами коровые ксенолиты обычно представлены гранулитами, значительно отличающимися от тех, которые выходят на поверхность в складчатых гранулитовых поясах, в первую очередь тем, что они оказываются более мафическими [26]. Глубина отрыва ксенолитов от континентальной коры кимберлитовым расплавом, возможно, соответствует уровню изменения физических свойств коры, выражающемуся в переходе от хрупких к пластичным деформациям. В коре древних платформ этот уровень расположен приблизительно на 25 км ниже эрозионной поверхности консолидированной коры [4], что составляет более 60 % мощности коры (обычно ≈ 40 км) древних щитов.

На основе описания керна скважин составлена геологическая карта закрытого фрагмента северо-востока Сибирского кратона в пределах Якутской кимберлитовой провинции (рис. 3). Сейсмические данные позволили представить структуру коры. В разрезе она состоит из наклоненных к северо-востоку пластин (рис. 4), что соответствует надвиганию в коллизионной призме. Такая структура соответствует наблюдениям наклонов пород и мелких изоклинальных складок на поверхности Анабарского щита. Надвигание террейнов происходило с северо-востока на юго-запад (в современной структуре), как и предполагалось в [25].

Количественные соотношения и первичная природа пород. Среди пород, слагающих коровые ксенолиты в кимберлитах, также как и пород, обнаженных на погребенной эрозионной поверхности гранулит-гнейсовых террейнов, в объемном отношении преобладают гранулитовые плагиогнейсы

Рис. 3. Схема геологического строения фундамента и расположения кимберлитовых полей и глубоких скважин в центральной части Якутской кимберлитовой провинции: 1 — гранулит-гнейсовые террейны, 2 — гранит-зеленокаменные террейны, 3 — метаморфизованные вулканы, осадочные породы, гранитоиды складчатых поясов, 4 — гранитные батолиты (по [6]). 5 — раннепротерозойские сугуры (А), надвиги с наклоном на северо-восток (Б); фанерозойские разломы-сдвиги (В); 6 — положительные аномалии магнитного поля ΔT_a , более +5 мЭ (по [6]), отражающие структуру фундамента, 7 — кимберлитовые поля: 1 — Муна, 2 — Далдын, 3 — Алакит, 4 — Накын, 5 — Мирный, 8 — скважины и их номера (А) [9], номера отдельных образцов из скважин (Б) [13]; 9 — скважины, в керне которых проведены изотопно-геохронологические исследования



(включающие в той или иной мере эндербиты) и метамфиты, а в складчатых поясах к ним добавляются метакarbonаты (в Хапчанском поясе Анабарского щита) и метапелиты, широко представленные в кимберлитовом поле Алакит [9]. Повышенная доля метамфитов, до 45 % в ксенолитах поля Далдын, не находит аналогов в большинстве обнаженных гранулитовых комплексах, и только уникальный зверевский комплекс Сутамского террейна (Становая провинция) содержит сходное количество. Особняком стоит гранит-зеленокаменный террейн Марха (поле Накын), где метавулканы и гранитоиды метаморфизованы в амфиболитовой фации, а коровые ксенолиты в кимберлитах содержат, как нигде много ($\approx 30\%$) слюдяных мигматитов и гнейсов амфиболитовой фации, отражающих гранитную составляющую этого террейна.

Первично преобладающая метамфит-плаггиогнейсовая формация была слоистой — переслаивание метакarbonатов и ортопироксеновых кварцитов, а плаггиогнейсы и метамфиты, по-видимому, образовались при метаморфизме вулканитов островодужного типа, принадлежащих к серии базальт—андезит—дацит—риолит, вследствие чего возникли зависящие от щелочности соответствующие петрохимические серии — толеитовая, известково-щелочная, высококалийная (шошонитовая) [24].

В целом сопоставление статистического распределения пород в ксенолитах и керне скважин, с одной стороны, и соотношения мощностей, выявленные на разрезах в обнажениях, — с другой [9], показывают, что нижняя кора Анабарской текто-

нической провинции на глубине отрыва ксенолитов кимберлитовой магмой (≈ 25 км) состоит, как правило, из таких же пород. Их количественные соотношения те же, что и в обнаженных комплексах как в гранулит-гнейсовых, так и в гранит-зеленокаменных террейнах. Глубинные горизонты коры первых представляют, по-видимому, островодужные ассоциации первичных микроконтинентов, о чем свидетельствует состав ксенолитов в кимберлитовых полях Муна (Далдынский террейн) и Мирный (Маганский террейн). Глубинные горизонты вторых, очевидно, отражают гранит-зеленокаменную ассоциацию (метамфиты — граниты + мигматиты, поле Накын, гранит-зеленокаменный террейн Марха). В других случаях они соответствуют по составу гранулит-базитовому геофизическому слою (кимберлитовые поля Далдын и Алакит, террейн Марха). В этом случае можно предположить, что гранит-зеленокаменная ассоциация развивалась на континентальной коре [18]. Встреченные здесь существенно метапелитовые ассоциации (поле Алакит, террейн Марха) представляют собой либо осадочные толщи зеленокаменного разреза, либо фрагменты складчатого пояса, наложенного позднее, подобно метакarbonатному Хапчанскому поясу Биректинского террейна в Оленекской провинции.

Изотопное датирование цирконов коровых ксенолитов из кимберлитов и керна скважин. Исследованные образцы представлены метаморфическими породами и подразделяются на кварцсодержащие гнейсы и бескварцевые (силикатные) кристалличе-

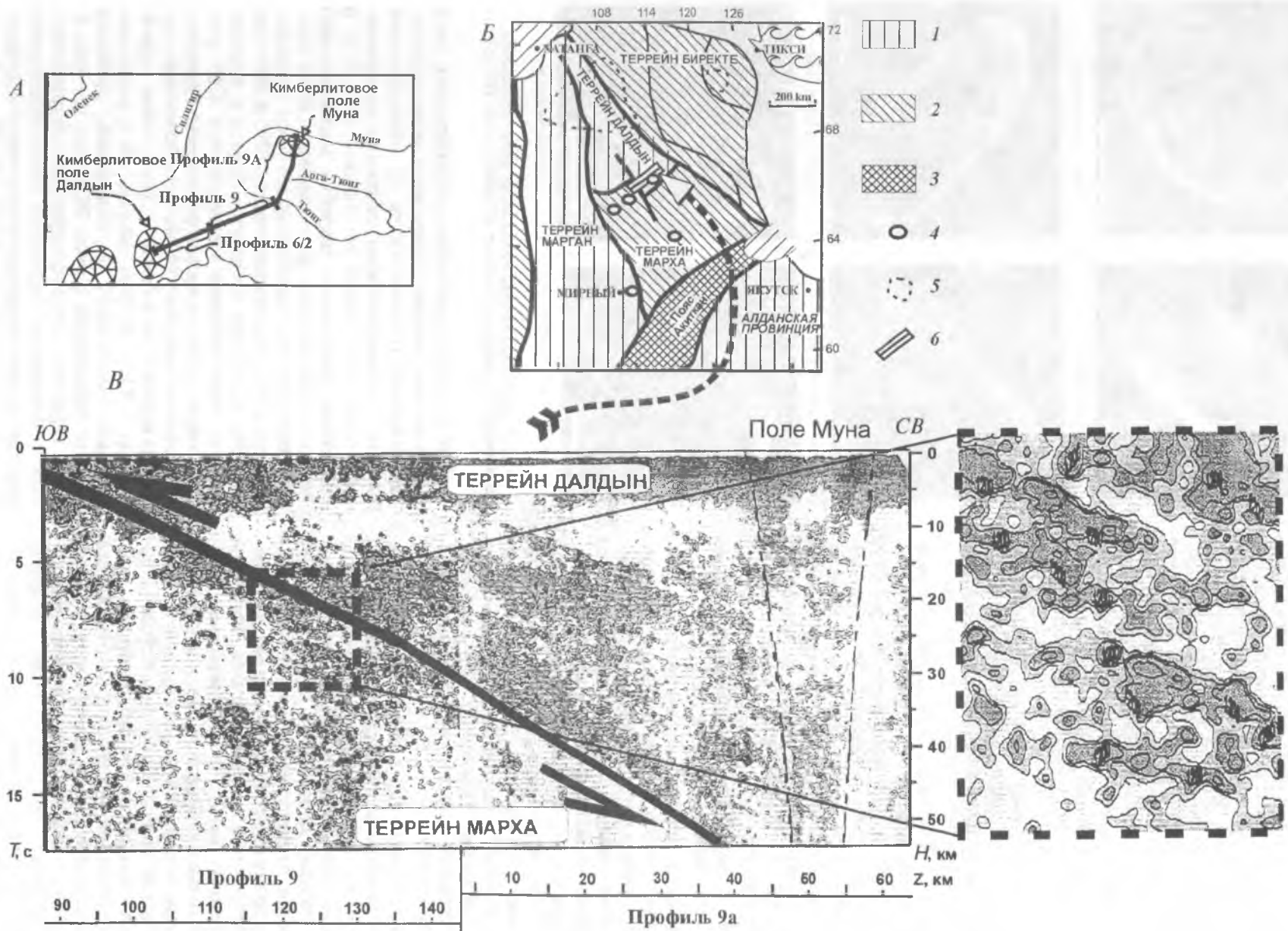


Рис. 4. Сейсмический разрез земной коры в центральной части Якутской коллизонной системы по данным сейсморазведочных наблюдений МОВ-ОГТ: А — схема района сейсмического профиля, Б — структурная схема района сейсмического профиля: 1, 2 — архей, террейны: 1 — гранулит-гнейсовые, 2 — гранит-зеленокаменные, 3 — акитканский орогенный пояс, островодужные вулканиты и интрузии, палеопротерозой, 4 — кимберлитовые поля, 5 — выходы консолидированной коры на поверхность 6 — положение участка, изученного сейсмическими методами; В — сеймопрофиль, построен в изолиниях скоростей рассеянных (отраженных) волн

ские сланцы и амфиболиты, в соответствии с систематикой [3], а эклогитоподобные породы отличаются повышенным содержанием граната. Образцы, отобранные из керна скважин в террейне Далдын, представлены гранулитами. В террейне Марха преобладают гнейсы амфиболитовой фации, а в террейне Маган подобные гнейсы являются диафторированными гранулитами. Среди изученных образцов керна скважин также присутствуют биотитовые граниты и их катаклазиты. Петрография и химизм этих образцов из скважин описаны в [9]. Среди изученных коровых ксенолитов в кимберлитах преобладают кристаллосланцы, состав которых, в мас %, : SiO_2 49–52; Al_2O_3 14–22; MgO 4–12; $\text{Na}_2\text{O} \geq \text{K}_2\text{O}$ (сумма до 5,5 мас %), соответствуют метабазальтам, как и эклогитоподобные породы. Кордиерит+силлиманит содержащие разновидности, по-видимому, относятся к метапелитам.

Изотопные U-Pb анализы выполнены в лаборатории ИГГД РАН. Разложение цирконов и выделение Pb и U проводилось по методике Кроу [19]. Уровень лабораторного загрязнения Pb не превышал 0,1 нг, а U — 0,01 нг. Изотопные измерения Pb и U выполнены на масс-спектрометре «Finnigan MAT-261». Ошибки измерения U/Pb изотопных отношений 0,5 %. Все расчеты проводились по программам Людвиг [21].

Цирконы в изученных породах можно разделить на три разновидности (рис. 5).

A — наиболее распространенные округлые, почти изометричные полупрозрачные бесцветные зерна циркона с умеренной трещиноватостью. Грани на сферической поверхности едва намечены. Это предположительно метаморфогенный циркон.

B — серый короткопризматический малопрозрачный циркон, встречается нередко, удлинение $\approx 1,5$, частично метамиктный. Ребра граней и вершины призм сильно закруглены. Наблюдается небольшое количество включений. По-видимому, это магматогенный циркон, испытавший интенсивный метаморфизм.

B — редок, отмечается, в основном в гранитах, бесцветный полупрозрачный трещиноватый остроконечный циркон с тупыми пирамидами, удлинение $\approx 2,5$. Циркон этого облика, очевидно, магматогенный, претерпевший деформации вплоть до разделения на блоки. Аналитические данные приведены в таблице и проинтерпретированы на рис. 6. Переходя к интерпретации, следует отметить, что из полученных данных наиболее достоверными представляются только конкордантные значения, и в меньшей мере построения с дискордией по трем точкам, тогда как дискордии по двум точкам не являются доказательными. Однако, учитывая уникальность изученного материала и невозможность повторить отбор образцов из тех же пород, мы приводим эти данные. Они носят предварительный характер, а значимость полученных оценок возраста определяется их соответствием эпохам породообразования, датированным в пределах прилегающего Анабарского щита, как и Сибирского кратона в целом.

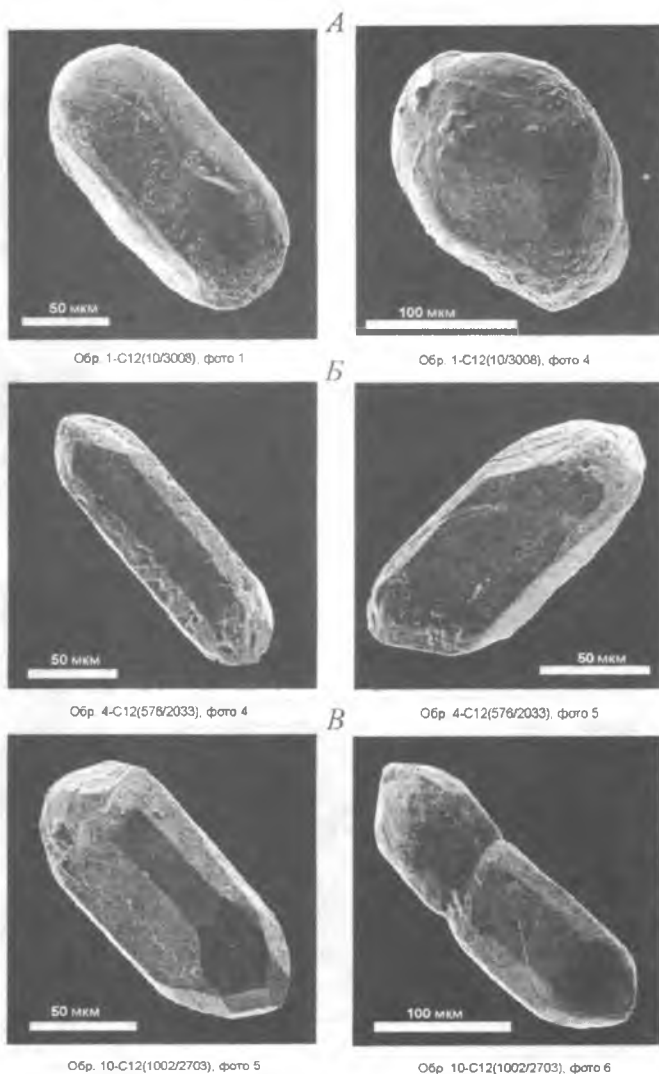


Рис. 5. Электронные микрофотографии представителей разновидностей циркона, CamScan MV2300D SEM, ИГГД РАН

Как в коровых включениях в кимберлитах, так и в образцах из скважин установлены метаморфогенные цирконы (разновидность *A*), обнаружившие близкие к конкордантным датировки коллизионной эпохи: 1,8–1,9 млрд. лет (таблица, № 1, 3, 9). В скважинах Маганского террейна магматогенный циркон из гранитоидов (разновидность *B*) по верхним пересечениям дискордий датирует процессы раннего анатексиса соответственно 2795 и 2650 млн. лет (рис. 6, *A*), что достаточно близко к возрасту раннего гранулитового метаморфизма 2760 млн. лет, полученного для метаморфогенного циркона в Далдынском террейне [8]. Метаморфогенный циркон из корового включения в Далдынском террейне (обр. 5-K11(3-12/260), таблица, № 5) удовлетворительно соотносится с дискордией, имеющей верхнее пересечение в точке 2650 млн. лет (рис. 6, *B*), и, вероятно, также датирует ранний гранулитовый метаморфизм. Дискордия метаморфогенного циркона из другого корового включения в Далдынском террейне (обр. 6-K11(3-15/340), таблица, № 4, по верхнему пересечению оценивает возраст древнего мафита в 3194 млн. лет, что удовлетвори-

Результаты U-Pb изотопного исследования циркона из коровых ксенолитов в кимберлитах и керна скважин

Номер	Номер образца аналитический (оригинальный)	Характеристика фракции, размер, мкм	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн.лет		
			Pb	U	I			II			206Pb/238U	207Pb/235Th	207Pb/206Pb
					206Pb/204Pb	206Pb/207Pb	206Pb/208Pb	206Pb/238U	207Pb/235Th				
1	2-K11 (Д-40)	50-150	156	414	2174	8,3174	4,5917	0,32593	5,1301	0,95	1818,6	1841,1	1866,6
2	8-K11 (С-45)	50-150	820	1869	94,65	4,2461	0,4891	0,12761	1,5554	0,50	774,2	952,6	1391
3	11-K11 (С-99/463)	50-150	75	146	1447	7,9315	1,6754	0,34058	5,4911	0,86	1889	1899	1909,9
4	6-K11 (3-15/340)	Дискордия: 1856±27 и 3194±28 [±30] млн.лет; СКВО = 0,000											
		50-150	188	341	20950	4,8933	9,1634	0,48706	13,7000	0,95	2558	2729	2858,5
		<80 ¹	9,84	20,82	9708	6,035	5,3406	0,40594	9,2114	0,97	2196,3	2359,2	2503,2
5	5-K11 (3-12-260)	50-150	101	200	4264	5,4660	5,7642	0,43034	10,696	0,98	2307,2	2497,1	2655,3
6	3-K11 (М-2017)	50-150	49	282	831,8	6,2023	4,9898	0,14489	2,9149	0,66	872,5	1386	2298
7	8-C12(706/3100) [2] ²	50-130	69,2	271	1923	5,9305	6,2638	0,22538	5,0428	0,97	1310,3	1826,5	2479,5
8	1-C12(10/3008) [6]	50-130	274	727	2551	4,9032	6,1246	0,31824	8,7534	0,96	1781,1	2312,7	2822
9	2-C12(100/2020) [20]	<50 ³	4086	2327	6252	8,5619	0,2017	0,3325	5,2612	0,99	1850,5	1862,6	1876,1
10	11-C12(2323/2073)[15]	50-130	121	283	455,5	4,8335	4,0632	0,33427	8,3096	0,96	1859,1	2265,4	2655,6
11	4-C12(576/2033) [23]	50-150	110	266	1659	5,0480	15,852	0,38477	10,136	0,99	2098,5	2447,2	2751,2
12	13-C12(20702/2201)[31]	Дискордия: 127±14 и 2650±5,6 млн.лет; СКВО = 0,025											
		>110;d>4,1	284	685	1238	5,3480	5,4986	0,34937	8,5393	0,99	1931,6	2290,1	2627,5
		d<4,1	98,2	274	1794	5,4652	5,774	0,30561	7,4227	0,97	1719,1	2164,6	2618,6
		<80;d>4,2	210	396	262,7	4,4573	3,4025	0,38737	9,5059	0,73	2110,6	2388,1	2634,1
13	10-C12(1002/2703) [7]	Дискордия: 132±14 и 2795±6 [±9,3] млн.лет; СКВО = 0,50											
		<80	152	529	919,6	4,9492	6,5512	0,24555	6,4037	0,98	1415,5	2032,8	2734,7
		80-110	132	471	2049	5,1310	7,6016	0,24459	6,3808	0,97	1410,5	2029,6	2735,2
		110-130	162	475	2131	5,0790	7,7891	0,29742	7,8506	0,98	1678,5	2214,0	2754,6

Примечания. I – скорректированные на фракционирование и бланк, II – скорректированные на фракционирование, бланк и обычный свинец; ¹ выщелачивание, НРФ – 7 ч, ² в круглых скобках номер скважины/глубина отбора пробы, в квадратных – номер скважины на рис. 3; ³ монацит. Определения изученных пород (минералы перечислены в порядке увеличения содержаний): 1 – Grt-Cpx-Pl – SCH; 2 – Pl-Grt-Pl – GNS; 3 – Grt-Pl- Amp-Pl – GNS; 4 – Grt-Cpx-Pl – ECR; 5 – Cpx-Pl-Pl – SCH; 6 – Cpx-Pl-Pl – SCH; 7 – Crd-Orx – GNS; 8 – Cpx-Amp-Bt – GNS; 9 – Sil-2Mic-Pl – GNS; 10 – Amp – GNS; 11 – Mic-Pl – GNS; 12 – Amp – GRN; 13 – Bt – GRN; Amp – амфибол, Bt – биотит, Crd – кордиерит, Cpx – клинопироксен, Grt – гранат, Mic – слюды, Orx – ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Sil – силлиманит, ECR – эклогитоподобная порода, GNS – гнейс, GRN – гранит, SCH – кристаллосланец, а их сочетание определяет название породы, например биотитовый гнейс обозначен как Bt-GNS. Места отбора коровых ксенолитов (№ 1–6). Террейн Марха, 1 – поле Далдын, тр. Дальняя; 2,3 – поле Алаakit, тр. Сытыканская; 4,5 – террейн Далдын, поле Муна, трубка Заполярная. 6 – террейн Маган, поле Мир, трубка Мир. Скважины (№ 7–13), 7 – террейн Марха; 8–13 – террейн Маган, в том числе 13 – катаклазит биотитового гранита, слагающий блок в сутуре Котуйкан.

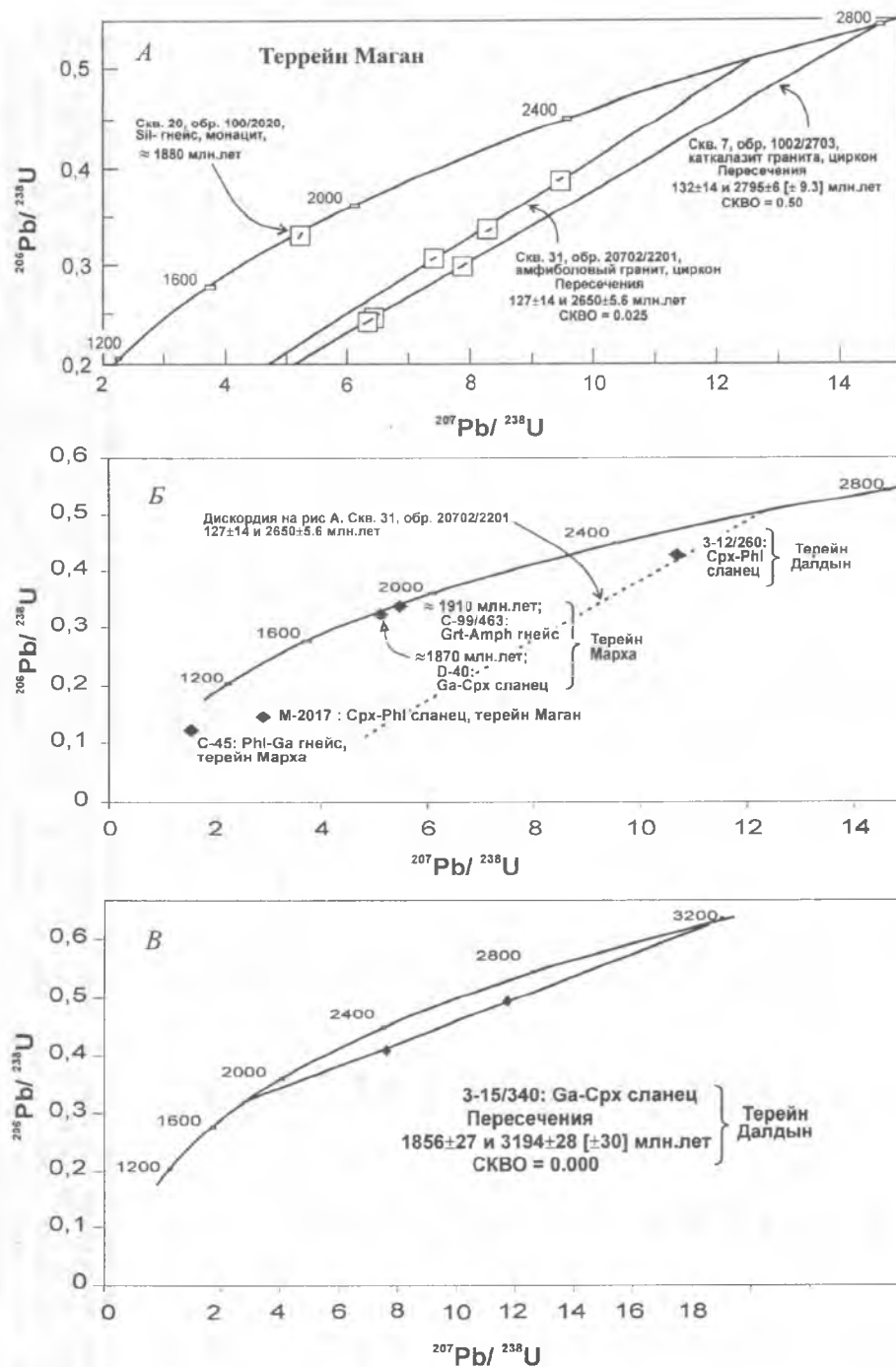


Рис. 6. Диаграммы с конкордией для U-Pb исследований циркона: А — данные по керну скважин; Б — данные по коровым включениям в кимберлитах; В — дискордия для циркона из корового включения кристаллического сланца, обр. 3-15/340

тельно согласуется с результатами определения модельного Sm-Nd возраста, $T(Nd)DM$ в породах этого террейна, а по нижнему — поздний гранулитовый метаморфизм, происходивший 1,86 млрд. лет назад (рис. 6, В).

Заключение

Рассмотрен состав и возраст коровых включений в кимберлитах и образцов из керна скважин с глубин 2—4 км на северо-востоке Сибирской платформы. Охарактеризованы процессы пороодообра-

зования на эрозионной поверхности кратона под платформенным чехлом и внутри подстилающей коры, т. е. получена информация на объем земной коры Якутской кимберлитовой провинции. Благодаря изучению керна скважин, выявлено продолжение структур, обнаженных на Анабарском щите (Далдынский и Маганский гранулитогнейсовые террейны) и описан комплекс Мархинского гранит-зеленокаменного террейна, полностью перекрытый чехлом. Это позволило составить схематическую геологическую карту региона. Интерпретация сейсмических данных показала, что земная

кора региона на всю ее глубину состоит из наклоненных к северо-востоку пластин, что соответствует представлениям о надвигании террейнов с северо-востока на юго-запад.

Статистические данные по коровым ксенолитам различных кимберлитовых полей позволили сопоставить объемные соотношения (частоты встречаемости) типов пород на глубоких горизонтах коры, с одной стороны, и на измеренных разрезах обнаженных площадей, главным образом на Анабарском щите, — с другой. Систематические различия в количественных (объемных) соотношениях типов пород не выявлены. Гранулитовые двупироксеновые плагиогнейсы (вместе с эндербитами) и метамафиты в нижней коре преобладают, однако иногда превалируют метакarbonаты или метапелиты, по-видимому, образующие локальные, достаточно мощные толщи.

Датирование U-Pb методом обнаружило конкордантные значения метаморфогенных цирконов $\approx 1,9$ млрд. лет, соответствующие известным по всему Сибирскому кратону датировкам последней эпохи коллизии террейнов. Для магматогенных цирконов из гранитоидов, вскрытых скважинами, получены дискордии с верхним пересечением в 2,8 и 2,65 млрд. лет, что соответствует известным на кратоне датировкам раннего гранулитового метаморфизма и анатексиса. Метаморфогенный циркон из корового ксенолита Далдынского террейна охарактеризован дискордией с возрастом 3,2 (верхнее пересечение) и 1,86 (нижнее пересечение) млрд. лет, что отвечает известному ранее времени образования древних вулканитов этого террейна и коллизионного метаморфизма террейнов соответственно. Интенсивная дискордантность цирконов, использованных для построений с конкордией, а также небольшое количество точек (2—3) не позволяют считать полученные значения возраста окончательными. Они носят предварительный характер, а значимость полученных величин возраста определяется их соответствием эпохам породообразования, оцененным в пре-

делах прилежащего Анабарского щита, как и Сибирского кратона в целом. Очевидно, что нет систематических различий в главных возрастных рубежах, как установленных на поверхности, так и выявленных в глубинах нижней коры по ксенолитам и скважинам, а вся земная кора региона представляет собой коллизионную призму, сложенную сиалическим веществом древних террейнов.

Изложенные данные в совокупности с используемыми литературными источниками, позволяют высказать следующие соображения по составу, строению и формированию консолидированной коры как на северо-востоке Сибирской платформы, так и Сибирского кратона в целом. Образование вещества кратона началось в палеоархее (3,6—3,2 млрд. лет назад), частично в неоархее (2,8—2,5 млрд. лет назад), с формирования сиалических масс, которые можно отнести к категории островодужных микроконтинентов. В конце архея в течение 200 млн. лет (от 2,8 до 2,6 млрд. лет) почти повсеместно прошел гранулитовый метаморфизм и гранитный анатексис, предположительно связанный с континентальной коллизией и аккрецией первого суперконтинента Пангея-0. Когда этот суперконтинент распался, по-видимому, $\approx 2,5$ млрд. лет назад, возникли новые микроконтиненты, между которыми располагались океанические островные дуги, а на их кровле накапливались осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы. Затем 1,9—1,8 млрд. лет назад коллизионные процессы повторились. Микроконтиненты были надвинуты один на другой, деформированы, метаморфизованы и превратились в тектонические блоки (террейны). Сформировалась современная структура Сибирского кратона в составе суперконтинента Пангея-1, который распался уже в мезопротерозое, примерно 1,4—1,2 млрд. лет назад, а кратон превратился с изолированный континент в Палеоазиатском океане.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 03-05-64736, 02-05-64779.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. 409 с.
2. Злобин В.Л., Журавлев Д.З., Розен О.М. Sm-Nd модельный возраст метакarbonатно-гнейсовой формации Анабарского гранулитового комплекса западной части Анабарского щита, полярная Сибирь // Докл. РАН. 1999. Т. 368. № 1. С. 95—98.
3. Классификация и номенклатура метаморфических пород, справочное пособие / Под ред. Н.Л. Добрецова, О.А. Богатикова, О.М. Розена. Новосибирск: ОИГТМ, 1992. 205 с.
4. Леонов Ю.Г. Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3—20.
5. 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.
6. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, вопросы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 1—19.
7. Розен О.М. Ранний докембрий Восточно-Сибирской платформы // Mineralogical Journal (Ukraine). 2004. Т. 26. № 3. С. 5—87.
8. 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.
9. 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 керна скважин и включений в кимберлитах) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 1. С. 3—26.
10. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). М.: Научный мир, 2001. 186 с.
11. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Ковач В.П., Яковлева С.З., Мельников А.И., Бараш И.Г., Козаков И.К. Возрастные рубежи высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Шарыжалгайского выступа фундамента

- Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза / И.К. Козаков, А.Б. Котов. СПб.: Центр информационной культуры, 2003. С. 453–455.
12. Смелов А.П., Березкин В.И., Зедгенизов А.Н. и др. Новые данные о составе, строении и рудоносности Котуйканской зоны тектонического меланжа // *Отечеств. геология*. 2002. № 4. С. 45–49.
 13. Смелов А.П., Ковач В.П., Габышев В.Д. и др. Тектоническое строение и возраст фундамента восточной части Северо-Азиатского кратона // *Отечеств. геология*. 1998. № 6. С. 6–10.
 14. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника: понятийная база, проблемы и перспективы // *Проблемы глобальной геодинамики*. В. 2 / Под ред. Д.В. Рундквиста. М.: ОГИИ РАН, 2003. С. 32–56.
 15. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 604 с.
 16. England, P.C., Thompson, B. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism // *Jour. Petrol.* 1984. V. 25. Pt. 4. P. 894–955.
 17. Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. A new geological time scale, with special reference to Precambrian and Neogene // *Episodes*. 2004. V. 27. N. 2. P. 83–100.
 18. Greenstone belts / M. De Wit, L.D. Ashwal. Oxford: Clarendon Press, 1997. 809 p.
 19. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1973. V. 37. P. 485–494.
 20. LePichon X., Henry P., Goffe B. Uplift of Tibet: from eclogites to granulites — implications for the Andean Plateau and the Variscan belt // *Tectonophysics*. 1997. V. 273. P. 57–76.
 21. Ludwig K.R. A plotting and regression program for radiogenic-isotopic data // *US Geol. Surv.*, 1991. Open-File Rep. P. 91–445.
 22. Nironen M., Elliott B.A., Ramö O.T. 1,88–1,87 Ga post-kinematic intrusions of the Central Finland Granitoid Complex: a shift from C-type to A-type magmatism during lithospheric convergence // *Lithos*. 2000. V. 53. P. 37–58.
 23. Rosen O.M. Siberian craton — a fragment of a Paleoproterozoic Supercontinent // *Russian journal of earth sciences*. 2002. V. 4. N. 2. P. 103–119.
 24. Rosen O.M. Geochemistry of granulites and the Archean sialic crust formation in the Anabar shield (Northern Siberia) // *High grade metamorphics*. Athens: Theophrastus publications S.A, 1992. P. 69–102.
 25. 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. Amsterdam: Elsevier. 1994. P. 411–459.
 26. Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Rev. Geoph.* 1995. V. 33. N. 3. P. 267–309.
 27. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell. 1985. 312 p.

Геологический институт РАН
Институт геологии и геохронологии докембрия,
Санкт-Петербург
Институт минералогии и геохимии редких элементов
Якутнипроалмаз, АК АЛРОСА, Мирный
ЯНИГП АК АЛРОСА, Мирный
Рецензент — В.Я. Федчук