

УДК [550.93:551.72] (571.6)

*Посвящается светлой памяти
Леонида Пантелеймоновича Карсакова*

**ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЦИРКОНОВ
РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЛДАНО-
СТАНОВОГО ЩИТА: НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ, ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
ИНТЕРПРЕТАЦИЯ**

В.А. Гурьянов¹, Г.В. Rogанов², В.Н. Зелепугин³, М.И. Розинов³, Т.Е. Салтыкова³

¹*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000; e-mail: guryanov_v@mail.ru*

²*Центр региональных геологических исследований ФГУП “Дальгеофизика”, ул. Л. Толстого 8, г. Хабаровск, 680000*

³*Центр изотопных исследований, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ЦИИ ВСЕГЕИ), Средний проспект 74, г. Санкт-Петербург, 196106*

Поступила в редакцию 22 июня 2010 г.

Представлены результаты датирования цирконов метаморфических, ультраметагенных и метаморфизованных плутонических пород юго-восточной части Алдано-Станового щита U-Pb методом с использованием вторично-ионного микрозонда SHRIMP-II и дана их геологическая интерпретация. Полученные датировки отражают в большинстве случаев не время формирования пород, а время их преобразований на разных этапах и стадиях прогрессивного и регрессивного метаморфизма, ультраметаморфизма, магматизма и тектонических дислокаций. Выделено девять генерализованных групп значений изотопного возраста, отвечающих определенным геологическим событиям, которые коррелируются с тектоническими и петрологическими событиями в западных частях Становой гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей.

***Ключевые слова:* вторично-ионный микрозонд SHRIMP-II, архей, алданий, становий, сахаборий, удоканий, эндербиты, авляяканский комплекс, Алдано-Становой щит.**

ВВЕДЕНИЕ

При геологическом картировании фундамента платформ и разновозрастных складчатых областей всегда остро стоит проблема датирования полиметаморфических комплексов. Систематические структурно-геологические и петрологические исследования свидетельствуют о сложной и длительной истории эволюции последних [16, 19], но часто остается невыясненным, происходило ли формирование метаморфических пород в течение одного этапа метаморфизма или они являются полихронными образованиями и связаны с разными этапами становления этих комплексов. Многочисленные да-

тировки, получаемые с помощью различных геохронологических методов, свидетельствуют, как правило, о резком преобладании дат, отражающих последние этапы эндогенной эволюции, а ранние этапы часто остаются неустановленными [23]. В результате древнейшие стратотипические и петротипические комплексы пород приобретают новый статус, и в итоге ранняя геологическая история крупных регионов существенно искажается.

Проблема датирования и корреляции супраконтинентальных метаморфических и плутонических образований геохронологически слабо изученной юго-восточной части Алдано-Станового щита (АСЩ), осо-

бенно обострившаяся в связи с подготовкой к изданию полистных государственных геологических карт масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000 нового поколения, на протяжении многих лет является предметом дискуссий. Официально принятая современная схема их расчленения базируется в основном на геологических данных [13, 20, 27, 28, 36]. Результаты проведенных в последние десятилетия изотопно-геохронологических исследований кристаллических образований этой территории и АСЦ в целом привели некоторых исследователей к существенному пересмотру ранее сложившихся представлений о возрасте многих выделяемых здесь геологических комплексов, большей частью в сторону резкого их омоложения [9, 24, 26, 30]. В итоге эти новые данные оказались в противоречии с задокументированными взаимоотношениями геологических тел, сложенных разнообразными метаморфическими, плутоническими и ультраметаморфическими образованиями. Выявление среди них древнейших образований и расшифровка последовательности преобразований пород, в особенности если последние происходили в условиях высоких ступеней метаморфизма, является одной из сложнейших проблем геохронологии. В таких породах Rb-Sr и K-Ar изотопные системы, как правило, частично или полностью нарушены последующими термальными событиями и в большинстве случаев отражают время лишь самых поздних преобразований [23]. U-Th-Pb системы цирконов являются чрезвычайно сложными из-за различных комбинаций унаследования, частичного перераспределения химических элементов и нового роста кристаллических индивидов. Однако исследования цирконов на SHRIMP показали, что запись большей части термальной истории полихронных образований часто сохраняется в одной или нескольких генерациях их кристаллов, выделенных из любого образца породы [23, 31, 44, 52].

В пределах юго-восточной части АСЦ нижний докембрий представлен пятью крупными подразделениями. Они рассматриваются как подразделения региональной Сибирской шкалы [34, 36], их возраст до сих пор не получил достаточного изотопно-геохронологического обоснования. Результаты проведенных в этом направлении исследований, их геологическая интерпретация представлены ниже.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

Основу строения рассматриваемой территории составляют раннедокембрийские образования, которые на севере, востоке и юге перекрыты терригенны-

ми, карбонатными и вулканогенными отложениями верхнего протерозоя и нижнего палеозоя (рис. 1). С мезозойской тектоно-магматической активизацией связано образование Удско-Куйдусунского и Охотско-Чукотского наложенных вулканоплутонических поясов, сложенных терригенно-вулканогенными толщами и крупными телами гранитоидов мелового возраста. На основе комплексного анализа строения и формационного состава разрезов, структурного положения метаморфических и магматических комплексов, характера их деформаций, метаморфизма и других признаков в дорифейской истории района, согласно [34–36], выделяется пять крупных этапов, которым соответствуют пять региональных стратиграфических горизонтов [13, 20, 21, 27, 28, 36]: раннеархейские – алданий и становий, позднеархейский – сахаборий и раннепротерозойские – удоканий и улканий. Двум последним соответствуют стратотипические для Восточной Сибири и Дальнего Востока России разрезы нижнего и верхнего карелия. Метаморфические и ультраметаморфические образования алдания и становия, слагающие крупные блоки, составляют основу кристаллического фундамента юго-востока Сибирской платформы; зеленокаменными комплексами сахабория образованы шовные зоны (троги) в Становой области, нижнепротерозойские зеленосланцевые толщи, по мнению Л.И. Красного с соавторами [7], наращивают разрез сахабория в трогах. Неметаморфизованные осадочно-вулканогенные образования Улканского эоплатформенного прогиба составляют промежуточный между фундаментом и чехлом структурный ярус платформы. Улканий является стратиграфическим репером при установлении возраста метаморфических событий, поскольку его образования относительно хорошо датированы изотопными методами [18, 45, 46] и перекрыты практически неизменными нижнерифейскими отложениями чехла Сибирской платформы [15, 20, 21].

Кристаллические сланцы, гнейсы и другие метаморфические породы джанинской, чогарской, тырканской, удско-майской и кирано-лавлинской серий слагают одноименные крупные блоки [13, 20, 28]. Первые три серии, сложенные породами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации, отнесены к алданию; последние две с минеральными парагенезисами амфиболитовой фации по формационным и структурным признакам, характеру метаморфизма и соотношений с пространственно связанными с ними ультраметаморфическими древнестановыми гранитоидами, плутоническими образованиями токсско-алгаминского и лучинского комплексов – к становию.

Джанинский, Джугджурский и Чогарский блоки располагаются среди архейских толщ становия и

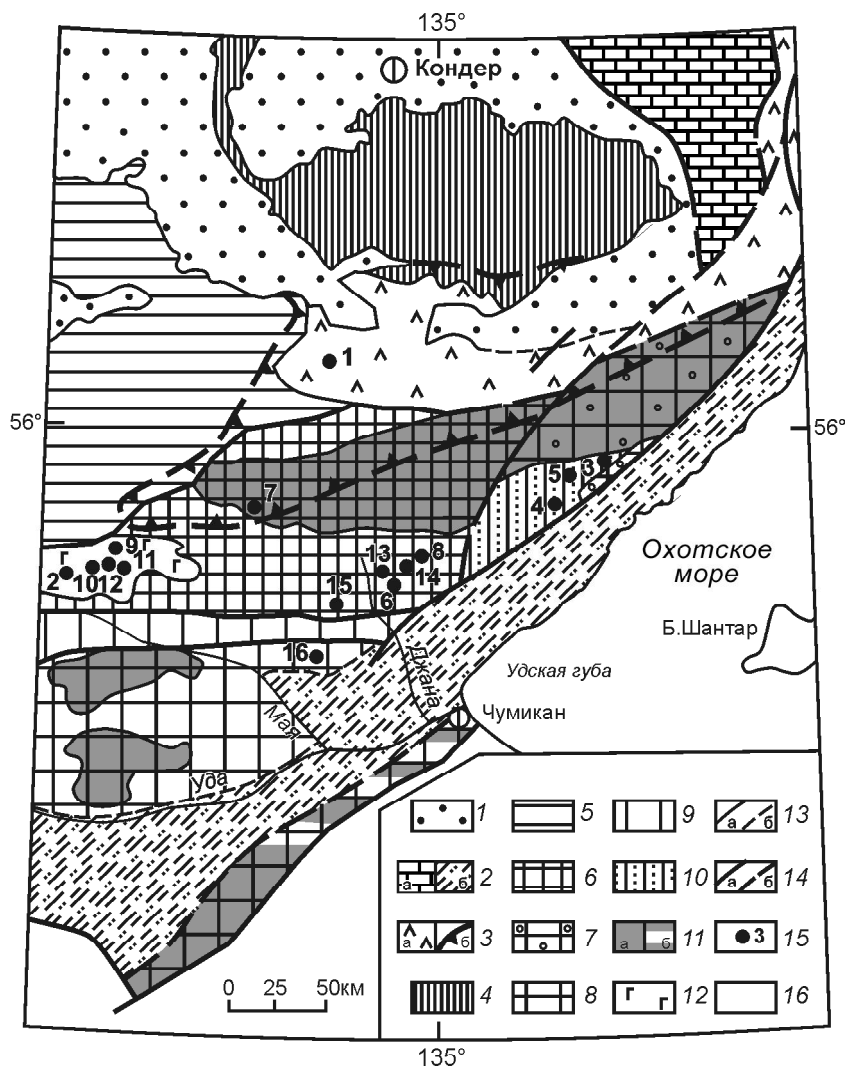


Рис. 1. Схема геолого-структурного районирования юго-восточной части Алдано-Станового щита (ранний докембрий–средний палеозой).

1 – Учуро-Майская плита ($R_1 - C_3$); 2 – Юдомо-Майская (а) и Аяно-Шевлинская (б) перикратонные складчатые зоны ($R_3 - C_3$, $R_3 - D_3$); 3 – Улканский интракратонный терригенно-вулканогенный прогиб (а) и контур одноименного вулcano-плутонического ареала (б) (PR_1^2); 4–10 – блоки архейд Алдано-Станового щита: 4 – Батомгский ($AR_1^2 - AR_2$), 5 – Тырканский ($AR_1^1 - AR_2$), 6 – Джанинский (AR_1^1), 7 – Джугджурский (AR_1^1), 8 – Чогарский ($AR_1^1 - PR_1^1$), 9 – Удско-Майский ($AR_1^2 - AR_2$), 10 – Кирано-Лавлинский ($AR_1^2 - AR_2$); 11 – основные области распространения пород древнеджугджурского комплекса: а – установленные, б – предполагаемые; 12 – основные области распространения метагаббро майско-джанинского комплекса; 13 – границы между разновозрастными структурно-вещественными комплексами (СВК): а – установленные, б – предполагаемые под мезозойскими образованиями; 14 – основные разломы: а – установленные, б – предполагаемые (“залеченные” интрузиями или перекрытые мезозойскими образованиями); 15 – места отбора проб на радиогеохронологические исследования и их номера (номера проб в табл. 3); 16 – СВК Амуро-Охотской складчатой системы ($C_1 - C_1$; P_{1-2}).

ограничены мощными зонами бластомилонитов и диафоритов. С гранулитовыми толщами джанинской и чогарской серий ассоциируют субсогласные тела и массивы габброидов майско-джанинского комплекса, испытавших метаморфизм вместе с протолитом этих серий, и ультраметаморфические гранитоиды двух типов: чарнокиты, эндербиты и мигматиты авляканского и плагиограниты, граниты и гра-

нитогнейсы марагайского комплексов [13, 28]. Гранитоиды этих комплексов слагают, как правило, лейкосому мигматитов, реже небольшие тела и массивы. Радиологические датировки по изотопным отношениям $^{207}Pb/^{206}Pb$ и $^{207}Pb/^{238}U$ пироксеновых кристаллических сланцев джанинской серии (проба 4084) и мигматизирующих их гранитов (проба 4104) между-речья Джана–Киранкан, полученные в лаборатории

ПГО “Сосновгеология”, составляют соответственно 3525–3500 и 3450–3400 млн лет [13, 29]. Метаморфиты вышеназванных блоков вмещают крупнейшие в Сибири и на Дальнем Востоке массивы анортозитов древнеджугджурского комплекса: Джугджурский, Сехтагский и Чогарский. Контакты их с породами джанинской и чогарской серий в основном тектонические, реже эруптивные [13, 14, 28, 37]. Установлено, что на ранних стадиях структурно-метаморфических преобразований анортозитов условия метаморфизма достигали гранулитовой фации, тогда же они испытали воздействие марагайских гранитоидов [5, 13, 28, 38]. Позднее они подверглись метаморфизму в условиях амфиболитовой фации в связи с формированием надвиговых пластин [13, 38]. Зоны сдвиговых деформаций, ограничивающие массивы, образуют субширотные структуры, прослеживающиеся в западном направлении вдоль всего Пристанового пояса [11, 38]. Радиологические датировки пород, цирконов и апатитов этих массивов, полученные с использованием изотопных термоизохронных методов, охватывают интервал 3300–1700 млн лет [33, 37, 38, 42 и др.]. Учитывая, что большая часть из них отвечает интервалу 1740–1700 млн лет, ряд исследователей развивает представление о генетической связи анортозитов с улканскими гранитоидами и о принадлежности тех и других к одной анортозит-рапакиви-гранитной ассоциации [24, 33, 45 и др.].

Результаты крупномасштабного геологического картирования Улканского прогиба и Геранской части Джугджурского массива убедительно свидетельствуют, что формирование Джугджурского габбро-анортозитового массива и улканской вулканоплутонической ассоциации было разделено длительным перерывом, в течение которого произошли процессы ультраметаморфизма, выплавление марагайских и древнестановых гранитоидов, инъецирующих анортозиты, глубокая эрозия кристаллического фундамента АСЦ с выведением на земную поверхность анортозитовых массивов, пенеппенизация поверхности фундамента и образование позднекарельской коры выветривания [13, 15]. Неоднократно отмечалось, что все анортозитовые массивы региона претерпели наложенные дислокации и метасоматические изменения в условиях гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций [5, 14, 37 и др.]. Складчатые структуры в Чогарском и Джанинском блоках сохранились фрагментарно, в большинстве своем они затушеваны более поздними процессами.

В Удско-Майском и Кирано-Лавлинском блоках становия, линейно вытянутых в субширотном направлении, откартированы сложно построенные синклинорные структуры с брахиформными складками

в центральных частях и сжатыми асимметричными наклонными до опрокинутых – в краевых [13, 14, 20]. Слоисто-кристаллические толщи удско-майской и кирано-лавлинской серий одноименных блоков мигматизированы плагиогранитами древнестанового комплекса, ареалы распространения которых отмечаются также в краевых частях Джанинского, Джугджурского и Чогарского блоков, где они слагают тела и массивы аллохтонного типа [13, 28]. Для гранитов, ассоциирующихся с метаморфитами кирано-лавлинской серии, радиологические датировки (7 проб) по изотопным отношениям $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ варьируют от 2760 до 3380 млн лет [14, 21]. С анортозитами Джугджурского, Сехтагского и Лавлинского массивов древнестановые гранитоиды имеют сложные инъекционно-метасоматические, реже эруптивные взаимоотношения. Метаморфизм станового этапа для пород, слагающих вышеназванные блоки, был прогрессивным, а применительно к вмещающим их гранулитам Джанинского, Чогарского и Джугджурского блоков, значительные части которых он захватывал, – регрессивным [13, 14, 20].

Современный структурный план Становой системы блоков (ССБ) (по [28]) предопределен складчатыми деформациями раннепротерозойского возраста [20, 21]. Эти дислокации, проявившиеся на всем протяжении Удско-Майского и Кирано-Лавлинского блоков, частично накладывались и на структурные ансамбли пород Чогарского, Джугджурского и краевые части Джанинского блоков. Обычно они рассматриваются как троговые приразломные. Вдоль шовных дислокаций и крупных разломов в бассейнах рек Мая и Удыхын (левый приток р. Уды) отмечаются разрозненные выходы слюдястых, двуслюдяных, эпидот-биотитовых и эпидот-амфиболовых сланцев с прослоями мраморизованных известняков, кварцитов и зеленокаменно измененных эффузивов основного состава, слагающих небольшие (шириной до 1–3 км) тектонические клинья, дискордантные к структуре вмещающих толщ.

По мнению Л.П. Карсакова [20, 21], эти зонально метаморфизованные образования являются реликтами бывших зеленокаменных поясов. На западном фланге Удско-Майского блока к ним пространственно тяготеют тела гранитоидов таксакандинского комплекса [5, 13]. По составу пород, структурному положению и степени метаморфизма толщи этих клиньев обнаруживают сходство с супракрустальными толщами гиллойского трогового комплекса сахабория, крупные выходы которого известны на смежной к западу территории в Таксакандинской и Джелтулакской шовных структурах [20, 21, 28]. Слюдяно-сланцевые толщи (до 500 м) с прослоями мраморизован-

ных известняков и зеленокаменно измененных основных эффузивов Верхнемайского клина на правом берегу р. Май смяты в складки, дислоцированность их возрастает вблизи пограничных разломов. Архейские породы обрамления шовной зоны бластомилонитизированы и диафторированы.

В серийных легендах Госгеолкарта-200 и -1000 нового поколения к нижнему протерозою в пределах рассматриваемой территории отнесены толщи филлитовидных эпидот-биотитовых, двуслюдяных сланцев с прослоями кварцитов и метапесчаников, сохранившиеся в шовных зонах в виде небольших тектонических клиньев на левобережье р. Джаны, в бассейнах рек Удыхын, Чайдах (бассейн р. Май) и других местах [14, 20, 28]. Породы наиболее изученной утанахской толщи (400 м) на левобережье р. Джаны метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. По составу, структурному положению и особенностям метаморфизма эти толщи коррелируются с нижнепротерозойскими желтулакской, сугджарской и другими сериями удокания западной части ССБ [21, 28] или с чульманской толщей Южно-Якутской системы блоков [28].

Радиологические датировки чульманских сланцев и прорывающих их гранитов колеблются в интервале 2150 ± 80 – 1920 ± 30 млн лет, что близко к возрасту удоканской надсерии [7, 27, 28]. U-Pb возраст чинейской серии удоканской надсерии оценивается в 2180 ± 50 млн лет; U-Pb и K-Ar датировки метаморфических минералов из различных частей разреза удокания не выходят за пределы 2100–1880 млн лет, Rb-Sr датировки пород верхней части его разреза дают близкие результаты – 1950 ± 101 млн лет [2, 7, 27]. Возраст гранито-гнейсового основания удоканской надсерии определяется в 2.63–2.56 млрд лет [2, 27]. Определения времени метаморфизма пород утанахской толщи по изотопным соотношениям $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (лаборатория ПГО “Сосновгеология”) колеблются от 2150 до 1890 млн лет [13], что близко к возрасту метаморфизма удоканского комплекса.

Как установлено в последние годы, глубинные разломы и шовные дислокации удоканского этапа контролируют размещение протяженных роев линзовидных, пласто- или дайкообразных тел никеленосных мафит-ультрамафитов кунманьенского комплекса и его аналогов [16, 17], пронизывающих метаморфические толщи джанинской и тырканской серий, массивы майско-джанинских метагабброидов и древнеджугджурских анортозитов. Эти тела дискордантны по отношению к разнородным складчатым структурам архейского фундамента, не претерпели регионального метаморфизма и не затронуты процессами гранитизации. В ЦИИ ВСЕГЕИ для них по-

лучены изохронные Sm-Nd датировки – 1812 ± 66 млн лет ($\epsilon_{\text{Nd}} = \pm 2.8$) и 1960 ± 160 млн лет ($\epsilon_{\text{Nd}} = 0.9$, MSWD = 0.05) [17]. Возрастными и формационными аналогами кунманьенского комплекса могут быть лучанский (1929 ± 13 млн лет), чинейский (1860 ± 44 млн лет), лукиндинский или олошкинский (1970–1870 млн лет) перидотит-габбровые комплексы юга Сибирской платформы [6, 7, 27, 28], ассоциирующие с толщами удоканского и гиллойского троговых комплексов. Лучанские интрузии, прорывавшие осадки желтулакской серии, сами интродуцированы тукурингскими гранитоидами с U-Pb возрастом по циркону 1866 ± 95 млн лет [26, 29]. В пределах Удско-Майского, Кирано-Лавлинского блоков, реже Чогарского и Джанинского блоков гранитоиды этого комплекса слагают межпластовые инъекционные тела и небольшие субконформные массивы, тяготеющие к зонам глубинных разломов, ограничивающих блоки [7, 13, 21]. Тукурингскими гранитоидами интродуцированы породы древнестанового комплекса и анортозиты Сехтагского и Чогарского массивов.

В Улканском прогибе складчатые структуры кристаллического фундамента Батомгского, Тырканского и Джанинского блоков АСЦ перекрыты немтаморфизованными, почти горизонтально залегающими осадочно-вулканогенными толщами нижнепротерозойской улканской серии (1840–1687 млн лет) [13, 15, 18, 46]. Последняя залегает с резким угловым несогласием на коре выветривания метаморфических образований и древнеджугджурских анортозитов Геранского массива и, в свою очередь, перекрыта нижнерифейскими отложениями уянской серии с базальными конгломератами в основании, с которых начинается разрез чехла Сибирской платформы [15, 18]. Широко развиты здесь интрузии габброидов гекунданского и гранитоидов улканского комплексов. Изотопный возраст (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr методы) последних – 1730–1676 млн лет [15, 18, 45, 46]. Улканский комплекс образует обширный ареал, охватывающий восточную часть АСЦ. По данным П.Г. Недашковского и А.М. Ленникова [32], других исследователей [13, 29], ареал распространения интрузий улканских гранитоидов протягивается в субширотном направлении почти на 500 км от хребта Джугджур на востоке до озера Бол. Токо на западе. Образования, аналогичные улканским, отмечаются в Билякчанском грабене [15, 28]. Внедрение улканских гранитоидов сопровождалось процессами метасоматической гранитизации, калишпатизации, кварц-полевошпатового и щелочного метасоматоза, которые сформировали в надинтрузивных и тектонически ослабленных зонах крупнообъемные тела контактово-метасоматических и гибридизирован-

ных порфиробластических пород типа сиенитов и монцонитов [15].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

На первом этапе было проанализировано различными методами по циркону и монацитам большое число проб интрузивных и вулканических пород Улканской вулcano-плутонической зоны, отобранных при тематических исследованиях и геологическом картировании масштаба 1:50 000 [15, 45, 46]. Анализы проб выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, ЦИИ ВСЕГЕИ и ряде зарубежных лабораторий. В результате для пород разных фаз улканского щелочно-лейкогранитового комплекса и кислых эффузивов элгэтэйской свиты улканской серии получены взаимосогласованные изотопные датировки, позволяющие определить их возраст как позднекарельский, а разрез осадочно-вулканогенной серии Улканского прогиба принять в качестве стратотипического для впервые выделенного в составе карелия регионального стратиграфического подразделения – улкания, используемого при стратиграфических и тектонических построениях как геологический репер [21, 28].

На следующем этапе в связи с составлением и подготовкой к изданию комплекта Госгеолкарты – 1000/3 для территории листа N-53 были исследованы (в ЦИИ ВСЕГЕИ) цирконы из 16 проб метаморфических и плутонических пород Джанинского, Чогарского, Удско-Майского и Кирано-Лавлинского блоков АСЦ, отобранных из дубликатов эталонных коллекций ФГУГП “Хабаровскгеология”, авторских коллекций и при поисковых работах в бассейнах рек Кун-Манье и Мая (рис. 1). Петрографический состав пород был исследован с помощью поляризационного микроскопа. Содержание породообразующих оксидов определялось традиционным весовым химическим методом в ЦИИ ВСЕГЕИ. Все 16 проб проанализированы с помощью локального датирования различных генераций цирконов с использованием вторично-ионного микрозонда SHRIMP-II U-Pb методом. Использование этого метода дает возможность детального исследования определенных областей кристаллов цирконов.

Выделение цирконов из пород производилось по традиционной схеме с применением тяжелых жидкостей. Окончательный отбор зерен, размеры которых варьируют от 60 до 360 мкм, осуществлялся вручную под биноклем. Отобранные кристаллы совместно с цирконовыми стандартами TEMORA и 91500 (с известными U-Th-Pb параметрами) были имплантированы в эпоксидную смолу

и ошлифованы приблизительно на половину своей толщины. Для выбора участков точек датирования на поверхности зерен использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения цирконов, отражающие внутреннюю структуру и зональность. Катодолюминесцентные изображения (CL) сделаны на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX 2500. Локальное U-Pb датирование цирконов проведено на прецизионном вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II по общепринятой методике [52]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составила 3–4 нА, диаметр кратера пробоотбора – 30 мкм, глубина – 3–4 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [48]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет [44]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне одной сигма, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне двух сигма. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [47].

Детальным исследованиям подверглись четыре наиболее представительные пробы пород, относящихся к продуктам метаморфизма гранулитовой фации и рассматривающихся как наиболее древние образования в составе Джанинского блока [13, 28]. Они представлены ультраметагенными гранитоидами маргайского (пр. 727) и авлаяканского (пр. 4174-2) комплексов, биотитовыми (пр. 4143) и биотит-пироксеновыми (пр. 4169-2) плагиогнейсами джанинской серии. Химические составы пород приведены в таблице 1; места отбора проб показаны на рис. 1.

Проба 727 представлена лейкократовым гнейсовидным роговообманково-биотитовым плагиогранитом с гетерогранобластовой структурой. Лейкократовые минералы (95–97 %): гетерозернистый ксеноморфный олигоклаз № 21–26 (55 %), альбитизированный по периферии, микроклинизированный олигоклаз (10 %), кварц (25–27 %). Меланократовые минералы (3–5 %) представлены скоплениями чешуек красно-бурого биотита, замещаемого хлоритом, и резорбированных зерен коричневой роговой обманки. Акцессорные и вторичные минералы (2 %): апатит, циркон, магнетит, ортит, ильменит, гидроксиды железа, альбит, хлорит, серицит и микроклин. Контакт плагиогранитов с вмещающими двупироксеновыми плагиогнейсами джанинской серии метасоматичес-

Таблица 1. Химический состав пород Джанинского блока, использованных для изотопно-геохронологических исследований.

№ на рис. 1	№№ проб	Компоненты (%)													
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п	сумма
6	727	68.73	0.32	16.81	0.63	1.33	0.03	0.74	2.90	4.97	2.12	0.10	0.71	0.93	99.39
8	4174-2	66.68	0.20	14.75	0.28	2.53	0.05	1.58	4.04	4.02	1.51	0.06	1.03	0.24	99.64
14	4169-2	65.30	0.57	16.70	1.03	3.86	0.07	2.22	3.18	3.39	2.24	0.05	-	0.75	99.40
13	4143	69.70	0.51	13.10	1.12	4.76	0.06	2.27	1.95	2.30	2.48	0.05	0.53	0.87	99.70

кий расплывчатый. Гнейсовидность плагиогранитов совпадает с полосчатостью вмещающих пород.

Проба 4174-2 – эндербит, образующий пластобразное тело среди мигматизированных двупироксеновых кристаллических сланцев джанинской серии. Имеет крупнозернистое сложение и гнейсовидную текстуру. Структура эндербита гранобластовая с элементами гипидиоморфнозернистой, диабластической и катакластической. Породообразующие минералы: плагиоклаз № 34–40 (50–55 %), кварц (20–25 %), ортоклаз (6–9 %), гиперстен (5–6 %), биотит красно-коричневый и зеленый (5–7 %), реликты клинопироксена (1–2 %). Характерная черта плагиоклаза – присутствие антипертитовых вростков от единичных до мезопертитов. Акцессорные и вторичные минералы представлены гранатом, цирконом, апатитом, рутилом, ильменитом, магнетитом, лейкоксеном, актинолитом, биотитом, хлоритом, эпидотом.

Проба 4143 – серый средне-крупнозернистый биотитовый плагиогнейс с грубополосчатой текстурой. Микроструктура лепидогранобластовая с элементами реликтовой аллотриоморфнозернистой и катакластической. Породообразующие минералы: кварц (35 %), плагиоклаз № 27–31 (30 %), ортоклаз (15–18 %), красновато-оранжевый биотит (15–17 %) и гиперстен (1 %). Акцессорные и вторичные минералы – ильменит, магнетит, гранат, циркон, апатит, рутил, биотит буровато-зеленого цвета и микроклин.

Проба 4169-2 – биотит-пироксеновый плагиогнейс средне-крупнозернистый грубополосчатый коричневатый-серый. Микроструктура характеризуется сочетанием нематогранобластовой и лепидогранобластовой с элементами катакластической. Состав: плагиоклаз № 36–41 (45 %), кварц (25 %), ортоклаз (10–13 %), реликты зерен гиперстена (до 10 %), клинопироксен (1–3 %) и красновато-коричневый биотит (до 5 %). Акцессорные и вторичные минералы представлены магнетитом, ильменитом, гранатом, апатитом, цирконом, сфеном, актинолитом, голубовато-зеленым амфиболом, зеленоватым биотитом, хлоритом, иддингситом и боулингитом.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты проведенных исследований представительных проб представлены в таблице 2 (<http://itig.as.khb.ru/POG/index.htm>)* и на рис. 2, 3. В большинстве отобранных проб (11) анализ проведен по 10 точкам. Отдельные пробы, где обнаружены наиболее древние датировки (около 3000 млн лет), проанализированы по 20 точкам. В плагиогнейсах джанинской серии, метагаббро майско-джанинского, эндербитах авляканского и плагиогранитах марагайского комплексов, а также в плагиогнейсах кирано-лавлинской серии зарегистрировано от 2 до 7–8 групп значений изотопного возраста, отвечающих определенным геологическим событиям (этапам преобразования пород) (табл. 3). Наиболее ранние из них (3383 ± 15 ; 3134 ± 21 ; $3045 \pm 20 - 3022 \pm 24$; 2937 ± 49 ; $2763 \pm 21 - 2659 \pm 30$; 2571 ± 45 млн лет) соответствуют палео-, мезо- или неогархею Международной стратиграфической шкалы, остальные (2471 ± 5 ; $2400 - 2316 \pm 37$; $2287 \pm 24 - 2101 \pm 52$; $2017 \pm 65 - 1910 \pm 10$; $1850 \pm 16 - 1793 \pm 44$; $1765 \pm 9 - 1685 \pm 10$ млн лет) – различным подразделениям палеопротерозоя [50]. В общей стратиграфической шкале нижнего докембрия России древнейшее значение отвечает раннему архею (саамию), четыре следующих – позднему архею (лопию), пятое – границе архея и протерозоя. В протерозойских датировках нашли отражение все подразделения раннего (сумий, сариолий, ятулий) и позднего (людиковый, калевий, вепсий) карелия; две самые молодые группы датировок отвечают рубежу раннего и позднего протерозоя [34, 35]. Одноактные геологические события, относящиеся к концу палеопротерозоя (вепсию), зафиксированы в гиперстеновых плагиогнейсах джанинской серии (1753 ± 9 млн лет), анортозитах древнеджугджурского комплекса (1722 ± 12 млн лет), амфиболитах кирано-лавлин-

*оригинальные таблицы 2 с представленными результатами проведенных исследований представительных проб см. <http://itig.as.khb.ru/POG/index.htm>

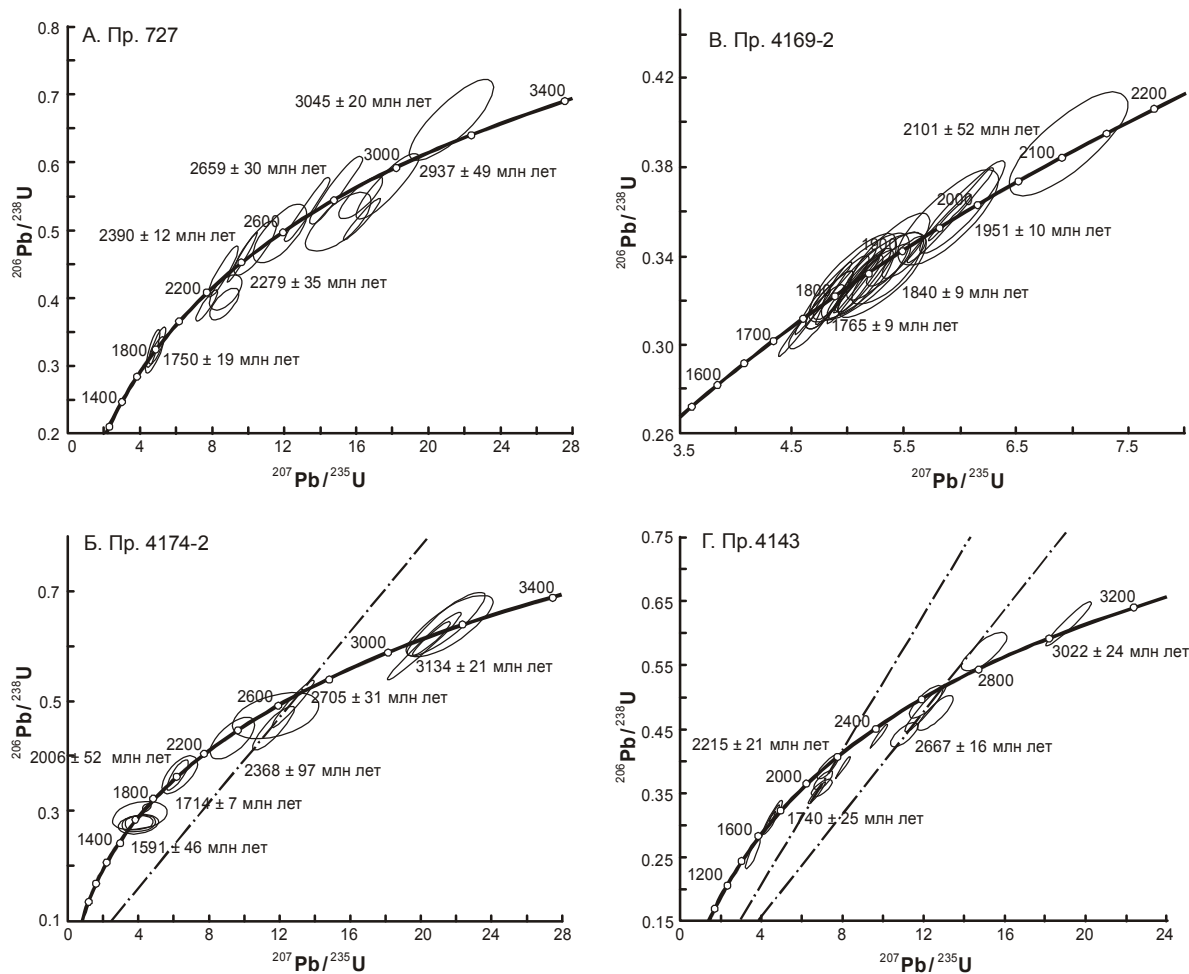


Рис. 3. Диаграммы с конкордией: А – для плагиогранитов марагайского (пр. 727), Б – для эндербитов авляяканского (пр. 4174) комплексов, В – для биотит-пироксеновых (пр. 4169-2) и Г – биотитовых (пр. 4143) плагиогнейсов джанинской серии.

ской серии (1741 ± 23 – 1739 ± 12 млн лет), плагиогранитах древнестанового и плагиовестеритах кунманьенского комплексов (1764 ± 59 и 1700 ± 12 – 1690 ± 14 млн лет, соответственно). Выделяется несколько реперных геохронологических уровней (табл. 4). Особенно показательны в этом отношении четыре пробы пород Джанинского блока (рис. 2–3): 727 – плагиогранит марагайского и 4174-2 – эндербит авляяканского комплексов, 4169-2 – биотит-пироксеновый плагиогнейс и 4143 – биотитовый плагиогнейс джанинской серии.

Цирконы плагиогранита (пр. 727) и эндербита (пр. 4174-2) представлены в основном округлыми короткопризматическими с множеством мелких граней кристаллами размером от 60 до 200 мкм (рис. 2). Присутствуют как прозрачные, так и обладающие высокой отражательной способностью индивиды. Их окраска меняется от бледно-розовой в прозрач-

ных и полупрозрачных зернах до темно-вишневой в “мутных”. Внутреннее строение большинства из них характеризуется зональностью прерывистого типа, наличием пятнистости и следов катаклаза (рис. 2, 727.12, 9). Неравномерная пятнистая окраска зерен, высокие содержания U (1133 мкг/г), Th (1097 мкг/г) и низкие величины Th/U отношения (0.05 – 0.20) (табл. 2) связаны, как правило, с наложенными структурно-метаморфическими преобразованиями [3]. Приведенные данные (табл. 2, рис. 2) показывают, что цирконы в плагиогранитах и эндербитах имеют в основном первично магматическое (ультраметакристаллическое) происхождение и испытали перекристаллизацию. Для наиболее перекристаллизованных зерен характерны незональные (темные или светлые) “ядра” с ярким свечением и яркие оболочки. Согласно Е.В. Бибиковой [3], при кристаллизации гранитоидов из анатектических расплавов в условиях грану-

Таблица 3. Последовательность событий, запечатленных в цирконах из раннедокембрийских пород юго-восточной части Аддано-Станового шита (млн лет).

NNпш на рис.1	Номер пробы и наименование породы	События										
		1	2	3	4	5	6	7	8	9		
1	Граниты, 11 проб [по 15, 18, 32, 45, 46] Трахириодациты, 5 проб [по 15, 18, 45]											1730-1676 1740-1687
2	53-1 платовевбстерит 95 вебстерит											1690±14 1700±12
3	1322-2 плагиогранит биотитовый											1764±59
4	1331-7 амфиболит											1741±23 1739 ±12
5	1332-2 плагиогнейс биотитовый											2005±6 1794±7
6	727 плагиогранит											1750±19 1708 ±25
7	A-1 анортозит											1722±12
8	4174 эндрбит											1714±7
9	81 метагаббро 131 метагаббро 156 метагаббро											1764±10 1703±11 1714±8
10	236 плагиогнейс биотитовый											1685±10
11	4143 плагиогнейс биотитовый											1740±25
12	4169-2 – плагиогнейс биотит-пироксеновый 775 – плагиогнейс гиперстеновый											1765 ±9 1753±9
13	3022 ± 24											1765 ±9
14	760 – кристаллосланец графит-пироксен-гранатовый											1738
15	3045 ±20 2659±30 2763 ±21 2390±12											1823 ±4 1793 ±44 1800±24
16	3134 ±21 3383 ±15											2006±52 1714±7
17	2705±31											2006±52
18	2400											1764±10
19	2400											1703±11
20	1910±10											1714±8
21	2142±68											1685±10
22	2215±21											1740±25
23	2471 ±5 2316 ±37 2341 ±4											1765 ±9
24	2101±52											1753±9
25	1840±9											1738

Примечание. Жирным шрифтом выделены наиболее надежные события.

Таблица 4. Реперные уровни геохронологических событий, выделенные в породах Джанинского блока АСЦ (в млн лет).

События	Джанинская серия		Авляяканский комплекс	Марагайский комплекс	Майско-джанинский комплекс		
	Плагиогнейс биотитовый 4143	Плагиогнейс биотит-пироксеновый 4169-2	Эндербит 4174	Плагиогранит 727	Мета-габбро 156	Мета-габбро 81	Мета-габбро 131
9	1740 ±25	1765 ±9	1714 ±7	1750 ±19	1714 ±8	1764 ±10	1703 ±11
8		1840 ±9					
7		1951 ±10	2006 ±52		1910 ±10	1949 ±10	2017 ±65
6	2215 ±21	2101 ±52		2279 ±35			
5			2368 ±97	2390 ±12			
4	2667 ±16		2705 ±31	2659 ±30	ядра цирконов – 2400		
3				2937 ±49			
2	3022 ±24			3045 ±20			
1			3134 ±21				

литовой фации возникают короткопризматические кристаллы с морфологическими особенностями, характерными для гранулитовых цирконов, что и наблюдается в цирконах фракций проб 727 и 4174-2. По морфологическим признакам, цвету и геохимическим особенностям цирконы из фракций этих проб были разделены на несколько типов (групп). Содержания U, Th, Pb и значения Th/U отношений в исследуемых цирконах приведены в табл. 2.

Цирконы из пробы плагиогранита 727 представлены семью типами (рис. 2, табл. 2). К I типу отнесены субидиоморфные замутненные и прозрачные кристаллы короткопризматического габитуса (от 60 до 120 мкм в диаметре) темно-вишневого и розового цвета, в центре которых сохранились ядра (рис. 2, 727.5, 18). Коэффициент удлинения зерен ($K_{удл}$) = 1.1–1.2. Оптические наблюдения помогают выявить их по темно-вишневой окраске. Катодолюминесцентное свечение таких ядер отображает блоковое строение, отличное от строения окружающих оболочек. Содержания U и Pb в ядрах варьируют от 211 до 298 мкг/г и от 107 до 146 мкг/г, соответственно, а величина Th/U отношения – от 0.47 до 0.76 (табл. 2), что характерно для цирконов магматического происхождения [3]. Эти ядра выделяются как наиболее ранняя генерация цирконов с возрастом на диаграмме с конкордией – 3045±20 млн лет (рис. 3). Цирконы II и III типов представлены замутненными субокруглыми кристаллами темно-вишневого цвета, со сложным внутренним строением, следами катаклаза и перекристаллизации (рис. 2, 727.9), что проявляется в снижении интенсивности окраски и частичном исчезновении зональности. Размер кристаллов составляет 100–170 мкм, а $K_{удл}$ = 1.1–1.3. В режиме катодолюминесценции отмечаются в некоторых зернах

фрагменты прозрачных ядер и оболочек цирконов II типа среди расплывчатых оболочек и пятен вишневого и розового цвета (цирконы III типа) (рис. 2, 727.9). Возраст цирконов II типа на диаграмме с конкордией (рис. 3) – 2937 ± 49 млн лет, III типа – 2659±30 млн лет. Цирконы IV типа образуют округлые светло-розовые зерна размером от 80 до 120 мкм, $K_{удл}$ = 1.2–1.3 (рис. 2, 727.1, 2, 4). В режиме катодолюминесценции они обнаруживают мозаичное строение. Их возраст определен в 2390 ± 12 млн лет (рис. 3). К цирконам V типа отнесены бледно-розовые зерна овальной формы со сложной внутренней структурой и белесыми “включениями” причудливой формы (рис. 2, 727.3, 19). Размер кристаллов изменяется от 60 до 90 мкм, $K_{удл}$ = 1.4–2.0. На диаграмме с конкордией получен для них возраст 2279 ± 35 млн лет. Цирконы VI типа представлены прозрачными бледно-розовыми зернами овальной формы с множеством мелких граней размером от 70 до 120 мкм, $K_{удл}$ = 1.6–1.7 (рис. 2, 727.14, 17). Кристаллы этого типа полностью перекристаллизованы, что проявилось в снижении интенсивности окраски, исчезновении зональности и проявлении пятнистости. Кроме того, все определения возраста цирконов характеризуются большими дискордантными значениями. К VII типу отнесены бесцветные прозрачные зерна субокруглой формы (рис. 2, 727.6, 10). Размеры кристаллов варьируют от 60 до 180 мкм, $K_{удл}$ = 1.0 – 1.4. В режиме катодолюминесценции они отличаются от цирконов других типов присутствием прозрачных короткопризматических ядер и незональных светлых оболочек вокруг них. На диаграммах с конкордией возраст цирконов VII типа составляет 1750 ± 19 млн лет (рис. 3).

Цирконы из пробы эндербита 4174-2 подразделены на семь типов (групп). I тип представлен су-

бокруглыми замутненными зернами вишневого цвета с крупными (до 70 мкм) темно-вишневыми ядрами ($K_{удл} = 1.1-1.2$), которые представляют собой наиболее раннюю генерацию цирконов в эндербитах (рис. 2, 4174-2.10). В режиме катодолюминесценции ядра обнаруживают блоковое строение. Содержание урана в них меняется от 212 до 292 мкг/г, свинца – от 175 до 221 мкг/г, Th/U – от 0.95 до 1.08 (табл. 2), что характерно для цирконов магматического генезиса [3]. Полученное для цирконов I типа значение возраста 3383 ± 15 млн лет отмечается значительной дискордантностью. Ко II типу цирконов отнесены субидиоморфные замутненные кристаллы короткопризматического габитуса вишневого и розовато-коричневого цвета, внутреннее строение которых определяется присутствием незональных ядер и их фрагментов размером от 40 до 75 мкм, окруженных незональными оболочками (рис. 2, 4174-2.9, 11, 16). Большая часть кристаллов несет следы катаклаза и перекристаллизации, что проявляется в снижении интенсивности окраски и исчезновении зональности. При этом как для ядер, так и для оболочек характерна секториальность. $K_{удл} = 1.2-1.4$. Для них на диаграмме с конкордией получено значение возраста 3134 ± 21 млн лет (рис. 3). Цирконы III и IV типов образуют округлые (рис. 2, 4174-2.17, 18), реже субугловатые (рис. 2, 4174-2.12) замутненные зерна светло-розового и вишневого цвета с неоднородным внутренним строением, следами катаклаза и перекристаллизации. Размер кристаллов цирконов – 120–180 мкм, $K_{удл} = 1.1-1.3$. Описываемые цирконы разделены на два типа согласно полученным значениям их возраста – 2705 ± 31 и 2368 ± 97 млн лет (рис. 3). Цирконы V типа представлены прозрачными субокруглыми кристаллами светло-розового цвета (рис. 2, 4174-2.1, 4). Размер зерен – 100–120 мкм, $K_{удл} = 1.2-1.3$. Снижение интенсивности окраски, отсутствие зональности, блочно-секториальное строение и пятнистость свидетельствуют об интенсивной перекристаллизации кристаллов. Для цирконов этой группы характерны большие дискордантные значения датировок. К VI типу отнесены овально-округлые прозрачные зерна цирконов со следами катаклаза (рис. 2, 4174-2.13, 15). В режиме катодолюминесценции они обнаруживают мозаичное строение. Размеры кристаллов – 90–120 мкм, $K_{удл} = 1.3$. U–Pb возраст их на диаграмме с конкордией – 2006 ± 52 млн лет (рис. 3). VII тип цирконов представлен бесцветными субокруглыми и овальными прозрачными зернами размером 75–120 мкм, $K_{удл} = 1.2-1.3$. Катодолюминесцентное свечение отображает мозаично-блоковое строение центральных частей кристаллов, окруженных более темными или светлыми оболочками (рис. 2, 4174-2.3,

6, 7). U–Pb возраст цирконов VII типа – 1714 ± 7 млн лет (рис. 3). Морфологические и геохимические особенности и цвет цирконов I типа плагиогранитов и I–II типа эндербитов (ядра – ранние генерации) свидетельствуют о первично магматическом (ультраметакристаллическом) происхождении. Для цирконов прочих типов характерна высокая степень перекристаллизации в условиях высокотемпературного ретроградного метаморфизма.

Цирконы в плагиогнейсах представлены в основном бледно-розовыми и вишневыми прозрачными субидиоморфными зональными и бесцветными кристаллами преимущественно округлой (за счет множества мелких граней) формы, что характерно для формирования в условиях гранулитовой фации. Установленные высокие содержания урана в цирконах при низких величинах Th/U отношения (табл. 2) указывают на то, что метаморфические преобразования протекали на фоне развития процессов гранитизации с привнесением литофильных элементов [3]. Содержание урана, тория и свинца и значения Th/U отношения в цирконах плагиогнейсов даны в табл. 2.

Цирконы пробы биотит-пироксенового плагиогнейса 4169-2 представлены четырьмя типами. Цирконы I типа слагают полупрозрачные кристаллы размером 140–240 мкм, $K_{удл} = 1.7-2.2$. В режиме катодолюминесценции просматривается секториально-блочное строение центральной части зерен с фрагментами зональности (рис. 2, 4169-2.14). U–Pb возраст цирконов I типа, окрашенных в бледно-розовые тона, на диаграмме с конкордией (рис. 3) – 2101 ± 52 млн лет. Цирконы II типа образуют субидиоморфные удлинённые (рис. 2, 4169-2.4, 15) и субокруглые короткопризматические (рис. 2, 4169-2.3, 16) кристаллы размером от 220 до 360 мкм, $K_{удл} = 1.1-3.2$. В режиме катодолюминесценции цирконов этого типа наблюдается зональность, в некоторых зернах – секториально-блоковое строение, а также следы деформаций. Возраст цирконов этого типа на диаграмме с конкордией (рис. 3) определен в 1951 ± 10 млн лет. К III типу отнесены овально-округлые полупрозрачные бледно-розовые и бесцветные кристаллы цирконов со сложно-блоковым внутренним строением (рис. 2, 4169-2.2, 5, 6, 11). Катодолюминесцентное свечение этих кристаллов отображает пятнистые участки перекристаллизации и рекристаллизации, реликты зональных ядер (рис. 2, 4169-2. 12), следы деформаций. Размер зерен – 210–360 мкм, $K_{удл} = 1.0-1.8$. Возраст на диаграмме с конкордией (рис. 3) цирконов III типа – 1840 ± 9 млн лет. Цирконы IV типа представлены бесцветными и прозрачными или замутненными зернами (рис. 2, 4169-2. 1.2, 2, 2.1) размером от 70 до 330 мкм, $K_{удл} = 1.5-2.0$. Они наблюдаются

в виде оболочек вокруг цирконов II и III типов или новообразованных зерен внутри цирконов III типа. Возраст цирконов на диаграмме с конкордией – 1765 ± 9 млн лет (рис. 3). Морфологические и геохимические (табл. 2) особенности цирконов всех четырех типов из пробы плагиогнейсов 4169-2 свидетельствуют о довольно высокой степени перекристаллизации.

В биотитовом плагиогнейсе пробы 4143 отчетливо выделяются по морфологическим признакам, цвету и геохимическим особенностям четыре типа цирконов. К I типу отнесены удлиненные ($K_{удл} = 1.6-1.7$) округленные субидиоморфнопризматические полупрозрачные кристаллы вишневого и бледно-вишневого цвета (рис. 2, 4143.10). Внутри зерен наблюдаются темные зональные ядра, окруженные зональными оболочками. Размер кристаллов – до 160 мкм. Содержание урана в цирконах I типа – 558 мкг/г; Th/U отношение – 0.59 (табл. 2). U-Pb возраст этих цирконов на диаграмме с конкордией – 3022 ± 24 млн лет (рис. 3). Цирконы II типа представлены субидиоморфными прозрачными кристаллами короткопризматического габитуса вишневого и розового цвета (рис. 2, 4143.3, 7, 8, 12), внутреннее строение которых определяется присутствием зональных и незональных ядер, окруженных оболочками. Размер кристаллов – от 70 до 280 мкм, $K_{удл} = 1.3-1.6$. Содержание U в этих цирконах – от 440 до 991 мкг/г; Th/U = 0.41–0.64 (табл. 2). Возраст цирконов II типа на диаграмме с конкордией – 2667 ± 16 млн лет (рис. 3). Цирконы III типа образуют субидиоморфные округлые и удлиненные прозрачные кристаллы бледно-розового цвета. В режиме катодolumинесценции наблюдаются зональное (рис. 2, 4143.5) и мозаично-пятнистое (рис. 2, 4143.2) с темными ядрами в центре строение цирконов; видны следы деформаций, перекристаллизации и коррозии кристаллов. Размер зерен – от 140 до 280 мкм, $K_{удл} = 1.1-2.6$. U-Pb возраст цирконов III типа на диаграмме с конкордией – 2215 ± 21 млн лет (рис. 3). Цирконы IV типа представлены замутненными субидиоморфными округлыми кристаллами вишневого цвета размером от 90 до 200 мкм, $K_{удл} = 1.1-1.8$. Катодolumинесцентное свечение отображает слабозональное пятнисто-блочное строение цирконов, в них также отмечаются реликтовые включения и следы деформаций (рис. 2, 4143.9, 11, 15). U-Pb возраст цирконов IV типа на диаграмме с конкордией – 1740 ± 9 млн лет (рис. 3). В цирконах II, III и IV типов наблюдается “срезание” зон роста внутренних частей и несогласное обрастание их наружной оболочкой поздней генерации (рис. 2, 4143.6, 12, 13).

Для всех указанных проб по значениям датировок фиксируется множественность (4–6) реперных

событий. При этом степень их конкордантности не везде одинакова.

В ультраметаморфогенных гранитоидах датировки характеризуются различной степенью дискордантности. Так, например, для плагиогранита марагайского комплекса (проба 727) малой дискордантностью характеризуются лишь два события: 1750 ± 19 млн лет, $D = \text{от } -1 \text{ до } 8$ (преобладает от -1 до 1); 2659 ± 30 , $D = 0-(-3)$. Остальные события (2390 ± 12 , $D = (-1)-15$; 2937 ± 49 , $D = 4-10$; 3045 ± 20 , $D = 4-12$) характеризуются большими дискордантными значениями датировок, но дискордии четкие и выявленные события достаточно надежны, например событие 3045 ± 20 млн лет (построенное по трем точкам). Для эндербита (проба 4174-2) из пяти выделенных реперных событий три характеризуются небольшой дискордантностью (1714 ± 7 , $D = 0-11$, при этом большая часть определений имеет D от 0 до 4; 2006 ± 52 , $D = 1$; 3134 ± 21 , $D = \text{от } -1 \text{ до } 4$). Событие 2368 ± 97 млн лет имеет $D = 4$, а 2705 ± 31 млн лет – D от 4 до 13, что свидетельствует о значительной нарушенности изотопной системы в цирконах. Почти все датировки цирконов плагиогнейса пробы 4169-2 конкордантны и субкордантны (дискордантность – D от 0 до 2), все четыре события отличаются высокой надежностью. Датировки цирконов в плагиогнейсе пробы 4143 субкордантны всего в трех событиях (1740 ± 25 , $D = 1-2$; 2667 ± 16 , $D = 2-5$; 3022 ± 24 , $D = -2$; табл. 3). Событие с возрастом 2215 ± 21 млн лет отличается значительной дискордантностью ($D = 4-15$). В результате анализа комплекса параметров (D , Th/U отношение, четкость дискордий и др.) выделены наиболее надежные события (табл. 4), которые приняты во внимание при дальнейшей геологической интерпретации материалов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Анализ результатов радиоизотопных исследований цирконов метаморфических, ультраметаморфических и плутонических пород и структурно-геологических наблюдений над соотношениями разных комплексов АСЦ позволяет выделить в истории юго-восточной части последнего девять генерализованных событий преобразования пород (табл. 3, 4).

Первое событие – 3134 ± 21 млн лет, зафиксированное в ядрах зональных кристаллов цирконов эндербитов авляяканского комплекса, соответствует времени проявления эндербит-чарнокитового ультраметаморфизма в пределах Джанинского и Джугджурского блоков. Поскольку эндербиты входят в состав лейкосомы мигматизированных толщ джанинской серии, то их датировки отвечают, по всей вероятнос-

ти, возрасту наиболее раннего высокоградного гранулитового метаморфизма и могут определять верхнюю возрастную границу серии. Наиболее древняя возрастная датировка 3383 ± 15 млн лет ядра в центре зонального кристалла циркона эндербитов (рис. 2, точка 4174-2-10,1) свидетельствует, скорее всего, о проявлении в данном районе древнейшего архейского магматизма и раннеархейском возрасте протолита гнейсов и кристаллосланцев джанинской серии. Подтверждением сказанному могут служить отмеченные выше оценки U-Pb и Pb-Pb возрастов джанинских кристаллосланцев (3.5 млрд лет) и мигматитов в них (3.4 млрд лет). Ранее некоторыми исследователями предполагался раннепротерозойский возраст протолита этой метабазит-эндербитовой ассоциации [30].

Второе событие – 3045 ± 20 – 3022 ± 24 млн лет – установлено также исследованием ядер зональных кристаллов цирконов марагайских плагиигранитов и гнейсов джанинской серии. Имеющиеся данные структурно-геологических и петрологических исследований позволяют увязать это событие с этапом регрессивного гранулитового метаморфизма низких ступеней и процессами марагайской гранитизации [13, 14]. Как отмечено выше, марагайской гранитизации были подвергнуты метагабброиды майско-джанинского комплекса и анортозиты Джугджурского, Сехтагского и Чогарского массивов [5, 13, 28], что указывает на более древний возраст последних. Возрастные рубежи первого и второго событий коррелируются с этапами двукратного проявления метаморфизма гранулитовой фации в Нимнырском блоке, блоке кряжа Зверева и южной части Сутамского блока [7, 12, 27, 28].

Третье событие – 2937 ± 49 млн лет – зафиксировано во внешних оболочках ядер кристаллов цирконов плагиигранитов марагайского комплекса (рис. 2, точка 727.9.2). Это событие характеризуется большими дискордантными значениями датировок, но дискордии четкие и возрастное событие отражают достаточно надежно. Цирконы после регенерации показывают время наложенных высокотемпературных событий. Подобная дата 2930 ± 110 млн лет [42] была ранее получена Rb-Sr методом для эндербитов, которые, по мнению М.Ю. Хотина и В.И. Виноградова, прорывают анортозиты Геранской части Джугджурского массива. По мнению Н.Г. Богдановой и Н.Б. Заборовской [4], эта дата отвечает времени контактового метаморфизма, то есть фиксирует момент внедрения анортозитовой интрузии. Как известно, этот бескорневой массив, имеющий в основном тектонические ограничения, имеет форму пластинообразного тела мощностью, по разным оценкам, от 2 до

5 км и залегает согласно со слоистостью подстилающих его гранулитов [4, 13, 38, 42, 43]. При этом наклонное на север залегание анортозитового массива и элементов расслоенности в нем является вторичным и обусловлено тектоническими дислокациями со следами пластических деформаций, которые сопровождалась высокотемпературной динамометаморфической перекристаллизацией и гранитизацией пород массива вплоть до образования эндербитов [4, 43]. Анализ материалов детальных структурно-геологических и минералого-петрографических исследований (неопубликованные данные А.В. Бойко, 1988 г.; В. А. Гурьянова, 1982, 1987 гг.) и тематических работ [4, 43] позволяет сделать вывод, что эти датировки, скорее всего, отражают время пластических деформаций (гнейсированность, метаморфическая полосчатость, линейность и мелкая плейчатость в раздувах слоев) в породах метаморфического и анортозитового комплексов. Процессы сдвиговых дислокаций при протрузивном перемещении анортозитового массива в виде тектонической пластины в верхние горизонты земной коры происходили в высокотемпературных условиях, близких, судя по минеральным ассоциациям в полосчатых blastsмилонитах, к гранулитовой (пироксен-роговиковой, по [4]) фации глубинности [43]. Этот рубеж коррелируется с временем формирования вулканогенно-осадочного протолита гнейсов и мигматитов станового комплекса (3.0–2.9 млрд лет) Олекминской гранит-зеленокаменной области (ГЗО) [10, 11, 22] и западной части ССБ [9, 27], где, по данным ряда исследователей [9, 10], в это время происходило заложение мезоархейских зеленокаменных поясов, возрастными и структурно-формационными аналогами которых на востоке ССБ могут быть Удско-Майский и Кирано-Лавлинский грабены [13, 20, 21, 28].

Более поздние этапы “магматической” постгранулитовой активизации (события 4–8) зафиксированы в цирконах гранитоидов авляяканского, марагайского и метагабброидов майско-джанинского комплексов, а также гнейсов джанинской серии. Им присущи датировки с дискордантными значениями, свидетельствующими о значительной нарушенности изотопных систем, что свойственно интенсивно преобразованным породам [23]; но полученные дискордии четкие и возрастные события определяют надежно (рис. 3).

Четвертое событие представлено двумя группами сближенных во времени датировок: 2763 ± 21 – 2744 ± 32 и 2705 ± 31 – 2659 ± 30 млн лет, которые коррелируются с некоторыми событиями в западной и центральной частях ССБ [6, 9, 41]. Близкая U-Pb

датировка (2786 ± 50 млн лет) получена А. Натманом [49] для тоналитов, прорывающих породы становой (по [28], иликанской) серии. В современных схемах магматизма эти тоналиты отнесены к токсско-алгаминскому комплексу [27, 28]. Rb-Sr возраст метаморфизма амфиболитовой фации тоналитов и пород становой серии составляет, по С.Н. Гавриковой с соавторами [6], 2670 ± 30 млн лет. Исследованиями цирконов из мигматитов станового комплекса на SHRIMP II [8] зафиксировано проявление метаморфизма амфиболитовой фации, мигматизации и гранитизации в интервале 2700–2650 млн лет. По В.А. Глебовицкому с соавторами [8, 9], признаки высокоградного метаморфизма с возрастом 2.72–2.65 млрд лет присутствуют во всех гранулитовых блоках ССБ. По их мнению, метаморфизм связан с формированием покровно-надвиговых структур, что, наряду с высокобарическим характером выявленных здесь парагенезисов, может свидетельствовать о коллизионной обстановке. Исходя из приведенных выше данных, можно предположить, что выявленные два возрастных эпизода структурно-метаморфических преобразований цирконов из гнейсов джанинской серии и гранитоидов марагайского и авлаяканского комплексов отражают события магматизма, регионального метаморфизма и гранитизации в Удско-Майском и Кирано-Лавлинском гранит-зеленокаменных блоках (грабенах). По-видимому, в течение первого тектонического этапа (2.76–2.74 млрд лет) происходило внедрение кварцевых диоритов токсско-алгаминского комплекса, а второму этапу (2.7–2.65 млрд лет) отвечает метаморфизм амфиболитовой фации, мигматизация и гранитизация (древнестановой комплекс) вулканогенно-осадочного протолита (3.0–2.9 млрд лет) гнейсов, кристаллосланцев и мраморов удско-майской и кирано-лавлинской серий.

Пятое событие, зафиксированное в ядрах сложно-блоковым и расплывчато-пятнистым строением, реже в оболочках цирконов (рис. 2) из пород четырех указанных выше комплексов (табл. 3), охватывает интервал от 2571 ± 45 до 2316 ± 37 млн лет, в пределах которого контрастно высвечивает реперный геохронологический уровень от 2400 до 2368 ± 97 млн лет. При структурных исследованиях и минералогопетрографическом изучении метагаббро майско-джанинского и гранито-гнейсов марагайского комплексов в полотно траншей и керне скважин медно-никелевого месторождения Кун-Манье и прилегающей к нему территории Джанинского блока (левобережье р. Май) установлено широкое развитие процессов гнейсирования и динамометаморфизма (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации) пород северо-

восточного крыла зоны шовных дислокаций. На этой стадии, по-видимому, были сформированы супракрустальные толщи Верхнемайского и Удыхинского тектонических клиньев, вероятных аналогов гиллюйского трогового комплекса, и пространственно тяготеющие к ним в зонах влияния крупных разломов массивы гранитоидов таксакандинского комплекса [13]. Это событие коррелируется с временем формирования (2522 ± 2 – 2398 ± 4 млн лет) в зоне сочленения Алданской гранулит-гнейсовой области (ГГО) и Становой, Олекминской ГЗО крупных массивов анорогенных гранитов нелюкинского комплекса и его вероятных аналогов [22, 27], становлению которых предшествовало накопление вулканогенно-осадочных толщ и заложение зеленокаменных поясов и трогов континентального рифтогенного типа с возрастом 2.60–2.40 млрд лет [22], аналогичных Гиллюйскому [20, 21].

Шестое и седьмое события представлены двумя кластерами датировок: 2215 ± 15 – 2101 ± 52 и 2017 ± 65 – 1910 ± 10 млн лет (табл. 3, 4), которые зафиксированы определенно, но не повсеместно. Оба события, установленные изучением ядер и оболочек зерен цирконов с мозаично-брекчиевидным и сложно-блоковым строением из пород разных формационных комплексов Джанинского блока, характеризуются субкордантными и малодискордантными датировками. Эти возрастные рубежи проявлены региональным расщеплением и высокотемпературным диафторезом в обрамлении зон шовных дислокаций и небольших трогообразных структур типа Утанахского клина и его аналогов. Оба события близки возрасту супракрустальных толщ удоканского (2180–1950 млн лет) [2, 28], джелтулакского (1925 ± 25 млн лет) [20] комплексов, чульманских сланцев (2150 ± 80 млн лет) одноименного грабена [7, 27] и прорывающих их гранитов соответственно кадарского (1876–1873 млн лет) [2, 22], тукурингского (1866 ± 25 млн лет) [26] и чульманского (1920 ± 30 млн лет) [27, 28] комплексов. Они согласуются с датировками (2150–1890 млн лет) утанахской толщи одноименного трога. Заслуживает внимания тот факт, что на месторождении Кун-Манье для цирконов из гнейсовидно-сланцеватых метагабброидов майско-джанинского комплекса зоны экзоконтакта интрузивного тела рудных плагиовестеритов кунманьенского комплекса по керну из 3 скважин получены U-Pb датировки: 2017 ± 65 , 1949 ± 10 и 1910 ± 10 млн лет (табл. 3), которые близки к отмеченным выше Sm-Nd изохронным датам 1960 ± 160 и 1812 ± 60 млн лет плагиовестеритов и коррелируются с U-Pb датой по цирконам (1929 ± 13 млн лет) мафит-ультрамафитов Гиллюйс-

кой дайки (лучанский комплекс) на западе ССБ [6, 49]. Не представляется возможным оценить U-Pb методом по цирконам возраст неизмененных безрудных мафит-ультрамафитов кунманьенского комплекса, так как цирконы в них не обнаружены. Но они выявлены и датированы в метасоматически измененных (талък, амфиболы, серпентин и хлорит) с сульфидной минерализацией разновидностях пород комплекса (табл. 3, образцы 53-1, 95). По-видимому, возникновение цирконов в них связано с метасоматическими процессами, а полученные датировки фиксируют время рудного процесса (1.70–1.69 млрд лет). По данным М.З. Глуховского [12], на сопредельной к северо-западу территории Алданской ГГО формирование близких по составу палеопротерозойских мафических и ультрамафических даек и массивов охватывало более широкий интервал времени – от 2.25 до 1.83 млрд лет.

Шестое событие (2.22–2.10 млрд лет) соответствует, скорее всего, времени заложения троговых структур в зонах шовных дислокаций и накопления терригенных образований утанакской толщи и ее аналогов, то есть времени образования эпикратонных впадин Удоканского типа [20, 21], рассматриваемых некоторыми исследователями в качестве элементов пассивной континентальной окраины океанской структуры, некогда разделявшей Алданский и Становой геоблоки [11, 22, 25]. Интервал 2.02–1.90 млрд лет *седьмого события* характеризует процессы регрессивного метаморфизма эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций и формирования полого залегающих плитообразных тел, реже массивов мафит-ультрамафитов кунманьенского комплекса. Формирование мафит-ультрамафитовых интрузий, по данным структурно-геологических исследований, происходило в условиях неоднократной смены режимов сжатия и растяжения. По-видимому, оба события были сопряжены с одной и той же эпохой рифтогенеза.

Структурное положение интрузий гранитоидов тукурингрского комплекса по отношению к шовным дислокациям и крупным разломам ССБ, эруптивные контакты с телами мафит-ультрамафитов лучанского, лукиндинского и кунманьенского комплексов свидетельствуют, что они, так же как и массивы гранитов кодарского комплекса, являются постколлизийными, их становление происходило в условиях растяжения в интервале 1.88–1.86 млрд лет [22]. С этим возрастным рубежом коррелируется *восьмое событие* (1.840 ± 9 млн лет), которое отвечает времени формирования гранитоидов тукурингрского комплекса в зонах долгоживущих разломов, ограничивающих Удско-Майский и Кирано-Лавлинский грабены.

Цирконы этой возрастной группы – от 1898 ± 13 до 1790 ± 17 млн лет – представлены замутнено-пятнистыми с секториальным блоковым строением зернами и каймами обрастания, часто со следами катаклаза в виде трещин-просечек (рис. 2, точки 4169-2.10.1, 4169-2.2.2. и др.). Такой метасоматический характер преобразования зерен и широкий спектр датировок цирконов из пород комплексов разных блоков фундамента АСЦ может отражать не только время становления тукурингрских гранитоидов, но и время наложения на них процессов расланцевания, метаморфических преобразований и кремне-щелочного метасоматоза. Не исключено, что это событие также отражает время трещинных излияний улканских базальтоидов и внедрения интрузий гекунданских габброидов в Улканском прогибе, формирование которых происходило в рифтогенных условиях и предшествовало накоплению вулканических толщ бимодальной элгэтэйской свиты [15].

Наиболее четкое (в 15 из 16 исследованных проб) отражение в геохимических системах цирконов получило *девятое событие* (1765 ± 9–1685 ± 10 млн лет) – регионально проявившийся позднекарельский этап интенсивной тектоно-термальной переработки кристаллических образований фундамента АСЦ, с которым связывается развитие Улканского, Билякчанского и других протоавлакогенов, внедрение большеобъемных интрузий нормальных и щелочных гранитов, сиенитов, монцититов улканского, нудымийского и других комплексов [15, 28, 37]. Кажется очевидным, что на рубеже 1.77–1.70 млрд лет в юго-восточной части АСЦ происходили тектоно-метаморфические события, сопровождавшиеся интенсивным магматизмом. Их наиболее вероятная причина – процессы позднекарельского рифтогенеза, приведшие к заложению новых и активизации старых тектонических структур. Это событие можно отнести к финальной фазе длительного процесса “кратонизации” Алдано-Станового блока земной коры, с завершением которой он вступил в платформенную стадию развития [15, 16].

Проблема обоснования возраста анортозитов радиоизотопными методами, впрочем, как и генезиса этих пород, до сих пор не находит однозначного решения [4, 37, 38]. Зафиксированное нами значение возраста цирконов – 1722 ± 12 млн лет (табл. 3, проба А-1) из серых такситового облика анортозитов месторождения Радужное Геранского хребта (рис. 1, проба 7 из коллекции А.В. Ситникова) близко к ранее полученным U-Pb датировкам цирконов геранских анортозитов, гранитов Улканского и Южно-Учурского массивов [24, 33, 45]. Минералого-петрографическими исследованиями установлено, что эти анорто-

зиты претерпели катаклиз в высокотемпературных условиях, вследствие чего приобрели такситовый облик, содержат тонкие просечки более кислых плагиоклазов и микропрожилки аплитовидного типа. В иризирующих массивных черных анортозитах этого месторождения цирконы не обнаружены. Полученные значения возраста цирконов, скорее всего, фиксируют время проявления трещинно-диффузионных или ионно-диффузионных метасоматических процессов, связанных с высокотемпературной гранитизацией, сопровождающей формирование Южно-Учурского массива и серии более мелких тел гранитоидов вулканского комплекса в северо-западной и центральной частях Геранского массива анортозитов [15].

В настоящее время установлено, что массивы анортозитов, расположенные среди гранулит-базитовых образований Пристанового пояса и трассирующие зону Станового разлома, слагают согласные с этим линеamentом, падающие на север плитообразные тела [7, 11, 12, 37]. Все они сосредоточены, как правило, в пределах зон влияния протяженных зеленокаменных поясов, трогов и грабенов. Учитывая различное структурное и тектоническое положение анортозитовых массивов в пределах пояса и значительный разброс их изотопных датировок (от 3.3 до 1.7 млрд лет), можно предполагать, что их становление – перемещение в виде пластин в верхние горизонты земной коры происходило на разных участках в различные временные интервалы по наклонным к северу сдвигово-надвиговым тектоническим зонам в коллизионных условиях. Процессы заложения и формирования гранит-зеленокаменных и зеленокаменных поясов и трогов вдоль южной границы Пристанового пояса сопровождались, по всей вероятности, выжиманием в верхние горизонты литосферы “нижнекорковых языков” [по 11] с анортозитами, часто в сообществе с гранулит-эндербитовой ассоциацией пород [1, 10].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам проведенных изотопно-геохронологических исследований в эволюции наиболее древних структурно-вещественных комплексов юго-восточной части АСЦ устанавливается девять генерализованных событий, соответствующих разным этапам и стадиям прогрессивного и регрессивного метаморфизма, ультраметаморфизма, магматизма и тектонических дислокаций, многократно проявленных в кристаллическом фундаменте. Возникает проблема индексирования полихронных метаморфических и метаморфизованных плутонических комплексов на современных геологических картах. Очевидно, что даже наиболее древние датировки не всегда

приближаются к возрасту протолита этих комплексов, который, так или иначе, остается одним из основных критериев корреляции геологических подразделений и определения последовательности их формирования. Следовательно, на современном этапе геологического изучения раннего докембрия радиогехронологические методы исследований являются вспомогательными, нуждаются в дальнейшем совершенствовании. Другими словами, традиционный историко-геологический подход к исследованию этого важнейшего этапа развития Земли к настоящему времени не утратил своего значения.

Авторы выражают искреннюю благодарность А.Н. Диденко, рецензентам В.А. Глебовицкому, И.Л. Жулановой, А.М. Ленникову и М.А. Мишкину, чьи замечания и предложения существенно способствовали улучшению качества представляемого материала. Работа выполнена в рамках интеграционной программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Строение и формирование основных геологических структур подвижных поясов и платформ (№ 09-1-ОНЗ-10)”, при финансовой поддержке Федерального агентства по недропользованию (Госконтракт на создание комплектов Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000) и при поддержке РФФИ (грант № 09-05-10014).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Левский Л.А. и др. Протерозойская переработка архейского фундамента и перекрывающего раннепротерозойского чехла на границе свекофенид Фенноскандии (выделение этапов с учетом изотопно-геохронологических ограничений) // Геология и геодинамика архея. СПб: ВСЕГЕИ; МПР, 2005. С. 45–50.
2. Бережная Н.Г., Бибилова В.Е., Сочава А.Б. и др. Изотопный возраст чинейской подсерии удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302, № 5. С. 1209–1212.
3. Бибилова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 179 с.
4. Богданова Н.Г., Заборовская Н.Б. Полиметаморфический контактовый ореол Геранского (Джугджурского) анортозитового массива // Зап. Всесоюз. Минер. об-ва. 4. СХVII. 1988. Вып. 5. С. 561–573.
5. Васькин А.Ф., Карсаков Л.П. Сехтагский габбро-анортозитовый массив (Восток Становой складчатой области) // Минеральные фации кристаллических пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 90–99.
6. Гаврикова С.Н., Соколов С.Ю., Ван Калстерн и др. Петрогенезис раннепротерозойских расслоенных ультрамафических даек в Становой области, Восточная Сибирь // Петрология. 1994. Т. 2, № 2. С. 169–183.
7. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1 : 2 500 000: Объясн. зап. / Л.И. Красный, А.С. Вольский, Пэн Юньбяо и др.; Гл. ред. Л.И. Красный, Пэн Юньбяо. СПб.-Благовещенск-Харбин, 1999. 135 с.

8. Глебовицкий В.А., Сальникова Е.Б., Ларин А.М. и др. Раннедокембрийские гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области: возраст и геодинамические обстановки формирования // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы III Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН; М.: ГЕОС, 2006. Т. 1. С. 190–195.
9. Глебовицкий В.А., Седова И.С., Матуков Д.И. и др. Возраст Станового комплекса Восточной Сибири по данным ионного микрозонда (SHRIMP-II) // Докл. РАН. 2007. Т. 412, № 3. С. 365–368.
10. Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Казаков И.К. Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника. 2008. № 1. С. 12–26.
11. Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника. 2009. № 4. С. 3–15.
12. Глуховский М.З. Палеопротерозойский термотектогенез – ротационно-плюмовая модель формирования Алданского щита // Геотектоника. 2009. № 3. С. 51–78.
13. Государственная геологическая карта Российской Федерации (третье поколение). 1:1 000 000. Дальневосточная серия. Лист N-53 (Шантарские острова): Объясн. зап. / В.Ю. Забродин, А.М. Бородин, В.А. Гурьянов и др.; Ред. Г.В. Роганов. СПб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2007. 448 с.
14. Гурьянов В.А., Карсаков Л.П. Стратиграфия нижнего докембрия юго-восточной части Сибирской платформы // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 18–30.
15. Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 227 с.
16. Гурьянов В.А., Роганов Г.В., Зелепугин В.Н. и др. Результаты изотопно-геохронологических исследований раннедокембрийских образований юго-восточной части Алданского щита и их геологическая интерпретация // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии: Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2007. С. 142–144.
17. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н. и др. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алданского щита // Докл. РАН. 2009. Т. 425, № 4. С. 505–508.
18. Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Песков А.Ю. и др. Геохимия и геохронология протерозойских магматических пород Улканского прогиба (новые данные) // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 5. С. 44–69.
19. Зелепугин В.Н., Гурьянов В.А., Бережная Н.Г. и др. Новые данные о возрасте и метаморфических событиях докембрийских образований юго-восточной части Алданского щита // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы III-ей Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ, 2006. Т. 1. С. 261–265.
20. Карсаков Л.П. Региональная стратиграфическая схема нижнего докембрия Становой складчатой области // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 10–17.
21. Карсаков Л.П. Раннедокембрийские комплексы в структуре Восточной Азии: Дис.... д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск, 1995. 88 с.
22. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Дис.... д-ра геол.-минер. наук. СПб: ИГГД РАН, 2003. 78 с.
23. Кузьмин В.К., Глебовицкий В.А., Матуков Д.И. и др. Древнейшие основные гранулиты северо-востока России (Охотский массив) // Докл. РАН. 2005. Т. 402, № 2. С. 217–221.
24. Ларин А.М., Глебовицкий В.А., Крымский Р.Ш. и др. Nd- и Sr- изотопные ограничения на генезис Геранского массива автономных анортозитов (восточная часть Алданского щита) // Докл. РАН. 2002. Т. 382, № 1. С. 101–105.
25. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Позднеархейские гранитоиды Дамбукинского блока Джугджуро-Становой складчатой области: формирование и преобразование континентальной коры в раннем докембрии // Петрология. 2004. Т. 12, № 3. С. 245–263.
26. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Становая серия (южное обрамление Сибирской платформы) – раннепротерозойский возраст формирования и раннемеловой возраст регионального метаморфизма // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы III Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН; М.: ГЕОС, 2006. Т. 1. С. 396–399.
27. Легенда Алданско-Забайкальской серии листов Госгеолкарты Российской Федерации. 1:1 000 000 (3-е изд.) / Ред. Г.Л. Митрофанов. Иркутск, 2002. 224 с.
28. Легенда Дальневосточной серии листов Госгеолкарты Российской Федерации. 1:1 000 000 (3-е поколение) / Ред. А.Ф. Васькин. Хабаровск, 2002. 164 с.
29. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, 1990. 215 с.
30. Мишкин М.А., Вовна Г.М. Происхождение глубинных метаморфических комплексов раннепротерозойского складчатого обрамления востока Алданского щита // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 2. С. 36–52.
31. Мишкин М.А., Ленников А.М., Баянова Т.Б. и др. Первые результаты U-Pb геохронологических исследований докембрийских гранитоидов Батомгского блока Алданского щита // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 3. С. 45–49.
32. Недашковский П.Г., Ленников А.М. Петрология и геохимия алданских рапакиви. М.: Наука, 1991. 134 с.
33. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В., Яковлева С.З. Уран-свинцовый возраст анортозитов Джугджуро // Докл. АН. 1992. Т. 323, № 3. С. 514–518.
34. Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России: Объясн. зап. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. 13 с.
35. Решение III Всероссийского совещания “Общие вопросы расчленения докембрия” // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 3. С. 101–106.
36. Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск, 1994. 124 с. (Схемы 1-3).
37. Роганов Г.В., Карсаков Л.П. Апатитоносность раннего докембрия Алданского щита. Хабаровск, 1991. 96 с.

38. Роганов Г.В. К рудоносности Имангакитского и Куранахского анортозитовых массивов (Алдано-Становой щит) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 3. С. 113–125.
39. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др. Возрастные рубежи высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Иркутского блока Шарыжайгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15, № 4. С. 3–19.
40. Смелов А.П., Березкин В.И., Попов Н.В. и др. Первые данные о синколлизонных базитах и ультрабазитах палеопротерозоя Алдано-Станового щита // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 153–165.
41. Фонарев В.И., Гаврикова С.Н., Султанов Д.М. Метаморфические события в докембрии на юге Алданского щита, восточная Сибирь // Петрология. 1995. Т. 3, № 2. С. 173–184.
42. Хотин М.Ю., Виноградов В.И. Rb-Sr – датировки гранулит-анортозитового комплекса Джугджур // Геохимия. 1984. № 10. С. 1527–1529.
43. Хотин М.Ю., Суханов М.К. Гранулиты и анортозиты контактовой зоны Геранского массива Станового хребта (к проблеме генезиса автономных анортозитов) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 4. С. 50–64.
44. Black, L.P., Kamo, S.L. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.
45. Larin A.M., Neymark L.A. Trans-Siberian Proterozoic (1.7–1.9 Ga) anorogenic anortosite – rapakivi granit – acid volcanic belt // 29 th Intern. Geol. Congr. Kyoto, Japan: Abstr. 1992. V. 2. P. 563.
46. Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krymsky R.Sh. The origin of the 1.73–1.70 Ga Anorogenic Uclan volcano-plutonic complex, Siberian platform, Russia: inferences from Geochronological, Geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic Data // An Acad Bras. Gi. 1997. V. 69, N 3. P. 295–312.
47. Ludwig, K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10, A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. USA, 1999. N 1a.
48. Ludwig, K.R., SQUID 1.00, A User's manual // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. USA, 2000. N 2.
49. Nutman A.P., Gavrikova S.N., Chernyshev J.V. Late Archaean crust formation and mid-Proterozoic in the Stanovik Block of the Aldan Shield, USSR. Canberra: Geol. Dept (Key Center) and Satension Univ., the Univ. of Western Australia, 1991. Publ. 22. P. 89–97.
50. Nutman A.P., Chernyshev J.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.
51. Ogg J.G., Ogg G., Gradstein F.M., The Concise Geologic Time Scale. Cambridge Univ. Press, 2008. 175 p.
52. Williams, I.S., U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe / McKibben, M.A., Shanks III, W.C. Ridley, W.I. (eds) // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Reviews in Economic Geology. 1998. 7. 1–35.

Рекомендована к печати А.Н. Диденко

V.A. Guryanov, G.V. Roganov, V.N. Zelepugin, M.I. Rozinov, T.E. Saltykova

Isotope-geochronological researches of zircons of Early Precambrian rocks of southeastern part of the Aldan-Stanovoy shield: new results, their geological interpretation

The results of dating of zircons of metamorphic, ultrametagenic and metamorphosed plutonic rocks of southeastern part of the Aldan-Stanovoy shield by U-Pb method with use of the secondary ion microprobe SHRIMP-II are presented. The geological interpretation of these results is given. The obtained datings reflect in most cases not the time of rock formation, but the time of their transformations at different stages and phases of progressive and regressive metamorphism, ultrametamorphism, magmatism and tectonic dislocations. Nine generalized groups of the isotopic age values are revealed. They correspond to certain geological events that correlate with tectonic and petrological events in the western parts of the Stanovoy granite-greenstone and Aldan granulite-gneiss regions.

Key words: secondary ion microprobe SHRIMP-II, Archean, aldanium, stanovium, sakhaborium, udokanium, enderbites, Avlayakan complex, Aldan-Stanovoy shield.