

ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГРАНИТОИДОВ КИТОЙСКОГО КОМПЛЕКСА (юг Сибирского кратона)

Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.М. Мазукабзов, Е.Б. Сальникова*,
Е.В. Скляр, С.З. Яковлева*

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

** Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия*

В пределах южного фланга Сибирского кратона (Шарыжалгайский выступ) проведены исследования гранитоидов китойского комплекса. Установлено, что по положению в структуре региона, а также по комплексу геологических и структурных характеристик изученные гранитоиды могут быть отнесены к синтетектоническим образованиям. Возраст гранитоидов, датированный по цирконам (U-Pb метод), составляет 2532 ± 12 млн лет. На основе петролого-геохимических и изотопных данных сделан вывод о том, что источником гранитоидов китойского комплекса могли быть вмещающие их метаморфизованные осадочные породы. Внедрение гранитоидов осуществлялось одновременно с формированием структуры позднеархейской Урикско-Китойской коллизионной зоны, заложение которой имело место при сочленении Иркутского и Окинского супертеррейнов, входящих в структуру Шарыжалгайского выступа. Гранитоиды китойского комплекса совместно с близкими по возрасту гранулитами Урикско-Китойской коллизионной зоны могут рассматриваться как индикаторы позднеархейских коллизионных процессов в пределах Шарыжалгайского выступа. Проявление позднеархейских аккреционно-коллизионных событий в Шарыжалгайском выступе Сибирского кратона хорошо согласуется с аналогичными процессами в пределах Алданского щита и в ряде древних кратонов. В масштабах планеты эти события отвечали стадии становления позднеархейского суперконтинента Пангея-0, или Арктика.

Гранитоиды, террейн, суперконтинент, поздний архей, Сибирский кратон.

THE AGE AND GEODYNAMIC INTERPRETATION OF GRANITOIDS OF THE KITOI COMPLEX (southern Siberian craton)

D.P. Gladkochub, T.V. Donskaya, A.M. Mazukabzov, E.B. Sal'nikova,
E.V. Sklyarov, and S.Z. Yakovleva

Study was given to granitoids of the Kitoi complex on the southern flank of the Siberian craton (Sharyzhalgai uplift). The granitoids are regarded as syntectonic in accordance with their regional occurrence, geology, and structure. Their U-Pb zircon age is 2532 ± 12 Ma. Petrological, geochemical, and isotopic data obtained suggest that the Kitoi granitoids might have been produced from the enclosing metamorphosed sedimentary rocks. The intrusion of these granitoids proceeded synchronously with the formation of the Late Archean Urik-Kitoy collision zone, which originated during the accretion of the Irkut and Oka superterraces of the Sharyzhalgai uplift. Granitoids of the Kitoi complex and coeval granulites of the Urik-Kitoy collision zone are indicators of Late Archean collision processes running within the Sharyzhalgai uplift. These collision and accretion processes correlate well with similar events that took place in the Aldan Shield and in some ancient cratons. On a global scale, these events proceeded during the formation of the Late Archean Pangea 0 supercontinent (Arctic).

Granitoids, terrane, supercontinent, Late Archean, Siberian craton

ВВЕДЕНИЕ

Представления о геологическом строении и истории становления южной части Сибирского кратона, в частности Шарыжалгайского выступа, на протяжении последних десятилетий неоднократно и кардинально изменялись и пересматривались по мере получения новых данных о возрасте, условиях формирования и природе магматических и метаморфических комплексов, участвующих в его строении [1—4].

Первоначально на основе высокой степени метаморфизма, которому подверглись породы Шарыжалгайского выступа, все слагающие его образования относили к архею [1, 2, 5 и др.]. В последующем, после выхода работы М. Афталион с соавторами [4], в которой приведены палеопротерозойские, а не ожидаемые архейские возрасты для метаморфических и магматических комплексов Шарыжалгайского выступа, появились допущения о том, что основные метаморфические и магматические события в его пределах имели место в постархейское время, а именно, в интервале 2,1—1,8 млрд лет. Еще более актуальным вопрос о присутствии архейских образований в регионе стал после обоснования палеозойского, а не ранее допускаемого архейского возраста ряда метаморфических комплексов Саяно-Байкальской складчатой области, прилегающей к Шарыжалгайскому выступу Сибирского кратона [6—8 и др.].

Однако предположения [4] об отсутствии или экзотичности архейских комплексов на юге Сибирского кратона, в частности в структуре Шарыжалгайского выступа, противоречат полученным в по-

следние несколько лет надежным (U-Pb по циркону, SHRIMP) архейским изотопным датировкам [9—13]. Эти данные позволяют полагать, что в строении Шарыжалгайского выступа участвуют как палеопротерозойские, так и архейские образования. При этом палеопротерозойские события в пределах южной части Сибирского кратона, отражающие становление единой структуры кратона [14, 15], проявились широко и многообразно, а магматические и метаморфические комплексы этого этапа к настоящему времени хорошо изучены [4, 11, 13, 16, 17 и др.]. В то же время комплексы архейского возраста в регионе изучены в значительно меньшей степени. В связи с этим изучение архейских образований является актуальным для реконструкции ранних стадий эволюции блоков, слагающих Сибирский кратон и, в частности, Шарыжалгайский выступ.

Геологические данные [18, 19] свидетельствуют о том, что в пределах Шарыжалгайского выступа к образованиям архея наряду с уже известными гранулитовыми комплексами [10, 13], тоналитами [20], метагабброидами и ультраметагенными гранитами [11, 12] могут быть отнесены и гранитоиды китойского комплекса. Архейский возраст рассматриваемых гранитоидов обоснован лишь геологическими наблюдениями, в частности тем, что они прорывают тоналиты онотского комплекса с возрастом 3,26 млрд лет [20] и, в то же время, прорываются гранитами саянского и шумихинского комплексов с возрастом около 1,85—1,86 млрд лет [16, 17]. До настоящего времени надежные данные о возрасте, тектонической позиции, источниках и геодинамической природе гранитоидов китойского комплекса отсутствовали, что не позволяло использовать их при реконструкции архейской истории Шарыжалгайского выступа.

В работе представлены результаты комплексных геологических и аналитических (геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических) исследований гранитоидов китойского комплекса.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СТРУКТУРА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

При тектоническом районировании Шарыжалгайского выступа (юг Сибирского кратона) были использованы принципы террейнового анализа [21, 22], которые позволили выделить как в его пределах, так и в кратоне в целом два основных типа структур: террейны и сшивающие их коллизионные швы. В настоящей работе под термином „террейн“ понимается крупный блок земной коры, ограниченный разломами и отличающийся от смежных с ним блоков своей индивидуальной геологической историей [21].

Основными структурными элементами рассматриваемого фрагмента Шарыжалгайского выступа с позиции террейнового анализа являются Иркутский и Окинский супертеррейны, разделенные Урикско-Китойским коллизионным швом или зоной тектонического мегамеланжа (рис. 1) [23].

Иркутский и Окинский супертеррейны сложены архейскими метаморфическими образованиями, претерпевшими существенную переработку в палеопротерозое. Метаморфические образования обоих супертеррейнов интродуцированы многочисленными массивами раннепротерозойских гранитоидов саянского и шумихинского комплексов.

Образования Иркутского супертеррейна представлены биотитовыми, биотит-гиперстенновыми, биотит-гранатовыми гнейсами, среди которых присутствуют пироксеновые, пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы и амфиболиты. В разрезе метаморфической толщи отмечены реликты позднеархейских гранулитов кислого и основного составов [10, 13]. Магматические образования представлены энтербитами, чарнокитами и гранитоидами [24]. По комплексу геологических признаков Иркутский супертеррейн

соответствует гранулит-гнейсовым областям [2].

Обнаженная часть Окинского супертеррейна сложена амфиболовыми, биотитовыми и пироксеновыми гнейсами, среди

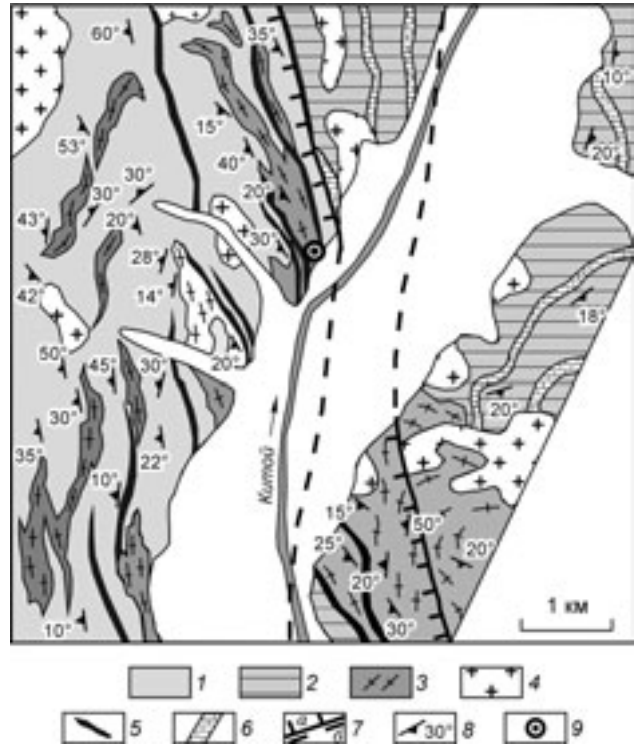


Рис. 1. Схема расположения основных структурных элементов в пределах Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона.

1 — рифейско-фанерозойский осадочный чехол; 2, 3 — архейские супертеррейны: 2 — Иркутский, 3 — Окинский; 4 — Урикско-Китойская зона тектонического мегамеланжа; 5 — метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования палеопротерозоя (Ерминский террейн); 6 — гранитоидные образования саянского комплекса (палеопротерозой); 7 — границы террейнов в обнаженной части (а), скрытые под осадочным чехлом (б); 8 — Главный Саянский разлом. Залитый прямоугольник — район детальных работ (см. рис. 2).

Рис. 2. Схема района распространения гранитоидов китойского комплекса (среднее течение р. Китой).

1 — метаморфические образования Бутухейского террейна; 2 — метаморфические образования Черемшанского террейна; 3 — позднеархейские гранитоиды китойского комплекса; 4 — граниты саянского комплекса (палеопротерозой); 5 — дайки долеритов нерсинского комплекса (неопротерозой); 6 — прослои мраморов в Черемшанском террейне; 7 — разломы наблюдаемые (а) и перекрытые рыхлыми отложениями (б); 8 — элементы залегания пород; 9 — место отбора пробы на изотопное датирование.



которых отмечаются амфиболиты, гранатовые амфиболиты, кварциты, микрогнейсы и линзы кордиерит-силлиманитовых сланцев. Существенная часть метаморфических пород мигматизирована. По геологическим и петрологическим критериям среди рассматриваемых образований восстанавливаются фрагменты зеленокаменных поясов [3].

Урикско-Китойская коллизионная зона отчетливо выделяется в магнитном и гравитационном полях линейными аномалиями субмеридионального простирания шириной 80—100 км [23, 25—27]. Она маркирует зону столкновения двух вышерассмотренных супертеррейнов — Иркутного и Окинского [28]. В пределах зоны выделяются разновеликие блоки, часть из которых, вероятно, соответствуют фрагментам-отторженцам коллидированных супертеррейнов. Границами таких блоков являются разномасштабные разрывные нарушения кинематического типа.

Район работ располагается в пределах Урикско-Китойской коллизионной зоны (среднее течение р. Китой) и представляет собой участок сочленения двух блоков (террейнов): Бутухейского и Черемшанского, разделенных зоной разлома субмеридионального простирания (рис. 2).

Согласно геологическим наблюдениям Бутухейский террейн представляет собой отторженец Иркутного супертеррейна, вовлеченный в Урикско-Китойскую коллизионную зону. Сложен он биотитовыми, биотит-гиперстеновыми и биотит-гранатовыми гнейсами, мигматизированными в разной степени. В строении разреза метаморфического комплекса также участвуют пироксеновые, пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы и амфиболиты.

Структурные исследования в пределах Бутухейского террейна позволили выделить три этапа складчатости. В первый возникли изоклиальные складки, деформирующие кристаллизационную сланцеватость и мигматитовую полосчатость, которые соответствуют наиболее ранним из восстанавливаемых плоскостных элементов. Сведения об этих складках отрывочны и исчерпываются данными по единичным замкам, которые по морфологии подобны стреловидным. Это мелкие складки ламинарного течения с увеличенной мощностью в замках. Ориентировка их шарниров варьирует в широких пределах как по азимуту (от северо-западного до субмеридионального), так и по углу погружения (от 20 до 70°). Во второй этап формировались асимметричные, реже симметричные складки изгиба с течением. По морфологии — это сжатые, реже закрытые складки с увеличенной мощностью в замках, с размахом крыльев, наблюдаемым в обнажениях, от десятков сантиметров до первых метров. Эти складки деформируют полосчатость в гнейсах. Шарниры складок второго этапа погружаются на северо-запад (максимум 335°) под разными углами. Отсутствие четко выраженных и протяженных маркирующих горизонтов не позволяет восстановить истинные размеры структур рассматриваемого этапа, но по отрывочным данным можно полагать, что их ширина может достигать 1,5—2 км. Складки второго этапа составляют основу структурного плана района и соответствуют син- и антиформам, шарниры которых погружаются на северо-запад. Складкообразование этого этапа сопровождалось формированием локальных срывов и надвигов. Третий деформационный этап характеризуется открытыми и отлогими складками. Его структуры в сравнении со структурами второго этапа меньшего размера и соответствуют складкам конического типа. Ось конуса наложенных структур, согласно стереометрическим построениям, погружается на северо-запад (290°) под углом 50°. Для складок характерны субвертикальные осевые поверхности с незначительной вергентностью на север и шарниры, располагающиеся конфокально относительно восстановленной конической оси с погружением на северо-запад.

Разрез метаморфического комплекса Черемшанского террейна отличается от рассмотренного выше Бутухейского блока появлением в нем значительных объемов мраморов, кальцифиров, силлиманитовых сланцев, на фоне присутствия в составе толщи биотитовых, биотит-амфиболовых и гранат-биотитовых гнейсов.

Для Черемшанского террейна устанавливаются два этапа складчатых деформаций: первый — это формирование лежащих сжатых складок с субмеридиональной ориентировкой шарниров и пологих надвигов восточной вергентности, а второй — открытых складок с северо-западным погружением шарниров и вертикальными осевыми поверхностями. В результате наложения этих структур возникли интерференционные структуры брахиформного типа син- и антиформного профиля с субмеридиональной ориентировкой осей. Более ранние деформационные события в Черемшанском террейне не установлены, но можно полагать, что им соответствует формирование кристаллизационной сланцеватости в мигматизированных гнейсах. Из сравнения структурных форм и последовательности их формирования видно, что второй и третий этапы Бутухейского террейна сопоставимы с этапами Черемшанского.

Породы Бутухейского и Черемшанского террейнов интродуцируются гранитоидами китойского комплекса, палеопротерозойскими гранитоидами саянского и шумихинского комплексов, соответствующими по своему положению сшивающим образованиям, а также дайками неопротерозойских габбро-диабазов.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ КИТОЙСКОГО КОМПЛЕКСА

Гранитоиды китойского комплекса образуют многочисленные тела различного размера среди архейских метаморфических образований Шарыжалгайского краевого выступа, в том числе Урикско-Китойской коллизионной зоны (см. рис. 2). Размеры тел варьируют от нескольких десятков квадратных метров до первых десятков квадратных километров.

Во всех наблюдаемых случаях тела гранитоидов имеют вытянутую линзообразную форму и располагаются субсогласно простиранию главных картируемых структур. Контакты гранитоидов с вмещающими породами нечеткие, часто наблюдается оторочка мигматитов вокруг тел гранитоидов. Гнейсовидность, характерная для большей части гранитоидов китойского комплекса, хорошо согласуется со сланцеватостью окружающих их гнейсов, а сами гранитоиды участвуют в строении крупных складчатых форм. В пределах Бутухейского террейна гранитоиды срезают структуры первого деформационного этапа, фрагменты которых наблюдаются в скиалитах в виде замков изоклиналиных складок, и участвуют в складчатости второго этапа. Последнее подчеркивается не только конфигурацией границ, но и поведением гнейсовидности в гранитоидах, которая собрана в складки. Кроме этого отмечается, что контакты тел гранитоидов под очень острым углом пересекают сланцеватость в гнейсах. Участками устанавливается срезание гранитоидами фрагментов мелких складок второго этапа под более крутыми углами, что указывает на заполнение гранитным материалом трещин скола подобных ориентировке надвигов. Складки третьего порядка деформируют гнейсовидность в гранитоидах китойского комплекса. В пределах Черемшанского террейна внедрение гранитоидов китойского комплекса происходило, вероятно, одновременно с формированием складок ранней генерации. Широкое площадное распространение гранитоидов в современном эрозионном срезе Черемшанского террейна обусловлено пологим положением складчатых структур, к которым они приспособлены. Таким образом, структурное положение гранитоидов китойского комплекса однозначно указывает на их синтетектоническую природу. Кроме того, взаимоотношение гранитоидов с вмещающими породами может свидетельствовать об их субавтохтонности.

В составе китойского комплекса выделяются две основные фазы. Первая представлена средне-крупнозернистыми диоритами, гранодиоритами, гранитами преимущественно гнейсовидной текстуры с дискретным распределением темноцветных минералов, вторая — главным образом массивными средне-крупнозернистыми гранитами, отмечающимися в небольших количествах среди гранитов первой фазы. Контакты между гранитоидами первой и второй фаз расплывчатые.

В качестве основного объекта исследований был выбран массив гранитоидов площадью около 6 км², расположенный в районе среднего течения р. Китой в пределах Бутухейского террейна (см. рис. 1, 2). Большую часть массива слагают гнейсодиориты и гнейсогранодиориты, относимые к первой фазе. Среди разгнейсованных гранитоидов в подчиненном количестве присутствуют массивные среднезернистые разновидности, тяготеющие к центральной области массива. В пределах изученных обнажений не отмечается резких и четких контактов между гнейсовидными и массивными разновидностями гранитоидов. Для петрографического и петролого-геохимического изучения было отобрано около 30 проб гранитоидов первой и второй фаз китойского комплекса.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Определение содержаний основных петрогенных оксидов выполнено силикатным анализом в ИЗК СО РАН (аналитик Е.Г. Колтунова), Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba — рентгенофлуоресцентным анализом в Геологическом институте СО РАН (аналитик Б.Ж. Жалсараев), Co, Ni, Sc, V, Cr, Cu — спектральным

анализом в ИЗК СО РАН (аналитики Н.Н. Володина, А.В. Наумова, В.В. Щербань), редкоземельных элементов, а также Th, U — методом ICP-MS в ЦКП ИИЦ СО РАН на анализаторе VG Plasmquad PQ-2 (VG Elemental, England) в соответствии с методикой [29] (аналитики С.В. Пантеева, В.В. Маркова), ошибка определений составляет 5 %.

Изучение составов биотитов проведено на модернизированном микроанализаторе MAP-3 в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ, аналитики Н.С. Карманов и С.В. Канакин). Ток зонда 40 нА, диаметр — 2—3 мкР, ускоряющее напряжение 20 кВ. Ошибка, обусловленная статистикой счета, не превышала 1 % на сумму. Расчет кристаллохимических формул проводился на 11 атомов кислорода.

Определения содержаний и изотопных составов Sm и Nd выполнены в ИГГД РАН по методике, описанной в [30]. Изотопные составы Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом режиме. Измеренные $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,241578$, что соответствует $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$, и приведены к $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511860$ в Nd стандарте La Jolla. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd стандарте La Jolla за период измерений составило $0,511839 \pm 7$ ($n = 13$). Уровень холостого опыта за время исследований составлял 0,03—0,2 нг для Sm, 0,1—0,5 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составила $\pm 0,5$ %, изотопных $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} — \pm 0,5$ %, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} — \pm 0,005$ %.

Выделение акцессорных цирконов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Химическое разложение цирконов и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу [31]. Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261. Точность определения U/Pb составила 0,5 %. Холостое загрязнение не превышало 0,1 нг для Pb и 0,005 нг для U. Аэроабразивная обработка циркона проводилась по методике Т.Е. Кроу [32]. Процедура предварительной кислотной обработки ($\text{HF} + \text{HNO}_3$) циркона выполнялась с различной экспозицией при температуре 220 °С [33]. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT [34] и ISOPLOT [35]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [36]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [37]. Все ошибки приведены на уровне 2σ .

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРАНИТОИДОВ

Основными породообразующими минералами гранитоидов первой фазы являются плагиоклаз (40—45 %), кварц (25—30 %), калиевый полевой шпат (15—22 %), биотит (5—7 %) и амфибол (1—2 %). Акцессорные минералы представлены рудным минералом, апатитом, цирконом. Массивные среднезернистые граниты второй фазы отличаются от гнейсовидных разностей более высоким содержанием калиевого полевого шпата (30 %) и отсутствием амфибола.

Биотит в гранитоидах первой и второй фаз имеет сходный состав, соответствующий среднему члену ряда флогопит—аннит ($f = 0,43—0,48$, $\text{Al}^{\text{IV}} = 1,17—1,21$). На классификационной диаграмме Al—Mg [38] фигуративные точки всех проанализированных биотитов попадают в поле, соответствующее биотитам из пород известково-щелочного состава (рис. 3).

Согласно геохимической классификации гранитоидов [39], все исследуемые породы относятся к магнезиальным ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0,67—0,74$), известково-щелочным, перглиноземистым разностям ($\text{ASI} = 1,00—1,65$). Гнейсодиориты и гнейсогранодиориты первой фазы содержат SiO_2 от 60 до 67 %, щелочей от 5,7 до 7,3 % при превышении содержания Na_2O над K_2O (табл. 1). Для массивного гранита второй фазы отмечено более высокое содержание SiO_2 (70 %) и щелочей (8,39 %), при этом $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 1$. Для всех проанализированных гранитоидов фиксируется повышенное содержание Al_2O_3 , варьирующее от 15 до 19,65 %, и содержание нормативного корунда до 7,7 (см. табл. 1), что сопоставимо с гранитами S-типа по классификации [40].

Характерными геохимическими особенностями гранитоидов китайского комплекса, отличающими их от средних составов гранитов I- и S-типа [41], является повышенное содержание Ba (780—960 г/т) и несколько пониженное Y, составляющее 14—21 г/т в гранитоидах первой фазы и 4 г/т в граните второй (см. табл. 1). По содержанию таких элементов, как

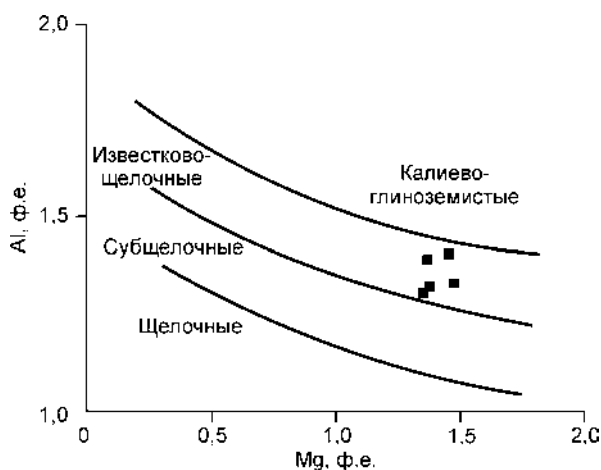


Рис. 3. Диаграмма Al—Mg [38] для биотитов из гранитоидов китайского комплекса.

Таблица 1.

Химический состав гранитоидов китойского комплекса

Компонент	Первая фаза				Вторая фаза
	Обр. 0335	Обр. 0336	Обр. 0337	Обр. 81605	Обр. 9320a
SiO ₂ , мас. %	66,66	60,02	67,78	66,89	69,97
TiO ₂	0,35	0,72	0,33	0,44	0,26
Al ₂ O ₃	15,00	19,65	15,60	15,32	15,20
Fe ₂ O ₃	1,67	2,11	1,31	1,14	1,04
FeO	3,39	4,81	3,07	3,10	1,22
MnO	0,07	0,08	0,05	0,04	0,02
MgO	1,84	3,28	1,47	1,47	0,78
CaO	3,48	2,06	2,76	2,78	1,78
Na ₂ O	3,73	3,56	3,73	3,69	3,13
K ₂ O	2,45	2,15	2,99	3,65	5,26
P ₂ O ₅	0,12	0,04	0,11	0,21	0,04
П.п.п.	0,89	0,99	0,65	0,93	1,39
H ₂ O ⁻	0,10	0,18	0,11	Н.о.	0,22
CO ₂	0,33	0,39	0,11	Н.о.	Н.о.
Сумма	100,08	100,04	100,07	99,66	100,31
Rb, г/т	65	54	105	140	135
Sr	410	400	420	330	310
Y	18	21	19	14	4
Zr	150	140	155	180	115
Nb	4	6	9	10	10
Ba	960	960	780	800	830
Co	13	25	11	9	3
Ni	27	84	23	10	7
Sc	8,7	15	5,8	8	3
V	59	160	71	73	57
Cr	45	160	41	57	12
Cu	34	74	25	24	11
La	29,23	35,37	52,22	30,09	29,14
Ce	58,23	65,72	107,02	62,08	51,20
Pr	6,53	7,99	10,56	6,77	5,72
Nd	23,79	29,51	32,00	26,37	20,17
Sm	4,00	4,02	4,28	4,99	2,74
Eu	1,28	1,50	0,92	1,18	1,16
Gd	3,42	3,35	3,47	4,13	1,36
Tb	0,57	0,50	0,46	0,49	0,15
Dy	2,80	2,68	2,13	2,06	0,65
Ho	0,57	0,61	0,45	0,34	0,10
Er	1,50	1,69	1,31	0,97	0,28
Yb	1,09	1,25	1,14	1,03	0,28
Lu	0,16	0,25	0,15	0,14	0,04
Th	5,17	6,73	12,65	6,37	9,55
U	0,81	0,83	1,48	1,17	0,85
<i>f</i>	0,73	0,67	0,74	0,74	0,73
ASI	1,00	1,65	1,09	1,03	1,08
<i>C</i>	0,05	7,70	1,36	0,64	1,11
(La/Yb) _n	17,99	18,93	30,67	19,53	69,59
Eu/Eu*	1,04	1,22	0,71	0,78	1,64

Примечание. $f = \text{FeO}_{\text{общ}} / (\text{FeO}_{\text{общ}} + \text{MgO}) = (\text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$; $\text{ASI}(\text{mol}) = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} - 1,67\text{P}_2\text{O}_5 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; Н.о. — значение не определялось; *C* — содержание нормативного корунда.

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для гнейсогранодиорита китойского комплекса

Образец	Возраст, млн лет	Содержание, мкг/г		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma$ изм.)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T(\text{DM})\text{Nd}$, млн лет
		5,18	25,90					
81605	2530	5,18	25,90	0,1209	$0,511208 \pm 7$	-27,9	-3,2	3168

Примечание. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и модельных возрастов $T(\text{DM})\text{Nd}$ использованы современные значения CHUR по [45] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$) и DM по [46] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,2136$), 2σ изм. — 2σ измерения.

Nb, Zr, Ce, исследованные гранитоиды сопоставимы как с гранитами *I*-типа, так и с гранитами *S*-типа, а по содержанию Rb и Sr более близки гранитам *I*-типа.

Для гранитоидов китойского комплекса характерны фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов — $(\text{La}/\text{Yb})_n = 18\text{—}31$ (гранитоиды первой фазы) и $(\text{La}/\text{Yb})_n = 70$ (граниты второй фазы). В проанализированных гранитоидах китойского комплекса Eu/Eu^* варьирует от 0,7 до 1,6.

Согласно классификациям [42—44], геодинамическая обстановка формирования гранитоидов может быть оценена как орогенная (коллизийная).

Sm-Nd изотопные исследования были выполнены для гнейсогранодиорита первой фазы китойского комплекса (обр. 81605). Исследованный образец характеризуется отрицательной величиной $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -3,2$ и среднеархейским Nd модельным возрастом — $T(\text{DM})\text{Nd} = 3,2$ млрд лет (табл. 2).

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ

Для датирования китойского комплекса была отобрана проба гнейсогранодиорита (обр. 81605), где циркон представлен идиоморфными и субидиоморфными прозрачными, реже полупрозрачными кристаллами розовато-коричневого цвета, призматической формы, габитуса (рис. 4, а, б), имеющими высокое двупреломление. Кристаллы огранены призмой {100}, {110} и дипирамидой {111}, {221}, {101} и {112}. Часто наблюдаются параллельные сростки кристаллов, кроме того, отмечено развитие многоглавости (см. рис. 4, в). Для внутреннего строения циркона характерно присутствие тонкой магматической зональности, частично нарушенной в краевых участках кристаллов. Размер зерен изменяется от 30 до 500 мкм; $K_{\text{удл.}} = 2,0\text{—}6,5$.

Для проведения U-Pb изотопных исследований были использованы три навески наиболее идиоморфных и прозрачных кристаллов циркона, отобранные из размерных фракций $-70 + 53$ мкм и > 150 мкм (табл. 3, № 1, 2 и 3; см. рис. 4), причем циркон из крупной фракции был подвергнут аэроабразивной обработке [32], в результате которой удалено соответственно около 50 и 80 % его вещества (см. табл. 3, № 2 и 3). На диаграмме с конкордией (рис. 5) точки изотопного состава исследованного циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 2532 ± 12 млн лет, а нижнее — возрасту 730 ± 53 млн лет ($\text{СКВО} = 0,37$). Исследованный циркон из пробы (обр. 81605) обладает морфологическими характеристиками циркона магматического генезиса и, следовательно, есть все основания принимать значение возраста 2532 ± 12 млн лет в качестве оценки времени образования рассматриваемых гранитоидов.

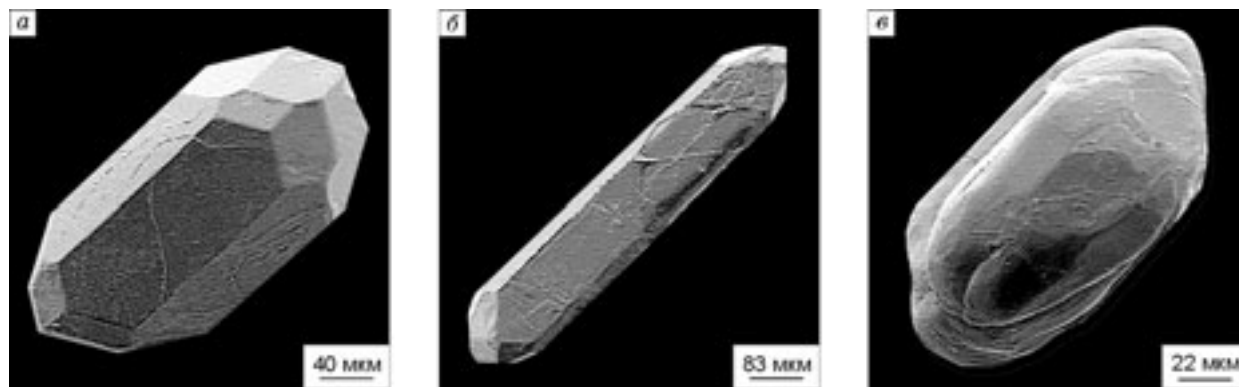


Рис. 4. Микрофотографии циркона из обр. 81605, выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ55.

Ускоряющее напряжение 20 кВ. а—в — пояснения в тексте.

Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов (ИГГДРАН, г. Санкт-Петербург)

№ п/п	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет			
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		
Образец 81605													
1	-70±53	0,58	298	810	6685	0,1547 ± 1	0,0658 ± 1	7,4903 ± 112	0,3512 ± 5	0,94	2172 ± 3	1941 ± 3	2398 ± 1
2	> 150, A50 %, 10 зерен	*	U/Pb = 2,4		3600	0,1592 ± 1	0,0745 ± 1	8,5052 ± 102	0,3875 ± 5	0,93	2287 ± 3	2111 ± 3	2447 ± 1
3	> 150, A80 %	0,47	35,6	80,5	1427	0,1606 ± 1	0,0930 ± 1	8,9108 ± 116	0,4025 ± 5	0,85	2329 ± 3	2180 ± 3	2462 ± 1

Примечание. ^a — изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; A50 % — количество вещества, удаленного в процессе аэробразивной обработки циркона. Величины ошибок соответствуют последним значащим цифрам после запятой.
* Навеска циркона не определялась.

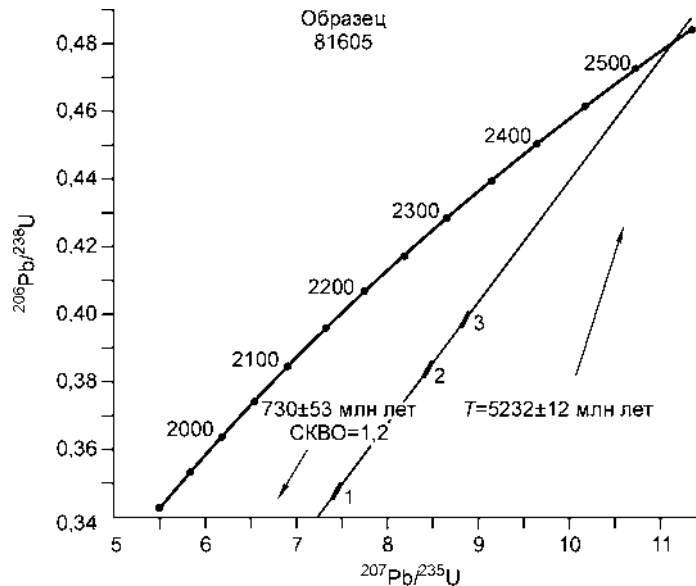


Рис. 5. Диаграмма с конкордией для цирконов из гранитов китойского комплекса (обр. 81605).

1—3 на диаграмме соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

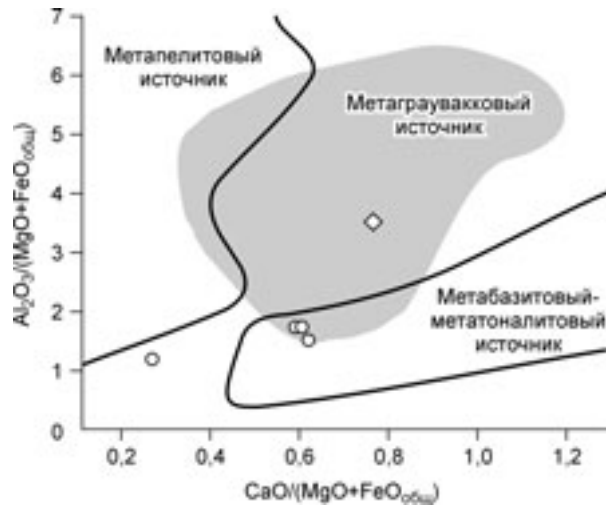
Источник гранитоидов китойского комплекса. Гранитоиды китойского комплекса, имеющие петрогеохимические характеристики, соответствующие как гранитам S-типа, так и гранитам I-типа, согласно классификации [47] могут быть отнесены к переходному I-S-типу, а по классификации, приведенной в работе [48], к гранитам Ib-типа. Предполагается [47, 48], что гранитоиды подобного состава могут возникать за счет плавления граувакковых или осадочно-вулканогенных источников.

Оценка состава источника гранитоидов китойского комплекса была предпринята на основе диаграммы $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO}_{\text{общ}}) - \text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO}_{\text{общ}})$ (рис. 6), поля на которой оконтурены с учетом экспериментальных данных по дегидратационному плавлению пород различного состава [49 и ссылки в этой работе]. На этой диаграмме фигуративные точки гнейсогранодиоритов первой фазы расположились в области перекрытия полей гранитоидов, сформированных в результате частичного плавления метаграувакк и частичного плавления пород metabазальтового—метатоналитового составов (см. рис. 6). В первое из обозначенных полей попала точка состава гранита второй фазы, а точка состава гнейсодиорита легла в поле неопределенности, вблизи области гранитоидов, источниками которых служили метапелиты. Таким образом, положение точек составов гранитоидов на этой диаграмме позволяет нам склоняться к метаосадочному источнику для пород китойского комплекса, о чём свидетельствуют и отрицательные значения величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ в проанализированном гнейсогранодиорите.

Субавтохтонная природа гранитоидов китойского комплекса позволяет предполагать, что субстратом для них могли быть вмещающие их образования. Сравнение спектров распределения редкоземельных элементов в гранитоидах китойского комплекса и вмещающих их гнейсах Бутухейского террейна, для которых реконструируется граувакково-пелитовый состав [10], показывает, что

Рис. 6. Диаграмма $Al_2O_3/(MgO + FeO_{общ})$ — $CaO/(MgO + FeO_{общ})$ [49] для гранитоидов китойского комплекса.

Кружки — разгнейсованные гранитоиды первой фазы, ромб — гранит второй фазы.



они во многом идентичны (рис. 7). Некоторые отличия в спектрах распределения тяжелых редкоземельных элементов гранитоидов китойского комплекса и вмещающих их гнейсов могут быть обусловлены тем, что амфибол и, возможно, гранат являлись фракционирующими фазами при формировании гранитоидов. Об этом же свидетельствуют и пониженные содержания Y в исследуемых гранитоидах.

Некоторые аспекты тектонической эволюции Шарыжалгайского выступа и возможная корреляция с архейскими аккреционно-коллизийными событиями в других кратах.

Структурное положение гранитоидов китойского комплекса свидетельствует о том, что их становление происходило одновременно с формированием главных картируемых структур Урикско-Китойской коллизийной зоны, возникшей в результате столкновения Иркутского и Окинского супертеррейнов [28]. При этом полученный возраст гранитоидов китойского комплекса (2532 ± 12 млн лет) в пределах ошибки определения соответствует времени гранулитового метаморфизма образований Урикско-Китойской коллизийной зоны (2560 ± 48 млн лет) [10, 13]. Таким образом, и гранитоиды китойского комплекса и гранулиты можно рассматривать в качестве индикаторов позднеархейских коллизийных процессов в пределах изученного фрагмента Шарыжалгайского выступа.

В Иркутском супертеррейне, примыкающем с востока к Урикско-Китойскому коллизийному шву, позднеархейские коллизийно-аккреционные события фиксируются гранулитовыми комплексами [10], метаморфизованными в условиях гранулитовой фации габброидами и ультраметагенными гранитами [11, 12].

Анализируя возможные тектонические предпосылки, инициировавшие развитие позднеархейских аккреционных процессов на юге Сибирского кратона, необходимо отметить, что аккреционно-коллизийные комплексы этого возрастного уровня широко проявлены не только в пределах Шарыжалгайского выступа, но и в Алданском щите [50 и др.].

Кроме этого, позднеархейские аккреционно-коллизийные процессы отмечаются в ряде других древних кратонов. В частности, хорошо известны гранулитовые комплексы Балтийского щита и Восточного Заонежья (возраст около 2,65 млрд лет, по [51]). В пределах Украинского щита (Литинская структура) присутствуют позднеархейские эндербиты (2550 ± 100 млн лет) [52]. Возраст позднеархейских гранулитов, присутствующих в строении древних экратонов, слагающих Лаврентию и Гренландию, варьирует в интервале 2,73—2,55 млрд лет [53, 54]. В Южной Африке около 2,7 млрд лет назад в результате коллизии кратонов Зимбабве и Каапваал был сформирован пояс Лимпопо [54, 55]. На юге Индии (террейн Сургул, пояс Колар) позднеархейские коллизийные события (2,65—2,50 млрд лет) фиксируются гранулитовым метаморфизмом, синколлизийным магматизмом и интенсивными деформациями [56].

Широкое развитие аккреционно-коллизийных процессов на границе архея и протерозоя и связанного с этими процессами син- и постколлизийного магматизма позволили ряду авторов [14, 54, 57 и др.] сделать предположение о том, что в

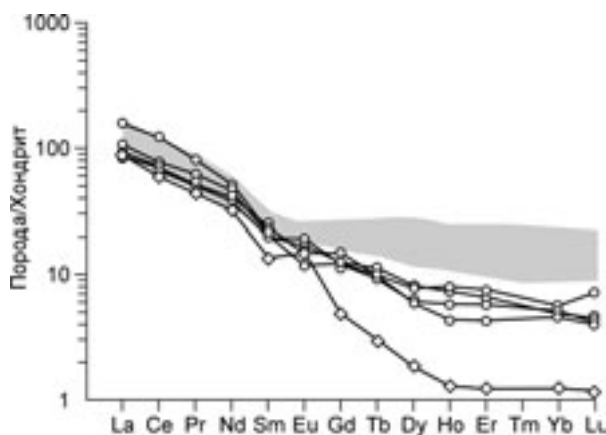


Рис. 7. Спектры распределения редкоземельных элементов для гранитоидов китойского комплекса.

Заштрихованное поле — распределение редкоземельных элементов в гнейсах Бутухейского террейна. Усл. обозн. см. на рис. 6.

позднем архее на Земле могло происходить образование наиболее древнего суперконтинента (Пангея-0, или Арктика), объединяющего в своей структуре Канадский щит, Гренландию и блоки, входящие в состав Сибирского кратона.

Полученные данные о возрасте и синтетектонической природе гранитоидов китойского комплекса Шарыжалгайского выступа в совокупности с анализом других позднеархейских аккреционно-коллизийных комплексов Шарыжалгайского выступа позволяют подтвердить ранее высказанные предположения о вовлеченности слагающих Сибирский кратон блоков в процесс образования позднеархейского суперконтинента.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты изучения гранитоидов китойского комплекса позволили сделать следующие выводы.

1. По положению Шарыжалгайского выступа в структуре Сибирского кратона, а также по комплексу геологических и структурных характеристик гранитоиды китойского комплекса могут быть отнесены к синтетектоническим образованиям.

2. В результате U-Pb геохронологических исследований установлено, что возраст формирования гранитоидов китойского комплекса составляет 2532 ± 12 млн лет.

3. Петролого-геохимические и изотопные данные позволяют предполагать, что источником гранитоидов китойского комплекса могли быть вмещающие их метаморфизованные осадочные породы.

4. Внедрение гранитоидов осуществлялось одновременно с формированием структуры позднеархейской Урикско-Китойской коллизионной зоны, заложение которой имело место при сочленении Иркутского и Окинского супертеррейнов, входящих в структуру Шарыжалгайского выступа [28]. Гранитоиды китойского комплекса совместно с близкими по возрасту гранулитами Урикско-Китойской коллизионной зоны могут рассматриваться как индикаторы позднеархейских коллизионных процессов в пределах Шарыжалгайского выступа.

5. Проявление позднеархейских аккреционно-коллизийных событий в Шарыжалгайском выступе Сибирского кратона хорошо согласуется с аналогичными процессами, проявившимися в пределах Алданского щита и в ряде древних кратонов. Согласно работам [14, 54, 57 и др.], в масштабах планеты эти события отвечали стадии становления позднеархейского суперконтинента Пангея-0, или Арктика.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 02-05-64481, 02-07-90113, 04-05-64412, 04-05-64439), гранта ведущих научных школ (НШ-768.2003.5), Президиума РАН, Президиума СО РАН, Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 7, 8 и Фонда содействия отечественной науке.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Шафеев А.А.** Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М., Наука, 1970, 179 с.
2. **Докембрийская** геология СССР. Л., Наука, 1988, 440 с.
3. **Эволюция** земной коры в докембрии и палеозое / Ред. Ф.А. Летников. Новосибирск, Наука, 1988, 161 с.
4. **Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.R. et al.** Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the granulite-gneiss-charnokite-granite complex, Lake Baikal, USSR: a U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd isotopic study // *J. Geol.*, 1991, v. 99, p. 851—861.
5. **Geology of granulites** (guidebook). Irkutsk, 1981, 94 p.
6. **Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З. и др.** О возрасте метаморфизма Слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // *Петрология*, 1997, т. 5, № 4, с. 380—393.
7. **Salnikova E.B., Sergeev S.A., Kotov A.B. et al.** U-Pb zircon dating of granulite metamorphism in the Sludyanskiy complex, Eastern Siberia // *Gondwana Res.*, 1998, v. 1, p. 195—205.
8. **Донская Т.В., Склярлов Е.В., Гладкочуб Д.П. и др.** Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // *Докл. РАН*, 2000, т. 374, № 1, с. 79—83.
9. **Склярлов Е.В., Гладкочуб Д.П., Ватанабе Т. и др.** Архейские супракrustальные образования Шарыжалгайского выступа: тектонические следствия // *Докл. РАН*, 2001, т. 377, № 3, с. 370—375.
10. **Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др.** К проблеме выделения верхнеархейского коллизионного пояса юга Сибирского кратона // *Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии „Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза“*. СПб., 2003, с. 126—128.
11. **Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З. и др.** Присаянский краевой выступ фундамента Сибирской платформы (новые геохронологические и петрологические данные) // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса — от океана к континенту*. Иркутск, Изд-во ИГ СО РАН, 2003, с. 147—150.

12. **Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др.** Возрастные рубежи высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии „Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза“. СПб., 2003, с. 453—455.
13. **Poller U., Gladkochub D.P., Donskaya T.V. et al.** Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Palaeoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precamb. Res.*, 2005, v. 136, p. 353—368.
14. **Хаин В.Е.** Тектоника океанов и континентов (год 2000). М., Научный мир, 2001, 606 с.
15. **Розен О.М.** Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // *Геотектоника*, 2003, № 3, с. 3—21.
16. **Донская Т.В., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В. и др.** Раннепротерозойский постколлизийный магматизм южного фланга Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // *Докл. РАН*, 2002, т. 382, № 5, с. 663—667.
17. **Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З. и др.** Посткинematические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // *Геология и геофизика*, 2002, т. 43, № 8, с. 717—731.
18. **Геологическая карта** юга Восточной Сибири и северной части МНР, М-б 1:1 500 000 / Ред. А.Л. Яншин. М., Мингео СССР, 1983.
19. **Геологическая карта** Иркутской области и сопредельных территорий, М-б 1:500 000 / Под ред. В.Г. Кузнецова, П.М. Хренова. Л., ВСЕГЕИ, 1989.
20. **Бибикова Е.В., Хильтова В.Я., Грачева Т.В., Макаров В.А.** Возраст зеленокаменных поясов Присяянья // *Докл. АН СССР*, 1982, т. 267, № 5, с. 1171—1174.
21. **Парфенов Л.М., Ноклеберг У. Дж., Ханчук А.И.** Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии // *Тихоокеан. геология*, 1998, т. 17, № 3, с. 3—13.
22. **Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия).** М., МАИК „Наука/Интерпериодика“, 2001, 571 с.
23. **Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Ота Т.** Урикско-Китойская зона тектонического мегамеланжа в структуре Шарыжалгайского выступа Сибирской платформы // Материалы XXXVI тектонического совещания „Тектоника и геодинамика континентальной литосферы“. Т. II. М., ГЕОС, 2003, с. 10—14.
24. **Кузнецова Ф.В.** Гранулитовый комплекс Юго-Западного Прибайкалья. Новосибирск, Наука, 1981, 182 с.
25. **Витте Л.Е.** Структуры Шарыжалгайского массива и отражение их в магнитных полях // *Геотектоника*, 1971, № 6, с. 73—78.
26. **Зорин Ю.А.** Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., Наука, 1971, 167 с.
27. **Лобачевский И.В., Мельников А.И.** Структура фундамента Ангаро-Окинского Присяянья по геолого-геофизическим данным // *Сов. геол.*, 1985, № 5, с. 36—45.
28. **Мазукабзов А.М.** Структура и геодинамика южной окраины Сибирского кратона: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2003, 33 с.
29. **Garbe-Schonberg C.-D.** Simultaneous determination of thirty-seven trace elements in twenty-eight international rock standards by ICP-MS // *Geostand. Newsl.*, 1993, v. 17, p. 81—97.
30. **Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др.** Этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // *Петрология*, 1995, т. 3, № 1, с. 99—110.
31. **Krogh T.E.** A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, v. 37, p. 485—494.
32. **Krogh T.E.** Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1982, v. 46, p. 637—649.
33. **Mattinson J.M.** A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques // *Contr. Miner. Petrol.*, 1994, v. 116, p. 117—129.
34. **Ludwig K.R.** PbDAT for MS-DOS, version 1.21. U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542, Berkley, USA, 1991, 35 p.
35. **Ludwig K.R.** ISOPLOT/Ex.version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp. Publ., Berkley, USA, 1999, № 1a, 49 p.

36. **Steiger R.H., Jager E.** Subcommittee of Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, v. 36, № 2, p. 359—362.
37. **Stacey J.S., Kramers I.D.** Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 26, № 2, p. 207—221.
38. **Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J.M., Carron J.P.** Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes // *Paris, C.R. Acad. Sci.*, 1985, v. 301, p. 813—818.
39. **Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al.** A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 2033—2048.
40. **Chappell B.W., White A.J.R.** *I*- and *S*-type granites in the Lachlan Fold Belt // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 1992, v. 83, p. 1—26.
41. **Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W.** *A*-type granites: geochemical characteristics and petrogenesis // *Contr. Miner. Petrol.*, 1987, v. 95, p. 407—419.
42. **Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.*, 1984, v. 25, p. 956—983.
43. **Maniar P.D., Piccoli P.M.** Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1989, v. 101, p. 635—643.
44. **Batchelor R.A., Bowden P.** Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using muticationic parameters // *Chem. Geol.*, 1985, v. 48, p. 43—55.
45. **Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.** Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, p. 137—150.
46. **Goldstein S.J., Jacobsen S.B.** Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 87, p. 249—265.
47. **Liew T.C., Finger F., Höck V.** The Moldanubian granitoid plutons of Austria: chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting // *Chem. Geol.*, 1989, v. 76, p. 41—55.
48. **Розен О.М., Федоровский В.С.** Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М., Научный мир, 2001, 188 с.
49. **Altherr R., Holl A., Hegner E. et al.** High-potassium, calc-alkaline *I*-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany) // *Lithos*, 2000, v. 50, p. 51—73.
50. **Котов А.Б.** Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. СПб., ИГГД РАН, 2003, 78 с.
51. **Левченко О.А., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А. и др.** Возраст метаморфических комплексов архея Карелии // *Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза*. М., Наука, 1987, с. 44—49.
52. **Бартницкий Е.Н., Бойко В.Л., Лавковская Н.Ю. и др.** Изотопный возраст эндербитов Украинского щита // *Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза*. М., Наука, 1987, с. 75—96.
53. **Nutman A.P., Friend C.R.L., Baadsgaard H., McGregor V.R.** Evolution and assemblage of Archean gneiss terranes in the Godthabsfjord region, southern West Greenland: structural, metamorphic and isotopic evidences // *Tectonics*, 1989, v. 8, p. 573—589.
54. **Windley B.F.** *The evolving continents*. New York, Wiley & Sons Inc., 1998, 526 p.
55. **Treloar P.J., Coward M.P., Harris N.B.W.** Himalayan-Tibetan analogies for the evolution of the Zimbabwe craton and Limpopo belt // *Precamb. Res.*, 1992, v. 55, p. 571—587.
56. **Gopalkrishna D., Hansen E.C., Janardhan A.S., Newton R.C.** The southern high-grade margin of the Dharwar craton // *J. Geol.*, 1986, v. 94, p. 247—260.
57. **Rogers J.J.W.** A history of continents in the past three billion years // *J. Geol.*, 1996, v. 104, p. 91—107.

Рекомендована к печати 25 февраля 2005 г.
В.А. Верниковским

Поступила в редакцию
24 августа 2004 г.