

**<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД МАССИВА ИНАГЛИ  
(Алданский щит, Южная Якутия)**

**А.В. Пономарчук<sup>1</sup>, И.Р. Прокопьев<sup>1,2</sup>, Т.В. Светлицкая<sup>1</sup>, А.Г. Дорошкевич<sup>1,3</sup>**

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup> Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

<sup>3</sup> Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия

Зонально-кольцевой массив Инагли расположен в Центрально-Алданском рудном районе. Тесное сонахождение ультраосновных и щелочных пород калиевой специализации, магматизма и оруденения (платина, ювелирный хромдиопсид и вермикулит) делают этот объект уникальным как с геологической, так и с экономической точек зрения. Образование щелочных пород массива Инагли, обусловленное мезозойской тектономагматической активизацией Алданского щита, происходило в несколько этапов. Кристаллизация клинопироксенитов имела место не позднее  $145.8 \pm 3.2$  млн лет, а становление основного объема щелочных пород кольцевого обрамления ограничивается интервалом 133—128 млн лет. Определен возраст формирования полевошпат-хромдиопсид-слюдяных жил в дунитовом ядре —  $133.4 \pm 1$  млн лет.

*Ar-Ar датирование, датирование щелочных пород, мезозойский магматизм, зонально-кольцевые массивы, массив Инагли.*

**<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar GEOCHRONOLOGY OF ALKALINE ROCKS OF THE INAGLI MASSIF  
(Aldan Shield, southern Yakutia)**

**A.V. Ponomarchuk, I.R. Prokop'ev, T.V. Svetlitskaya, and A.G. Doroshkevich**

The Inagli zoned ring massif is located in the Central Aldan ore district. The close localization of ultrabasic and alkaline potassic rocks, magmatism, and mineralization (platinum, gem Cr-diopside, and vermiculite) make this object unique from both geological and economic perspectives. Formation of alkaline rocks in the Inagli massif was related to the Mesozoic tectonomagmatic activation of the Aldan Shield and occurred in several stages. Intrusion of clinopyroxenites took place no later than  $145.8 \pm 3.2$  Ma, whereas most of alkaline rocks of the ring framing formed at 133–128 Ma. The feldspar–Cr–diopside–mica veins in the dunite core are dated at  $133.4 \pm 1$  Ma.

*Ar–Ar dating, dating of alkaline rocks, Mesozoic magmatism, zoned ring massifs, Inagli massif*

**ВВЕДЕНИЕ**

Изучение зонально-кольцевых щелочно-ультраосновных массивов на Алданском щите продолжается уже более 50 лет, однако на данный момент нет единого мнения о времени и механизмах формирования подобных объектов. Массивы Кондер и Инагли характеризуются платиновым оруденением, отличающимся от оруденения расслоенных интрузий массива Бушвельд (ЮАР) [Campbell et al., 1983; Sawthorn et al., 2002], дунитов Нижнего Тагила [Генкин, 1997; Малич, 1999] на Урале и других объектов в мире. Кроме того, исследуемый массив Инагли уникален месторождением ювелирных кристаллов хромдиопсида — якутского «изумруда» и вермикулита, формирование которых связано с метасоматическими процессами и процессами перекристаллизации в пределах щелочно-ультрабазитового комплекса.

Геохронологические данные [Ельянов, Моралев, 1961; Костюк и др., 1990; Пушкарев и др., 2002; Шуколюков и др., 2012; Малич и др., 2012; Ронкин и др., 2013], палеомагнитные исследования [Угрюмов, Киселев, 1969; Каретников, 2009], а также геологические наблюдения [Шнай и др., 1980; Костюк и др., 1990; Округин, 2004] не позволяют однозначно ответить на вопрос о времени и этапах формирования щелочных и ультраосновных пород массивов Кондер и Инагли. При этом более изученным в геохронологическом отношении является ультраосновной—щелочной массив Кондер, расположенный на территории Хабаровского края. Согласно предшествующим исследованиям, становление массива происходило как минимум в два магматических этапа: раннепротерозойский, связанный с внедрением ультрамафитового расплава, и наложенный позднемезозойский, связанный с формированием косьвитов,

монцитонитов и других щелочных пород [Гурович и др., 1994; Каретников, 2009; и др.]. Однако в литературе встречается множество датировок, полученных К-Аг методом [Ельянов, Моралев, 1961; Костюк и др., 1990; Максимов и др., 2010; и др.], где подтверждается мезозойский возраст как дунитового ядра, так и внешнего кольца интрузий массивов Инагли и Кондер. Разброс значений составляет от 150 до 100 млн лет для ультраосновных и щелочных пород, встречаются также более молодые оценки возраста — до 80 млн лет, поэтому точность и достоверность этих результатов требуют дополнительных исследований.

Массив Инагли расположен в крупном промышленном регионе Южной Якутии (рис. 1) — Центрально-Алданском рудном районе [Ветлужских, 1990], являющимся крупным ареалом распространения мезозойских щелочных пород и связанного с ним золотого оруденения [Ветлужских, 1990; Ветлужских и др., 2002; Максимов, 2003; Кочетков, 2006]. На ряде массивов щелочные породы тесно ассоциируют с щелочно-ультраосновными и ультраосновными породами (например, Якутский и Рябиновый массивы), но распространены в гораздо меньших масштабах, чем на Инагли. Таким образом, важным аспектом является временная и генетическая корреляция этапов формирования массива Инагли с другими массивами Центрально-Алданского района и Алданского щита в целом. Генезис этих массивов неразрывно связан с информацией о возрасте их формирования. Существующие представления можно свести к двум следующим моделям:

1. Массивы возникли из единого исходного расплава в ходе гравитационно-кристаллизационной дифференциации в мезозойскую эпоху [Костюк и др., 1990; Округин, 2004].

2. Массивы полихронны и гетерогенны, в них сочетаются формации дунитов и обрамляющих щелочных габбро, пироксенитов, а также щелочных и субщелочных кислых пород. При этом дунитовое ядро рассматривается как докембрийское [Ельянов, Моралев, 1961], либо как мезозойское [Максимов и др., 2010].

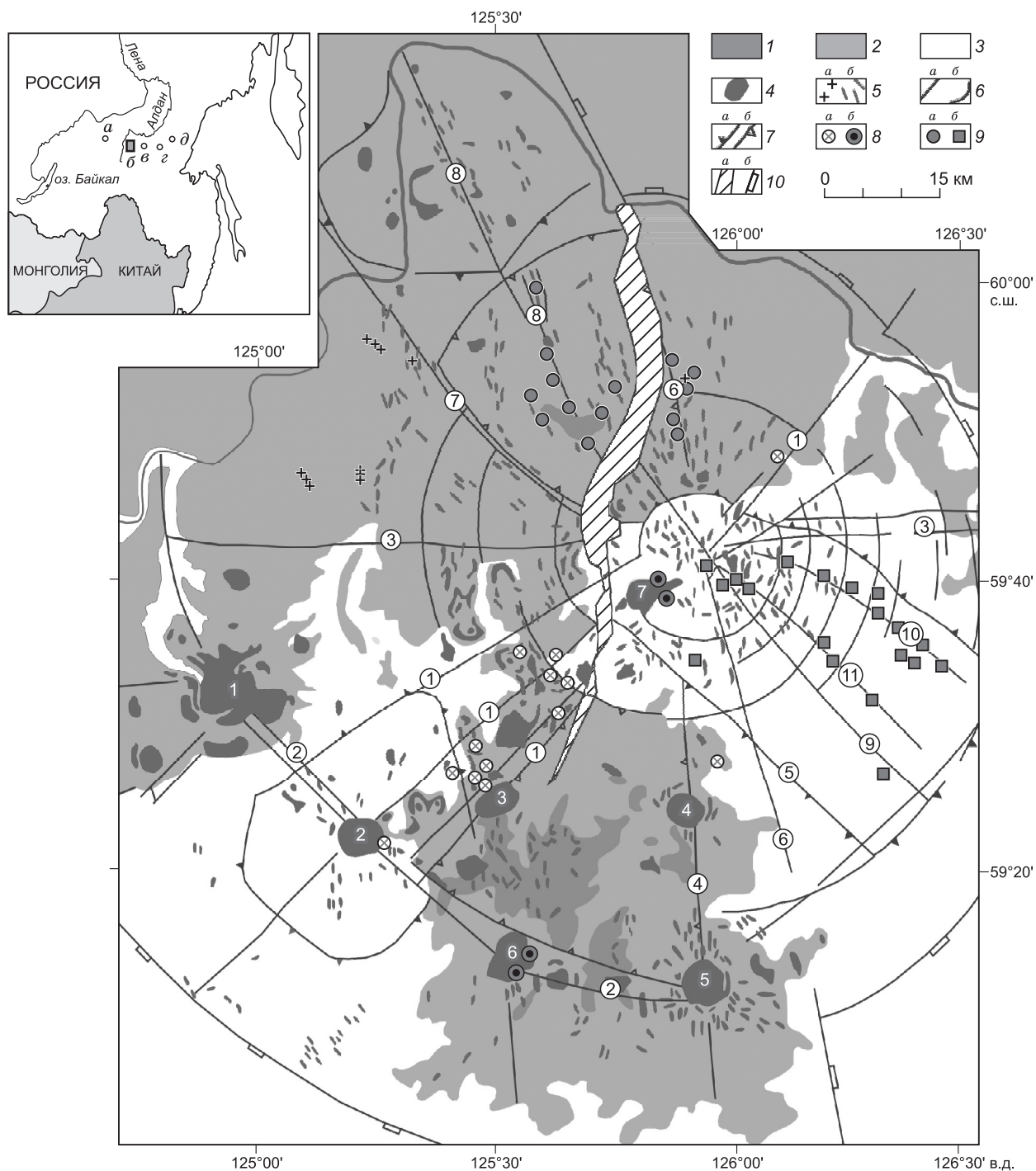
В данной работе представлены новые данные по Аг-Аг датированию щелочных пород кольцевого обрамления и наложенных на ядро массива Инагли вторичных изменений. Полученные результаты достоверно определяют хронологию внедрения и преобразования пород.

#### КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИНАГЛИНСКОГО МАССИВА

Инаглинский массив ультраосновных и щелочных пород расположен в северо-западной части Центрального блока Алданского щита (Республика Саха (Якутия)), в 30 км к западу от г. Алдан (см. рис. 1). Он представляет собой трубообразное, округлое в плане тело площадью около 20 км<sup>2</sup> (рис. 2), расположенное на пересечении двух региональных систем разломов — Юхтинского и Инаглинского — северо-западного и северо-восточного простирания соответственно [Округин, 2004]. Геологическое строение массива Инагли представлено в ряде работ [Билибин, 1958; Рожков и др., 1962; Корчагин, 1966; Глаголев и др., 1974; Максимов, 1975; Кочетков, 1984; Костюк и др., 1990]. Массив характеризуется концентрически-зональным строением. Его ядро (площадью ~ 16 км<sup>2</sup>) сложено дунитами мощностью ~ 1 км по скважинам и более 5 км по геофизическим данным. Дуниты по периферии окружены оливин- и флогопитсодержащими клинопироксенитами, меланократовыми пироксеновыми сиенитами и шонкинитами, с секущими жильными телами щелочных сиенит-пегматитов мезозойского возраста. В шонкинитах отмечаются ксенолиты дунитов (рис. 3, б). За исключением северо-западной части, Инаглинский массив обрамляется постъюрскими пластовыми интрузиями сиенит- и монцитонит-порфириров. Пегматитовые жилы (хромдипсид-ортоклазовые, ортоклаз-амфиболовые, микроклин-альбит-амфиболовые с эгирином) выполняют кольцевые и радиальные трещины во внутренней части и на периферии дунитового ядра массива, частично вдаваясь в зону развития щелочных пород. Центральная часть массива Инагли, сложенная дунитами, была эродирована с образованием депрессии, которая лежит в основании Инаглинской платиновой россыпи.

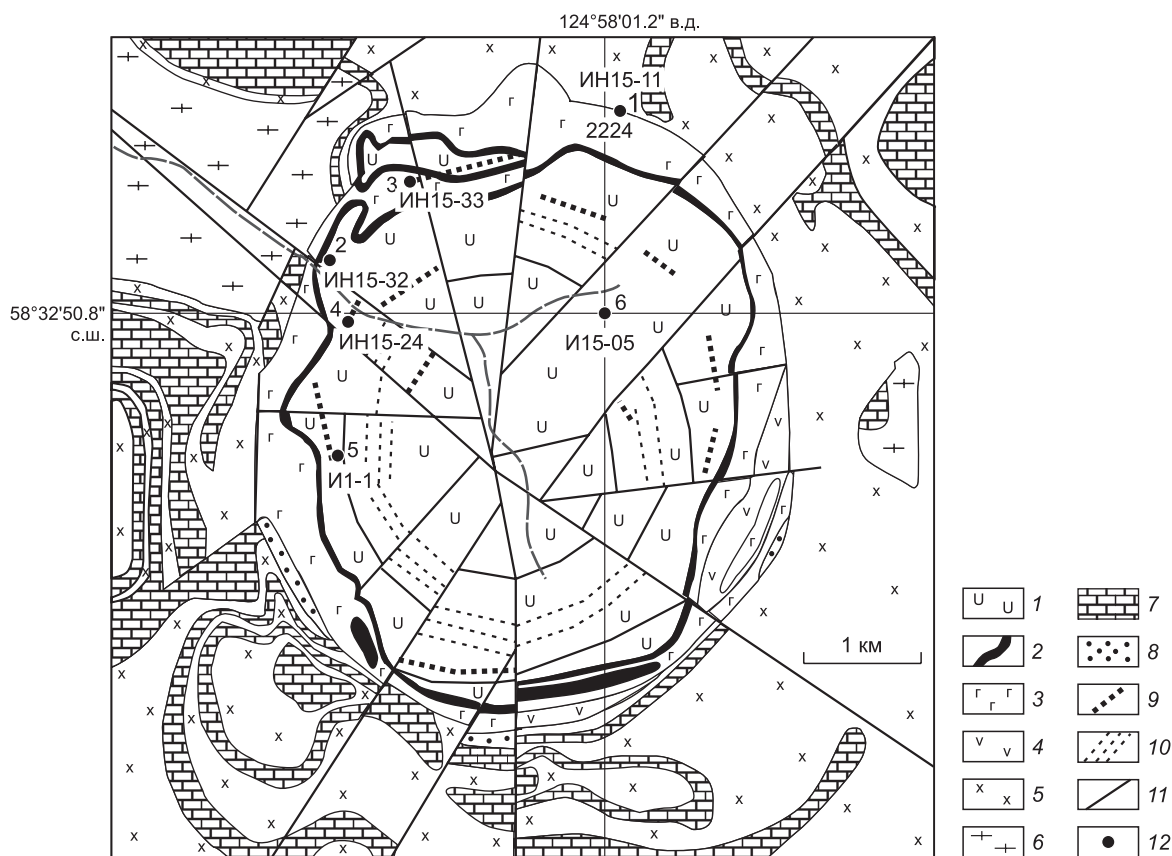
Толща пород, вмещающая массив, характеризуется двухъярусным строением. Нижний ярус сложен архейскими сильнодислоцированными кристаллическими сланцами, гнейсами и амфиболитами, прорванными архейскими аляскитовыми гранитами. Верхний ярус развит фрагментарно и представлен верхнепротерозойскими песчаниками и гравелитами, известняками и доломитами нижнего кембрия. Контакты массива с вмещающими породами тектонические — вертикальные или крутопадающие. Непосредственного контакта дунитов и гравелитов, залегающих в основании протерозойской толщи, не обнаружено, отмечаются резкие контакты с шонкинитами и сиенит-порфирами. Гравелиты и песчаники протерозоя и кембрия в разной степени метаморфизованы, участками преобразованы в биотит-кварцитовые гнейсы.

В соответствии с работами предшественников, дуниты представляют собой разнотекстурированные породы с панидиоморфной структурой в слабосерпентинизированных и петельчатой структурой в сильносерпентинизированных разностях. Они состоят из оливина (40—85 %), серпентина (15—60), хромшпи-



**Рис. 1. Геолого-структурная схема Центрально-Алданского рудного района (данные [Максимов, Уютов, 2010] с дополнениями авторов).**

1 — терригенные отложения нижней и средней юры; 2 — венд-нижнекембрийский платформенный чехол; 3 — раннедокембрийский кристаллический фундамент; 4, 5 — щелочные и умеренно-щелочные магмопроявления: интрузии (4), 5 — диатремы (а) и дайки (б); 6 — разломы: а — достоверные, б — предполагаемые; 7 — границы структурных блоков: поднятий (а), впадин (б); 8, 9 — месторождения формаций: 8 — золото-сульфидной (а), золото-порфировой (б); 9 — золото-аргиллизит-калишпат-кварцевой (а), золото-молибденит-бранерит-гумбеитовой (б); 10, а — Якокутская долина — грабен, 10, б — внешняя граница Центрально-Алданской рудно-магматической системы (ЦАРМС). Наиболее крупные интрузивные массивы: 1 — Инаглинский, 2 — Томмотский, 3 — Якокутский, 4 — Джекондинский, 5 — Ыллымахский, 6 — Юхтинский, 7 — Рябиновый. На врезке схематически показано расположение массивов и рудных районов: а — Маломурунский массив; б — Центрально-Алданский рудный район; в — Джелтулинский массив; г — Кеткапско-Юнский район; д — Кондерский массив.



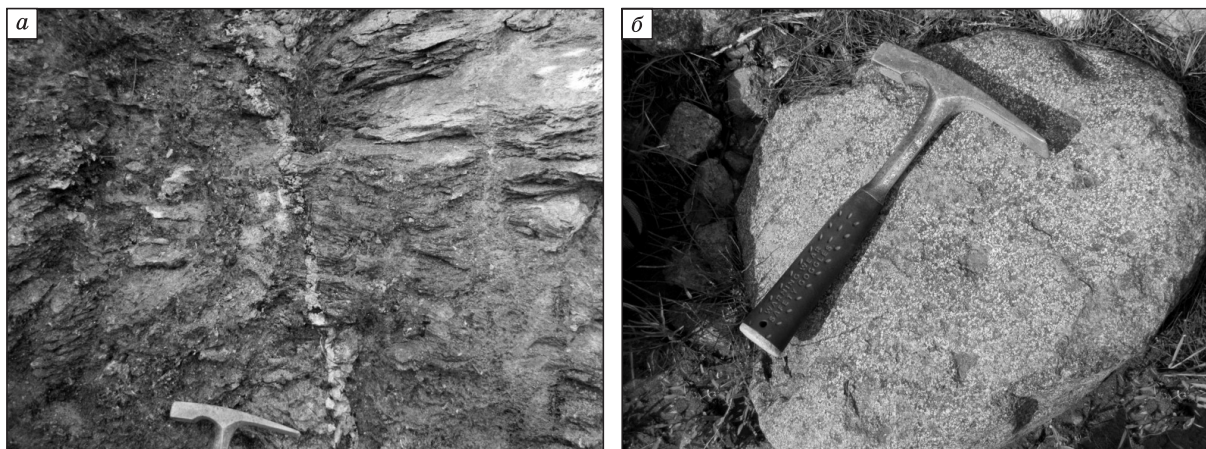
**Рис. 2. Схема геологического строения массива Инагли ([Глаголев и др., 1974] с изменениями) с точками отбора проб для геохронологического изучения.**

1 — дуниты; 2 — пироксениты; 3 — шонкиниты; 4 — лейкократовые сиениты; 5 — монзонит-порфиры; 6 — породы федоровской серии; 7 — карбонатные породы; 8 — гравелиты и песчаники; 9 — дайки сиенитов и пегматитов; 10 — кольцевые трещины с метасоматитами; 11 — разломы; 12 — точки отбора проб и номера образцов.

нели (до 3), магнетита (до 3), хромдиоксида (до 3), флогопита (до 3 %) [Корчагин, 1966; Mues-Schumacher et al., 1996]. На контакте дунитов и шонкинитов находится узкая (~ 50 м) кайма оливин-клинопироксеновых пород со слюдой (перидотиты, по [Корчагин, 1966; Угрюмов и др., 1969]). Минеральный состав пород изменяется от флогопит- и калишпатсодержащих оливиновых клинопироксенитов на границе с дунитами до апатитсодержащих флогопитовых клинопироксенитов без оливина на границе с шонкинитами. Оливин-клинопироксеновые породы из средней части каймы содержат 45—50 % клинопироксена, 35—40 оливина, до 10 серпентина, до 5 калиевого полевого шпата, 2—3 флогопита, 2—3 % апатита. Между этими породами и дунитами отмечается узкая зона сильносерпентинизированных дунитов с большим содержанием пластинчатого магнетита, а переход к шонкинитам характеризуется как постепенный [Корчагин, 1996].

Шонкиниты и меланократовые пироксеновые сиениты состоят из клинопироксена (20—45 %), калиевого полевого шпата (20—65), флогопита (1—25), апатита (1—7), магнетита (1—5), в оливин- и/или псевдолейцитсодержащих разновидностях присутствует оливин (до 15) и/или псевдолейцит (до 10 %) соответственно.

В юго-западной части дунитового ядра выделяется штокверковая зона развития жил, гнезд и прожилков полевошпат-хромдиоксид-слюдяных гигантозернистых пород, к которой приурочено Инаглинское месторождение хромдиоксида. Согласно [Корчагин, 1966], эти рудоносные тела мощностью десятки сантиметров—первые метры развиваются вокруг диоксид-ортоклазовых и микроклин-альбит-амфиболовых пегматитовых жил, секущих дуниты, и часто содержат реликтовые участки последних. Кроме того, в обнажении карьера встречаются поздние прожилки амфибол-полевошпатового состава (мощностью первые десятки сантиметров), секущие хромдиоксидовые метасоматиты (см. рис. 3, б). Такие геологические наблюдения свидетельствуют о многостадийных процессах преобразования ультраосновных и щелочных пород массива.



**Рис. 3. Фотографии пород массива Инагли, демонстрирующие взаимоотношения между различными породами.**

*а* — поздняя жила сиенитов сечет хромдиопсидовое тело; *б* — ксенолиты дунитов в шонкинците.

### ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД МАССИВА

**Дуниты** имеют среднезернистую структуру. Оливин в породе интенсивно серпентинизирован (до 20 % замещения). Первичный хромит преобразован в хроммагнетит. Вокруг рудных зерен отмечаются единичные чешуйки флогопита. На основании имеющихся петрографических данных сложно однозначно определить, является ли флогопит в дуните сингенетичным или это следствие более поздних метасоматических изменений (рис. 4, *а*).

**Флогопитовые клинопироксениты** характеризуются кумулятивной текстурой, гипидиоморфной среднекрупнозернистой структурой (см. рис. 4, *б*). Содержание клинопироксена в породе достигает 60 %. Флогопит находится в интерстициях и составляет до 30 % породы. В клинопироксенитах также присутствует апатит (до 10 %). Минерал образует крупные идиоморфные кристаллы и микровключения в клинопироксене и флогопите. Содержание рудных минералов в породе достигает 5 %. Магнетит кристаллизуется как в виде идиоморфных зерен, так и интерстициальных ксеноморфных выделений. В клинопироксене встречаются единичные зерна сульфидов.

Пегматитовые амфибол-полевошпатовые жилы представляют собой гигантозернистые породы, состоящие из ортоклаза, микроклина и экерманита.

**Шонкинциты и сиениты** имеют крупно- и среднезернистую структуру, массивную или трахитоидную текстуру. Шонкинциты состоят из клинопироксена (30 %), КПШ (30), псевдолейцита (7—10), флогопита (15), апатита (2—5), оливина (10) и титаномагнетита (1—5 %) (см. рис. 4, *в*).

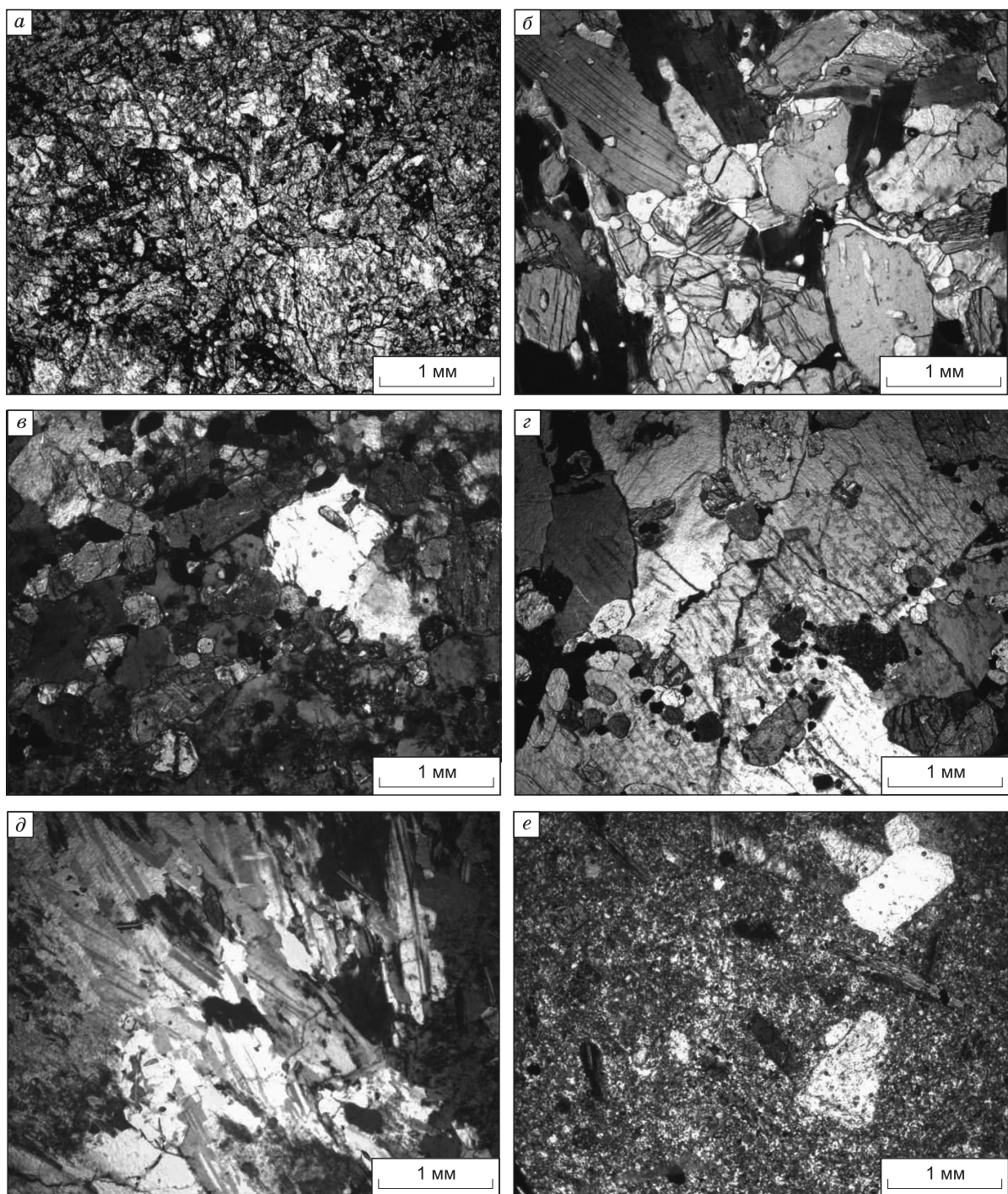
Сиениты сложены клинопироксеном (20 %), КПШ (60), флогопитом (7—10), оливином (до 5), апатитом (1—2) и титаномагнетитом (1—4 %) (см. рис. 4, *з*). Среди пород массива встречаются щелочные сиениты, состоящие из калиевого полевого шпата (около 90 %), эгирина и щелочного амфибола — рихтерита (до 10 %) (см. рис. 4, *д*). Часто породы интенсивно альбитизированы.

В **монцонит-порфирах** вкрапленники представлены удлиненно-призматическими кристаллами (до 0.5 см) роговой обманки, крупными (до 1 см) фенокристами зонального плагиоклаза и КПШ (см. рис. 4, *е*). Основная масса состоит из кварца и КПШ. В целом породы имеют следующий минеральный состав: плагиоклаз — до 50 %, роговая обманка (25), КПШ (15), кварц (8), рудные минералы (до 2 %, титаномагнетит и сульфиды). В породе также присутствует циркон и апатит (менее процента).

### ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для геохронологических и изотопных исследований во время полевых сезонов 2012—2015 гг. были отобраны образцы щелочных разновидностей массива и дунитового ядра. Места отбора проб и номера образцов нанесены на геологическую схему массива (см. рис. 2).

**Методика измерений.**  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование проведено по мономинеральным фракциям, отбор которых производился вручную под бинокулярной лупой из фракции 0.3—0.1 мм измельченного образца. Облучение проб было проведено в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа в Научно-исследовательском институте ядерной физики (Томск). Градиент нейтронного потока за период облучения не превышал 0.5 % в размере образца. В качестве монитора используется стандартный K/Ar



**Рис. 4. Фото шлифов основных разновидностей пород массива Инагли.**

*a* — дунит с вкрапленностью флогопита (шлиф ИН15-05, в параллельных николях); *б* — флогопитовый клинопироксенит (шлиф ИН15-32, в скрещенных николях); *в* — шонкинит (шлиф 2224, в скрещенных николях); *г* — меланократовый сиенит (шлиф ИН15-33, в скрещенных николях); *д* — лейкократовый сиенит (шлиф ИН15-24, в скрещенных николях); *е* — монзонит-порфир (шлиф ИН15-11, в скрещенных николях).

образец — мусковит МСА-11 (ОСО N 129-88), подготовленный Всесоюзным научно-исследовательским институтом минерального сырья Министерства геологии СССР (ВИМС) в 1988 г. Для его калибровки в качестве  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  монитора использовались международные стандартные образцы мусковит Bern 4m и биотит LP-6 [Baksi et al., 1996]. По результатам калибровки в качестве возраста мусковита

МСА-11 было принято среднее, которое составило  $311.0 \pm 1.5$  млн лет [Травин, 2016]. Значение полной постоянной распада  $^{40}\text{K}$ , в соответствии с [Steiger, Jager, 1977], принималось равным  $5.543 \cdot 10^{-10}$  год $^{-1}$ .

Холостой опыт по определению  $^{40}\text{Ar}$  (10 мин при 1200 °С) не превышал  $5 \cdot 10^{-10}$  нсм $^3$ . Очистку аргона производили с помощью Ti- и ZrAl-SAES-геттеров. Дополнительная очистка осуществлялась с помощью кварцевого аппендикса, погруженного в жидкий азот. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы «Микромасс» (Англия). Для коррекции на изотопы  $^{36}\text{Ar}$ ,  $^{37}\text{Ar}$ ,  $^{40}\text{Ar}$ , полученные при облучении Ca, K, использованы следующие коэффициенты:  $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000891 \pm \pm 0.000005$ ,  $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000446 \pm 0.000006$ ,  $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.089 \pm 0.001$ . Особое внимание уделялось контролю фактора изотопной дискриминации с помощью измерения порции очищенного атмосферного аргона. Среднее значение отношения  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  на период измерений составило  $295.5 \pm 0.5$ . Нагревание образца происходило в кварцевом реакторе, помещенном в резистивную печь. Датирование производилось методом ступенчатого прогрева. Контроль температуры осуществлялся посредством хромель-алюмелевой термопары. Точность регулировки температуры составляла  $\pm 1^\circ\text{C}$ .

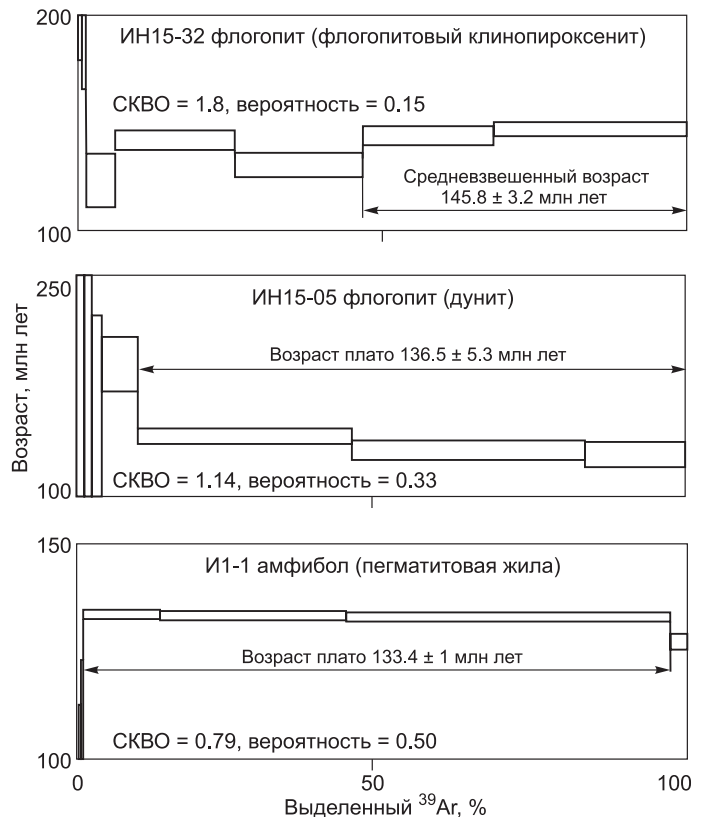
**Результаты исследований.** По результатам  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  геохронологических исследований получен возрастной спектр флогопитовых клинопироксенитов (обр. ИН15-32, см. рис. 2, таблица). Он состоит из семи ступеней (рис. 5). Полученный возрастной спектр демонстрирует признаки потери аргона и не позволяет выделить возрастное плато [Fleck et al., 1977]. Наиболее близкое к истинному значение возраста образца в таком случае определяется средневзвешенным по двум последним ступеням —  $145.8 \pm 3.2$  млн лет. Доля газа, выделенная в рамках двух последних ступеней, составляет 55 %.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  спектр флогопита из дунитов (обр. ИН15-05, см. рис. 2, таблицу) состоит из семи ступеней (см. рис. 5). Три последние ступени удовлетворяют критерию возрастного плато и определяют средневзвешенный возраст исследуемого образца величиной  $136.5 \pm 5.3$  млн лет. Количество выделенного  $^{39}\text{Ar}$  в рамках возрастного плато соответствует 90 % от общего объема  $^{39}\text{Ar}$ , выделившегося из образца в ходе эксперимента.

Прорывающие дунитовое ядро пегматитовые амфибол-полевошпатовые жилы (обр. И1-1, см. рис. 2, таблицу) были продатированы по амфиболу. Возрастной спектр амфибола состоит из шести ступеней, при этом четыре последние ступени формируют возрастное плато с 95 % выделенного  $^{39}\text{Ar}$ , которое определяет узкий временной интервал образования минерала —  $133.4 \pm 1$  млн лет (см. рис. 5, таблицу) и отвечает времени формирования жил.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возрастная спектр флогопита из меланократового сиенита (обр. ИН15-33, см. рис. 2, таблицу) состоит из восьми ступеней (рис. 6). Четыре последние ступени формируют плато с 80 % выделенного  $^{39}\text{Ar}$ . Согласно этому плато, средневзвешенный возраст образования флогопита равен  $133.2 \pm \pm 2.2$  млн лет (см. таблицу) и может быть принят за время формирования меланократового сиенита.

Амфибол из лейкократовых сиенитов (обр. ИН15-24, см. рис. 2, таблицу) демонстрирует нарушенный возрастной спектр. Он состоит из шести ступеней (см. рис. 6), при этом выделяется псевдоплато из трех ступеней, средневзвешенный возраст по которому составляет  $113.3 \pm 3.4$  млн лет (см. рис. 6), а также большая высокотемпературная ступень  $128.2 \pm 4.4$  млн лет (см. таблицу). Три ступени, формирующие псевдоплато, включают в себя 40 % выделенного  $^{39}\text{Ar}$ , а последняя, самая высокотемпературная ступень — 45 %. Учитывая особенности дегазации



**Рис. 5. Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования мономинеральных фракций флогопита из флогопитовых клинопироксенитов (обр. ИН15-32), вкрапленников флогопита в дунитах (обр. ИН15-05) и амфибола из амфибол-полевошпатовых жил (обр. И1-1) массива Инагли.**

Здесь и на рис. 6, 7: ошибка указана с интервалом  $\pm 2\sigma$ .

**Результаты Ar-Ar датирования пород массива Инагли**

$T, ^\circ\text{C}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 2\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 2\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 2\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 2\sigma$	Выделенный $^{39}\text{Ar}$ , %	Возраст, млн лет	$\pm 2\sigma$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<b>ИН15-32 флогопит, интегральный возраст <math>142.3 \pm 2.5</math> млн лет; <math>J^* = 0.003970 \pm 0.000041</math></b>											
500	109.5	2.4	0.11	0.08	0.21	0.07	0.24	0.02	0.6	265.1	39.9
620	92.8	3.1	0.07	0.03	0.7	0.2	0.17	0.03	1.3	281.7	62.1
750	37.7	0.2	0.026	0.007	0.09	0.01	0.067	0.006	6.1	123.4	12.5
860	25.44	0.06	0.020	0.002	0.021	0.005	0.016	0.002	25.8	142.1	4.6
960	24.24	0.06	0.018	0.003	0.004	0.003	0.019	0.003	46.8	128.6	5.2
1050	24.96	0.05	0.015	0.001	0.033	0.002	0.014	0.002	68.3	144.1	4.4
1140	24.88	0.04	0.015	0.002	0.018	0.006	0.012	0.001	100.0	147.2	3.2
<b>ИН15-05 флогопит, интегральный возраст <math>138.7 \pm 4.8</math> млн лет; <math>J = 0.003984 \pm 0.000042</math></b>											
550	1003.7	65.6	0.55	0.09	10.5	2.7	3.3	0.2	1.3	167.4	126.9
680	240.0	12.2	0.15	0.03	10.5	3.3	0.75	0.06	4.1	123.2	100.6
830	81.6	0.8	0.05	0.02	3.7	3.0	0.182	0.010	10.0	190.3	18.5
980	27.41	0.07	0.026	0.003	0.3	0.2	0.023	0.003	45.2	141.6	5.3
1080	21.82	0.07	0.014	0.003	0.2	0.2	0.009	0.003	83.5	132.2	6.6
1180	24.8	0.1	0.018	0.004	1.3	0.8	0.021	0.005	100.0	128.7	9.7
<b>И1-1 амфибол, интегральный возраст <math>132.7 \pm 1</math> млн лет; <math>J = 0.002892 \pm 0.000022</math></b>											
550	155.9	2.4	0.09	0.02	0.008	0.008	0.48	0.02	0.3	71.4	23.3
650	55.4	0.7	0.02	0.01	0.007	0.007	0.12	0.01	0.7	94.1	18.5
800	127.5	1.4	0.07	0.01	0.11	0.09	0.36	0.01	1.1	106.6	16.5
925	31.05	0.01	0.0170	0.0003	0.542	0.003	0.0151	0.0004	13.6	133.7	1.1
1000	29.07	0.01	0.0158	0.0001	0.565	0.001	0.0086	0.0002	44.2	133.4	1.0
1065	27.747	0.01	0.01499	0.0001	0.5846	0.001	0.0043	0.0002	97.5	133.2	1.0
1130	30.30	0.03	0.019	0.001	0.57	0.01	0.017	0.001	100.0	127.3	1.8
<b>ИН15-33 флогопит, интегральный возраст <math>127.9 \pm 2</math> млн лет; <math>J = 0.003999 \pm 0.000042</math></b>											
500	43.2	0.8	0.07	0.02	4.1	0.5	0.14	0.02	1.4	23.3	36.9
620	27.6	0.4	0.03	0.01	1.2	1.1	0.06	0.01	4.3	66.2	27.8
740	23.33	0.05	0.023	0.003	0.3	0.2	0.021	0.002	12.2	119.9	4.2
850	24.28	0.09	0.013	0.006	0.8	0.2	0.024	0.004	18.7	119.6	7.1
970	22.01	0.04	0.0177	0.0008	0.2	0.1	0.010	0.002	42.3	132.4	3.4
1060	23.21	0.06	0.021	0.003	0.4	0.2	0.010	0.003	52.1	140.2	5.5
1130	20.63	0.02	0.019	0.001	0.13	0.02	0.0058	0.0009	87.4	131.7	2.2
1170	21.88	0.03	0.018	0.001	0.14	0.04	0.009	0.001	100.0	134.4	2.7
<b>ИН15-24 амфибол, интегральный возраст <math>122.2 \pm 3.7</math> млн лет; <math>J = 0.00004092 \pm 0.000044</math></b>											
550	134.4	8.8	0.14	0.07	12.6	5.7	0.36	0.07	1.3	190.1	129.2
700	30.7	0.2	0.015	0.006	0.5	0.3	0.044	0.008	8.9	125.8	16.5
850	27.3	0.2	0.021	0.007	2.3	0.7	0.040	0.008	18.9	110.8	15.8
970	31.5	0.1	0.02	0.01	0.9	0.5	0.055	0.003	27.1	109.0	7.2
1080	23.48	0.04	0.020	0.004	0.5	0.2	0.025	0.002	51.0	114.3	3.4
1170	21.84	0.05	0.022	0.001	0.5	0.1	0.013	0.002	100.0	128.2	4.4
<b>ИН15-11 матрикс, интегральный возраст <math>132 \pm 2.2</math> млн лет; <math>J = 0.003953 \pm 0.000041</math></b>											
500	185.8	17.9	0.6	0.2	1.3	0.3	0.5	0.1	0.3	223.1	178.4
650	28.8	0.3	0.018	0.008	0.14	0.04	0.04	0.01	4.7	119.4	19.7
780	23.01	0.03	0.018	0.005	0.11	0.01	0.014	0.001	18.0	128.3	2.7
880	21.44	0.05	0.015	0.002	0.094	0.005	0.007	0.002	41.0	130.9	4.4
980	20.78	0.02	0.0188	0.0008	0.042	0.003	0.005	0.001	77.6	131.2	2.4
1065	23.36	0.01	0.0189	0.0008	0.073	0.005	0.009	0.001	90.4	139.9	1.7
1140	23.59	0.08	0.025	0.003	0.130	0.010	0.012	0.003	100.0	135.8	6.4



1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<b>2224 флогопит, интегральный возраст <math>128.2 \pm 2.6</math> млн лет; <math>J = 0.003572 \pm 0.000033</math></b>											
500	108.7	6.2	0.07	0.05	0.3	0.2	0.27	0.06	0.8	175.9	99.6
650	41.2	0.6	0.05	0.02	0.07	0.04	0.05	0.01	3.6	169.0	23.7
800	29.6	0.2	0.03	0.01	0.02	0.02	0.018	0.006	11.1	149.3	11.3
930	27.98	0.09	0.014	0.005	0.02	0.01	0.032	0.003	23.1	115.7	5.6
1040	24.26	0.07	0.025	0.003	0.055	0.007	0.017	0.003	50.2	120.2	5.0
1130	23.26	0.01	0.016	0.001	0.009	0.003	0.0084	0.0005	86.4	129.1	1.4
1180	25.6	0.1	0.013	0.004	0.02	0.01	0.016	0.005	100.0	129.6	9.4

\* $J$  — параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

амфиболов при  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  экспериментах методом ступенчатого прогрева, можно предположить, что истинный возраст образования минерала находится в диапазоне не младше 128 млн лет.

По матриксу из дайки монзонит-порфиров (обр. ИН 15-11, см. рис. 2, таблицу) получен  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возрастная спектр, состоящий из шести ступеней (рис. 7). Три среднетемпературные ступени можно объединить в возрастное плато. Средневзвешенный возраст полученного возрастного плато составляет  $130 \pm 2.4$  млн лет. Объем выделенного в рамках возрастного плато  $^{39}\text{Ar}$  достигает 70 % (см. таблицу). Полученный возраст соответствует возрасту закрытия  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  изотопной системы в основной массе порфиривого образца и отвечает времени становления монзонит-порфиров.

Возрастной спектр, полученный в результате  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования флогопита из шонкинита (обр. 2224, см. рис. 2), состоит из восьми ступеней (см. рис. 7). Характер спектра не позволяет выделить однозначное возрастное плато, оценка возраста формирования образца по двум высокотемпературным ступеням составляет  $129 \pm 1.4$  млн лет. Количество выделенного газа, в рамках двух последних ступеней, составляет 50 %.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По полученным  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировкам можно ограничить время образования основного объема щелочных пород интервалом 133—128 млн лет. С учетом аналитической ошибки, можно предполагать практически синхронное образование шонкинитов, лейко- и меланократовых сиенитов и монзонит-порфиров массива Инагли. Отчетливо идентифицируется возраст внедрения жил в ядро —  $133.4 \pm 1$  млн лет по амфиболу из пегматитовой амфибол-полевошпатовой жилы с вкрапленниками хромдиоксида. Геологические наблюдения показывают наложение подобных жил как на дуниты, так и на дайки клино-

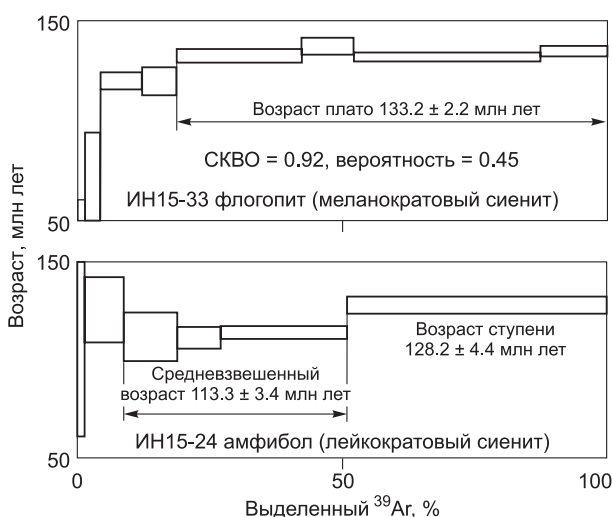


Рис. 6. Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования мономинеральных фракций флогопита меланократовых сиенитов (обр. ИН15-33), амфибола из лейкократовых сиенитов (обр. ИН15-24).



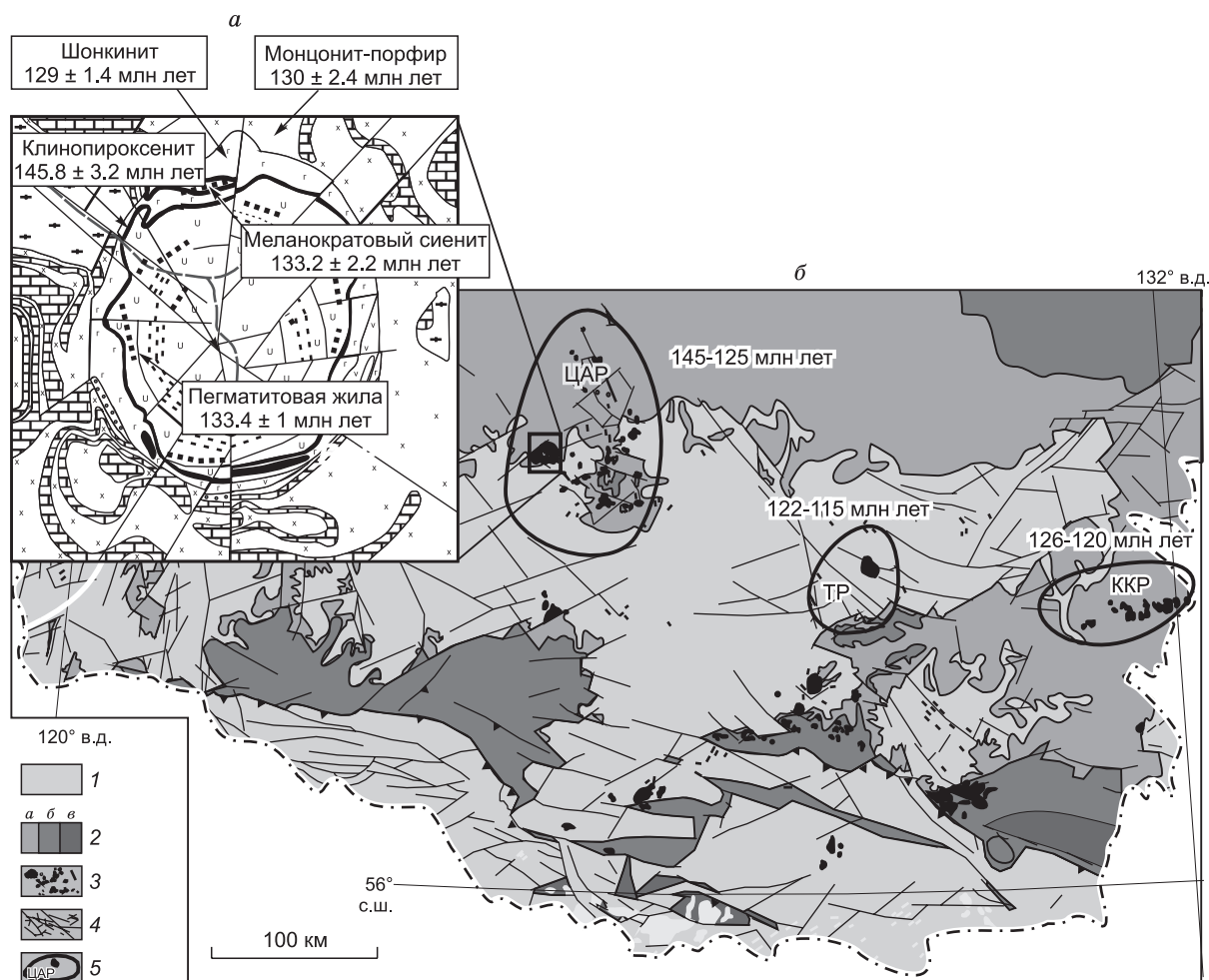
Рис. 7. Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования основной массы монзонит-порфиров (обр. ИН15-11), флогопита из шонкинитов (обр. 2224) массива Инагли.

пироксенитов в ядре. Таким образом,  $133.4 \pm 1$  млн лет является верхней оценкой возраста этих пород. Формирование пегматитовых жил связано непосредственно с внедрением основного объема щелочных пород и сопровождающим аутометасоматозом. Обособленно выглядит возраст формирования клинопироксенитов — не позднее  $145.8 \pm 3.2$  млн лет. Эти породы слагают тонкую внешнюю зону вокруг ядра, также отмечаются дайки пород подобного состава в пределах ядра [Боярко и др., 2002]. Вероятно, внедрение клинопироксенитов было самым ранним событием в становлении кольцевой интрузии после формирования более древнего дунитового ядра. Хотя не исключается возможность синхронного образования (или изменения) дунитов и клинопироксенитов. Большая ошибка определения возраста флогопитовой вкрапленности в дунитах ( $136.5 \pm 5.3$  млн лет) затрудняет однозначную интерпретацию — с учетом ошибки этот результат пересекается как со временем образования флогопитовых клинопироксенитов, так и с возрастом амфибол-полевошпатовых жил. Так же полученная датировка по флогопиту из дунита пересекается с возрастом цирконов из дунитов массива (U-Pb SHRIMP-II метод) —  $134 \pm 2$  млн лет [Ибрагимова и др., 2015], что дает возможность предположить вариант совместного образования или перекристаллизации циркона и флогопита.

Установленные значения возраста для пород массива Инагли совпадают по времени с позднемезозойскими магматическими процессами, широко проявленными на Алданском щите. Для позднемезозойских магматических комплексов Алдана характерно линейно-групповое расположение магматических тел с изменением состава пород как в направлении с юга на север, так и с востока на запад. В частности, если в западной части щита породы отличаются высокой щелочностью, а субщелочные породы относительно слабо распространены, то для восточной окраины более характерны субщелочные породы и граниты. Неоднократно предпринимались попытки объединить в рамках формационного анализа мезозойский магматизм Алданского щита, отличающийся исключительным многообразием состава изверженных пород [Миронюк, 1971]. Используя как геологические данные, так и K-Ar датировки для Центрально-Алданского рудного района, были выделены следующие этапы формирования ассоциаций пород: (1) раннеюрский монцонит-сиенитовый — 217—186 млн лет; (2) среднеюрский дунитовый и лейцитит-щелочносиенитовый — 175—161 млн лет; (3) позднеюрский-раннемеловой фергусит-дунитовый и монцонит-сиенитовый — 162—140 млн лет; (4) раннемеловой лейцитит-щелочносиенитовый, монцонит-сиенитовый и лейцитит-щелочносиенитовый — 138—125 млн лет [Максимов и др., 2010]. Недостатком такой классификации можно отметить базирование на устаревших K-Ar датировках, значительно уступающих современным прецизионным методам определения возраста. В частности, формирование массива Инагли ранее предполагалось в два этапа: 1) образование дунитового ядра, пироксенитов, мелашонкинитов в ранней юре; 2) формирование фергуситов, миссуритов, псевдолейцитовых шонкинитов, сиенитов в поздней юре [Максимов, 1975; Максимов и др., 2010]. Авторами данной публикации показано, что образование клинопироксенитов ( $145.8 \pm 3.2$  млн лет) и щелочно-основных пород (133—128 млн лет) имело место в меловую эпоху.

Сиенитовый массив Рябиновый в Центрально-Алданском регионе (золоторудном районе) считается эталонным объектом, на котором проявлены все фазы мезозойского щелочного магматизма:  $T_3$ - $J_1$ ,  $J_1$ - $J_2$ ,  $J_3$ - $K_1$ ,  $K_1$ - $K_2$  [Кочетков и др., 1989; Максимов, 2003]. Возраст серицит-микрклиновых метасоматитов в пределах Рябинового массива по данным K-Ar метода составляет 134—120 млн лет [Угрюмов, Дворник, 1985; Дворник, 2009]. Данные Ar-Ar датирования ортоклаза из щелочного сиенита массива установили возраст формирования пород —  $144.8 \pm 1.5$  млн лет [Borisenko et al., 2011], что совпадает с полученным нами возрастом клинопироксенитов ( $145.8 \pm 3.2$  млн лет) массива Инагли. Более поздние дайки лампрофиров Рябинового массива датируются интервалом 129—125 млн лет [Borisenko et al., 2011], что также близко к возрасту щелочного сиенитового комплекса массива Инагли (133—128 млн лет). Последняя работа В.В. Шатова и соавторов [2012] на основе использования независимых U-Pb и Rb-Sr изотопных систем показала практически идентичный (раннемеловой-позднеюрский) возраст кристаллизации сиенитов и лампрофиров Рябинового массива — 147—120 млн лет. В пределах Лебединого рудного поля (Центрально-Алданский рудный район) лампрофиры имеют близкий возраст —  $132.4 \pm 1.6$  млн лет ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  по флогопиту [Borisenko et al., 2011]). По данным  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования флогопита из сиенита месторождения Лунное (юго-западная часть Эльконского горста) получен возраст формирования пород —  $143.1 \pm 2.0$  млн лет (данные авторов).

Эволюция мезозойских щелочных рудно-магматических систем Центрально-Алданского района охватывает интервал приблизительно 145—120 млн лет. При этом основные рудопродуктивные стадии на месторождениях Рябиновое, Куранах и Лебединое попадают в достаточно узкий диапазон времени ~137 млн лет, что предполагает их синхронное проявление в различных участках центрально-алданского щелочного комплекса [Borisenko et al., 2011]. Данные U-Pb датирования Эльконской золото-урановой рудно-магматической системы показали, что магматическая и гидротермально-метасоматическая деятельность в пределах рудного узла отвечает диапазону 143—125 млн лет [Казанский, 2004; Терехов,



**Рис. 8.** Схема массива Инагли (*а*) и схема рудных районов в пределах Чара-Алданской металлогенической зоны Алдано-Станового щита (*б*) с геохронологическими данными (геологическая схема на основе [Дзевановский и др., 1972], рудные районы нанесены согласно [Парфенов, Кузьмин, 2001]).

1 — фундамент щита; 2 — породы чехла: *а* — протерозойские песчаники и кембрийские известняки, *б* — юрские песчаники, *в* — меловые песчаники; 3 — мезозойские магматические породы; 4 — разломы; 5 — границы рудных районов, связанных с мезозойским щелочным магматизмом: ЦАР — Центрально-Алданский, ТР — Тыркандинский, ККР — Кет-Капский.

Геохронологические данные получены U-Pb и Ar-Ar методами [Borisenko et al., 2011; Полин и др., 2012; Прокопьев и др., 2018].

2012]. Полученный возрастной интервал образования массива Инагли (142—128 млн лет) находится в соответствии с геохронологией Центрально-Алданского района в целом.

На северо-западе Алданского щита расположен мурунский мезозойский щелочной комплекс, состоящий из Большемурунского и Долгадинского щелочно-сиенитового интрузива Маломурунского массива. Результаты Ar/Ar датирования полевого шпата и тинаксита Маломурунского массива составляют  $134.1 \pm 2.9$  и  $133.0 \pm 3.0$  млн лет соответственно. Этот возраст совпадает с формированием чароитового месторождения и метасоматического ареола массива [Wang et al., 2014]. Датировки возраста образования чароита, полученные по монофракциям, тинаксита, токоита, микроклина и франкаменита, с использованием уточненных констант распада  $^{40}\text{K}$ , составляют  $135.9 \pm 0.49$ ,  $135.87 \pm 0.45$ ,  $135.79 \pm 0.42$  и  $137.55 \pm 0.46$  млн лет соответственно [Иванов и др., 2018]. Использование уточненных констант по сравнению с конвенциональными дает незначительное удревление получаемых возрастов, порядка 1 %, по сравнению с ранее опубликованными [Wang et al., 2014].

Юго-восточнее от Центрально-Алданского рудного района (приблизительно на 200 км) выделяется Тыркандинский золоторудный район [Ветлужских, 1990]. Возраст щелочных пород Джелтулинского сиенитового массива в Тыркандинском районе, по данным Rb-Sr и Ar-Ar датирования, попадает в интервал 138—115 млн лет [Кравченко и др., 2014; Прокопьев и др., 2018], при этом основные щелочные фазы и дайковый комплекс укладываются в достаточно узкий интервал формирования — 121—

118 млн лет (Ar-Ar метод [Прокопьев и др., 2018]). Восточнее Тыркандинского (приблизительно на 150—200 км) расположен Кет-Капский рудный район. Последние данные U-Pb изотопного датирования по цирконам и титанитам проявлений субщелочного магматизма в ареале Кеткапско-Юнской рудно-магматической системы показали, что длительность мезозойского магматизма составляет также всего лишь несколько миллионов лет и укладывается в рамки раннемелового этапа — 126—120 млн лет [Полин и др., 2012].

Таким образом, подтверждается намеченная возрастная зональность щелочного мезозойского магматизма [Прокопьев и др., 2018]: омоложение щелочных пород от Центрального Алдана к восточным районам Алданского щита. При этом также отмечается синхронность проявления магматизма на западе Алданского щита (мурунский щелочной комплекс) и Центрально-Алданского района.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Щелочно-ультраосновой массив Инагли является уникальным объектом Центрально-Алданского рудного района, на котором проявлен полистадийный щелочной магматизм мезозойского возраста и сопутствующее ему оруденение (кристаллизация жил с хромдиоксидом и вермикулитом). Согласно данным Ar-Ag датирования установлено, что внедрение щелочных пород массива происходило как минимум в два этапа: (1) кристаллизация оторочки дунитового ядра — клинопироксенитов, датируется не позднее  $145.8 \pm 3.2$  млн лет; (2) образование дифференцированного щелочного кольца массива происходило в интервале 133—128 млн лет: возраст кристаллизации меланократовых сиенитов составляет  $133.2 \pm 2.2$  млн лет, монзонит-порфиоров —  $130 \pm 2.4$  млн лет, лейкократовых сиенитов — не позднее  $128.2 \pm 4.4$  млн лет, шонкинитов — не позднее  $129 \pm 1.4$  млн лет. Возраст образования флогопитовой вкрапленности в дунитах составляет  $136.5 \pm 5.3$  млн лет (по флогопиту), а возраст формирования рудных жил (по амфиболу из полевошпат-хромдиоксид-слюдяной жилы) равен  $133.4 \pm 1$  млн лет.

Изотопная Ar-Ag геохронология щелочных пород массива Инагли определена за счет средств гранта РФФИ №16-35-00335. Петрографические исследования пород массива выполнены за счет средств и по теме гранта Российского научного фонда (проект №15-17-20036). Работа выполнена в рамках государственного задания по проектам № 0330-2016-0013, № 0330-2016-0002.

## ЛИТЕРАТУРА

- Билибин Ю.А.** Избранные труды. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958, 432 с.
- Боярко Г.Ю., Прокопчук С.И.** Геохимические поиски платины (интрузив Инагли, Алданский щит) // Прикладная геохимия. Вып. 3: Прогноз и поиск. М., ИМГРЭ, 2002, с. 562—569.
- Веглужских В.Г.** Золотое оруденение эпохи мезозойской тектономагматической активизации Алдано-Становой провинции: Автореф. дис.... д.г.-м.н. Якутск, 1990, 62 с.
- Веглужских В.Г., Казанский В.И., Кочетков А.Я., Яновский В.М.** Золоторудные месторождения Центрального Алдана // Геология рудных месторождений, 2002, т. 44, № 6, с. 467—499.
- Генкин А.Д.** Последовательность и условия образования минералов платиновой группы в Нижнетагильском массиве // Геология рудных месторождений, 1997, т. 39, № 1, с. 41—48.
- Глаголев А.А., Корчагин А.М., Харченков А.Г.** Щелочно-ультраосновые массивы Арбарастах и Инагли. М., Наука, 1974, 175 с.
- Гурович В.Г., Землянухин В.Н., Емельяненко Е.П., Каретников А.С., Квасов А.И., Лазаренков В.П.** Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М., Наука, 1994, 176 с.
- Дворник Г.П.** Серицит-микроклиновые метасоматиты и золотое оруденение Рябиновского рудного поля (Алданский щит) // Литосфера, 2009, № 2, с. 56—66.
- Дзевановский Ю.К., Ворона И.Д., Лагздина Г.Ю.** Геологическая карта южной части Якутской АССР. Л., Ленинградская картфабрика ВАГТ, 1972.
- Ибрагимова И.К., Радьков А.В., Молчанов А.В., Шатова Н.В., Шатов В.В., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Толмачева Е.В., Соловьев О.Л., Терехова А.В., Хохорина Е.И.** Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования цирконов из дунитов массива Инагли (Алданский щит) и проблема генезиса концентрически-зональных комплексов // Региональная геология и металлогения, 2015, № 62, с. 64—78.
- Иванов А.В., Горовой В.А., Гладкочуб Д.П., Шевелев А.С., Владыкин Н.В.** Первые прецизионные данные о возрасте чароитовой минерализации (Восточная Сибирь) // ДАН, 2018, т. 478, № 6, с. 657—661.
- Ельянов А.А., Моралев В.М.** Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // Докл. АН СССР, 1961, т. 141, № 3, с. 687—689.
- Казанский В.И.** Уникальный Центрально-Алданский золото-урановый рудный район (Россия) // Геология рудных месторождений, 2004, т. 46, № 3, с. 195—211.

- Каретников А.С.** Палеомагнетизм ультрабазитов массива Кондер и оценка его возраста // Тихоокеанская геология, 2009, т. 28, № 6, с. 23—42.
- Корчагин А.М.** Вермикулит-флогопитовое месторождение Инагли // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 8, с. 15—27.
- Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я., Орлова М.П., Базарова Т.Ю.** Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск, Наука, 1990, 239 с.
- Кочетков А.Я.** Платиноидная геохимическая специализация рудоносных щелочных комплексов Центрального Алдана // Бюл. НТИ, Геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1984, с. 25—27.
- Кочетков А.Я., Пахомов В.Н., Попов А.Б.** Магматизм и метасоматизм Рябиновского рудоносного щелочного массива (Центральный Алдан) // Магматизм медно-молибденовых рудных узлов. Новосибирск, Наука, 1989, с. 79—110.
- Кочетков А.Я.** Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы Центрального Алдана // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (7), с. 850—864.
- Кравченко А.А., Иванов А.И., Прокопьев И.Р., Зайцев А.И., Бикбаева Е.Е.** Особенности состава и возраст формирования мезозойских интрузий Тыркандинского рудного района Алдано-Станового щита // Отечественная геология, 2014, № 5, с. 43—52.
- Максимов Е.П.** Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1975, № 4, с. 16—32.
- Максимов Е.П.** Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита: Автореф. дис.... д.г.-м.н. Якутск, 2003, 63 с.
- Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М.** Центрально-Алданская золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеанская геология, 2010, т. 29, № 2, с. 3—26.
- Малич К.Н.** Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). СПб., ВСЕГЕИ, 1999, 296 с.
- Малич К.Н., Ефимов А.А., Баданина И.Ю.** О возрасте дунитов Кондерского массива (Алданская провинция, Россия): новые изотопные данные // ДАН, 2012, т. 446, № 3, с. 308—312.
- Миرونюк Е.П.** Геология западной части Алданского щита. М., Недра, 1971, 236 с.
- Округин А.В.** Кристаллизационно-ликвационная модель формирования платиноидно-хромитовых руд в мафит-ультрамафитовых комплексах // Тихоокеанская геология, 2004, т. 23, № 2, с. 63—65.
- Парфенов Л.М., Кузьмин М.И.** Тектоника, геодинамика и металлогения Республики Саха (Якутия). М., МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001, 571 с.
- Полин В.Ф., Мицук В.В., Ханчук А.И., Глебовицкий В.А., Будницкий С.Ю., Ризванова Н.Г., Соляник А.Н., Шишов А.С.** Геохронологические рубежи субщелочного магматизма Кеткарско-Юнской магматической провинции // ДАН, 2012, т. 442, № 1, с. 83—89.
- Прокопьев И.Р., Кравченко А.А., Иванов А.И., Борисенко А.С., Пономарчук А.В., Зайцев А.И., Кардаш Е.А., Рожков А.А.** Геохронология и рудоносность Джелтулинского щелочного массива (Алданский щит, Южная Якутия) // Тихоокеанская геология, 2018, т. 37, № 1, с. 38—51.
- Пушкарев Ю.Д., Костоянов А.И., Орлова М.П., Богомолов Е.С.** Особенности Rb-Sr, Pb-Pb, Re-Os и K-Ag изотопных систем в Кондерском массиве: мантийный субстрат, обогащенный платиноидами // Региональная геология и металлогения, 2002, № 16, с. 80—91.
- Рожков И.С., Кицул В.И., Разин Л.В., Боришанская С.С.** Платина Алданского щита. М., Изд-во АН СССР, 1962, 119 с.
- Ронкин Ю.Л., Ефимов А.А., Лепихина Г.А., Родионов Н.В., Маслов А.В.** U-Pb-датирование системы «бадделейт—циркон» платиноносного дунита Кондерского массива (Алданский щит): новые данные // ДАН, 2013, т. 450, № 5, с. 579—585
- Терехов А.В.** Рудоносность гидротермально-метасоматических образований Эльконского золото-урановорудного узла: Автореф. дис....к.г.-м.н. СПб., 2012, 37 с.
- Травин А.В.** Термохронология субдукционно-коллизионных, коллизионных событий Центральной Азии: Автореф. дис.... д.г.-м.н. Новосибирск, 2016, 62 с.
- Угрюмов А.Н., Киселев Ю.В.** О возрасте ультраосновных пород массива Инагли (Алданский щит) // Геология и геофизика, 1969 (8), с. 19—24.
- Угрюмов А.Н., Дворник Г.П.** Серцит-микроклиновые метасоматиты Рябинового щелочного массива (Центральный Алдан) // Докл. АН СССР, 1985, т. 280, № 1, с. 191—193.
- Шатов В.В., Молчанов А.В., Шатова Н.В., Сергеев С.А., Белова В.Н., Терехов А.В., Радков А.В., Соловьев О.Л.** Петрография, геохимия и изотопное датирование (U-Pb и Rb-Sr) щелочных магматических пород Рябинового массива (Южная Якутия) // Региональная геология и металлогения, 2012, № 51, с. 62—78.

**Шнай Г.К.** Гетерогенность дунитов в ультраосновных—щелочных массивах (на примере Инаглинского массива) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 4, с. 23—35.

**Щуколюков Ю.А., Якубович О.В., Мочалов Г.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Корнеев С.И., Гороховский Б.М.** Новый изотопный геохронометр для прямого датирования самородных минералов платины ( $^{190}\text{Pt}$ - $^4\text{He}$  метод) // Петрология, 2012, т. 20, № 6, с. 545—599.

**Borisenko A. S., Gas'kov I. N., Dashkevich E. G., Okrugin A.M., Ponomarchuk A.V., Travin A.V.** Geochronology of magmatic processes and ore formation in the Central Aldan gold-ore region // Int. Symp. Large Igneous Provinces of Asia. Irkutsk, 2011, p. 38—39.

**Campbell I.H., Naldrett I.H., Barnes S.J.** A model for the origin of platinum-rich sulfide horizons in the Bushveld and Stillwater Complexes // J. Petrol., 1983, v. 24, p. 133—165.

**Cawthorn R.G., Merkle R.K., Vilojen M.J.** Platinum-group elements deposits in the Bushveld Complex, South Africa // The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements / Ed. L.J. Cabri. Ottawa, Ontario, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 2002, Spec. v. 54, p. 389—429.

**Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H.** Interpretation of discordant  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // Geochim. Cosmochim. Acta., 1977, v. 41, p. 15—32.

**Mues-Schumacher U., Keller J., Kononova V.A., Suddaby P.J.** Mineral chemistry and geochronology of the potassic alkaline ultramafic Inagli complex, Aldan Shield, eastern Siberia // Miner. Mag., 1996, v. 60, p. 711—730.

**Steiger R.H., Jager E.** Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett., 1977, v. 36, p. 359—361.

**Wang Y., He H., Ivanov A.V., Zhu R., Lo C.** Age and origin of charoitite, Malyy Murun massif, Siberia, Russia // Int. Geol. Rev., 2014, v. 56, p. 1007—1019.

*Рекомендована к печати 15 июня 2018 г.  
Е.В. Скларовым*

*Поступила в редакцию 22 июня 2017 г.,  
после доработки — 27 февраля 2018 г.*