

На правах рукописи

ПОНОМАРЧУК Антон Викторович

**ХРОНОЛОГИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО
ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА
(НА ПРИМЕРЕ БЫЛЫМАХСКОГО, ИНАГЛИНСКОГО,
ДЖЕЛТУЛИНСКОГО И ВЕРХНЕАМГИНСКОГО МАССИВОВ).**

1.6.3 – «Петрология, вулканология»

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

НОВОСИБИРСК – 2023

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук

Научный руководитель:

Дорошкевич Анна Геннадьевна, доктор геолого-минералогических наук, заведующая лабораторией рудоносности щелочного магматизма, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск.

Официальные оппоненты:

Воронцов Александр Александрович, доктор геолого-минералогических наук, профессор, ведущий научный сотрудник лаборатории геохимии основного и ультраосновного магматизма Института геохимии им. А.П. Виноградова.

Округин Александр Витальевич, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник лаборатории геологический музей Института геологии благородных металлов и алмаза Сибирского отделения Российской академии наук.

Ведущая организация:

Институт Земной коры СО РАН (г. Иркутск)

Защита диссертации состоится 12 мая 2023 года в 10:00 на заседании диссертационного совета 24.1.050.01 при Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук в конференц-зале по адресу: 630090, г. Новосибирск, проспект Академика Коптюга 3.

Тел.: 8(383)373-05-26

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ИГМ СО РАН (630090, г. Новосибирск, проспект Академика Коптюга 3)

Автореферат разослан 5 апреля 2023 года
и.о. ученого секретаря диссертационного
совета д.г.-м.н. Туркина О.М.



Введение

Актуальность исследования.

С комплексами щелочных пород связан широкий спектр месторождений разных типов полезных ископаемых: благороднометаллы (Au, Ag, Pt), редкие (Nb, Ta, Zr), редкоземельные (REE) и радиоактивные, а также месторождения апатита, флюорита и другие. Многие из этих полезных ископаемых являются востребованными в мировой экономике. Развитие минерально-сырьевой базы требует проведения специализированных научных исследований, направленных на создание фундаментальной научной основы для разработки критериев прогноза, поисков и оценки месторождений, связанных со щелочными комплексами.

Несмотря на то, что щелочные породы составляют менее 1% от всех магматических пород, их изучение является важной задачей: они являются чувствительными индикаторами различных геодинамических обстановок и обладают геохимическими и изотопно-геохимическими характеристиками, позволяющими дешифровать мантийные, мантийно-коровые процессы эволюции Земли. Одним из крупных ареалов щелочного магматизма на территории России является Алдано-Становой щит – южный выступ Сибирской платформы, претерпевший тектоно-магматическую активизацию в мезозойскую эпоху. Сочетание древней многоэтапной эволюции щита и обширного проявления щелочного магматизма привело к появлению уникальной, по своим качествам, рудной провинции, с месторождениями, в том числе крупными и сверхкрупными, Au, Ag, Pt, Cu, Zn, Pb, Mo, Fe, U, Zr, апатита, флогопита, графита и других полезных ископаемых, разного возраста и генезиса.

Данная работа направлена на комплексное геологическое, минералогическое, петрографическое, петролого-геохимическое, изотопное (Sr, Nd, Pb, O) и геохронологическое (Ar-Ar, U-Pb LA ICP MS и SHRIMP II) изучение позднемезозойских щелочных комплексов Алдано-Станового щита и связанных с ними руд, выявление основных временных закономерностей между районами проявления щелочного магматизма, определение возраста отдельных фаз массивов и установление этапов рудообразования.

Цель работы – установить взаимоотношения между фазами Ыллымахского, Инаглинского, Джелтулинского и Верхнеамгинского щелочных массивов и связанных с ними рудных метасоматитов,

определить временные интервалы образования исследуемых объектов, дать характеристику источников вещества.

Задачи исследований:

1. Изучить петрографический и минеральный состав исследуемых пород и рудных метасоматитов. Получить петролого-геохимическую и изотопно-геохимическую (Sr, Nd, Pb, O) характеристики пород.

2. Провести геохронологические исследования основных разновидностей пород, слагающих исследуемые массивы и рудных метасоматитов.

3. Проследить общие временные закономерности различных районов проявления мезозойского магматизма на Алдано-Становом щите.

Фактический материал и личный вклад автора. В основу работы положен фактический материал, полученный в результате исследования коллекций образцов щелочных пород мезозойских массивов Алдано-Станового щита. Часть каменного материала, на основе которого проводились исследования, была отобрана автором во время полевых работ в 2012 году, а другая часть представлена для исследований к.г.-м.н. Прокопьевым И.Р. (ИГМ СО РАН), к.г.-м.н. Кравченко А.А. (ИГАБМ СО РАН). В ходе выполнения работы было изучено более 80 шлифов, выполнено 300 микрозондовых анализов, более 100 определений основных компонентов и редких элементов в породах, и в минералах (методом лазерной абляции), получено более 40 определений изотопного состава Sr, Nd, Pb, O в минералах и породах, проведено более 30 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ экспериментов по определению возраста методом ступенчатого прогрева. Выполнено U/Pb датирование методами (SIMS/LA-ICP MS) более 60 цирконов из трех образцов пород.

Аналитические методы исследования. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование производилось на масс-спектрометре NG 5400 в ИГМ СОРАН (г. Новосибирск), газ выделялся методом ступенчатого прогрева (Травин, 2016). U/Pb датирование методом (SIMS/LA-ICP MS) проводилось в ИГМ СОРАН (г. Новосибирск) с использованием масс-спектрометра Thermo Scientific Element XR, соединенным с системой лазерной абляции New Wave Research UP 213 (Пономарчук и др., 2020). U-Pb (SHRIMP-II) датирование цирконов и изотопный анализ Pb проводилось в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Содержания изотопов Sr и Rb определялись в

лаборатории изотопно-аналитических методов №775 ИГМ СОРАН, на многоколлекторном масс-спектрометре МИ 1201АТ. Измерения изотопного состава и концентраций Sm и Nd проводились на масс-спектрометре Finnigan MAT 262 в статическом двухленточном режиме с использованием ренийевых и танталовых лент в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты). Изотопный состав кислорода в минералах определялся в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ) на масс-спектрометре Finnigan MAT 253 с использованием метода лазерного фторирования (Sharp, 1990).

Защищаемые положения:

1. Образование массива Ыллымах включает три эпизода внедрения: 142, 132 - 130 и 125 млн лет в последовательности фельдшпатоидные сиениты – полевошпатовые сиениты – щелочные граниты с участием процессов фракционной кристаллизации в промежуточных камерах. Формирование дифференцированного кольца щелочных пород и пегматитовых жил массива Инагли происходило в интервале 134 - 128 млн лет. Образование пород обоих массивов соответствует периодам становления других мезозойских массивов Центрально-Алданского района.

2. Внедрение основного объема щелочных сиенитов Верхнеамгинского массива происходило в интервале 132 - 129 млн лет, а даек и силлов на протяжении всей магматической активности – 138-117 млн лет. Период формирования Желтулинского массива составляет 122-113 млн лет. Выделяется два цикла внедрения магм со становлением (1) лейкократовых и меланократовых сиенитов, (2) фойдитовых монзонитов. Золоторудные метасоматиты (121.5 ± 1.6 млн лет) связаны с ранними фазами массива.

3. Формирование расплавов для щелочных пород Ыллымахского, Желтулинского и Верхнеамгинского массивов происходило с участием долгоживущего изотопно – обогащенного мантийного источника, образованного в раннем докембрии.

Научная новизна и практическая значимость. В ходе выполнения работы впервые получена комплексная геохронологическая, петролого-геохимическая и изотопная (Sr, Nd, Pb) характеристика пород Верхнеамгинского и Желтулинского массивов. С использованием $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb (SHRIMP II, SIMS/LA-ICP-MS) методов установлены интервалы проявления и импульсный характер щелочного магматизма Верхнеамгинского и Желтулинского рудных районов.

В результате исследования пород массивов Ыллымах и Инагли (Центрально-Алданский рудный район) впервые получены: (1) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст формирования пород массива Ыллымах, дана их изотопно-геохимическая (Sr, Nd, O) характеристика. (2) Определен возраст фаз щелочного обрамления массива Инагли, а также возраст наложенных изменений дунитового ядра массива.

Полученные геохронологические данные могут быть использованы для составления и корректировки геологических карт. Выявленная связь золоторудных метасоматитов Джелтулинского массива с ранними магматическими фазами является важной при проведении поисково-разведочных работ на перспективных участках.

Апробация работы. Основные результаты исследования отражены в 8 статьях, опубликованных в рецензируемых (SCOPUS/WOS) журналах из списка ВАК. Результаты докладывались на Российских конференциях: Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса (Иркутск, 2016); Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы (Санкт-Петербург, 2015); Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород (Москва, 2018); XX научная конференция «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту» (Иркутск, 2022).

Благодарности. Автор выражает особую благодарность д.г.-м.н. А.Г. Дорошкевич за руководство данной работой и всестороннюю поддержку. Автор выражает признательность д.г.-м.н. А.В. Травину за помощь в организации исследований, написании данной работы. Автор благодарен к.г.-м.н. И.Р. Прокопьеву за продолжительные и плодотворные совместные исследования, часть из которых представлена в данной работе. Автор выражает благодарность к.г.-м.н. А.А. Кравченко за предоставленные образцы и совместные исследования. Автор благодарит д.г.-м.н. А.С. Борисенко, д.г.-м.н. О.М. Туркину, д.г.-м.н. А.Э. Изоха, д.г.-м.н. И.В. Гаськова, к.г.-м.н. Р.А. Шелепаева и к.г.-м.н. А.В. Вишневого.

Результаты изучения щелочных массивов Центрально-Алданского рудного района.

Ыллымахский массив находится в северо-западной части Нимнырского террейна Алдано-Станового щита (рис. 1). В тектоническом аспекте Ыллымахский массив, наряду с Томмотским и

Якокутским массивами, приурочен к Юхтинскому разлому, ограничивающему с юго-запада Якокут-Ыллымахский приподнятый блок. Интрузивные тела, относящиеся к Ыллымахскому массиву, располагаются среди монотонной толщи осадочных пород – известняков кембрийского возраста, подстилаемых архейскими гранитами.

В строении Ыллымахского массива выражена зональность и специфическое строение, напоминающее концентрическое (рис. 2). Согласно геологическим наблюдениям, наиболее ранними являются высококалийные порфиновые породы – псевдолейцитовые сиенит - порфиры (Билибин, 1958). Эти породы слагают два крупных, разьединённых между собой участка в западной и восточной части интрузива.

Следующими по возрасту являются нефелиновые сиениты. Они располагаются в виде кольцевой зоны, между интрузивом порфиновых пород и вмещающими известняками. Щелочные сиениты слагают крупный шток, вытянутый в меридиональном направлении и разделяющий интрузив на две части – западную и восточную. Породы интенсивно изменены в результате вторичных процессов (мусковитизация, карбонатизация). Щелочные сиениты рассечены многочисленными дайками щелочных сиенитов и гранитов.

В ареале распространения интрузивных пород Ыллымахского массива, помимо перечисленных, встречаются и субвулканические: дайки псевдолейцитовых сиенитов, шток нефелинсодержащих щелочных сиенитов, мелкие тела и дайки щелочных сиенит-порфиров. Вблизи южного контакта штока были обнаружены эгириновые граниты, в некоторых участках которых отмечаются обособления чистого кварца.

Геохронологические исследования, проведенные с использованием $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода, подтверждают наблюдаемую последовательность формирования основных разновидностей пород.

Возраст флогопита из нефелиновых сиенитов составляет 142 ± 2.1 млн лет (Васюкова и др. 2020). Возрасты кристаллизации полевых шпатов из щелочных сиенитов равны 131.5 ± 2.2 млн лет и 130.1 ± 2.1 млн лет (Васюкова и др., 2020). Формирование щелочных гранитов, согласно спектру полевого шпата, происходило 125 ± 1.8 млн лет назад (Васюкова и др. 2020). На основе этих данных можно говорить об импульсности внедрения различных типов пород и ограничить период формирования Ыллымахского массива интервалом 142 - 125 млн лет.

Петрохимические исследования основных разновидностей пород массива Ыллымах показали, что в фельдшпатоидных сиенитах количество SiO_2 варьирует от 50 до 56 вес.%. По сумме ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) они относятся к щелочному ряду, что подтверждается присутствием фельдшпатоидов (лейцита, нефелина). Кроме того, породы отличаются более высокими содержаниями MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 , Ba, Sr по сравнению с другими разновидностями сиенитов массива (Васюкова и др., 2020).

Вторая группа пород - средние породы калиево-натрового уклона - содержание SiO_2 в которых меняется от 60 до 70 вес.%. По минеральному составу они варьируют от нефелин- до кварц-содержащих пород и относятся к семейству сиенитов (Васюкова и др., 2020). На вариационных диаграммах, для большинства петрогенных элементов, наблюдается корреляция: в основном положительная, также как и для точек составов первой группы. Исключения составляют Al_2O_3 , K_2O и Na_2O содержание которых, напротив, убывает с увеличением кремнекислотности (Васюкова и др., 2020).

Третья группа, включающая эгириновые граниты и их пегматиты, явно отличается по содержанию большинства элементов, образуя независимый кластер, при этом, породы сохраняют калиевый тип щёлочности (Васюкова и др., 2020).

Петрографические и петролого-геохимические данные подтверждают геохронологические свидетельства того, что массив образован несколькими независимыми импульсами внедрения (Васюкова и др., 2020). Внутри каждого импульса происходило фракционирование (рис. 3), при этом, вещественный состав пород имеет ряд схожих особенностей. Породы одинаковы по уклону щёлочности: калиевому и калиево-натровому. На вариационных диаграммах они образуют независимые кластеры по содержаниям кремнезёма и, частично, по содержанию железа (Васюкова и др., 2020). Форма геохимических спектров гранитов, совпадающая по форме и абсолютным значениям со спектрами более меланократовых пород, близкие содержания K, Ti подтверждают сингенетичность расплавов, из которых кристаллизуются фельдшпатоидные и полевошпатовые сиениты и граниты (рис. 3). Дополнительным доказательством могут служить значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ для щелочных гранитов (-13.1), которые близки к таковым в щелочных сиенитах (-13.1 до -14.1) и лейцитовых сиенитах (-13.6).

Помимо сходств, указывающие на сингенетичность, отмечены различия, подчёркивающие независимость магматических импульсов: разнонаправленность петрохимических трендов (например, для Al_2O_3) и поведение отдельных рассеянных элементов (Ba, Th, U, Sr) в разновидностях пород. Кроме того, существенное отличие $^{87}Sr/^{86}Sr(I)$ отношений (0.71005 в гранитах и 0.70482-0.70507 в щелочных сиенитах) и $\delta^{18}O$ значений (9.4 и 10.2 ‰ в КПШ и кварце из гранитов и 4.5-7 ‰ в минералах из щелочных сиенитов) в гранитах по сравнению с щелочными сиенитами может быть вызвано участием коровой компоненты.

Инаглинский массив ультраосновных и щелочных пород расположен в северо-западной части Нимнырского террейна (рис. 1) Алдано-Станового щита, в 30 км к западу от г. Алдан. Массив характеризуется концентрически-зональным строением. Его ядро (площадью ~ 16 км²) сложено дунитами, прослеживающимися на глубину более 5 км (по результатам геофизических исследований). Дуниты по периферии окружены оливин- и флогопит-содержащими клинопироксенитами, меланократовыми и лейкократовыми щелочными сиенитами, и шонкинитами, с секущими жильными телами щелочных сиенит-пегматитов (рис. 4). В шонкинитах отмечаются ксенолиты дунитов. За исключением северо-западной части, Инаглинский массив обрамляется постюрскими пластовыми интрузиями сиенит- и монцонит-порфиоров. Пегматитовые жилы (хромдипсид–ортоклазовые, ортоклаз–амфиболовые, микроклин–альбит–амфиболовые с эгирином) выполняют кольцевые и радиальные трещины во внутренней части и по периферии дунитового ядра массива, частично вдаваясь в зону развития щелочных пород. В юго-западной части дунитового ядра выделяется штокверковая зона развития жил, гнезд и прожилков полевошпат-хромдиопсид-слюдяных гигантозернистых пород, к которой приурочено Инаглинское месторождение хромдиопсида.

По результатам $^{40}Ar/^{39}Ar$ геохронологических исследований получены возрастные спектры основных разновидностей пород массива Инагли. Возраст флогопита из меланократового сиенита составляет 133.2 ± 2.0 млн лет (рис. 5, Пономарчук и др., 2019а). Спектр амфибола из лейкократовых сиенитов нарушен – в средней части спектра присутствует псевдоплато из трех ступеней, средневзвешенный возраст по которому составляет 113.3 ± 3.4 млн лет (рис. 5), также большая высокотемпературная ступень имеет возраст

128.2 ± 4.4 млн лет (45% выделенного ^{39}Ar). Учитывая особенности дегазации амфиболов при $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ экспериментах методом ступенчатого прогрева, можно предположить, что истинный возраст образования минерала составляет более 128 млн лет (Пономарчук и др., 2019а). Возрастной спектр флогопита из шонкинита не позволяет выделить однозначное возрастное плато, оценка возраста формирования образца по двум высокотемпературным ступеням составляет 128.4 ± 1.9 млн лет (рис. 5).

По матриксу из дайки монцонит-порфиров, расположенной в непосредственной близости от массива, получен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст закрытия изотопной системы 130 ± 2.1 млн лет (Пономарчук и др., 2019а). Этот результат подтверждается U-Pb возрастом цирконов из сиенит-порфиров 130 ± 1 млн лет и 128.6 ± 1.5 млн лет (Ибрагимова и др., 2015; Округин и др., 2018). По полученным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировкам можно ограничить время образования основного объема щелочных пород массива Инагли интервалом 134-128 млн. лет. С учетом аналитической ошибки, можно предполагать практически синхронное образование шонкинитов, лейко- и меланократовых сиенитов и монцонит-порфиров массива.

Отчетливо идентифицируется возраст внедрения пегматитовых жил в ядро - 133.3 ± 1.5 млн лет, определённый по амфиболу из пегматитовой амфибол-полевошпатовой жилы с вкрапленниками хромдиоксида (рис. 5, Пономарчук и др., 2019а). Геологические наблюдения показывают наложение подобных жил как на дуниты, так и на дайки клинопироксенитов в ядре. Возраст флогопитовой вкрапленности в дунитах Инагли, согласно $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методу, составляет 136.5 ± 4.1 млн лет (Пономарчук и др., 2019а). Большая погрешность этого определения затрудняет однозначную интерпретацию, но в пределах ошибок возраст формирования пегматитовой жилы совпадает с возрастом образования флогопита. Опубликованные возрасты цирконов из дунитов, согласно U-Pb методу, составляют 134 ± 2 млн лет (Ибрагимова и др., 2015) и 134 ± 1.8 млн лет (Округин и др., 2018), что позволяет предположить синхронное образование цирконов и флогопита.

На основании опубликованных геохронологических данных по возрастам мезозойских щелочных пород Центрально-Алданского района была построена диаграмма распределения плотности вероятности событий (рис. 6). Время формирования основных разновидностей пород массива Ыллымах совпадает с наиболее

интенсивно проявленными пиками магматической активности района (рис. 6). Период формирования щелочных пород и пегматитовых жил массива Инагли (128-134 млн лет) перекрывает наиболее интенсивный период образования магматических пород района (130-133 млн лет). На основании современных геологических и геохронологических данных можно выделить 3 этапа формирования пород Рябинового массива, как наиболее представительного в Центрально-Алданском районе: 1) формирование ранних щелочных и щелочно-основных пород (меланократовых щелочных сиенитов, нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов, шонкинитов при подчиненном количестве кварцевых сиенитов) в интервале 155-140 млн лет; 2) образование щелочных сиенитов, сиенит порфиров и кварцевых сиенитов - 134-130 млн лет; 3) внедрение даек тобукского комплекса (лампроиты, минетты, сиенит-порфиры) - после 130 млн лет. Основные рудопродуктивные стадии, возрастом около 137 млн лет, связаны с завершением раннего этапа магматизма (Vorisenko et. al., 2011).

Результаты исследования щелочных пород Тыркандинского рудного района.

Джелтулинский щелочной массив расположен приблизительно в 200 км восточнее пос. Чульман (Нерюнгринский район), в верховьях р.р. Хангас и Унга-Дьолтулаах (притоки р. Алдан). Джелтулинская площадь вместе с прилегающей Тыркандинской зоной тектонического меланжа (tr), маркирует зону раннепротерозойской аккреции – Учурского террейна (EUC) к Нимнырскому террейну (ANM) (рис. 1). Интрузия прорывает комплекс метаморфических пород джелтулинской толщи, характеризующийся чередованием гиперстен-плагиоклазовых, амфибол–плагиоклазовых, диопсид-плагиоклазовых кристаллических сланцев и гранат-биотитовых, гиперстен-амфиболовых плагиогнейсов (Смелов и др., 2001).

Джелтулинский щелочной массив обладает в современной эрозионном срезе овальной формой (рис. 7). Размеры интрузива составляют 12x10 км². Массив имеет концентрически-зональное строение и представляет собой многофазный кольцевой плутон, сложенный щелочными сиенитами и их экстрезивными аналогами.

Меланократовые щелочные сиениты, слагающие краевые участки Джелтулинской интрузии, являются самой ранней фазой становления массива и имеют выходы в западном, северо-западном и юго-восточном участках массива. Следующая фаза массива

представлена лейкократовыми щелочными сиенитами. Породы отмечены в центральной части массива и являются преобладающей его фазой. Контакт между двумя основными фазами массива резкий, секущий, нередко прослежен в зонах разломов и катаклаза пород.

Дайковая фаза Джелтулинского плутона представлена интрузирующими массив штоками и дайками гранитов, щелочных сиенитов и монцонитов. На северном участке массива присутствует шток гранитов, размер выхода тела в плане составляет $1 \times 3 \text{ км}^2$. Дайки щелочных сиенитов расположены в краевых частях массива, и имеют преимущественно северо-западного простирание, а дайки гранитов тяготеют к центральной части массива, и характеризуются преимущественно северо-восточным простиранием. Длина дайковых тел может достигать нескольких сотен метров, а мощность варьирует от 0.5 до 1 - 2 м (Прокопьев и др., 2018).

Золоторудная минерализация установлена в метасоматически преобразованных сиенитах центральных и приконтактных участков Джелтулинского массива. Пирит-кварц-полевошпатовые метасоматиты с уран-торий-редкоземельной минерализацией характерны для экзоконтактных участков массива (Прокопьев и др., 2018).

Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования мономинеральных фракций пород согласуются с наблюдаемыми геологическими соотношениями: возраст лейкократового щелочного сиенита составляет 121 ± 1.4 млн лет (Прокопьев и др., 2018). По полевому шпату образца меланократового щелочного сиенита возраст образования определяется значением 120.2 ± 1.4 млн лет (рис. 9, Пономарчук и др., 2020). Возрасты образцов даек щелочных сиенитов определяются по биотиту и полевому шпату значениями 120.2 ± 1.6 млн лет (Пономарчук и др., 2020) и 118.3 ± 1.6 млн лет (Прокопьев и др., 2018) соответственно. Фойдитовый монцонит, согласно возрасту биотита, формировался 113.2 ± 2 млн лет назад (Прокопьев и др., 2018). В результате датирования валовой пробы рудного метасоматита пирит-полевошпатового состава получен возрастной спектр со средневзвешенным возрастом плато 121.5 ± 1.6 млн лет (рис. 9, Пономарчук и др., 2020).

Породы массива обогащены K_2O и Na_2O и могут быть отнесены от шошонитовой до ультракалиевой серии (Doroshkevich et al., 2020). В щелочных сиенитах и монцонитах содержание SiO_2 отрицательно коррелирует с содержанием TiO_2 , MgO , CaO , FeO , и положительно с

P_2O_5 , Al_2O_3 и $K_2O + Na_2O$. Граниты демонстрируют тренды, значительно отличающиеся от других пород массива. Монцитоны характеризуются наиболее высокой магнезиальностью ($Mg\#$ - 36-59) и содержаниями Ni и Cr (100 и 190 ppm, соответственно) по сравнению с щелочными сиенитами ($Mg\#$ 5-48, Ni и Cr – 50 и 90 ppm, соответственно) (Doroshkevich et al., 2020). На графиках распределения РЗЭ, нормированных к хондриту, для монцитонитов и щелочных сиенитов характерно обогащение легкими лантаноидами, относительно тяжелых (рис. 8). $(La/Yb)_N$ отношения составляют от 9 до 13. Eu аномалия отсутствует или слегка отрицательна (0.7-1.0). Содержание РЗЭ в меланократовых щелочных сиенитах ниже, чем в лейкократовых щелочных сиенитах и дайках, а вариативность выше (Doroshkevich et al., 2020). Графики содержания редких элементов в щелочных сиенитах и фойдитовых монцитонитах демонстрируют обогащение крупноионными литофильными элементами и РЗЭ по отношению к Nb, Ta и Ti, также отмечаются положительные аномалии Pb и Sr (рис. 8). Графики распределения содержаний редких элементов и РЗЭ в гранитах массива Джелтула резко отличаются от таковых для сиенитов и монцитонитов, что, вероятно, связано плавлением корового материала (рис. 8)

Полученные $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом геохронологические данные ограничивают время образования массива диапазоном 122-113 млн лет. Формирование основного объема щелочных пород – меланократовых и лейкократовых сиенитов происходило в интервале 122-118 млн лет. Возрасты цирконов щелочных сиенитов, полученные U-Pb методом, лежат в интервале 121 - 114 млн лет (Гузев и др., 2021б), что близко к результатам $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования. U-Pb датирование двух образцов сиенит-порфиров по циркону определяет их средневзвешенные возрасты как 119 ± 1 млн лет и 117 ± 1 млн лет (Гузев и др., 2021б), что так же согласуется с $^{40}Ar/^{39}Ar$ данными. Фойдитовые монцитониты, согласно геологическим и геохронологическим данным, являются наиболее поздними породами массива, при этом, характеризуясь наименьшей степенью дифференцированности по отношению к другим разновидностям пород, что может свидетельствовать о том, что их внедрение маркирует новый импульс магматической активности. Подобная ситуация отмечается на других щелочных массивах Центрально-Алданского района, в частности, массиве Рябиновый (Гаськов и др., 2022).

Результаты изучения мезозойских щелочных пород Верхнеамгинского рудного района

Верхнеамгинский щелочной массив расположен на территории одноименного золотоносного района Алдано-Станового щита. Географически территория Верхнеамгинской рудной площади находится в 120 км к западу от г. Алдана, в верхнем течении бассейна р. Амга. Территория исследуемого района по современным тектоническим данным входит в состав Амгинской субмеридиональной структурной зоны тектонического меланжа, отделяющей Центральнo-Алданский составной террейн от расположенного к западу Западно-Алданского и расположенного к югу Тындинского составных террейнов (рис. 1, Смелов и др., 2001). Мезозойские изверженные породы, на современном эрозионном срезе, представлены крупным телом и множеством штоков щелочных сиенитов, а также примыкающим к нему с юга монцонитами (рис. 10). Встречаются отдельные тела щелочных гранитов. Дайковый комплекс представлен силлами и дайками лампрофиров. Дайки лампрофиров имеют преимущественно северо-западное и северо-восточное направление, соответствующее направлениям тектонических разломов. С щелочными интрузиями связаны зоны сульфидизации, окварцевания и скарнирования, сопровождаемые золоторудной минерализацией (Соколов, 2015).

Лампрофиры содержат варьирующие количества SiO_2 , от 39,3 до 51,3 мас.% и по $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ отношению соответствуют ультракалиевой серии. Щелочные сиениты ложатся в поле фойдитовых сиенитов, по $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ отношению также соответствуют ультракалиевой серии, в нормативном составе всегда содержат нефелин и лейцит (до 12 и 3 %, соответственно). Монцониты ложатся в поле монцодиоритов и по $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ отношению соответствуют шошонитовой серии.

Диаграммы Харкера демонстрируют четкую тенденцию к дифференциации пород от лампрофиров к щелочным сиенитам, отмечается дискретность между породами массива и дайками гранитов. Содержания SiO_2 показывают отрицательную корреляцию с MgO , Fe_2O_3 , CaO , P_2O_5 , TiO_2 , и положительную с Al_2O_3 и K_2O . Для лампрофиров характерны более высокие концентрации Cr, Ni и Co по сравнению с щелочными сиенитами и монцонитами (Cr 950-300 ppm, Ni 420-100 ppm и Co 50-60 ppm в лампрофирах и Cr 3-25 ppm, Ni 25-10 ppm и Co 3-20 ppm в монцонитах и сиенитах).

Нормированные к хондриту графики распределения РЗЭ в щелочных породах массива показывают резко наклонные к тяжелым РЗЭ кривые (рис. 12), с La_{cn}/Yb_{cn} и Gd_{cn}/Yb_{cn} равными 5-28 и 2-7, соответственно. От минетт к монцонитам до щелочных сиенитов происходит повышение общих концентраций РЗЭ, европиевая отрицательная аномалия проявлена незначительно (1-0,8 в лампрофирах, 0,85-0,7 – в монцонитах, 0,7-0,9 – в щелочных сиенитах). Граниты характеризуются более низкими концентрациями РЗЭ по сравнению с породами массива, с $Eu/Eu_{cn} = 0.6-0.7$.

Лампрофиры, монцониты и щелочные сиениты демонстрируют схожее поведение литофильных (LILE) и высокозарядных (HFSE) элементов на диаграммах содержания редких и редкоземельных элементов, нормированных к примитивной мантии (PM) (рис. 12). Графики характеризуются четко выраженными максимумом по Ba и минимумами по Nb, Ta, и Ti относительно соседних элементов. Щелочные сиениты и монцониты, по сравнению с лампрофирами, имеют более высокие значения Zr и Hf и более низкие значения Ti.

В результате $^{40}Ar/^{39}Ar$ и U-Pb (SHRIMP-II, LA ICP MS) геохронологических исследований получены возрасты основных магматических фаз Верхнеамгинского массива. $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрасты флогопитов из образцов дайки и силла лампрофиров составляют 117.7 ± 3.2 млн лет (рис. 11, Пономарчук и др., 2019б) и 133.9 ± 1.7 млн лет (Prokoryev et al., 2019a) соответственно. Возраст формирования флогопита из щелочного сиенита, по результатам $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования, составляет 129.2 ± 2.3 млн лет (рис. 11, Пономарчук и др., 2019б), а результаты U-Pb (SHRIMP-II) исследований цирконов из этой породы определяют возраст интервалом 131.4 ± 2.9 млн лет (Prokoryev et al., 2019a). По полевому шпату из щелочного сиенита получен $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрастной спектр со средневзвешенным возрастом плато 131.4 ± 1.5 млн лет (Prokoryev et al., 2019). $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрасты полевых шпатов из образцов даек лампрофиров отвечают значениям 138.5 ± 1.5 млн лет, 135.1 ± 2.2 млн лет (Prokoryev et al., 2019) 133.4 ± 1.8 млн лет (Пономарчук и др., 2020).

Характеристика источника вещества щелочных пород Алдано-Станового щита

Все изученные щелочные породы имеют высокие содержания Pb, Ba, Sr, K и легких РЗЭ, низкие - Ti, Nb и Ta. Отрицательные аномалии высокозарядных элементов типичны для магматизма зоны субдукции, что позволяет предположить, что на их источник повлияли

процессы субдукции. Хомич с соавторами (Khomich et al., 2015; Хомич и др., 2010; 2016) связывают это с процессами субдукции Тихоокеанской плиты, ее дегидратации с последующим апвеллингом астеносферного вещества. Альтернативная модель предполагает генерацию расплавов при частичном плавлении метасоматизированной литосферной мантии. Анализ изотопных данных (Sr, Nd, Pb) щелочных мезозойских пород Алдано-Станового щита позволяет предположить существование обогащенного мантийного источника, с участием которого они формировались. Для щелочных массивов Алдано-Станового щита отмечаются экстремально низкие значения ϵNd (Bogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 1994; Davies et al., 2006; Васюкова и др., 2020; Doroshkevich et al., 2020) с архей-раннепротерозойским модельным возрастом.

На графике $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t - \epsilon\text{Nd}(T)$ изученные в данной работе щелочные породы Ыллымахского, Желтулинского и Верхнеамгинского массивов попадают в поле значений, характерное для щелочных пород Алдано-Станового щита (рис. 13) с отрицательными $\epsilon\text{Nd}(T)$ и умеренно-радиогенными $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ отношениями. $\epsilon\text{Nd}(T)$ гранитов Ыллымахского (-13.1), Желтулинского (-13) и Верхнеамгинского (-21.9) массивов имеют близкие к щелочным породам значения, но $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ отношения (0.708-0.720) значительно отличаются от щелочных пород.

Значения изотопных составов свинца Желтулинского массива попадают в область слева от геохроны в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Doroshkevich et al., 2020). Поле значений составов свинца Желтулинского массива формирует узкий диапазон, соответствующий мезозойским лампроитам и щелочным породам Алдано-Станового щита. Изотопия свинца подтверждает возможность многостадийного формирования пород – фракционирование U/Pb и Th/Pb в процессах докембрийского метасоматического воздействия на источник (Davies et al., 2006).

Проведенные петролого-геохимические и изотопно-геохимические исследования (Sr, Nd, Pb, O) щелочных пород Ыллымахского (Центрально-Алданский рудный район) и Желтулинского (Тыркандинский рудный район) массивов свидетельствует в пользу того, что дискретные эпизоды внедрения магм имели единый источник расплавов и позволяют предполагать формирование первичных расплавов из древнего изотопно - неоднородного обогащенного мантийного источника (рис. 15),

обогащение которого относительно деплетированной мантии происходило в позднем архее-раннем протерозое (Васюкова и др., 2020; Doroshkevich et al., 2020). Полученные геохимические и изотопные характеристики исследуемых пород схожи с таковыми для разновозрастных магматических, в том числе, щелочных комплексов Алдано-Станового щита (рис. 15): палеопротерозойские магнезиокарбонатиты Нимнырской металлогенической зоны (Селигдар, Бирикеев, Усть-Чульман, Дорожное, Муосталах) (Doroshkevich et al., 2018, Пономарев и др., 2021), палеопротерозойские пироксенитовые массивы р. Хани (Vladykin, 2005, наши неопубликованные данные) и Чинейская расслоенная интрузия габбро (Гонгальский и др., 2008), позднемезозойские высококальциевые щелочные комплексы Алданского щита (Mitchell et al., 1994; Davies et al., 2006; Doroshkevich et al., 2020; Васюкова и др., 2020). Эти данные позволяют предполагать, что литосферная мантия под Алдан-Становым щитом была метасоматизирована в достаточно большом масштабе в архейский-раннепротерозойский период.

Значительное отличие гранитов Джелтулинского и Верхнеамгинского массивов по петролого-геохимической характеристике, начальным $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношениям от щелочных пород массивов можно связать образованием гранитов в результате корового анатексиса.

Заключение

На основании современных геохронологических данных, в том числе, полученных в ходе выполнения данной работы, период формирования мезозойских щелочных пород Алдано-Станового щита можно ограничить интервалом 157-113 млн лет (рис. 14).

В самом западном районе Алдано-Станового щита - Верхне-Токинском, наиболее изученным объектом является Маломурунский массив. Интервал становления пород Маломурунского массива составляет 137-128 млн лет (Wang et al., 2014; Ivanov et al., 2018; Иванов и др., 2018), отчетливо выделяется как минимум два эпизода: ранняя интрузивная и вулканическая стадии – 137-135 млн лет и 128-130 млн лет - поздняя интрузивная стадия, а формирование пород чароитового комплекса охватывает весь период магматической активности в пределах массива (Ivanov et al., 2018). Формирование щелочных пород Верхнеамгинского массива происходило в период 138-117 млн лет (рис. 14). При этом щелочные сиениты

формировались в интервале 131-129 млн лет, а дайки и sillы лампрофиров - 138-117 млн лет.

Магматическая активность в Центральном-Алданском районе прослеживается в интервале 150-120 млн лет (рис. 14). На основании данных Ar-Ar, U-Pb и Rb-Sr датирования, время формирования основных магматических фаз Рябинового массива составляет 150-120 млн лет (Шатов и др., 2012; Шатова и др., 2017; Гаськов и др., 2022). Ыллымахский щелочной массив образовался в диапазоне 142- 125 млн лет (Васюкова и др., 2020). Сиениты горы Рудная имеют возрасты 130 ± 1 и 132 ± 1 млн лет (Гузев и др., 2021). Возрасты щелочных пород массива Инагли соответствуют интервалу 133-125 млн лет (Ибрагимова и др., 2015; Округин и др., 2018; Пономарчук и др., 2019).

В восточных районах Алдано-Станового щита широко проявились только заключительные этапы мезозойского магматизма: для пород этих районов характерны щелочно-сиенитовая, монцонит-сиенитовая и диорит-гранодиоритовая формации (Максимов, 1975). Период магматической активности Тыркандинского рудного района, на основании данных, полученных в ходе изучения Желтулинского массива составляет 122-113 млн лет (рис 14) (Прокопьев и др., 2018; Пономарчук и др., 2020). Датирование U-Pb методом цирконов Желтулинского массива (120-115 млн лет (Гузев и др., 2021)) подтверждает этот результат. Возраст оруденения массива составляет 121.5 ± 1.6 млн лет, и связан ранними фазами – лейкократовым и меланократовым сиенитам (Пономарчук и др., 2020).

Возраст образования мезозойских магматических пород Кеткапско-Юнской магматической провинции восточной части Алдано-Станового щита (рис. 14) отвечает интервалу 126 - 120 млн лет (Полин и др., 2012), а возраст оруденения рудопроявления Виктория, по данным датирования полевого шпата из метасоматита, составляет 123.6 ± 1.2 млн лет (Полин и др., 2022).

Таким образом, наиболее раннее проявление магматизма отмечается в центральных районах щита (150-157 млн лет), через 10 - 15 млн лет – в западной, и лишь спустя еще 25-30 млн лет (относительно центральной части щита) - в восточных районах.

В характере формирования Желтулинского, Ыллымахского и Верхнеамгинского массивов отчетливо проявляется импульсность. Хронология формирования массива Ыллымах включает три эпизода внедрения: 142, 132 - 130 и 125 млн лет в последовательности

фельдшпатоидные сиениты – полевошпатовые сиениты – щелочные граниты. В процессе формирования Джелтулинского массива (123-113 млн лет) выделяется два цикла внедрения магм со становлением (1) лейкократовых, меланократовых сиенитов и (2) фойдитовых монцонитов (Пономарчук и др., 2019а; Пономарчук и др., 2020). Внедрение основного объема щелочных сиенитов Верхнеамгинского массива происходило в интервале 132 - 129 млн лет, а даек и силлов на протяжении всей магматической активности – 138-117 млн лет (Prokoryev et al., 2019; Пономарчук и др., 2019б).

Петро- и геохимические диаграммы пород массива Ыллымах показывают фракционирование расплавов внутри каждого импульса. Разнонаправленные тренды в поведении ряда химических элементов, а так же рассеянных элементов свидетельствуют о нескольких магматических импульсах (Васюкова и др., 2020). Диаграммы Харкера пород демонстрируют четкую тенденцию к дифференциации от фойдитовых монцонитов к щелочным сиенитам (для Джелтулинского массива) и от лампрофиров к щелочным сиенитам (для Верхнеамгинского массива), отмечается дискретность между щелочными породами массивов и дайками гранитов (Doroshkevich et al., 2020). Резко отличное поведение редких и рассеянных элементов в гранитах свидетельствует о участии корового анатексиса в процессе их образования.

Изучение изотопных (Sr, Nd, O) данных показало, что на диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ против $\epsilon\text{Nd}(t)$ точки составов щелочных пород Ыллымахского, Джелтулинского и Верхнеамгинского массива лежат в области значений, характерных для мезозойских щелочных магматических пород Алдано-Станового щита (Davies et al., 2006). Это свидетельствует в пользу их образования из схожих изотопно обогащенных источников. Так же схожи распределения редких и редкоземельных элементов щелочных пород исследуемых объектов с другими мезозойскими массивами Алдано-Станового щита. Обогащение источника относительно деплетированной мантии, происходило в период позднего архея-палеопротерозоя. Анализ данных по изотопии Pb щелочных пород Джелтулинского массива также подтверждает возможность докембрийского обогащения мантийного источника (Doroshkevich et al., 2020). Полученные Nd изотопные характеристики исследуемых пород схожи с таковыми для разновозрастных магматических, в том числе, щелочных комплексов

Алдано-Станового щита (Vladykin, 2005; Гонгальский и др., 2008; Doroshkevich et al., 2018; Пономарев и др., 2021).

Основные публикации по теме диссертации.

1. 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.

2. **Пономарчук А.В.**, Прокопьев И.Р., Светлицкая Т.В., Дорошкевич А.Г. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология щелочных пород массива Инагли (Алданский щит, Южная Якутия) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 1 С. 41—54.

3. **Пономарчук А.В.**, Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Егитова И.В., Кравченко А.А., Иванов А.И. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Возраст щелочных пород Верхнеамгинского массива (Алданский щит, Южная Якутия) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2019. Т. 330. № 3. С. 28–39.

4. **Пономарчук А.В.**, Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Семенова Д.В., Кравченко А.А., Иванов А.И. Геохронология мезозойского щелочного магматизма для Тыркандинской и Амгинской тектонических зон (Алданский щит): новые U-Pb Ar-Ar данные // Геосферные исследования. 2020. № 4. С. 6–24.

5. Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., **Ponomarchuk A.V.**, Redina A.A., Yegitova I.V., Ponomarev J.D., Sergeev S.A., Kravchenko A.A., Ivanov A.I., Sokolov E.P., Kardash E.A., Minakov A.V. U-Pb SIMS and Ar-Ar geochronology, petrography, mineralogy and gold mineralization of the late Mesozoic Amga alkaline rocks (Aldan shield, Russia) // Ore Geol Rev., 2019, v. 109, p. 520–534.

6. Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., **Ponomarchuk A.V.**, Savatenkov V.M., Kravchenko A.A., Ivanov A.I., Cora Wohlgemuth-Ueberwasse Petrology and geochemistry of the late Mesozoic Dzheltula alkaline igneous complex, Aldan–Stanovoy Shield, Russia: constraints on derivation from the ancient enriched mantle source // International Journal of Earth Sciences, 2020, v.109, p. 2407-2423.

7. Васюкова Е.А., **Пономарчук А.В.**, Дорошкевич А.Г. Петролого-геохимическая характеристика и возраст пород Ыллымахского массива (Алданский щит, Южная Якутия) // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 4 С. 489—507.

8. Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Izokh A.E., Klemd R., **Ponomarchuk A.V.**, Nikolaeva I.V., Vladykin N.V. Isotopic and trace element geochemistry of the Seligdar magnesiocarbonatites (South Yakutia, Russia): Insights regarding the mantle evolution beneath the Aldan-Stanovoy shield // Journal of Asian Earth Sciences, 2018, v. 154, p. 354–368.

Тезисы совещаний и конференций:

1. **Пономарчук А.В.**, Прокопьев И.Р., Борисенко А.С. Ar/Ar и U-Pb геохронология массива Инагли // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания. Выпуск 14. Иркутск 2016, с. 228-229.

2. **Пономарчук А.В.**, Борисенко А.С., Травин А.В. Геохронологическая корреляция мезозойского магматизма и рудообразования Алдано-Станового щита и восточной части Монголо-Охотского пояса // Изотопное датирование геологических процессов: Новые результаты, подходы и перспективы. 2-5 июня 2015 г. Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург, 2015. с. 214-215.

3. **Пономарчук А.В.**, Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г. Геохронология и изотопия (Sr, Nd, O) щелочных пород Алданского щита: новые данные // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород. 5-7 июня 2018 г. Материалы VII Российской конференции по изотопной геохронологии. Москва, 2018. с. 265-267.

4. **Пономарчук А.В.**, Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г. Хронология мезозойского щелочного магматизма Алдано-Станового щита на примере Верхнеамгинского, Центрально-Алданского и Тыркандинского рудных районов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы конференции. Выпуск 20. Иркутск, 2022. с. 231-232.

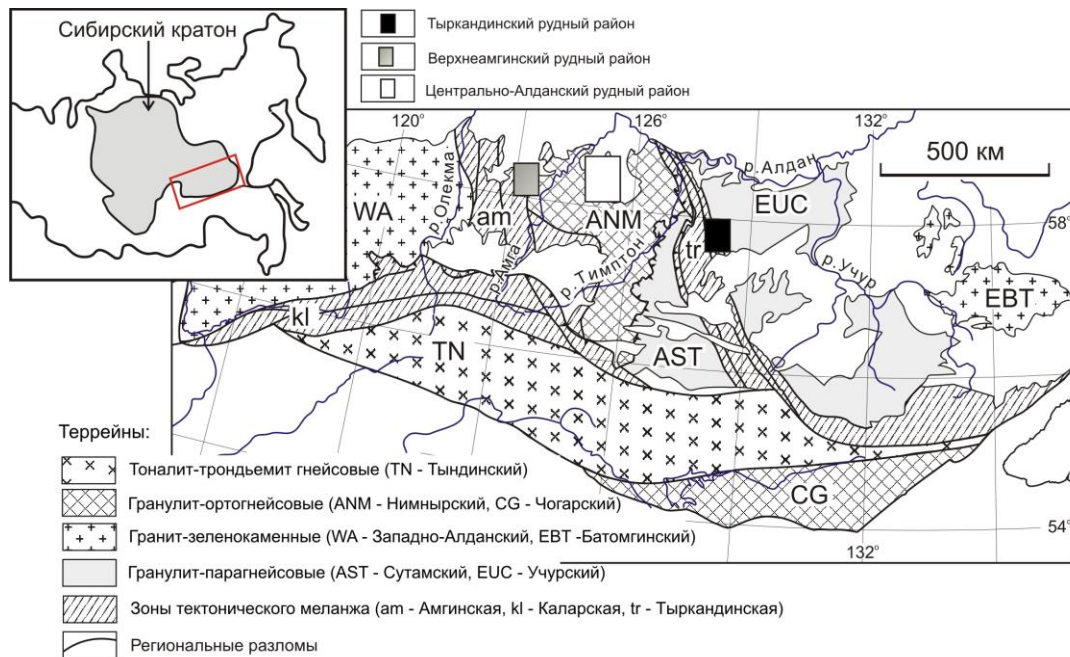


Рис. 1. Схема тектонического строения Алдано-Станового щита с расположением исследуемых рудных районов (Смелов и др., 2001 с дополнениями автора).

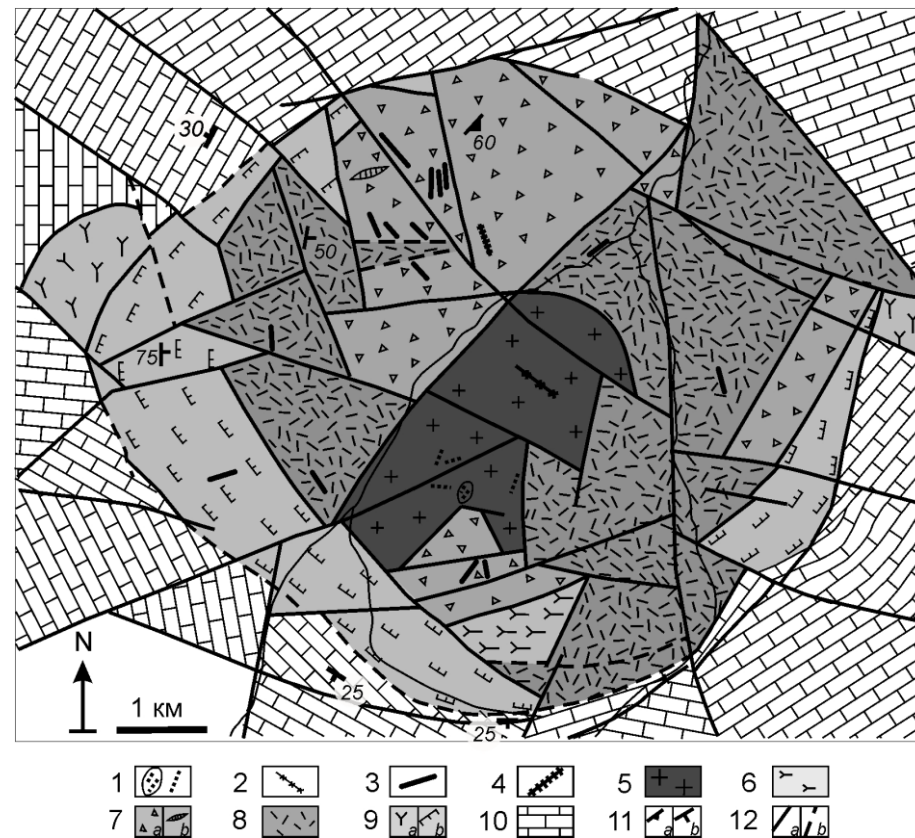


Рис. 2 Геологическая схема Ыллымахского щелочного вулканоплутонического массива (Билибин, 1947; Шнай и др., 1977).

1 – кварцевые жилы; 2 – гранит- и граносиенит-порфиры; 3 – щелочной сиенит-порфир; 4 – фельдшпатоидный микросиенит; 5 – граниты и граносиениты; 6 – щелочные нефелинсодержащие сиениты; 7 – нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты (а) и пегматиты нефелиновых сиенитов (б); 8 – щелочные сиениты; 9 – монциты (а), нефелиновые сиениты (б); 10 – мраморизованные доломиты, известняки (€₁); 11 – трахитоидность (а) и элементы залегания (б); 12 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б).

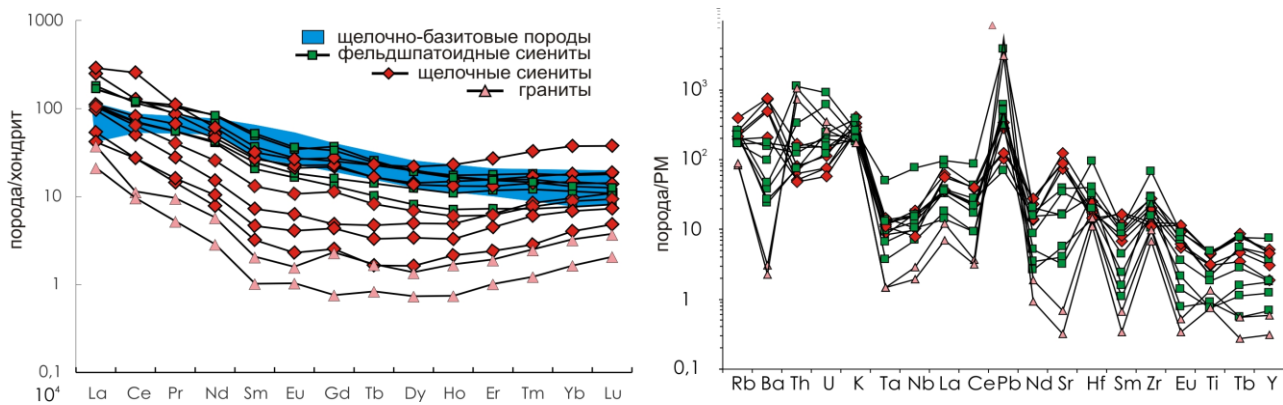


Рис. 3. Графики распределения содержаний редких (а) и редкоземельных (б) элементов, нормированных на РМ по (McDonough, Sun, 1995), в породах Ыллымахского массива. 1 – породы первой группы (фельдшпатоидные сиениты); 2 – породы второй группы (щелочные сиениты); 3 – породы третьей группы (эгириновые граниты).

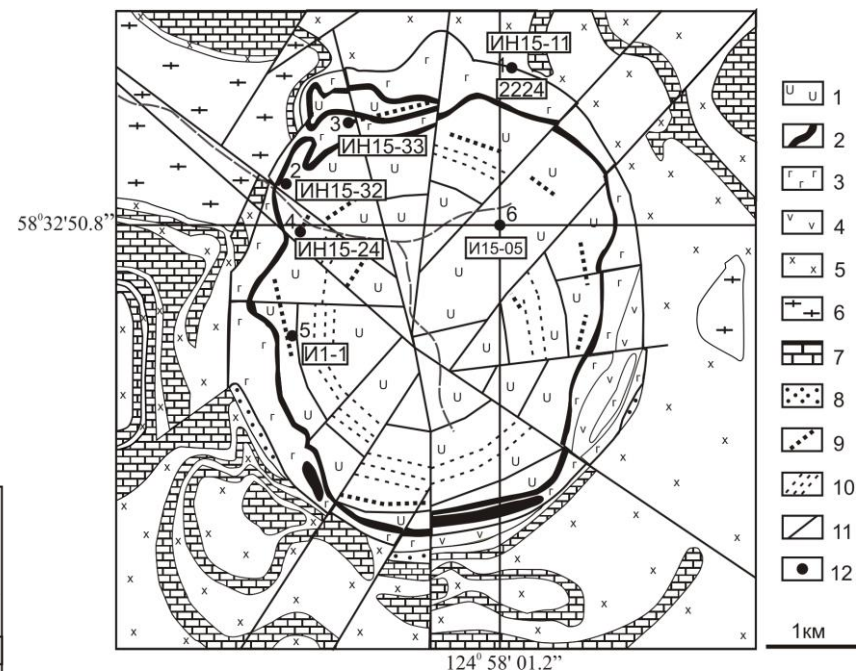


Рис. 4. Схема геологического строения массива Инагли ((Глаголев и др., 1974) с авторскими дополнениями) с точками отбора проб для геохронологического изучения.

1 – дуниты; 2 – пироксениты; 3 – шонкиниты; 4 – лейкократовые сиениты; 5 – монзонит порфиры; 6 – породы федоровской серии (ϵ_2); 7 – карбонатные породы (ϵ_1); 8 – гравелиты и песчаники (ϵ_1); 9 – дайки сиенитов и пегматитов; 10 – кольцевые трещины с метасоматитами; 11 – разломы; 12 – точки отбора проб и номера образцов.

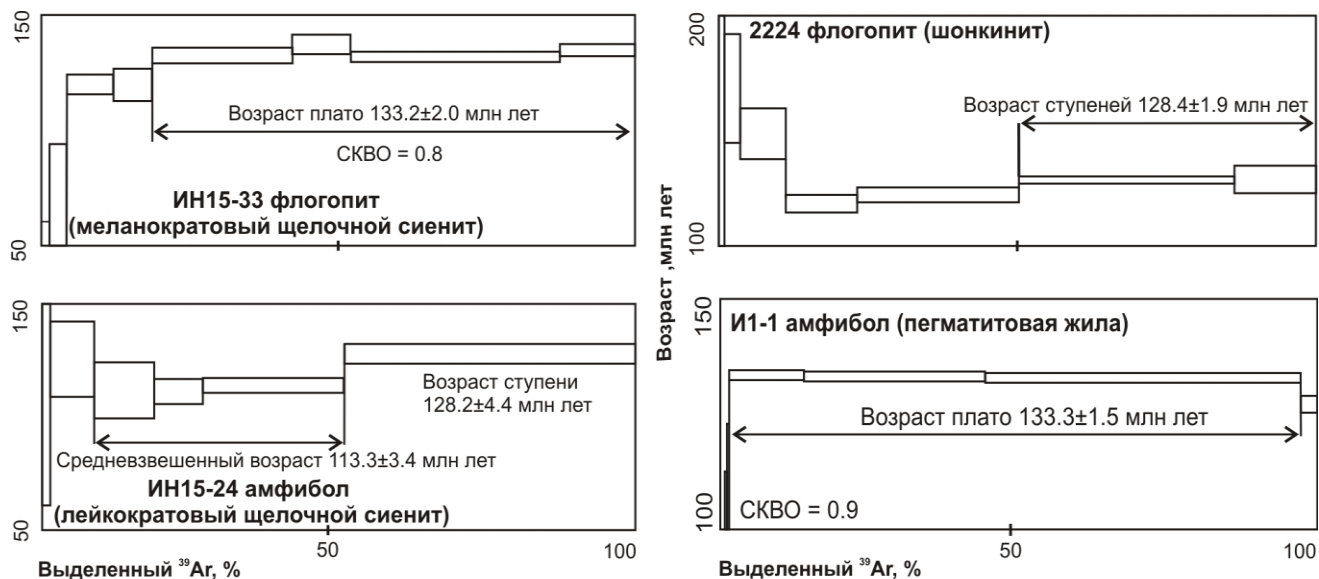


Рис. 5. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования образцов массива Инагли.

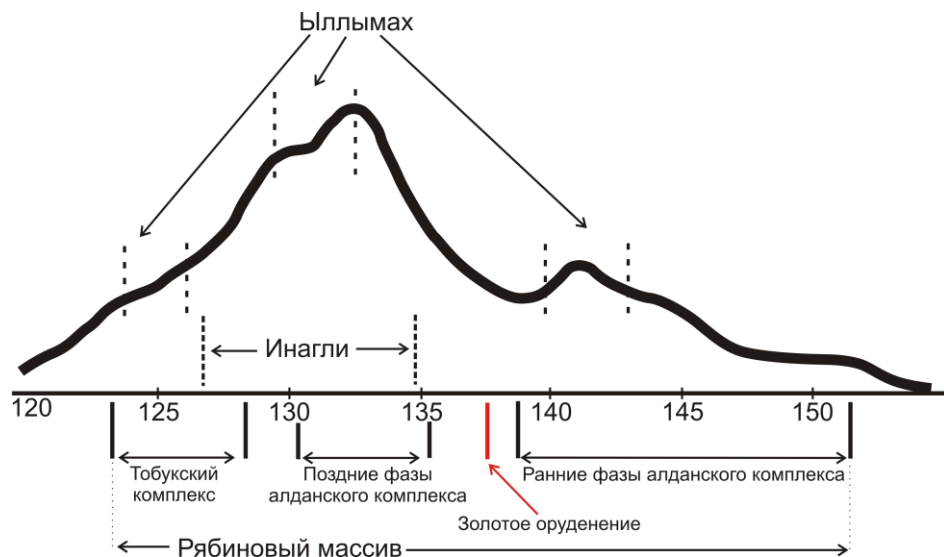


Рис. 6. Распределение плотности вероятности мезозойских событий в Центрально-Алданском районе Алдано-Станового щита. Данные согласно (Шатов и др., 2012; Молчанов и др., 2013; Ибрагимова и др., 2015; Yakubovich et al., 2015; Шатова и др., 2017; Округин и др., 2018; Пономарчук и др., 2019а; Васюкова и др., 2020; Гузев и др., 2021а; Гаськов и др., 2022). **Интервалы формирования массивов Ыллымах и Инагли** (Васюкова и др., 2020; Пономарчук и др. 2019а).

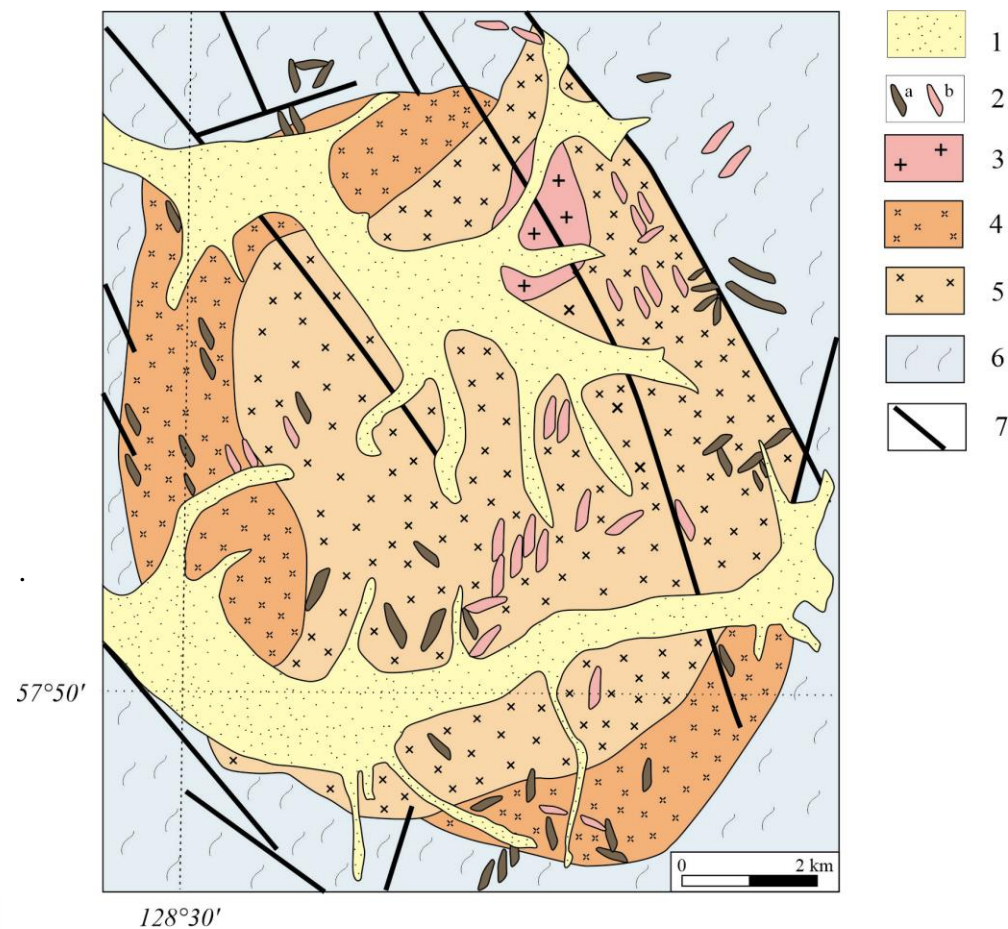


Рис. 7. Геологическое строение Желтулинского массива (по (Кравченко и др., 2014), с авторскими изменениями). 1 - Четвертичные отложения; 2 - Дайки щелочных сиенитов (а) и гранитов (b); 3 - Граниты; 4 - Монзониты и меланократовые щелочные сиениты; 5 - Лейкократовые щелочные сиениты; 6 - Гнейсы и сланцы (AR₂-PR₁); 7 - Разломы

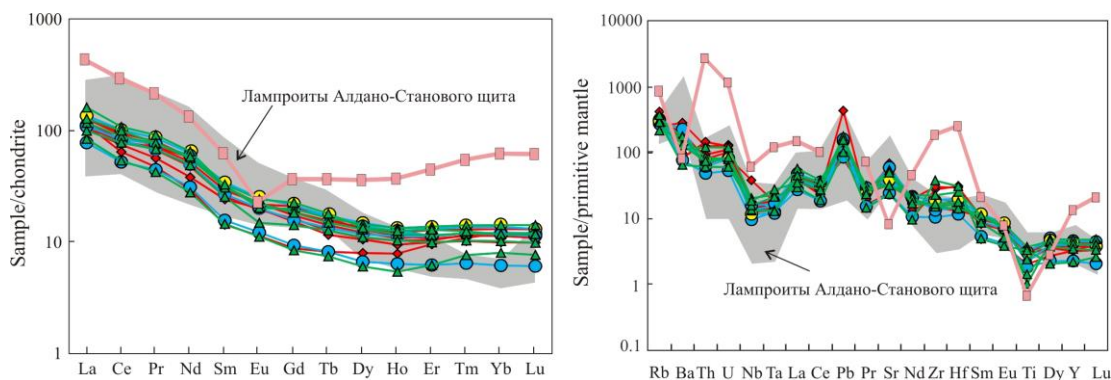


Рис. 8. Содержания редкоземельных и редких элементов, нормированных к хондриту и примитивной мантии в породах Желтулинского массива (Doroshkevich et al., 2020). Данные по хондриту и примитивной мантии (Sun and McDonough, 1989), данные по лампроитам Алдано-Станового щита (Davies et al. 2006). Красные ромбы – лейкократовые щелочные сиениты; голубые круги – меланократовые щелочные сиениты; зеленые треугольники – дайки щелочных сиенитов; желтые круги – фойдитовые монзониты; розовые квадраты – граниты.

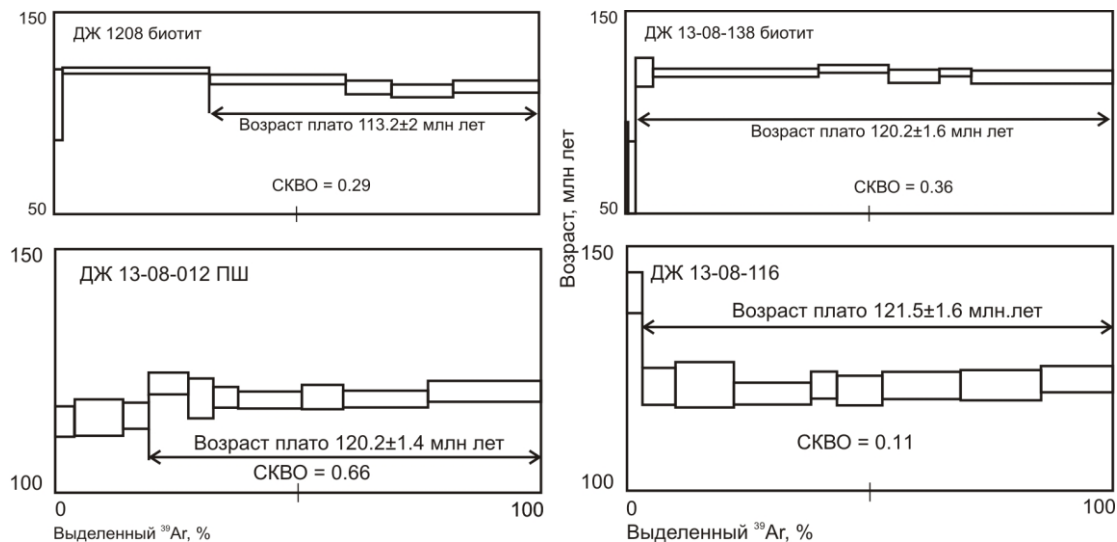


Рис. 9. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования пород Желтулинского массива: биотита из образца дайки щелочного сиенита ДЖ 13-08-138; биотита из фойдитового монцонита ДЖ 1208. полевого шпата из образца меланократового щелочного сиенита ДЖ 13-08-012 и валовой пробы рудного метасоматита ДЖ 13-08-116.

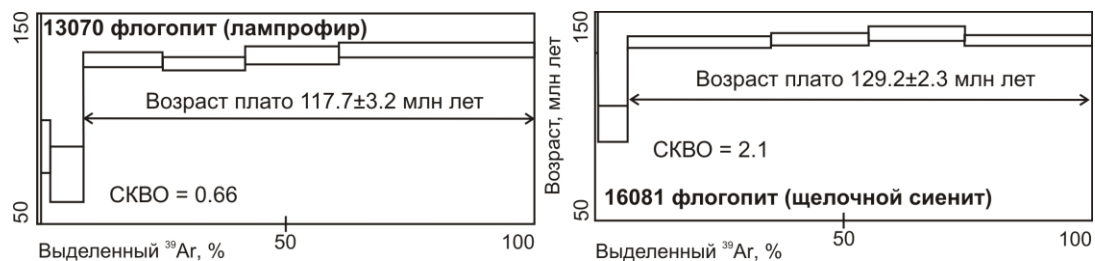


Рис. 11. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования пород Верхнеамгинского массива - мономинеральных фракций флогопита из дайки лампрофира (Обр. 13070) и флогопита из щелочного сиенита (Обр. 16081).

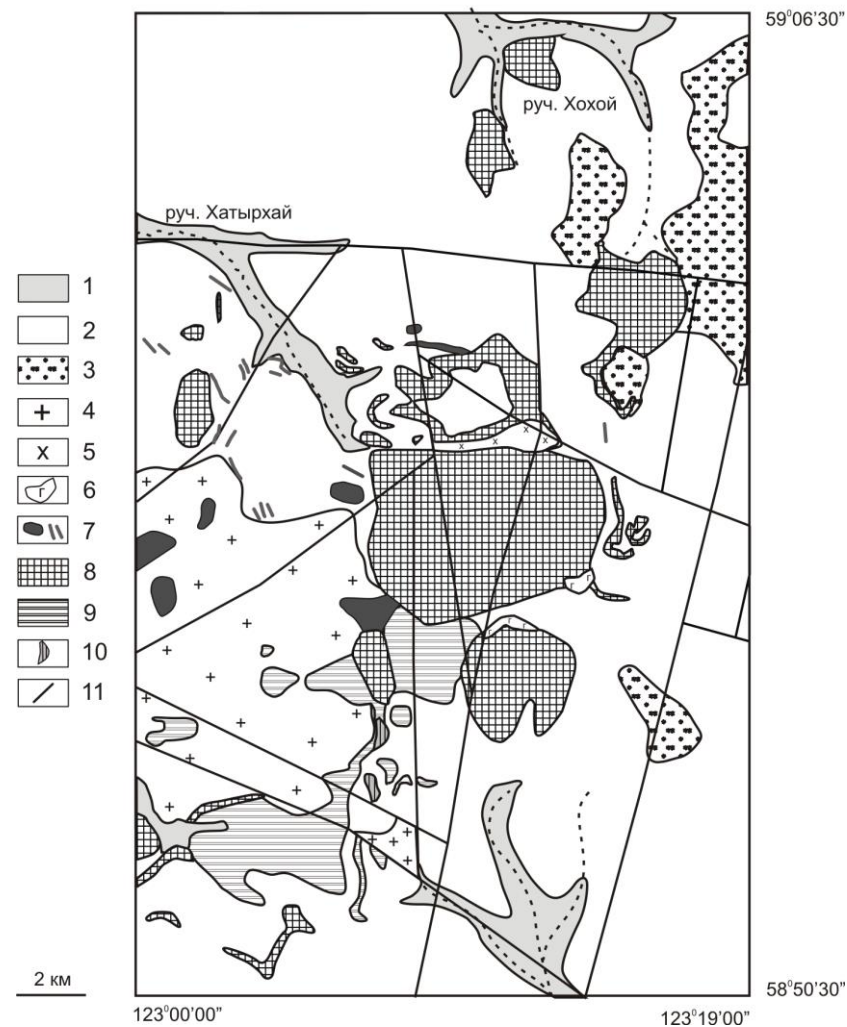


Рис. 10. Геологическая схема Верхнеамгинского массива (Дзевановский 1972, с дополнениями автора): 1 – Четвертичные отложения: современные аллювиальные отложения, пески, галечники, валунники; 2 – Юрские отложения: песчаники, гравелиты, конгломераты; 3 – Венд-кембрийские отложения: известняки, доломиты, мергели; 4 – Архейские образования: граниты; 5 – Биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, гранито-гнейсы, кварциты. Раннемеловые интрузии: 6 – штоки эгириновых гранитов; 7 – дайки и силлы лампрофиров; 8 – штоки, лакколлиты, силлы щелочных сиенитов и сиенит-порфиров; 9 – лакколлиты и штоки монцонитов; 10 – дайки и штоки щелочно-основных и ультраосновных пород: шонкиниты, пироксениты и сиенит-порфиры; 11 – разломы

Рис. 12. Графики распределения редких и редкоземельных элементов, нормированные к примитивной мантии и хондриту по (Sun and McDonough, 1989), для щелочных пород Верхнеамгинского массива. Оранжевое – лампрофилы, зеленое – монцониты, желтое – щелочные сиениты, красное – граниты.

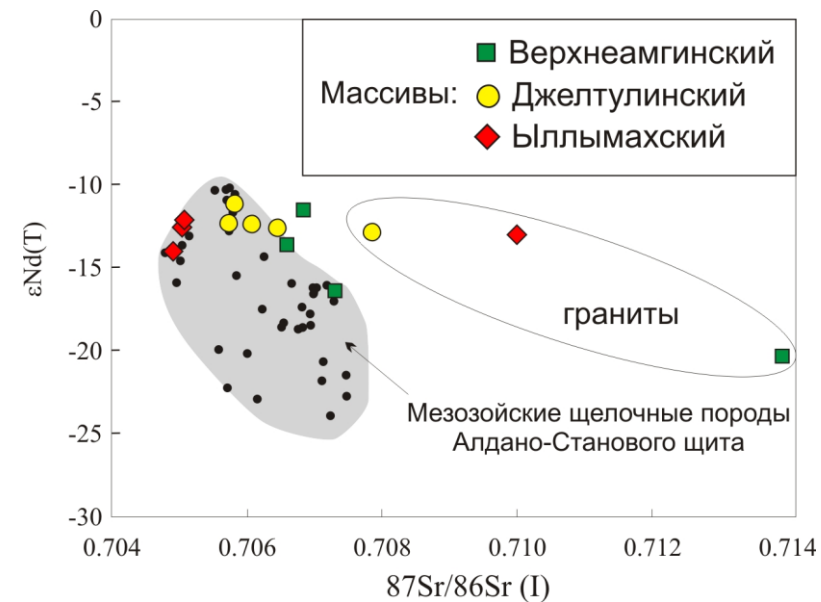
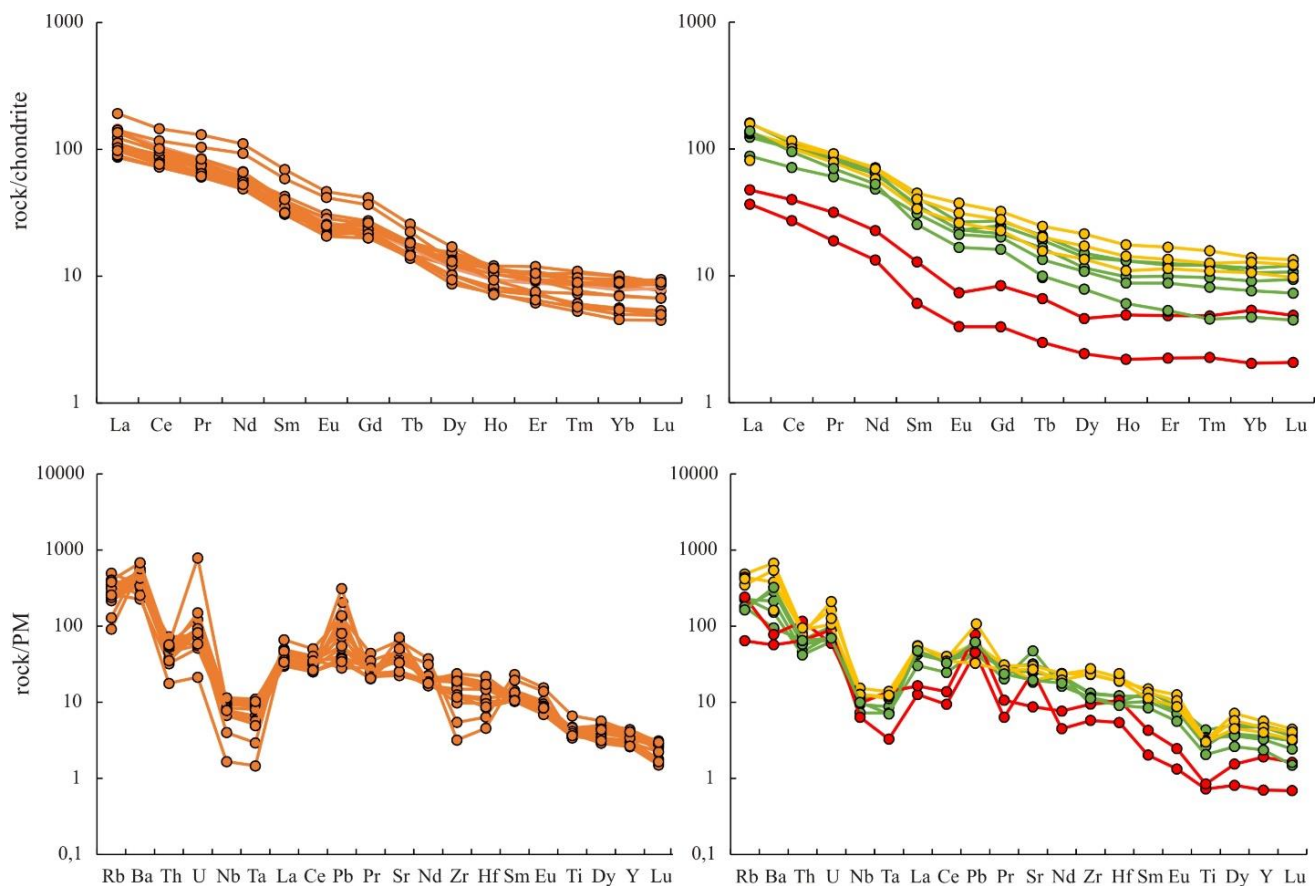


Рис. 13. Значения $\epsilon_{Nd}(T)$ и $^{87}Sr/^{86}Sr(I)$ в породах Верхнеамгинского, Джелтулинского и Ыллымахского массивов. Данные по мезозойским щелочным породам Алдано-Станового щита согласно (Bogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 1994; Davies et al., 2006; Васюкова и др., 2020; Doroshkevich et al., 2020)

Рис. 14. Геохронологические рубежи щелочного магматизма Алдано-Станового щита (геологическая схема на основе (Дзевановский, 1972), рудные районы нанесены согласно (Ветлужских, 1990), геохронологические данные согласно (Полин и др., 2012; Шатов и др., 2012; Шатова и др., 2017; Ivanov et al., 2018; Округин и др., 2018; Прокопьев и др., 2018; Прокорюев et al., 2019a; Пономарчук и др., 2019a, 2019б, 2020; Васюкова и др., 2020;)). Условные обозначения: 1 – фундамент щита; 2 – породы чехла: I – протерозойские песчаники и кембрийские известняки, II – юрские песчаники, III – меловые песчаники; 3 – мезозойские магматические породы; 4 – разломы; 5 – границы рудных районов, связанных с мезозойским щелочным магматизмом: ВТР – Верхнетокинский, ВАР – Верхнеамгинский, ЦАР – Центрально-Алданский, ТР – Тыркандинский, ККР – Кет-Капский.

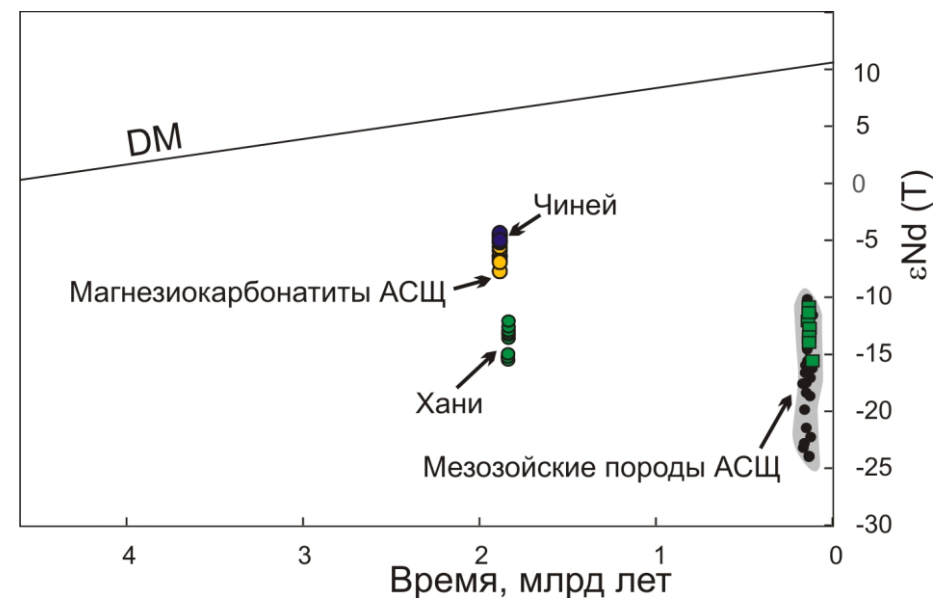
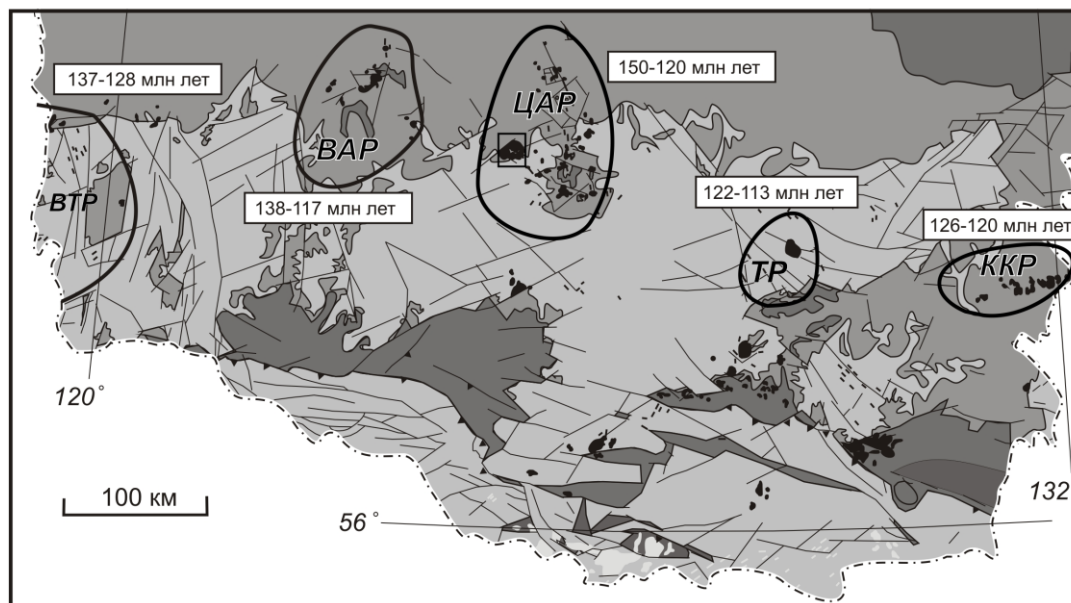


Рис. 15. Диаграмма $\epsilon\text{Nd}(T)$ - возраст для массивов Алдано-Станового щита (АСЩ). Данные по магнезиокарбонатитам (Doroshkevich et al., 2018; Пономарев и др., 2021), по Чинейской расслоенной интрузии габбро (Гонгальский и др., 2008), по палеопротерозойским пироксенитовым массивам р. Хани (Vladykin, 2005, наши неопубликованные данные) и по позднемезозойским щелочным комплексам Алдано-Станового щита (массивы: Рябиновский, Маломурунский, Ломамский, Якутский, Томмотский; Ыллымахский, Джелтулинский, Верхнеамгинский (Mitchell et al., 1994; Davies et al., 2006; Doroshkevich et al., 2020; Васюкова и др., 2020)) Зеленые квадраты-результаты изложенные в данной работе.

