

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ. Н.Л. ДОБРЕЦОВА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
(ГИН СО РАН)

УДК 551.2 (553.04, 556.25)
Рег. № НИОКТР АААА-А21-121011390002-2
Инв. № 2



ОТЧЕТ
О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ

Процессы мантийного-корового взаимодействия при формировании щелочных и гранитоидных комплексов и сопутствующего оруденения восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса
(заключительный)

Номер проекта в ИС управления НИР
FWSG-2021-0002 (рег. № 1021062110690-7-1.5.6)

Приоритетное направление 1.5.3.1. Магматические, метаморфические и минералообразующие системы и их эволюция

Руководитель НИР,
директор ГИН СО РАН, д.г.-м.н.  А.А. Цыганков

Улан-Удэ 2025

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Руководитель темы
директор., д.г.-м.н.

Цыганков А.А.

(реферат, введение, раздел 1, 4, 5,
заключение)

Исполнители:

зав. лаб., к.г.-м.н.

Бурмакина Г.Н.

(раздел 1, 2, 3)

с.н.с.

Посохов В.Ф.

(раздел 6)

н.с., к.г.-м.н.

Ласточкин Е.И.

(раздел 3)

н.с., к.г.-м.н.

Хромова Е.А.

(раздел 6)

нормоконтроль

Барышникова Н.М.

РЕФЕРАТ

Отчет 57 с., 22 рис., 54 источн., 1 прил.

НАУЧНЫЙ ОТЧЕТ, ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ, ИСТОЧНИКИ МАГМ, КРИСТАЛЛОГЕНЕЗИС ЦИРКОНА, МАФИЧЕСКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ, МИНГЛИНГ-ДАЙКИ, АПАТИТОНОСНЫЕ ГАББРОИДЫ, СВЯТОНОСИТЫ, МИНЕРАЛОГИЯ КОЛУМБИТА, ЛОКАЛЬНАЯ ЗОЛОТОРУДНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА, ЦЕНТРАЛЬНАЯ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ АЗИЯ, ЗАБАЙКАЛЬЕ

В результате исследований 2021–2025 гг. получены новые данные о геологических условиях формирования и петрологии гранитоидов крупных изверженных провинций, причинах изотопной гетерогенности пород, входящих в их состав; охарактеризованы процессы смешения магм, установлены источники метасоматизирующих флюидов, ответственных за формирование нефрита, установлены изотопно-геохимические особенности эпимеральных флюоритовых месторождений Забайкалья; определены U-Pb изотопный возраст и источники магм габброидов Бамбуйского и щелочных гранитов Ингурского массивов; на основе детритовой геохронологии установлены этапы формирования и переработки континентальной коры Забайкалья и Северной Монголии. На основании новых U-Pb, Sm-Nd и Lu-Hf изотопно-геохимических данных установлен древний метатерригенный (метаграувакковый) источник салических магм Ангаро-Витимского гранитоидного батолита, 90 % пород которого образовались в течение 45 млн лет (320 по 275 млн л. н.). Показано, что циркон из мафических включений и минглинг-даек несет следы однотипных изменений, отражающих не менее двух эпизодов переработки. Считавшиеся раннепалеозойскими апатитоносные «габбро-диориты» Западного Забайкалья включают массивы, как минимум трех возрастных уровней: 1) поздний ордовик; 2) ранняя пермь и 3) мел, что с одной стороны, указывает на отсутствие между ними генетической и парагенетической связи, а с другой – требует выяснения природы апатитовой минерализации в разновременных образованиях. На основе новых петро-геохимических, изотопных и минералого-геохимических данных установлены основные характеристики и возможный механизм формирования Делянкирской локальной рудно-магматической системы (Яно-Колымская складчатая область). Установлен позднепалеозойский изотопный возраст Марковского (310–297 млн лет) и Эскольского (317–312 млн лет) гранитоидных массивов (святоноситов) массивов полуострова Святой Нос (оз. Байкал). Определены условия кристаллизации минералов групп колумбита и воджинита из кварц-альбит-калишпат-мусковитовых, альбитовых, кварц-мусковитовых и слюдитовых пегматитов Вишняковского месторождения.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	7
Наиболее значимые результаты, полученные при выполнении проекта в 2021–2024 гг.....	9
ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ, ПОЛУЧЕННЫЕ ПРИ ВЫПОЛНЕНИИ ПРОЕКТА в 2025 г.	12
1. Ангаро-Витимский гранитоидный батолит: новые геохимические, U-Pb и Lu-Hf изотопные данные по циркону, петрогенетические следствия.....	12
2. Кристаллогенезис и U-Pb изотопный возраст цирконов из мafических включений и минглинг-даек (Забайкалье, Северо-Восточный Казахстан)	26
3. Апатитоносные «габбро-диориты» Западного Забайкалья	33
4. Делянкирская локальная золоторудно-магматическая система (Яно- Колымская складчатая область)	38
5. Возраст формирования святоноситов полуострова Святой Нос, озеро Байкал (U/Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -данные)	42
6. Условия кристаллизации минералов групп колумбита и воджинита из кварц- альбит-калишпат-мусковитовых, альбитовых, кварц-мусковитовых и слюдитовых пегматитов Вишняковского месторождения.....	45
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	47
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ.....	49
ПРИЛОЖЕНИЕ А	55

НОРМАТИВНЫЕ ССЫЛКИ

Настоящий отчет о НИР составлен с использованием Государственного стандарта (ГОСТ 7.32-2001).

ОПРЕДЕЛЕНИЯ, ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

AFS-сиениты - щелочно-полевошпатовые сиениты

Alm - альмандин

Amph – амфибол

Ab - альбит

An – анортит

Bt – биотит

Cpx – клинопироксен

Eu/Eu* - численное выражение европиевой аномалии

HFSE – высокозарядные элементы

ID-TIMS - термоионизация масс-спектроскопия

Kfs – калиевый полевой шпат

LA-ICP-MS – аналитический метод - масс-спектрометрия индуктивно-связанной плазмы с лазерным пробоотбором

LA-SF-ICP-MS - магнитно-секторный масс-спектрометр с индуктивно связанный плазмой и лазерным пробоотбором

L-M-REE - легкие средние редкоземельные элементы

LREE – легкие редкоземельные элементы

MME - mafic microgranular enclaves (мафические микрогранулярные включения)

MORB - базальты срединно-океанических хребтов

MSWD - среднеквадратичное отклонение

OIB - базальты океанических островов

Or - ортоклаз

Pl – плагиоклаз

Qtz – кварц

REE (РЭ) – редкоземельные элементы

SLIP – салическая крупная изверженная провинция

T(DM-2) - двухстадийный модельный возраст

U-Pb – уран-свинцовый метод изотопного датирования

V-SMOW - изотопный стандарт (морская вода)

АВБ - Ангаро-Витимский батолит

КЛ - катозная люминесценция

РА-граниты - щелочные граниты

ЦАСП – Центрально-Азиатский складчатый пояс

ВВЕДЕНИЕ

Исследования по проекту «Процессы мантийно-корового взаимодействия при формировании щелочных и гранитоидных комплексов и сопутствующего оруденения восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса» были направлены на решение геохронологических, геохимических, петрогенетических и минералогических задач, на примере гранитоидных и базитовых комплексов Забайкалья, Северо-Восточного Казахстана и Верхояно-Колымской складчатой области. Отчет является заключительным, поэтому в первом разделе приведен перечень наиболее важных результатов, полученных в 2021 – 2024 годах, в последующих разделах – результаты исследований 2025 года. Эти исследования, согласно теме проекта, были сосредоточены на петрологических аспектах формирования гранитоидных и базитовых комплексов Центрально-Азиатского и Верхояно-Колымского орогенных поясов.

На основе новых петро-геохимических, изотопных (Lu-Hf) и изотопно-геохронологических (U-Pb) данных по северной части Ангаро-Витимского гранитоидной провинции (батолита), с учетом ранее опубликованных данных установлена длительность формирования этой провинции, составившей ~ 45 млн лет (с 320 до 275 млн. лет). В течении этого времени образовалось около 90 % пород батолита. Источником салических магм были преимущественно коровые метаграувакковые протолиты. В формировании гранитоидов повышенной основности принимали участие смешанные протолиты, в которых доля ювенильного мафического материала могла достигать 40–50 %. Определена общая динамика формирования гранитоидов и геодинамические условия, способствовавшие масштабному плавлению континентальной коры.

Путем сравнительного изучения зерен циркона из мафических включений в гранитоидах Западного Забайкалья и циркона из крупной минглинг-дайки Северо-Восточного Казахстана установлен сходный характер преобразования циркона, что необходимо учитывать при интерпретации U-Pb изотопно-геохронологических данных.

Получены новые U-Pb изотопно-геохронологические данные по апатитоносным габбро-диоритам Западного Забайкалья. Апатитоносные габброиды слагают около 20 небольших массивов, расположенных восточнее оз. Байкал на сравнительно небольшой территории. В ходе геолого-съемочных и поисковых работ эти габброиды, характеризующиеся повышенным, вплоть до рудных концентраций, содержанием апатита, считались раннепалеозойскими. Позже, с появлением доступных методов датирования, выяснилось, что наиболее богатый апатитом Ошурковский массив имеет меловой возраст. Полученные нами новые данные указывают на раннепалеозойский возраст Телегинского массива (ордовик) и позднепалеозойский возраст большеиркиликского и Орефьевского

массивов. Таким образом установлено, что «апатитоносные габбро-диориты» формировались в пределах небольшого сегмента земной коры как минимум трижды.

Делянкирский рудно-магматический узел расположен в центральной части Яно-Колымского орогенного пояса среди интенсивно деформированных раннесреднеюрских терригенных отложений (алевролиты, глинистые сланцы, песчаники) юго-западного фланга Иньяли-Дебинского синклиниория. Геологические, петро-геохимические, изотопные и термобарометрические исследования пород и руд Делянкирского гранодиоритового массива, содержащего одноименное месторождение золота, привели к выводу, что этот объект представляет собой типичную локальную рудно-магматическую систему, свойственную гранитоидам. Источником полезных компонентов в таких системах являются гранитоидные магмы восстановленного I-типа, являвшиеся также источником флюидов и обеспечивающие локализацию руд под экраном роговиков.

Святоноситы (гранатовые сиениты) – достаточно редкие породы, которые получили свое название от полуострова Святой Нос на оз. Байкал. В этом районе они известны давно, однако сведения о времени их формирования отсутствовали. В результате проведенных изотопно-геохронологических исследований установлен их позднепалеозойский возраст, соответствующий времени формирования гранитоидов Ангаро-Витимского батолита.

Изучены минералы группы колумбита и воджинита из наиболее контрастных по минеральному составу зон пегматитовых жил Вишняковского месторождения. Формы выделения, зональность зерен и эволюция химического состава танталсодержащих минералов в кварц-альбит-калишпат-мусковитовых, альбитовых, кварц-мусковитовых и слюдитовых породах Вишняковского месторождения свидетельствуют об их магматическом генезисе.

Таким образом, содержание фактически выполненных работ по проекту в целом и 2025 году в частности соответствует цели и задачам проекта. Планировавшиеся результаты достигнуты.

НАИБОЛЕЕ ЗНАЧИМЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ, ПОЛУЧЕННЫЕ ПРИ ВЫПОЛНЕНИИ ПРОЕКТА в 2021–2024 гг.

1. Установлен позднепермский (260 млн лет) изотопный возраст щелочно-полевошпатовых сиенитов и щелочных гранитов Шербахтинского plutона (~ 220 км 2), расположенного на Витимском плоскогорье в северо-восточной части Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса. Исходный для массива трахит-трахиандезитовый расплав был образован за счет плавления высоко-калиевого нижнекорового мafического источника. Глубинная эволюция расплава определялась фракционной кристаллизацией кислого пластика и калиевого полевого шпата/Железистый щелочно-гранитный остаточный расплав образовался в промежуточной камере за счет фракционирования амфибола и эгирина в условиях низкой фугитивности кислорода. Формирование А-гранитоидов Забайкалья проходило во внутренне континентальной геодинамической обстановке, вероятно в результате воздействия мантийного плюма на разогретую, пластичную кору молодого орогена, образованного в процессе позднегерцинских складчато-надвиговых деформаций. Полученные данные вносят вклад в понимание динамики позднепалеозойско-раннемезозойского щелочно-гранитоидного магматизма региона и свидетельствуют о многообразии источников и условий кристаллизации щелочно-салических магм.

2. Впервые установлены источники метасоматизирующих флюидов апогипербазитовых метасоматитов Оспинско-Китайского, Парамского и Усть-Келянского офиолитовых комплексов (Саяно-Байкальская складчатая область), ответственных за образование серпентинитов, нефрита и лиственитов. Изотопный состав кислорода в оливинах из дунитов (4.6 - 5.5 ‰ δ¹⁸O) отражает их мантийное происхождение. В ряду серпентинит (4.7-7.3 ‰ δ¹⁸O) – нефрит (6.1-9.5 ‰ δ¹⁸O) – лиственит (8.1 -18.8 ‰ δ¹⁸O) наблюдается последовательное обогащение тяжелым изотопом кислорода, свидетельствующее о возрастающей доле флюида метаморфогенного происхождения, доля которого в лиственитах приближалась к 100 %. В процессе лиственитизации изученных офиолитовых комплексов участвовали слабосоленые (NaCl и Na₂CO₃) низкотемпературные (120-290°C) флюиды. Полученные результаты вносят существенный вклад в понимание условий формирования нефрита и могут быть использованы при разработке поисково-разведочных моделей этого высоколиквидного сырья.

3. Рассмотрены изотопно-геохимические особенности эпитетермальных флюоритовых месторождений Забайкалья. Приведены составы РЭ, результаты изучения изотопных стронциевых отношений, Sm-Nd системы, изотопных анализов кислорода, углерода, водорода и серы. Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во флюоритах варьируют в пределах 0.706-0.708, а величины ϵ_{Nd} имеют отрицательные значения. Кислород в кварце, являющимся

ведущим минералом месторождений, характеризуется существенной облегченностью (-3.4...+2.6 ‰ $\delta^{18}\text{O}$), а расчет равновесного флюида с кварцем (-9...-16 ‰ $\delta^{18}\text{O}$) фиксирует участие воды метеорного источника. Анализ изотопных составов кислорода и водорода из газово-жидких включений во флюоритах трех месторождений подтвердил участие воды метеорного происхождения. Такой состав вызван процессами рециклинга под действием неглубоко залегающих плутонов базитов. Изотопные составы серы свидетельствуют о глубинном ее источнике. В процессе подъема к верхним горизонтам она обогатилась легким изотопом (от -1.8 до -7.7 ‰ $\delta^{34}\text{S}$). Проведена оценка связи флюоритовых руд с базальтоидами, распространенными в регионе. Данные изотопных и геохимических характеристик позволяют говорить пока лишь о их пространственной близости. Предполагается, что тела базальтов обусловили рециклинг метеорных вод. Показано подобие механизма формирования эпiterмальных флюоритовых проявлений с трещинно-жильными термальными водами Западного Забайкалья.

5. Впервые установлены источники магм, U-Pb изотопный возраст, разновидности и условия образования скаполита в габброидах Бамбуйского массива (Витимская щелочная провинция, Северное Прибайкалье). Массив образовался 270 млн лет назад за счет плавления субдукционно модифицированного источника в литосферной мантии, что обусловило повышенное содержание летучих компонентов в расплаве и кристаллизацию одновременно с клинопироксеном и К-полевым шпатом магматического скаполита-I, обогащенного SO_3 , Cl и CO_2 . Скаполит второго типа (скаполит-II), содержащий включения полевых шпатов и кальцита, образовался за счет контактового взаимодействия габброидов с вмещающими карбонатными породами. Полученные данные вносят вклад в расшифровку условий формирования щелочно-основных пород Витимской провинции и важны для оценки перспектив их промышленного использования.

6. В результате проведенных исследований установлен раннепермский U-Pb изотопный возраст щелочных гранитов Ингурского массива (272 млн лет), который характеризует завершающий этап масштабного позднепалеозойского гранитообразования на территории Забайкалья. По своим петрохимическим данным породы Ингурского массива соответствуют гранитам А-типа. Они образованы во внутриплитных условиях в результате плавления докембрийской континентальной коры и последующей дифференциации гранитной магмы с участием мантийной компоненты. Редкометалльная минерализация щелочных гранитов Ингурского массива представлена в основном цирконом, бастнезитом, монацитом, ксенотитом. Полученные данные расширяют перспективы обнаружения редкометалльной минерализации в позднепалеозойских гранитоидах А-типа в Забайкалье.

7. На основе U–Pb изотопного датирования детритового циркона из современных аллювиальных отложений крупнейших рек Забайкалья и Северной Монголии выделены пять этапов формирования и переработки континентальной коры региона, включая глобальные корообразующие процессы становления фундамента докембрийских кратонов, ювенильного корообразование в неопротерозое и раннем палеозое, переработки раннедокембрийской и каледонской коры в позднем палеозое и мезозое. Установлено, что пиковые значения кривой распределения плотности вероятности возраста зерен детритового циркона зависят от разных, часто не связанных между собой факторов, таких как абсолютный возраст пород, площадь эродированной поверхности, количество циркона в породах разного состава, расстояние переноса и др. Поэтому статистика распределения возрастов не может рассматриваться в качестве показателя интенсивности эндогенных событий. Детритовая «цирконовая летопись» отражает главным образом периодичность гранитоидного магматизма. Полученные данные вносят вклад в понимание природы и эволюции корообразующих процессов в южном (в современных координатах) складчатом обрамлении Сибирского кратона.

8. Различия в строении и составе Ангаро-Витимской, Хангайской, Калбай-Нарымской и Колымской гранитоидных провинций обусловлены строением и структурой догранитного фундамента, масштабом теплового воздействия мантийных магм, которые привносят тепло и флюиды в область плавления континентальной коры. Вещественный вклад реализуется через различные механизмы смешения магм наиболее эффективным из которых является смешение на глубинном уровне. Гранитоиды SLIPs характеризуются гетерогенным изотопным составом, обусловленным смешением коровых расплавов, образованных за счет плавления контрастных по изотопному и литологическому составу источников, в том числе, посредством смешения с магмами мантийного генезиса. Металлогения SLIPs определяется величиной эрозионного среза и типом коровых протолитов, от степени метаморфизма которых зависит исходное флюидосодержание салических магм.

9. Изотопная гетерогенность Ангаро-Витимского гранитоидного батолита сформировалась за счет смешения продуктов плавления ограниченного количества максимально контрастных по изотопному и литологическому составу протолитов: палеопротерозойской континентальной коры с $\epsilon_{\text{Nd}}(T) \approx -20 \div -22$ и $T(\text{DM-2}) = 2.9 - 2.5$ Ga и неопротерозойских мафических гранулитов повышенной калиевой щелочности, обогащенных ювенильным компонентом ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) \approx -3.0$; $T(\text{DM-2}) = 1.2 - 1.3$ Ga). Одним из конечных членов смешения могут быть мафические магмы мантийного генезиса.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ, ПОЛУЧЕННЫЕ ПРИ ВЫПОЛНЕНИИ ПРОЕКТА в 2025 г.

1. Ангаро-Витимский гранитоидный батолит: новые геохимические, U-Pb и Lu-Hf изотопные данные по циркону, петрогенетические следствия

Позднепалеозойская гранитоидная провинция Забайкалья (Ангаро-Витимский батолит, АВБ, Россия) расположенная в северо-восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), занимает площадь около 200 000 км² и сложена породами, варьирующими по составу от монцонитов и кварцевых сиенитов до лейкократовых гранитов. Целью исследований в отчетный период было: 1) определение общей длительности и динамики формирования гранитоидов Ангаро-Витимского батолита; 2) выяснение причин, определивших пространственно-временную гетерогенность гранитоидов; 3) реконструкция источников салических (гранитоидных) магм, оценка вклада процессов мантийно-корового взаимодействия в петрогенезис гранитоидов. В 2025 году исследования были акцентированы на новых петро-геохимических, изотопных (Lu-Hf) и изотопно-geoхронологических (U-Pb) данных по северной части АВБ. В совокупности с результатами ранее проведенных исследований установлено, что одна из крупнейших на Земле гранитоидных провинций (АВБ) формировалась ~ 45 млн лет (с 320 до 275 млн лет). В течении этого времени образовалось около 90 % пород батолита. Источником салических магм были преимущественно коровые метаграувакковые протолиты. Образование монцонитоидов, кварцевых сиенитов, гранодиоритов связано с плавлением смешанных протолитов, в которых доля ювенильного мafического материала могла достигать 40–50%. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Забайкалья начался с ареального внедрения известково-щелочных гранитов, гранодиоритов и кварцевых сиенитов, составляющих основной объем первого этапа магматизма. На втором этапе магматизм сконцентрировался в сравнительно узкой (200–250 км) проницаемой зоне северо-восточного простирания. Эта зона дренировала коровые очаги салических магм и благоприятствовала поступлению мafических мантийных расплавов в верхние горизонты земной коры. Гранитоиды Ангаро-Витимского батолита сформировались на постколлизионном этапе эволюции восточного сегмента ЦАСП при воздействии мантийного плюма на кору молодого орогена.

Ангаро-Витимский батолит, как отмечалось выше, сложен породами широкого спектра петрографических разновидностей – от монцонитоидов и сиенитов, до лейкогранитов. Эти вариации обусловлены различными количественными соотношениями кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, как правило пертитового, биотита и амфибола. Среди фемических минералов абсолютно преобладает биотит,

амфибол встречается спорадически и является второстепенным минералом. Исключение составляют наиболее основные разности монцонитоидов, где амфибол и биотит находятся в соизмеримых количествах; может присутствовать кальциевый пироксен (диопсид, авгит). Наиболее распространенные акцессорные минералы – апатит, титанит, железотитановые оксиды, циркон. Структура пород массивная, порфировидная ($Kfs \pm Qtz \pm Pl$), или гнейсовидная (в автохтонных разновидностях). Породы основного состава, ассоциирующие с гранитоидами АВБ, представлены в основном монцодиоритами, реже монцогаббро (Цыганков и др., 2016), для которых характерны амфибол и биотит в качестве темноцветных минералов ($\pm Cpx$); постоянно присутствуют перититовый Kfs и Qtz .

Следует подчеркнуть, что использованные в настоящей работе петро-геохимические данные (пробы) характеризуют участки работ, показанные на рисунке 1а. Эти участки не привязаны к каким-либо комплексам, или плутонам.

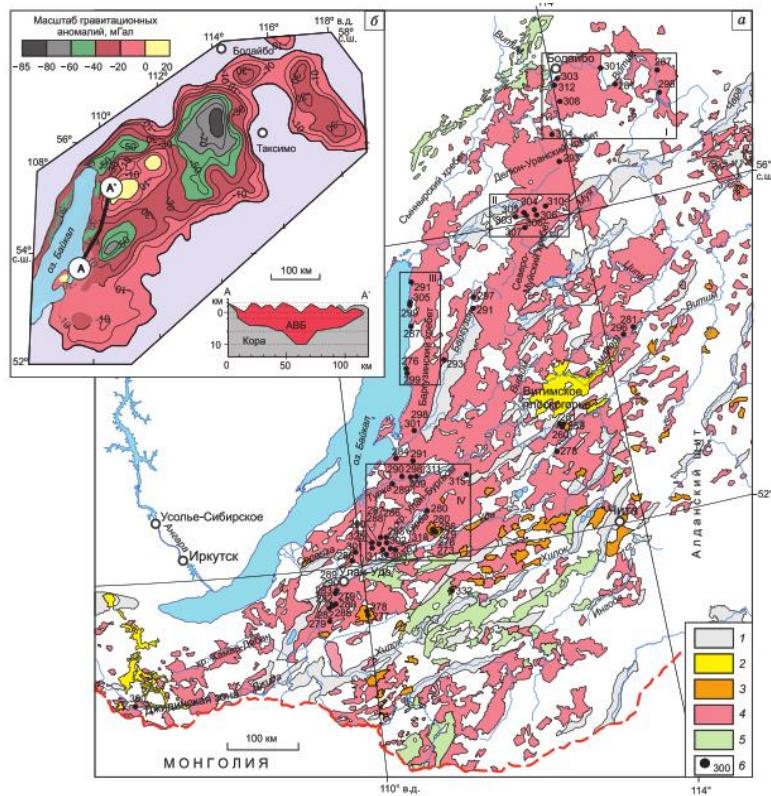


Рисунок 1 – Схема распределения позднепалеозойских гранитоидов в Западном Забайкалье. Составлена на основе Государственной геологической карты масштаба 1:5 000 000 (а): 1 – кайнозойские впадины; 2 – позднекайнозойские щелочные базальты; 3 – позднепалеозойские и раннемезозойские щелочные граниты и щелочно-полевошпатовые сиениты; 4 – позднепалеозойские гранитоиды Ангаро-Витимского батолита (без разделения); 5 – раннепалеозойские граниты и гранодиориты; 6 – места отбора проб и U-Pb изотопный возраст. Римскими цифрами обозначены участки детальных работ: I – Витим, II – Северо-Муйск, III – Восточный Байкал, IV – Курба-Туркинский бассейн (пояснения в тексте); (б) схема распределения гравитационных аномалий (Турутанов, 2011); изолинии проведены через 10 mGal, интерпретационный разрез по линии А-А'

Несмотря на петрографическое разнообразие пород АВБ в целом и рассматриваемых районов в частности, на классификационной диаграмме (рисунок 2а) точки состава рассматриваемых гранитоидов группируются в основном в поле гранитов в меньшей мере кварцевых монцонитов, еще реже гранодиоритов, охватывая широкий диапазон кремнекислотности от 63.5 мас. % до предельных для магматических пород 77 – 78 мас. % SiO_2 . Содержание щелочей в этом ряду слабо убывает от ≈ 10 до 7.5 мас. %. Следует отметить, что лейкограниты, содержащие > 74 мас. % SiO_2 , образуют небольшие дайки в гнейсовых гранитах Восточного Байкала, но чаще всего встречаются в Курба-Туркинском бассейне. В этом же районе относительно широко развиты монцониты и монцодиориты, иногда встречаются монцогаббро, в которых содержание SiO_2 составляет 51–58.5 мас. %, при сумме щелочей 5.3–8.9 мас. %. Независимо от района распространения, рассматриваемые гранитоиды характеризуются повышенной и высокой калиево-щелочностью, занимая на диаграмме K_2O – SiO_2 поле высоко-калиевой известково-щелочной и частично шошонитовой серий (рисунок 2б).

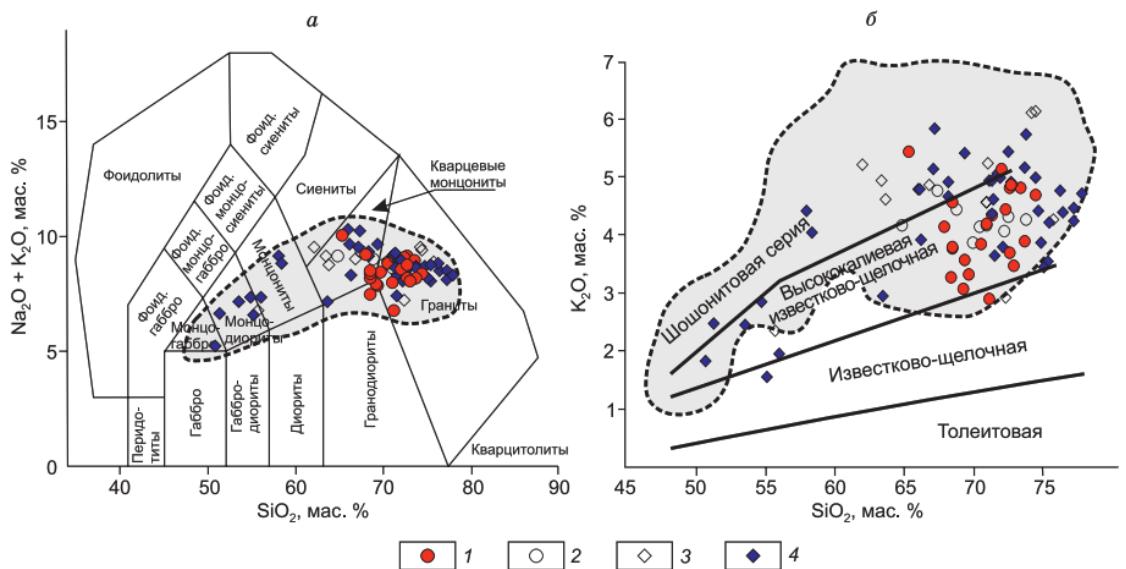


Рисунок 2 – Составы позднепалеозойских гранитоидов и ассоциирующих базитов северной части Ангаро-Витимского батолита на классификационных диаграммах:

(а) SiO_2 – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Middlemost, 1994); (б) SiO_2 – K_2O , граничные линии по (Rickwood, 1989). Районы опробования: 1 – Витим, 2 – Северо-Муйск, 3 – Восточный Байкал, 4 – Курба-Туркинский бассейн. Пунктирной линией (затененное поле) показан состав гранитоидов центральных и юго-западных районов АВБ (Цыганков и др., 2007, 2010, 2017; Litvinovsky et al. 2011)

На диаграмме NK/A– SiO_2 (рисунок 3а) рассматриваемые гранитоиды занимают в основном поле известково-щелочных, или щелочно-известковых (рисунок 3б) пород. Региональные различия заключаются в относительно пониженной щелочности гранитоидов, развитых в районе Витим, представляющим самую северную периферию

АВБ. Для них же часто характерна пониженная железистость (рисунок 3в), тогда как большая часть рассматриваемых гранитоидов, относится к железистым разновидностям. По степени насыщенности глиноземом породы варьируют от металюминиевых до слабо пералюминиевых, в большинстве случаев отношение $A/CNK < 1.1$ (рисунок 3г). Несмотря на повышенную калиевую щелочность пород (рисунок 3б) K_2O/Na_2O отношение примерно в половине случаев < 1 . В гранитах и кварцевых монцонитах оно варьирует от 0.63 до 1.52, в нескольких пробах возрастает до 2.25, а в монцонитах и монцодиоритах уменьшается до 0.3. Содержание TiO_2 линейно убывает с ростом SiO_2 , от 1.2 мас. % в монцогаббро до 0.1 мас. % и менее в лейкогранитах, составляя в среднем (в гранитах) 0.25 мас. %. Содержание фосфора в гранитах и лейкогранитах низкое, часто менее 0.1 мас. % P_2O_5 . С увеличением основности пород содержание фосфора увеличивается незначительно, до 0.1–0.2 мас. % в кварцевых монцонитах и лишь в монцодиоритах достигает 0.4 мас. % P_2O_5 .

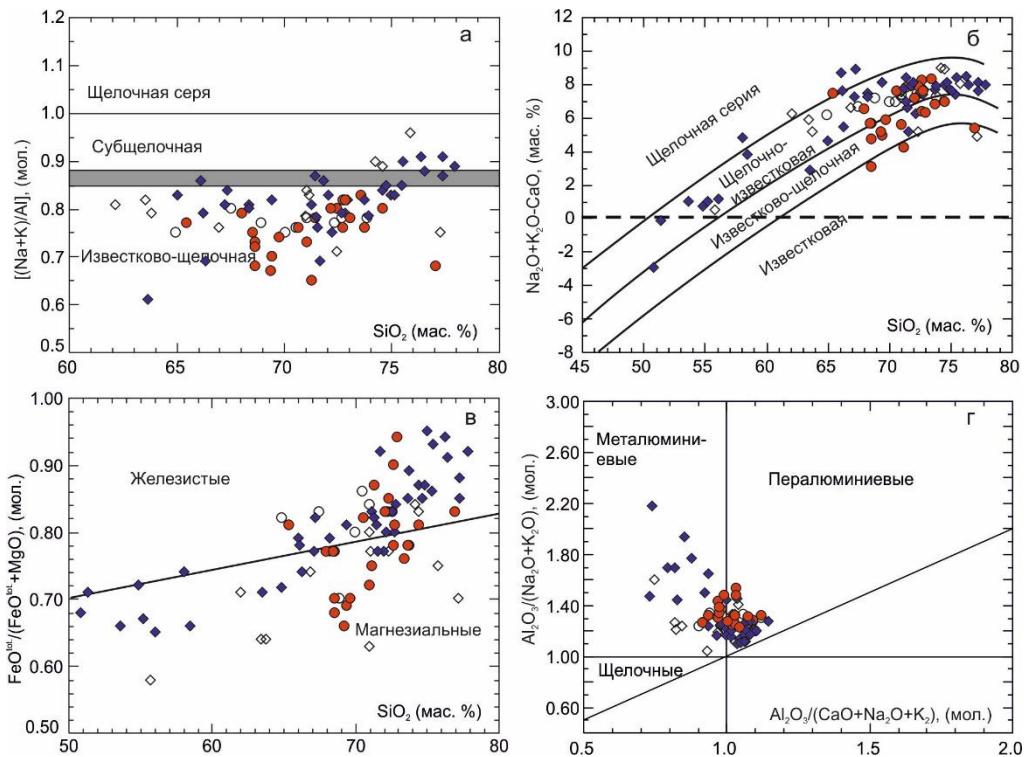


Рисунок 3 – Составы позднепалеозойских гранитоидов северной части АВБ на классификационных диаграммах: (а) $SiO_2 - \frac{[Na_2O+K_2O]}{Al_2O_3}$, (мол.) (агпайтовый индекс), по (Liégeois & Black, 1987); (б) $SiO_2 - MALI$ (модифицированный щелочно-известковый индекс), по (Frost et al., 2001); (в) $SiO_2 - \frac{FeO^{tot}}{(FeO^{tot} + MgO)}$, (мол.), граница между железистыми и магнезиальными породами по (Frost & Frost, 2008); (г) $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$, (мол.) – $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$, (мол.), ($A/CNK - A/NK$), по (Maniar & Piccoli, 1989). Условные обозначения см. рисунок 2

Таким образом, макрокомпонентный состав пород изученных участков в целом сходен, а выявленные различия определяются несколько разным набором пород на этих

участках, а не составом петрографически однотипных разновидностей. По сравнению с гранитоидами центральной и юго-западной частей батолита (Цыганков и др., 2007; 2010; Litvinovsky et al., 2011) систематических отличий однотипных пород также не выявлено. Для примера, на рисунке 3 показан контур области составов гранитоидов и ассоциирующих базитов всех входящих в состав АВБ комплексов (Litvinovsky et al., 2011). Хорошо видно, что рассматриваемые нами гранитоиды северной части батолита не выходят за этот контур.

Нормированное по (Sun & McDonough, 1989) распределение РЗЭ в гранитоидах северной части Ангаро-Витимского батолита более изменчиво (рисунок 4). В целом, оно характеризуется высокой степенью дифференцированности, показателем которой является $\text{La/Yb}_{(n)}$ отношение, варьирующее от 16 до 25. Отношение $\text{La/Sm}_{(n)}$ в преобладающих разновидностях составляет 4.5–5.9, $\text{Gd/Yb}_{(n)} = 1.85$ –3.02, $\text{Eu/Eu}^* = 0.48$ –0.91. Суммарное содержание РЗЭ составляет 107 – 360 г/т. Некоторые пробы резко отличаются от этих параметров. Так, например, в районе Витим гнейсовидные граниты автохтонной фации характеризуются «вогнутым» графиком нормированного распределения лантаноидов (рисунок 4а) с дефицитом La, или Ce (возможно за счет постмагматического флюидного воздействия) и резкой Eu положительной аномалией ($\text{Eu/Eu}^* = 2.45$). Большая часть гранитоидов этого района характеризуется небольшой величиной Eu аномалии, в среднем 0.78, однако в двух пробах эта величина составляет 0.22 (сред.), при значительно меньшем $\text{La/Sm}_{(n)} = 1.93$ против 4.53 и напротив, большем $\text{Gd/Yb}_{(n)}$ отношении – 7.09 против 3.02 в преобладающих разновидностях. Таким образом, в рассматриваемом районе по распределению РЗЭ можно выделить три типа гранитоидов: 1) нормальные (преобладающая разновидность); 2) с «вогнутым» графиком и избытком Eu; 3) обедненные ТРЗЭ с дефицитом Eu.

Для восточного побережья оз. Байкал (Восточный Байкал) (рисунок 4б) характерно повышенное содержание РЗЭ в преобладающих разновидностях гранитов ($\Sigma\text{РЗЭ} = 360$ г/т), менее дифференцированное их распределение ($\text{La/Yb}_{(n)} = 16.2$, $\text{Gd/Yb}_{(n)} = 1.85$) и хорошо выраженная отрицательная аномалия европия ($\text{Eu/Eu}^* = 0.48$). Гнейсограниты развитые в этом районе, отличаются значительно более низким суммарным содержанием РЗЭ, составляющим 90 г/т, более высокими отношениями $\text{La/Yb}_{(n)}$ и $\text{La/Sm}_{(n)} = 24.4$ и 7.38, соответственно, а также отсутствием Eu аномалии. Кроме того, здесь обнаружены породы, спектр распределения РЗЭ в которых характерен для А-гранитов (рисунок 4б). Это «равноплечий» график с глубокой европиевой аномалией и вероятно тетрадным эффектом в области ЛРЗЭ ($\text{La/Yb}_{(n)} = 1.25$, $\text{La/Sm}_{(n)} = 1.12$, $\text{Eu/Eu}^* = 0.28$, $\text{Gd/Yb}_{(n)} = 0.83$).

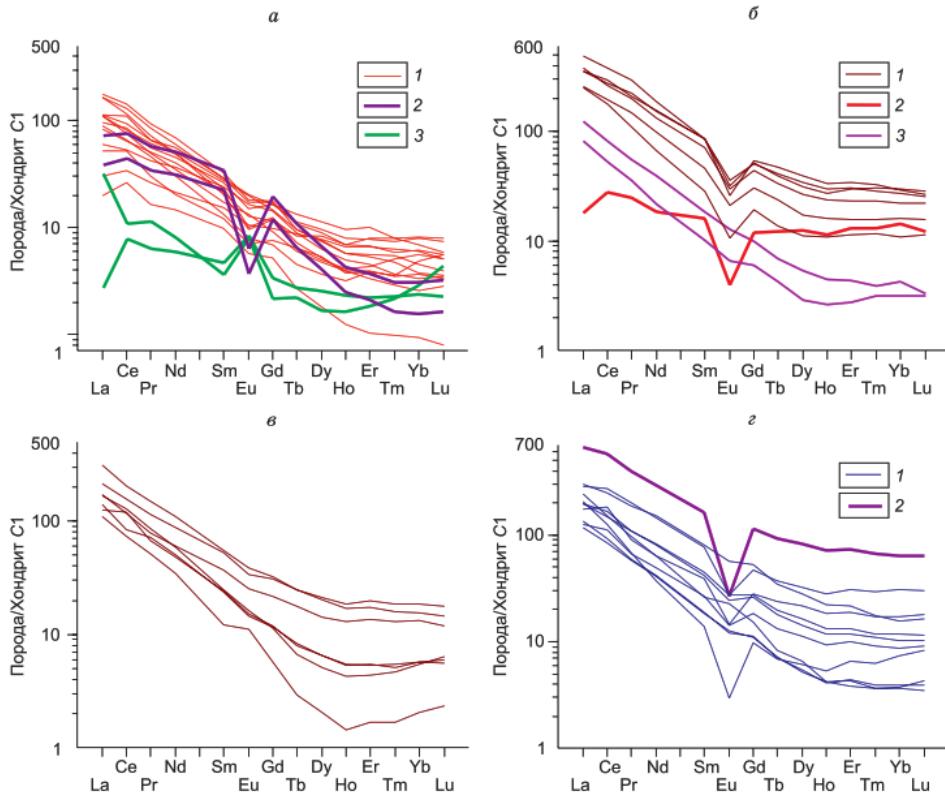


Рисунок 4 – Распределение редкоземельных элементов в гранитоидах северной части АВБ: (а) Витим: 1 – *Bt* - (\pm *Amph*) граниты, Qtz-монzonиты и гранодиорты, 2 – лейкограниты, 3 – *Bt*-гнейсограниты; (б) Восточный Байкал: 1 – *Bt*- (\pm *Amph*) граниты, Qtz-монзониты и Qtz-сиениты, 2 – лейкограниты А-типа, 3 – *Bt*-гнейсограниты; (в) Северо-Муйск: *Bt*- (\pm *Amph*) граниты, Qtz-монzonиты; (г) Курба-Туркинский бассейн: 1 – *Bt*- (\pm *Amph*) граниты, Qtz-монzonиты, монzonиты, монцодиориты, 2 – *Bt*-лейкогранит. Нормировано по хондриту (Sun & McDonough, 1989)

Гранитоиды Северо-Муйского района (рисунок 4в) отличаются более узкими вариациями суммарного содержания РЗЭ, составляющего в среднем 174 г/т. Индикаторные отношения лантаноидов здесь составляют (в среднем): $La/Yb_{(n)} = 25$, $La/Sm_{(n)} = 5.92$, $Eu/Eu^* = 0.91$, $Gd/Yb_{(n)} = 2.04$.

Преобладающие гранитоиды Курба-Туркинского бассейна (рисунок 4г) мало отличаются от описанных выше. Для них характерно дифференцированное распределение РЗЭ ($La/Yb_{(n)} = 25.7$, $La/Sm_{(n)} = 4.82$, $Gd/Yb_{(n)} = 2.38$) при $\Sigma PZ\Theta = 195$ г/т. Величина европиевой аномалии (Eu/Eu^*) сильно варьирует – от 0.24 до 1.1, составляя в среднем 0.67. На этом фоне выделяется лейкогранит с мафическими микротекстурами в котором $\Sigma PZ\Theta$ достигает 783 г/т, а индикаторные отношения заметно отличаются от преобладающих разновидностей гранитоидов: $La/Yb_{(n)} = 10.45$, $La/Sm_{(n)} = 4.08$, $Eu/Eu^* = 0.19$, $Gd/Yb_{(n)} = 1.79$. Монцогаббро из этого района по распределению РЗЭ сходно с гранитоидами, отличаясь лишь отсутствием Eu аномалии.

Обращает внимание высокая величина отношения Nb/Ta (> 10 в большинстве проб), чем рассматриваемые образования в целом отличаются от щелочных гранитов Забайкалья и Монголии, в которых Nb/Ta обычно <10 (Антипин и др., 2022).

Нормированные по валовой континентальной коре (Rudnick & Gao, 2003) графики распределения некогерентных литофильных элементов (рисунок 5) отражают особенности состава гранитоидов рассматриваемых участков и характеризуются разнонаправленным поведением многих индикаторных элементов. Исключение составляют Ti и P, отрицательные аномалии которых зафиксированы практически на всех графиках. Кроме того, следует отметить, что в пределах каждого района исследований имеется определенное сходство характера распределения литофильных элементов, что особенно наглядно проявлено в гранитоидах Северо-Муйского хребта (рисунок 5в) и в меньшей мере присуще другим районам (рисунок 5а–в). Разновидности гранитоидов, отличающиеся распределением РЭ от преобладающих разностей, демонстрируют свои отличия и на спайдер-диаграммах (рисунок 5).

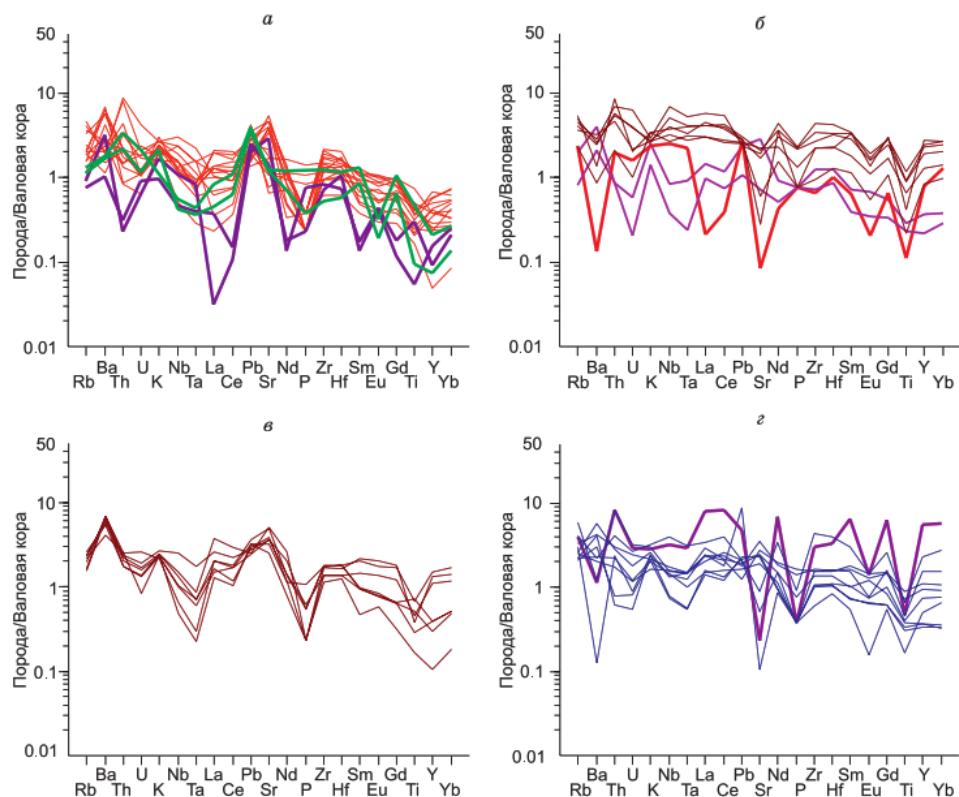


Рисунок 5 – Нормированное по валовой коре (Rudnick & Gao, 2003) распределение элементов-примесей (спайдердиаграммы) в гранитоидах северной части АВБ.
Условные обозначения см. рисунок 4

Столь широкие и, что не маловажно, разнонаправленные вариации микроэлементного состава гранитоидов, по-видимому, отражают различия в химическом составе и литологии источников магм, разные P - T - $X_{\text{фл}}$ условия их плавления, разный вклад процессов сегрегации расплава, контаминации, смешения магм и их дифференциации на уровне кристаллизации гранитоидных интрузий.

Средневзвешенные конкордантные возрасты 8 проб гранитоидов указанных районов дают широкий интервал изотопных дат: от 311 до 281 млн. лет. Среднезернистый *Bt*-гранит (проба Vt-01-19), отобранный в береговых обнажениях р. Витим в районе оз. Орон, имеет средневзвешенный конкордантный возраст по 18 определениям 289 ± 3 млн лет, СКВО = 1.6. Кроме того, в этой пробе обнаружены 3 зерна вероятно унаследованного или ксеногенного циркона с возрастом около 1802 млн лет, а также несколько зерен, характеризующихся высокой дискордантностью, связанной, по-видимому, с потерей радиогенного свинца. Среднезернистый крупнопорфировидный (*Kfs* до 2 см) *Bt*-гранодиорит (проба Vt-03-19) отобран из береговых обнажений р. Витим в районе устья р. Кипятной. Средневзвешенный конкордантный возраст по 30 определениям составляет 287 ± 2 млн лет, СКВО = 0.82. Мелкозернистый *Amph*-*Bt*-кварцевый монцонит (проба Vt-08/1-19), отобранный из береговых обнажений р. Витим в районе устья р. Олонго, имеет средневзвешенный конкордантный возраст по 21 определению 281 ± 3 млн лет, СКВО = 1.4. В пробе обнаружены 2 зерна с ориентировочным возрастом 1300–1462 млн лет с высокой дискордантностью. Обращает внимание, что в пробе Vt-01-19 также были зафиксированы дискордантные цирконы с примерно такими же значениями. Можно предположить, что эти явно ксеногенные зерна испытали одно и то же термальное или флюидное воздействие, приведшее к нарушению U-Pb изотопной системы.

Среднезернистый редкопорфировидный (*Kfs*) *Bt*-лейкогранит (проба Km-13-15) отобран примерно в 45 км к югу от г. Бодайбо. Средневзвешенный конкордантный возраст по 22 определениям составляет 308 ± 1 млн лет, MSWD = 1.09. В отдельных, по-видимому, ксеногенных зернах зафиксированы возрасты около 400 и 480 млн лет. Такие же *Bt*-граниты (проба Km-14-15), отобранные в 16 км южнее, имеют средневзвешенный конкордантный возраст, полученный по 24 определениям, 304 ± 1 млн лет, СКВО = 0.77. Эта проба также содержит ксеногенные цирконы с разной степенью дискордантности. Некоторые из них лежат на конкордии и имеют возраст около 420–430 млн лет, что отвечает раннепалеозойскому пику на гистограмме распределения возрастов детритового циркона из современных аллювиальных отложений этого района (Цыганков и др., 2023).

Среднезернистый *Bt*-лейкогранит (проба Км-16-15), отобранный в правом борту верховьев р. Мамакан, имеет средневзвешенный конкордантный возраст, полученный по 26 определениям, 293 ± 1 млн лет, СКВО = 0.55.

Проба среднезернистых *Amph-Bt*-гнейсогранитов (ТЕ-64/1а-20) отобрана в левом борту нижнего течения р. Голондокон. Средневзвешенный конкордантный возраст, полученный по 33 определениям, составляет 309 ± 1 млн лет, СКВО = 0.67. Опробованные в этом же районе крупнопорфировидные (*Kfs*) *Amph-Bt*-гранодиориты (проба ТЕ-65а-20) содержат две популяции циркона с возрастом 311 ± 1 (n = 14, СКВО = 0.38) и 298 ± 2 , (n = 12, СКВО = 1.4) млн лет.

На рисунке 6а показана гистограмма U-Pb возрастов гранитоидов АВБ и ассоциирующих мafических пород с шагом 10 млн лет, соответствующая логнормальному распределению значений изотопного возраста. На рисунке 6б показаны те же данные, но с шагом 5 млн лет. Здесь хорошо видно сложное полимодальное распределение изотопных возрастов с несколькими практически равновеликими максимумами, рассчитанными в приложении AgePick. Крайние значения возраста отделены от основной выборки глубокими минимумами, где датировок нет. Используя эти минимумы в качестве возрастных реперов, можно ограничить время формирования АВБ более узким временным интервалом 320–275 млн лет. Иначе говоря, 90 % гранитоидов одной из крупнейших на Земле гранитоидных провинций сформировались в течении 45 млн лет. В течении этого времени непрерывно формировались варьирующие по составу (от монцонитов до лейкогранитов) салические изверженные породы, однако интенсивность этого процесса была, по-видимому, разной (рисунок 6б). Представленные данные в целом подтверждают более чем десятилетней давности предположение (Цыганков и др., 2007) о двух главных этапах гранитообразования в Забайкалье. Вместе с тем, этот вывод в значительной мере определяется не столько объективными данными, сколько детальностью исследования. Тем не менее можно утверждать, что развитие магматизма, вплоть до его кульминации примерно 290–280 млн лет назад, имело более плавный характер, чем его завершение, что и отражается в логнормальном распределении изотопных возрастов.

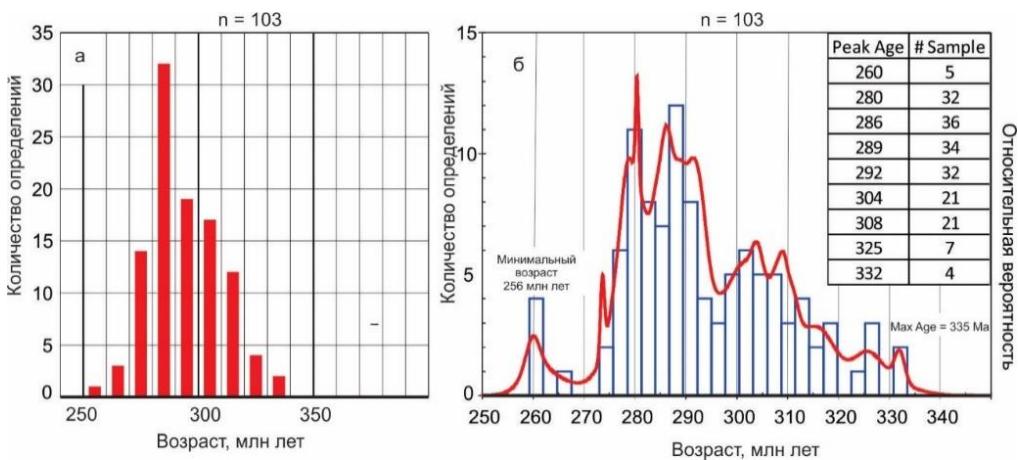


Рисунок 6 – Гистограмма распределения возрастов и график плотности вероятности циркона из позднепалеозойских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита (на основе данных таблицы 2), (а) шаг 10 млн лет, (б) 5 млн лет

Исходя из «плюмовой» гипотезы формирования АВБ, обоснованной во множестве публикаций (Ярмолюк и др., 1997, 2013, 2019; Kuzmin et al., 2010; Кузьмин, Ярмолюк, 2014; Tsygankov et al., 2017, 2024; Khubanov et al., 2021), это вероятно связано с прогревом коры под воздействием мантийных магм на начальном этапе и прекращением плюмовой активности на завершающей стадии. Здесь уместно заметить, что следующая активизация магматизма, имевшего в целом бимодальный характер и высокую щелочность, имела место в триасе в период с 230 до 210 млн лет назад.

Изотопный состав Hf изучен в 14 пробах гранитоидов Ангаро-Витимского батолита, представляющих его наиболее распространенные разновидности, а также в двух пробах щелочных гранитов с возрастом 260 млн лет. Прежде всего следует отметить необычайно широкий диапазон значений $\epsilon\text{Hf}(t)$ и соответствующего им двухстадийного модельного возраста $T(\text{DM-2})$ гранитоидов. Величина этих параметров в отдельных зернах циркона варьирует от $\epsilon\text{Hf}(t) = -43$ и $T(\text{DM-2}) = 3.27$ млрд лет, до 15.8 и 0.30 млрд лет соответственно. Вторая особенность заключается в разном характере распределения этих параметров в отдельных пробах, по каждой из которых было выполнено 10–15 измерений. С некоторой долей условности можно выделить три типа распределения значений $\epsilon\text{Hf}(t)$: «нормальный тип распределения» характеризуется небольшим диапазоном вариаций изотопных отношений и, соответственно, рассчитанными значениями $\epsilon\text{Hf}(t)$ и $T(\text{DM-2})$ (рисунок 7а). Абсолютные значения этих параметров сильно различаются. Более того, они могут быть как низкими отрицательными, варьируя от -6 до -28 $\epsilon\text{Hf}(t)$ (сред.), 1.5–2.5 млрд лет $T(\text{DM-2})$, соответствующими древней континентальной коре, так и высокими положительными, где $\epsilon\text{Hf}(t) = 13.3$ (сред.), а $T(\text{DM-2}) = 0.43$ млрд лет. Такие значения отвечают «молодому» ювелирному источнику с изотопными параметрами деплетированной мантии; 2) «аномальный тип распределения» (рисунок 7б)

отличается от предыдущего большими вариациями изотопного состава в отдельных пробах. Эти вариации могут достигать 14–15 единиц $\epsilon\text{Hf}(t)$, причем как в области отрицательных, так и положительных значений. Третий тип распределения, условно названный нами «песочные часы» (рисунок 7в), характеризуется переходом значений $\epsilon\text{Hf}(t)$ через «0». Иначе говоря, часть цирконов в пробе имеют варьирующие отрицательные значения $\epsilon\text{Hf}(t)$, на подобии второго типа распределения, другая часть – положительные (рисунок 7в). Общий диапазон вариаций $\epsilon\text{Hf}(t)$ и $T(\text{DM-2})$ в пробе может составлять $-6.6 \div 5.71$ и $1.54 \div 0.82$ млрд. лет соответственно (рисунок 7в). Кроме того, в некоторых пробах распределение $\epsilon\text{Hf}(t)$ в цирконах является промежуточным между «нормальным» и «аномальным» типами.

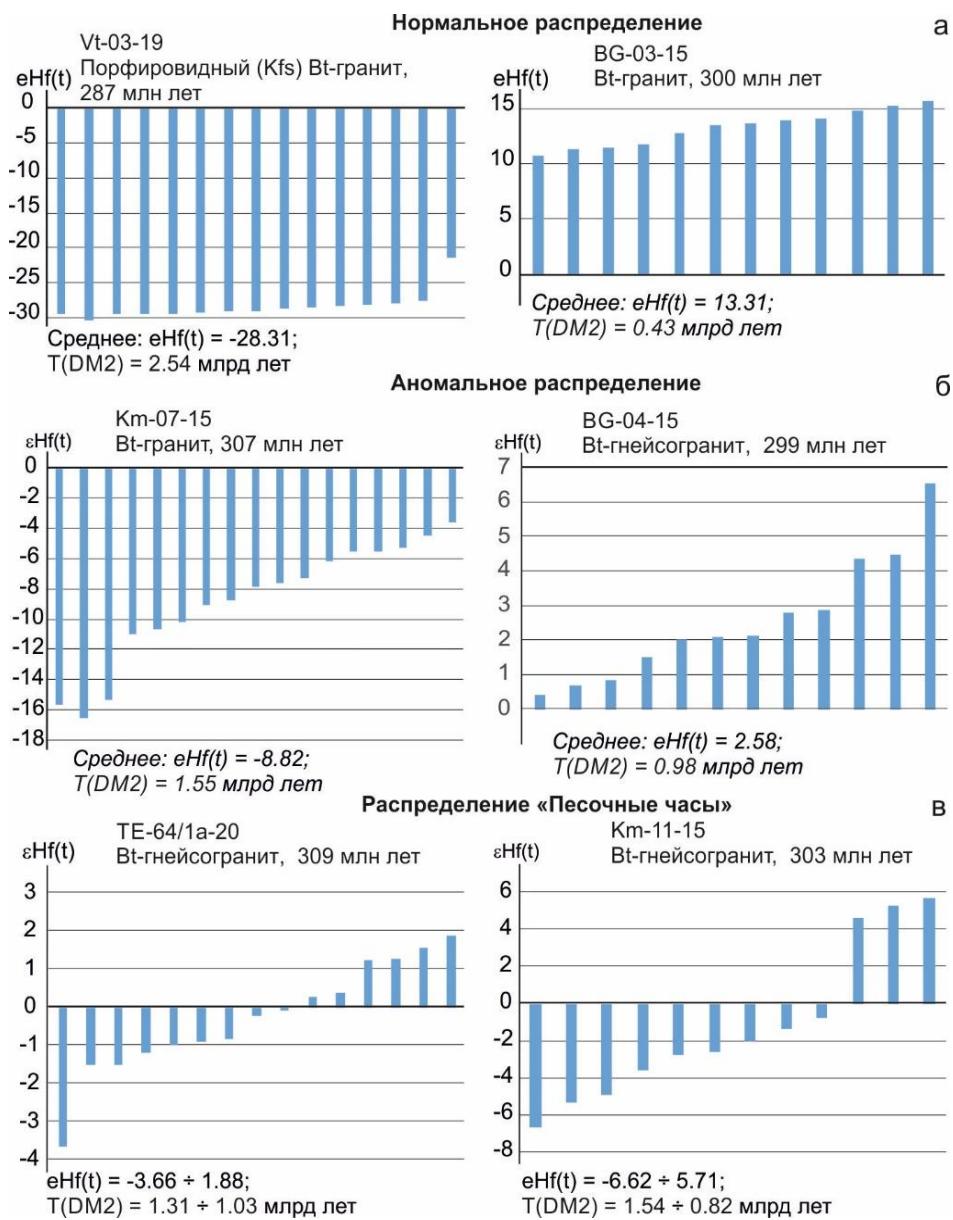


Рисунок 7 – Изотопный состав Hf в цирконе из представительных проб гранитов Ангаро-Витимского батолита

Основываясь на геологических взаимоотношениях и данных U-Pb изотопного датирования в Центральном и Юго-Западном Забайкалье нами выделены несколько породных ассоциаций, или комплексов, существенно перекрывающихся по возрасту, но различающихся составом преобладающих типов пород (Цыганков и др., 2010; Litvinovsky et al., 2011). Вместе с тем, проблема пространственной гетерогенности гранитоидов АВБ осталась открытой по причине слабой изученности труднодоступных северных районов.

Представленные выше петро-геохимические данные в определенной мере закрывают этот пробел. Из этих данных следует, что в целом, без разделения на комплексы, гранитоиды изученных районов по валовому составу пород и их геохимическим характеристикам не отличаются от гранитоидов центральных и южных районов АВБ. Второй важный вывод, который можно сделать из представленных данных, заключается в геохимической гетерогенности гранитоидов, которая менее ярко проявлена в их валовом составе. Она заключается в том, что на фоне преобладающих геохимически однородных гранитоидов встречаются разновидности близкого возраста, но с резко различным спектром распределения LILE, HFSE и REE. В некоторых случаях это коррелирует со структурно-текстурными особенностями пород (например, гнейсограниты), но чаще какие-либо отличия от «фоновых» гранитоидов проявлены слабо, или вовсе отсутствуют. Можно предположить, что геохимически аномальные гранитоиды обязаны своим происхождением специфическим локальным источникам магм, либо условиями их плавления, агрегации и дифференциация этих расплавов. Так, например, на диаграммах Zr–Zr/Nb и La–La/Sm (рисунок 8а, б) хорошо видно, что в одних случаях доминирующим процессом, определившим эволюцию состава гранитоидов, была фракционная кристаллизация, тогда как в других – парциальное плавление коровых, преимущественно метаграувакковых протолитов (рисунок 8в, г).

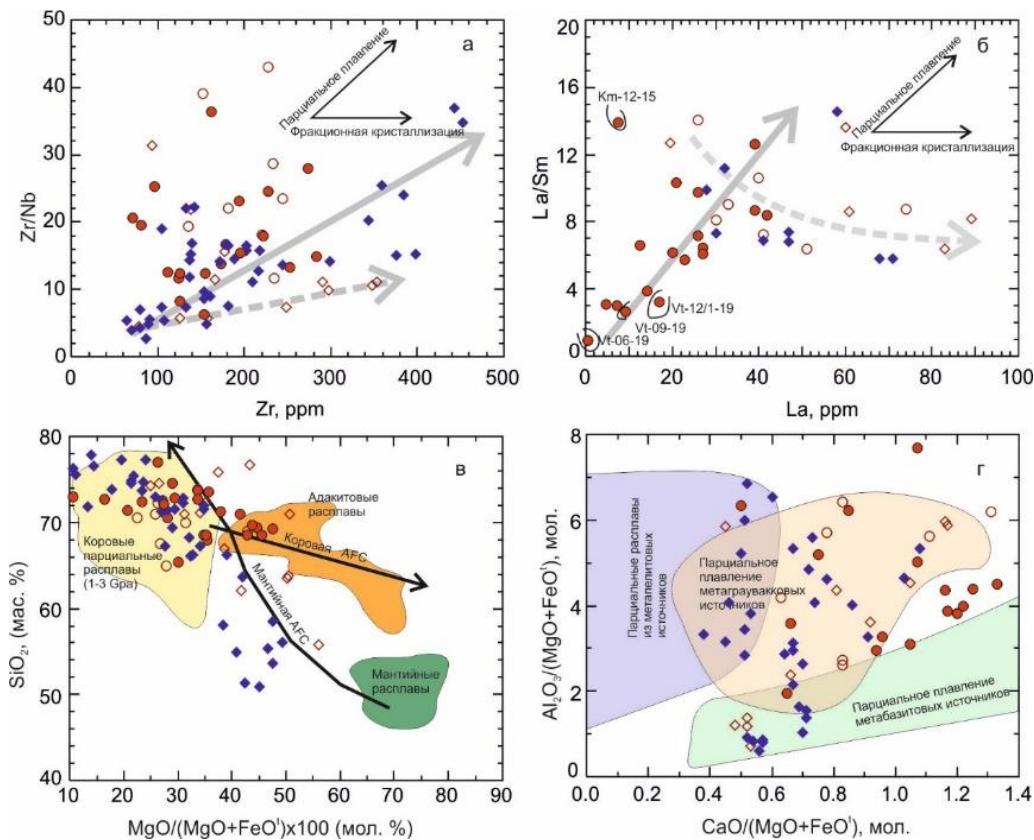


Рисунок 8 – Диаграммы $Zr/Nb - Zr$ (г/т) (а) и $La/Sm - La$ (г/т) (б), по (Allègre & Minster, 1978), иллюстрирующие роль парциального плавления для генерации гранитоидов северной части АВБ; (в) диаграмма SiO_2 (мас. %) – $Mg\#$ (толстыми линиями показаны направления эволюции мантийного и корового расплавов согласно модели AFC (ассимиляция – фракционная кристаллизация), по (Stern & Kilian, 1996); (г) диаграмма $CaO/(MgO + FeO^{tot}, \text{ мол.}) - Al_2O_3/(MgO + FeO^{tot}, \text{ мол.})$, по (Altherr et al., 2000), показывающая составы источников гранитоидных магм Ангаро-Витимского батолита

Этот вывод подтверждается соотношениями $Rb/Sr - Rb/Ba$ (рисунок 9а) и $Al_2O_3/TiO_2 - CaO/Na_2O$ (рисунок 9б), из которых следует, что доминирующим источником гранитоидов были обедненные глинистым компонентом метаграувакки с высокой долей плагиоклаза (рисунок 9а), при подчиненном значении глинистых сланцев. Наиболее основные разновидности пород, развитые в Курба-Туркинском бассейне, формировались вероятно за счет смешанного источника, в котором доля метабазитов могла достигать 40–50 % (рисунок 9б). В некоторых случаях (Витим) вариации состава гранитоидов были обусловлены фракционированием биотита и ильменита, или кислого плагиоклаза и калиевого полевого шпата (рисунок 9б).

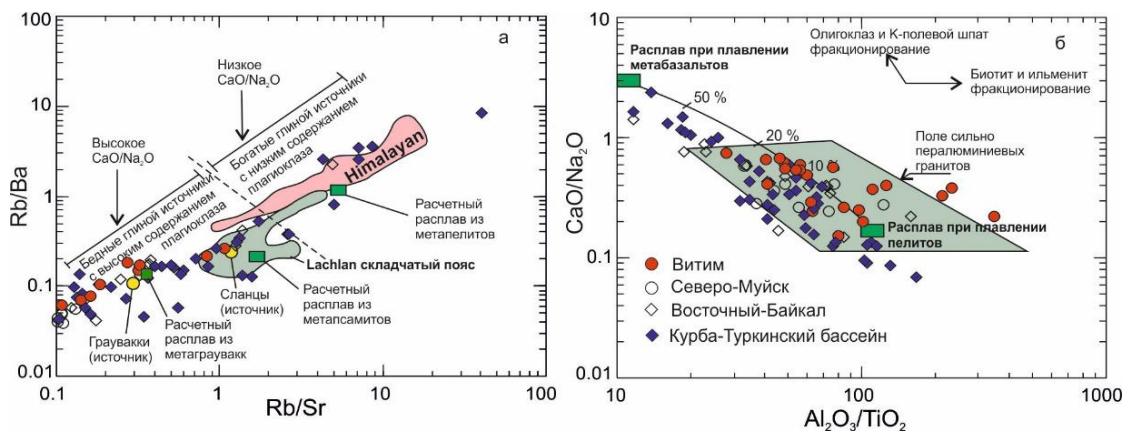


Рисунок 9 – Диаграммы Rb/Sr – Rb/Ba (а), Al₂O₃/TiO₂ – CaO/Na₂O (б), показывающие состав источников гранитоидных магм Ангаро-Витимского батолита. Цифры процентов – доля расплава из метабазитового источника. Поля на рисунках по (Patiño-Douce & Harris, 1998; Sylvester, 1998; Zhang et al., 2012)

Публикация: Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Ангаро-Витимский гранитоидный батолит: новые геохимические, U-Pb и Lu-Hf изотопные данные по циркону, петрогенетические следствия // Геология и геофизика. – 2025. DOI: 10.15372/GiG2025170, EDN: DAGTES. BC-1.

2. Кристаллогенезис и U-Pb изотопный возраст цирконов из мафических включений и минглинг-даек (Забайкалье, Северо-Восточный Казахстан)

Мафические включения широко распространены в гранитоидах активных континентальных окраин во внутриплитных проявлениях салического магматизма. Считается, и этому есть весомые доказательства, что ММЕ (mafic microgranular enclaves) представляют собой диспергированные «капли» в разной степени гибридизированного мафического расплава. Одним из аргументов, подтверждающих природу таких включений, является сходство изотопного возраста включений и вмещающих их пород. Вместе с тем детальный анализ цирконов из ММЕ и комбинированной дайки свидетельствует о гораздо более сложной истории его формирования.

В настоящем сообщении приводятся результаты изучения цирконов из мафических включений Улекчинского гранитоидного массива в Забайкалье (рисунок 10) и минглинг-дайки первого типа (Wiebe R.A., et al., 1997) в Восточном Казахстане (рисунок 11). Выбор этих объектов обусловлен тем, что при всем их различии цирконы из изученных пород обладают определенными чертами сходства, которые как нам представляется, могут быть связаны с процессами взаимодействия контрастных магм.

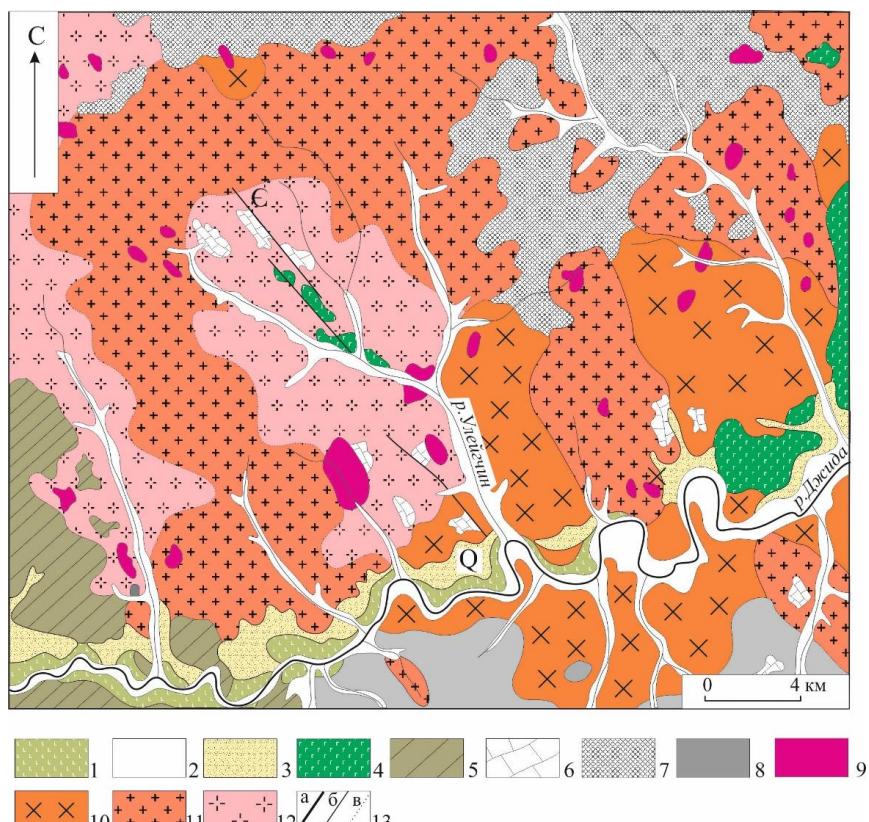


Рисунок 10 – Схема геологического строения Улекчинского массива (Юго-Западное Забайкалье): 1 – долинные потоки базальтов; 2,3 – верхнечетвертичные и современные аллювиальные отложения; 4 – базальтовые лавы ичетуйской свиты; 5 – песчаники сланцы; 6 – известняки; 7 – слюдистые сланцы и гнейсы; 8 – лейкограниты; 9 – диориты габбро-диориты. Улекчинский массив: 10 – кварцевые сиениты (первая фаза). Вторая фаза: 11 - с/з гранитоиды; 12 – порфировидные гранитоиды. 13 – тектонические контакты

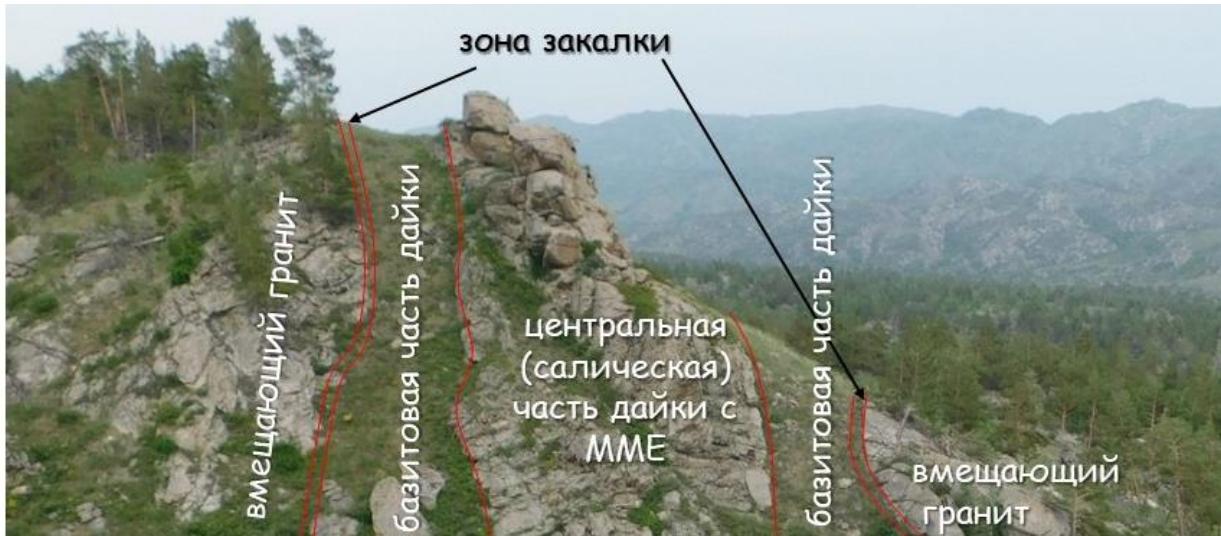


Рисунок 11 – Базит-гранитная минглинг-дайка, дайковый «рой» Аюда, Северо-Восточный Казахстан. Мощность дайки 30 - 35 метров, протяженностью около 10 км; вмещающие породы – биотитовые граниты калбинского комплекса

Интереснейшим объектом для изучения меланократовых включений является Улекчинский гранитоидный plutон – типичный представитель гранитоидов зазинского комплекса в Юго-Западном Забайкалье. Массив, расположенный в левобережье р. Джиды (южный склон хр. Малый Хамар-Дабан), занимает площадь несколько сотен км^2 . Массив характеризуется большим количеством меланократовых включений (рисунок 12).



Рисунок 12 – Меланократовые включения Улекчинского гранитоидного plutона

Степень преобразования включений различна – от сохранения всех признаков исходной магматической структуры и минерального состава, до практически полной

«гомогенизации», где включения опознаются лишь по более меланократовым мелкозернистым участкам с расплывчатыми контурами. Подобные образования часто называют «теневыми ксенолитами».

Размер включений в среднем составляет 10-12 см в поперечнике, форма чаще всего округлая (сферическая) или линзовидная, никаких изменений состава и текстурно-структурных особенностей в краевых частях включений, по сравнению с центром, или во вмещающих породах не наблюдается. Контакты с вмещающими гранитоидами резкие, за исключением т.н. «теней».

Калбо-Нарымский гранитоидный батолит, площадью более 15 000 км², является крупнейшим в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Столь масштабное гранитообразование, охватившее период с 300 до 275 млн лет назад и связанное с массовым плавлением ювенильной коры (вулканомиктовые турбидиты, базальты OIB и MORB типов) (Kotler et al., 2021) связывается с термальным воздействием и, возможно, вещественным вкладом мантийных магм Таримского плюма.

Миролюбовский дайковый комплекс относится к финальной стадии позднепалеозойского этапа магматизма, сформировавшего Калбо-Нарымский батолит, при этом ориентировка как отдельных даек, так и дайковых роев ортогональна к простирианию батолита и вмещающих его складчатых структур. Наиболее крупные дайковые рои - Аюда и Манат (Khromykh et al., 2022), располагаются в центральной части Калбинского батолита. Предметом нашего изучения была самая крупная комбинированная базит-гранитная дайка (минглинг-дайка) роя Аюда мощностью 30 - 35 метров и протяженностью около 10 км, за что она получила рабочее название «Великая дайка Восточного Казахстана» (см. рисунок 11).

Великая дайка представляет собой крутопадающее плитообразное тело, имеющее зональное строение. Краевые зоны мощностью до 4.5 м сложены породами базитового ряда, центральная часть, шириной 20-25 м, салическая с большим количеством мафических включений. Распределение мафических включений неравномерное. Большая их часть приурочена к краям салической зоны, тогда как в ее центре включений почти нет. Центральная зона салической составляющей дайки (без включений) граносиенитовая, а участки, примыкающие к краевым базитам и насыщенные мафическими включениями, имеют более основной состав, отвечающий кварцевым монцонитам (гибридные породы). Краевые базиты имеют закаленный контакт с вмещающими калбинскими гранитами. Контакт с гибридными монцонитами резкий, но изменений зернистость ни с той, ни с другой стороны не установлено. Переход от гибридных кварцевых монцонитов (насыщенных включениями) к граносиенитам центральной зоны постепенный.

Циркон, выделенный из образцов включений второго типа Улекчинского массива (Бурмакина и др. 2021), и из гибридной породы с ММЕ комбинированной, имеет сходное строение и претерпел два главных независимых эпизода вторичного преобразования (Hanski et al., 2010). Изучение внутреннего строения циркона осуществлялось с помощью оптической и электронной микроскопии и катодной люминесценции (КЛ). Всего было изучено более 50 зерен циркона размером от 100 до 300 мкм (рисунок 13). Как видно из фото, среди цирконов иногда встречаются фрагменты кристаллов с осцилляторной зональностью, по-видимому, магматического происхождения (Hanchar, Miller, 1993; Corfu et al., 2003). В большинстве случаев преобладают зерна со сложным нерегулярным строением и пористой внутренней структурой. В мировой литературе такие разновидности циркона известны как гидротермальный циркон (Hoskin, 2005), “мутный” или колломорфный циркон (Аранович и др., 2013). Этот пористый циркон замещает магматический, нередко с сохранением его реликтов в пористой матрице (Geisler et al., 2007). В изученных нами зернах пористого циркона часто наблюдаются мелкие выделения: торита (ThSiO_4), апатита ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3$; реже встречены барит (BaSO_4); иттриалит ($(\text{Y},\text{Th})_2\text{Si}_2\text{O}_7$); кальциосамарскит $[(\text{Ca},\text{Fe},\text{Y})(\text{Nb},\text{Ta},\text{Ti})\text{O}_4]$; пирохлор $[(\text{Na},\text{Ca})_2\text{Nb}_2\text{O}_6(\text{OH},\text{F})]$ и его U-содержащая разновидность (гатчетолит) (рисунок 14). Такой набор твердофазных включений весьма специфичен и резко отличается от минерального состава включений в цирконе из ММЕ, например, в Бургасском массиве, где преобладает ксенотит (Бурмакина др., 2013).

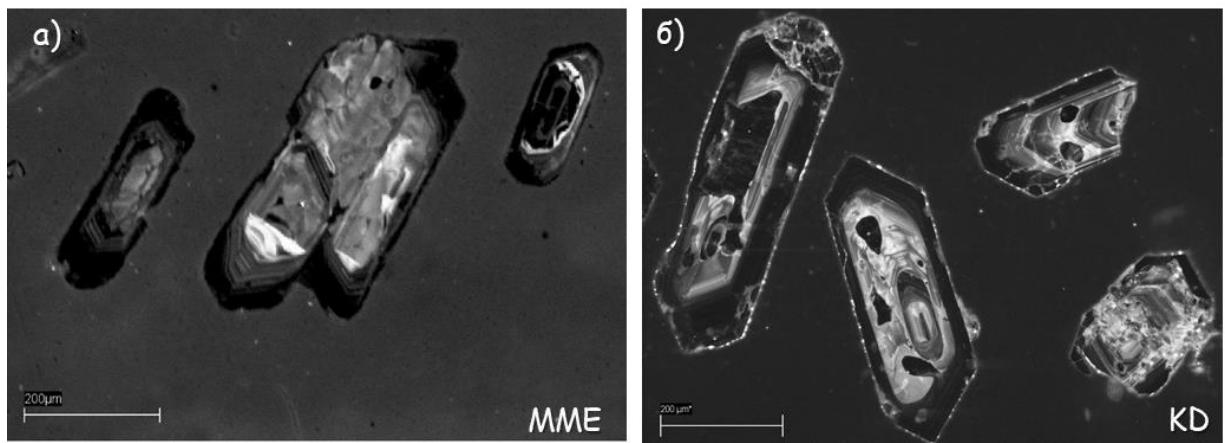


Рисунок 13 – Вид зерен циркона в катодной люминесценции: а) из мafических включений Улекчинского массива; б) из минглинг-дайки Восточного Казахстана

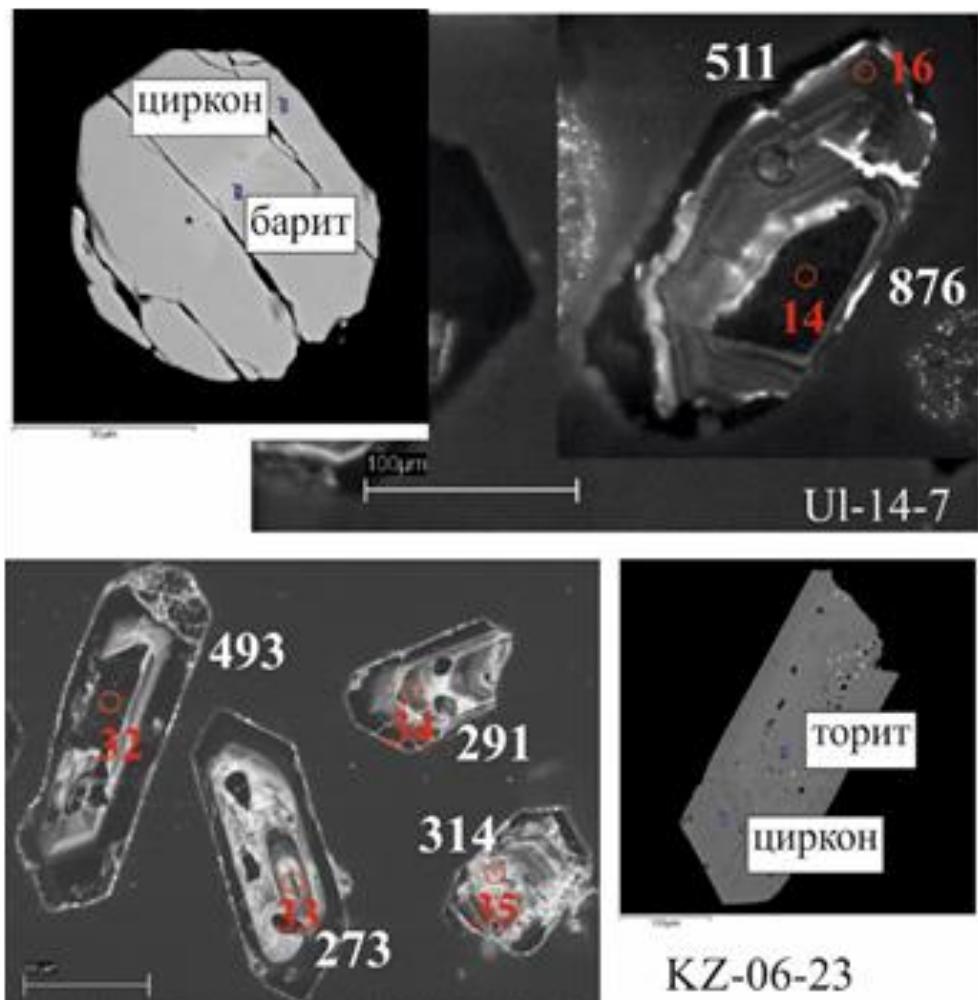


Рисунок 14 – Изображения зерен циркона в катодной люминесценции из ММЕ Уленчинского массива (обр. Ul-14-7), и «Великой дайки Восточного Казахстана» (KZ-06-23). В центре – строение пористого зерна (зерно 32, 14) хорошо видны мелкие выделения торита и барита. Кружками обозначено положение точек локального изотопного анализа на SHRIMP RG и U-Pb возраст

Как отмечалось выше циркон претерпел два главных независимых эпизода вторичного преобразования, в процессе первого из них магматический циркон с зональностью частично или полностью замещался «пористым» цирконом со сложной нерегулярной внутренней структурой, а во время второго – зерна как первичного, так и пористого циркона обрастили каймой гомогенного в катодной люминисценции циркона. «Угловатые» фрагменты этих двух разновидностей циркона, как правило, окружены каймой светлого (в КЛ) гомогенного циркона без видимых структур роста. Аналогичный материал (светлый в КЛ) в форме “прожилков” и червеобразных вростков может присутствовать и в более ранних разновидностях циркона с сохранившейся осцилляторной зональностью. Редко циркон поздней генерации имеет отчетливую тенденцию к образованию правильных кристаллографических форм, а в некоторых

случаях образует и самостоятельные идиоморфные кристаллы, содержащие реликты циркона более ранней генерации.

Наличие светлой каймы вокруг большинства зерен циркона свидетельствует о фрагментации (дроблении) циркона в процессе смешения контрастных по составу магм и не обусловлена только механическим дроблением зерен при сепарации циркона из смеси «жидкость-кристалл-газ». При этом в эти «деформации» вовлекались не только зерна с осцилляторной зональностью, но иногда и с пористой структурой. Однако поздний циркон светлых оболочек, очевидно, не испытал ни хрупких, ни пластических деформаций. Более того, образование и развитие позднего циркона часто приводило к «затечиванию» дефектов структуры (трещины, зоны растворения и т.д.) и восстановлению (регенерации) кристаллографических форм.

Пористый циркон содержит микровключения торита, барита, а также других редкометалльных и редкоземельных минералов, свидетельствующих о том, что зерна циркона подверглись переработке, возможно, флюидами, содержащими не только F и Th, но и Y, U, Nb, Ta, Ba, Fe, Ti и Ca. По-видимому, эти компоненты высвобождались в процессе химического взаимодействия с весьма ограниченной изоморфной емкостью (Halpin et al., 2007) U-Pb геохронологические исследования циркона (SHRIMP-RG, LA-ICP-MS) показали, что его возраст варьирует в широких пределах, от 304 до 802 млн. лет в ММЕ из Улекчинского массива, возраст из гибридной породы комбинированной дайки от 493 до 292 млн. лет, и коррелирует с особенностями внутренней структуры зерен, что объясняется характером наложенных процессов. Однако во многих случаях эти оценки возраста имеют более низкие значения (около 300 млн лет), особенно для участков зерен вдоль границы с пористой разновидностью или при «проникновении» в них материала оболочек.

Оценки возраста пористого циркона также варьируют в широких пределах, что объясняется присутствием реликтов (доменов) вещества циркона первичных зерен в пористой матрице. Мы полагаем, что наиболее близки возрасту кристаллизации пористого циркона максимальные из полученных датировок, т.е. этот циркон образовался 760-802 млрд лет назад. Формирование светлых (в катодной люминесценции) оболочек зерен, по-видимому, происходило позже, в результате взаимодействия циркона с салическим расплавом.

Таким образом, результаты изучения цирконов ММЕ (Западное Забайкалье) и KD (Восточный Казахстан) свидетельствуют о том, что он подвергался однотипным изменениям и сохраняет следы, по крайней мере двух эпизодов переработки.

Наиболее сохранившиеся зерна с осцилляторной зональностью (магматические) имеют близкий $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст и отражают время кристаллизации пород в целом. При этом как в пористых разновидностях циркона, так и в светлых каймах (в КЛ) могут сохраняться домены в различной степени переработанного магматического циркона, что приводит к широкому разбросу оценок возраста.

Публикация: Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Семенова Д.В. Кристаллогенез и возраст цирконов из мafических включений // Петрология и геодинамика геологических процессов: роль в изучении недр и геологическом картографировании. Труды XIV Всероссийского петрографического совещания. – Санкт-Петербург. – 2025. – С.34-36.

3. Апатитоносные «габбро-диориты» Западного Забайкалья

Апатит – наиболее распространенный минерал класса фосфатов. Он является важным сырьем для производства фосфора, фосфорных удобрений и фосфорной кислоты. Фосфор широко применяется в химической промышленности, сельском хозяйстве и производстве фосфорного ангидрида.

На территории Западного Забайкалья установлено около 20 апатитоносных габбро-диоритовых массивов, открытых с 1950 по 1960 годы (Андреев и др., 1972) (рисунок 15).

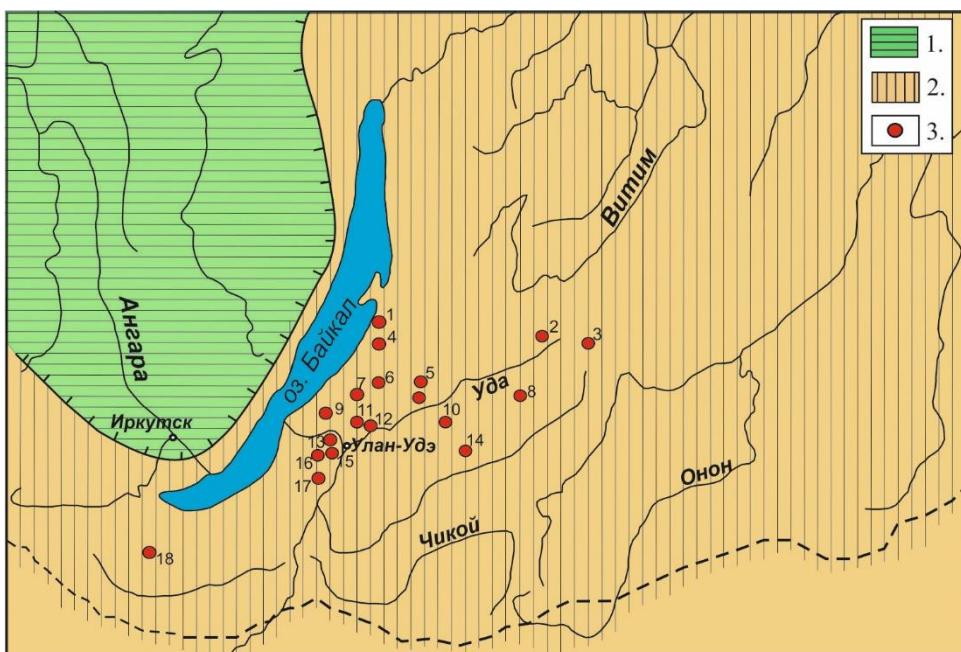


Рисунок 15 – Схема размещения апатитовых месторождений и проявлений (габбро-диоритовых массивов) в Западном Забайкалье (Андреев и др., 1972). 1-Сибирская платформа, 2-складчатая область, 3-апатитовые месторождения и проявления: 1-Телегинское, 2-Хангирское, 3-Орудовское, 4-Коточик, 5-Ангырско-Сухарикская группа (Туркинский массив), 6-Лапчиха (Орефьевский массив), 7-Зырянское, 8-Сигальзы, 9-Покровское, 10- Халсанское, 11-Большеиркилийское, 12-Дабатское, 13-Еловское, 14-Тэндитская группа, 15-Ошурковское, 16-Краснояровское, 17-Скрытое, 18-Мыльское

Нами в 2025 г. детально изучены два массива Телегинский и Большеиркилийский. Телегинский массив расположен на восточном побережье оз. Байкал, в бассейнах ручьев Телегинский и Средний. Породы, слагающие массив представлены габбро, монцогаббро, пироксенитами и амфиболизированными породами. Основной разновидностью пород массива являются монцогаббро.

Большеиркилийский массив находится в 35 км к северо-востоку от г. Улан-Удэ в междуречье верховьев рек Большого Иркилика и Малого Уналея. Массив сложен серыми и темно-серыми, мелко- среднезернистыми массивными амфибол (\pm пироксен) - биотитовыми габбро, монцо-габбро, монцо-диоритами и монzonитами. Минералого-

петрографические характеристики этих массивов детально изучены в 2023-2024 гг. (Ласточкин и др. 2023, 2024).

Апатитовая минерализация в рассматриваемых массивах распределена крайне неравномерно. В биотитовых монцо-габбро Большеиркилийского массива количество апатита не превышает 1 об. %, что в пересчете на P_2O_5 составляет 2.8 мас., % тогда как в габброидах Телегинского массива в наиболее богатых апатитом шлирах достигает 40 мас. % оксида фосфора, при среднем содержании 3.8 мас.%. Апатит «рядовых рудах» представлен двумя генерациями: 1) ранний апатит в виде включений в плагиоклазе, роговой обманке и пироксене; 2) поздний апатит, образующий гнездообразные скопления и занимающий и интерстиции между зернами плагиоклаза и роговой обманки.

На классификационной диаграмме точки состава пород Большеиркилийского массива занимают поля монцо-габбро, монцо-диоритов и монzonитов. От петрографически близких пород Телегинского массива они отличаются большей щелочностью и большим содержанием SiO_2 . По сравнению с Ошурковскими габброидами Телегинский и Большеиркилийский массивы также отличаются повышенным содержанием SiO_2 и пониженным TiO_2 и P_2O_5 , при сопоставимых концентрациях остальных петрогенных оксидов.

Распределение REE в породах Телегинского и Большеиркилийского массивов в сравнении с габброидами Ошурковского plutона, указывает на их различие. Более того, в Телегинском массиве графики распределения REE в пироксенитах не отличаются от габброидов. Следовательно, пироксениты не являются кумулатами габброидов, однако наличие в тех и других повышенной апатитовой минерализации указывает на их вероятное генетическое родство. От Ошурковских габброидов рассматриваемые массивы отличаются заметно более низким суммарным содержанием лантаноидов, главным образом за счет LREE.

Спайдердиаграмма нормированного по примитивной мантии распределения рассеянных элементов демонстрирует пилообразный характер с отрицательными аномалиями Th, Nb, Ta, Zr и Hf. В целом следует отметить обогащенность пород Ba и Sr при низких Rb и Zr. Характер распределения рассеянных элементов в рассматриваемых массивах отличается от Ошурковских габбро меньшими абсолютными содержаниями L-M-REE, Ba, Sr и P.

Габбро-диориты (по терминологии Г.В. Андреева с соавторами, 1972) с высоким содержанием апатита в Западном Забайкалье объединены в особый «апатитоносный» формационный тип. Предполагается, что все эти массивы образовались примерно в одно и тоже время в раннем палеозое, соответственно в единой геодинамической обстановке.

Однако, полученные нами геохронологические данные свидетельствуют о том, что это не так. Под термином «апатитоносные габбро-диориты» объединяются разновозрастные образования, которые не могут иметь каких-либо генетических/парагенетических связей друг с другом. Вместе с тем, фактом остается то, что все эти небольшие массивы – апатитовые месторождения и проявления, локализованы на площади размером 250×200 км.

U-Pb -изотопный анализ циркона выполнен методом лазерной абляции на массспектрометре высокого разрешения Element XR («Thermo Fisher Scientific»), соединенным с приставкой для лазерного прибора UP-213 с длиной волны излучения 213 нм («New Wave Research») в Томском региональном центре коллективного пользования (ТРЦКП) (ТГУ, г. Томск).

Для геохронологических исследований были выбраны пробы основных разновидностей пород: габбро из Телегинского массива (обр. Tel-121a-24) и биотитовый монцонит из Большеиркиликского массива (обр. Ir-8-23). В обеих пробах выявлено обилие цирконов, превалирующая фракция размерности зерен 0.16–0.25 мм. Для исследований из обеих проб были отобраны цирконы преобладающих морфотипов. Цирконы представлены эвгедральными зернами призматического габитуса, редкие кристаллы имеют хорошо развитые грани призмы и бипирамиды. Циркон из габбро Телегинского массива представлен в основном обломками (рисунок 16а) ангедральных зерен без собственных кристаллических граней, характерных для биотитового монцонита (рисунок 16б). Внутреннее строение неоднородное с ростовой концентрической, а иногда секториальной зональностью. Морфология и внутреннее строение зерен циркона не вызывают сомнений в их магматическом происхождении.

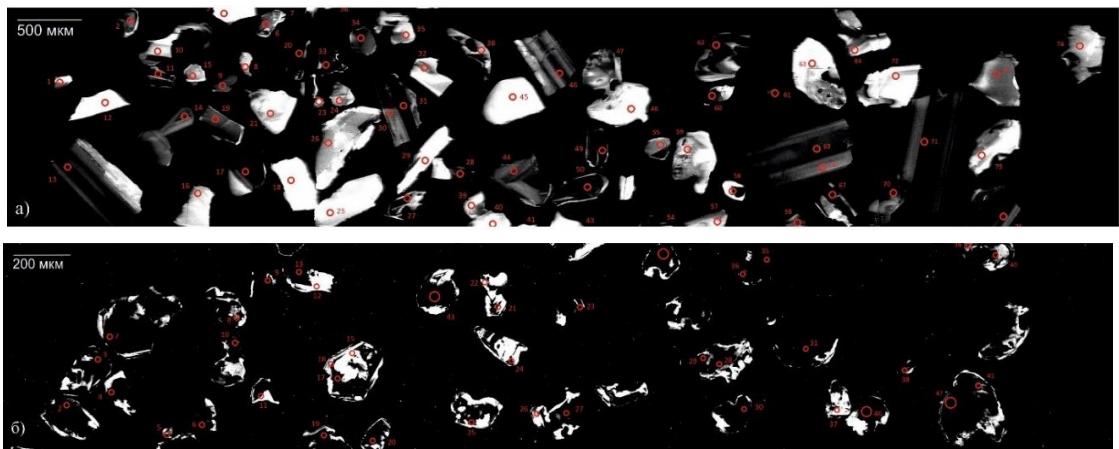


Рисунок 16 – Катодо-люминесцентные изображения цирконов. Изображения получены с помощью сканирующего электронного микроскопа LEO-1430VP (ТРЦКП ТГУ, г. Томск). (а) – зерна циркона из габбро Телегинского массива (обр. Tel-121a-24); (б) – зерна циркона из биотитового монцонита Большеиркиликского массива (обр. Ir-8-23).

Кружки – точки аналитического опробования

Датирование проводилось как по центральным, так и по периферическим зонам циркона. Диаметр пучка лазера составлял 25–30 мкм. Интерпретация измеренных U-Pb изотопных отношений по 69 точкам для цирконов из габбро позволила установить их возраст в $455,7 \pm 2.2$ млн лет (рис. 17а); и по 35 точкам для цирконов из биотитовых монцонитов – $290,7 \pm 2.5$ млн лет (рис. 17б).

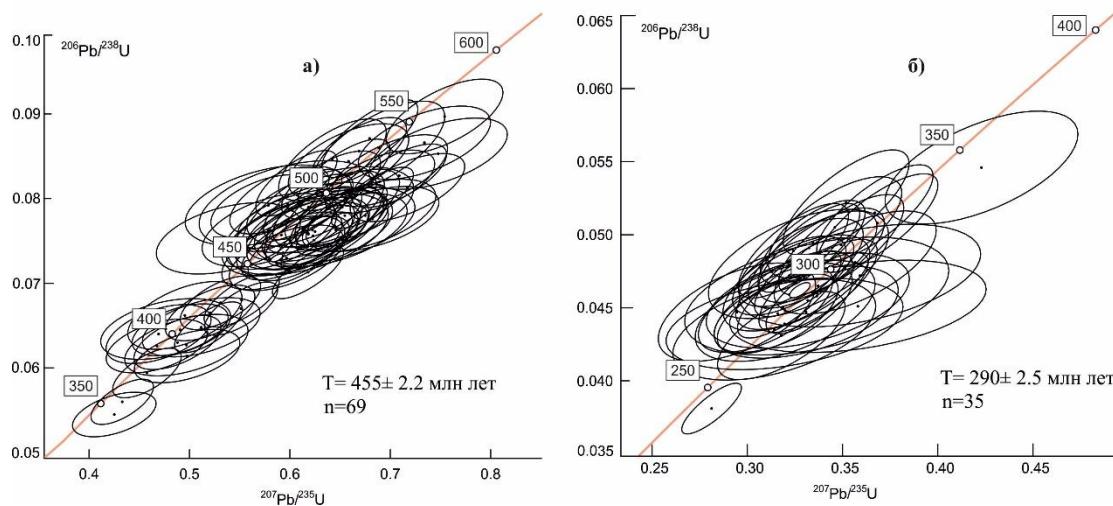


Рисунок 17 – Результаты U-Pb изотопного датирования цирконов из пород Телегинского и Большеиркилийского массивов. Диаграммы с конкордией: (а) – для габбро Телегинского массива (обр. Tel-121a-24), 69 экспериментальных точек; (б) – для биотитового монцонита Большеиркилийского массива (обр. Ir-8-23), 35 экспериментальных точек

Совокупность полученных данных позволяет сделать вывод, что в группе массивов, выделенных под названием «апатитовые месторождения и проявления» (Андреев и др., 1972) Западного Забайкалья, объединены разновозрастные образования, время формирования которых варьирует от конца ордовика (455 Ma) до середины мела (127 Ma), таким образом можно подытожить, что они формировались в разных геодинамических обстановках и вряд ли могут иметь генетические или парагенетические связи. Однако не смотря на разновременность этих образований в них отмечается повышенное содержания апатита вплоть до промышленных концентраций, примером этому является ордовикский - Телегинский массив (среднее содержание P_2O_5 - 3.5 мас. %) и меловой Ошурковский массив среднее содержание P_2O_5 в котором составляет 4.37 мас.% (Рипп и др., 2013).

Некоторые из этой группы массивов (см. рисунок 15) по всей видимости связаны с формированием Ангаро-Витимского батолита с возрастом ~320 - 280 млн лет. Примером таких массивов является Большеиркилийский (290.7 ± 2.5 млн лет) и, изученный нами ранее Орефьевский pluton - 290.7 ± 2.5 млн лет (Цыганков и др. 2016), который в

монографии Г.В. Андреева (1972) назван «Лапчиха», по реке, в бассейне которой он находится.

Таким образом, апатитоносные габбро-диориты Западного Забайкалья подразделяются, как минимум, на три возрастные группы: 1) поздний ордовик – Телегинский массив; 2) ранняя пермь – Большеиркиликский и Орефьевский массивы; 3) меловое время – Ошурковский массив.

Публикация: Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Ласточкин Е.И. Апатитоносные габбро-диориты Западного Забайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). – Иркутск. – 2025. – С. 33-35.

4. Делянкирская локальная золоторудно-магматическая система (Яно-Колымская складчатая область)

Делянкирский рудно-магматический узел (РМУ), расположенный в зоне Чай-Юрынского регионального разлома, в осевой части Яно-Колымской складчатой системы (рисунок 18), является примером золоторудно-магматической системы локального уровня. Нами проведено изучение магматических и рудных тел, установлены петро-геохимические, минералого-геохимические и изотопно-геохимические характеристики я магматических и рудных образований, исследованы флюидные включения в кварце и арсенопирите.

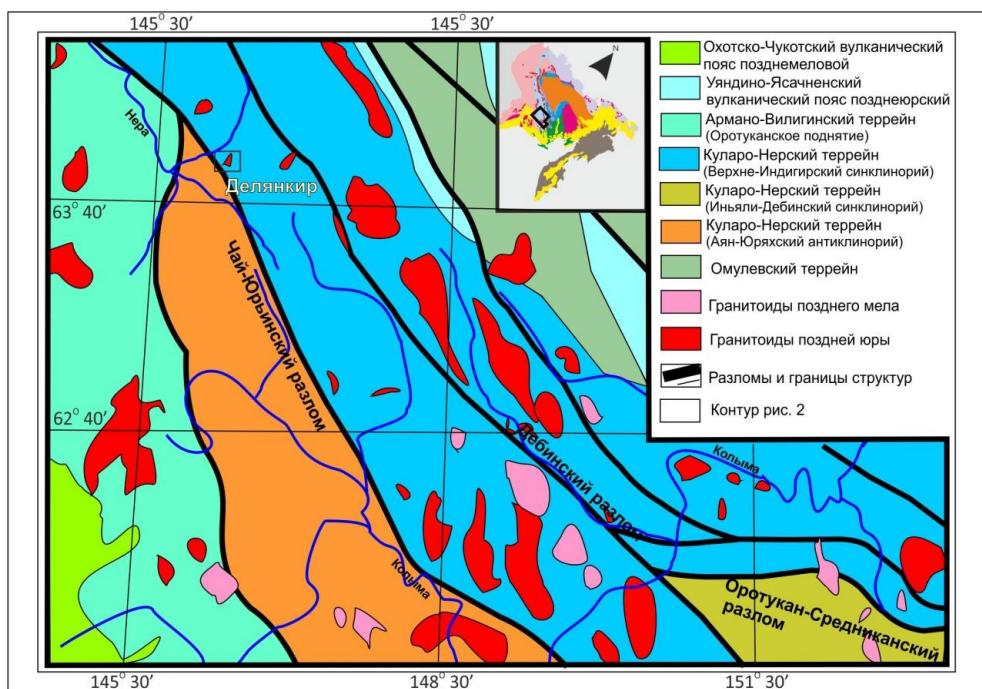


Рисунок 18 – Региональная позиция Делянкирского РМУ в структурах Яно-Колымского Пояса

Делянкирский РМУ расположен в центральной части Яно-Колымского орогенного пояса среди интенсивно деформированных раннесреднеюрских терригенных отложений (алевролиты, глинистые сланцы, песчаники) юго-западного фланга Иньяли-Дебинского синклиниория. В структурном отношении РМУ приурочен к северо-восточному флангу крупного и долгоживущего Чай-Юрынского разлома (рисунок 19) взбросо-сдвиговой кинематики (Чехов, 1990; Оксман, 2001). Гранитоидный магматизм данной территории представленными редкими и небольшими (первые кв. километры) штокообразными телами гранодиорит-гранитов, к числу которых относятся Делянкирский шток (рисунок 20). Мяунджинский, Мрачный и ряд других небольших интрузивов. Делянкирский массив сложен биотит-амфиболовыми гранодиоритами главной фазы с жилами и дайками

мелкозернистых гранодиорит-порфиров, аплитовидных гранитов и аплитов. Площадь выхода интрузива на поверхность составляет около 4 км². Сульфидно-кварцевые жильно-прожилковые рудные тела одноименного рудопроявления известны только в апикальной части Делянкирского штока, где с ними пространственно сопряжены пострудные дайки андезибазальтов и спессартитов.

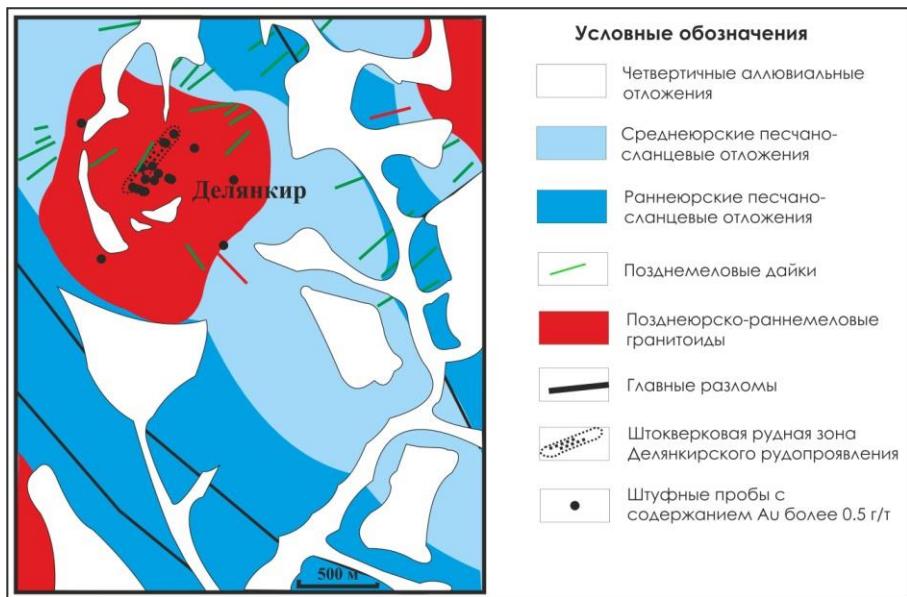


Рисунок 19 – Геологическое строение Делянкирского рудно-магматического узла

Гранодиориты главной фазы представлены светло-серыми мелко-среднезернистыми слабо порфировыми породами, сложенными кварцем (31-33 об. %), калиевым полевым шпатом (29-35 об. %), андезин-олигоклазовым плагиоклазом (30-40 об. %) и биотитом (до 8 об. %). Иногда встречается роговая обманка. Аксессорные минералы: сфен, циркон, гранат, апатит, ортит. Гранодиориты главной фазы прорваны жилами и маломощными дайками аплитовидных гранитов, аплитов, андезибазальтов и спессартитов.

Гранодиориты (монцограниты) принадлежат к высококалиево-известково-щелочной серии нормальной щелочности. Содержание SiO₂ составляет 68 – 74 мас. %, сумма щелочей 6.8 – 8.6 мас. %; отношение K₂O/Na₂O варьирует от 1.0 до 1.3; индекс A/CNK от 0.97 до 1.3. Распределение REE типично для гранитоидов известково-щелочной серии (рисунок 20а), характеризуется преобладанием LREE над HREE: La/Yb(n) = 6.7 и отрицательной Eu аномалией (Eu/Eu* = 0.4). От этих параметров резко отличается дайка аплитов. Для них характерно «равноплечее» распределение REE (рисунок 20а) с отношением La/Yb(n) = 0.79 и очень глубокая отрицательная Eu аномалия ((Eu/Eu* = 0.01), что в большей мере свойственно гранитоидам А-типа.

Спайдер-диаграмма (рисунок 20б) демонстрирует пилообразный характер распределения рассеянных элементов с минимумами Ba, Sr, P, Eu и Ti.

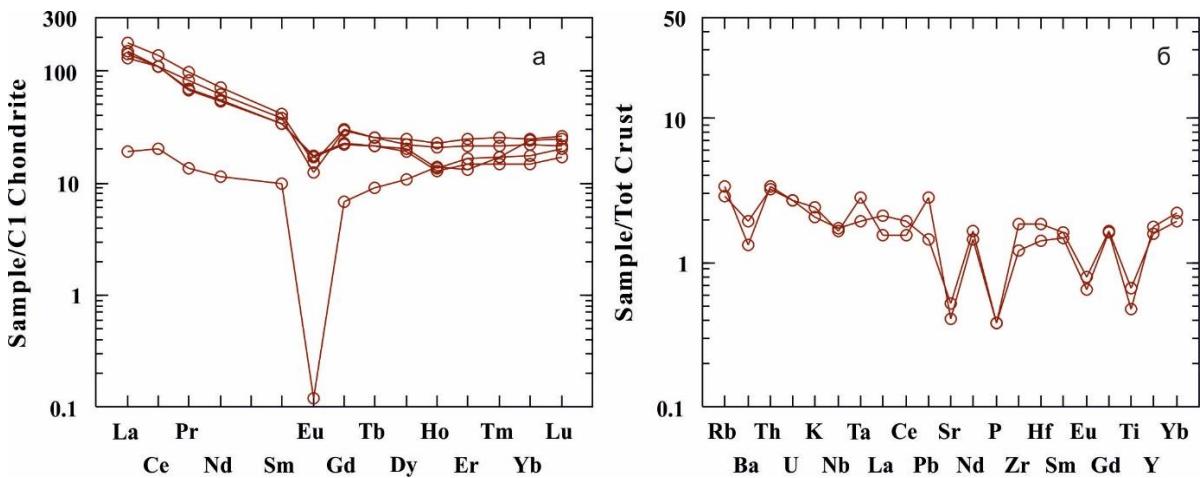


Рисунок 20 – Распределение редкоземельных элементов и спайдер-диаграмма для гранитоидов Делянкирского штока. Нормировано по: (а) хондриту C1 (Sun, McDonough, 1989) и (б) валовой континентальной коре (Rudnick, Gao, 2003)

Изученные гранитоиды оказались весьма близкими по распределению редких, рассеянных и редкоземельных элементов, а также по параметрам Sm-Nd изотопной системы к гранитоидам Главного плутонического пояса Колымы. Так по ϵ_{Nd} Делянкирские гранодиориты практически идентичны гранитоидам как S, так и I типа: -3.06 \div -15.01 и -1.96 \div -9.69, соответственно. В совокупности с данными по изотопному составу Sr ($I_{\text{Sr}} = 0.071158-0.71213$) это указывает типично коровое происхождение рассматриваемых пород. Модельный возраст протолита $T(\text{DM-2}) = 2.2-1.1$ млрд лет (Цыганков и др., 2020), близок к датам (около 1.8 млрд лет) унаследованных доменов в цирконах массивов Чьорго, Малый Анначаг и Труд (Акинин и др., 2009).

В апикальной части Делянкирского штока локализованы кругопадающие штокверковые зоны кварцевых и арсенопирит-кварцевых прожилков, ориентированные в северо-восточном направлении. В контактовой зоне наиболее эродированной части массива, отмечены редкие жилки (1 – 5 см) серо-белого, до дымчатого, кварца с редкими гнездами арсенопирита и леллингита до 1 см, иногда с актинолитом (до 90% актинолита). Эти прожилки встречаются и на нижнем уступе вершины, где их ареал рассекается дайкой андезито-базальтов с ксенолитами кварца. Для второго уступа, сложенного более лейкократовыми гранитами, отмечается большая насыщенность тонкими кварцевыми прожилками (<1 см), реже жилами мощностью до 5 см, содержащими арсенопирит-леллингитовую минерализацию (до 10%). Они образуют штокверковую зону по всему уступу, в которой серии субпараллельных тонких просечек в измененных гранитах

сменяются ветвящимися арсенопирит-кварцевыми прожилками. В составе рудных жил и прожилков, по данным минералогического изучения, кроме кварца (90-99 %), леллингита и арсенопирита (1-10 %), отмечены калишпат (1-10 %), карбонат, пирротин, пирит, самородные золото и висмут, висмутин, жозеит-А и кобеллит. Спецификой рудных прожилков является обнаружение в них редкого вторичного минерала – арсената висмута. Он встречен локально в образцах с крупными скоплениями арсенопирита и леллингита по контактам их с кварцем, или внутри них. Иногда образует скопления в межзерновых пространствах (до 50 мк) и содержит реликты арсенопирита. Его состав достаточно стабильный и близок формуле BiAsO_4 .

Содержания Au в штуфных пробах достигают 21 г/т, обычно составляя около 4-7 г/т (среднее из 10 проб – 4.7 г/т). Для руд характерны невысокие (в среднем, менее 26 г/т) концентрации Ni, Cu, Pb; повышенные (в среднем, до 70 г/т) концентрации Bi, Sb, Co, Zn и Li. Содержание Ag, Sn и Mo варьирует в пределах 2-4 г/т. Содержания As, в среднем по 10 пробам, составляют около 6 %. По данным поисково-оценочных работ золоторудная минерализация сопровождается отчетливой аномалией K, U и Th и высококонтрастными вторичными ореолами Au, As, Bi и W.

Рассматриваемая рудно-магматическая система характеризуется рядом особенностей, подчеркивающих ее локальный характер: 1) приуроченность оруденения к апикальной части интрузива и отсутствие оруденения в экзоконтактовой зоне; 2) наличие элементов вертикальной зональности; 3) простая минералогия руд с преобладанием сульфоарсенидной минерализации с фоновыми содержаниями в ней Ni и Co, и наличием минералов Bi заметно обогащенных серой; 4) присутствие в гранитах повышенных количеств Bi, Sb, Mo и W; 5) восстановленный состав флюидов в кварце гранитов (Горячев, Бердников, 2006).

Таким образом, Делянкирский РМУ представляет собой типичную локальную РМС, свойственную гранитоидному массиву, внедрение которого сопровождается постмагматическим рудным процессом. Источником полезных компонентов были гранитоидные магмы восстановленного I-типа, возникшие в нижних горизонтах коры, являвшиеся также источником флюидов и обеспечившие локализацию руд под экраном роговиков в закристаллизовавшемся теле небольшого plutona.

Публикация: Горячев Н.А., Гамянин Г.Н., Цыганков А.А., Кряжев С.Г., Горячева Е.М., Соцкая О.Т. Делянкирская локальная золоторудно-магматическая система (Яно-Колымский пояс, Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений. – 2025. – Т. 67. – № 4. – С. 397-415. DOI: 10.31857/S0016777025040014

5. Возраст формирования святоноситов полуострова Святой Нос, озеро Байкал (U/Pb , $^{40}Ar/^{39}Ar$ -данные)

Северная, средняя и южная части полуострова Святой Нос сложены комплексом раннепалеозойских метаморфических пород, входящих в состав Прибайкальского коллизионного метаморфического пояса на южной окраине Сибирского кратона (Донская и др., 2000). Породы представлены гнейсами и кристаллическими сланцами различного состава, мигматитами, амфиболитами, мраморами, сформированными в условиях не ниже амфиболитовой фации. Общее простижение гнейсовидности – северо-восточное, субсогласное с границей Сибирского кратона и простирием тектонических пластин Ольхонского метаморфического террейна. Большая часть полуострова сложена позднепалеозойскими (C_3-P_1) интрузивными породами Святоносского массива (Травин и др., 2023), секущего раннепалеозойские метаморфические толщи. Массив сложен монцонитами и сиенитами чивыркуйского и гранитоидами баргузинского комплексов (Цыганков, 2014). Наиболее поздние тела, прорывающие все типы пород на полуострове, включая тела святоноситов, представлены дайками микросиенитов, аплитов и пегматоидных гранитов.

Святоноситы вместе с безгранатовыми сиенитами слагают Эскольский и Марковский массивы, расположенные в юго-западной части полуострова. Интрузивные тела характеризуются вытянутой в плане формой (массив Маркова – 4.0×1.0 км, массив Эскола – 7.0×0.3 км) с северо-восточным простирием, субсогласным гнейсовидности вмещающих пород. Породы массивов содержат ксенолиты вмещающих метаморфических пород. Мраморы на контакте со святоноситами скарнированы. Геологические взаимоотношения Эскольского и Марковского массивов с породами Святоносского массива не установлены.

В результате проведенных исследований установлено, что циркон из святоноситов Марковского массива характеризуется высокой степенью перекристаллизации по сравнению с зёренами циркона из одновозрастных им лейкосиенитов этого же массива, что может свидетельствовать о метаморфических (метасоматических) преобразованиях на стадии становления массива. Зёрна циркона из святоноситов представлены преимущественно ксеноморфными кристаллами с большим количеством однородных кайм и зон перекристаллизации (вплоть до полной перекристаллизации зёрен), секущих первичную осцилляторную зональность. Зёрна циркона из лейкосиенита Марковского массива дают идиоморфные бипирамидально-призматические кристаллы с тонкой ростовой зональностью и редкими однородными каймами перекристаллизации.

Полученные U/Pb-данные по циркону свидетельствуют в пользу позднекаменноугольно-раннепермского возраста для Марковского (310–297 млн лет) и Эскольского (317–312 млн лет) массивов. Формирование массивов происходило в одно время с формированием щелочных сиенитов Чининского массива в пределах Сайженской рифтовой зоны (Избродин и др., 2017) и было синхронным внедрению ранних ритмов гранитоидов Ангаро-Витимского батолита (баргузинский комплекс, 330–290 млн лет (Цыганков и др., 2017). Эти события являются частью позднепалеозойского этапа тектономагматической активизации Забайкалья, характеризующегося совмещением влияния мантийного плюма с завершающей стадией герцинской орогении (Цыганков и др., 2017). Датировки минералов из пород Марковского и Эскольского сиенитовых массивов сопоставлены с кривой термической эволюции (рисунок 21), реконструированной для пород Ангаро-Витимского батолита с п-ова Святой Нос, Чивыркуйского залива и восточного берега оз. Байкал (Травин и др., 2023). За исключением датировок по амфиболу, наблюдается их полная согласованность. Завышенные датировки по амфиболу (360–336 млн лет) могут быть связаны с присутствием в решетке минерала избыточного ^{40}Ar , внедрившегося в процессе метасоматических преобразований. По всей видимости, источником избыточного аргона были вмещающие раннепалеозойские метаморфические породы. Закрытие K/Ar-изотопной системы полевых шпатов, характеризующейся значительно меньшей температурой закрытия ($\sim 220^\circ\text{C}$), произошло 160–129 млн лет назад и связано, скорее всего, с денудацией, совпадающей по времени с закрытием Монголо-Охотского океана и началом формирования одноименного орогена (Травин и др., 2023).

Публикация: Михеев Е.И., Травин А.В., Мехонюшин А.С., Шелепов Я.Ю., Крук Н.Н., Цыганков А.А., Мороз Е.Н. Возраст формирования сиенитов полуострова Святой Нос, озеро Байкал (U/Pb-, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -данные) // Доклады академии наук. Науки о земле. – 2025. – Т. 521. – № 4. – С. 25–33. DOI: 10.1134/S1028334X24604425

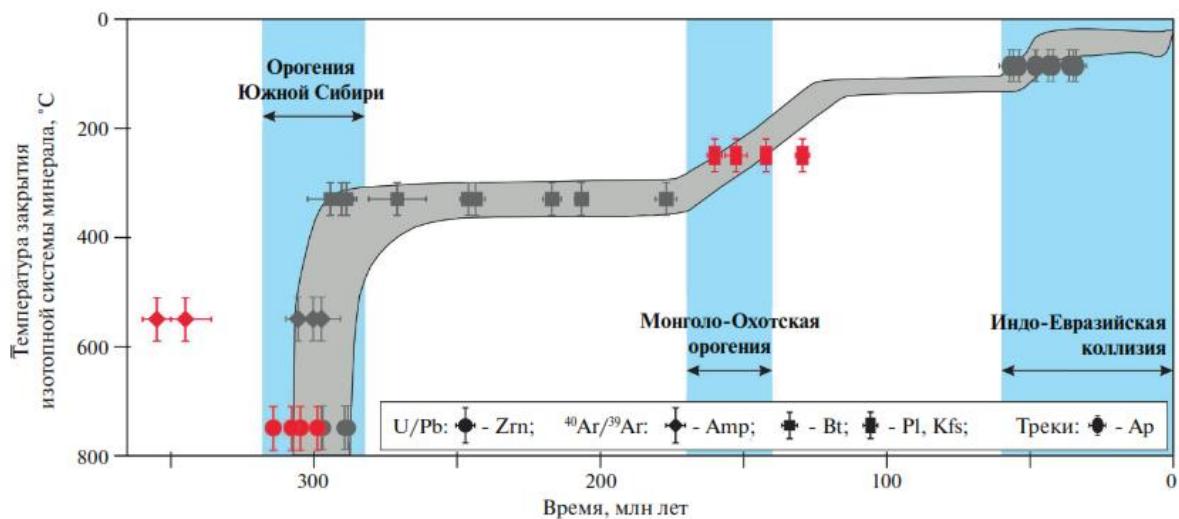


Рисунок 21 – Термохронологическая диаграмма эволюции пород Ангаро-Витимского батолита для п-ова Святой Нос, Чивыркуйского залива и восточного берега оз. Байкал (серый цвет – по данным Травин и др., 2023) и пород Марковского и Эскольского массивов (красный цвет); данные по полевым шпатам – по (Травин и др., 2023)

6. Условия кристаллизации минералов групп колумбита и воджинита из кварц-альбит-калишпат-мусковитовых, альбитовых, кварц-мусковитовых и слюдитовых пегматитов Вишняковского месторождения.

С помощью электронного сканирующего микроскопа с энергодисперсионным спектрометром (EDS): LEO-1430, система микроанализа IncaEnergy-300, ЦКП «Геоспектр» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) изучены минералы группы колумбита из наиболее контрастных по минеральному составу зон пегматитовых жил Вишняковского месторождения. Формы выделения, зональность зерен и эволюция химического состава танталсодержащих минералов в кварц-альбит-калишпат-мусковитовых, альбитовых, кварц-мусковитовых и слюдитовых породах Вишняковского месторождения свидетельствуют об их магматическом генезисе (рисунок 22). Для них характерны высокие значения Ta^* (0.39–0.50) и Mn^* (0.84–0.92) в кристаллизовавшемся первым колумбите-(Mn). Расплав был обогащен фтором. Эволюция химического состава колумбита выражается в достижении значений Ta^* 0.80–0.91 при увеличении Mn^* до 1.00.

Воджинит в кварц-альбит-калишпат-мусковитовых породах представлен богатой Sn и Mn разновидностью. Последовательность образования из расплава рудных минералов: колумбит-(Mn) (\pm уранинит) \rightarrow танталит-(Mn) (\pm иксиолит) \rightarrow танталит-(Mn) \rightarrow танталит-(Mn)+воджинит (\pm кассiterит) \rightarrow воджинит (\pm микролит) отражает рост концентрации Ta и Sn в остаточном расплаве в процессе кристаллизации.

Колумбит из зон альбитизации имеет сходный химический состав с минералом из кварц-альбит-калишпат-мусковитовых пород, что указывает на существенное унаследование первично-магматических колумбита-(Mn) и танталита-(Mn). В кварц-мусковитовой зоне происходило частичное растворение зерен танталита-(Mn) и вынос Ta и Nb. В слюдитах в парагенезисе с литиевыми слюдами кристаллизовались танталит-(Mn) и воджинит при доминировании последнего.

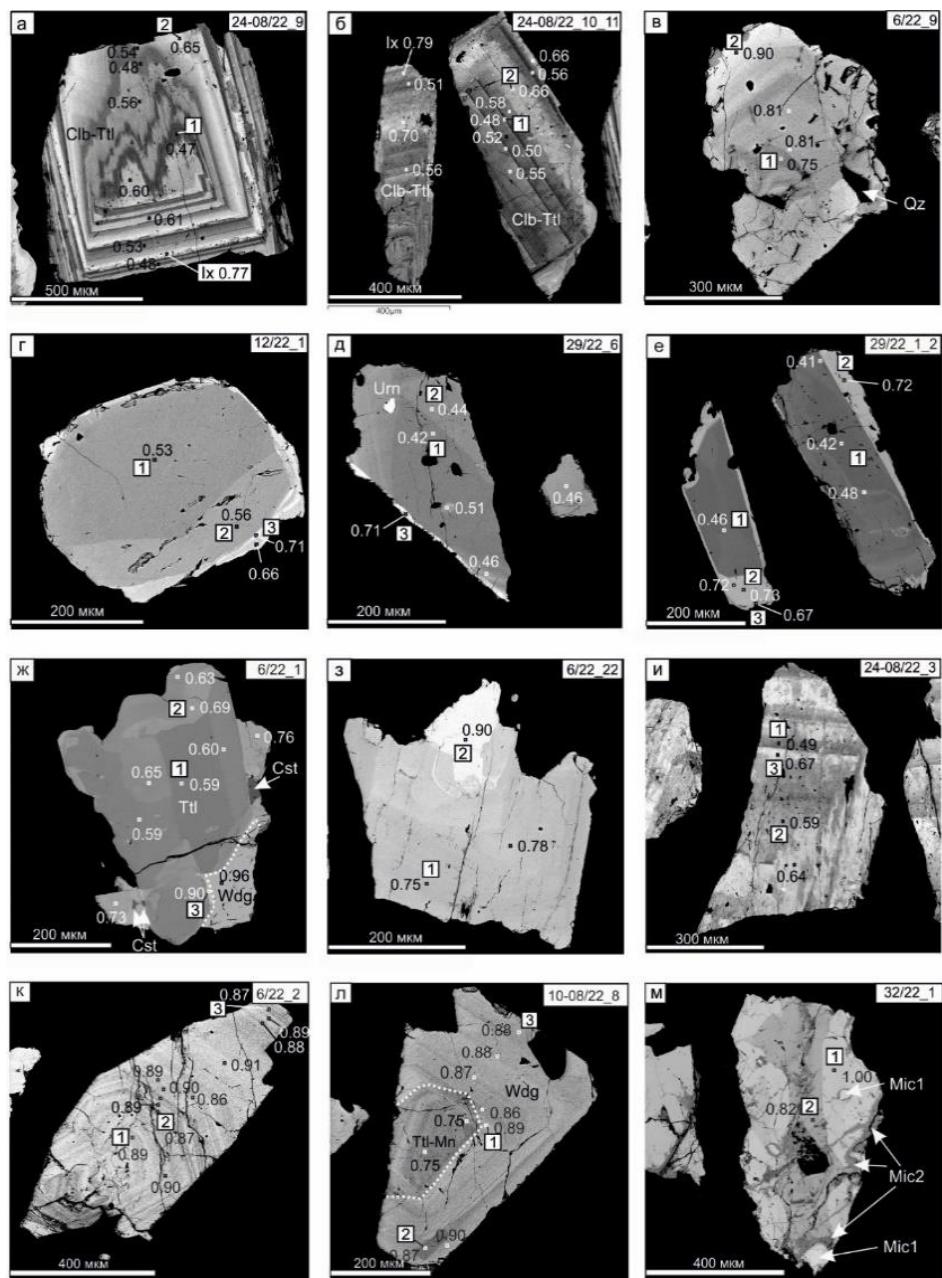


Рисунок 22 – Зональность и взаимоотношения колумбита и воджинита в кварц-альбит-калишпат-мусковитовых породах (BSE-изображения). а–и – группа колумбита: а, б – осцилляторная зональность с признаками растворения в краевой части зерен (б); в – нормальная зональность; г–е – прогрессивная зональность: каймы танталита-(Mn) вокруг ядер с нормальной зональностью (г, д) или незональных (е); ж – сложная зональность в сочетании с пятнистой; з, и – пятнистая зональность; к–м – воджинит: к, л – осцилляторная зональность и обрастание воджинитом танталита-(Mn) (л); м – пятнистая зональность: замещение воджинита богатым Fe и Ti воджинитом (темная зона). Символы минералов: Clb - колумбит, Cst - кассiterит, Ix - иксилолит, Mic - микролит, Ttl – танталит, Wdg – воджинит. Показаны точки анализов и значение Ta^* в анализах; цифры в прямоугольниках соответствуют номерам анализов

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Отчетный 2025 год является завершающим в пятилетнем цикле исследований по проекту «Процессы мантийного-корового взаимодействия при формировании щелочных и гранитоидных комплексов и сопутствующего оруденения восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса». В результате выполнения проекта получено значительное количество разноплановых научных результатов, часть которых может быть отнесена к категории «завершенных», другая – «продолжающиеся». К числу наиболее важных «завершенных» работ могут быть отнесены следующие:

1. На основе дегритовой геохронологии циркона из современных аллювиальных отложений крупнейших рек Забайкалья и Северной Монголии установлены этапы формирования и переработки континентальной коры восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. Эти этапы коррелируют с глобальным корообразующими процессами становления фундамента докембрийских кратонов, ювенильным корообразованием в неопротерозое и раннем палеозое, переработкой раннедокембрийской и каледонской коры в позднем палеозое и мезозое. Установлены объективные ограничения в использовании дегритовой геохронологии, зависящие от разных, часто не связанных между собой факторов.
2. Посредством сравнительного анализа крупнейших гранитоидных провинций Центральной и Северо-Восточной Азии установлены наиболее важные факторы, определяющие их геологическое строение, состав доминирующих пород и металлогеническую специализацию.
3. Предложена модель смешения продуктов плавления ограниченного количества максимально контрастных по изотопному и литологическому составу протолитов, включая непосредственно мантийные магмы, объясняющая изотопную гетерогенность пространственно сопряженных гранитоидов.
4. Проведено обобщение петро-геохимических U-Pb изотопно-геохронологических, изотопных (Sm-Nd, Lu-Hf) данных по гранитоидам Ангаро-Витимского батолита, на основе которых установлена общая продолжительность и динамика его формирования, определены доминирующие источники магм, показано место в истории геологического развития восточного сегмента ЦАСП.
5. Детально охарактеризована Делянкирская локальная золоторудно-магматическая система (Яно-Колымская складчатая область).

Результаты исследований более локального характера касаются условий формирования щелочно-гранитных и габброидных массивов, нефрита и флюоритовых месторождений. К наиболее важным результатам «продолжающегося» характера, которые

планируется завершить в ближайшей перспективе, относятся новые данные по процессам смешения магм, на примере мафических включений в гранитоидах и минглинг-даек, а также неожиданные, с нашей точки зрения, результаты по геохронологии апатитоносных габброидов Забайкалья.

Следует отметить, что часть результатов получена в результате совместных работ с коллегами из ИГМ СО РАН и СВКНИ ДВО РАН. Аналитические работы в разные годы выполнялись в ГИН СО РАН (Улан-Удэ), ИГГ УрО РАН (Екатеринбург), ГИ КНЦ (Апатиты), ИГМ СО РАН (Новосибирск), ИЗК СО РАН (Иркутск), ИГХ СО РАН (Иркутск), ТГУ (Томск).

В целом, все планировавшиеся результаты достигнуты, проект можно считать завершенным.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- Allegre C.J. Minster J.F.** Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes // Earth Planet. Sci. Lett. – 1978. – Vol. 38. – P. 1-25.
- Altherr R., Holl A., Hegner E.** High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: Northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany) // Lithos. – 2000. – Vol. 50. – P. 51-73.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P.** Atlas of zircon textures // Zircon. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin (eds). Mineralogical Society of America, Spec. Publ. – 2003. – Vol. 53. – P. 469–500.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D.** A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. – 2001. – Vol. 42. – P. 2035–2048.
- Frost B.R., Frost C.D.** A geochemical classification for feldspathic igneous rocks // J. Petrol. – 2008. – Vol. 49. – P. 1955–1969.
- Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F.** Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts // Elements. – 2007. – Vol. 3. – P. 43–50.
- Halpin J.A., Daczko N.R., Milan L.A., Clarke G.L.** Decoding near concordant U-Pb zircon ages spanning several hundred million years: recrystallisation, metamictisation or diffusion? // Contrib. Mineral. Petrol. – 2012. – Vol. 163. – P. 67–85.
- Hanchar J.M., Miller C.F.** Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: implication of complex crustal histories // Chemical Geology. – 1993. – Vol. 110. – P. 1–13.
- Hanski E., Huhma H., Vuollo J.** SIMS zircon ages and Nd sotope systematics of the 2.2 Ga mafic intrusions in northern and eastern Finland // Bull. Geol. Soc. Finland. – 2010. – Vol. 82. – P. 31–62.
- Hoskin P.W.O.** Trace element composition of the hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochim. Cosmochim. Acta. – 2005. – Vol. 69. – № 3. – P. 637–648.
- Khromykh S.V., Vishnevskiy A.V., Kotler P.D., et al.** The Kalba batholith dyke swarms (Eastern Kazakhstan): Mafic magmas effect on granite formation // Lithos. – 2022. – Vol. 426-427.
- Kotler P., Khromykh S., Kruk N. et al.** Granitoids of the Kalba batholith, Eastern Kazakhstan: U–Pb zircon // Lithos. – 2021. – P. 388-389. 106056.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106056>

Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot races and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth Sci. Rev. – 2010. – Vol. 102. – P. 29-59.

Liégeois J.P., Black R. Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adrar des Iforas // Alkaline igneous rocks / Eds. J.G. Fitton, B.G.J. Upton. Geol. Soc. London Spec. Publ. – 1987. – Vol. 30. – P. 381–401.

Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzir Y., Be'eriShlevin Y. Origin and Evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: The Late Paleozoic post-collisional igneous province Transbaikalia // Lithos. – 2011. – Vol. 125. – P. 845–874.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Am. Bull. – 1989. – Vol. 101. – P. 635–643.

Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system // Earth Sci. Rev. – 1994. – Vol. 37. – P. 215–224.

Patiňo Douce A.E., Harris N. Experimental constraints on Himalayan anataxis // J. Petrol. – 1998. – Vol. 39. – P. 689–710.

Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // Lithos. – 1989. – Vol. 22. – P. 247-263.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // Eds. H.D. Holland, H.K. Turekian. The Crust: Treatise on Geochemistry. Oxford: Elsevier-Pergamon. – 2003. – Vol. 3. – P. 1–64.

Stern C.R., Kilian R. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone // Contrib Mineral. Petrol. – 1996. – Vol. 123. – P. 263-281.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes/magmatism in the oceanic basins. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Geol. Soc. Special Publications. – 1989. – Vol. 42. – P. 313–345.

Sylvester R.J. Postcollisional strongly peraluminous granites // Lithos. – 1998. – Vol. 45. – P. 29-44.

Tsygankov A.A., Burmakina G.N., Khubanov V.B., Ukraintsev A.V., Guslyakov N.D. Nd isotope systematics of Late Paleozoic granitoids from the Western Transbaikalia (Russia): Petrological consequences and plume model testing // GEOGEO. – 2024. 100266. <https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2024.100266>

Wiebe R.A., Ulrich R. Origin of composition dikes in the Gouldsboro granite, coastal Maine // Lithos. – 1997. – Vol. 40. – P. 157-178.

Zhang F., Wang Y., Zhang A., Fan W., Zhang Y., Zi J. Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of Middle Paleozoic (Kwangshian) massive granites in the eastern South China Block // *Lithos*. – 2012. – Vol. 150. – P. 188-208.

Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Вуден Дж., Горячев Н.А., Альшевский А.В., Бахарев А.Г., Трунилина В.А. U-Pb SHRIMP возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии) // Доклады Академии наук. – 2009. – Т. 426. – №2. – С. 216-221.

Андреев Г.В., Гордиенко И.В., Кузнецов А.Н., Кравченко А.И. Апатитоносные диориты Юго-Западного Забайкалья. – Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во. –1972. – 157 с.

Антипин В.С., Кузьмин М.И., Одгэрэл Д., Кущ Л.В., Шептякова Н.В. (2022). редкометалльные литий-фтористые граниты в позднепалеозойском, раннемезозойском и позднемезозойском ареалах гранитоидного магматизма Центральной Азии // Геология и геофизика. – 2022. – Т. 63. – № 7. – С. 935–955. DOI:10.15372/GiG2021165, EDN: QKIMVB.

Аранович Л.Я., Зингер Т.Ф., Бортников Н.С. и др. Циркон из габброидов осевой зоны Срединно Атлантического хребта (впадина Маркова, 6° с.ш.): корреляция геохимических особенностей с петрогенетическими процессами // *Петрология*. – 2013. – Т. 21. – № 1. – С. 4–19.

Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья (Бургасский кварцевосиенитовый массив): состав, петрогенезис // *Петрология*. – 2013. – Т. 21. – № 3. – С. 309-334.

Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Хубанов В.Б. «Мафические включения во внутриплитных гранитоидах Западного Забайкалья, как индикатор мантийно-корового взаимодействия» // XIII всероссийское петрографическое совещание «петрология и геодинамика геологических процессов». – Иркутск. – 2021. – С. 87-90.

Горячев Н.А., Бердников Н.В. Типы рудоносных гранитов юго-восточной части мезозоид Северо-Востока России и их флюидная специализация // Тихоокеанская геология. – 2006. – Т. 25. – № 3. – С. 40-52.

Донская Т.В., Скляров Е.В., Гладкоуб Д.П., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // *ДАН*. – 2000. – Т. 374. – № 1. – С. 79–83.

Избродин И.А., Дорошевич А.Г., Рампилов М.О., Рипп Г.С., Ласточкин Е.И., Хубанов В.Б., Посохов В.Ф., Владыкин Н.В. Возраст, минералогическая и геохимическая характеристики пород Чининского щелочного массива (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – № 8. – С. 1135–1156.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55, – № 2. – С. 153-184.

Ласточкин Е.И., Рампилова М.В., Рампилов М.О. Минеральный состав и геохимические особенности Большеиркиликского диоритового массива // Материалы VII Всероссийской Байкальской молодежной научной конференции по геологии и геофизике. – Улан-Удэ: Изд-во БГУ. – 2024. – С. 63-65.

Ласточкин Е.И., Рампилова М.В., Рампилов М.О., Порохов В.Ф., Хромова Е.А. Амфиболы в апатитоносных габбро-диоритах Телегинского массива (Юго-Западное Забайкалье) // Тенденции развития науки и образования. Самара. – 2023. – №. 103. – (Часть 5). – С. 96-99. DOI: 10.18411/trnio-11-2023-279.

Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). – М.: ГЕОС. – 2000. – 269 с.

Рипп Г.С., Избродин И.А., Ласточкин Е.И. и др. Ошурковский базитовый pluton: хронология, изотопно-геохимические и минералогические особенности, условия образования. – Новосибирск: Акад. изд-во «Гео». – 2013. – 163 с.

Травин А.В., Буслов М.М., Бишаев Ю.А., Цыганков А.А., Михеев Е.И. Тектонотермическая эволюция Забайкалья в позднем палеозое-кайнозое: термохронология Ангаро-Витимского гранитоидного батолита // Геология и геофизика. – 2023. – Т. 64. – № 9. – С. 1303–1317. DOI: 10.15372/GIG2023123.

Турутанов Е.Х. Ангаро-Витимский батолит: форма и размеры по гравиметрическим данным // ДАН. – 2011. – Т. 440. – № 6. – С. 815–818.

Хубанов В.Б., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Продолжительность и геодинамика формирования Ангаро-Витимского батолита: по данным U-Pb изотопного LA-ICP-MS датирования магматических и детритовых цирконов // Геология и геофизика. – 2021. – Т. 62. – № 12. – С. 1619-1641.

Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 2. – С. 197–227.

Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянуев М.Д. Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье // Петрология. – 2017. – Т. 25. – № 4. – С. 395-418.

Цыганков А.А., Горячев Н.А., Хубанов В.Б., Бурмакина Г.Н. Новые изотопно-геохимические данные о гранитоидах юго-восточного фланга Главного Колымского батолитового пояса // В.Ю. Фридловский – ред. Геология и полезные ископаемые Северо-

Востока России: Труды X Всероссийской научной и практической конференции с иностранным участием, 8-10 апреля 2020 года. – Якутск: СВФУ издательский дом. – 2020. – С. 301-303.

Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 9. – С. 1249–1276. EDN: MVSOGD.

Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 1. – С. 156–180. EDN: HYIWBN

Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Бурмакина Г.Н., Буянтуев М.Д. Периодичность эндогенных событий Западного Забайкалья и Северной Монголии (восточный сегмент Центрально-Азиатского складчатого пояса) по данным U-Pb датирования зерен детритового циркона из современных речных осадков // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2023. – Т. 31. – № 5. – С. 3-26.

Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Травин А.В., Лепехина Е.Н., Бурмакина Г.Н., Анциферова Т.Н., Удоратина О.В. Позднепалеозойские габброиды Западного Забайкалья: U-Pb и Ar-Ar изотопный возраст, состав, петrogenезис // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 5. – С. 1005–1027. DOI: 10.15372/GiG20160511, EDN: VХCIUP.

Чехов А.Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии (окраинно-морская модель). – М.: Научный Мир. – 2000. – 204 с.

Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.А., Ковач В.П., Яковлева З.С., Бережная Н.Г. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. – 1997. – Т. 5. – № 5. – С. 451-466.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Травин А.В., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Козаков И.К., Плоткина Ю.В., Ээнжин Г., Оюунчимэг Ц., Свиридова О.Е. Длительность формирования и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: данные геологических и геохронологических исследований Хангайского батолита // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2019. – Т. 27. – № 1. – С. 79-102.

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский–раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты гиганты и геодинамика их формирования // Петрология. – 2013. – Т. 21. – № 2. – С. 115–142.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Количество научных публикаций в журналах, индексируемых в российских и международных информационно-аналитических системах научного цитирования (Web of Science, Scopus, MathSciNet, Российский индекс научного цитирования, Google Scholar, European Reference Index for the Humanities и др.) по проекту за 2025 год:

Ashchepkov I.V., Rao N.V.C., Pandey R., Rasskazov S.V. Geochemistry and petrology of deep seated mantle magmas and their mantle xenoliths and xenocrysts: Applications to the structure and compositions of mantle lithosphere. Geosystems and Geoenvironment. – 2025. 100388 DOI: 10.1016/j.geogeo.2025.100427

Ashchepkov I.V., Tsygankov A.A., Burmakina G.N. Peridotite pyroxenite and granulite xenoliths from Cenozoic Shavaryn Tsaram volcanic center (Mongolia): New data, Geosystems and Geoenvironment. – 2025. DOI: 10.1016/j.geogeo.2025.100484

Kislov E. V., Kotova I. Yu., Posokhov V. F., Trofimov A. V. and Khromova E. A. Composition and Genesis of Dark Dolomite-Type Nephrite in the Kavokta Deposit, Middle Vitim Mountain Country, Russia // Geosciences. – 2025. V- 15. – 398. – P. 2-19.

Ryabov V.V., Ashchepkov I.V., Travin A.V., Ponomarchuk V.A., Karmanov N.S., Roberts N.M.W., Late Permian–Early Triassic Kamensky dyke belt, NW margin of Siberian platform: Two stages of the Siberian superplume event, Geosystems and Geoenvironment. – 2025. DOI: 10.1016/j.geogeo.2025.100374

Savelyeva V.B., Bazarova E.P., Khromova E.A., Danilov B.S., and Danilova Y.V. Barium-Bearing Micas of the Muscovite-Ganterite Series from Alkaline Rocks of the Sredneziminsky Ijolite – Syenite - Carbonatite Massif (Eastern Siberia, Russia) // Geology of Ore Deposits. – 2025. – Vol. 67. – № 7. – P. 104–117.

Горячев Н.А., Гамянин Г.Н., Цыганков А.А., Кряжев С.Г., Горячева Е.М., Соцкая О.Т. Делянкирская локальная золоторудно-магматическая система (Яно-Колымский пояс, Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений. – 2025. – Т. 67. – № 4. – С. 397-415. DOI: 10.31857/S0016777025040014

Дорошкевич А.Г., Саватенков В.М., Малютина А.В., Избродин И.А., Прокопьев И.Р., Старикова А.Е., Радомская Т.А. Петрогенезис и источники вещества пород щелочного редкометального массива Бурпала, Северное Прибайкалье // Петрология. – 2025. – Т. 33. – № 1. – С. 45-67. DOI: 10.31857/S0869590325010035

Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К., Бабицкий Е.Ф., Брянский Н.В., Дубенский А.С., Хубанов В.Б. Тектоностратиграфия неопротерозоя северной части Киселихинского террейна (Енисейский кряж), фрагмента активные окраины Сибирского

палеоконтинента // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2025. – Т. 33. – № 3. – С. 26–55. EDN: TEBFHZ DOI: 10.31857/S0869592X25030026 / **Kuzmichev A.B., Danukalova M.K., Babitsky Ye.F., Bryansky N.V., Dubensky A.S., Khubanov V.B.** Tectonostratigraphy of the Neoproterozoic of the Northern Kiselikha Terrane (Yenisei Ridge), a Fragment of the Siberian Paleocontinent Active Margin // Stratigraphy and Geological Correlation. – 2025. – Vol. 33. - No. 3. – PP. 299–323 DOI: 10.1134/S0869593825700054

Малютина А.В., Дорошкевич А.Г., Старикова А.Е., Избродин И.А., Прокопьев И.Р., Радомская Т.А., Крук М.Н. Особенности состава темноцветных породообразующих минералов в породах щелочного массива Бурпала (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика. – 2025. – Т. 66. – № 3. – С. 326-344. DOI: 10.15372/GiG2024161

Михеев Е.И., Травин А.В., Мехонюшин А.С., Шелепов Я.Ю., Крук Н.Н., Цыганков А.А., Мороз Е.Н. Возраст формирования святоноситов полуострова Святой Нос, озеро Байкал (U/Pb -, $^{40}Ar/^{39}Ar$ -данные) // Доклады академии наук. Науки о Земле. – 2025. – Т. 521. – № 4. – С. 25–33. DOI: 10.31857/S2686739725040039

Орсоев Д.А., Смолькин В.Ф., Хромова Е.А. Ловерингит из краевой зоны мончеплутона (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ) // Записки Российского минералогического общества. – 2025. – Т. 154. - № 2. – С. 106–122. DOI: 10.31857/S0869605525020067.

Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Ангаро-Витимский гранитоидный батолит: новые геохимические, $U-Pb$ и $Lu-Hf$ изотопные данные по циркону, петrogenетические следствия // Геология и геофизика. – 2025. DOI: 10.15372/GiG2025170, EDN: DAGTES.

В печати:

Ashchepkov I.V., Tsygankov A.A., Burmakina, G.N., Ntaflos T., Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Karputin I.S., Ailow Y. Geochemistry and petrology of crust and mantle xenoliths in Trans-Khamar-Daban zone according to xenoliths of xenocrysts of Cenozoic basalts // Earth Systems, Resources and Sustainability.

Tsygankov A.A., Burmakina, G.N., Ashchepkov I.V. Lower crust of the Baikal rift zone (Transbaikalye, Russia): testing a model of late paleozoic mafic underplating // LITHOS

Нерецензируемые издания:

Ashchepkov I., Tsygankov A, Burmakina G., Medvedev N. Trace elements in the black Pl bearing xenoliths in Quaternary basalts from Baikal rift. Implications to the origin of granites EGU General Assembly Conference Abstracts, EGU25-12237.

Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Бадмажапов Б.Б. Гибридизация магм (mixing) - как отражение динамики мантийно-корового взаимодействия // Материалы IV геологической конференции «Граниты и эволюция Земли: геодинамические обстановки, происхождение и рудный потенциал гранитоидного магматизма» (с участием зарубежных ученых). – Иркутск. – 2025. – С. 20-23.

Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Гусляков Н.Д Мафические включения Магаданского гранитоидного батолита: возраст, петрогенезис // «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, петрология, рудный потенциал». Материалы IX Всероссийской конференции с международным участием. – Екатеринбург. – 2025. – С. 39-40.

Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Ласточкин Е.И. Апатитоносные габбро-диориты Западного Забайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). – Иркутск. – 2025. – С. 33-35.

Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Семенова Д.В. Кристаллогенезис и возраст цирконов из мафических включений// Петрология и геодинамика геологических процессов: роль в изучении недр и геологическом картографировании. Труды XIV Всероссийского петрографического совещания. – Санкт-Петербург. – 2025. – С. 34-36.

Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Ангаро-Витимский батолит (Забайкалье, Россия): новые U-Pb и Lu-Hf изотопные данные, петрогенезис // Материалы IV геологической конференции «Граниты и эволюция Земли: геодинамические обстановки, происхождение и рудный потенциал гранитоидного магматизма» (с участием зарубежных ученых). – Иркутск, – 2025. – С. 137-140.

Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Ащепков И.В., Гусляков Н.Д Нижнекоровые мафические гранулиты Западного Забайкалья: состав, U-Pb изотопный возраст, происхождение // «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, петрология, рудный потенциал». Материалы IX Всероссийской конференции с международным участием. – Екатеринбург. – 2025. – С. 199-200.

Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Ащепков И.В., Терентьев А.С. Нижняя кора Байкальской рифтовой зоны (Забайкалье, Россия): тестирование модели позднепалеозойского мафического андерплейтинга // LV (56) ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ, Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы. – Москва. – 2024. – С. 612-616.