ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 5 / 2017

Основан в марте 1933 года

Журнал выходит шесть раз в год

УЧРЕДИТЕЛИ

Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации

Российское геологическое общество

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главные редакторы: С.А.Аксенов
А.И.Иванов

Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),
Т.М.Папеско (зам. главного редактора),
А.И.Черных (зам. главного редактора)

Е.М.Аксенов, А.И.Варламов, С.С.Вартанян, А.И.Жамойда, А.А.Кременецкий, М.И.Логвинов, Г.А.Машковцев, Н.В.Межеловский, И.Ф.Мигачев, А.Ю.Розанов, Г.В.Седельникова, И.Г.Спиридонов, В.И.Старостин, Е.Г.Фаррахов

Содержание

Королева О.В.
Академическая геология Якутии: Институту геологии алмаза и благородных металлов СО РАН – 60 лет 3

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Анисимова Г.С., Соколов Е.П., Кардашевская В.Н.
Золоторедкометалльное (Au-Mo-Bi-Te) оруденение Верхнеалгоминского золотоносного района (Южная Якутия) 12

Герасимов Б.Б., Желонкин Р.Ю.
Минералогические особенности золотосульфидных вкрапленных рудных проявлений Лено-Анабарского междуречья (северо-восток Сибирской платформы) 23

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Афанасьев В.П., Угапьева С.С.
Возможно ли преобразование формы включений в алмазах? 31

Опарин Н.А., Олейников О.Б., Бабушкина С.А.
Флогопит из трубок Манчары и Апрельская (Хомпу-Майское кимберлитовое поле, Центральная Якутия) 37

Иванов А.И., Журавлев А.И., Лоскутов Е.Е., Кравченко А.А., Округин А.В., Ермаков Н.Н., Прокопьев И.Р.
Типоморфизм цирконов Медведевского, Юхтинского и Джелтулинского мезозойских щелочных массивов Алданского щита 45

Округин А.В., Толстов А.В.
Петрогеохимическая характеристика сиенит-щелочно-ультраосновного силикатного комплекса пород Томторского массива (северо-восток Сибирской платформы) 56

Орлов Ю.С., Трунилина В.А., Роев С.П.
Петрология и рудоносность гранитоидов Бургалийского рудно-магматического узла (Верхояно-Колымская орогенная область) 67

Зайцев А.И., Фридовский В.Ю., Кудрин М.В.
Интенсивные параметры формирования и минерагенический потенциал гранитоидов Курдатского и Самырского массивов, Тас-Кыстабытский магматический пояс Верхояно-Колымской складчатой области 80

Трунилина В.А., Роев С.П.
Чалбинский рудно-магматический узел (Верхояно-Колымская орогенная область) 90

Березкин В.И., Кравченко А.А., Зайцев А.И., Попов Н.В.
Дифференцированный метагабброидный комплекс в северо-западной части Суннагинского блока Алдано-Станового щита 101

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Кутыгин Р.В.
Проблема разграничения среднего и верхнего оксфорда на севере Сибири по аммонитам 111

Третьяков Ф.Ф.
Некоторые аспекты строения консолидированной коры Верхоянского складчато-надвигового пояса 116

Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С., Мельникова В.И.
Структура сейсмичности и тип современных тектонических деформаций зоны Черского (северо-восток Якутии) 123

Редакция: *Т.М.Папеско*, *А.З. Добросердов*
Компьютерная верстка *А.В.Кондратьев*

Журнал включен в Перечень рецензируемых научных изданий

Подписано в печать 16.10.2017
Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1
Телефон: (495) 315-28-47. Факс: (495) 315-43-47. E-mail: ogeo@tsnigri.ru
Сайт: http://tsnigri.ru/o_geology
Сайт электронной библиотеки: http://elibrary.ru

Типография ФГУП ЦНИГРИ

К 60-летию образования Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук

УДК 061.6:55(571.56)
© О.В.Королева, 2017

Академическая геология Якутии: Институту геологии алмаза и благородных металлов СО РАН – 60 лет

О.В.КОРОЛЕВА (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Представлена история образования и развития Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук. Институт создавался и в настоящее время функционирует как научное учреждение, основная цель исследований которого направлена на получение фундаментальных знаний в таких областях науки, как тектоника, геодинамика, палеонтология, стратиграфия, магматизм, региональная геология, металлогения. Показаны изменения направлений исследований его коллектива и основные результаты научных работ на разных этапах за 60 лет существования института.
Ключевые слова: Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук, геология, Якутия.

Королева Ольга Валерьевна o.v.koroleva@diamond.ysn.ru

Academic geology in Yakutia: 60 years of the Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences

O.V.KOROLEVA

History of formation and development of the Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, is presented. The Institute was founded and is still functioning as a scientific institution carrying out fundamental research in a wide range of areas such as tectonics, geodynamics, paleontology, stratigraphy, magmatism, regional geology and metallogeny. Changes in the subjects of investigation conducted in the Institute are shown and the main results of scientific research obtained in different periods of its 60–years history are given.
Key words: Diamond and Precious Metal Geology Institute, the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, geology, Yakutia.

В 2017 г. Институту геологии алмаза и благородных металлов СО РАН исполнилось 60 лет. Однако его история начинается на 10 лет раньше – с образования в 1947 г. сектора геологии Якутской научно-исследовательской базы АН СССР, одним из направлений деятельности которой было «Изучение общих и специальных вопросов геологической истории и геологического строения ЯАССР». В 1949 г. при образовании Якутского филиала АН СССР сектор геологии был преобразован в отдел геологии, заведующим которого был назначен канд. геол.-минер. наук И.С.Рудник.

В 1951 г. в план ЯФ АН СССР были включены восемь тем по геологии: шесть по указанию Совета Министров СССР и две по заказу Якутского геологического управления, в том числе: «Изучение геологии и металлогении в юго-восточной части Алданского района» (Г.М.Федькин), «Водные ресурсы Алданского и Тимптонского районов» (В.В.Узембло), «Разработка методики газового каротажа в условиях вечной мерзлоты» (В.Э.Вассерберг), «Палеонтология, фациальный состав и стратификация верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья» (А.С.Каширцев), «Геология и угленосность верхнеюрских отложений Вилюйской впадины» (Н.А.Игнатченко), «Изучение промышленных месторождений полиметаллических руд и меди в Южной Якутии» (Ю.П.Ивенсен). Начались планомерные фундаментальные исследования геологии территории Якутии. В 1956 г. произошло

резкое расширение геологических тематических исследований в Якутии. Штат отдела геологии пополнился высококвалифицированными специалистами и молодыми учеными, в дальнейшем вошедшими в золотой фонд страны: А.К.Бобров, М.Д.Булгакова, В.В.Ковальский, Б.Г.Лутц, Н.И.Ненашев, Ш.А.Сюндюков, Г.С.Фрадкин, Е.В.Францессон и др. В этом же году для изучения и оценки перспектив нефтегазовых и угольных месторождений на территории Якутии была организована лаборатория химии и технологии угля, которую возглавил А.В.Александров. Начались комплексные исследования по геологии угольных месторождений, а также изучение алмазоносности Западной Якутии. Отдел геологии возглавляли Г.М.Федькин (1951–1953), Е.М.Цыганов (1953) и с 1953 г. Ю.П.Ивенсен, в дальнейшем назначенный директором-организатором Института геологии.

По постановлению АН СССР от 18 января 1957 г. № 57, приказом Президиума ЯФ АН СССР от 12 апреля № 77 на базе отдела геологии (Ю.П.Ивенсен), лаборатории химии и технологии угля (А.В.Александров), геохимической лаборатории (В.Д.Шалицкая) и геологической группы Якутской комплексной экспедиции был создан Институт геологии Якутского филиала Академии наук СССР. В этом же году он вошел в состав вновь образованного Сибирского отделения АН СССР.

Первоначально структура института включала сектор стратиграфии, тектоники и литологии, в который входили группы стратиграфии и палеонтологии (руководитель А.С.Каширцев) и группа тектоники (А.В.Вихерт); сектор рудных месторождений и металлогении (Ю.П.Ивенсен) в составе рудной (И.Я.Некрасов) и петрографо-минералогической групп и кабинета определения абсолютного возраста (Н.И.Ненашев); сектор геологии алмазов (А.А.Меняйлов), сектор горючих ископаемых (А.В.Александров) в составе групп геологии нефти и газа (А.К.Бобров) и геологии угля и углехимии (Н.А.Игнатченко); сектор нерудных ископаемых (Т.И.Анодин), а также аналитическую лабораторию (К.С.Пахомова) и шлифовальную мастерскую. Исследования проводились по важнейшей народнохозяйственной проблеме «Закономерности образования и размещения полезных ископаемых на территории Якутии».

В ноябре 1957 г. директором института был назначен один из крупнейших специалистов страны в области россыпных месторождений золота и платины, бывший заместитель начальника управления «Главзолото» Минцветмета СССР (1945–1957), Председатель президиума ЯФ СО АН СССР д-р геол.-минер. наук И.С.Рожков.

Исходя из специфики геологического строения Якутии, в институте оформились пять главных направлений научных исследований: региональная геология; нефть и газ; алмазы; золото и олово; минерально-сырьевые ресурсы Южной Якутии. И.С.Рожков пригласил в Якутск для работы лучших специалистов из разных уголков страны: Ю.Н.Трушкова, возглавившего лабораторию генезиса россыпей; лауреата Государственной премии СССР Б.С.Русанова, организовавшего исследования по четвертичной геологии и геоморфологии; крупного специалиста в области геологии месторождений олова лауреата Государственной премии СССР Б.Л.Флерова; К.Б.Мокшанцева, которого рекомендовал академик А.А.Трофимук для развертывания региональных тектонических и нефтепоисковых исследований, и др.

Через 5 лет число сотрудников увеличилось почти в 3 раза и к концу 1962 г. составило 195 человек, в их числе 2 доктора и 13 кандидатов наук. Расширилась и тематика исследований, проводившихся по двум крупным научным направлениям: «Развитие земной коры и закономерности формирования и размещения полезных ископаемых» и «Глубинные оболочки земной коры, их состав, строение и геологические процессы, с ними связанные».

В результате, нередко совместно с сотрудниками Якутского геологоуправления, проведены работы по геологическому изучению восточной части Тунгусской синеклизы (А.В.Александров), западной части Вилюйской синеклизы (Г.С.Фрадкин и Н.А.Игнатченко), юго-восточной части Ленского угленосного бассейна (Н.А.Игнатченко), геологии и нефтеносности Якутии (по руководством академика А.А.Трофимука). В этот период была изучена петрология позднедокембрийских интрузий ультраосновного состава и связанного с ними платинового оруденения на Алданском щите и выделен новый алданский тип платиноносных россыпей (И.С.Рожков и др.). Для тектонического районирования Яно-Индигирского региона и Колымского массива большое значение имели работы И.С.Рожкова, И.Я.Некрасова, К.Б.Мокшанцева, К.К.Шапошникова и др.

Особенно большие успехи в это время были достигнуты в изучении стратиграфии кембрийской системы (А.К.Бобров), составлены стратиграфические схемы каменноугольной и пермской систем с установлением широкого развития в Верхоянье и бассейне р. Колыма верхнепермских отложений (В.Н.Андрианов, А.С.Каширцев). Триасовые отложения стало возможным расчленять не только на ярусы, но и на зоны (И.И.Тучков, В.Ф.Возин). Биостратиграфические исследования начались еще в отделе геологии. Лаборатория стратиграфии и палеонтологии как самостоятельное научное подразделение была создана в 1962 г. В разные годы ее возглавляли А.С.Каширцев (1962–1964), В.А.Сысоев (1964–1968), В.Ф.Возин (1968–1975), П.Н.Колосов (1976–2007), в настоящее время Р.В.Кутыгин. В результате было проведено целенаправленное изучение строматолитов, позднедокембрийских микроорганизмов, фауны кембрия, ордовика, силура и девона, флоры и фауны верхнего палеозоя, палеонтологических остатков мезозоя, рассматривались проблемы мамонтовой фауны и стратиграфии кайнозоя. Успешно работали

палинологи. В результате установлено и описано большое число новых подвидов, видов, родов и отрядов ископаемой фауны, внесен весомый вклад в познание закономерностей эволюции органического мира Земли на протяжении практически 1,5 млрд. лет; выявлены уникальные геологические объекты, не имеющие аналогов в мире: отложения позднего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы, позднего палеозоя и раннего мезозоя Верхоянья, кайнозойские отложения Центральной Якутии, которые затем стали объектами многократных международных экскурсий и специализированных исследований коллективами ученых разных стран.

Для изучения и оценки перспектив нефтегазовых и угольных месторождений на территории Якутии в институте были организованы лаборатории геологии угля в 1957 г. (заведующий А.В.Александров) и геологии и геохимии нефти и газа в 1959 г. (А.К.Бобров). В 1960 г. была создана самостоятельная лаборатория геохимии нефти и газа (А.И.Косолапов). Долгие годы отделом нефтяной геологии и проводимыми им исследованиями руководил ак. Н.В.Черский. В 1960-е годы сделаны первые обобщения фактических материалов по нефтяной и угольной геологии в монографиях «Геологическое строение и нефтегазоносность ЯАССР» (1960) и «Угленосность и угленосные формации ЯАССР» (1962). Составлена карта угленосности ЯАССР (1964).

Первая параметрическая скважина – первооткрывательница промышленной нефтегазоносности Якутской части Непско-Ботуобинской провинции – была пробурена в 1966–1970 гг. по рекомендации А.К.Боброва и А.А.Гудкова. Постановка глубокого бурения привела к открытию месторождений не только в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы, но и к обнаружению газовых месторождений в Вилюйской синеклизе и Березовской впадине. Сотрудники института А.К.Бобров, Е.И.Бодунов, А.Ф.Сафронов, Ю.Л.Сластенов официально признаны первооткрывателями Среднеботуобинского и Среднетюнгского месторождений углеводородного сырья, а А.К.Боброву и Д.К.Горнштейну было присвоено почетное звание «Заслуженный геолог ЯАССР». В 1968 г. заведовать лабораторией геохимии нефти и газа был приглашен Е.И.Бодунов-Скворцов, поставивший широкомасштабные работы по геохимии нефтей Якутии.

В 1962 г. вместо рудного сектора была организована лаборатория магматических формаций (заведующий Г.А.Гринберг) с группой по изучению золоторудных месторождений (Г.Н.Гамянин). Лаборатория физико-химических методов была преобразована в лабораторию геохимии рудных месторождений (И.Я.Некрасов), в которой проводилось также экспериментальное изучение боратов.

На базе Комплексной северо-восточной экспедиции была организована лаборатория рудных месторождений, которую возглавил Б.Л.Флеров. Проводились исследования месторождений олово-вольфрамовых, серебро-свинцовых, золотосурьмяных, оловоносных боратов, в более поздние годы и стратиформных месторождений свинца, цинка и меди.

Изучение рудных месторождений всегда сопровождалось исследованиями магматизма рудных полей и узлов. Сформировалось направление по изучению рудно-магматических систем, первые обобщающие работы по которому – монография И.Я.Некрасова «Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области» и «Принципы составления минерагенических карт территории ЯАССР» коллектива авторов – были опубликованы в 1962 г. Разные проблемы магматизма решались сотрудниками лабораторий магматических формаций, геохимии и геологии рудных месторождений, определения абсолютного возраста, трапповой формации, геологического музея.

С 1957 г. начались работы по геохронологии под руководством Н.И.Ненашева, возглавлявшего лабораторию определения абсолютного возраста геологических формаций в течение 30 лет и передавшего ее в 1987 г. А.И.Зайцеву, который руководит этими исследования и в настоящее время. Лаборатория сразу же заняла одно из ведущих мест в СССР по определению возраста пород изотопными методами: K-Ar и Rb-Sr.

В 1961 г. был закончен первый этап изучения закономерностей распространения редких и рассеянных элементов на территории Якутии, выделены наиболее важные типы их месторождений и основные закономерности их распространения; составлена схема металлогенического районирования Якутии по редким элементам. В сводной работе по минеральным ресурсам Северо-Востока СССР (Б.Л.Флеров и др.) доказано крупное экономическое значение месторождений олова, особенно принадлежащих к касситерит-силикатно-сульфидной формации.

Коллективом россыпников, возглавляемым Ю.Н.Трушковым с 1960 г. по 1976 г., выявлены основные закономерности формирования и эволюции золотоносных россыпей и критерии связи их с коренными источниками. Составлена карта россыпей Якутии на специализированной геоморфологической основе. Разработана математическая модель процесса формирования аллювиальной пластовой россыпи. Под руководством И.С.Рожкова в 1960-е годы изучались условия формирования и генетические типы алмазоносных россыпей.

В 1959 г. И.Я.Некрасовым была организована лаборатория физико-химических методов исследования в составе кабинетов спектрального, рентгеноструктурного, электронной микроскопии и термического анализа. Началось формирование аналитической базы, без которой немыслимо изучение вещественного состава геологических объектов. В дальнейшем В.В.Ковальский и Б.В.Олейников приложили немало сил, чтобы создать в Институте высококлассную для своего времени

аналитическую базу, позволившую проводимые исследования вывести на мировой уровень. Так, приобретение в 1970-годы рентгеновского микроанализатора положило начало тонким минералогическим исследованиям и открытию новых минералов и редких разновидностей, новому подходу к проблемам петрологии и рудообразования.

Научные исследования по коренным месторождениям алмазов с 1957 г. проводит лаборатория геологии алмазов (заведующий А.А.Меняйлов), с 1961 г. – лаборатория геологии кимберлитов, которую возглавил В.В.Ковальский. Результаты исследований этого периода изложены в сводном научном отчёте и двух монографиях: освещены вопросы механизма образования кимберлитовых трубок; выделены интрузивные кимберлиты и эксплозивные брекчии, являющиеся по преимуществу алмазоносными. В 1961 г. опубликована монография В.Г.Васильева, В.В.Ковальского, Н.В.Черского «Проблема происхождения алмазов», в которой была обоснована оригинальная гипотеза органического происхождения алмазов, и в 1963 г. работа В.В.Ковальского «Кимберлитовые породы Якутии и основные принципы их петрогенетической классификации», не потерявшая своей актуальности и сегодня.

Исследования в области физических свойств алмаза начались в 1959 г. с решения проблем обогащения алмазосодержащих руд и песков, затем физических свойств алмаза, минералогии и кристаллографии алмаза.

В 1962 г. была создана лаборатория докембрия под руководством В.И.Кицула. Ее сотрудниками на примере Алданского щита и Анабарского массива разработаны новые модели высокотемпературного метаморфизма, скарно- и гранитообразования в глубинных зонах земной коры, выявлены этапы и циклы деформаций в земной коре Алданского щита и создана первая для докембрия Якутии схема корреляции тектонических, магматических и метаморфических процессов.

В 1964 г. институт возглавил К.Б.Мокшанцев – специалист в области тектоники и региональной геологии, которым совместно с геологами и геофизиками института проведено тектоническое районирование, выявлены основные закономерности размещения и определены перспективы алмазоносных и нефтегазоносных территорий Якутии. Результаты исследований изложены в монографиях «Тектоническое строение Якутской АССР» (1964), «Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской складчатой области» (1968), изданной в 1976 г. «Тектонической карте ЯАССР и сопредельных территорий, масштаб 1:1 500 000, 1973» и монографии «Тектоника Якутии» (1977) и многих других.

Расширение региональных работ привело к открытию в 1964 г. лаборатории геофизики, организовать работу которой были приглашены лидеры нефтяной геофизики в Якутии А.А.Гудков и Г.Д.Бабаян. На основании комплексной интерпретации геолого-геофизических данных и значительного объема маршрутных точечных сейсмических зондирований построены сейсмическая и гравитационная модели земной коры и верхней мантии Якутии. Методами глубинного сейсмического зондирования стало возможным изучение тонкой структуры нижних горизонтов земной коры территории Западной Якутии. По комплексной интерпретации гравимагнитных данных на новой теоретической основе начато изучение рельефа кристаллического фундамента, перекрытого осадочным чехлом мощностью от 1 до 20 км.

В 1962 г. при Президиуме ЯФ СО АН СССР создана лаборатория сейсмологии (заведующий В.М.Кочетков). В 1964 г. она вошла в состав Института геологии ЯФ СО АН СССР. В 1966 г. ее заведующим стал Б.М.Козьмин. В подчинении лаборатории была сеть пунктов регистрации, которые позднее, в 1979 г. были включены в состав Якутской опытно-методической сейсмологической экспедиции ЯФ СО АН СССР (А.Г.Ларионов). По результатам этих исследований с учетом комплексных геолого-геофизических материалов проведено сейсмическое районирование и составлена карта масштаба 1:2 500 000. (К.Б.Мокшанцев, Б.М.Козьмин, Г.С.Гусев, А.Ф.Петров, З.Ф.Бороденкова, О.В.Гриненко, Г.И.Штех). Она, как составная часть, вошла в «Карту сейсмического районирования СССР масштаба 1:2 500 000», являющуюся официальным документом для определения исходного балла при проектировании строительства объектов народного хозяйства. Многолетние наблюдения позволили создать новейшие карты сейсмического районирования территории Якутии и эпицентров землетрясений; выделить два сейсмических пояса: Черского на северо-востоке и Олёкмо-Станового на юге, в пределах которых уточнены районы катастрофических землетрясений и др.

В дальнейшем тектонические исследования были продолжены учениками К.Б.Мокшанцева и наиболее полно нашли свое отражение в «Атласе тектонических карт разновозрастных структурно-формационных комплексов» и в обобщающей коллективной монографии «Структура и эволюция земной коры Якутии» (Г.С.Гусев, А.Ф.Петров, Г.С.Фрадкин, М.Д.Булгакова и др., 1985), ставшей библиографической редкостью. Большое значение для понимания геологии Сибирской платформы и прилегающих складчатых областей имели работы В.В.Гайдука.

В 1973 г. была образована лаборатория золоторудных месторождений, которой заведовали до 1976 г. Н.В.Нестеров, а затем Г.Н.Гамянин. В 1985 г. лаборатория разделилась на две: минералогии и геохимии золота (Г.Н.Гамянин) и геологии коренных и россыпных месторождений (В.А.Амузинский). В результате исследований установлен новый тип золоторудных месторождений в Якутии – золотопорфировый (месторождение Рябиновое), открыто месторождение Новое

в Южной Якутии. Планомерные исследования проводились в Аллах-Юньском, Верхнеиндигирском, Куларском районах и на Сибирской платформе. Детальное изучение вещества различных рудных месторождений неоднократно завершалось обнаружением новых минералов. Так, в рудах зоны окисления Сарылахского золотосурьмяного месторождения Л.Н.Индолевым и Ю.Я.Ждановым был открыт новый гидрокарбонат – индигирит, а А.А.Ким в рудах Куранахского золоторудного месторождения в Южной Якутии – куксит, куранахит и яфсоанит.

В 1972 г. образована лаборатория геологии и геохимии неметаллических полезных ископаемых (заведующий Ф.Л.Смирнов) для проведения исследований месторождений апатита и карбонатитов. Изучение пород и руд Селигдарского проявления апатитовых руд на Алданском щите позволило перевести его в ранг месторождения, а Ф.Л.Смирнов получил звание «Первооткрыватель месторождения».

Изучение литологии среднепалеозойских отложений юго-западной Якутии с целью оценки перспектив нахождения в них месторождений нефти и газа привело к выявлению Кемпендяйской цеолитоносной провинции и открытию в 1978 г. месторождения цеолитов Хонгуруу. Первооткрывателями этого месторождения официально признаны К.Е.Колодезников и Г.В.Ивенсен, а К.Е.Колодезникову в дальнейшем (1990) была присуждена Премия Совета Министров СССР и присвоено почетное звание «Заслуженный геолог РС (Я)».

К 1978 г. численность института возросла до 387 человек, из которых – 140 научных сотрудников, в том числе 4 доктора и 67 кандидатов наук. В период с 1979 по 1986 гг. директором Института геологии ЯФ СО АН СССР был выдающийся ученый и организатор чл.-кор. РАН В.В.Ковальский. Изучение геологии месторождений алмазов традиционно являлось одним из главных научных направлений деятельности института. В.В.Ковальский возглавил его в 1961 г. и создал якутскую научную школу, воспитавшую целую плеяду выдающихся исследователей алмазной геологии. Для них характерен комплексный подход к решению поставленной проблемы, включая изучение геологии и тектоники алмазоносных провинций и месторождений алмазов (Ф.Ф.Брахфогель); петрологии, минералогии, геохимии и геохронологии кимберлитов и пород верхней мантии (З.А.Алтухова, С.А.Бабушкина, А.И.Зайцев, Г.В.Зольников, В.П.Корнилова, В.К.Маршинцев, К.Н.Никишов, О.Б.Олейников, А.Ф.Сафронов, Э.А.Шамшина и др.), кристаллографии и минералогии алмаза (А.В.Варшавский, Г.П.Буланова, В.В.Бескрованов, В.А.Мелювене, Г.Б.Смелова и др.); экспериментальные исследования по росту и облагораживанию алмазов (А.П.Григорьев, П.П.Шамаев, С.Х.Лифшиц и др.). Были разработаны методики прогнозирования, поиска и изучения алмаза, получены научные результаты, которые на долгие годы стали и остаются поныне основополагающей базой в изучении алмазной проблемы в России и мире.

В процессе геохронолого-изотопных исследований (Ф.Ф.Брахфогель, А.И.Зайцев, А.Ф.Сафронов, А.П.Смелов) кимберлитов и сопутствующих им мантийных ксенолитов установлены эпохи кимберлитового магматизма Сибирской платформы и впервые определены рубидий-стронциевые изотопные параметры мантии под кимберлитовыми полями; выявлены основные этапы дифференциации мантийного вещества, обусловившие гетерогенность мантии по вертикали и латерали, построена геохронолого-изотопная модель эволюции мантийного вещества, приводящей к формированию кимберлитов Якутии.

Помимо всестороннего изучения проблем кимберлитового магматизма детально исследовался и алмаз, а также включенные в него минеральные фазы. Изначально внутренняя неоднородность алмаза была показана на примере изучения аномального двупреломления в кристаллах (А.В.Варшавский). Затем была разработана и внедрена методика исследования монокристаллов и агрегатов алмаза в тонких пластинках и срезах. В объеме кристалла выделены и детально изучены три квазиоднородные онтогенические области алмаза и предложена классификация вещества алмаза (В.В. Бескрованов).

В 1980 г. В.В.Ковальский приглашает из Новосибирска в Якутск геофизика В.Д.Суворова, и основной объем геофизических работ сосредотачивается в пределах Якутской кимберлитовой провинции. Методом глубинного сейсмического зонирования установлено, что определяющим признаком прогнозирования кимберлитовых полей могут быть не архейские кратоны и разделяющие их протерозойские пояса, а области тектонической активизации древних платформ, синхронной с кимберлитовым магматизмом.

Под руководством А.П.Григорьева с 1969 г. были начаты работы по экспериментальному обоснованию возможности синтеза алмаза при пониженных давлениях в области термодинамической стабильности графита. В 1978 г. образована лаборатория экспериментальной минералогии. А.П.Григорьевым с коллегами изучены механизм и кинематика каталитического гидрогенолиза алмаза (углерода) переходными металлами и на этой основе предложен принципиально новый термохимический способ обработки алмаза, получивший всемирную известность. Были разработаны лабораторные технологии нанесения на алмазном сырье несмываемых линий разметки, прецизионной заточки алмазных лезвий микротомов и технология скоростной распиловки кристаллов алмаза расплавом металла.

С 1981 г. в лаборатории магматических формаций В.С.Шкодзинским начаты теоретические исследования происхождения магм и магматических пород и впервые разработаны количественные модели образования и эволюции главных типов магм и рудоносных гидротерм.

В начале 1980-х годов в Якутск приезжают работать Л.М.Парфёнов, развернувший работы по геодинамическим исследованиям, и К.Н.Микуленко, возглавивший направление по тектонике нефтегазоносных провинций и бассейново-седиментологическому анализу и изучению палеосейсмичности.

В 1987 г. Институт геологии ЯФ СО АН СССР возглавил Б.В.Олейников. К этому времени численность сотрудников составляла 402 человека, в том числе 7 докторов, 75 кандидатов наук и 250 сотрудников с высшим образованием, из которых около половины были выпускниками Якутского государственного университета, в 22 лабораториях и геологическом музее.

С 1966 г. структурно-геологическое и петрологическое изучение платформенного магматизма проводилось под руководством Б.В.Олейникова. Была обоснована новая схема расчленения интрузивных траппов Сибири, разработана модель эволюции базитовой магмы в глубинном промежуточном очаге, оценены ее рудогенерирующие возможности, установлена важная роль флюидного режима в ее преобразовании. Это способствовало развитию принципиально нового научного направления – самородного металлообразования в эндогенных процессах. Было установлено неизвестное ранее свойство металлов с высоким сродством к кислороду (Si, Al, Ti, Cr, Mn) – находиться в земных горных породах в самородной форме в виде минеральных индивидов, образующихся в восстановительных условиях. Впервые в мире Б.В.Олейниковым, А.В.Округиным и Н.В.Лесковой были установлены природные самородные формы Al и Cd; В.К.Маршинцевым с коллегами – Si; В.А.Трунилиной, С.П.Роевым, В.Ф.Махотко и Н.В.Заякиной – Ti; А.А.Ким с коллегами – Mn, а А.В.Костиным и Л.А.Павловой – Ge. Самородные Al, Cd были официально признаны Международной минералогической ассоциацией в качестве новых минералов.

В 1989 г. Институт геологии ЯФ СО АН СССР был переименован в Якутский институт геологических наук Сибирского отделения АН СССР. Известные процессы в стране привели к резкому снижению общей численности сотрудников, что продолжается и в настоящее время. Так, к 1997 г. общее количество сотрудников уменьшилось практически в 2 раза до 260 человек, из них научных сотрудников – 92, в числе которых 15 докторов и 54 кандидата наук, 4 действительных члена АН РС (Я) (Б.В.Олейников, А.Ф.Сафронов, Л.М.Парфёнов, В.С.Имаев).

В эти годы выполнен большой объем исследований вещественного состава месторождений золота, серебра, олова, сурьмы, полиметаллов и других полезных ископаемых. Работы сопровождались комплексным металлогеническим анализом, позволявшим выявить основные закономерности образования и размещения эндогенных месторождений на территории Якутии, уточнить характер связей процессов магматизма и рудогенеза. На этой основе разработаны геолого-структурные, формационные, минералого-геохимические критерии регионального и локального прогнозирования, поисков и оценки различных месторождений благородных и цветных металлов, геолого-промышленная классификация коренных месторождений золота, построены геолого-генетические и геолого-структурные модели формирования уникальных месторождений: Нежданинского золотого, Сентачанского и Сарылахского золотосурьмяных, оловорудных Депутатского, Чурпунья, Одинокое. Выявлены минеральный состав и структурные условия локализации различных геолого-промышленных типов месторождений серебра Якутии. Обоснована генетическая взаимосвязь и промышленное значение серебряного и золотосеребряного оруденения Западного Верхоянья. Это, в первую очередь, исследования В.В.Алпатова, В.А.Амузинского, Г.С.Анисимовой, А.Г.Бахарева, Г.Н.Гамянина, Ю.В.Давыдова, А.В.Костина, В.А.Трунилиной, А.И.Холмогорова и других. Результаты отражены в монографиях серии «Самородное золото Якутии», «Сарылахское и Сентачанское золотосурьмяные месторождения», «Структурные условия формирования богатых Ag, Au, Sn, Sb, и Pb-Zn руд месторождений Якутии», «Нежданинское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России», «Россыпная платиноносность Сибирской платформы», «Геология месторождений серебра» и многих других. Выделена Ленская родисто-платиновая провинция россыпей, по минералого-геохимическому типу ассоциаций не имеющая аналогов в мире (А.В.Округин). Обоснован новый генетический тип россыпного золота – эоловый (В.Е.Филиппов, З.С.Никифорова). На севере Ленского угленосного бассейна установлена провинция углей с высокой концентрацией редкометалльных и редкоземельных элементов (В.А.Каширцев, Ш.А.Сюндюков). По геохимическим параметрам нефтей, природных битумов и битумоидов востока Сибирской платформы выделены шесть генетических семейств нафтидов, имеющих самостоятельные источники углеводородов (В.А.Каширцев, А.Н.Изосимова, О.Н.Чалая, И.Н.Зуева).

В результате комплексных масштабных петролого-геохимических исследований магматитов в Восточной Якутии установлены петрогенетические типы гранитоидов, их геохимическая и металлогеническая специализация. Определен характер эволюции магматизма и закономерности его распределения во времени и пространстве (А.Г.Бахарев, Ю.Д.Недосекин, В.И.Соловьев, А.А.Сурнин, В.А.Трунилина, В.С.Шкодзинский). Впервые проведена геолого-минералогическая, геохимическая и изотопно-геохронологическая типизация карбонатитов Якутии (Томтор, Арбарастах, Горное Озеро), установлены основные эпохи их проявления и дана характеристика редкометалльного и редкоземельного оруденения (А.Р.Энтин, О.А.Тян, А.И.Зайцев).

По результатам изучения геологического положения и изотопного датирования кимберлитов из различных районов Якутии показана перспективность новых территорий на обнаружение месторождений алмаза. Разработан метод сейсмического зондирования, позволивший выделять в мантии и нижней коре структуры, контролирующие проявления кимберлитового магматизма (В.Д.Суворов). Для Якутской кимберлитовой провинции выделены этапы активизации верхней мантии и эпохи кимберлитового магматизма (Ф.Ф.Брахфогель, А.И.Зайцев); на основе моделирования изотопно-геохимических систем (Sm-Nd, Rb-Sr) получена оценка возраста протолитов кимберлитов (А.И.Зайцев); выявлены свидетельства некимберлитовой природы коренных источников россыпных алмазов северо-востока Сибирской платформы (О.Б.Олейников, А.Д.Павлушин); изучен генезис агрегатов алмаза из кимберлитов (Г.Б.Смелова); в алмазах обнаружены сульфиды и расплавные фазы, изучены разнообразные включения (Г.П.Буланова и др.); разработана схема эволюции природных алмазов, установлен широкий диапазон этапов формирования алмазов (Ю.П.Барашков, А.Д.Павлушин, А.П.Смелов, А.И.Зайцев).

Получены новые фундаментальные знания по микропалеонтологии докембрия, имеющие значение для обоснования терминального протерозоя (П.Н.Колосов). Уточнена систематика аммоноидей перми, триаса и юры (Р.В.Кутыгин, С.П.Ермакова, В.Г.Князев). Созданы бореальные зональные стандарты нижнего триаса и тоарского яруса Северо-Востока Азии. Для кайнозойских бассейнов Северо-Востока России разработаны детальная биостратиграфическая шкала и схема корреляции палеогеновых и неогеновых отложений (О.В.Гриненко, А.И.Сергеенко). Совместно с коллегами из многих академических и отраслевых институтов и геологических производственных организаций составлены и приняты в качестве унифицированных региональные стратиграфические схемы силура и девона Северо-Востока России (Т.С.Альховик, В.В.Баранов), карбона и перми Верхояно-Охотского региона (Р.В.Кутыгин).

Тектонические исследования в эти годы приобретают все более геодинамическую направленность и проводятся с позиций тектоники литосферных плит и террейнового анализа. Было показано, что мезозоиды Северо-Востока Азии подобны орогенным поясам других регионов мира и представляют собой коллаж террейнов различной геодинамической природы; выделены и охарактеризованы активные и пассивные континентальные окраины, островные дуги и рифтовые зоны; созданы первые плитнотектонические ретроспективные реконструкции Северо-Востока Азии, в том числе на ранний докембрий; создана модель современной геодинамики Северо-Востока Азии (Л.М.Парфёнов, В.С.Имаев, Б.М.Козьмин, В.С.Оксман, А.В.Прокопьев, А.П.Смелов, В.Ф.Тимофеев, Ф.Ф.Третьяков и др.).

В 1991 г. издана под редакцией Л.М.Парфёнова «Геодинамическая карта Якутии и сопредельных территорий» масштаба 1:1 500 000. По инициативе и под руководством Л.М.Парфёнова составлена совместно с геологическими службами США и Канады, геологами Дальнего Востока и Москвы «Карта террейнов севера Тихоокеанского обрамления», изданная с объяснительной запиской в 1996 г. в США. Ее логическим продолжением стали «Геодинамическая карта Северо-Востока Азии» масштаба 1:5 000 000, сопровождающаяся картами металлогенических поясов, позволяющими анализировать благоприятные геодинамические обстановки формирования месторождений полезных ископаемых, и «Карта кратонов и орогенных поясов Северо-Востока Азии» масштаба 1:20 000 000. На основе палинспастических карт на 12 временных интервалов, начиная с рифея и до современности, создана модель формирования орогенных поясов Северо-Восточной Азии; реконструирована тектоническая эволюция региона; прослежены металлогенические пояса и определена их геодинамическая природа. Эти карты – результат многолетнего плодотворного сотрудничества с геологами разных стран в тихоокеанском регионе, двух глобальных международных проектов: «Tectonics, Geodynamics, and Metallogeny of Circum-North Pacific» (1988–1996) и «Mineral Resources, Metallogenesis, and Tectonics of Northeast Asia» (1997–2008), в выполнении которых сотрудники Института играли ведущую роль (Л.М.Парфёнов, А.В.Прокопьев, А.П.Смелов, В.Ф.Тимофеев).

1990-е годы ознаменовались активным выходом на международную арену. Многие уникальные геологические объекты стали известны миру благодаря якутским геологам. Проводились исследования по 10 Международным проектам геологической корреляции под эгидой ЮНЕСКО, 3 проектам INTAS, 24 проектам и договорам о совместном сотрудничестве с коллегами из США, Австралии, Германии, ЮАР, Польши, Китая, Канады, Монголии, Южной Кореи, Японии, Индии, Нидерландов и другими. Сотрудниками Института организовано и проведено 24 международных экспедиции, принято участие в конференциях в Австралии, Аргентине, Германии, Индии, Италии, Канаде, Китае, Мексике, Нидерландах, США, Чехии, Швейцарии, Шри-Ланке, ЮАР, Японии. Результаты исследований нашли отражение в монографиях и картах, статьях и тезисах. Признанием заслуг якутских геологов стала конференция «Геология и тектоника Северо-Востока России», организованная А.В.Прокопьевым совместно с коллегами из Стенфордского и Аляскинского университетов в Стенфорде (США), и специальная сессия ежегодного собрания Американского геофизического союза (AGU) в 2004 г., материалы которых опубликованы в 2009 г. в специальном выпуске Европейского геофизического союза.

Изучение древнейших пород Земли на эталонных мирового значения геологических объектах, Алдан-

ском щите и Анабарском массиве было одним из первых направлений, исследования по которому начали проводиться в тесной кооперации с иностранными коллегами: боросодержащие силикаты в гранулитах, геология ядер древних платформ, гранулиты и зеленокаменные пояса (В.И.Кицул, А.П.Смелов).

Совместно с австралийскими, английскими, американскими и голландскими учеными проведены исследования изотопии свинца сингенетических включений сульфидов в алмазах и определен возраст образования алмазов, кристаллизовавшихся в различных геохимических средах, показано, что в одном кимберлитовом теле могут существовать алмазы нескольких генераций (Г.П.Буланова, Ю.П.Барашков, А.П.Смелов).

Весомым вкладом в науку явились новые датировки нижней границы кембрия (544 млн. лет) и начала томмотского века (535 млн. лет), с которым на Земле связана первая крупная вспышка биоразнообразия, полученные П.Н.Колосовым с коллегами из Гарвардского университета.

Результатом многолетнего разностороннего сотрудничества с американскими геологами по изучению геодинамики Северо-Восточной Азии стало раскрытие тектонической эволюции севера тихоокеанского обрамления, обоснование границы Североамериканской и Евразиатской литосферных плит, определение их полюса вращения, установление природы сейсмичности территории (Л.М.Парфёнов, Б.М.Козьмин, В.С.Имаев). Структурными, геохимическими и изотопно-геохронологическими современными методами получен большой массив новых данных, уточняющий и изменяющий представления о времени и природе проявления тектоно-магматических процессов, процессов формирования осадочных бассейнов и истории развития региона (А.В.Прокопьев, А.Г.Бахарев, В.А.Трунилина).

Совместно с канадскими геологами проведено сравнительное палеомагнитное и геохронологическое исследование даек Анабарского массива и Алданского щита, с индийскими коллегами – сравнительное изучение траппов Сибири и Декана (Б.В.Олейников, А.В.Округин, М.Д.Томшин, О.В.Королева).

В 1999 г. отдел геологии нефти и газа был выделен в самостоятельный Институт проблем нефти и газа СО РАН, а Институт геологических наук в 2000 г. переименован в Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН.

Институт имеет оригинальный научный профиль. Основные направления его научной деятельности: строение и эволюция вещественно-структурных комплексов литосферы кратонов и орогенных поясов; геология, минералогия и прогноз месторождений алмаза, благородных металлов и других типов полезных ископаемых. В Институте работают 52 исследователя, среди них 12 докторов и 24 кандидата наук, общая численность 135 человек. В структуру Института входят лаборатории геологии и петрологии алмазоносных провинций, геологии и минералогии благородных металлов, геодинамики и региональной геологии, стратиграфии и палеонтологии, геологический музей, отдел физико-химических методов анализа.

Институт проводит масштабные комплексные теоретические и прикладные исследования в области фундаментальных проблем наук о Земле: тектоники, строения и формирования основных типов структур Земли, палеонтологии и стратиграфии, магматизма, региональной геологии, современной геодинамики и сейсмичности, выявления закономерностей размещения и образования месторождений алмазов, благородных и редких металлов. Объекты изучения – уникальные геологические структуры Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой области, регионов восточной Арктики, вмещающие комплекс стратегически важных видов твердых полезных ископаемых и углеводородов.

В последние годы составлен и издан ряд тектонических и геодинамических карт (А.В.Прокопьев, А.П.Смелов, В.С.Гриненко). Определена геохронологическая позиция алмазоносных и неалмазоносных кимберлитов, установлена связь между палео- и неопротерозойскими этапами кристаллизации алмазов и геодинамикой формирования литосферы Сибирского кратона (А.П.Смелов, А.И.Зайцев). Установлен новый тип коренных источников алмаза на северо-востоке Сибирской платформы, представленный осадочно-вулканогенными образованиями базального горизонта карнийского яруса верхнего триаса (А.П.Смелов, С.А.Граханов, О.Б.Олейников). Получены данные, позволяющие рассматривать перспективы Центральной Якутии на обнаружение алмазоносных кимберлитов (А.П.Смелов, О.Б.Олейников). Предложены принципиально новые модели: формирования орогенных поясов, геологического и тектонического строения фундамента восточной части Сибирского кратона, современной геодинамики Северо-Востока Азии (А.В.Прокопьев, А.П.Смелов, Б.М.Козьмин, В.С.Имаев). Созданы палеогеографические реконструкции питающих провинций Верхоянской пассивной континентальной окраины и ряда осадочных бассейнов Восточной Арктики, на основе современных прецизионных данных созданы геодинамические модели формирования Северо-Восточной Азии, новые палеогеодинамические реконструкции Арктики (А.В.Прокопьев). Совместно с ИЗК СО РАН издана «Карта сейсмотектоники Восточной Сибири» (В.С.Имаев – стал лауреатом Государственной премии РС(Я), Л.П.Имаева, Б.М.Козьмин). Выявлен новый для Восточной Якутии тип благороднометалльного оруденения – Fe-оксидный Au-Cu (IOCG). Дан прогноз перспектив площади Эндыбальского рудного поля (Западное Верхоянье), приведший к открытию месторождения серебра, меди,

свинца и цинка Вертикальное (А.В.Костин получил знак «Первооткрыватель месторождения»). Разработана принципиально новая региональная стратиграфическая шкала нижнего карбона Восточной Сибири и Верхоянья; выполнено структурно-фациальное районирование и составлена схема стратиграфии пермских отложений арктического сектора Якутии (Р.В.Кутыгин). Обоснована новая зональная шкала средней юры севера Сибири по аммонитам (В.Г.Князев). Получены новые данные по распространению мамонтовой фауны, изотопному возрасту и анатомо-морфологическим особенностям ее уникальных находок, в том числе мумифицированных останков мамонтовой фауны (Г.Г.Боескоров). Разработаны и внедрены в практику геологического картирования детальные стратиграфические схемы для крупных возрастных интервалов фанерозоя. Получены новые фундаментальные знания по палеонтологии различных геологических эпох от рифея до голоцена (В.В.Баранов, В.Г.Князев, П.Н.Колосов – стал лауреатом Государственной премии РС(Я), Р.В.Кутыгин). Предложено решение ряда глобальных фундаментальных проблем петрологии (В.С.Шкодзинский).

Сегодня в институте продолжаются исследования по многим приоритетным направлениям геологической науки. Создаются новые научные знания и концепции. Геологическая наука Якутии жива и продолжает сосредотачивать творческие и организационные усилия на решении важнейших проблем теоретической геологии и расширения минерально-сырьевой базы Северо-Востока России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Академическая* наука в Якутии (1949–2009 гг.) / Гл. ред. А.Ф.Сафронов, отв. ред. В.В.Шепелев. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009.
2. *Институт* геологии алмаза и благородных металлов СО РАН. – Якутск: ГУП НИПК «Сахаполиграфиздат», 2007.
3. *Институт* геологии Якутского филиала СО АН СССР (1957–1987). – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987.
4. *Королева О.В.* Из истории Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 3–10.
5. *Научное* сопровождение геологоразведочных работ / А.П.Смелов, О.В.Королева, А.И.Зайцев, А.В.Прокопьев // 50 лет геологической службы Республики Саха (Якутия). – М.: РосГео, 2007. С. 193–207.
6. *Олейников Б.В.* Якутский институт геологических наук СО РАН – некоторые итоги фундаментальных исследований // Наука и образование. 1997. № 2. С. 28–33.
7. *Олейников Б.В., Зайцев А.И., Никифорова З.С.* 40-летие Якутского института геологических наук // Наука и образование. 1997. № 1. С. 13–22.
8. *Парфёнов Л.М., Смелов А. П., Зайцев А.И.* Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН на рубеже тысячелетий (итоги и перспективы) // Наука и техника в Якутии. 2001. № 1. С. 20–22.
9. *Парфёнов Л.М., Смелов А.П., Зайцев А.И.* Институту геологии алмаза и благородных металлов – 45 лет // Отечественная геология. 2002. № 5. С. 83–84.
10. *Смелов А.П., Королева О.В.* Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН – проблемы и перспективы // Алмазы и золото Якутии. 2001. № 3. С. 36–41.
11. *Ученые* Якутского института геологии: 50 лет. – Якутск: ГУП НИПК «Сахаполиграфиздат», 2007.

УДК 553.411 (571.56)
© Г.С.Анисимова, Е.П.Соколов, В.Н.Кардашевская, 2017

Золоторедкометалльное (Au-Mo-Te-Bi) оруденение Верхнеалгоминского золотоносного района (Южная Якутия)

Г.С.АНИСИМОВА (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д. 39),
Е.П.СОКОЛОВ (Акционерное общество «Якутскгеология»; г. Якутск, ул.Кальвица, д. 24),
В.Н.КАРДАШЕВСКАЯ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Приведены данные по геолого-структурным, минералого-геохимическим особенностям и физико-химическим параметрам образования золотого оруденения Верхнеалгоминского золотоносного района. Выявлены ранее неизвестные минералы – Ni-содержащий пирит, глаукодот, доломит, анкерит, апатит, мусковит, шеелит – в ранней кварц-пирит-пирротиновой, самородный висмут, висмутин, галеновисмутит, хедлейит, ингодит, Se-содержащий галенит, гессит, барит – среди золото-теллур-висмут-кварцевой ассоциации. Для данной ассоциации установлен более широкий диапазон (643–993‰) колебания пробы золота. Данные термобарогеохимических исследований указывают на то, что золото-полиметаллически-кварцевая ассоциация месторождения Бодороно формировалась при температуре от 270°–300°С и давлении 760×10^5 Па, а золото-теллур-висмут-кварцевая ассоциация – при более низких диапазонах температуры 150°–200°С и давлении 300×10^5 Па. Промышленная золотоносность связана с золото-полиметаллической и золото-теллур-висмутовой минеральными ассоциациями. В Дывокском рудопроявлении наряду с золотокварцевым оруденением развито кварц-сульфидное (молибденовое) оруденение. Район перспективен на Au и сопутствующие элементы – Bi, Te, Mo.
Ключевые слова: Верхнеалгоминский золотоносный район, месторождение Бодороно, рудопроявление Дывок, редкометалльная минерализация, минералы висмута, теллура и свинца, молибдена, самородное золото, термобарогеохимические исследования.

Анисимова Галина Семеновна g.s.anisimova@diamond.ysn.ru
Соколов Евгений Павлович geopoisk@sakha.ru
Кардашевская Вероника Николаевна kardashevskaya92@mail.ru

Gold-rare metal (Au-Mo-Bi-Te) mineralization of the Upper Algominsk gold deposit zone (Southern Yakutia)

G.S. ANISIMOVA, E.P.SOKOLOV, V.N.KARDASHEVSKAYA

Data on geological-structural, mineralogical-geochemical features and physicochemical parameters of gold mineralization formation of the Upper Algominsk gold deposit zone are given. Previously unknown minerals – Ni-containing pyrite, glaucodotite, dolomite, ankerite, apatite, muscovite, scheelite were found in early quartz-pyrite-pyrrhotine association and native bismuth, bismuthin, galenobismutite, headlite, ingodite, Se-containing galena, hessite, barite were revealed in the gold-tellurium-bismuth-quartz association. For this association, a wider range (643–993‰) of the gold sample fluctuation is established. Thermobarogeochemical data indicate that the gold-polymetallic-quartz association of the Bodorono deposit was formed at a temperature of 270°–300°C and a pressure of 760×10^5 Pa, and gold-tellurium-bismuth-quartz association was formed at lower temperature ranges of 150°–200°C and a pressure of 300×10^5 Pa. Economic gold content is associated with gold-polymetallic and gold-tellurium-bismuth mineral associations. Quartz-sulphide (molybdenum) mineralization is developed along with gold-quartz mineralization in the Dyvok ore occurrence. The region is promising for Au and the accompanying elements – Bi, Te, Mo.
Key words: Upper Algominsk gold-bearing area, Bodorono deposit, Dyvok ore manifestation, rare metal mineralization, minerals of bismuth, tellurium and lead, molybdenum, native gold, thermobarogeochemical studies.

В настоящее время отмечается повышенный интерес к комплексным месторождениям, включающим разную, нередко контрастную, минерализацию. Якутия относится к регионам, в которых есть как собственно золоторудные, так и полиметалльные месторождения, в которых благородные металлы играют определяющую роль.

Здесь выявлено значительное количество месторождений и проявлений золотовисмутового типа, которые в данное время не являются объектами промышленной эксплуатации. Несмотря на низкие средние содержания Au 1–2 г/т в руде, они рентабельны за счет переработки огромных масс руды открытым способом, низкого содержании сульфидов и извлечения висмута и теллура, содержащихся в рудах [5]. В Южной Якутии такие объекты локализуются в Верхнеалгоминском золотоносном районе. Это, в частности, месторождение Бодороно и рудопроявление Дывок. В последнем отмечаются также точки с развитием молибденовых руд. Эти объекты расположены в зоне влияния железной дороги Эльга-Улак, что делает их экономически привлекательными.

Рассматриваемая территория входит в состав Становой золотоносной провинции. В современной трактовке геологической карты 1:1 000 000 масштаба на территории выделяется Верхнеалгоминский золотоносный район площадью около 1300 км^2. Он расположен на стыке Тыркандинской тектонической зоны и зоны Станового разлома (Е.П.Соколов и др., 2006, 2012; А.В.Радьков и др., 2015). К аллохтону Агинокского взбросо-надвига приурочен Бодороно-Агинокский золоторудный узел и сопряженный с ним Агинокский золотороссыпной узел, где сконцентрированы наиболее промышленно значимые россыпные месторождения золота р. Агинок, ручьев Бодороно, Иван-Беренген, Левый Агинок, месторождение золота Бодороно, рудопроявление Агинок (Е.П.Соколов и др., 2006). На востоке с Бодороно-Агинокским рудным узлом граничит Дывокский золоторедкометалльный рудный узел, включающий рудопроявление золота Дывок, россыпь золота руч. Дывок, рудопроявление золота Очеп, рудопроявление молибдена Тарыннах (рис. 1).

Из опоискованных объектов золота наиболее значимыми являются месторождение Бодороно и рудопроявление Дывок (Е.П.Соколов и др., 2006), описанию геологической позиции, минералого-геохимических особенностей руд и физико-химическим параметрам рудообразования которых посвящена данная статья.

Бодороно-Агинокский рудный узел расположен в бассейне верхнего течения руч. Агинок, правого притока р. Нуям, в 30 км западнее железнодорожной магистрали Улак-Эльга и в 300 км к юго-востоку от г. Нерюнгри (см. рис. 1). Геологическое строение и структурная позиция рудного узла определяются расположением на территории Алгоминского блока Западно-Алданского кратона на площади развития докембрийских образований, относящихся к реликтам зеленокаменного пояса, фрагменты которого обнажаются во фронтальной части Становой надвиговой зоны, в автохтоне Станового надвига. Геология участка представлена комплексом архейских зеленокаменных образований: толщей переслаивания основных кристаллосланцев, гнейсов (метабазиты), кварц-полевошпатовых мигматитов (серо-голубокварцевые гранито-гнейсы), диопсидовых кальцифиров и гранат-кварц-полевошпатовых пород (гранулитов). Породы смяты в сжатые изоклинальные складки общего северо-западного простирания, прорваны многочисленными раннемеловыми дайками долеритов – диоритовых порфиритов, лампрофиров (М.З.Глуховский, 1974, Е.П.Соколов и др., 2006, 2012).

Мезозойские магматические образования представлены раннемеловыми субщелочными дайками диоритового состава, достаточно широко развитыми на площади участка. По составу они отвечают субщелочному габбро, габбро-диоритам, диоритам.

Наибольшее количество даек встречается в верховьях руч. Бодороно и в левом борту руч. Левый Агинок, где их размещение контролируется нарушениями северо-восточного и широтного простирания. На участке Бодороно дайки, как правило, выполняют трещины северо-восточного простирания, на участке Левый Агинок большая часть даек имеет широтное, субширотное простирание. Мощность даек от 0,1 до 3,5 м, прослеженная протяженность первые десятки метров–сотни метров. Чаще всего это линзовидные непротяженные тела, с четкими резкими контактами и крутым падением.

В верховьях руч. Бодороно практически все встречаемые дайки изменены. Представлены они зеленоватыми, зеленовато-серыми мелкозернистыми, массивными породами, с тонкими прожилками эпидота и нередко с минерализацией пирита, в виде тонко распыленной «сыпи» или мелкокристаллических кубических вкраплений.

Месторождение Бодороно находится в верхнем течении руч. Бодороно, Иван-Беренген, Левый Агинок, левых притоков руч. Агинок. Оруденение приурочено к аллохтонной части Агинокского взбросо-надвига, разделяющего выходы архейских метаморфических образований гидатской и джелтулинской серий. Геолого-структурная позиция месторождения приведена в ранних работах [2, 3, 4]. На площади рудного поля выделено 3 рудные зоны с содержаниями золота, отвечающими промышленным кондициям [3]. *Рудная зона* 1 расположена в верховье руч. Левое Бодороно, имеет северо-восточное простирание 10°–20°, здесь обнаружено два рудных тела, представленных зонами кварцевого прожилкования субширотного простирания. Мощность кварцевого прожилкования 10 м, отдельных прожилков – 0,1–1,0 м. Среднее содержание золота 21 г/т. *Рудная зона* 2 находится в верхнем течении руч. Бодороно, простирание северо-восточное 10°–20º. Также в ее пределах вскрыто два рудных тела, представленных зонами кварцевого прожилкования, имеющих субмеридиональное простирание. Мощность рудных тел колеблется в пределах 0,25–1,2 м. Среднее содержание золота 14 г/т. *Рудная зона* 3 отмечена на руч. Левый Агинок, где выявлено 2 рудных тела с видимым золотом. Характер минерализации, структурный контроль, состав вмещающих пород аналогичен рудной зоне 2.

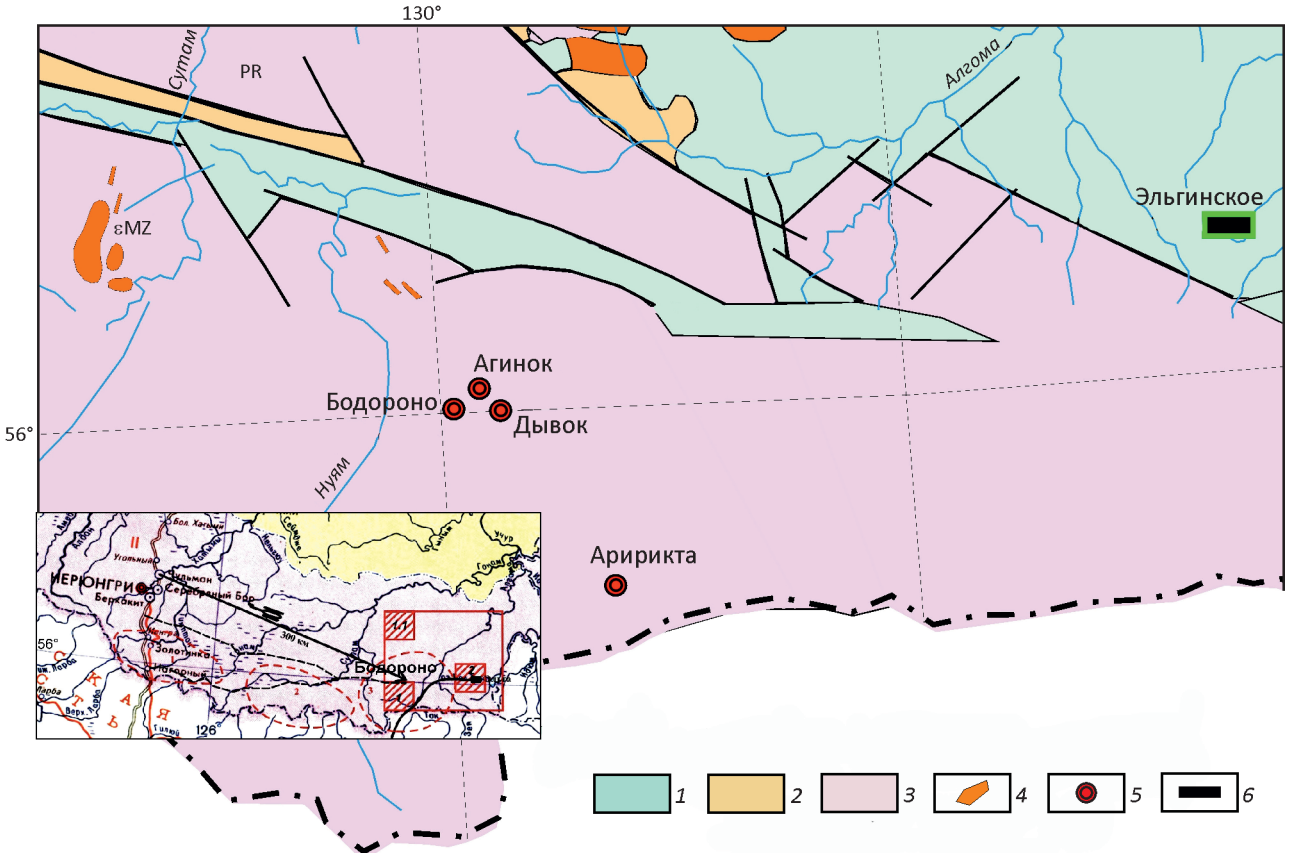


Рис. 1. Геологическая схема Верхнеалгоминского золотоносного района. *На основе карты рудоносности Южной Якутии масштаба 1:1 000 000 (ВСЕГЕИ, 2010) с изменениями и дополнениями*:

1 – терригенные, отчасти вулканогенные и угленосные, осадочные отложения юры и нижнего мела, J–K; *2* – терригенно-карбонатные осадочные образования венда и нижнего кембрия, PR– Є; *3* – метаморфические в различной степени гранитизированные сложно дислоцированные образования докембрийского фундамента, AR–PR; *4* – мезозойские вулканогенные и интрузивные породы алданского комплекса, εMZ; *5* — рудопроявления золота; *6* — месторождение угля

Рудные тела исполнены линзующимися пологозалегающими кварцевыми жилами, расположенными на крыльях и замках складок тектоносланцев. Мощность составляет 0,1–0,4 м. Простирание зоны 50°–60°, а протяженность 1 км. Среднее содержание Au – 6,1 г/т.

Минеральный состав руд. Главным минералом выполнения руд является кварц. Сульфиды в рудных телах распределены неравномерно, и их содержание не превышает 1–3%. Среди рудных минералов преобладают пирротин, халькопирит, пирит и галенит, реже отмечаются висмутовый минерал из группы густавита, сфалерит, ильменит, гематит, магнетит, самородное золото, спорадически встречаются марказит и пентландит. Месторождение характеризуется комплексной полихронной рудной минерализацией, в которой совмещено золотокварцевое оруденение пирротин-пиритового (ранний этап) и полиметаллического минеральных типов (средний этап) с эпитермальной (поздний этап) Au-Ag-Te-Bi минерализацией [2, 3, 4]. Выделяется золото трех генераций: более высокопробное темно-желтое (ярко-желтое) раннего этапа, элементы-примеси в золоте не обнаружены, среднепробное ярко-желтого цвета, ассоциирующее с минералами среднего этапа, из примесей содержит Pb, Ni и Co, и позднее, связанное с висмутовыми минералами и представленное среднепробной разностью с примесью Cu, Pb и Hg, но более высокопробное, чем золото-II [3]. В результате дальнейшего изучения получены новые данные по вещественному составу руд, выявлена неоднородность состава самородного золота золотовисмутовой ассоциации. Минеральный состав руд пополнили самородный висмут, висмутин, галеновисмутит, хедлейит, ингодит, Se-содержащий галенит, Ni-содержащий пирит, глаукодот, герсдорфит, доломит, анкерит, апатит, мусковит, шеелит, смитсонит, барит, минералы редкоземельных элементов (монацит, фторсодержащие редкоземельные карбонаты).

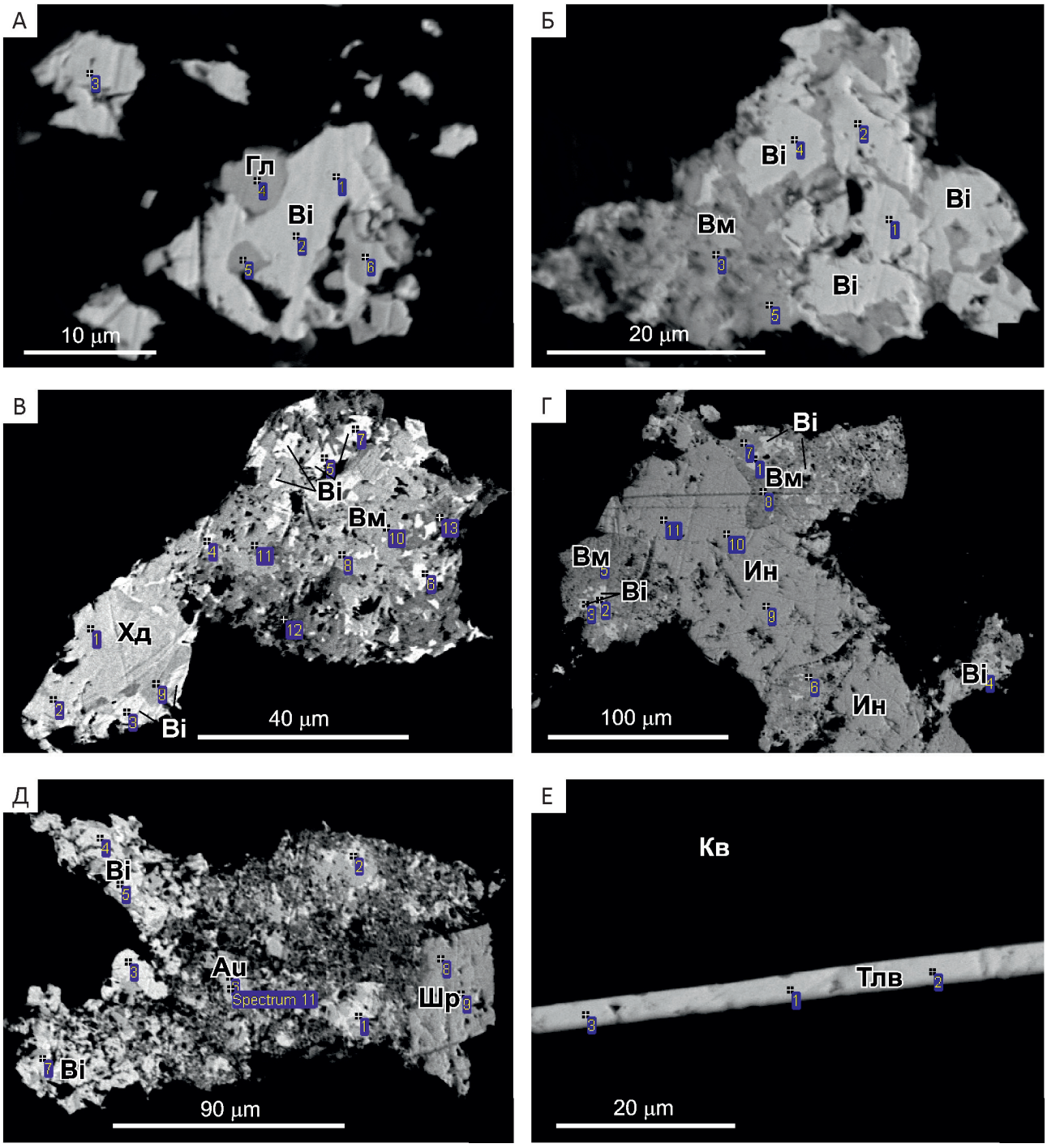


Рис. 2. Взаимоотношения минералов золото-теллур-висмутовой ассоциации:

А – самородный висмут (Bi) замещает галенит (Гл); Б – ксеноморфные выделения самородного висмута (Bi) среди висмутина (Вм); В – тесная ассоциация хедлейита (Хд) и висмутина (Вм) с многочисленными вкраплениями самородного висмута (Bi); Г – замещение ингодитом (Ин) раздробленных кристаллов висмутина (Вм) с вкраплениями самородного висмута (Bi); Д – раздробленный и катаклазированный кристалл висмутина (Вм) с интенсивными включениями самородного висмута (Bi) и единичными вкраплениями разнопробного самородного золота (Au); Е – вытянутое выделение теллуровисмутита (Тлв) среди кварца

1. Химический состав минералов Bi и Te (в массовых долях %)

Минерал	Bi	Te	Pb	Sb	Se	S	Сумма	Формула
Самородный висмут	100,4							Bi
	100,9							Bi
Хедлейит	80,14	19,71					99,85	$Bi_{2,14}Te_{0,86}$
	80,91	17,28			4,25		102,45	$Bi_{2,01}Te_{0,71}Se_{0,28}$
	77,27	16,22			4,14		97,62	$Bi_{2,02}Te_{0,69}Se_{0,29}$
Ингодит	64,86	22,49	4,4			5,59	97,34	$Bi_{2,28}Pb_{0,15}Te_{1,29}S_{1,28}$
Тетрадимит	59,32	35,84				4,84	100	$Bi_{1,98}Te_{1,97}S_{1,05}$
Висмутин	76,3		7,5			16,01	99,81	$(Bi_{2,03}S_{2,77)}Pb_{0,20}$
	75,63		8,58			17,32	101,53	$(Bi_{1,92}S_{2,86)}Pb_{0,22}$
	82,47			2,05		15,04	99,56	$(Bi_{2,24}S_{2,66)}Pb_{0,10}$
Se-галенит			81,97		3,41	19,83	99,55	$(Pb_{0,75}Se_{0,08})S_{1,17}$
			82,91		13,4	5,56	101,88	$(Pb_{1,08}Se_{0,46})S_{0,47}$

Примечание. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV с энергетическим спектрометром фирмы OXFORD при следующих условиях: напряжение – 20 кВ, ток – 1,7 нА; аналитические линии: Bi– Mα; Te, Pb, Ag, Sb, S – Lα; Cu, S – Kα; эталоны: CuSbS – Cu, Sb, S; Bi_2S_3 – Bi; HgTe – Hg, Te; FeAsS – As; Ag – 100%; погрешность анализа – 1,5%; аналитик С.К.Попова.

Самородный висмут (Bi) найден в кварцевой жиле рудной зоны 2. Ксеноморфные выделения минерала замещают галенит (рис. 2, А). Мельчайшие вкрапления висмута часто отмечаются в раздробленном висмутине (см. рис. 2, В–Д). Реже удлиненные и ксеноморфные выделения самородного висмута локализуются в хедлейите (см. рис. 2, В). Примеси в самородном висмуте не установлены (табл. 1).

Хедлейит (Bi_2Te) в виде единичных выделений встречен в кварце рудной зоны 2. Выделение хедлейита с включениями самородного висмута тесно контактируют с висмутином с многочисленными вкраплениями самородного висмута (см. рис. 2, В). В хедлейите в виде примеси присутствует Se до 4,25% (см. табл. 1).

Ингодит (Bi_2TeS) отмечен в составе золото-теллур-висмут-кварцевой ассоциации по рудной зоне 2. Выделения ингодита замещают раздробленные кристаллы висмутина с интенсивными вкраплениями самородного висмута (см. рис. 2, Г). В сульфотеллуриде висмута отмечается примесь Pb до 4,40% (см. табл. 1).

Теллуровисмутит ($Bi_2Te_{3)}$ – редкий минерал месторождения. Вытянутые формы теллуровисмутита найдены в кварцевой жиле рудного тела 2 (см. рис. 2, Е). Минерал ассоциирует с висмутином.

Висмутин (Bi_2S_3) обнаружен на данном месторождении впервые. Он наблюдается в тесной ассоциации со сфалеритом, хедлейитом, ингодитом (см. рис. 2, В–Г), а иногда – в виде мелких включений в пирите. Как более ранний минерал поздней ассоциации часто раздроблен и в виде многочисленных вкраплений содержит самородный висмут (см. рис. 2, Б–Г). Висмутин содержит примесь Pb до 8,58% и Sb до 2,05% (см. табл. 1).

Se-содержащий галенит не образует больших скоплений и отмечается в тесной ассоциации с висмутовыми минералами в кварцевой жиле рудной зоны 2. Содержание Se колеблется от 3,41 до 13,40% (см. табл. 1).

Ni-содержащий пирит найден в околорудноизмененных породах по рудной зоне 1 в виде аллотриоморфных выделений в ассоциации с пентландитом, галенитом, цирконом и фторсодержащими редкоземельными карбонатами. Содержание Ni в пирите достигает 7,42%.

Глаукодот ((Co,Fe)AsS) встречается в составе ранней пирит-пирротиновой ассоциации в виде вкрапленных ксеноморфных включений в пирите, иногда в срастании с халькопиритом. Размер варьирует от 0,003 до 0,05 мм. В его составе в виде примеси обнаружен Ni 3,07–3,34 (массовых долей %).

Золото (Au) в кварцевых жилах и прожилках месторождения Бодороно встречается в виде комковидной, овальной и гипидиоморфной форм (рис. 3). Оно распределено неравномерно, образует включения в галените и прурочено к галенит-сфалеритовой минерализации (см. рис. 3, А). Размер его зерен колеблется от 10 мкм до 3 мм. По данным рентгеноспектрального микрозондового анализа пробность золота этой минеральной ассоциации 853–861‰, в среднем 857‰ (Г.С.Анисимова, Е.П.Соколов, 2014). В теллур-висмут-кварцевой ассоциации золото встречается как в свободной форме

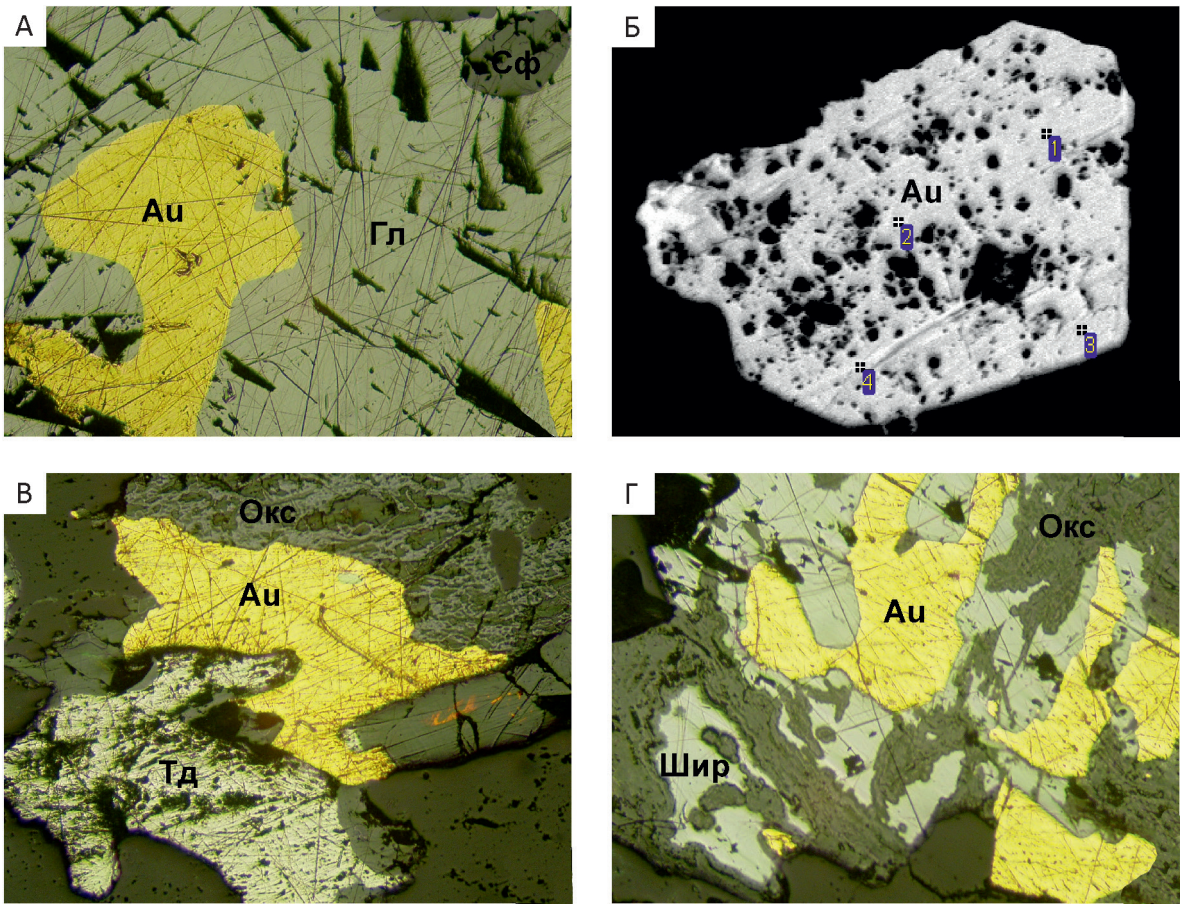


Рис. 3. Самородное золото месторождения Бодороно:

А – ксеноморфное выделение самородного золота (Au) и овальное включение сфалерита (Сф) в галените (Гл), обр. 001/12, ув.160; Б – среднепробное золото гипидиоморфного облика в кварце (Кв), обр. 3-К-16, ув.2000; В – взаимоотношение самородного золота (Au) с тетрадимитом (Тд) и оксидами Bi (Окс) среди кварца (Кв), обр. 815/2, ув.160; Г – развитие самородного золота среди ширмерита (Шир), замещаемого оксидами Bi (Окс), обр. 001/15, ув.160

в кварце, образуя округлые и гипидиоморфные выделения (см. рис. 3, Б), так и в тесном контакте с висмутовыми минералами (см. рис. 2, В–Г). Размер его зерен в среднем 150 мкм. Выявлен более широкий диапазон колебания пробы золота (табл. 2).

Карбонаты в кварцевых жилах представлены *кальцитом* $Ca(CO_3)$, *анкеритом* $CaFe(CO_3)_2$, *доломитом* $CaMg(CO_3)_2$, *церусситом* $Pb(CO_3)$, *смитсонитом* Zn(CO3). Редкоземельные минералы – *монацитом, фторсодержащими карбонатами.*

Кальцит образует ксеноморфные зерна и гнезда диаметром до 5–7 см. Он часто окрашен оксидами железа. *Анкерит* встречается в виде сплошных зернистых масс. *Доломит* образует натечные формы вокруг зерен кальцита. По трещинам доломита встречается гётит. *Церуссит* обнаружен в виде обрамляющей каемочной структуры в галените и заполняет в нем трещины. Размер его зерен составляет от 10 до 30 мкм. *Смитсонит* образует скелетные и реликтовые структуры. Тесно ассоциирует со сфалеритом. Размер его зерен от 1 до 300 мкм.

Англезит ($Pb(SO_4)$) встречается в виде ксеноморфной, вкрапленной и реликтовой форм зерен. Он часто наблюдается в парагенетической ассоциации с галенитом, пиритом, гематитом и гётитом. Размер выделений колеблется от 5 мкм до 0,5 мм.

Шеелит ($Ca(WO_4)$) впервые был обнаружен на данном месторождении, размер его выделений составляет в среднем 50 мкм. Он чаще всего ассоциирует со сфалеритом.

Мусковит ($KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$) впервые был обнаружен на данном месторождении в виде пластинок, размером выделений от 10 мкм до 1 мм.

Барит ($BaSO_4$) – индикаторный минерал эпитермальных месторождений, в виде таблитчатых и

2. Химический состав (в массовых долях %) самородного золота (новые данные)

Образец	Au	Ag	Fe	Сумма	Проба, ‰
3-К-16	63,08	35,00		98,08	643
	72,83	25,55		98,38	740
	75,20	23,86		99,06	759
	87,24	10,54		97,78	892
	96,88		0,52	97,50	993

Примечание. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV с энергетическим спектрометром фирмы OXFORD при следующих условиях: напряжение – 20 кВ, ток – 17 нА; аналитические линии: Cu, Fe, Zn, Bi – Kα; Ag, Sb, S – Lα, эталоны: CuSbS – Cu, Sb, S; ZnS – Zn; $CuFeS_2$ – Fe; Bi_2S_3 – Bi; HgTe – Hg, Te; FeAsS – As; Au – 750‰; Ag – 100%; погрешность анализа – 1,5%; аналитик С.К.Попова.

аллотриоморфных выделений рассеян в кварцевой жиле с просечками вмещающих пород среди рудной зоны 2. С минералом ассоциируют фтористые редкоземельные карбонаты и пирит. Примесь Sr в барите доходит до 7%.

Физико-химические параметры рудообразования месторождения Бодороно. Флюидные включения (ФВ) были изучены в кварцах из двух продуктивных (золотополиметаллической и золото-теллур-висмутовой) ассоциаций месторождения Бодороно. Кварц из золотополиметаллической и золото-теллур-висмутовой ассоциации представлен прозрачными агрегатами зерен, которые пригодны для исследования флюидных включений. В кварце из пирит-пирротиновой ассоциации ФВ не удалось обнаружить, так как он практически непрозрачен. Изучение флюидных включений проводилось в 10 прозрачно-полированных пластинках толщиной 400–500 мкм. Для термометрических исследований были выбраны первичные ФВ, расположенные как по зонам роста минерала-хозяина, так и равномерно распределенные по объему различных зерен кварца. Исследования выполнялись на базе кафедры минералогии и в ресурсном центре «Геомодель» Санкт-Петербургского государственного университета.

Для проведения эксперимента по гомогенизации флюидных включений использовалась термокамера, установленная на столике микроскопа ПОЛАМ-Р-211, с подключенной к ней хромель-алюмелевой термопарой, которая позволяла фиксировать температуры фазовых переходов с помощью пирометра (милливольтметра). Также для сравнения точности результатов исследования параллельно проводились на термостолике THMSG-600-ec, установленном на оптическом микроскопе Olympus BX53F.

Кварц из золотополиметаллической ассоциации представлен прозрачными и малопрозрачными (серыми, молочно-белыми, халцедоноподобными) агрегатами зерен. Включения, как правило, имеют каплевидную и овальную формы размером 5–600 мкм (рис. 4, А–В).

По фазовому составу их можно подразделить на следующие типы:

Тип I: включения существенно-газовые однофазные, преимущественно содержащие газовую фазу – CO_2 (см. рис. 4, А).

Тип II: включения газово-жидкие (ГЖВ) двухфазные, в которых присутствуют жидкая вода и газовая фаза – CO_2 (см. рис. 4, Б).

Тип III: включения углекислотно-водные трехфазные, состоящие из жидкой воды, жидкой и газовой фазы – CO_2 (см. рис. 4, В)

Эксперименты по гомогенизации проводились для включений из обоих типов кварцев. Температура гомогенизации ($T_{гом}$) включений типа II изменяется в интервале 270°–300°С, при среднем значении $T_{гом}$=278°С. Гомогенизация жидкой CO_2 во включениях III типа происходила при температурах 29°–30°С. Соответственно, плотность жидкой CO_2 составила 0,5 г/см^3. По диаграмме и температуре полной гомогенизации ГЖВ, равной 278ºС, находим давление, оно равно 700×10^5 Па. Далее, с поправкой парциального давления водяного пара, давление при кристаллизации кварца составляет 760×10^5 Па.

Кварц из золото-теллур-висмутовой ассоциации представлен молочно-белыми, халцедоноподобными и темноокрашенными агрегатами зерен, и лишь в отдельных участках он прозрачен. Включения характеризуются вытянутыми и изометричными округлыми формами. Размер их колеблется от 1 до 200 мкм (см. рис. 4, Г–Д).

По фазовому составу их можно подразделить на следующие типы:

I тип: газово-жидкие двухфазные, содержащие жидкую воду и газовую фазу CO_2 (см. рис. 4, Г).

II тип: углекислотно-водные трехфазные, в которых присутствуют жидкая вода, жидкая и газовая фаза CO_2 (см. рис. 4, Д).

При нагревании включений II типа гомогенизация происходила при температурах 150°–200°С, при среднем значении $T_{гом}$=157°С. Жидкая CO_2 гомогенизировалась в диапазоне 28°–29°С. Плотность жидкой CO_2 равна 0,6 г/см^3. По диаграмме [8] и температуре полной гомогенизации ГЖВ, равной 157°С, давление соответствует 300×10^5 Па. С введением поправки на значение парциального давления водяного пара оно

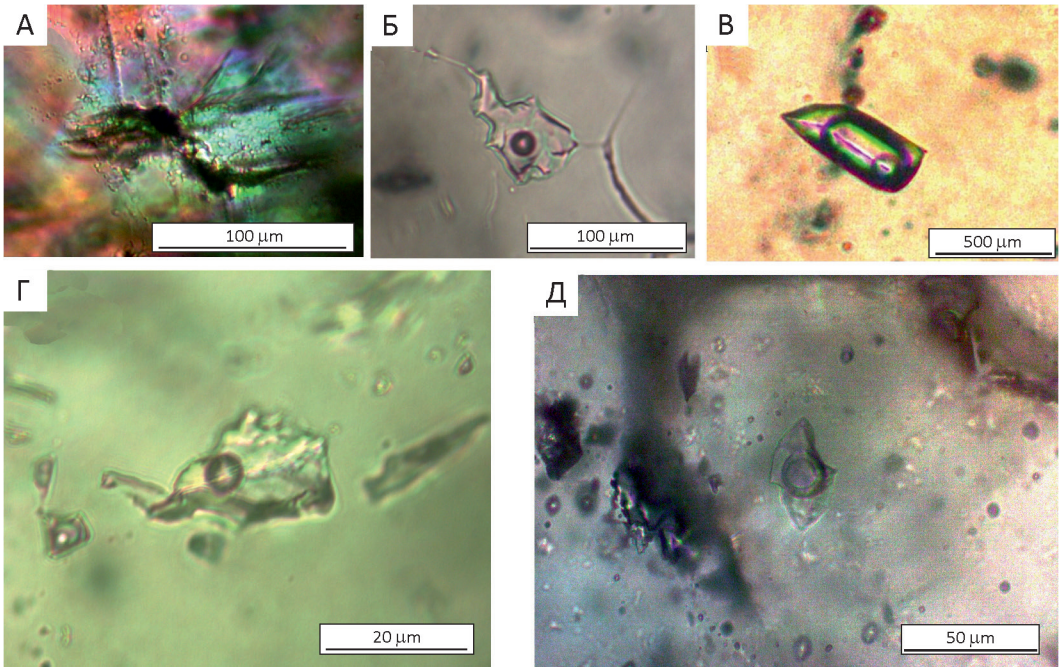


Рис. 4. Первичные флюидные включения в кварце из золотополиметаллической и золото-теллур-висмутовой ассоциаций:

А–В – кварц золотополиметаллической ассоциации: А – одно-, Б – двух- и В – трехфазные; Г–Д – кварц золото-теллур-висмутовой ассоциации: Г – двух- и Д – трехфазные

равно 400×10^5 Па при *T* 278 °С. Давление при кристаллизации кварца составляло 300×10^5 Па.

Таким образом, золотополиметаллическая ассоциация месторождения Бодороно формировалась при температуре 270°–300°С и давлении 700×10^5 Па, а золото-теллур-висмутовая ассоциация – при более низких диапазонах температуры 150°–200°С и давлении 300×10^5 Па. Аналогичные температуры (гомогенизации) формирования минеральных ассоциаций наблюдаются на месторождениях золотокварцевого типа (Кировское, Нежданинское) и колеблются в интервалах 300°–250ºС [9, 10].

Дывокский золоторедкометалльный рудный узел. Другим перспективным объектом Верхнеалгоминского района является Дывокский золоторедкометальный рудный узел (Е.П.Соколов и др., 2006). Наибольший интерес представляет рудопроявление Дывок (см. рис. 1).

Рудопроявление Дывок приурочено к штоку меловых гранит-порфиров, представлено сульфидно-кварцевыми жилами и минерализованными зонами березитизированных пород с сульфидной и сульфидно-кварцевой минерализацией. Относится к золото-кварц-сульфидной формации, по содержанию сульфидов к малосульфидному типу. Золото тесно связано с пиритом и арсенопиритом, содержания от первых грамм до 69 г/т.

Впервые сульфидная (молибденовая) минерализация в верховьях руч. Дывок обнаружена в 1952 г. (Е.П.Медведев, 1953). Рудная золотоносность участка установлена в ходе проведения поисково-оценочных работ в верховьях руч. Дывок, в центральной части рудного поля (М.З.Глуховский, 1974). Было установлено, что рудная золотоносность связана с золотоносными жилами и прожилками кварцевого, кварц-сульфидного, кварц-карбонат-баритового, карбонат-баритового состава и вмещающими их калишпат-кварцевыми метасоматитами, березитизированными и аргиллизированными породами.

Рудная зона 1 полностью пересекает площадь рудного поля с юго-востока на северо-запад. Общая протяженность 2300 м. Наиболее обоснованно выделяется северо-западный участок рудной зоны, субмеридионального север-северо-западного простирания, протяженностью 1300 м, объединяющий рудное тело «Жила Полиметаллическая», участок с золоторудной минерализацией на северо-западном фланге в районе высоты 1616,3 м, эпицентр высококонтрастной аномалии золота и мультипликативных показателей Ag×Pb в левом борту руч. Молибденитовый, опробованный штуфом (проба 267/5). На юго-восточном фланге рудная зона 1 включает участок с золоторудной минерализацией в левом борту руч. Сюрприз. Содержание золота по рудной зоне от 0,16 до 69,9 г/т, в пересчете на средневзвешенное, на мощность 2,0 м содержание золота 1,3 г/т (Е.П.Соколов и др., 2006).

Рудное тело 1 «Жила Полиметаллическая» расположено в левом борту руч. Полиметаллический, правого притока руч. Правый Дывок. Выявлено в ходе поисковых работ 2001 г. Представлено кварц-сульфидными жилами в экзоконтактах лежачего и висячего бока дайки долеритов. Мощность жил 0,1–0,2 м до 0,5 м, залегание согласное с залеганием дайки. Азимут падения 60°–80°, угол 60°–80°. Кварц серый, мелко-среднезернистый, массивно-друзовидный. Рудная минерализация представлена пиритом, галенитом, халькопиритом, сфалеритом, арсенопиритом, слагающими до 30–50% жилы, образуя массивные, сливные прожилки, линзы мощностью 1–5 см по зальбандам жилы. Преобладают сфалерит, арсенопирит. Дайка долеритов осветлена, цвет меняется от темно-серого, зеленоватого до светло-серого, белесого, тонко-мелкозернистая. Дайка рассечена многочисленными тонкими поперечными трещинами, выполненными кварц-карбонатными и сульфидными прожилками пирита, халькопирита, последние образуют гнезда размером до 5 см, выполненные пиритом, халькопиритом, ковеллином, борнитом. Общая ориентировка поперечных трещин широтная. Азимут падения дайки меняется от 50°–55° на южном фланге рудного тела, до 80°–100° на северном фланге, угол падения 60°–80°. Вмещающие породы представлены кварц-калишпатовыми метасоматитами, содержащими тонкие прожилки кварца, с минерализацией пирита, сфалерита, арсенопирита, биотитовыми милонитами, содержащими прожилково-вкрапленную минерализацию пирита (1–5%).

Содержание золота в кварц-сульфидной жиле, в бороздовых пробах – 1,02–6,26 г/т, в задирковых пробах – 4,48–24,4 г/т. По данным штуфного опробования – 6,1–69,9 г/т. Содержание золота в минерализованной дайке 0,48–1,26 г/т, во вмещающих кварц-калишпатовых метасоматитах 0,61–2,38 г/т, в биотитовых милонитах 0,16–0,58 г/т. В пересчете на среднюю мощность 2,0 м, средневзвешенное содержание золота по рудному телу «Жила Полиметаллическая» составляет 2,7 г/т (Е.П.Соколов и др., 2006)

Основным попутным компонентом золота на рудопроявлении является молибден (до 0,1%) в березитизированных гранодиорит-порфирах. Наиболее высокие концентрации молибдена приурочены к аргиллизированным зонам дробления в эндоконтактах штока.

Минеральный состав рудных тел изучался в образцах, отобранных на западном и восточном флангах рудопроявления. По результатам изучения рудных тел выделяются три последовательно отлагавшиеся минеральные ассоциации, относящиеся к золото-кварц-сульфидному оруденению: арсенопирит-пирит-кварцевая, золото-пирит-сфалеритовая и кварц-буланжеритовая.

Арсенопирит-пирит-кварцевая минеральная ассоциация слагает основной объем рудных тел и представлена метасоматической и жильной формами.

Наиболее ранний минерал ассоциации – *пирит,* наблюдающийся в виде метакристаллов пентагондодекаэдрического габитуса в реликтах рассланцованных вмещающих пород, в жильном кварце или в виде включений в арсенопирите. В арсенопирите пирит наблюдается также в виде крупных (несколько миллиметров) бесформенных включений, являющихся, по-видимому, обломками жильного пирита.

Арсенопирит наблюдается в изученных образцах в виде призматических кристаллов и их сростков длиной до 1–2 мм в жильном кварце и во включениях вмещающих пород. Начинал кристаллизоваться несколько позже пирита, так как постоянно содержит включения его кристаллов и бесформенных зерен, нередко окаймляя выделения жильного пирита, но чуть раньше кварца, так как в нем арсенопирит идиоморфен.

Основная масса кварца, главного жильного минерала руд, отлагалась в конце стадии в виде друзовидного средне- или мелкозернистого агрегата, нарастающего на пирит и арсенопирит и содержащего их идиоморфные зерна.

Золото-пирит-халькопирит-сфалеритовая ассоциация в изученных образцах большей частью выполняет друзовые полости в кварце и ранних сульфидах, реже наблюдаются явления пересечения и коррозии минералов арсенопирит-пирит-кварцевой ассоциации.

Главный минерал ассоциации *сфалерит* представлен черной железистой разновидностью. Постоянно содержит вкрапленность пирротина, нередко располагающуюся вдоль трещин спайности сфалерита, реже наблюдающуюся в виде пятнообразных скоплений. Сфалерит обрастает зерна пирита, кварца и арсенопирита, иногда корродирует зерна последнего. Размер выделений сфалерита определяется в основном размером друзовых полостей и в отдельных случаях достигает 3–4 мм.

Пирит данной ассоциации имеет кубический габитус, размер кристаллов не превышает 0,01–0,02 мм. Наблюдается на контакте сфалерита с арсенопиритом или в виде микропрожилков, секущих арсенопирит.

Изредка наблюдается *халькопирит,* секущий жильные пирит и арсенопирит вместе с кварцем 2-й генерации, объем которого в целом невелик (первые проценты), или образующий сростки со сфалеритом, имеющие аллотриоморфную структуру. Еще более редок галенит, также наблюдающийся в сростках со сфалеритом.

Золото изредка встречается в интерстициях среди пирита и арсенопирита (рис. 5, А–Б). Размер золотин 0,02–0,04 мм. Взаимоотношения золота со сфалеритом и пиритом не наблюдались, основанием отнесения золота к данной ассоциации является его встречаемость в одном образце со сфалеритом и пиритом при отсутствии минералов поздней кварц-буланжеритовой ассоциации. Средняя пробность 800 ‰.

Минералы кварц-буланжеритовой ассоциации встречены только в одном образце, в котором буланжерит

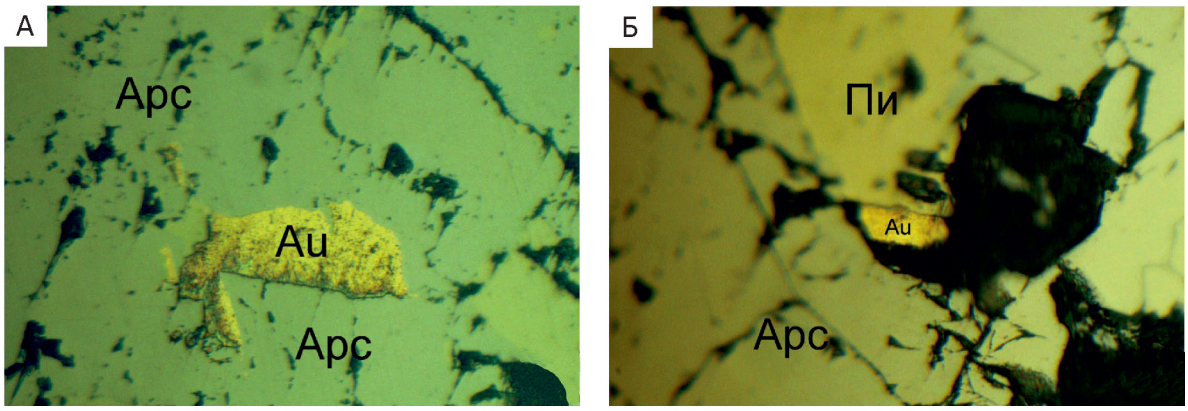


Рис. 5. Самородное золото рудопроявления Дывок:

А – золото (Au) и жильный арсенопирит (Apc), обр. 0014/2, ув. 120; Б – золото (Au) в пустоте, образованной метакристаллом пирита (Пи) и обрастающим его арсенопиритом (Apc), обр. 0014/2, ув. 120

или целиком выполняет кварцевые друзовые полости, в которых рассекает и корродирует зерна пирита и сфалерита, или выполняет их вместе с поздним кварцем, в котором буланжерит наблюдается в виде одиночных иголочек.

Обсуждение результатов. Дальнейшее изучение минерального состава руд месторождения Бодороно показывает, что обнаружение глаукодота, Ni-содержащего пирита, шеелита в ранней пирит-пирротин-кварцевой ассоциации свидетельствует о глубинности и высокой температуре ее образования.

Наибольшее число новых минералов найдено среди золото-теллур-висмут кварцевой ассоциации позднего этапа рудообразования. Такие минералы, как самородный висмут, висмутин, галеновисмутит, хедлейит, ингодит, Se-содержащий галенит, гессит дополнили вещественный состав руд данной ассоциации. При этом часто отмечаются примеси Pb и Sb в висмутине, Se – хедлейите и галените. По набору, составу и примесям теллуридов висмута руды месторождения Бодороно соответствуют таковой полихронного золоторудного месторождения Задержнинское, локализованного в структурах Южного Верхоянья [1, 6], и некоторым золоторудным месторождениям Приморья [7]. Выявление селена в виде примесей в минералах, присутствие гессита и частое обнаружение барита в ассоциации с минералами этой ассоциации указывают на эпитермальность и близповерхностность условий образования описываемой ассоциации позднего этапа.

Самородное золото трех минеральных ассоциаций различается по пробе и элементам-примесям. Золото раннего этапа высокопробное и не содержит примесей. Золото среднего этапа рудообразования среднепробное, элементы-примеси представлены Pb, Ni и Co. Золото, связанное с теллур-висмут-кварцевой ассоциацией позднего этапа, характеризуется наиболее широким диапазоном колебания пробы (от 643 до 993‰) и примесями Cu, Pb и Hg.

Термобарогеохимические исследования флюидных включений кварца указывают на то, что золотополиметаллически-кварцевая ассоциация месторождения Бодороно формировалась при температуре 270°–300°С и давлении 760×10^5 Па, а золото-теллур-висмут-кварцевая ассоциация – при более низких диапазонах температуры 150°–200°С и давлении 300×10^5 Па. Эти данные согласуются с результатами минералогического изучения руд, которые свидетельствуют о среднеглубинности и мезотермальности среднего этапа и близповерхности и эпитермальности позднего этапа рудообразования.

Аналогичные температуры (гомогенизации) формирования минеральных ассоциаций наблюдаются на месторождениях золотокварцевого типа (Кировское, Нежданинское, Задержнинское) и колеблются в интервалах 300°–250ºС [6, 9, 10].

По материалам статьи можно сделать следующие выводы:

1. Дальнейшее изучение вещественного состава руд показало более разнообразный состав и неоднородную пробу самородного золота золото-теллур-висмут-кварцевой ассоциации, свидетельствующий об образовании комплекса висмутовых минералов в нестабильных физико-химических условиях малых глубин формирования месторождения Бодороно.

2. Минералогические данные и результаты термобарогеохимических исследований указывают на то, что золотосульфидно-кварцевая ассоциация месторождения Бодороно формировалась при среднетемпературных условиях (270°–300°С) на средней глубине,

а золото-висмут-кварцевая ассоциация – при более низких диапазонах температуры (150°–200°С) в близповерхностных условиях.

3. По минеральному составу руд и по условиям образования месторождение Бодороно сопоставимо с Задержнинским полихронным золоторудным объектом Аллах-Юньского горнорудного района и с некоторыми золотовисмутовыми рудопроявлениями Приморья.

4. В Дывокском рудопроявлении наряду с золото-кварцевым оруденением развито кварц-сульфидное (молибденовое) оруденение.

5. В вышеописанных объектах развито редкометалльное оруденение, представленное теллур-висмутовой минерализацией на месторождении Бодороно и кварц-молибденовой минерализацией в рудопроявлении Дывок, с которой связана промышленная золотоносность.

6. Приведенные данные свидетельствуют о перспективности рудопроявлений Бодороно и Дывок Верхнеалгоминского района для дальнейшего изучения комплексом поисковых геолого-геофизических методов.

Статья подготовлена по результатам проекта «Стратегически важные виды минерально-сырьевых ресурсов и особенности геологического строения инвестиционно привлекательных территорий Республики Саха (Якутия): металлогения, тектоника, магматизм, геоэкология, совершенствование поисковых и прогнозных технологий» Программы комплексных научных исследований в Республике Саха (Якутия), направленных на развитие ее производительных сил и социальной сферы на 2016–2020 гг.» и по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект № 0381-2016-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А.* Золото-теллур-висмутовая минерализация месторождения Задержнинское (Южное Верхоянье, В.Якутия) // Минералогия. 2016. № 2. С. 10–19.
2. *Анисимова Г.С., Соколов Е.П.* Золоторедкометалльно-полисульфидный тип минерализации месторождения Бодороно (Ю.Якутия) // Мат-лы научн. конф. Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии. – Благовещенск, 2014. С. 53–55.
3. *Анисимова Г.С., Соколов Е.П.* Месторождение Бодороно – новый золоторудный объект Южной Якутии // Руды и металлы. 2014. № 5. С. 49–57.
4. *Анисимова Г.С., Соколов Е.П.* Особенности минерализации месторождения Бодороно (Ю.Якутия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы всероссийской научно-практической конференции, 2–4 апреля 2013 г. – Якутск: ИПК СВФУ, 2013. Т. I. С. 38–41.
5. *Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю.* Изотопно-геохимические особенности рудообразующего флюида золотовисмутовых месторождений Северо-Востока России // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: мат-лы VII всероссийской науч.-практич. конф., посвященной 60-летию Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН, 5–7 апреля 2017 г. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2017. Т. I. С. 46–51.
6. *Кондратьева Л.А.* Закономерности локализации, минералого-геохимические особенности и возраст золотого оруденения месторождения Задержнинское (Южное Верхоянье) // Автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. – Новосибирск, 2013.
7. *Лотина А.А.* Висмут-теллуровая минерализация участка Болотистый (Северо-Западный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 1. С. 97–107.
8. *Пономарева Н.И., Гордиенко В.В.* Физико-химические условия образования // Записки РМО. 1991. Ч. 120. № 5. С. 31–39.
9. *Приамурская* золоторудная провинция // В.А.Степанов, А.В.Мельников, А.С.Вах и др. – Благовещенск: Изд-во АмГУ, 2008. С. 232.
10. *Состав* и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданинского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) / Н.С.Бортников, Г.Н.Гамянин, О.В.Викентьева и др. // Геология рудных месторождений. 2007. № 2. С. 99–146.
11. *Условия* образования золотосульфидной ассоциации месторождения Бодороно (Южная Якутия) / В.Н.Кардашевская, Е.В.Баданина, Н.И.Пономарева и др. // Мат-лы VI Российской молодежной научно-практической школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования», 28 ноября–2 декабря 2016. – М.: ИГЕМ РАН, 2016. С. 139–140.
12. *Физико-химические* параметры золотосульфидной ассоциации месторождения Бодороно (Южная Якутия) / В.Н.Кардашевская, Е.В.Баданина, Н.И.Пономарева и др. // Мат-лы XVII всерос. конф. по термобарогеохимии, посвященной 80-летию со дня рождения д-ра геол.-минер. наук Ф.Г.Рейфа. – Улан-Удэ, 2016. С. 73–75.

УДК 552.323.5
© Б.Б.Герасимов, Р.Ю.Желонкин, 2017

Минералогические особенности золотосульфидных вкрапленных рудных проявлений Лено-Анабарского междуречья (северо-восток Сибирской платформы)

Б.Б.ГЕРАСИМОВ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д. 39),
Р.Ю.ЖЕЛОНКИН (АО «Алмазы Анабара»; 677007, г. Якутск, ул. Чернышевского, д. 2)

Приведены результаты исследований минералогических особенностей золотосульфидных рудных проявлений вкрапленного типа в терригенных и карбонатных толщах трех тектонических структур различного порядка Лено-Анабарского междуречья: Сололийского выступа, Лено-Анабарского прогиба и Эбеляхского поднятия. Выявлено, что во всех изученных объектах состав рудных минералов примерно одинаковый. Вкрапленная рудная минерализация представлена золотом, серебром, пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, аргентитом, антимонитом, киноварью, самородным оловом и баритом. Установлено, что рудные проявления локализованы в зонах разломов, подновленных в мезозойское время, что позволило предположить формирование изученных рудных проявлений в результате процессов мезозойской тектономагматической активизации.
Ключевые слова: Лено-Анабарское междуречье, золото, сульфиды, рудная минерализация, золотосульфидные проявления, зоны разломов, тектономагматическая активизация.

Герасимов Борис Борисович
Желонкин Роман Юрьевич
bgerasimov@yandex.ru

Mineralogical characteristics of disseminated gold-sulfide ore occurrences in the Lena-Anabar interfluve (northeastern Siberian platform)

B.B.GERASIMOV, R.Yu.ZHELONKIN

The study results of mineralogical characteristics of disseminated gold-sulfide ore occurrences in terrigenous and carbonate rocks of three tectonic structures of different order in the Lena-Anabar interfluve: Sololi protrusion, Lena-Anabar basin, and Ebelyakh uplift, are given. It is found that composition of ore minerals is similar in all of the studied objects. Disseminated ore mineralization includes gold, silver, pyrite, sphalerite, chalcopyrite, galena, argentite, antimonite, cinnabar, native tin and barite. It is established that ore occurrences are confined to the fault zones reactivated in Mesozoic time, which suggests that the studied ore occurrences were formed as a result of processes of tectono-magmatic activation.
Key words: Lena-Anabar interfluve, gold, sulfides, ore mineralization, gold-sulfide occurrences, fault zones, tectono-magmatic activation.

На обширной территории Лено-Анабарского междуречья известны многочисленные россыпные проявления мелкого и тонкого золота, для которых остается открытой проблема их коренных источников. В связи с этим весьма актуальным является выявление зон рудной минерализации как потенциальных источников мелкого и тонкодисперсного золота. В результате полевых оценочно-ревизионных работ, проведенных в 2014–2016 гг., были обнаружены и изучены рудные проявления вкрапленного типа с тонкодисперсным золотом в разновозрастных толщах в пределах трех тектонических структур разного порядка Лено-Анабарского междуречья: Сололийского выступа Оленёкского поднятия, Лено-Анабарского прогиба и Эбеляхского поднятия.

Геолого-структурная позиция. В геологическом строении рассматриваемой территории принимают участие метаморфические, осадочные и вулканогенно-осадочные породы протерозойского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста (рис. 1). Магматические образования представлены породами гранитоидной, ультраосновной, щелочно-ультраосновной и трапповой формаций, относящимися к протерозойскому, среднепалеозойскому и мезозойскому магматическим этапам [3, 6, 9]. Тектоническая позиция района определяется расположением в области развития двух

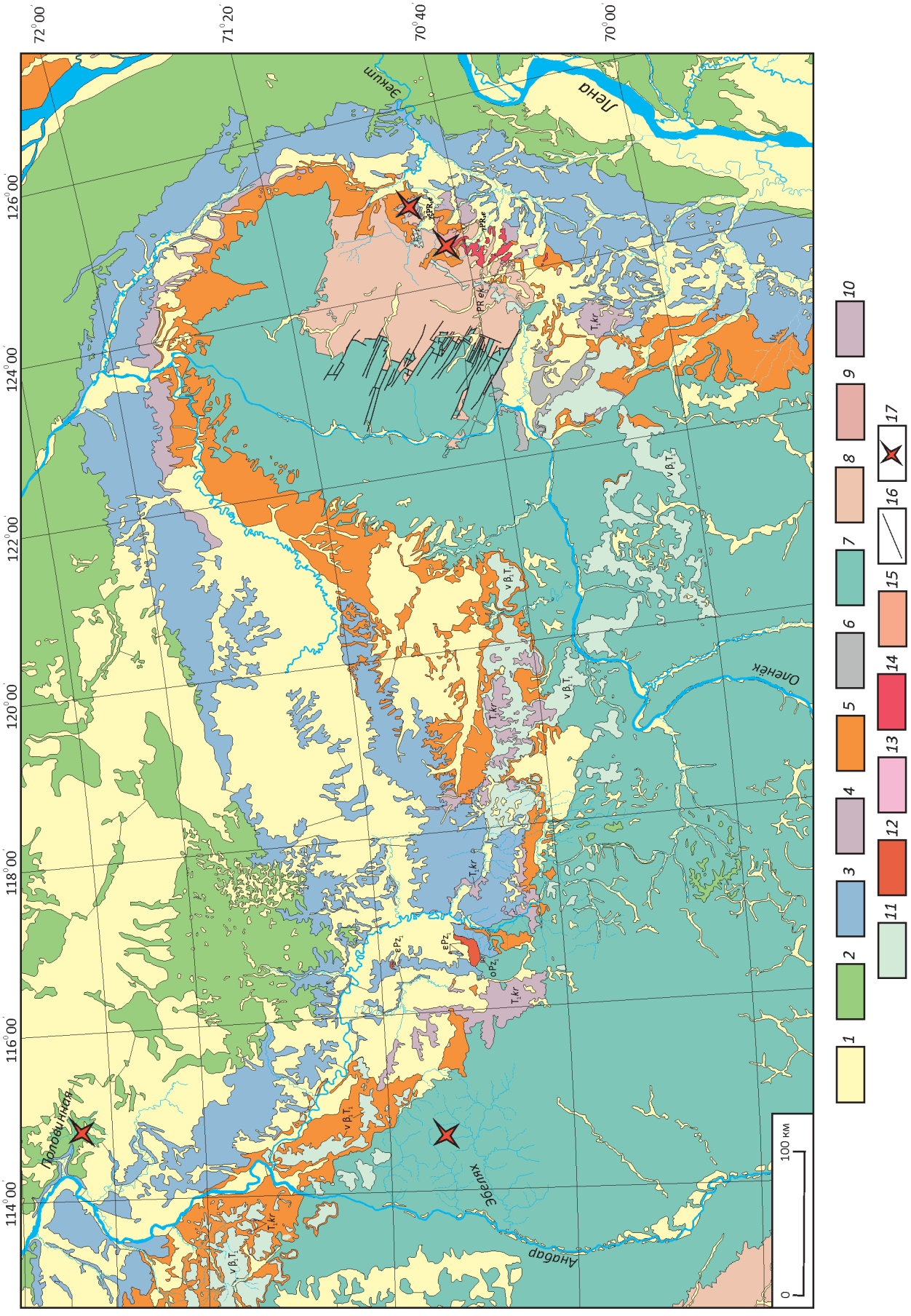

72°00′
71°20′
70°40′
70°00′
126°00′
124°00′
122°00′
120°00′
118°00′
116°00′
114°00′
Эжелит
Лена
Оленек
Анабар
Эдэгэлях
Половинная
0
100 км
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17

Рис. 1. Схема геологического строения Лено-Анабарского междуречья. *По материалам Б.Р.Шпунта* [9] *и Л.И.Сметанниковой и др.* [3]**:**

1 – четвертичные аллювиальные и озерно-болотные отложения, представленные галечниками, песками, суглинками, супесями и илами; *2* – меловые песчаники и аргиллиты с прослоями алевролитов, конгломератов и гравелитов; *3* – юрские песчаники, конгломераты, аргиллиты, алевролиты с прослоями углей и линзами известняков; *4* – триасовые песчаники, алевролиты, аргиллиты с линзами углей и конгломератов, туфопесчаники; *5* – пермские песчаники, гравелиты, аргиллиты, конгломераты, туфопесчаники, углистые сланцы, угли и конкреции песчаников и сидеритов; *6* – каменноугольные мергели, песчаники, конгломераты, известняки, глинистые доломиты, линзы ангидридов, гипсов, гравелитов; *7* – кембрийские известняки, доломиты, известковистые доломиты с прослоями горючих сланцев, мергели с прослоями аргиллитов и битуминозные известняки с линзами песчаников и конгломератов; *8* – позднепротерозойские карбонатные и вулканогенно-осадочные породы; *9* – образования эекитской серии раннего протерозоя, представленные метаморфизованными сланцами и песчаниками; *10* – триасовые вулканогенные лавы и туфы основного состава, T_1kr; *11* – триасовые долериты, $v\beta_1T_1$; *12* – палеозойские щелочные и нефелиновые сиениты, εPz_1; *13* – палеозойские мельтейгиты, малиньиты и нефелиновые базальты, $o Pz_1$; *14* – протерозойские биотитовые граниты и гранодиориты, γPR_1e; *15* – протерозойские кварцевые габбро-диабазы и кварцевые диориты, $\gamma\xi\ PR_1e$; *16* – разрывные нарушения; *17* – золотосульфидные рудные проявления

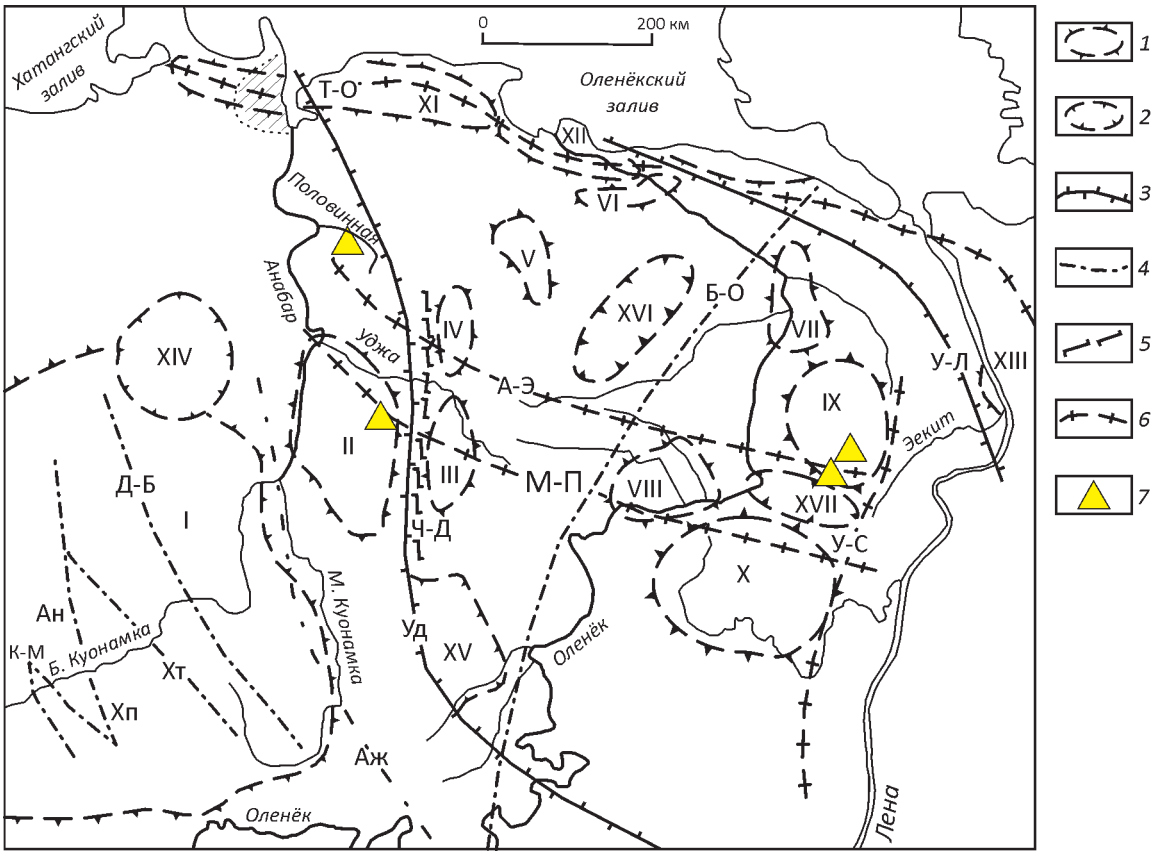


Рис. 2. Тектоническая схема Лено-Анабарского междуречья. *По материалам Б.Р.Шпунта* [8, 9]**:**

1 – поднятия: I – Анабарское, II – Эбеляхское, III – Уджинское, IV – Билирское, V – Буолкалахское, VI – Чарчыкское, VII – Тюмятинское, VIII – Куойкское, IX – Сололийское, X – Далдынское, XI – Тигяно-Оленёкское, XII – Усть-Оленёкское, XIII – Хараулахское; *2* – прогибы и впадины: XIV – Попигайский грабен, XV – Суханская впадина, XVI – Ары-Онгорбутская впадина, XVII – Кютюнгдинский прогиб; *3–6* – зоны разломов: *3* – предположительно позднеархейского заложения (Уд – Уджинская, У-Л – Усть-Ленская), *4* – предположительно среднепротерозойского заложения (К-М – Котуйкан-Монхолинская, Ан – Анабарская, Хп – Харапская, Д-Б – Дъегес-Биригиндинская, А-Ж – Анабаро-Жиганская, Б-О – Буро-Оленёкская), *5* – предположительно нижнепалеозойского заложения (Ч-Д – Чымара-Джелиндинское), *6* — предположительно среднепалеозойского заложения (М-П – Молодо-Попигайская, А-Э – Анабаро-Эекитская, Т-О – Тигяно-Оленёкская, У-С – Усунку-Сюнгюдинская); *7* – золотосульфидные рудные проявления

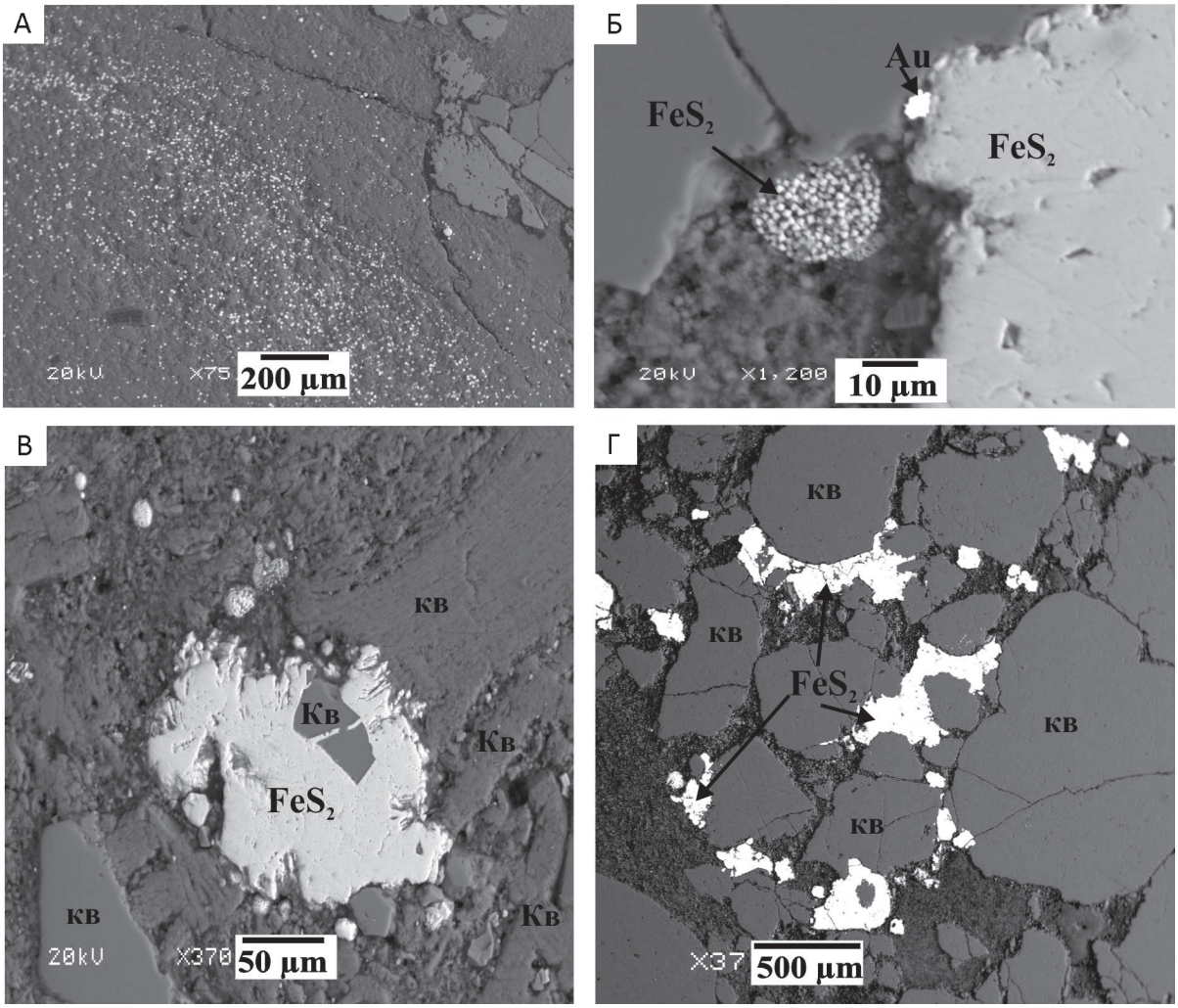
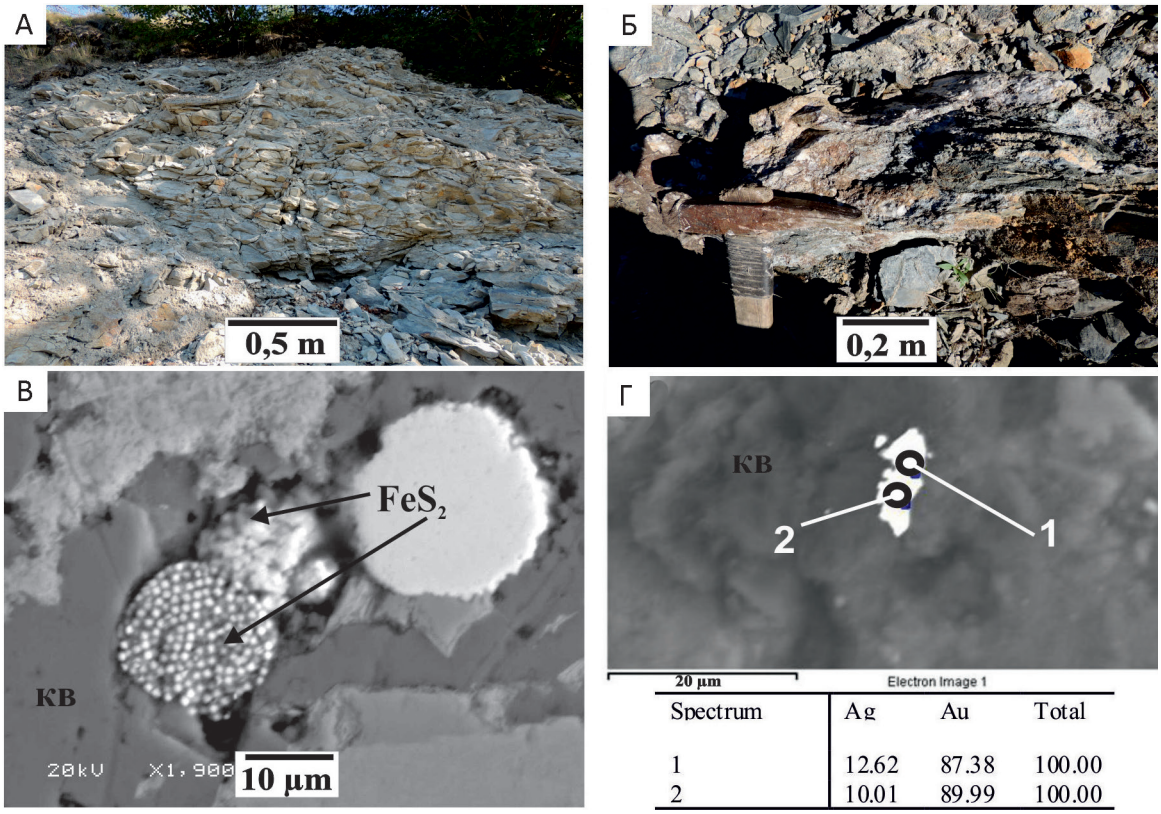


Рис. 3. Золотосульфидная вкрапленная минерализация в раннепермских конгломератах:

А – вкрапленная сульфидная минерализация; Б – срастание тонкодисперсного золота с пиритом и пиритовый фрамбоид; В–Г – пирит, развитый по трещинам раздробленной гальки кварца

крупных структур Сибирской платформы – Анабарской антеклизы и Лено-Анабарского прогиба. На Анабарской антеклизе выделяются Анабарский массив, Оленёкское поднятие с Сололийским, Далдынским и Куойским блоковыми выступами, Уджинское блоковое поднятие, Суханская впадина и ряд более мелких структур второго (Эбеляхское поднятие и др.) и третьего порядка (рис. 2). Лено-Анабарский прогиб – крупная линейная зона погружения, ограничивающая Анабарскую антеклизу на севере. По данным предшественников современный структурный план фундамента и платформенного чехла исследуемой территории сформировался в результате неоднократных активизаций древних разломов [4, 5, 7]. Например, в период мезозойской тектономагматической активизации произошло омоложение древних систем глубинных разломов (Молодо-Попигайской, Анабаро-Эйекитской и др.), что привело к образованию целой серии новых разрывных нарушений.

Результаты исследований и обсуждение. На Сололийском выступе Оленёкского поднятия (бассейн р. Ортоку Эекит) наложенная вкрапленная рудная минерализация изучена в кварцевых мелкогалечных конгломератах раннепермского возраста и представлена пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, аргентитом, самородным оловом и баритом (рис. 3, А). Наибольшей распространенностью обладает пирит, характеризующийся в основном кубическими кристаллами и их агрегатами, а также фрамбоидальными формами (см. рис. 3, Б). Микрозондовым анализом установлены мельчайшие (до 5 мкм) золотины в срастании с изометричными кристаллами пирита (см. рис. 3, Б).



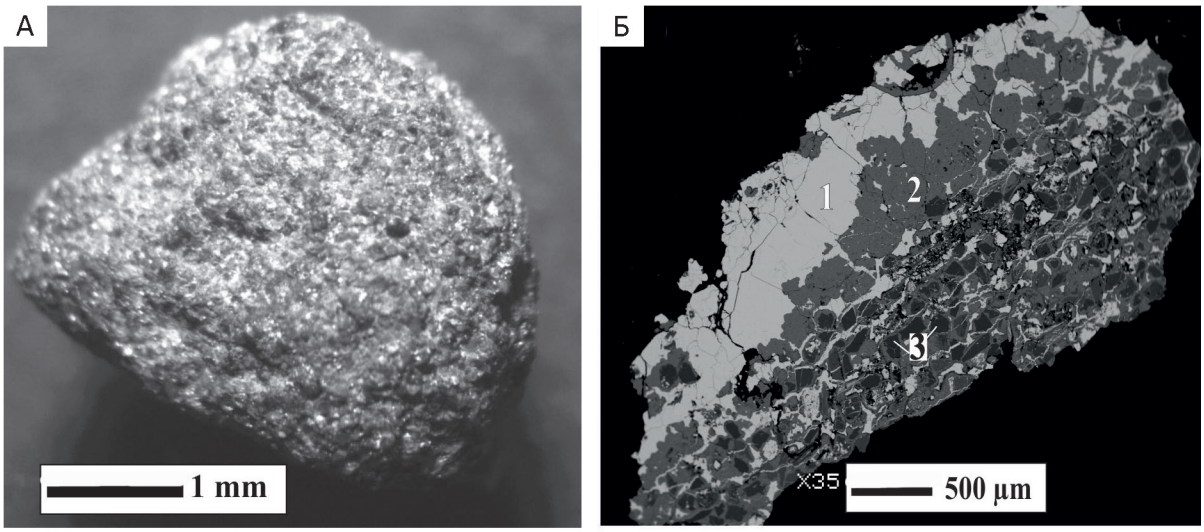
Spectrum	Ag	Au	Total
1	12.62	87.38	100.00
2	10.01	89.99	100.00

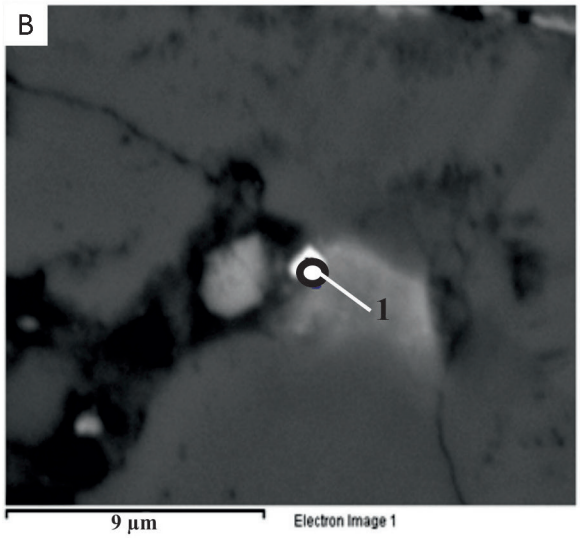
Рис. 4. Золотосульфидная вкрапленная минерализация в измененных позднепермских песчаниках:

А – зона тектонической трещиноватости в позднепермских песчаниках; Б – кварц-кальцит-сидеритовая брекчия; В – фрамбоиды пирита в кварц-кальцит-сидеритовых брекчиях; Г – среднепробная золотина в кварцевом прожилке

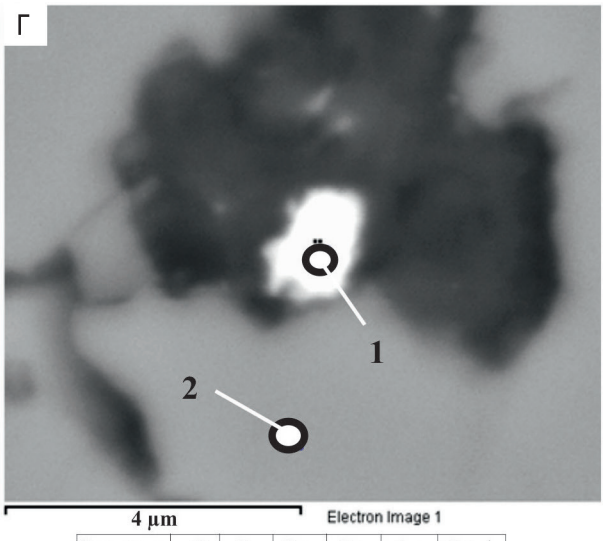
По данным пробирного анализа содержание золота в конгломератах достигает 2,8 г/т, что намного превышает результаты шлихового опробования – 53 мг/м^3. В связи с этим справедливо констатировать, что значительная часть золота в этих отложениях находится в тонкодисперсном состоянии и, вероятно, связана с описанной сульфидной минерализацией. Важно подчеркнуть, что рудная минерализация приурочена главным образом к маломощным зонам катаклаза и дробления конгломератов, обусловленных тектоническим воздействием (см. рис. 3, В–Г). Это позволяет предположить, что наложенная золотосульфидная гидротермальная минерализация вкрапленного типа могла сформироваться в результате проявлений тектономагматической активизации постпермского возраста, при которых происходила миграция золотоносных гидротермальных растворов по разрывным нарушениям. Данное положение подтверждается обнаружением в бассейне р. Сололи (северо-восточнее изученных конгломератов) зоны тектонической трещиноватости в песчаниках никабытской свиты поздней перми (рис. 4, А). Видимая мощность зоны 5–6 м, при видимой протяженности около 40 м. Песчаники, залегающие на метасланцах эекитской серии протерозоя – это среднезернистые светло-серые породы, интенсивно проработанные вторичными процессами. Наблюдаются многочисленные трещины горизонтального и вертикального заложения. В нижней части разреза измененных песчаников наблюдаются секущие их кварц-кальцит-сидеритовые брекчии (см. рис. 4, Б), в которых установлена сульфидная вкрапленная минерализация (пирит, арсенопирит, киноварь) и мельчайшие (до 10 мкм) частицы золота (см. рис. 4, В–Г). Пробирный анализ показал содержание в них золота до 0,5 г/т.

Следует отметить, что предшественники [7], изучая минералогию аллювиальных отложений Лено-Анабарского междуречья, предположили, что рудная минерализация мезозойского возраста, возможно, связана с Анабаро-Эекитской зоной глубинных разломов, которая простирается от Сололийского выступа Оленёкского поднятия параллельно кряжу Прончищева, через Анабаро-Оленёкский прогиб до Лено-Анабарского прогиба, захватывая бассейны рек Эекит (в том числе реки Ортоку Эекит и Сололи), Содиемыха,





Spectrum	O	P	S	Ca	Fe	Pb	Total
1	7.01	1.53	24.17	3.35	16.41	37.37	89.85



Spectrum	O	S	Ca	Fe	Au	Total
1	9.56		2.74	4.46	67.46	84.22
2		50.57		46.15		96.72

Рис. 5. Золотосульфидная минерализация бассейна р. Половинная:

А–Б – обломок пиритизированной породы: А – общий вид, Б – в полированном срезе (1 – пирит, 2 – фторапатит, 3 – альбит); В – минеральная фаза галенита; Г – минеральные фазы пирита и золота

Хатыгын-Юэлэтэ, Кангалас-Юелэтэ, Буолкалах и Половинная (см. рис. 2).

В свете изложенного весьма интересным является обнаружение в аллювиальных отложениях р. Половинная, дренирующей юрские и меловые отложения, небольших обломков (3–4 мм) золотоносных пиритизированных пород (рис. 5, А), минеральный состав которых представлен пиритом, альбитом, фторапатитом, баритом и кварцем (см. рис. 5, Б). В этих породах микрозондовым анализом выявлены мельчайшие (первые мкм) минеральные фазы самородного золота, аргентита, галенита и сфалерита (см. рис. 5, В–Г), что является прямым обоснованием наличия в районе рудопроявлений (зон минерализации) с тонкодисперсным золотом. Следует подчеркнуть, что описанные обломки довольно хрупкие и при незначительном воздействии стальной иглой разрушаются. Хрупкость этих обломков указывает на непосредственную близость перемываемых рудопроявлений. В связи с этим находка пиритизированных золотоносных пород свидетельствует о наличии близлежащих рудопроявлений с тонкодисперсным золотом, вероятно, связанных с Анабаро-Эекитской

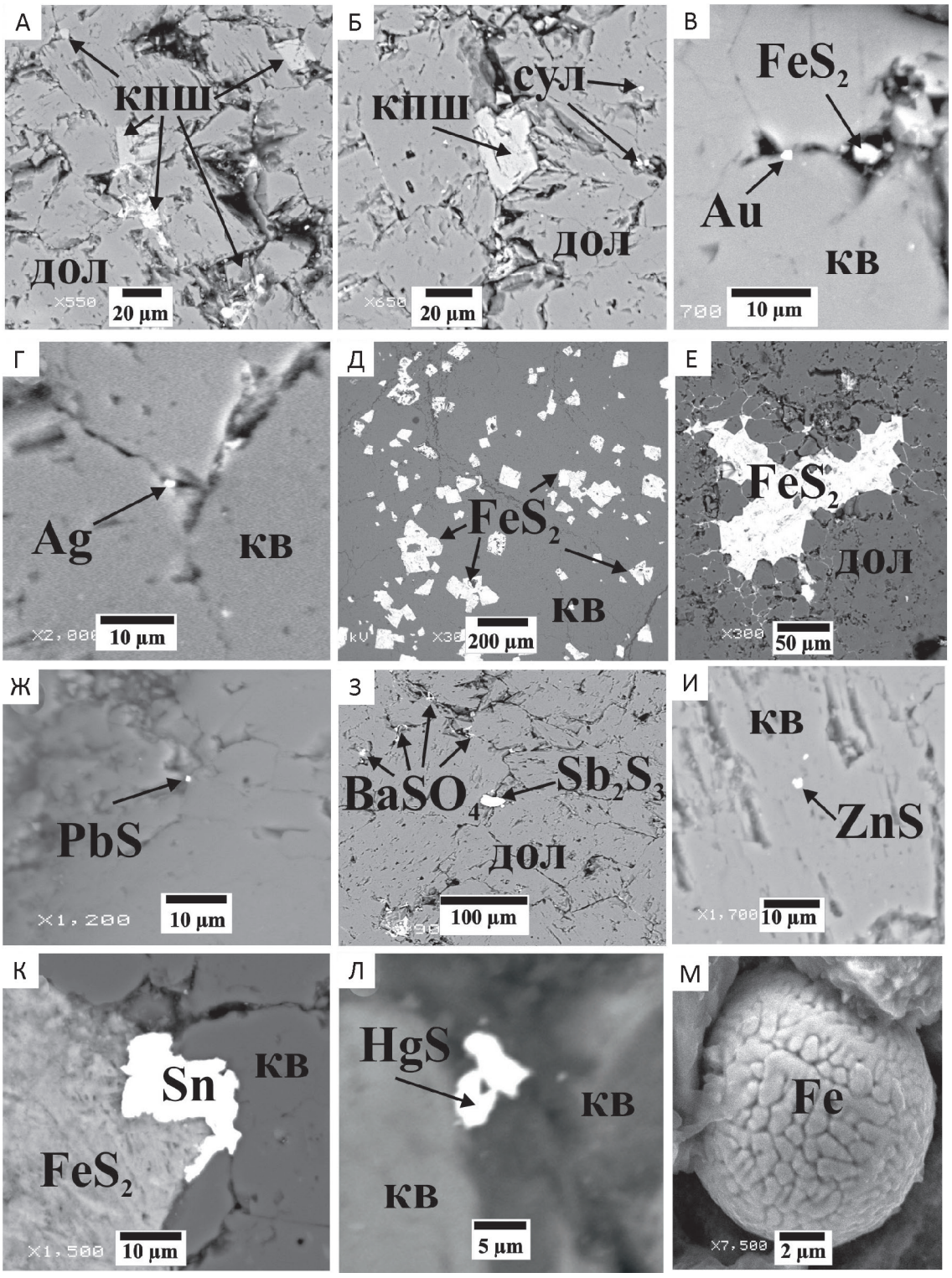


Рис. 6. Золотосульфидная минерализация бассейна р. Эбелях:

А – кристаллы калиевого полевого шпата в микрозоне дробления доломита; Б – калиевый полевой шпат в микротрещине доломита и сульфидные минералы, развитые по периферии микротрещин; В – мельчайшие фазы золота и пирита в кварцевом прожилке; Г – фаза серебра в кварцевом прожилке; Д – кубические кристаллы пирита в кварцевой жиле; Е – пирит, развитый в зоне микродробления доломита; Ж – фаза галенита в кварце; З – зерно антимонита и прожилки барита в микрозоне трещиноватости доломита; И – фаза сфалерита; К – самородное олово в срастании с пиритом и кварцем; Л – фаза киновари; М – сфероид самородного железа в микротрещине доломита

зоной разломов [1]. Примечательно, что она протягивается параллельно Молодо-Попигайской системе разломов (см. рис. 2), также подновленной в мезозойское время, в пределах которой (бассейн р. Эбелях) обнаружена минерализованная зона тектонической трещиноватости кембрийских карбонатных пород видимой протяженностью около 800 м и шириной 15–20 м. В измененных доломитах, что выражено в окварцевании и калишпатизации, содержание Au по данным атомно-абсорбционного анализа достигает 0,6 г/т [2].

Измененные доломиты окрашены в ржаво-бурые цвета. Текстура их преимущественно полосчатая, сетчато-прожилковая, обусловленная развитием различно ориентированных прожилков оксидов железа, по-видимому, продуктов разложения пирита. Кварц проявлен в основном в виде маломощных жил и прожилков в доломитовой матрице. Калиевый полевой шпат небольших размеров (первые десятки микрон по длинной оси) наблюдается главным образом в микрозонках дробления и микротрещинах доломитов (рис. 6, А–Б). Микрозондовым анализом в измененных породах определены мельчайшие (первые мкм) выделения самородного золота, серебра, пирита, сфалерита, галенита, антимонита, аргентита, самородного олова и цинка, барита, а также сфероидальные образования железа. Самородное золото и серебро, как правило, развиты в микротрещинках кварцевых жил в виде весьма мелких (первые мкм) изометричных выделений (см. рис. 6, В–Г). Среди сульфидных минералов наиболее распространены пирит, характеризующийся в основном кубическими кристаллами и их агрегатами, довольно часто окисленными (см. рис. 6, Д–Е). Размеры его колеблются от первых до 150–200 мкм. Сфалерит, галенит, антимонит и аргентит отмечаются в подчиненном количестве и представлены мелкими (первые мкм, редко до 10 мкм) зернами (см. рис. 6, Ж–И). Самородное олово размером до 20 мкм наблюдается в срастании с окисленным пиритом и кварцем (см. рис. 6, К). Важно подчеркнуть, что в результате детального микрозондового исследования аншлифов измененных доломитов удалось диагностировать одно весьма мелкое зерно киновари неправильной формы (см. рис. 6, Л). Самородное железо сфероидальной формы размером до 5 микрон встречается в микротрещинах измененных доломитов (см. рис. 6, М). Установление в качестве минеральных парагенезисов золотосодержащих фаз индикаторов низкотемпературных гидротермальных процессов – киновари, аргентита, антимонита и барита – свидетельствует о близповерхностных и низкотемпературных условиях образования данного рудопроявления.

В *заключение* следует отметить, что во всех изученных проявлениях состав рудных минералов примерно одинаковый, и все они локализованы в зонах разломов, подновленных в мезозойское время. Это позволяет судить об их формировании в результате процессов мезозойской тектономагматической активизации. Данные золотосульфидные проявления, вероятно, служат в качестве дополнительных источников мелкого и тонкого золота в современных россыпях, что подтверждается обнаружением от 1 до 10% золота рудного облика в классе –0,2 мм практически во всех изученных россыпях исследуемой территории.

Таким образом, полевые и лабораторные исследования позволили впервые выявить золотосульфидные рудные проявления вкрапленного типа в терригенных и карбонатных толщах Лено-Анабарского междуречья, приуроченных к глубинным разломам и предположительно связанных с проявлениями тектономагматической активизации мезозойского возраста.

Статья подготовлена по результатам проекта «Стратегически важные виды минерально-сырьевых ресурсов и особенности геологического строения инвестиционно привлекательных территорий Республики Саха (Якутия): металлогения, тектоника, магматизм, геоэкология, совершенствование поисковых и прогнозных технологий» Программы комплексных научных исследований в Республике Саха (Якутия), направленных на развитие ее производительных сил и социальной сферы на 2016–2020 годы», а также по плану НИР ИГАБМ СО РАН проект № 0381-2016-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Герасимов Б.Б., Иванов П.О.* Типоморфизм россыпного золота и признаки наличия рудных проявлений тонкодисперсного золота в южной части Лено-Анабарского прогиба (северо-восток Сибирской платформы) // Разведка и охрана недр. 2016. № 3. С. 18–21.
2. *Герасимов Б.Б., Никифорова З.С.* О наложенной рудной минерализации на россыпное проявление р. Каменистый (северо-восток Сибирской платформы) // Отечественная геология. 2016. № 6. С. 62–67.
3. *Государственная* геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилюйская. Лист R-51 – Джарджан. Объяснительная записка // Л.И.Сметанникова, В.С.Гриненко, Ю.А.Маланин и др. – С-Пб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013.
4. *Милашев В.А.* Структуры кимберлитовых полей. – Ленинград, 1979.
5. *Рубенчик И.Б., Борщева Н.А., Зарецкий Л.М.* Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1: 200 000 (Лист R-50-VII, VIII). 1980.
6. *Тектоника*, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
7. *Тимофеев В.И., Нестеров Н.В., Шпунт Б.Р.* Золотоносность западной Якутии // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. – Якутск, 1970. Вып. 17. С. 103–110.
8. *Шпунт Б.Р.* Типоморфные особенности и генезис россыпного золота на севере Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1974. № 9. С. 77–88.
9. *Шпунт Б.Р., Шамшина Э.А., Шаповалова И.Г.* Докембрий Анабаро-Оленёкского междуречья. – Новосибирск: Наука, 1976.

УДК 548.55.
© В.П.Афанасьев, С.С.Угапьева, 2017

Возможно ли преобразование формы включений в алмазах?

В.П.АФАНАСЬЕВ (Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева Сибирского отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН); 630090, г. Новосибирск, проспект Академика Коптюга, д. 3),
С.С.УГАПЬЕВА (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАНР); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Предложена гипотеза, объясняющая возможность преобразования формы включений минералов диффузионным путем внутри алмаза в глубинных условиях. Она опирается на натурные наблюдения и требует дальнейшего развития. Исследования в данном направлении позволят лучше понять генезис включений, в частности, октаэдрическую форму многих, в том числе полиминеральных включений.
Ключевые слова: алмаз, включение, морфология, диффузия.

Афанасьев Валентин Петрович avp-diamond@mail.ru
Угапьева Саргылана Семеновна sargylana-ugapeva@yandex.ru

Transformation of the inclusions shape in diamonds: is it possible?

V.P.AFANASIEV, S.S.UGAPIEVA

The hypothesis that explains the possibility of shape transformation of mineral inclusions by diffusion inside a diamond in deep conditions is proposed. It relies on field observations and requires further development. Research in this direction will allow a better understanding of the genesis of inclusions, in particular, octahedral shape of many inclusions including polymineral ones.
Key words: diamond, inclusion, morphology, diffusion.

Включения в глубинных минералах из кимберлитов служат источником важнейшей генетической информации. Включения рассматриваются как протогенетические, сингенетические и эпигенетические. Первые встречаются редко и их сложно диагностировать. Вторые представлены широко и рассматриваются как основной источник информации о минеральном парагенезисе и условиях его формирования. Третьи также широко распространены и представлены главным образом структурами распада твердого раствора, отражающими эволюцию минерала в связи со сменой условий существования (поздние эпигенетические включения, связанные с проникновением вещества по трещинам здесь во внимание не принимаются). Однако реально не всегда удается надежно определить генезис включения. Как показано в работе [1], игольчатые включения, являющиеся результатом распада твердого раствора пиропов, могут преобразовывать свою форму и терять морфологические признаки распадного происхождения, тогда их легко принять за сингенетические. У пикроильменита ламелли распада твердого раствора, представленные шпинелевой фазой, могут в результате преобразования морфологии давать октаэдры хромита, и тогда возникает возможность ошибки – рассмотрение парадоксального парагенезиса «пикроильменит – хромит» [1].

Преобразование формы включений в глубинных минералах осуществляется через механизмы диффузии при высокой температуре и давлении [1, 2]. Одновременно уничтожаются признаки ростовой зональности: у глубинных минералов, связанных происхождением с мантийными породами, ростовая зональность отсутствует, что связано, помимо внутриминеральных диффузионных процессов, с процессами глубинного метасоматоза, модифицирующего составы минералов. В целом ассоциации глубинных минералов из кимберлитов показывают высокую лабильность структуры и приспособляемость к меняющимся условиям среды [1].

Единственным исключением служит алмаз. У любого кристалла алмаза прекрасно выражена зональность, хорошо видимая, например, в картинах катодолюминесценции или структурного травления, что наводит на мысль о высокой консервативности его структуры. Вместе с тем алмаз не мертвая структура, ему также свойственны внутренние диффузионные процессы, выраженные в агрегировании структурной примеси азота в парные конфигурации (центр А), в тетраэдрические конфигурации (центр В1), имеются иные структурные

примеси. Отжиг алмазов в условиях высокого давления и температуры возбуждает диффузионные процессы и перераспределение примесных центров [6, 9, 12].

Диффузионные процессы не могут не затрагивать и вещество включений в алмазах. Включения жестко изолированы в алмазной матрице и все процессы, связанные с ними, будут иметь изохимический характер. По аналогии с другими глубинными минералами можно предположить, что движущей силой преобразования включений в алмазах будут диффузионные процессы, приводящие к изменению морфологии включений. Однако изменение формы включения требует одновременного изменения распределения вещества алмаза вокруг включения. И здесь возникает психологический барьер: при наличии четко выраженной зональности представляется невероятной «текучесть» вещества алмаза в районе включений.

Первыми на возможность преобразования морфологии включений в алмазах указали Б.А.Мальков и А.М.Асхабов [5], предположившие, что октаэдрическая огранка включений различных минералов в алмазах [3, 4] может быть результатом диффузионного преобразования исходной формы включений в соответствии со структурой алмаза благодаря повышенной диффузионной активности пограничной зоны «алмаз–включение». Предполагается, что такой диффузии способствовали высокие температуры в области алмазообразования и, вероятно, присутствие включений газовой фазы в алмазах, упомянутые в работах [10, 11]. Необходимо признать, что В.П.Афанасьевым в личной беседе с Б.А.Мальковым в свое время была отвергнута возможность преобразования формы включений исходя из представления о консерватизме структуры алмаза. Однако позднее С.С.Угапьева нашла включения в алмазах из кимберлитовой трубки Айхал и россыпи р. Эбелях [7, 8], морфология которых с высокой долей вероятности указывает на возможность изменения их морфологии внутри алмаза. В связи с этим авторы настоящей статьи попытались понять возможность этих процессов с учетом особенностей структуры алмаза, опираясь главным образом на изучение морфологии включений.

Результаты наблюдений. В алмазе из россыпей р. Эбелях (кристалл 6034) присутствует силикатное включение (оливин?) с пережимом в средней части (рис. 1, А). Это типичная картина начальной стадии распада удлиненных включений на ряд фрагментов с последующей их изометризацией, описанная Я.Е.Гегузиным [2]. В пиропе из кимберлита авторами найдены аналогичные включения с пережимами (см. рис. 1, Б) [1]. Вокруг включения в алмазе (см. рис. 1, А) видны мелкие включения, но на некотором удалении от крупного. Это может быть следствием коалесценции (слияния) мелких включений в крупное, из-за чего пространство вокруг крупного включения очищается, а мелкие включения остаются лишь на удалении. Аналогичную картину авторы настоящей публикации наблюдали для пикроильменита с распадом твердого раствора из трубки Зимняя Верхнемунского кимберлитового поля [1].

В алмазе 2004 из трубки Айхал на удлиненном включении оливина наблюдаются пережимы, являющиеся, вероятно, начальной стадией распада включения на фрагменты с последующей их изометризацией (рис. 2).

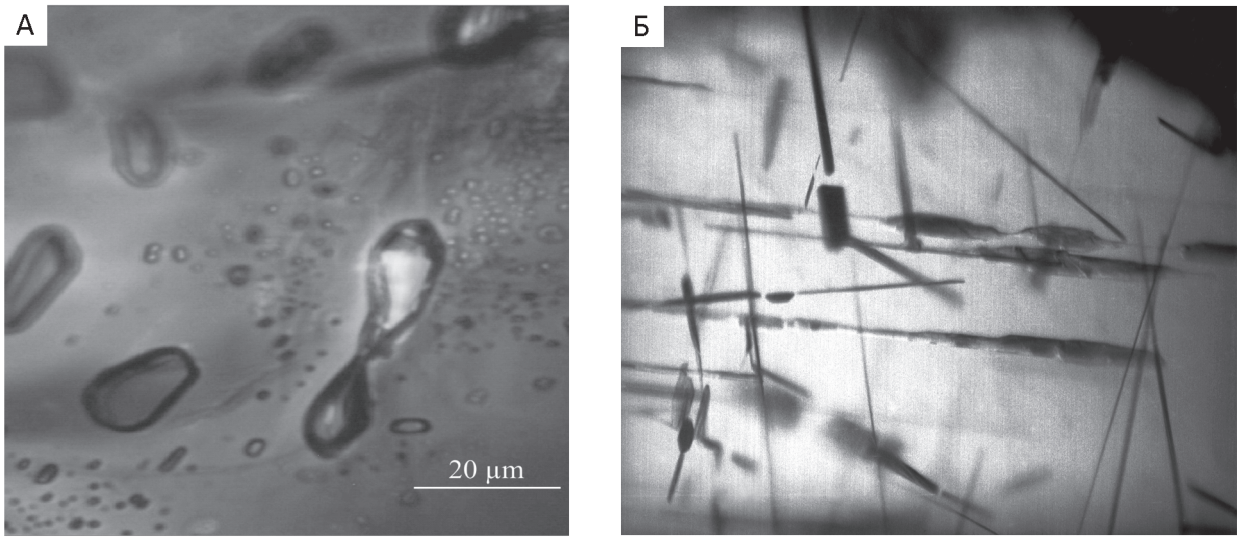


Рис. 1. Начальная стадия распада удлиненных включений:

А – силикатное включение (оливин?) с пережимом в алмазе (кристалл 6034); Б – для сравнения: аналогичные пережимы на игольчатом включении в пиропе

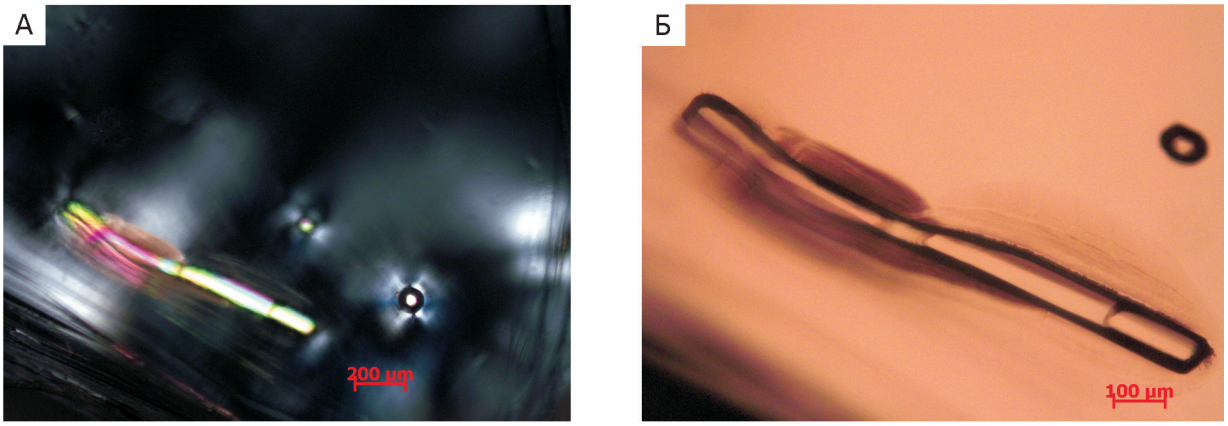


Рис. 2. Кристалл 2004 из трубки Айхал. Удлиненное включение оливина с пережимами:

фото при скрещенных николях (А) и в проходящем свете (Б)

В алмазе 2114 из трубки Айхал можно видеть практически завершившийся процесс распада удлиненного включения с изометризацией фрагментов (рис. 3, А–Б). Аналогичная картина наблюдается в пиропе (см. рис. 3, В) [1].

На рис. 4 приведен пример цепочки включений, развитых по плоскости двойникования шпинелевого двойника (алмаз 3156 из трубки Удачная). Изогнутая форма цепочки связана, вероятно, с формированием его в плоскости двойникования с высокой степенью дефектности.

Здесь показаны достаточно явные примеры преобразования морфологии включений. Однако при специальном изучении включений такие признаки можно найти в значительном количестве случаев.

Обсуждение результатов наблюдений. В данной работе представлено только несколько примеров, которые можно интерпретировать с точки зрения диффузионного преобразования морфологии включений внутри алмаза. Однако реально разнообразные минеральные включения в алмазах часто показывают специфические морфологические признаки, свидетельствующие о возможности преобразования их морфологии. Лишь упомянутый психологический барьер мешает обратить на них внимание с этой точки зрения.

Ключевым моментом является понимание возможности диффузионного массопереноса вещества алмаза вокруг включения. Выше упоминалось, что сохранение ростовой зональности – свидетельство консерватизма структуры алмаза. Ростовая зональность формируется при смене параметров роста и фиксируется достаточно крупными линейными и объемными нарушениями структуры алмаза, которые хорошо выражаются в картине структурного травления. Возможно, такие дефекты достаточно устойчивы. Однако широко проявлены

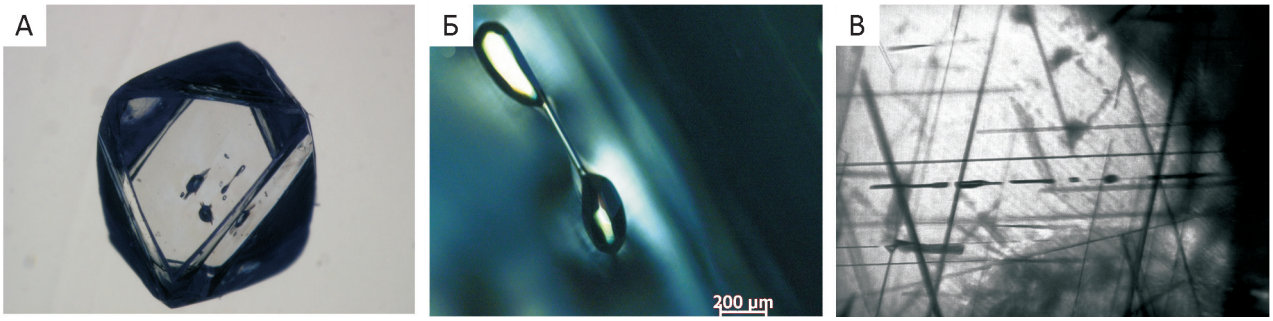


Рис. 3. Кристалл 2114 из трубки Айхал. Практически завершенный распад удлиненного включения оливина (?):

А – общий вид кристалла с включением; Б – фрагменты распавшегося включения; В – для сравнения: фрагментированное игольчатое включение рудного минерала в пиропе

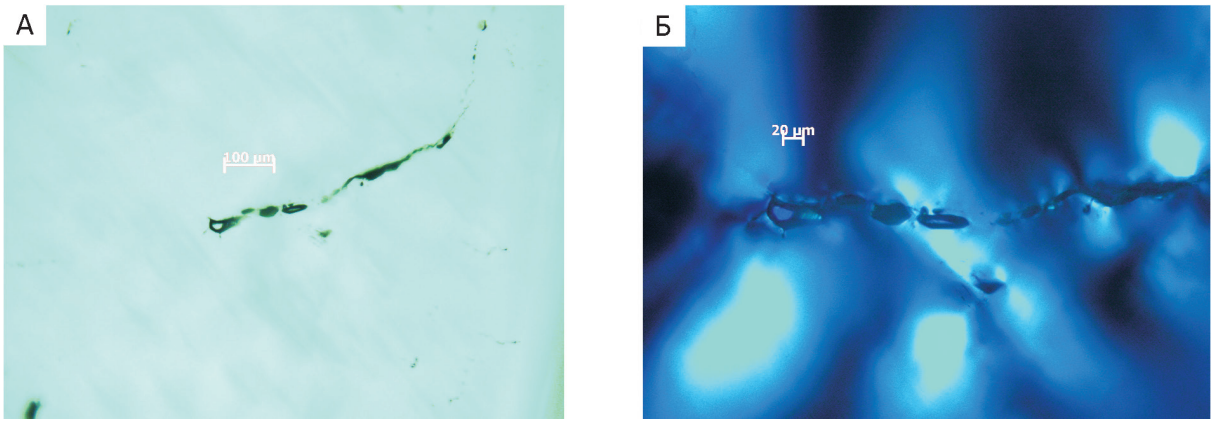


Рис. 4. Кристалл 3156. Распавшееся включение в плоскости двойникования шпинелевого двойника:

фото в проходящем свете (А) и при скрещенных николях (Б)

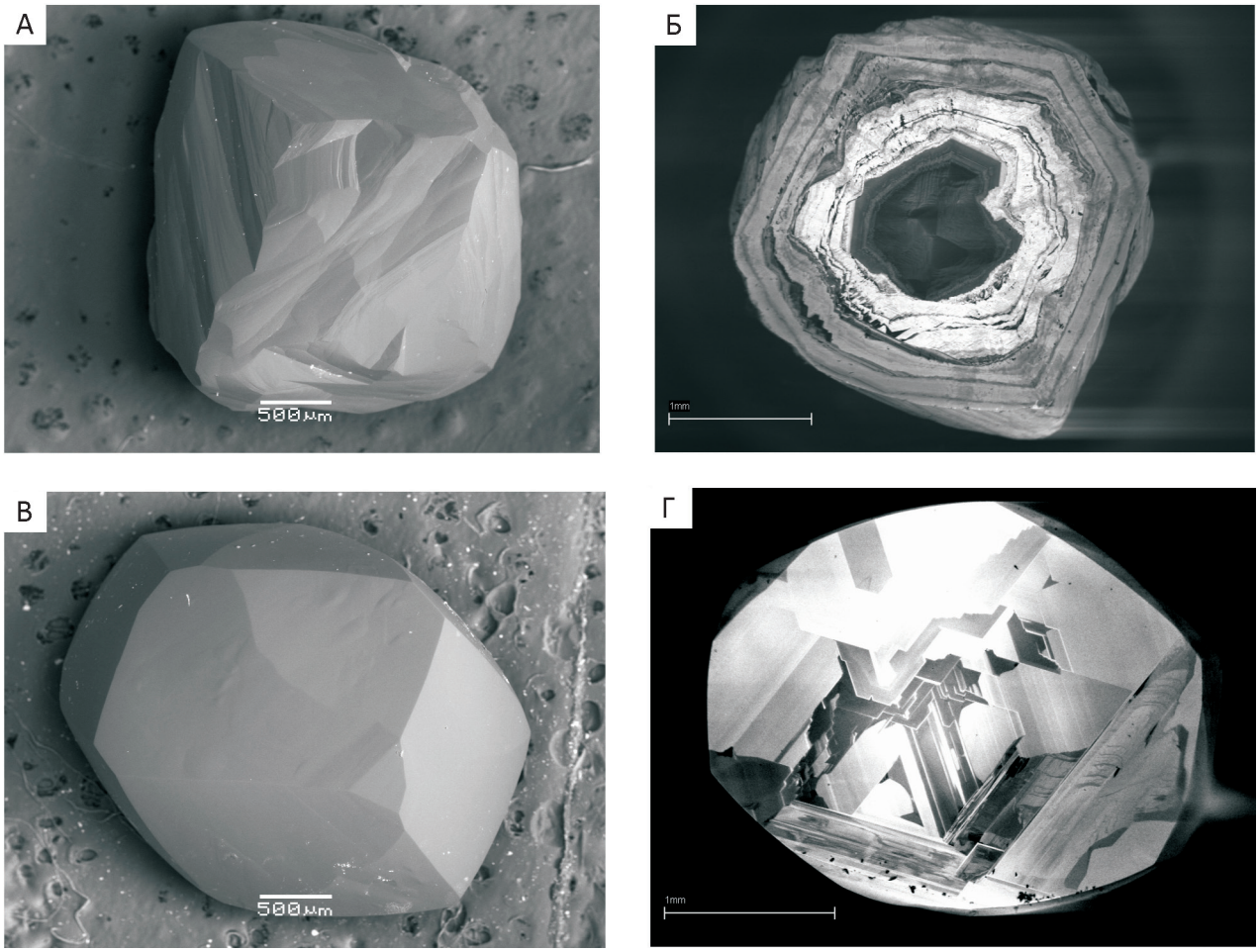


Рис. 5. Картина катодолюминесценции кристаллов алмаза из района Кванго (Конго):

кристалл с ростовой зональностью до (А) и после (Б) подшлифовки; кристалл с мозаичным внутренним строением до (В) и после (Г) подшлифовки

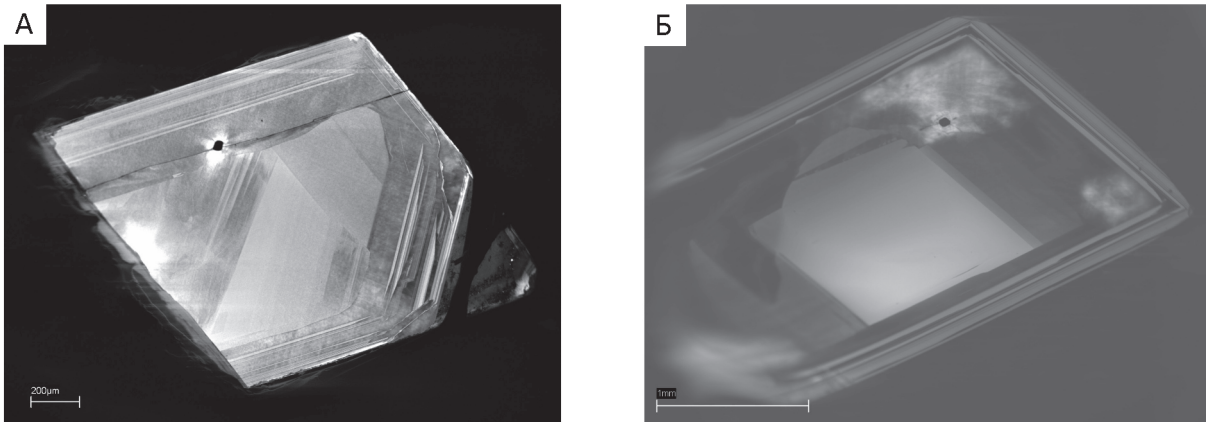


Рис. 6. Картина катодолюминесценции алмаза с включениями оливина:

кристалл: А – 2004 и Б – 2114

диффузионные процессы, обусловливающие перераспределение и агрегирование структурной примеси азота, а также других структурных примесей [6, 9, 12]. Результаты этих процессов могут быть не выражены в картине структурного травления, но хорошо видны в картине катодолюминесценции. На рис. 5 показаны два алмаза из россыпи района Кванго (Конго): первый кристалл с хорошо выраженной ростовой зональностью (см. рис. 5, А–Б), второй – с мозаичным внутренним строением, которое мало похоже на ростовую зональность, но может отражать особенности распределения агрегированных форм структурной примеси азота (см. рис. 5, В–Г).

Таким образом, диффузионные процессы в алмазах происходят, поэтому можно предполагать, что вещество алмаза хотя бы в масштабах ближнего порядка перемещается. Соответственно теоретически допустима возможность перераспределения вещества алмаза вокруг включения с одновременным изменением морфологии включения. Этому способствует высокая дефектность и проницаемость межфазовой границы «алмаз–включение». Ростовая зональность как достаточно устойчивая может сохраняться, тогда как в однородных зонах, в которых находятся включения, последние могут менять морфологию через диффузионные процессы. Этому способствует высокая температура и достаточно длительное время отжига, на что обращено внимание в работе [5]. В картинах катодолюминесценции вокруг включений, выведенных на поверхность, всегда видны бесструктурные ореолы (рис. 6). Пока непонятно, отражают они поле напряжений, или это действительно бесструктурная зона, в которой зональность разрушена диффузионными процессами.

Непредвзятое отношение к алмазу показывает, что этот минерал ведет себя как иные минералы и подчиняется общим законам поведения минералов. Можно попытаться сопоставить поведение включений в алмазах с поведением включений в гранатах из кимберлитов, описанном в работе [1]. В ней охарактеризован процесс изменения формы включений, образовавшихся в процессе распада твердого раствора граната. Вначале образуются плоские скопления эмульсиевидных, амебовидных выделений изотропной фазы неопределенной минеральной принадлежности; скопления ориентированы по ромбододекаэдру. Далее начинается слияние выделений, образование мелких, достаточно четко индивидуализированных многочисленных включений новой фазы, которые, в свою очередь, в процессе коалесценции дают все разнообразие игольчатых включений. Дальнейшая эволюция идет по пути разрыва игл на отрезки, стягивания, изометризации их, повторной коалесценции и образования крупных изометричных включений, то есть процесс как бы повторяется, но уже на более высоком уровне. Такая направленность обусловлена снижением удельной поверхности включений по мере их слияния и в целом снижением упругой энергии, связанной с ними. В конечном счете, в результате длительной эволюции формы включения могут потерять первичные признаки. Авторы настоящей статьи воспринимают их как данность и относят к сингенетическим включениям. Все процессы преобразования включений минералов осуществляются в твердой фазе и теоретически описаны Я.Е.Гегузиным [2].

В заключение отметим, что предложена гипотеза, объясняющая возможность преобразования формы включений диффузионным путем внутри алмаза в глубинных условиях. Она опирается на натурные наблюдения и требует дальнейшего специализированного изучения различных включений с данной точки зрения. Исследования в данном направлении

позволят лучше понять генезис включений, в частности, октаэдрическую форму многих, в том числе полиминеральных, включений, о чем писали Б.А.Мальков и А.М.Асхабов [5].

Работа выполнена по планам НИР ИГАБМ СО РАН (*№ 0381-2016-0003*) *и ИГМ СО РАН* (*№ 0330-2016-0006*).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П.* Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. – Новосибирск: Филиал «Гео» Изд-ва СО РАН, Издательский дом «Манускрипт», 2001.
2. *Гегузин Я.Е.* Механизмы и кинетика преобразования формы включений в кристаллах // Проблемы современной кристаллографии. Сборник статей памяти академика А.В.Шубникова. – М.: Наука, 1975. С. 110–127.
3. *Кристаллические* включения с октаэдрической огранкой в алмазах / Н.В.Соболев, А.И.Боткунов, И.Т.Бакуменко, В.С.Соболев // Докл. АН СССР. 1972. Т. 204. № 1. С. 192–195.
4. *Кристалломорфология* включений граната в природных алмазах / З.В.Бартошинский, Э.С.Ефимова, В.П.Жихарева, Н.В.Соболев // Геология и геофизика. 1980. № 3. С. 12–22.
5. *Мальков Б.А., Асхабов А.М.* Кристаллические включения с октаэдрической огранкой (отрицательные кристаллы) – свидетельства ксеногенного происхождения алмазов в кимберлитах // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. № 3. С. 695–699.
6. *Природные* и синтетические алмазы // Г.Б.Бокий, Г.Н.Безруков, Ю.А.Клюев и др. – М.: Наука, 1986.
7. *Сравнительная* характеристика алмазов с включениями оливина из россыпи Эбелях и кимберлитовых тел Якутской алмазоносной провинции / С.С.Угапьева, А.Д.Павлушин, С.В.Горяйнов и др. // Доклады Академии наук. 2016. Т. 468. № 1. С. 1-5.
8. *Угапьева С.С., Павлушин А.Д., Горяйнов С.В.* Типоморфные характеристики кристаллов алмаза с включениями оливина из россыпи Эбелях и кимберлитовых тел Якутской алмазоносной провинции // Наука и образование. 2015. 2(78). С. 28–35.
9. *Чепуров А.И., Федоров И.И., Сонин В.М.* Экспериментальное моделирование процессов алмазообразования. – Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997.
10. *Giardini A.A., Melton C. E.* Experimental results and theoretical interpretation of gaseous inclusions found in Arkansas natural diamonds // American Mineralogist. 1975. Vol. 60. Pp. 413–417.
11. *Melton C.E., Giardini A.A.* Experimental evidence that oxygen in principal impurity in natural diamonds // Nature. 1976. Vol. 263. № 5575. Pp. 309–310.
12. *Zaitsev A.M.* Optical Properties of Diamond. Data Handbook. – Springer, 2000.

УДК 549.621.9:549.211
© Н.А.Опарин, О.Б.Олейников, С.А.Бабушкина, 2017

Флогопит из трубок Манчары и Апрельская (Хомпу-Майское кимберлитовое поле, Центральная Якутия)

Н.А.ОПАРИН, О.Б.ОЛЕЙНИКОВ, С.А.БАБУШКИНА (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677007, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Приведены результаты изучения флогопита из интенсивно измененных кимберлитовых пород, слагающих трубки Манчары и Апрельская (Хомпу-Майское кимберлитовое поле, Центральная Якутия). Слюда установлена в ксенолитах слюдитов, в виде мегакристаллов и породообразующего минерала основной массы. Среди мегакристаллов выделена группа ксеногенных хромсодержащих флогопитов (Cr_2O_3 до 0,86%), химически схожих с минералом из ксенолитов лерцолитов. Впервые не только в мезостазисе, но и в слюдах из ксенолитов слюдитов (трубка Манчары) диагностирован бариевый флогопит (BaO до 14,63%). Если в первом случае для минерала характерна прямая зональность по содержанию бария, то во втором обратная. Изучение химического состава флогопитов разных генераций из кимберлитовых пород трубок Манчары и Апрельская позволило проследить изменение условий кристаллизации пород. Так, обогащение слюды барием связано с проявлением бариевого метасоматоза в пределах Хомпу-Майского кимберлитового поля как на ранних, так и на поздних этапах магматического процесса.
Ключевые слова: флогопит, бариевый флогопит, кимберлитовая брекчия, мегакристалл, ксенолит, Центральная Якутия.

Опарин Николай Александрович nik3256-1989@yandex.ru
Олейников Олег Борисович olei-oleg@yandex.ru
Бабушкина Светлана Анатольевна ssta@list.ru

Phlogopite from Manchary and Aprelskaya kimberlite pipes (Central Yakutia)

N.A.OPARIN, O.B.OLEYNIKOV, S.A.BABUSHKINA

The results of the phlogopite study from intensively altered kimberlite rocks composing the Manchary and Aprelskaya pipes (the Khompu-Mayskoe kimberlite field, Central Yakutia) are presented. Mica is discovered in xenoliths of glimmerites, in the form of megacrysts and rock-forming mineral of the groundmass. Among the megacrysts, a group of xenogeneic chromium-containing phlogopites (Cr_2O_3 up to 0,86%), chemically similar to the mineral from the xenoliths of lherzolites, was identified. For the first time, barium phlogopite (BaO up to 14,63%) was diagnosed in both mesostasis and mica from the xenoliths of the glimmerites (Manchary pipe). In the first case, the mineral is characterized by inverse zonation according to the content of barium while it is direct in the second example. The study of the chemical composition of phlogopites of different generations from the kimberlite rocks of the Manchary and Aprelskaya pipes made it possible to trace the changes in certain conditions for the crystallization of rocks. Thus, the enrichment of mica with barium is associated with the manifestation of barium metosomatism within the Khompu-Mayskoe kimberlite field, both at the early and late stages of the magmatic process.
Key words: phlogopite, barium phlogopite, kimberlite breccia, megacryst, xenolith, Central Yakutia.

В 2007–2008 гг. в бассейне р. Тамма (правый приток р. Лена) в 100 км южнее г. Якутск геологами государственного унитарного горно-геологического предприятия Республики Саха (Якутия) «Якутскгеология» была открыта кимберлитовая трубка Манчары [3], а затем в 2014–2015 гг. в 40 км к югу от нее кимберлитовая трубка Апрельская.

Трубки прорывают карбонатные отложения верхнего кембрия и перекрыты юрскими терригенными толщами (рис. 1). Они вскрыты скважинами на глубине более 100 м. Оба тела сложены кимберлитовой брекчией и порфировым кимберлитом с минимальным содержанием обломков осадочных, измененных метаморфических пород и серпентинитов. Ксенолиты серпентинитов имеют овальную или неправильную форму (до 13 см) и иногда содержат зерна пиропа и пикроильменита. В кимберлитовых породах обеих трубок иногда встречаются реликты макрокристаллов

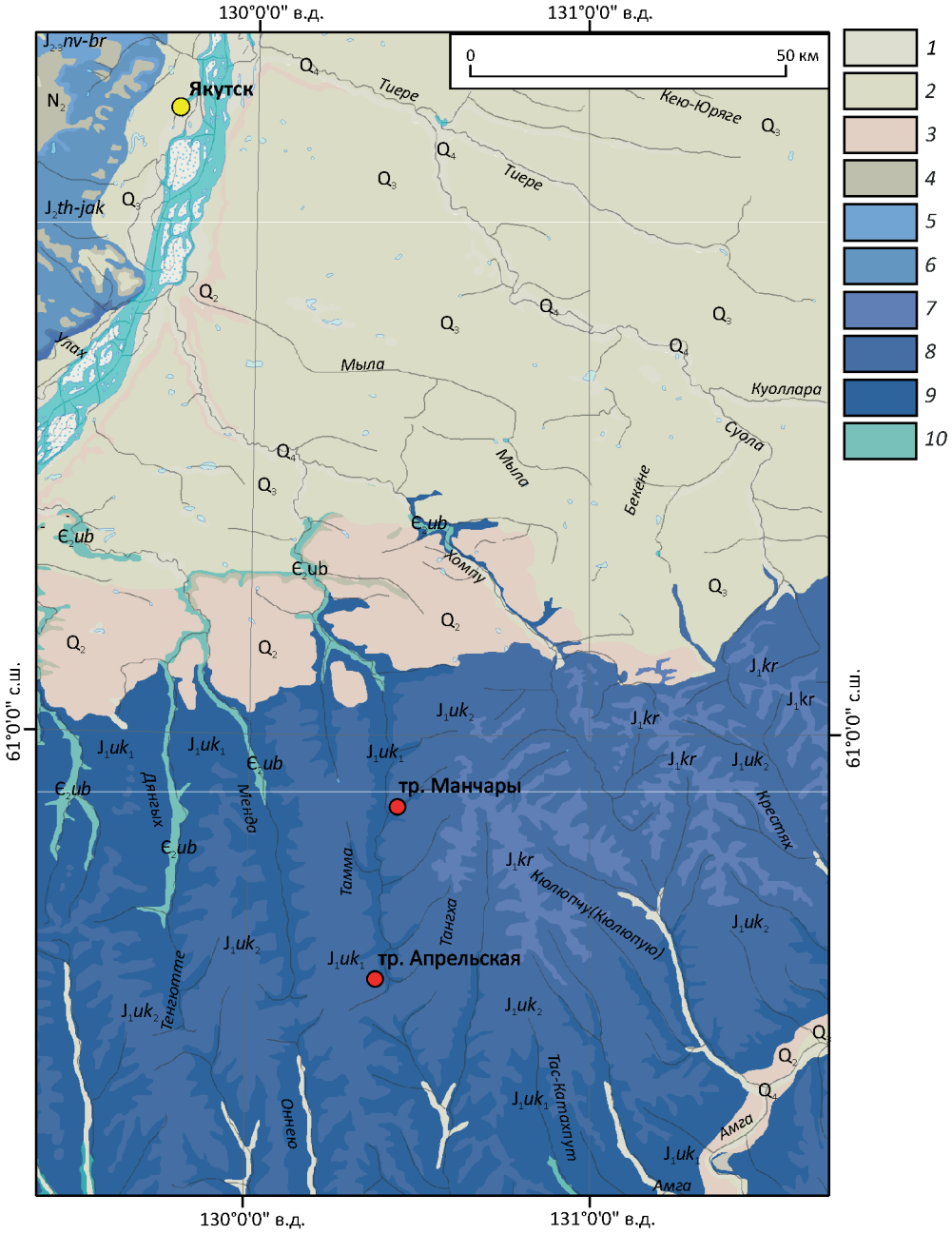


Рис. 1. Геологическая позиция трубок Центральной Якутии:

1 – голоцен, Q_4; *2* – плейстоцен, верхнее звено, Q_3; *3* – плейстоцен, среднее звено, Q_2; *4* – отложения неогена, N_2; *5* – юрские отложения, средний отдел, келовейский ярус, нижневилюйская свита – верхний отдел, кимериджский – волжский ярусы, берегеинская свита $J_{2-3}nv–br$; *6* – юрские отложения, ааленский ярус, верхний подъярус – батский ярус, лохаинские слои (J_2lh) – якутская свита J_2jak; *7* – юрские отложения, плинсбахский ярус, красноалданская свита, J_1kr; *8* – юрские отложения, плинсбахский ярус, укугитская свита, верхняя подсвита, J_1uk_2; *9* – юрские отложения, плинсбахский ярус, укугитская свита, нижняя подсвита, J_1uk_1; *10* – карбонатные отложения кембрия, $Є_2ub$

пиропа, пикроильменита и хромшпинелида. До глубины около 180 м кимберлитовые породы трубок сильно карбонатизированы и гипергенно изменены, о чем свидетельствует присутствие большого количества вторичных карбонатов переменного состава (доломита, магнезита, сидерита, анкерита и магнезиального кальцита) и монтмориллонита [2]. Структура пород в этом случае неоднородная, что обусловлено вариациями

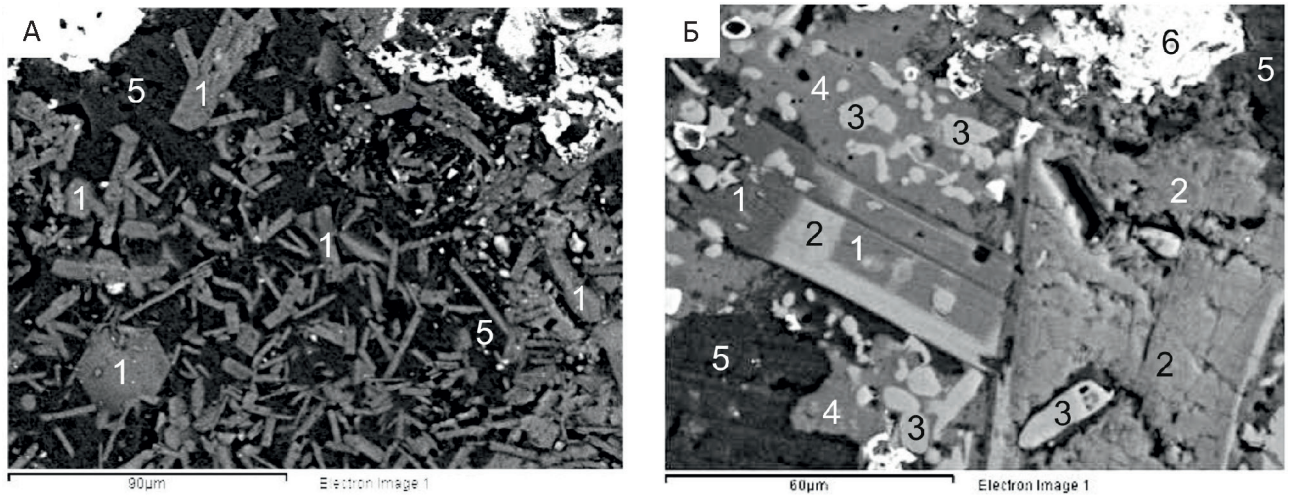


Рис. 2. Основная масса порфирового кимберлита трубок Апрельская (А), Манчары (Б):

минералы: 1 – флогопит, *2* – бариевый флогопит, *3* – Sr-фторапатит, *4* – кальцит, *5* – серпентин, *6* – титаномагнетит; BEI (обратнорассеянные электроны)

минерального состава. Состав мезостазиса преимущественно доломитовый с выделениями измененного флогопита серпентина, кварца и кальцита, первичные минералы кимберлитовых пород, как правило, отсутствуют. На более глубоких горизонтах порода участками частично сохранила первичные минеральные особенности. В трубке Манчары присутствуют ксенолиты слюдитов и мегакристаллы и фенокристаллы флогопита. Мегакристаллы и вкрапленники оливина в обеих трубках даже в наименее измененных кимберлитах полностью замещены серпентином и карбонатом. Основная масса здесь имеет флогопит-серпентин-кальцитовый состав и микрогипидиоморфнозернистую структуру (рис. 2, А). Кроме того, в основной массе таких пород присутствуют перовскит, стронциевый фторапатит и минералы ряда магнетит–хромшпинелид. С глубиной количество участков с неизмененной слюдой увеличивается. Таким образом, флогопит в этих породах является одним из редких первичных минералов, по которым можно восстановить их эндогенную историю формирования. Таким образом, в трубке Манчары неизменный флогопит встречается в ксенолитах слюдитов, в виде мегакристаллов и основной массе породы. В трубке Апрельская он был диагностирован только в виде породообразующего минерала мезостазиса.

Методика исследования. Исследование состава слюды кимберлитовых пород трубок Манчары и Апрельская проводилось по стандартной методике на микрозонде Camebax-micro и сканирующем электронном микроскопе JSM6480LV с энергетическим спектрометром INCA-Energy 350 при напряжении на катоде 20 кВ и токе электронов 1 нА. Поверхности полированных шашек и аншлифов напылялись проводящим углеродным слоем (до синего цвета). При съемке использовались следующие стандарты для линий: Ca Kα, Mg Kα, Si Kα – голубой диопсид, Mn Kα – марганцевый гранат ИГЕМ, Ti Kα и Fe Kα – пикроильменит ГФ55, K Kα – ортоклаз OR-1, Na Kα, Al Kα – альбит, Cr Kα – хромит, Ba Lα – барит, F Kα, P Kα – фторапатит. Расчет формульных единиц проанализированных зерен слюды (см. таблицу) показал, что все они относятся к флогопиту (K^+ от 0,557 до 0,970; Ba^{2+}от 0,001 до 0,442 и Mg^{2+} от 2,498 до 2,834). По содержанию BaO часть зерен относится к бариевому флогопиту (Ba^{2+} от 0,100 до 0,500 формульных единиц) [11].

Флогопит из ксенолитов слюдитов. В дезинтегрированной дроблением кимберлитовой брекчии, слагающей трубку Манчары, было обнаружено два крупных (1–1,5 см) зерна слюды. Дальнейшее их изучение на сканирующем электронном микроскопе показало, что они являются ксенолитами слюдитов, сложенными разноориентированными пластинками или призматическими в срезе кристаллами (до 0,5 см) флогопита, края которых резорбированы серпентином (рис. 3). Межзерновое пространство выполнено серпентином с редкими ксеноморфными зернами апатита и титаномагнетита, генезис которых связан с воздействием кимберлитового расплава на позднемагматической стадии. Для большинства зерен слюды характерна контрастная зональность (см. рис. 3). Центральная зона в обратнорассеянных электронах выделяется более светлым оттенком и имеет размер приблизительно 0,1 см, в то время как краевая значительно уже (0,03–0,05 см) и более темная. Микрозондовое сканирование по линии

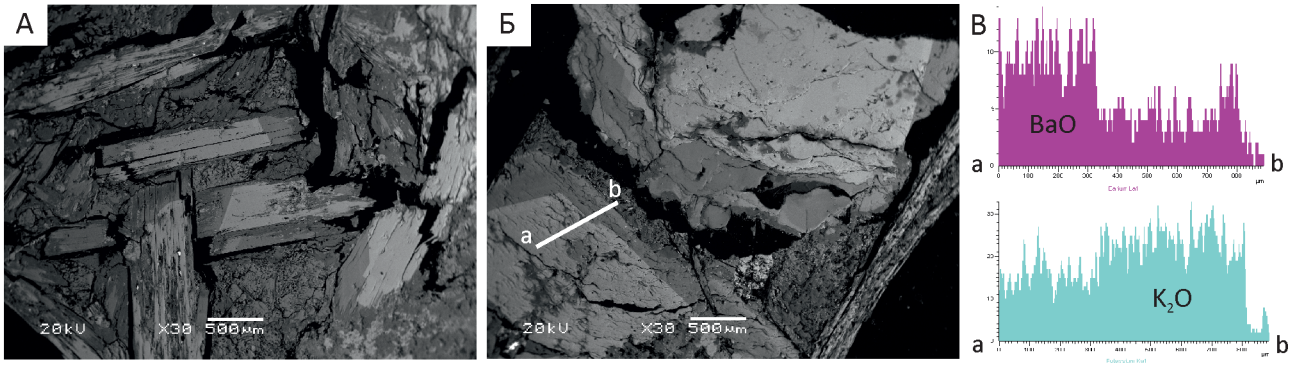


Рис. 3. Флогопит с различным содержанием BaO в ксенолитах слюдитов:

более темные участки с пониженным содержанием оксида бария, более светлые – с повышенным: А – идиоморфные зональные пластинки слюды; Б – резорбированные зональные идиоморфные призматические кристаллы; ab – линия сканирования через зоны с различным содержанием BaO; В – диаграммы содержаний оксидов бария и калия вдоль линии ab; BEI (обратнорассеянные электроны)

секущего такие зоны идиоморфного кристалла фиксирует наличие обратной зональности по содержанию BaO и свидетельствует о выдержанности его концентраций в пределах каждой отдельной зоны (см. рис. 3, Б). В центральной зоне содержания BaO и Al_2O_3 достигают 14,63 и 20,77%, соответственно, в краевой – 4,84 и 17,06%. Аналогично в центральной зоне содержания K_2O и SiO_2 – до 6,12 и 29,59% и в краевой – 10,02 и 37,91% (см. таблицу). Подобная зависимость обусловлена тем, что в минерале барий изоморфно замещает калий по схеме: $Ba^{2+}Al^{3+} \rightarrow K^{+}Si^{4}$. Следует отметить, что в ксенолитах слюдитов также наблюдаются незональные зерна, по оттенку и составу идентичные таковым краевой зоны зональных кристаллов. Подобные флогопиты с обратной по содержанию BaO зональностью были диагностированы в оливинитах Гулинского массива [1], где они находятся в ассоциации с титаномагнетитом и апатитом, близкой к установленной в трубке Манчары. Л.Н.Когарко с коллегами связывают возникновение бариевой слюды с близсолидусными расплавами с аномально высокими BaO/K_2O отношениями, имеющими карбонатный состав, и которые, по всей вероятности, являются агентами бариевого метасоматоза. По их мнению, бариевый флогопит появляется на ранних стадиях магматического процесса вследствие того, что коэффициент распределения бария для слюды значительно выше, чем калия, а в дальнейшем захват бария слюдой приводит к снижению отношений BaO/K_2O [1]. Результатом такой кристаллизации, по всей видимости, и является появление обратной зональности BaO во флогопите ксенолитов слюдитов трубки Манчары.

Мегакристаллы флогопита. Из протолочных проб керна двух скважин, вскрывающих трубку Манчары, авторами были отобраны 11 крупных зерен слюды размером от 1 до 1,7 см. В кимберлитовых породах трубки Апрельской крупных кристаллов обнаружено не было. Мегакристаллы слюды по краям резорбированы серпентином, который находится в ассоциации с ксеноморфными зернами апатита и титаномагнетита. Он также присутствует по плоскостям спайности флогопита (рис. 4). Мегакристаллы характеризуются повышенной магнезиальностью (MgO >23%), переменными содержаниями FeO, Al_2O_3 и Cr_2O_3 и иногда в виде примеси содержат BaO от 0,05 до 0,38% (см. таблицу).

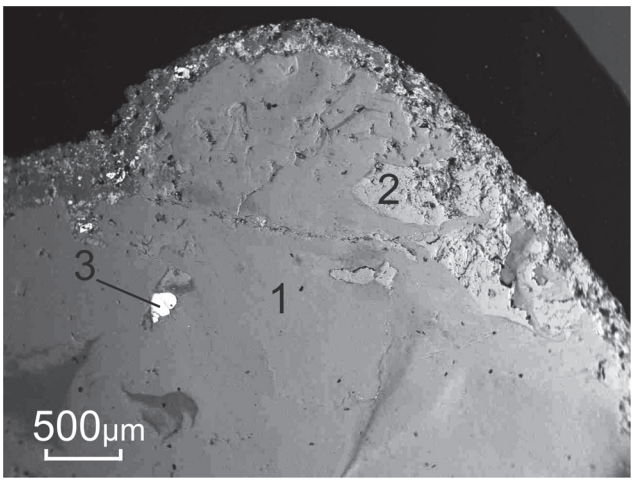


Рис. 4. Мегакристалл флогопита:

минералы: 1 – флогопит, 2 – серпентин, 3 – апатит; BEI (обратнорассеянные электроны)

Представительные анализы и формульные коэффициенты флогопита кимберлитовых пород трубок Хомпу-Майского поля

Компоненты	Бариевый флогопит из ксенолитов слюдитов			Мегакристаллы флогопита						Флогопит основной массы			
	Трубки												
	Манчары			Манчары						Апрельская		Манчары	
	Образцы												
	176	190	156/2	125/1	125/2	201	125/3	157	179	200	197	135	201
	Анализы												
	1(к)	2(к)	3(ц)	4(ц)	5(ц)	6(ц)	7(к)	8(к)	9(к)	10	11	12	13
SiO_2	37,91	35,39	29,59	43,25	43,02	41,56	42,61	41,90	41,88	39,35	36,43	41,72	33,53
TiO_2	0,00	0,00	0,00	0,33	0,31	0,49	0,71	1,08	1,04	1,88	0,00	0,94	0,00
Al_2O_3	14,82	16,06	19,63	13,12	11,81	12,55	11,17	10,95	11,34	12,67	15,54	9,40	16,48
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,51	0,54	0,86	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	4,58	3,66	4,41	2,61	2,58	2,77	6,32	5,79	5,92	6,09	6,31	7,31	2,54
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,02	0,10	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	26,09	24,47	23,97	27,72	25,56	25,86	24,92	23,71	23,22	24,29	22,33	24,84	23,64
CaO	0,00	0,00	0,00	0,08	0,04	0,02	0,01	0,16	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O	0,00	0,00	0,00	0,28	0,12	0,08	0,18	0,24	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00
K_2O	9,53	8,92	5,66	8,88	10,11	10,24	10,13	10,25	10,50	9,78	7,90	10,03	6,77
BaO	4,27	4,84	14,63	0,16	0,14	0,38	0,05	0,00	0,06	0,00	6,79	0,00	10,08
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,29	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,06	0,10	0,06	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	97,20	93,34	97,89	97,00	94,34	94,90	96,16	94,22	95,17	94,06	96,63	94,24	93,04
Si	2,735	2,661	2,282	2,966	3,054	2,954	3,020	3,032	3,034	2,858	2,734	3,039	2,601
Al_{tot}	1,260	1,423	1,784	1,061	0,988	1,052	0,933	0,934	0,968	1,085	1,374	0,807	1,507
Ti	0,000	0,000	0,000	0,017	0,017	0,026	0,038	0,059	0,057	0,103	0,000	0,051	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,028	0,030	0,048	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe_{tot}	0,276	0,230	0,284	0,150	0,153	0,165	0,375	0,350	0,359	0,370	0,396	0,445	0,165
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001	0,006	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	2,805	2,743	2,755	2,834	2,705	2,740	2,633	2,557	2,507	2,630	2,498	2,697	2,733
Ca	0,000	0,000	0,000	0,006	0,003	0,002	0,001	0,012	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,037	0,017	0,011	0,025	0,034	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,877	0,855	0,557	0,777	0,915	0,928	0,916	0,946	0,970	0,906	0,756	0,932	0,670
Ba	0,121	0,143	0,442	0,004	0,004	0,011	0,001	0,000	0,002	0,000	0,200	0,000	0,306
Fe/Fe+Mg	0,090	0,077	0,094	0,050	0,054	0,057	0,125	0,120	0,125	0,123	0,137	0,142	0,057

Примечание. Анализы 4–9 выполнены в ИГАБМ СО РАН в отделе физико-химических методов анализа на микрозонде Camebax-micro (аналитик Н.В.Христофорова) , анализы 1–3 и 10–13 на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480 LV (аналитик С.К.Попова); (к) – край и (ц) – центр зерна.

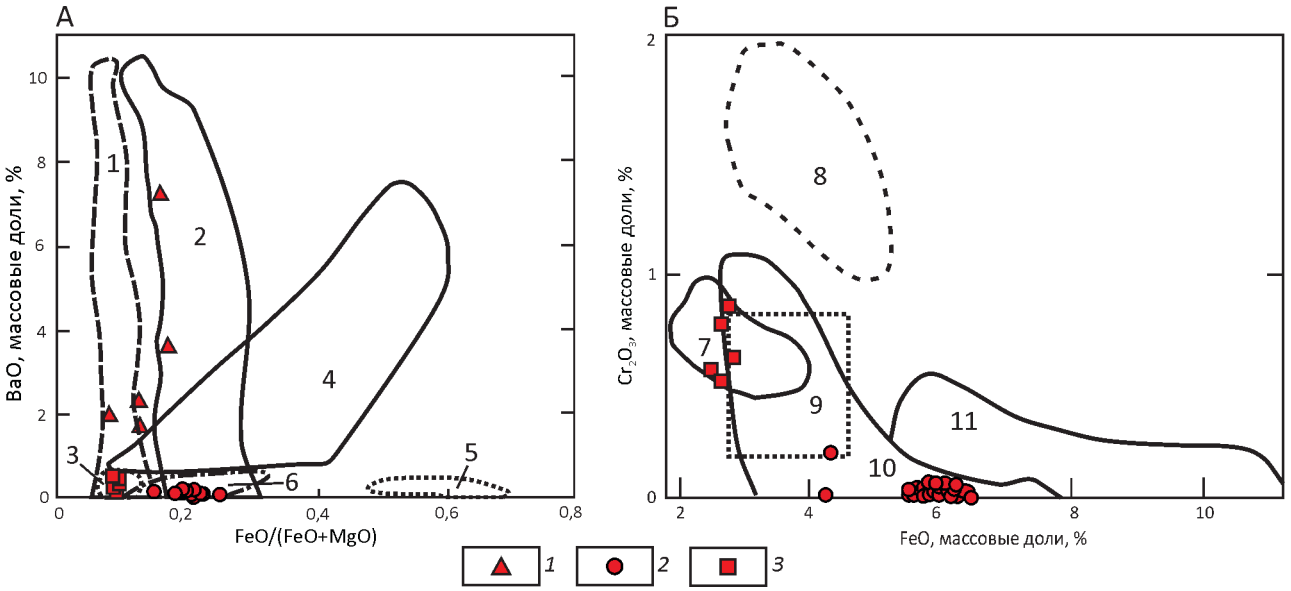


Рис. 5. Особенности распределения BaO–FeO/(FeO+MgO) [8] и Cr_2O_3–TiO_2[7] в флогопитах кимберлитовых пород трубки Манчары:

1 – бариевые флогопиты ксенолитов слюдитов, (I); *2* – низкохромистые флогопиты-мегакристаллов (II); *3* — высокохромистые флогопиты мегакристаллов (III); цифры на рисунке – поля составов слюд: 1 – карбонатиты Якупиранги, 2 – основная масса кимберлитовых трубок Хомпу-Майского поля, 3 – мантийные перидотиты, 4 – лейцитовые лавы, 5 – кимберлиты типа I, 6 – кимберлиты типа II, 7 – перидотиты, 8 – вторичные слюды, 9 – метасоматические слюды, 10 – мегакристаллы, 11 – MARID («глиммериты»)

Дж.Доусон и К.Смит выделили две главные группы мегакристаллов – высокохромистые (Cr_2O_3 >0,5%; TiO_2 <1% и FeO <3,7%) и низкохромистые (Cr_2O_3 <0,5%; TiO_2 >0,6% (до 2,00%); Al_2O_3 <12% и FeO >3,7%) [6]. Часть мегакристаллов (6 зерен) флогопита из трубки Манчары относится к низкохромистым разностям (Cr_2O_3 от 0,01 до 0,25%; TiO_2 от 0,75 до 2,00%; Al_2O_3 от 10,12 до 11,95% и FeO от 4,33 до 6,32%). Остальные 5 зерен попадают в группу высокохромистых (Cr_2O_3 от 0,51 до 0,78%; TiO_2 от 0,71 до 2,00%; Al_2O_3 от 10,12 до 11,95 и FeO от 4,33 до 6,32%). В обоих случаях в виде примеси в мегакристаллах присутствует BaO: в низкохромистых разностях доля BaO составляет до 0,12%, а в высокохромистых – до 0,45%. По мнению Дж.Доусона и К.Смита, высокохромистые мегакристаллы по составу близки к первичным слюдам из ксенолитов лерцолитов и, возможно, происходят из них [6]. Это прослеживается на диаграмме BaO–FeO/(FeO+MgO) (рис. 5, А), предложенной Дж.Гаспаром [8], где фигуративные точки составов высокохромистых слюд попадают в поле флогопита из мантийных перидотитов. Низкохромистые разности находятся в полях слюд из кимберлитов типа II, отличающихся повышенной магнезиальностью, что подтверждается их положением и на диаграмме Cr_2O_3–FeO (см. рис. 5, Б) [7], где фигуративные точки таких составов попадают в поле мегакристов кимберлитовых пород, а высокохромистые разности – в область мегакристаллов из ксенолитов перидотитов. Близкие по составу мегакристаллы, диагностированные в алмазоносной трубке Маджхгаван (Индия) [5], содержат в виде примеси небольшое количество BaO 0,5–0,7% и также были разделены исследователями на высоко- и низкохромистые разности.

Флогопит основной массы. Флогопит – породообразующий минерал основной массы наименее измененных кимберлитовых пород трубок Манчары и Апрельская. Как правило, наиболее регулярно микроучастки с неизмененным кальцит-серпентин-флогопитовым мезостазисом встречаются на глубине более 200 м от дневной поверхности. Форма зерен слюды призматическая или чешуйчатая. Размер не превышает 200 мкм. Среди зерен флогопита основной массы методом электронного микрозондирования установлены индивиды с резко выраженной по содержанию BaO прямой зональностью. Количество таких индивидов на отдельных участках может достигать 30%. В обратнорассеянных электронах данные зерна имеют четко выраженное зональное строение, когда вокруг темных участков прямоугольной формы расположены более светлые тонкие каймы (см. рис. 2, Б). Центральные части зерен обогащены SiO_2, K_2O и FeO, периферийные участки – BaO и Al_2O_3, то есть для флогопита

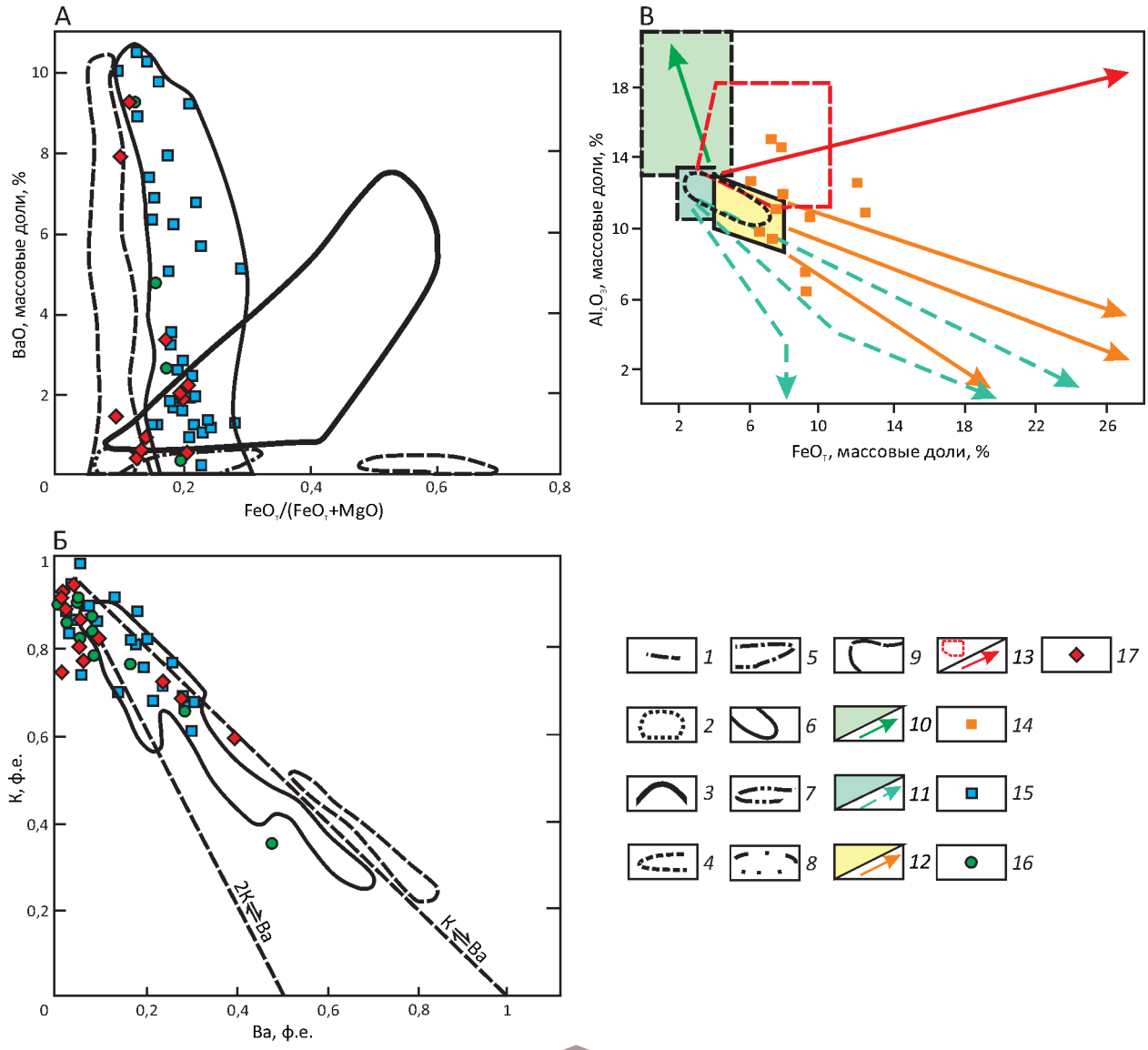


Рис. 6. Диаграммы эволюции состава флогопита основной массы из трубок Центральной Якутии:

А – в координатах BaO–FeO/(FeO+MgO) в сравнении с флогопитом трубок Юбилейная и Снэп Лэйк[7]; Б – в координатах K–Ba в сравнении с флогопитом трубок Юбилейная и Снэп Лэйк [10]; В – в координатах Al_2O_3–FeO_t [10]; *1–9* – области слюд: *1* – карбонатиты Якупиранги, *2* – мантийные перидотиты, *3* – лейцитовые лавы, *4* – кимберлиты типа I, *5* – кимберлиты типа II, *6* – бариевая слюда в карбонатитах, лейцитах и нефелинитах, *7* – киноштиалит из силлов Бенфонтейн, *8* – мегакристаллы флогопита из трубки Манчары, *9* – единое поле составов слюд из кимберлитовых пород Хомпу-Майского поля, трубки Юбилейная и трубки Снэп Лэйк; *10* – кимберлиты; *11* – лампроиты; *12* – оранжеиты; *13* – лампрофиры; *14* – флогопит основной массы кимберлитовых пород Хомпу-Майского поля; *15* – бариевый флогопит основной массы кимберлитовых пород Хомпу-Майского поля; *16* – бариевый флогопит основной массы кимберлитовых пород трубки Юбилейная; *17* – бариевый флогопит основной массы кимберлитовых пород трубки Снэп Лэйк

характерна прямая зональность по содержанию BaO. Таким образом, в пределах одного зерна могут присутствовать флогопит и бариевый флогопит, который развивается по периферии пластинок флогопита. Массовая доля BaO в слюде из трубок Манчары и Апрельская меняется от 0,00 до 10,08 и от 0,00 до 6,79%, а K_2O от 6,77 до 10,03 и от 7,9 до 9,78%, соответственно (см. таблицу). С увеличением содержания BaO в слюде уменьшается количество K_2O. Такая зависимость обусловлена тем, что в минерале барий изоморфно замещает калий по той же схеме, что и в слюде из ксенолитов слюдитов. В бариевом флогопите в пределах чувствительности метода не установлена примесь TiO_2. Бариевые флогопиты были диагностированы в основной массе

алмазоносной кимберлитовой дайки Снэп Лейк (Канада), где содержание в них TiO_2 составляет от 0,3 до 1,92% [9], и алмазоносных кимберлитов из района Каави-Куопио в Восточной Финляндии [4]. В Якутской кимберлитовой провинции подобные зональные слюды присутствуют в алмазоносных кимберлитовых трубках Юбилейная, Удачная и Загадочная [10]. Содержание BaO в слюде этих трубок колеблется в диапазоне 0,1–5% и редко достигает 16%. Что касается содержания остальных оксидов, то оно практически не отличается от содержания их в трубках Манчары и Апрельская.

Чтобы подтвердить генетическую принадлежность изученных пород, фигуративные точки составов флогопитов (без примеси BaO) были нанесены на диаграмму Al_2O_3–$FeO_{общ.}$, предложенную Р.Митчеллом [10] (рис. 6, В). Большая часть флогопитов сгруппировалась вблизи оранжеитового и лампроитового трендов, частично попадая в область слюд из оранжеитов, и несколько анализов попало в область слюд ультраосновных лампрофиров. Таким образом, флогопиты трубок Манчары и Апрельская характеризуются довольно невыдержанным составом, что свидетельствует о нестабильных условиях их кристаллизации.

На диаграмме BaO–FeO/(FeO+MgO), предложенной Дж.Гаспаром [8], бариевые флогопиты из трубок Центральной Якутии образуют единое поле составов с аналогичными слюдами из алмазоносной трубки Юбилейная [10] и большей частью флогопитов из трубки Снэп Лэйк [9] (см. рис. 6, А). На диаграмме K–Ba [10] бариевые флогопиты трубок Манчары, Апрельской, Юбилейной и Снэп Лэйк также образуют единое поле (см. рис. 6, Б).

Таким образом, согласно полученным данным, можно сделать вывод о том, что флогопит в кимберлитовых породах трубок Хомпу-Майского поля представлен несколькими генерациями.

1. Мегакристаллы флогопита из трубки Манчары представлены двумя генерациями – низкохромистыми, которые попадают в поле фенокристаллов кимберлитов, и высокохромистыми, которые являются ксенокристаллами и происходят, возможно, из ксенолитов лерцолитов.

2. Третья генерация, впервые диагностированная в кимберлитовых породах, представлена бариевым флогопитом из ксенолитов слюдитов, который кристаллизовался на ранних стадиях магматического процесса под влиянием процессов бариевого метасоматоза.

3. К четвертой генерации относится флогопит основной массы кимберлитовых пород трубок Манчары и Апрельская. Бариевые флогопиты мезостазиса по составу близки к слюдам из кимберлитовых пород трубок Юбилейная и Снэп Лэйк и образуют с ними единое поле составов, что, вероятно, может свидетельствовать о типоморфизме их состава и близких условиях кристаллизации. По-видимому, бариевые флогопиты основной массы трубок Манчары и Апрельская кристаллизовались на постмагматическом этапе и являются продуктами взаимодействия остаточных расплавов-растворов карбонатного состава с магматической слюдой.

В результате изучения флогопита из кимберлитовых пород Хомпу-Майского кимберлитового поля установлено изменение поведения BaO в процессе формирования трубок Манчары и Апрельская. На диаграмме BaO–FeO/(FeO+MgO) выделено единое поле составов, характерное для бариевых флогопитов из алмазоносных и минералогически алмазоносных кимберлитовых трубок.

Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СО РАН (№ 0381-2016-0003)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Когарко Л. Н., Рябчиков И. Д., Кузьмин Д. В*. Высокобариевая слюда в оливинитах Гулинского массива (Маймеча-Котуойская провинция, Сибирь) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С. 1572–1579.
2. *Кимберлиты* трубки Манчары. Новое кимберлитовое поле центральной Якутии / А.П.Смелов, А.П.Андреев, З.А.Алтухова и др. // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 153–159.
3. *Мальков Б.А., Филиппов В.Н.* Бариофлогопит и акцессорный пирофанит в алмазоносном кимберлите из трубки Ермаковской-7 на Кольском полуострове // Вестник ИГ КНЦ УрО РАН. 2005. Т. 128. № 6. С. 5–10.
4. *Опарин Н.А., Олейников О.Б., Заякина Н.В.* Особенности состава кимберлитов Хомпу-Майского поля по результатам полуколичественного рентгенофазового анализа // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России : материалы Всероссийской научно-практической конференции, 1–3 апреля 2014 г. – Якутск : Изд-во СВФУ, 2014. С. 341–345.
5. *Abhijeet Mukherjee, Raoi K.S. and Chatterlee A.K.* Chemistry of Phlogopite Megacrysts in Majhgawan Diamondiferous Pipe, Panna, Madhya Pradesh // Journal Geological Society of India. Vol. 49. Feb. 1997. Pp. 203–206.
6. *Dawson J.B., Smith J.V*. Occurrence of diamond in a mica-garnet lherzolite from kimberlite // Nature (London). 1975. Pp. 580–581.
7. *Dawson J.B., Smith J.V*. The MARID (mica-amphibole-rutile-ilmenite-diopside) suite of xenoliths in kimberlite // Geochim. Cosmochim. Acta. 1977. Pp. 309–323.
8. *Gaspar J.C., Wyllie P.J.* Barium phlogopite from the Jacupiranga carbonatite, Brazil // American Mineralogist. 1982. Vol. 67. Pp. 997–1000.
9. *Kopylova M. G. and Mogg T.* Mineralogy of the Snap Lake Kimberlite, Northwest territories, Canada, and compositions of phlogopite as records of its crystallization // The Canadian Mineralogist. Vol. 48. Pp. 549–570 (2010).
10. *Mitchell R. H.* Kimberlites, orangeites, and related rocks. – New York: Plenum Press, 1995.
11. *Nomenclature* of micas: final report of mica subcommittee of the commission of new minerals and mineral names of the International mineralogical association (CNMMN IMA) / M.Rieder, G.Cavazzini, Yu.S.D'jakonov et al. // Clays and Clay minerals. 1998. 46. № 5.

УДК 552.33. 553.495
© Коллектив авторов, 2017

Типоморфизм цирконов Медведевского, Юхтинского и Джелтулинского мезозойских щелочных массивов Алданского щита

А.И.ИВАНОВ, А.И.ЖУРАВЛЕВ, Е.Е.ЛОСКУТОВ, А.А.КРАВЧЕНКО, А.В.ОКРУГИН, Н.Н.ЕРМАКОВ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39),
И.Р.ПРОКОПЬЕВ (Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева Сибирского отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН); 630090, г. Новосибирск, проспект Академика Коптюга, д. 3)

Приведены результаты исследований типоморфных свойств цирконов Медведевского, Юхтинского и Джелтулинского мезозойских щелочных массивов. Впервые изучены кристалломорфологические особенности исследуемых цирконов, а также рассмотрена специфика их химического состава. По классификации Ж.Пюпина были выделены различные типы и морфотипы кристаллов: в Медведевском массиве – S_{21}, S_{23}, Q_3, гранулитовый; в Юхтинском массиве – S_{23}, A; в Джелтулинском массиве – D, S_5, отражающие изменения условий формирования щелочных пород массивов. Исследованы химические особенности состава цирконов, особое внимание уделялось UO_2, ThO_2. Для циркона Медведевского массива характерна единственная примесь – Hf_2O; Юхтинского – UO_2, ThO_2, Y_2O_3, HfO_2; Джелтулинского – ThO_2, CeO_2, Y_2O_3, Yb_2O_3, Hf_2O. Установлена зависимость в распределении UO_2 и ThO_2 в цирконах, при повышении концентрации первого отмечается понижение второго и наоборот. Полученные данные указывают на то, что типоморфные особенности циркона отражают условия формирования, специфику составов вмещающих магматических пород и их геохимическую специализацию на такие элементы, как U и Th.
Ключевые слова: циркон, типоморфизм, минералы платиновой группы, сиенит, щелочные породы, Алданский щит.

Иванов Алексей Иванович leps_2002@mail.ru
Журавлев Анатолий Иванович ai.zhuravlevgeo@gmail.com
Лоскутов Евгений Евгеньевич brannerit@mail.ru
Кравченко Александр Александрович freshrock@yandex.ru
Округин Александр Витальевич a.v.okrugin@diamond.ysn.ru
Ермаков Николай Николаевич allforforest@mail.ru
Прокопьев Илья Романович prokopev_ilya@mail.ru

Typomorphism of zircons from Medvedev, Yukhta and Dzheltula Mesozoic alkaline massifs of Aldan Shield

A.I.IVANOV, A.I.ZHURAVLEV, E.E.LOSKUTOV, A.A.KRAVCHENKO, A.V.OKRUGIN, N.N.ERMAKOV, I.R.PROKOPIEV

Results of studies for typomorphic features of zircons from the Medvedev, Yukhta and Dzheltula Mesozoic alkaline massifs are presented in the article. Crystallomorphologic features of the studied zircons and peculiarities of their chemical composition are studied for the first time. According to J.P.Pupin's classification, different types and morphotypes of crystals were identified in the Medvedev massif – S_{21}, S_{23}, Q_3, granulite; Yukhta massif – S_{23}, A; Dzheltula massif – D, S_5, reflecting changes of formation conditions of massif alkaline rocks. Chemical features of zircon composition were studied, particular attention was given to UO_2, ThO_2. Admixture of Hf_2O is typical for zircon crystals of the Medvedev massif; UO_2, ThO_2, Y_2O_3, Hf_2O for the Yukhta massif; ThO_2, CeO_2, Y_2O_3, Yb_2O_3, Hf_2O for the Dzheltula massif. Relationship in UO_2 and ThO_2 content in zircons are identified; when concentration of the former increases, the latter decreases. The data obtained indicate that the typomorphism of zircons reflects formation conditions, peculiarities of host igneous rocks composition and their geochemical specialization in such elements as U and Th.
Key words: zircon, typomorphism, platinum group minerals, syenite, alkaline rocks, Aldan shield.

Мезозойский магматизм Алдано-Станового щита отличается спецификой и исключительным многообразием состава изверженных пород, изучение которых может служить основой для исследований в области петрологии и особенно металлогении, так как с мезозойскими магматическими породами здесь связаны месторождения золота и ряда других полезных ископаемых [9]. В россыпях Центрально-Алданского района часто отмечаются комплексные ассоциации минералов благородных металлов (золота и платины), редких и радиоактивных элементов. Предполагается существование парагенетического родства между данными минералами, связанными с единой мантийной рудно-магматогенной системой, образующей металлогенические ареалы (Au-Pt-U оруденение) и магматическими сериями различных субщелочных и щелочных пород [13]. В связи с возрастающим интересом к месторождениям Эльконского золотоурановорудного узла вопрос о комплексном подходе к исследованию процессов формирования месторождений благородных, редких и радиоактивных элементов приобретает в рассматриваемом районе особую актуальность.

В этом ракурсе, в качестве объектов исследования авторы выбрали Медведевский, Юхтинский и Джелтулинский щелочные массивы (рис. 1), сформировавшиеся в эпоху мезозойской тектономагматической активизации. Особенности геологического строения и составов пород опубликованы в ряде работ [1, 10, 11 и др.], но некоторые вопросы минералогии и металлогении остаются открытыми и требуют уточнения. Одним из наиболее информативных минералов-индикаторов условий формирования магматических пород является циркон [8], изучение особенностей морфологии и химического состава последнего в целом позволит установить физико-химические условия формирования таких крупных многофазовых структур и их возможную геохимическую специализацию.

Геологическое положение и строение массивов. *Медведевский массив* расположен в центральной части Нимнырского блока Алданского щита к северу от руч. Медведевка, правого притока р. Малый Нимныр. Массив интрудирует толщу докембрийских кристаллических пород, представляющих собой пакет чередующихся, согласных, субпараллельных, контрастных по составу линейных пластообразных тел, сложенных гиперстеновыми и глиноземистыми гнейсами нимнырской свиты, породами медведевского комплекса и биотитовыми гранитами субщелочного и нормального составов. Породы массива относятся к монцонит-сиенитовой формации сиенитовой серии умеренно-щелочного ряда верхнеселигдарского гипабиссального комплекса. По минеральному составу это авгит-роговообманковые и роговообманковые сиенит-порфиры [3].

Юхтинский массив так же, как и Медведевский, локализован в центральной части Нимнырского блока и представляет собой крупный многофазовый массив позднеюрского–раннемелового (146–157 млн. лет) возраста [11]. Штоки, лакколиты, пластовые тела и дайки интрузивных пород массива интрудируют образования докембрийского кристаллического фундамента, венд-нижнекембрийские карбонатные породы и нижнеюрские терригенные отложения осадочного чехла. По периферии массива, на контакте с карбонатными породами, развиты многочисленные апофизы щелочно-полевошпатовых сиенитов и сиенит-порфиров. На северо-западе массива преобладают массивные крупнокристаллические разновидности, а на остальной площади развиты порфировидные граносиениты с мелко-, среднезернистой основной массой и таблитчатыми более крупными выделениями калишпата [11].

Джелтулинский массив пространственно расположен в северо-восточной части Тыркандинской зоны тектонического меланжа, с периодом формирования 138–109 млн. лет [10]. Массив приурочен к зоне пересечения двух крупных разломов северо-восточного и северо-западного простирания. Вмещающими породами массива являются докембрийские породы фундамента – гнейсы и кристаллосланцы. В строении массива выделяются шесть групп пород: 1 – пуласкиты (лейкократовые щелочные сиенит-порфиры и сиениты) краевой части, 2 – субщелочные сиенит-порфиры и сиениты центральной части, 3 – лаурвикиты (штоки щелочных меланократовых сиенит-порфиров), 4 – гранодиориты, 5 – дайки щелочных и субщелочных сиенитов, 6 – трахиты [10].

Методы исследования. С учетом вкрапленности минералов в породах и необходимости раскрытия их от взаимного срастания, степень измельчения проб на щековой дробилке определялась отсеиванием монофракции диаметром d=–0,5 мм, с последующим разделением минералов в бромоформе для выделения легкой и тяжелой фракций. Для выделения кристаллов циркона использовался раствор Клеричи плотностью p=3,2 г/см^3. С помощью электромагнитной установки из проб были выделены две электромагнитные 25V, 50V и неэлектромагнитная фракции. Отбор, описание морфологии и фотографирование 186 кристаллов циркона производилось под бинокулярном МБС-1, МПСУ-1, Микромед МС-2 zoom с фото-приставкой levenhuk. Определение химического состава цирконов производилось на установке Camebax-micro в ИГАБМ СО РАН (аналитик Н.В.Христофорова), с параметрами U=20 кВ, I=10 нА, диаметр пучка d=0,5 микрон. Для определения морфотипов цирконов и выявления условий кристаллизации использовалась классификация Ж.Пюпина [14], установившего изменчивость форм кристаллов циркона в зависимости от условий образования. На этой основе предложена классификация главных типов и подтипов форм циркона в зависимости от температуры (индекс I.T.) и отношения щелочность/глиноземистость среды минералообразования (индекс I.A.). Первый отражает скорость кристаллизации и содержание

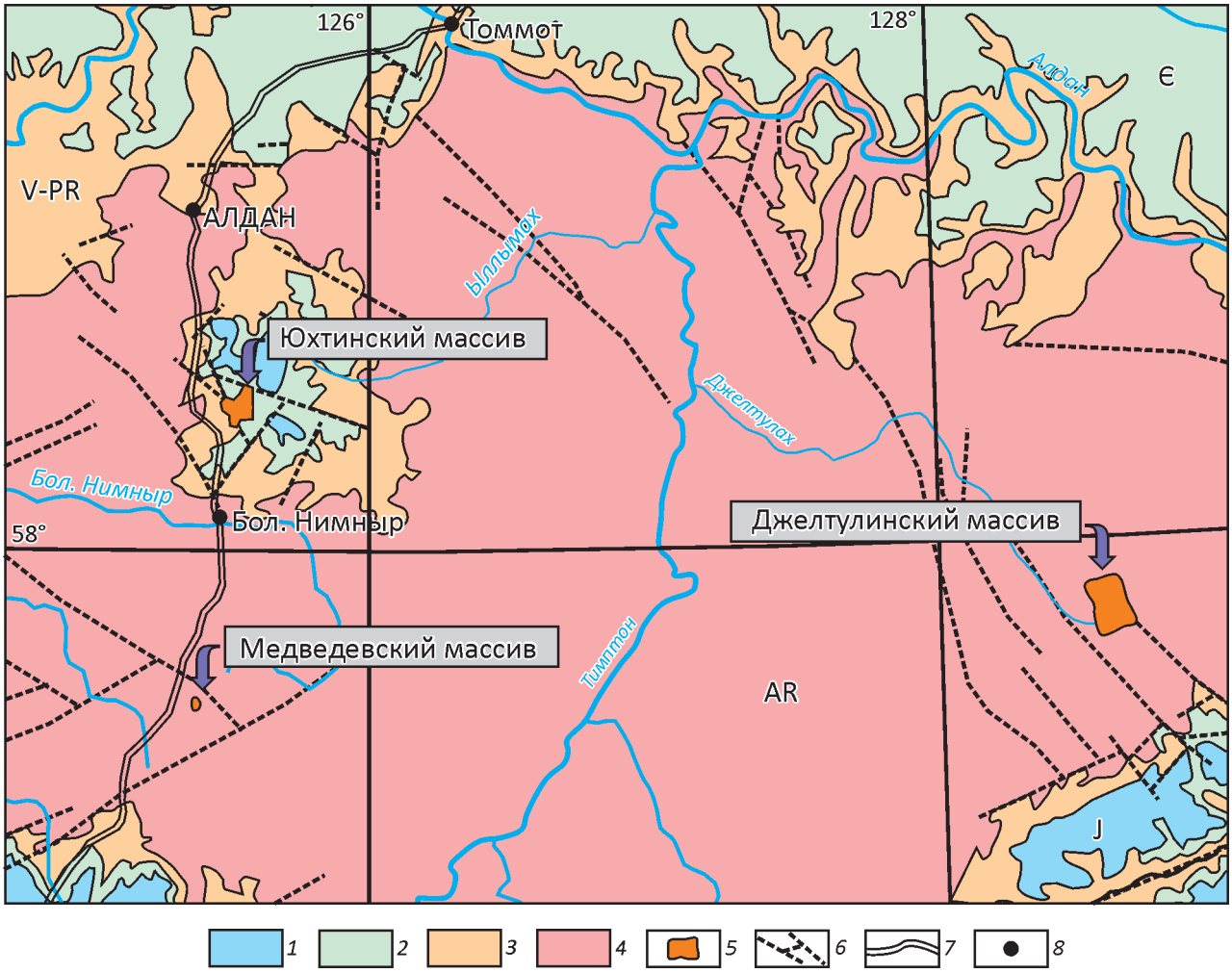


Рис. 1. Схема расположения изученных щелочных массивов. *По материалам И.Д.Ворона и др.* 1970 [2]:

1 – юрские терригенные отложения, J; *2* – кембрийские карбонатные толщи, Є; *3* – венд-протерозойские толщи, V–PR; *4* – архейские комплексы кристаллического фундамента, AR; *5* – щелочные массивы мезозойской тектономагматической активизации; *6* – основные региональные разломы; *7* – федеральная автомобильная дорога А-360 «Лена»; *8* – населенные пункты

летучих в расплаве, второй – неоднородность среды и эволюцию ее химизма [14].

Результаты кристаллооптических исследований. Во время проведения кристаллооптических исследований было установлено, что циркон в магматических щелочных породах Медведевского, Юхтинского и Джелтулинского массивов весьма разнообразен. Изменение его морфологических особенностей, по-видимому, связано с генезисом, процессами кристаллизации расплавов и зависит от различных параметров, в частности, как отмечалось С.М.Кравченко [5], от щелочности последних.

По морфологическим особенностям в породах сиенит-порфиров *Медведевского массива* выделяются четыре морфотипа цирконов. Первый преобладающий тип (58 об. %) цирконов – средне- и длиннопризматические кристаллы (коэффициент удлинения более 2, до 4), с развитием граней (100) в меньшей степени (110) в сочетании с равноразвитыми гранями пирамиды – (101) и (211). Кристаллы имеют бледно-розовые и бледно-желтые оттенки, неровные грани с мелкоямчатой поверхностью, нередко несут в себе микровключения темноцветных минералов. По типологической диаграмме они отнесены к морфотипу S_{23} с температурой кристаллизации 850°С.

Второй тип (13 об. %) – кристаллы короткопризматического габитуса с развитием граней призмы (100) и подчиненной (110), пирамида сформирована сочетанием граней (101) и (211) с преобладанием последней. Кристаллы характеризуются коэффициентом

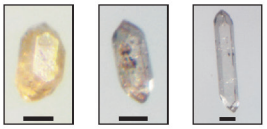
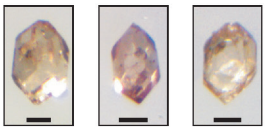
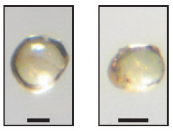
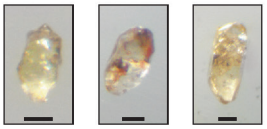
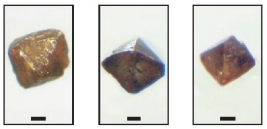
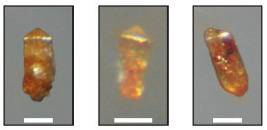
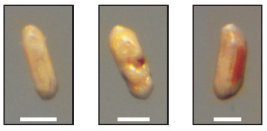
Массив	Морфотип по [6, 14]	Элементы примеси	*T* °C формир. по [14]	Схема по [14]	Цирконы общий вид
Медведевский	S_{23}	HfO_2	850		
	S_{21}	HfO_2	850		
	Q_3	HfO_2	750		
	Гранулит	HfO_2	-		
Юхтинский	S_{23}	HfO_2	850		
	A	ThO_2, UO_2, Y_2O_3, HfO_2	500		
Джелтулинский	D	ThO_2, Y_2O_3, HfO_2, Yb_2O_3	900		
	S_5	HfO_2	650		

Рис. 2. Кристаллооптические и вещественные характеристики цирконов из массивов:

масштабная линейка – 0,1 мм

удлинения 1,5, розовым и светло-желтым оттенками, ровными и неровными гранями. Зачастую корродированные кристаллы циркона несут в себе микровключения темноцветных минералов. Описанные индивиды авторы отнесли к морфотипу S_{21} с температурой кристаллизации 850°С (рис. 2).

Третий тип (9 об. %) цирконов представлен идиоморфными короткопризматическими кристаллами с равнозначным развитием граней призмы (100), (110) и пирамиды (211), коэффициент удлинения 1,5. Кристаллы прозрачные, иногда светло-желтого и бледно-розового оттенков. Индивиды имеют ровные грани и хорошо сохранившиеся элементы огранки, изредка отмечаются микровключения. Температура кристаллизации выделенного морфотипа Q_3 750°С.

Четвертый тип цирконов (20 об. %) представлен двумя разновидностями. Первая разновидность – округлые, прозрачные кристаллы, розоватого и желтоватого

оттенков, обычно с неровной, бугорчатой поверхностью, с редкими микровключениями. Вторая разновидность имеет практически округлую, часто изометричную (шаровидную) форму. Поверхность кристаллов гладкая, блестящая. Подобные цирконы впервые были описаны А.А.Краснобаевым [6] и отнесены им к «гранулитовому» типу.

В сиенит-порфирах и граносиенитах *Юхтинского массива* выделяются два морфотипа цирконов. Первый тип (5 об. %) представлен кристаллами среднепризматического габитуса с развитием граней (100), в меньшей степени (110), в сочетании с гранями пирамиды (101) и (211). Кристаллы этого типа прозрачные и полупрозрачные, с коэффициентом удлинения 2, с неровными гранями и корродированной поверхностью, несут микровключения темноцветных минералов. Эта разновидность относится к морфотипу S_{23} с температурой кристаллизации 850°С (см. рис. 2).

Второй тип, не характерный для щелочноземельных сиенитов [5], но значительно более развитый (95 об. %) в пределах рассматриваемого массива. Данный тип цирконов характеризуется дипирамидальным коротко-призматическим габитусом (101) без развитой призмы, как с неровными, так и с четкими очертаниями граней. Кристаллы полупрозрачные и непрозрачные, несут в себе микровключения темноцветных минералов. Эти цирконы отнесены авторами к морфотипу А с температурой кристаллизации 500°С.

В наименее измененных разностях лаурвикитов и пуласкитов *Джелтулинского массива* авторы выделили два морфотипа цирконов. Первый – наиболее распространенный (64 об. %) морфотип представлен кристаллами светло-желтых оттенков с развитием граней призмы (100) и пирамиды (101), коэффициент удлинения более 2. Грани кристаллов неровные с корродированной поверхностью, в них фиксируются многочисленные газово-жидкие микровключения и темноцветные минералы. Авторы отнесли их к морфотипу D с температурой кристаллизации 900°С.

Второй тип (35%) представлен молочно-бело-кремового цвета среднепризматическими непрозрачными кристаллами с неровными гранями (100), преобладающей (110) и гранями пирамиды (211) с подчиненной (101), коэффициент удлинения больше 2. Этот тип циркона отнесен авторами к морфотипу S_5 с температурой кристаллизации 650°С (см. рис. 2). Внешний облик кристаллов обусловлен метамиктным распадом, разрушением кристаллической решетки и переходом кристаллов в аморфное состояние при сохранении первоначального внешнего облика [7]. Этот процесс по данным И.М.Липовой [7] обусловлен ионизирующим излучением UO_2 и ThO_2, входящих в структуру минерала в виде изоморфных примесей, и при активном участии летучих.

Результаты микрозондовых исследований. Все типы цирконов сиенит-порфиров *Медведевского массива* характеризуются обедненностью элементами-примесями. В изученных кристаллах отмечается примесь HfO_2 (0,9–1,84 вес. %), Yb_2O_3 (до 0,1%). Соотношение ZrO_2/HfO_2 в исследуемых кристаллах изменяется в диапазоне от 35,2 до 61,8 при среднем значении 44. В цирконах «гранулитового» типа отношение изменяется в более широком интервале – от 40,3 до 75,3 и в среднем составляет 53,5 (см. таблицу).

В сиенит-порфирах и граносиенитах *Юхтинского массива* установлено присутствие двух морфотипов кристаллов циркона. Высокотемпературный морфотип S_{23} также обеднен элементами-примесями, определена примесь HfO_2 (0,87–1,15%). Отношение содержаний ZrO_2/HfO_2 в кристаллах данного морфотипа в среднем составляет 65,8.

Набор элементов-примесей в зернах низкотемпературного морфотипа А более обширен. Наблюдается обогащение следующими элементами (в %): UO_2 0,19–1,9, ThO_2 0,12–4,73, Yb_2O_3 до 0,35, Y_2O_3 до 1,2, HfO_2 0,61–1,43, CeO_2 до 0,2 (см. таблицу). Содержание HfO_2 в кристаллах циркона данного морфотипа в среднем составляет 0,88%. Благодаря пониженному содержанию примеси HfO_2 отношение ZrO_2/HfO_2 значительно возрастает и в среднем составляет 76,3.

В лаурвикитах и пуласкитах *Джелтулинского массива* установлено присутствие двух морфотипов циркона – D и S_5. Микрозондовым анализом помимо основных компонентов в кристаллах морфотипа D определены элементы-примеси (в %): Y_2O_3 0,8–2,47, HfO_2 1,06–1,76, Yb_2O_3 до 0,35, CeO_2 0,44–2,84, ThO_2 до 4,27. Благодаря высокому содержанию HfO_2 в кристаллах данного морфотипа отношение ZrO_2/HfO_2 относительно невысоко и в среднем составляет 42,3 для всей группы.

В качестве элемента-примеси в кристаллах морфотипа S_5 присутствует HfO_2 1,25–2,71% и UO_2 до 0,24%, также отмечаются следы других элементов: Y_2O_3, Yb_2O_3, CeO_2, ThO_2. Однако их содержание не выходит за пределы погрешности микрозондового анализа (см. таблицу). Отношение ZrO_2/HfO_2 в цирконах данного морфотипа практически идентично с данными по морфотипу D и составляет 42,7.

Обсуждение результатов. Авторы установили, что для сиенит-порфиров Медведевского массива основной объем популяции цирконов представлен морфотипами: S_{21}, S_{23}, Q_3, образование которых происходило при параметрах *T*=850–750°С и I.A.=400–100 (рис. 3), то есть в высокотемпературных условиях и неоднородной среде. Температура образования морфотипов S_{21} и S_{23} – 850°С, завершалась кристаллизация популяции цирконов, с выделением позднемагматического морфотипа Q_3 при *T*=750° в условиях высокой глиноземистости остаточного расплава (см. рис. 3). Значение ZrO_2/HfO_2 в среднем составляет 44, по данным В.В.Ляховича [8] подобные значения характерны для коровых фанерозойских гранитов.

Представительные анализы химического состава цирконов из магматических пород Медведевского, Юхтинского и Джелтулинского массивов

№ п/п	Массив	Морфотип	ZrO_2	Y_2O_3	Yb_2O_3	Nd_2O_3	SiO_2	HfO_2	ThO_2	CeO_2	UO_2	Сумма	ZrO_2/HfO_2	ZrO_2/HfO_2 среднее
1	Медведевский	S_{23}	67,19	–	0,062	–	32,29	1,58	–	–	–	101,2	42,53	47,62
2			69,9	–	–	–	32,7	1,13	–	–	–	100,81	61,86	
3			66,81	–	–	–	32,61	1,55	–	–	–	101,04	43,10	
4			66,85	–	–	–	32,3	1,84	–	–	–	101,08	36,33	
5			64,96	0,194	0,074	–	32,45	1,19	–	–	–	98,87	54,59	
6			65,28	–	0,031	–	32,32	1,26	–	–	–	98,88	51,81	
7			64,49	–	0,086	–	32,46	1,48	–	–	–	98,51	43,57	
8			65,33	–	-	–	32,55	1,1	–	–	–	98,97	59,39	
9			65,14	–	0,002	–	32,29	1,43	–	–	–	98,86	45,55	
10			64,45	–	0,022	–	32,42	1,59	–	–	–	98,49	40,53	
11			64,52	–	0,1	–	32,39	1,45	–	–	–	98,45	44,50	
12		S_{21}	64,4	–	0,015	–	32,44	1,83	–	–	–	98,69	35,19	40,87
13			65,62	–	0,036	–	32,39	1,41	–	–	–	99,45	46,54	
14		Q_3	64,99	–	-	–	32,27	1,33	–	–	–	98,68	48,86	43,51
15			64	–	0,052	–	32,41	1,57	–	–	–	98,04	40,76	
16			65,01	–	0,027	–	32,3	1,59	–	–	–	98,92	40,89	
17		Гранулитовый	67,02	–	–	–	32,26	1,22	–	–	–	100,57	54,93	53,48
18			66,56	–	–	–	32,22	1,01	–	–	–	99,86	65,90	
19			66,97	–	–	–	32,59	1,15	–	–	–	100,79	58,23	
20			67,74	–	–	–	32,21	1,34	–	–	–	100,38	50,55	
21			66,91	–	–	–	32,21	1,29	–	–	–	100,54	51,87	
22			67,57	–	–	–	32,53	0,897	–	–	–	101,07	75,33	
23			65,15	–	0,064	–	32,32	1,23	–	–	–	98,76	52,97	
24			65,37	–	-	–	32,32	1,73	–	–	–	99,42	37,79	
25			65,36	–	0,024	–	32,58	1,62	–	–	–	99,58	40,35	
26			64,79	–	0,027	–	32,46	1,33	0,017	–	–	98,62	48,71	
27			67,09	–	–	–	32,18	1,3	–	–	–	100,63	51,61	
28	Юхтинский	А	64,62	0,201	–	–	31,93	0,805	2,52	0,058	–	100,21	80,27	76,31
29			66,42	0,054	–	–	32,46	1,03	0,366	0,046	–	100,47	64,49	
30			66,13	0,202	0,133	–	32,1	0,888	1,06	0,111	–	100,73	74,47	
31			64,09	0,677	0,277	–	31,53	0,585	1,36	–	0,587	99,1	109,56	
32			64,73	0,163	0,092	–	32,51	1,04	0,177	–	0,06	98,77	62,24	
33			64,12	0,336	0,211	–	32,37	1,02	0,295	–	0,194	98,54	62,86	
34			66,16	0,031	0,074	–	32,16	1,43	0	–	0,142	99,99	46,27	
35			63,82	0,346	0,191	–	31,8	0,855	0,148	–	0,055	98,21	74,64	

№ п/п	Массив	Морфотип	ZrO_2	Y_2O_3	Yb_2O_3	Nd_2O_3	SiO_2	HfO_2	ThO_2	CeO_2	UO_2	Сумма	ZrO_2/HfO_2	ZrO_2/HfO_2 среднее
36	Юхтинский	А	64,13	1,07	0,351	–	31,5	0,742	1,17	–	0,804	99,76	86,43	76,31
37			64,46	0,584	0,135	–	31,23	0,732	1,19	–	1,13	99,46	88,06	
38			63,27	0,726	0,157	–	31,33	0,857	1,62	–	1,33	99,29	73,83	
39			63,45	0,638	0,17	–	31,09	0,934	1,52	–	1,21	99,01	67,93	
40			64,15	0,163	0,092	–	31,85	1,17	0,92	–	0,723	99,06	54,83	
41			62,96	0,871	0,246	–	31,28	0,88	1	–	1,11	98,34	71,55	
42			63,61	0,329	0,128	–	31,77	0,807	0,707	–	1,01	98,36	78,82	
43			63,51	0,593	0,177	–	31,79	0,921	1,18	–	0,879	99,05	68,96	
44			63,3	0,814	0,166	–	31,17	0,678	0,885	–	0,943	98,95	93,36	
45			61,88	0,789	0,238	–	31,05	0,715	2,41	–	1,5	98,6	86,55	
46			65,49	0,236	0,029	–	32,07	1,07	0,395	–	0,353	99,65	61,21	
47			65,09	0,142	0,144	–	32,39	0,804	0,482	–	0,539	99,59	80,96	
48			62,45	0,47	0,151	–	31,65	0,886	1,82	–	1,24	98,67	70,49	
49			61,69	0,864	0,201	–	30,77	0,746	2,78	–	1,68	98,73	82,69	
50			61,65	0,748	0,233	–	31,29	0,905	2,38	–	1,43	98,64	68,12	
51			61,93	0,861	0,248	–	30,97	0,876	2,11	–	1,6	98,6	70,70	
52			61,56	0,79	0,177	–	30,69	0,568	3,15	–	1,91	98,84	108,38	
53			62,09	1,2	0,298	–	31,26	0,91	1,62	–	1,22	98,61	68,23	
54			63,9	0,433	0,15	–	31,55	0,821	1,3	–	1,05	99,2	77,83	
55			62,03	0,723	0,199	–	30,95	0,61	2,72	–	1,58	98,81	101,69	
56			62,72	0,717	0,275	–	31,39	0,703	1,81	–	1,48	99,11	89,22	
57			63,5	0,52	0,114	–	31,64	0,908	1,51	–	1,05	99,24	69,93	
58			63,93	0,492	0,147	–	31,13	0,92	1,49	–	1,1	99,22	69,49	
59			62,72	0,542	0,137	–	31,21	0,959	1,98	–	1,26	98,81	65,40	
60			63,17	0,69	0,212	–	31,78	0,749	1,24	–	1,13	98,97	84,34	
61			62,01	0,777	0,189	–	31,28	1,06	1,99	–	1,57	98,88	58,50	
62			64,3	0,413	0,086	–	31,82	0,978	1,25	–	0,826	99,67	65,75	
63			61,51	0,586	0,003	–	30,97	0,977	4,73	0,2	1,39	100,44	62,96	
64			59,9	0,673	0,133	–	31,1	0,662	5,4	0,107	1,55	100,6	90,48	
65			64,02	0,654	0,261	–	31,83	0,882	1,43	–	1,26	100,41	72,59	
66		S_{23}	64,04	0,666	0,247	–	32,37	0,915	0,31	–	0,192	98,74	69,99	65,83
67			64,6	0,124	0,151	–	32,39	1,33	0,124	–	0,051	98,76	48,57	
68			67,18	–	–	–	32,7	1,15	–	–	–	101,1	58,42	
69			67,15	–	–	–	32,58	1,07	–	–	–	100,77	62,76	
70			67,45	–	–	–	32,43	1,02	–	–	–	101,01	66,13	
71			66,14	–	0,062	–	32,04	0,87	0,018	–	0	99,13	76,02	

Продолжение таблицы

№ п/п	Массив	Морфотип	ZrO_2	Y_2O_3	Yb_2O_3	Nd_2O_3	SiO_2	HfO_2	ThO_2	CeO_2	UO_2	Сумма	ZrO_2/HfO_2	ZrO_2/HfO_2 среднее
72	Джелтулинский	D	67,52	–	0,033	–	32,29	1,56	–	–	–	101,48	43,28	42,30
73			65,74	–	0,07	–	31,96	1,56	–	–	–	99,4	42,14	
74			59,56	0,86	0,064	–	31,05	1,23	4,27	2,34	–	99,45	48,42	
75			61,77	1,85	0,219	–	31,88	1,37	1,22	0,44	–	98,81	45,09	
76			60,52	0,884	0,108	–	31,56	1,56	2,27	1,77	–	98,75	38,79	
77			59,97	0,95	0,192	1,65	30,87	1,3	1,39	2,6	–	99,02	46,13	
78			59,85	1,31	0,225	1,32	31,39	1,26	1,02	2,33	–	98,8	47,50	
79			59,55	2,17	0,348	1,42	31,54	1,38	0,861	1,32	–	98,68	43,15	
80			67,05	–	0,018	0,053	32,28	1,55	–	–	–	101,02	43,26	
81			59,34	2,14	0,255	0,562	30,99	1,06	3,68	0,875	–	98,98	55,98	
82			60,26	2,47	0,305	0,744	31,37	1,37	1,02	0,674	–	98,314	43,99	
83			59,76	1,51	0,139	1,4	30,74	1,73	0,768	2,41	–	98,56	34,54	
84			66,93	–	0,014	–	32,47	1,74	–	0,004	–	101,25	38,47	
85			60,92	1,2	0,161	0,694	31,38	1,42	0,344	2,42	–	98,634	42,90	
86			60,21	0,95	0,148	1,27	31,84	1,76	0,028	2,75	–	99,05	34,21	
87			60,47	0,995	0,157	1,36	31,42	1,51	–	2,84	–	98,85	40,05	
88			66,89	–	0,013	0,094	32,26	1,54	–	–	–	100,894	43,44	
89			60,31	0,808	0,127	0,858	31,37	1,64	1,29	2,1	–	98,598	36,77	
90			60,14	0,95	0,152	1,01	31,64	1,69	1,08	2,2	–	98,98	35,59	
91		S_5	66,63	–	0,05	–	32,5	1,73	–	–	–	100,95	38,51	42,69
92			67,16	–	0	–	32,68	1,25	–	–	–	101,17	53,73	
93			64,93	–	0,049	–	31,71	1,49	0,013	0,031	–	98,3	43,58	
94			67,08	–	0	–	32,23	1,29	–	0,005	–	100,66	52,00	
95			65,59	–	0	–	32,76	1,38	–	–	–	99,79	47,53	
96			64,93	–	0,033	–	32,53	1,32	0,019	–	–	98,83	49,19	
97			63,08	0,096	0,089	–	32,52	2,71	0,009	–	0,236	98,73	23,28	
98			64,6	–	0,03	–	32,6	1,38	–	–	–	98,6	46,81	
99			64,7	–	0,005	–	32,7	1,55	–	–	–	98,95	41,74	
100			65	–	0,022	–	32,68	2,13	–	–	–	99,83	30,52	

Примечание. Определение химического состава цирконов производилось на установке Camebax-micro в ИГАБМ СО РАН Н.В.Христофоровой; предел обнаружения (в %): ThO_2 0,102; UO_2 0,159; Y_2O_3 0,147; HfO_2 0,564; Yb_2O_3 0,201; CeO_2 0,162; Nd_2O_3 0,126; ZrO_2 0,144; SiO_2 0,06.

I.T	*T*°C формир.	I.A Пира-мида / Призма	100	200	300	400	500	600	700	800
			(211)	(101)<<(211)	(101)<(211)	(101)=(211)	(101)>(211)	(101)>>(211)	(101)	(301)
100	±50° 500° 550° C	0 призма							2  A	
200	600°C	(110)								
300	650°C	(100)<<(110)						3  S_5		
400	700°C	(100)<(110)								
500	750°C	(100)=(110)	1  Q_3							
600	800°C	(100)>(110)								
700	850°C	(100)>>(110)		1  S_{21}		1,2  S_{23}				
800	900°C	(100)		1  J_1		1  J_3			3  D	

Рис. 3. Основные типы и подтипы типоморфной классификации цирконов исследованных массивов и соответствующая им геотермическая шкала:

T – температура кристаллизации цирконов; «призма» – грани призм кристаллов циркона; «пирамида» – грани пирамид кристаллов циркона; индекс I.T – температура и содержание летучих в расплаве (100 – минимальное содержание, 800 – максимальное); индекс I.A – глиноземистость (100) и щелочность (800) среды минералообразования по работе [14]; морфотипы цирконов из массивов: 1 – Медведевского, 2 – Юхтинского, 3 – Джелтулинского

В кристаллах циркона «гранулитового» типа ZrO_2/HfO_2 в среднем составляет 53,5, что характерно для цирконов метаморфических пород амфиболитовой фации [8]. Таким образом, не характерный облик выделений и повышенное значение ZrO_2/HfO_2 позволяют с достаточной степенью уверенности говорить о захвате данных кристаллов из вмещающих метаморфических пород кристаллизующимися расплавами Медведевского комплекса.

В щелочноземельных сиенитах Юхтинского массива авторами выделены два морфотипа цирконов. Кристаллизация минерала происходила в относительно контрастных условиях при параметрах *T*=850°–550°C и I.A.=700–400. Наименее распространенными являются кристаллы, отнесенные авторами к морфотипу S_{23}, с параметрами кристаллизации: *T*=850°C, I.A.=400 и I.T.=700, указывающими на то, что они сформировались первыми. Кристаллизация проходила в условиях

пониженной щелочности при относительно высокой температуре. Однако, судя по малому распространению кристаллов данного типа (5 об. % популяции) и небольшим размерам (0,1–0,2 мм), кристаллизация продолжалась весьма ограниченное время. Затем произошло понижение температуры до 500°–550°С при повышении щелочности среды до I.A.=700 на фоне снижения летучих компонентов в расплаве I.T.=100 и формирование морфотипа А. Кристаллы данного морфотипа являются доминирующими (95 об. % популяции) и имеют по отношению к другим выделенным морфотипам сравнительно крупные размеры (0,25–0,6 мм), что указывает на продолжительное время кристаллизации в относительно стабильных условиях. Также стоит отметить повышенное, не характерное для рассмотренных ранее популяций содержание радиоактивных элементов в кристаллах данного морфотипа (UO_2, ThO_2). Изменение условий кристаллизации, в частности – повышение щелочности, увеличение длительности процесса кристаллизации, обогащение радиоактивными компонентами предположительно обусловлено привносом материала из долгоживущего источника основного состава. Возрастание щелочности от первой фазы к третьей в породах Юхтинского массива отмечалось также М.Ф.Страховым [11]. Предположение о взаимодействии с источником основного состава подкрепляется высокими значениями ZrO_2/HfO_2 до 109,6. Близкие показатели данного параметра по В.В.Ляховичу [8] до 86,9 характерны для источников основного и ультраосновного состава.

Образование кристаллов циркона в породах Джелтулинского массива происходило в широком температурном диапазоне – 900°–650°С, при повышенной щелочности минералообразующих расплавов I.A.=700–600. Предположительно, первыми кристаллизовались высокотемпературные цирконы морфотипа D в условиях низкой глиноземистости среды и при высокой роли летучих компонентов (см. рис. 3). Параметры образования: *T*=900°С, I.A.=700 и I.T.=800. На заключительной стадии кристаллизации массива формировались метамиктные цирконы морфотипа S_5 при температуре Т=650°С и низкой активности летучих компонентов I.T.=300.

Высокие концентрации элементов-примесей (ThO_2, CeO_2, Y_2O_3) в цирконах морфотипа D, по всей видимости, объясняются высокой температурой кристаллизации последнего и первичным обогащением субстрата этими элементами (см. рис. 3). Обеднение более позднего морфотипа S_5 радиоактивными и редкоземельными элементами произошло в связи с началом кристаллизации монацита, ксенотима и перераспределением их «в пользу» этих минералов. Последние были обнаружены при исследовании магматических пород Джелтулинского массива и более подробно описаны в работе [4]. Стоит отметить, что в кристаллах цирконов этого массива, в отличие от рассмотренных ранее популяций, наблюдается повышенное содержание ThO_2 до 4,27%. Примечательно, что по данным масс-спектрометрического анализа с индуктивно связанной плазмой в некоторых разновидностях магматических пород Джелтулинского массива содержится значительное количество этого элемента – до 212 г/т (анализы выполнены на LA ISP-MS в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, под руководством А.В.Травина). В аналогичных магматических породах Эльконского рудного узла обнаружены цирконы с высоким содержанием UO_2 до 0,69% и ThO_2 до 0,17% [12].

Цирконы, близкие по облику к таковым Юхтинского массива (Самолазовское месторождение), были установлены авторами в аллювиальных отложениях Макылганского переката в среднем течении р. Алдан, где также были обнаружены весовые концентрации благородных металлов, минералов-концентраторов редких и радиоактивных элементов, которые могут служить индикаторами комплексных рудоносных объектов в данном районе [13]. Здесь золото и платина сопровождаются лёллингитом, ферберитом, шеелитом, касситеритом, цирконом, бадделеитом, монацитом с включениями торита и другими рудными минералами. По химическому составу железистая платина с Макылганского проявления характеризуется высоким содержанием иридия до 10,7%, подобно изоферроплатине из россыпи Инаглинского массива. Однако в отличие от последнего макылганская платина обладает неупорядоченной гранецентрированной структурой, указывающей на иные условия ее образования, чем изоферроплатина в Инаглинском массиве.

Таким образом, в заключение отметим, что изученные авторами в рассматриваемых объектах цирконы различаются по морфологическим признакам и химическому составу. Это указывает на различные физико-химические условия формирования данных массивов, а также на возможную металлогеническую специализацию несущих их пород, на основании чего можно сделать основные выводы:

Цирконы даек сиенит-порфиров Медведевского массива формировались в относительно стабильных условиях постепенной кристаллизации пород массива, на что указывает присутствие четырех разновидностей цирконов, с характерными хорошо образованными, кристаллографически правильными формами, а также присутствие зерен с коэффициентом удлинения больше 4. Приуроченность округленных цирконов к породам гранулитовой фации позволяет считать такие цирконы образованными за счет высокотемпературного метаморфизма, а, следовательно, реститовыми для мезозойских сиенитов.

Неровные грани и корродированная поверхность первичных, высокотемпературных цирконов в породах Юхтинского массива, а также присутствие низкотемпературных, обогащенных радиоактивными, редкими и редкоземельными элементами (UO_2, ThO_2, Y_2O_3, HfO_2) разностей указывает на длительное формирование

поздней генерации циркона за счет привноса дополнительного тепла и флюидов из долгоживущего источника основного состава.

Повышенные содержания ThO_2, CeO_2, Y_2O_3, Yb_2O_3 и морфология кристаллов Джелтулинского массива указывают на обогащение этими элементами первичного субстрата и весьма высокие температуры формирования последнего. Обеднение более позднего морфотипа S_5 элементами – ThO_2, CeO_2, Y_2O_3, Yb_2O_3 произошло в связи с началом кристаллизации монацита, ксенотима и перераспределения этих элементов в их «пользу».

При повышенном содержании UO_2 в цирконах Юхтинского массива отмечаются значительно более низкие концентрации ThO_2, подобные соотношения наблюдается в цирконах из близких по составу пород Эльконского рудного узла. Противоположная закономерность установлена в цирконах Джелтулинского массива, обогащенных ThO_2. В целом, такая зависимость в распределении UO_2 и ThO_2 также находит свое отражение в несущих циркон магматических породах указанных массивов. Таким образом, типоморфизм цирконов, по-видимому, отражает специфику составов включающих их магматических пород и геохимическую специализацию последних.

В рассматриваемом районе циркон нередко встречается совместно с такими минералами, как леллингит, ферберит, шеелит, касситерит, бадделеит, монацит с включением торита, минералами платиновой группы. Подобная ассоциация минералов характерна для сложных щелочных рудно-магматических комплексов, выявление которых требует всестороннего подхода как площадных топоминералогических исследований, так и целенаправленного изучения типоморфных особенностей минералов из предполагаемых коренных источников искомых полезных компонентов.

Статья подготовлена по результатам проекта «Стратегически важные виды минерально-сырьевых ресурсов и особенности геологического строения инвестиционно привлекательных территорий Республики Саха (*Якутия*): *металлогения, тектоника, магматизм, геоэкология, совершенствование поисковых и прогнозных технологий» Программы комплексных научных исследований в Республике Саха* (*Якутия*), *направленных на развитие ее производственных сил и социальной сферы на 2016–2020 годы, частично по проекту НИР ИГАБМ СО РАН 0381-2016-0003 и гранту РФФИ № 17-05-00390*.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Билибин Ю.А.* Петрография Алдана. Послеюрские интрузии Алданского района // Избр. труды. – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1958. Т. 1.
2. *Ворона И.Д. и др.* Геологическая карта южной части Якутской АССР масштаба 1:1500000. – Л.: Ленинградская картфабрика ВАГТ, 1972.
3. *Ворона И.Д., Реутов Л.М.* Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1:200 000 Серия Алданская, Лист О-51-XXIV. – М.: ГНТИЛ по геологии и охране недр, 1963.
4. *Журавлев А.И., Округин А.В., Кравченко А.А.* Сравнительная характеристика монацитов из россыпепроявлений и магматических образований Тыркандинского рудного района // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VI Всероссийской научно-практической конференции. – Якутск: Изд. дом СВФУ, 2016. С. 56–60.
5. *Кравченко С.М., Власова Е.В.* Щелочные породы Центрального Алдана. – М.: Изд-во АН СССР, 1962.
6. *Краснобаев А.А.* Циркон как индикатор геологических процессов. – М.: Наука, 1986.
7. *Липова И.М.* Природа метамиктных цирконов. – М.: Атомиздат, 1972.
8. *Ляхович В.В., Вишневский А.А.* Цирконий и гафний в цирконе Рапакиви в связи с проблемой генезиса овоидов // Геохимия. 1990. С. 1075–1083.
9. *Максимов Е.П.* Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита // Изв. АН СССР: Серия геологическая. 1975. № 4. С. 16–32.
10. *Особенности* состава и возраст формирования мезозойских интрузий Тыркандинского рудного района Алдано-Станового щита / А.А.Кравченко, А.И.Иванов, И.Р. Прокопьев и др. // Отечественная геология, 2014. С. 43–53.
11. *Страхов М.Ф.* Петрология и рудоносность Юхтинского граносиенитового массива (центральная часть Алданского щита) // Известия Сибирского отделения. Секции наук о Земле РАЕН. 2012. № 1 (40). С. 25–37.
12. *Терехов А.В.* Рудоносность гидротермально-метасоматических образований Эльконского золотоуранового узла (Южная Якутия) // Автореф. … дис. канд. геол.-минер. наук. – С-Пб, 2012.
13. *Топоминералогическая* проекция эндогенной минерализации благородных металлов, редких и радиоактивных элементов Центрально-Алданской магматогенной системы (Алданский щит, Россия) / А.В.Округин, А.И.Журавлев, Г.В.Мохначевский, К.З.Ибрагимов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 3. Ч. 2. С. 23–27.
14. *Pupin J.P.* Zircon and granite petrology // Contrib. Miner. Petrol. 1980. 73. Pp. 207–220.

УДК 552.311(571.56)
© А.В.Округин, А.В.Толстов, 2017

Петрогеохимическая характеристика сиенит-щелочно-ультраосновного силикатного комплекса пород Томторского массива (северо-восток Сибирской платформы)

А.В.ОКРУГИН (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677007, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39),
А.В.ТОЛСТОВ (Институт геологии и минералогии Сибирского отделения Российской академии наук им. В.С.Соболева (ИГМ СО РАН); 630090, г. Новосибирск, проспект академика Коптюга, д. 3)

Рассматриваются петрохимические особенности силикатных пород Томторского массива, представленных фоидолитами, нефелиновыми сиенитами, а также щелочно-ультраосновными породами мелких секущих тел. Недосыщенные кремнеземом бесполевошпатовые породы соответствуют мелилитовым породам, а магматиты с нормативным плагиоклазом тяготеют к щелочным базальтоидам и нефелиновым сиенитам Маймеча-Котуйской провинции. Наличие в бассейне р. Анабар также многих тел пермо-триасовых щелочных пикритобазальтов, меланефеленитов и трахидолеритов позволяет объединить данные разновозрастные щелочно-ультраосновные комплексы с карбонатитами восточного Прианабарья в единую крупную провинцию. Такие рудно-магматические системы могут быть источниками не только месторождений редких элементов, но и благородных металлов, образующих в данном районе площадные комплексные золотоплатиновые россыпепроявления.
Ключевые слова: щелочно-ультраосновные породы, пикриты, сиениты, карбонатиты, минералы платиновой группы, золото, месторождения редких элементов, Томторский массив.

Округин Александр Витальевич — okrugin@diamond.ysn.ru
Толстов Александр Васильевич — tolstov@igm.nsc.ru

Petrogeochemical characteristics of the syenite – alkali-ultrabasic silicate rock complex of the Tomtor massif (northeastern Siberian platform)

A.V.OKRUGIN, A.V.TOLSTOV

Petrogeochemical characteristics of silicate rocks of the Tomtor massif represented by foidolites, nepheline syenites, and alkali-ultrabasic rocks of small cross-cutting bodies are discussed. Silica-undersaturated feldspar-free rocks correspond to melilitic rocks, and magmatites with normative plagioclase are compositionally similar to alkali basaltoids and nepheline syenites of the Maimecha-Kotuy province. The presence of numerous bodies of Permo-Triassic alkali picrite basalts, melanephelinites and trachydolerites in the Anabar river basin enables combination of the studied non-coeval alkali-ultrabasic complexes and carbonatites from the eastern Prianabar area into a single large province. Such ore-magmatic systems may be sources not only for rare element deposits but also for gold-platinum placers which have large areal extent in the region.
Key words: alkali-ultrabasic rocks, picrites, syenites, carbonatites, platinum-group minerals, gold, rare element deposits, Tomtor massif.

Томторский массив, являющийся сложным комплексом щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов с уникально-богатыми редкоземельно-редкометалльными рудами, давно привлекает внимание многих геологов, а в связи с предстоящим освоением данного месторождения интерес исследователей к нему всё более усиливается. Основные черты геологического строения массива, минералого-геохимические особенности его пород и руд, возможные условия их образования и другие вопросы обсуждаются во многих работах первых и последующих исследователей данного месторождения [1, 2, 5, 6, 10, 13, 19, 22–27, 31–33 и др.]. Основное внимание, конечно, уделяется рассмотрению карбонатитовых комплексов, представляющих большую экономическую ценность, хотя часто дискутируются и спорные вопросы по силикатным породам. В данной статье авторы обосновывают сходства петрогеохимических характеристик силикатных магматитов Томторского массива с другими пермо-триасовыми проявлениями щелочных пикрито-базальтовых и

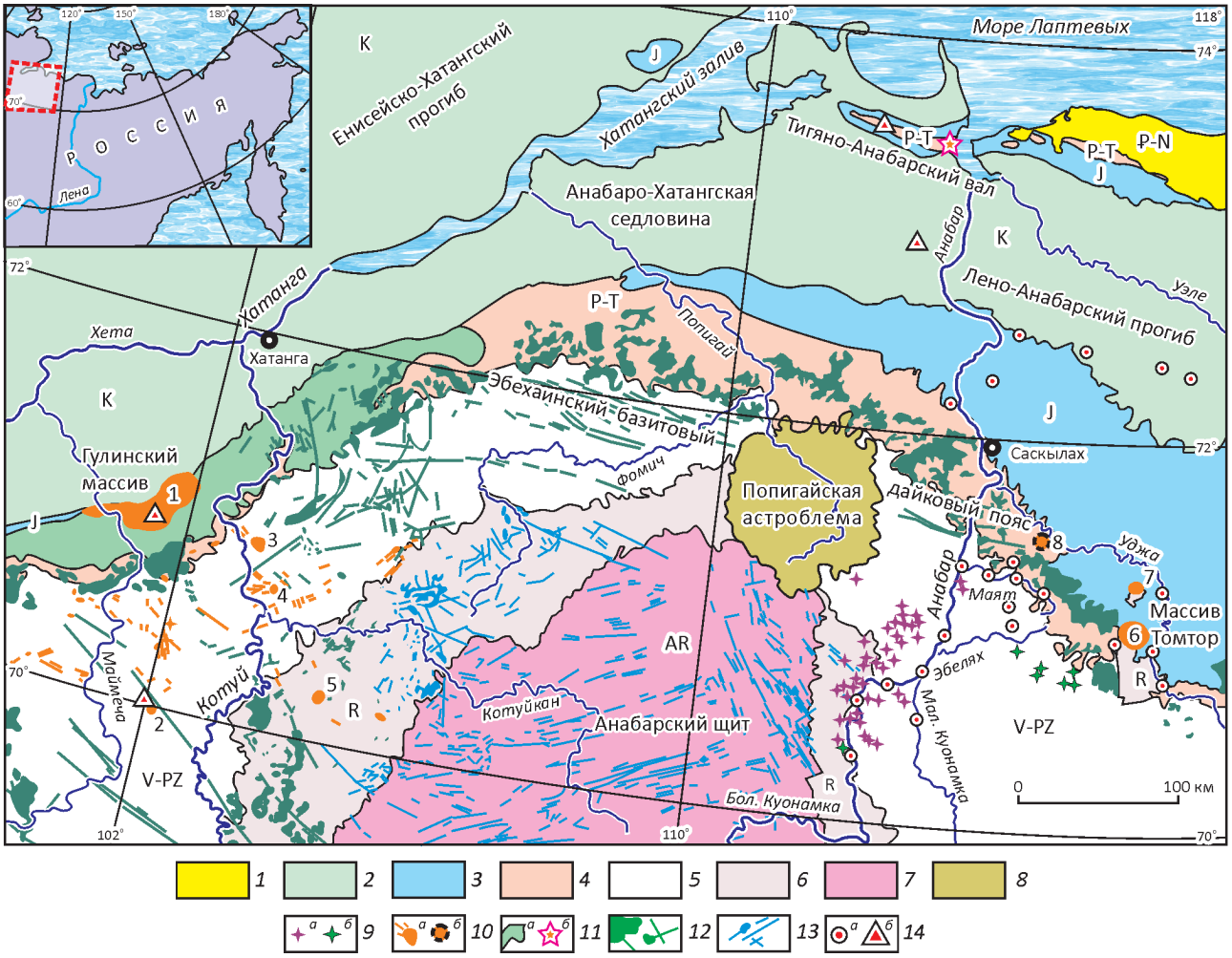


Рис. 1. Схема распространения магматитов и золотоплатиноносных россыпепроявлений на севере Сибирской платформы. *Построена на основе геологической карты Сибирской платформы масштаба 1:1 500 000, 1999*:

1 – палеоген-неогеновые осадки, ₽–N; *2* – меловые пески, алевриты и галечники, K; *3* – юрские конгломераты, песчаники, алевролиты, J; *4* – пермские и триасовые песчаники, алевролиты, P–T; *5* – венд-кембрийские доломиты, известняки, мергели и песчаники, V–PZ; *6* – рифейские конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты и доломиты, R; *7* – архейские метаморфические комплексы, AR; *8* – структура Попигайской астроблемы; *9* – трубки: *а* – кимберлитовые и *б* – базитовые; *10* – интрузии и дайки щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами: *а* – установленные (1 – Гули, 2 – Бор-Урях, 3 – Одихинча, 4 – Кугда, 5 – Маган, 6 – Томтор, 7 – Богдо и др.), *б* – предполагаемые (8 – Чюэмпе); *11* – эффузивы базальтов и щелочных базальтоидов (*а*) и пикритобазальты, устье р. Анабар (*б*); *12* – силлы и дайки P–T долеритов и трахидолеритов; *13* – докембрийские базиты; *14* – россыпи золота с Fe-Pt (*а*) и Ir-Os минералами (*б*)

ультраосновных пород бассейна р.Анабар, а также возможную связь с магматитами таких разновозрастных щелочных комплексов золотоплатиноносных россыпепроявлений, широко распространенных на севере Сибирской платформы.

Массив Томтор приурочен к сводовой части Уджинского поднятия, расположенного на восточном склоне Анабарского щита (рис. 1). Он имеет концентрическизональное строение, обусловленное наличием карбонатитового ядра, окаймленного мощной неполнокольцевой фоидолитовой оторочкой, а значительная периферийная часть массива сложена щелочными и нефелиновыми сиенитами (рис. 2). В пределах массива широко распространены мелкие секущие жильные, дайковые, пластовые, трубчатые тела, а также крупные сильно измененные ксеноблоки щелочных ультраосновных пород, природа которых до сих пор вызывает острую дискуссию. Эти породы изучены в образцах, отобранных лично авторами данной публикации с естественных выходов магматитов на поверхность и

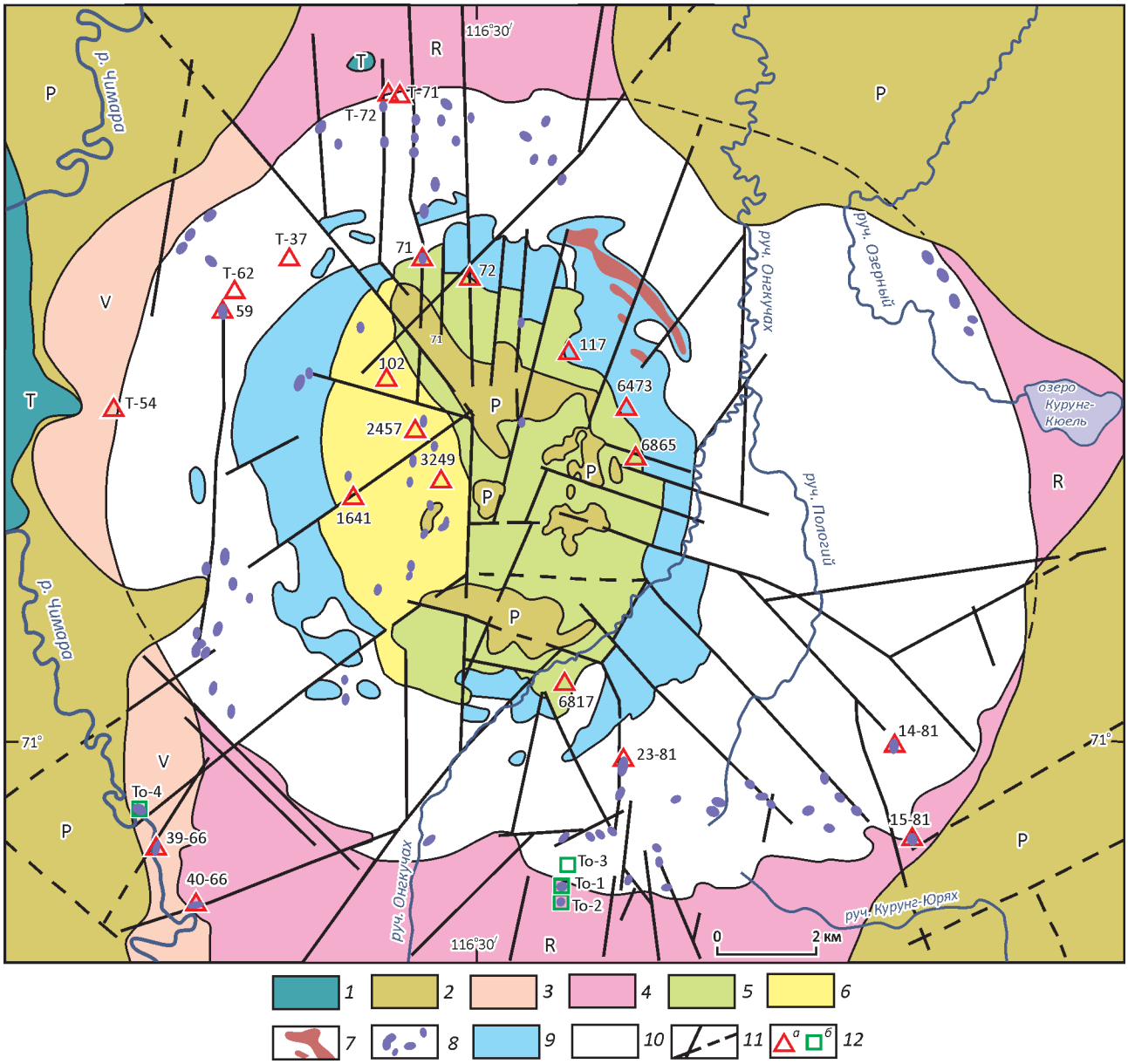


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Томторского массива. *Построена на основе геологической карты доюрских образований массива Томтор, составленной А.В.Толстовым (1998) по материалам геологической съемки (1974–1983) и результатам работ Эбеляхской ГРП*:

1 – нижнетриасовые туфы, лавы платобазальтов, T; *2* – пермские конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, угли, P; *3* – песчаники, гравелиты, алевролиты венда, V; *4* – доломиты, сланцы, алевролиты, песчаники рифея, R; *5–7* – карбонатитовый комплекс: *5* – редкометалльные, *6* – безрудные карбонатиты и *7* – камафориты; *8–10* – комплекс силикатных пород: *8* – мелкие секущие тела щелочно-ультраосновных пород, *9* – фоидолиты, *10* – щелочные и нефелиновые сиениты; *11* – тектонические нарушения; *12* – места отбора исследованных образцов: *а* – из керна скважин (с номером скважин) и *б* – из коренных выходов и эллювиально-делювиальных развалов пород на поверхности (с номером обнажений)

из кернов заверочных скважин, а также использованы образцы из коллекции, собранной ранее сотрудниками лаборатории геологии кимберлитов ИГАБМ СО РАН.

Севернее от Томторского массива находится второе подобное тело – Богдо, а по аэрогеофизическим материалам предполагается [23] существование под пермскими и мезо-кайнозойскими осадками Лено-Анабарского прогиба ещё трех аналогичных погребенных массивов: Чюэмпинский (р. Уджа), Буолкалахский и Уэлинский (по одноименным рекам). По Е.М.Эпштейну

и др. [32] эти комплексы ультрамафитов, ийолитов и карбонатитов (УИК) составляют Восточно-Прианабарскую провинцию УИК предкембрийского возраста, подобную раннемезозойской Западно-Прианабарской провинции той же формации, расположенной на западном и юго-западном склонах Анабарского щита.

На водоразделах рек Чимара и Эбелях, Томтор и Токур-Уджа Б.Р.Шпунт с соавторами [24] описали вулканогенные породы щелочно-ультраосновного состава, близкие таковым из мелких секущих тел Томторского массива. Указанными авторами сделан вывод, что эти покровы являются краевой частью ранее единой вулканоплутонической постройки Томтор. Ещё первые исследователи [33 и др.] определили Томтор как вулканоплутонический комплекс, а в работах [6, 19] на основе K-Ar и Rb-Sr датирования показана следующая последовательность формирования Томторского массива, состоящая из трех этапов. Первый интрузивный этап – внедрение фоидолитов, нефелиновых сиенитов периферической зоны, карбонатитов I и фоскоритов (камафоритов) охватывает рубеж 800–650 млн. лет; второй вулканогенный – формирование карбонатитов центрального ядра, внедрение секущих тел щелочных габброидов, нефелиновых сиенитов, пород пикритовой и альнеит-тингуатитовой серий и связанных с ними карбонатитов II–III, эффузивов фоидитов и рудных лав – 450–370 млн. лет; третий вулканогенно-осадочный сложен породами верхнего рудного горизонта, поздними метасоматитами, образовавшимися в коре выветривания, туфами с прослоями углей, сохранившимися в кальдерах проседания на трубках взрыва P_{1-2} – 400–240 млн. лет.

Геохронологическими U-Pb и $^{40}Ar/^{39}Ar$ исследованиями [5] для пород Томторского массива получены следующие оценки возрастов: щелочной сиенит – 689±5 млн. лет, карбонатиты 1 этапа – 693±8 и 681±6 млн. лет, лампроиты – 412±2 млн. лет и рудоносного карбонатита 2 этапа – 400±4 млн. лет. Авторами также был исследован $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом, выполненным в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) под руководством А.В.Травина, образец То-2/1 (см. таблицу) зеленоватых темно-серых мелкозернистых пород с крупными порфировыми выделениями флогопита из диатремы, прорывающей рифейские отложения вблизи южного обрамления Томторского массива. В результате для данного образца определен возраст 379±3 млн. лет (рис. 3), что хорошо согласуется с возрастом в 371±4 млн. лет, полученным Rb-Sr методом для флогопитсодержащих щелочно-ультраосновных пород одного из трубчатых тел на южном обрамлении массива [24]. В последней указанной работе для пород одного из подобных тел отмечается возраст 226±23 млн. лет и на этом основании предполагается проявление на Уджинском поднятии наряду со среднепалеозойским и раннемезозойского этапа щелочно-ультраосновного магматизма.

В верховьях р. Малая Куонамка по руч. Томах было обнаружено [18] дайкообразное тело свежих порфировидных темно-серых пород с вкрапленниками оливина (Fa_{16}) и зоной закалки. В основной массе пород, по химическому составу отвечающей меймечитам Гулинского массива, кроме пироксена, флогопита и оливина широко распространен перовскит. Приуроченность данной дайки к разлому северо-восточного простирания, по которому развита также и дайка нижнемезозойских долеритов, указывает предположительно на такой же возраст меймечитоподобных пород.

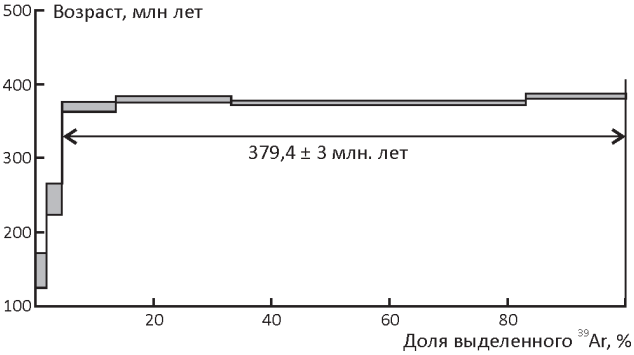


Рис. 3. Результаты геохронологических $^{40}Ar–^{39}Ar$ исследований флогопита из диатремы То-2 щелочно-ультраосновных пород Томторского массива

При проверке предположения о возможном существовании на шельфе моря Лаптевых самостоятельной кимберлитовой провинции было установлено, что гальки и валуны щелочно-ультраосновных пород являются постоянными компонентами кайнозойских отложений лишь на прилежащей к морю полосе шириной около 60 км и протяженностью 150 км от Нордвикского залива до бассейна р. Урасалах-Батынит [17]. На более южных территориях они не встречены. Крупные размеры обломков (до 0,5 м) этих пород, представленных нефелиновыми пикритами, оливиновыми меланефелинитами, нефелинитами, анальцимитами, оливиновыми мельтейгитами, и существенная примесь их минералов в шлихах молодых отложений указывает на близость коренных выходов данных магматитов.

В устье р. Анабар (мыс Аиркат) авторами были описаны находки пород базальтоидного облика с вкрапленниками оливина, пироксена и флогопита [9], часто встречающиеся среди делювиальных развалов пермо-триасовых долеритов. По химическому составу данные породы относятся к субщелочным пикритобазальтам, меланефелинитам и оливиновым меланефелинитам, для которых характерны высокие содержания TiO_2, K_2O и P_2O_5. Пикритобазальты по составу близки трахидолеритам Эбехаинского дайкового пояса [34], протягивающегося от Анабара-Уджинского междуречья к северо-западному склону Анабарского щита (см. рис. 1). Меланефелиниты отличаются от трахидолеритов повышенным содержанием MgO и низкой

Представительные анализы пород силикатного комплекса Томторского массива

Оксиды	Сиениты периферийной части массива					Фоидолиты оторочки карбонатитового ядра					Щелочно-ультраосновные породы мелких секущих тел									
	T-72/7*	14-81/3	14-81/9	15-81/1	15-81/4	6865/2	1641/8	1641/10	1641/13	*n*=20**	14-81/7	15-81/5	23-81/2	39-66/1	39-66/5	40-66/5	59/13	59/15	To-1/1	To-2/1	To-4/2
SiO_2	54,38	49,50	52,32	53,33	48,87	32,10	34,64	39,66	38,69	35,81	38,15	38,15	33,99	33,64	31,39	34,13	31,45	30,68	33,03	31,70	31,25
TiO_2	0,53	0,76	0,85	1,09	2,18	4,55	4,85	4,64	5,87	2,37	1,44	2,79	2,31	2,28	2,38	1,60	2,96	4,95	3,18	2,73	2,87
Al_2O_3	20,96	19,37	18,17	25,31	19,00	14,25	9,89	8,94	11,03	17,93	12,38	14,58	9,62	6,89	6,14	7,87	6,43	7,37	11,29	11,79	8,38
Fe_2O_3	2,26	4,74	4,56	3,53	10,25	8,60	10,08	17,08	22,74	5,61	4,06	16,63	7,68	6,56	7,04	6,24	7,10	10,14	7,00	5,19	10,29
FeO	1,67	1,41	1,49	1,00	3,57	12,68	9,50	2,48	1,02	2,15	2,93	5,80	3,40	2,97	2,83	2,29	3,82	2,95	4,46	4,83	5,82
MnO	0,04	0,21	0,22	0,02	0,05	0,63	1,06	1,06	1,06	0,16	0,22	0,06	0,25	0,16	0,13	0,16	0,16	0,13	0,24	0,32	0,18
MgO	2,02	1,47	0,94	0,05	1,74	7,88	3,50	0,54	0,22	4,66	6,07	10,30	9,55	25,30	18,84	29,84	22,27	11,53	8,13	5,75	15,18
CaO	0,64	3,07	4,67	0,81	0,72	3,44	7,88	5,61	3,56	13,06	9,06	0,53	15,47	7,63	13,76	3,84	9,11	19,16	16,98	15,65	11,12
Na_2O	0,36	7,42	2,85	0,54	0,11	0,26	6,60	6,41	8,15	7,65	4,52	0,18	0,98	0,13	0,12	0,13	0,11	0,15	2,59	4,84	0,63
K_2O	12,60	3,48	8,39	9,07	7,46	5,01	0,10	0,11	0,11	3,38	4,38	4,19	3,44	1,72	1,51	0,81	2,65	3,62	2,51	2,91	2,57
P_2O_5	1,22	0,06	0,06	0,05	0,14	1,18	4,74	4,71	1,96	0,84	0,57	0,02	1,55	0,51	0,55	0,23	0,94	0,11	0,97	1,26	1,22
CO_2	1,18	2,33	2,08	0,06	0,22	7,04	2,30	2,36	1,02	0,15	11,66	0,98	6,13	3,69	9,14	1,39	5,30	5,05	3,76	5,95	5,37
П.П.П.	1,98	6,11	3,21	5,29	5,78	2,10	6,10	5,11	4,76	5,44	4,35	6,25	4,54	8,83	5,99	11,08	7,52	4,10	5,76	6,49	5,10
Сумма	99,84	99,93	99,81	100,15	100,09	99,72	101,24	98,71	100,19	99,21	99,79	100,46	98,91	100,31	99,82	99,61	99,82	99,94	99,90	99,41	99,98

Примечание. * – номер пробы; первые цифры соответствуют номеру скважин или обнажения на рис. 2, а последние цифры после косой линии – порядковому номеру образца; химические анализы образцов сиенитов и пород мелких секущих выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГАБМ СО РАН Л.Т.Галенчиковой и Э.Е.Сабардаховой, а анализы фоидолитов выполнены в ЦАЛ ПГО «Якутскгеология» (позже ГУП «Центргеоланалитика») Т.Р.Забуга; ** – средний состав фоидолитов из 20 проб по работе [26].

кремнеземистостью, что отражается в частом присутствии в них нефелина и анальцима. Возраст двух образцов меланефелинитов устья р. Анабар, определенный Rb-Sr методом, составляет 220 и 221 млн. лет [9]. Таким образом, можно констатировать широкое развитие в бассейне р. Анабар, кроме среднепалеозойских проявлений щелочно-ультраосновных пород в Томторском массиве и раннемезозойских щелочных пикритобазальтов, трахидолеритов и меланефелинитов, которые по минералого-геохимическим характеристикам близки щелочно-ультраосновным породам Маймеча-Котуйской провинции.

Сложные взаимоотношения между полихронными породами Томторского массива фоидолитового, щелочно-сиенитового, шелочно-ультраосновного и карбонатитового составов вызывают противоречивые мнения не только об их генезисе, но и формационной принадлежности пород. Сложность систематики щелочных магматических пород обусловлена высокими содержаниями в них щелочных элементов, что может вызвать при кристаллизации магмы, в зависимости от её относительной кремнеземистости и глиноземистости, появление самых разнообразных ассоциаций минералов. Последние, кроме типичных породообразующих минералов, включают фельдшпатоиды, мелилиты, монтичеллиты, щелочные и кальциевые фемические минералы и другие экзотические фазы. Эта сложность усугубляется ещё и обогащенностью таких пород летучими компонентами, которые накапливаются на постмагматическом этапе и провоцируют сильные автометасоматические изменения материнского субстрата. Согласно девятому принципу систематики магматических горных пород Международного союза геологических наук (IUGS, 1989), если реальный минеральный состав породы не может быть установлен, химический состав выступает как следующий классификационный признак. В связи с этим одним из авторов [20] было предложено рассматривать сильно измененные породы щелочно-ультраосновного состава на модифицированной диаграмме SAM с развернутыми системами MgO–CaO и SiO_2–(Na_2O+K_2O), где дается удобная визуальная растяжка по главным петрогенным элементам (рис. 4).

На этой мультидиаграмме центральная тройная система SAM строится в координатах S=SiO_2; A=Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O – фельзические (афанитовые) компоненты светлоокрашенных минералов; M=FeO_{tot}+ +MgO+MnO+TiO_2+P_2O_5 – фемические (мафические) компоненты темноокрашенных минералов. Слева прикрепляется тройной симплекс с обособлением от основной массы петрогенных оксидов (SiO_2+TiO_2+Al_2O_3+ +FeO_{tot}+MnO+Na_2O+K_2O+P_2O_5) двух самостоятельных координат MgO и CaO, характеризующих ультрамафитовый (магнезиальный) и мелилититовый (кальциевый) тренды изменения составов. К нижней стороне треугольника SAM, показывающей содержание кремнезема, примыкает бинарная диаграмма SiO_2–(Na_2O+K_2O).

Как видно из этой диаграммы, составы силикатных пород Томторского массива в основном компактно укладываются в полях составов пород щелочных ультрабазитов, базитов, сиенитов и мелилитовых пород Маймеча-Котуйской провинции [3, 7, 31]. Последняя является уникальным районом, где сохранились все фациальные и формационные разновидности щелочных ультраосновных пород, формирующих многочисленные сложные вулканоплутонические комплексы с карбонатитовым редкометалльным оруденением. Частично породы Томтора попадают в поля неалмазоносных или убогоалмазоносных кимберлитов и пикритовых порфиритов восточного склона Анабарской антеклизы [10, 11]. Составы щелочно-ультраосновных пород, слагающих мелкие секущие тела (дайки, трубки и силлы) как в пределах Томторского массива, так и в его обрамлении, полностью совпадают с данными, приводимыми по этим породам в работе [27], которые не показаны на диаграмме только из-за её сильной загруженности. Указанные породы занимают области бесполевошпатовых пород выше коннод Ol-Cpx-Ne – щелочных пикритов, мелилитолитов и ультраосновных фоидолитов, примыкающих к тренду мелилитовых пород Маймеча-Котуйской провинции [7]. Второй тренд образуют составы щелочных и нефелиновых сиенитов, слагающих значительную периферическую часть Томторского массива. Этот тренд уводит составы пород в сторону насыщенных кремнеземом базитов и сиенитов с полевошпатовым нормативом.

Оба указанных тренда начинаются от состава исходной магмы, соответствующего среднему составу [3] пикритовых порфиритов Маймеча-Котуйской провинции, что, очевидно, свидетельствует о глубинной общей генетической связи пород, формирующих два разрозненных ряда, но часто сопутствующих друг с другом в разных районах в пределах одних комплексов. Появление двух вышеуказанных трендов можно объяснить в рамках экспериментальных данных по фазовым соотношениям расширенного щелочно-базальтового тетраэдра Ne–Fo–SiO_2–La(Ca_2SiO_4) [28]. Состав предполагаемого исходного расплава щелочных ультраосновных комплексов, расположенный вблизи коннод Ol–Di–Ne (см. рис. 4), будет соответственно находиться недалеко от Ne–Fo–Di сечения щелочно-базальтового тетраэдра, где на котектической линии Ne–Fo–Di–L экспериментально установлен температурный максимум, разделяющий нонвариантные точки Ne–Mel–Fo–Di и Ne–Pl–Fo–Di. Таким образом, даже небольшие вариации содержания CaO в исходном расплаве, например в результате дифференциации магмы в глубинных промежуточных очагах или контаминации вмещающих карбонатных пород, могут повлечь за собой мелилитовый или нефелиновый тренды изменения составов пород, внедрившихся на различных стадиях становления крупных магматических комплексов.

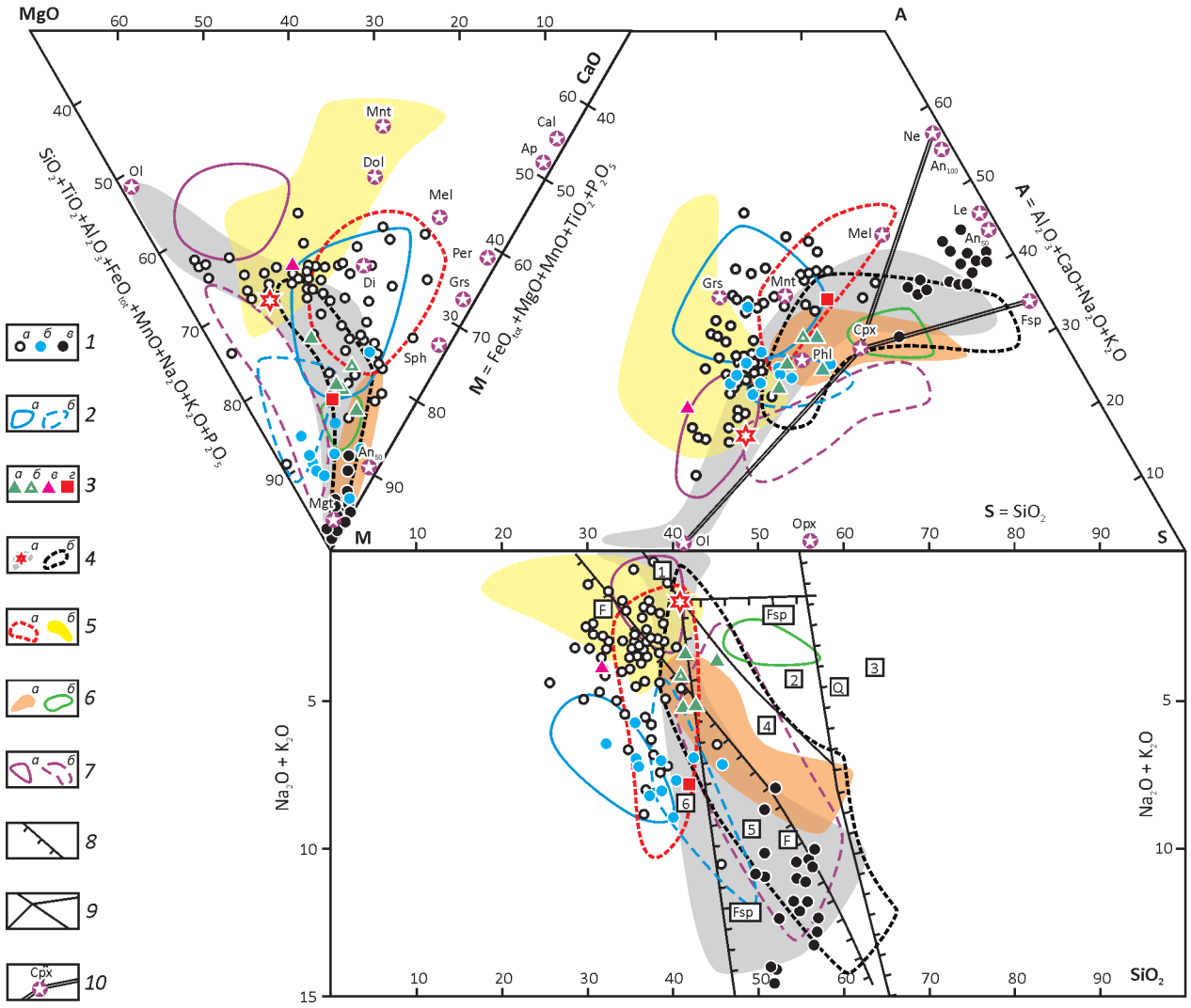


Рис. 4. Составы пород на диаграмме SAM–MgO–CaO–(Na_2O+K_2O) (в массовых долях %):

1 – щелочно-ультраосновные породы (*а*), фоидолиты (*б*), щелочные и нефелиновые сиениты (*в*) Томторского массива по данным авторов; *2* – составы лампроитов по [4] Томторского массива: *а* – первичные образцы и *б* – после кислотного выщелачивания; *3* – пикритобазальты и меланефелиниты устья р. Анабар по [9] (*а*), меланефелиниты побережья моря Лаптевых по [17] (*б*), меймечиты р. Малая Куонамка [18] *(в)*, рассчитанный валовый состав раскристаллизованного оксидно-силикатного включения в железистой платине из россыпи р. Маят по [9] (*г*); *4* – породы щелочно-ультраосновных комплексов (*а*) – звездочкой показан средний состав пикритовых порфиритов и лавы щелочных базальтоидов (*б*) Маймеча-Котуйской провинции по работам [3, 7, 8, 31]; *5* – мелилитовые породы (*а*) Маймеча-Котуйской провинции [7, 31] и кимпикриты (*б*) Анабара [10]; *6* – силы и дайки P–T трахидолеритов, щелочных сиенитов (*а*) и толеитовых долеритов (*б*) бассейна р. Анабар-Уджа по [34]; *7* – алмазоносные кимберлиты (*а*) Якутской кимберлитовой провинции [10] и лампроиты (*б*) западной Австралии [35]; *8* – границы появления типоморфных минералов (Fsp – полевой шпат, F – фельдшпатоид, Q – кварц, по [15]; *9* – границы между различными группами пород по виртуальному составу минералов, цифры в квадратах: 1 – ультрамафиты без полевых шпатов и фельдшпатоидов, 2 – плагиоклаз-пироксеновые, плагиоклаз-оливиновые и роговообманковые бескварцевые, 3 – кварц-полевошпатовые, 4 – субщелочные полевошпатовые, 5 – полевошпатово-фельдшпатоидные, 6 – фельдшпатоидные без полевых шпатов по [15]; *10* – точки виртуальных составов типоморфных породообразующих минералов: Ol – форстерит, Opx – ортопироксен, Cpx – клинопироксен, Di – диопсид, Phl – флогопит, Mnt – монтичеллит, Grs – меланитовый гранат, Mel – мелилит, Ne – нефелин, Le – лейцит, An_{50} – плагиоклаз, Fsp – щелочные полевые шпаты, Mgt – магнетит, Ap – апатит, Sph – сфен, Per – перовскит, Cal – кальцит, Dol – доломит; точки состава пород вынесены после пересчета анализа на 100% сухого остатка; использованы анализы проб без видимых наложенных карбонатитовых изменений и содержащие CO_2 <12%

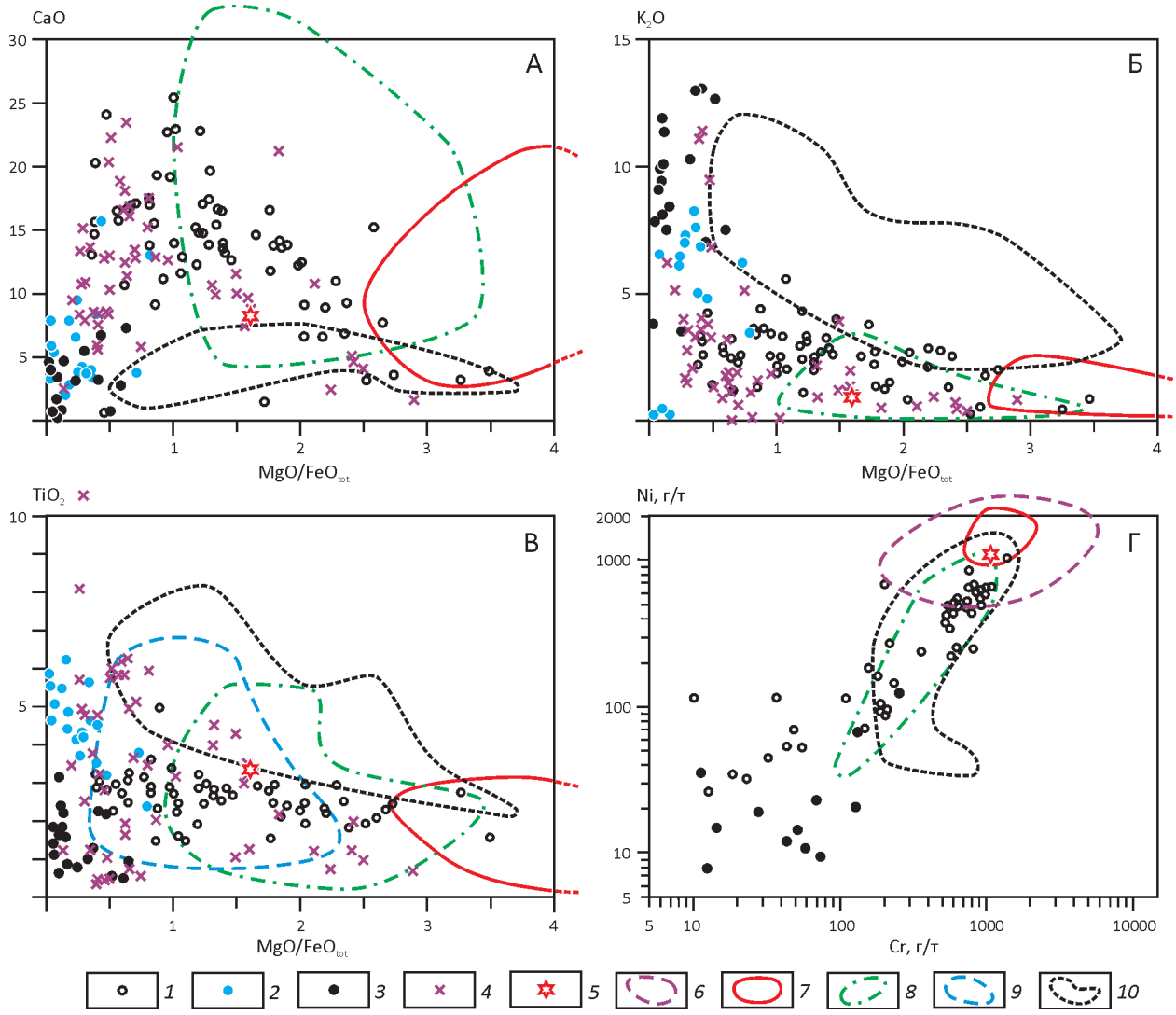


Рис. 5. Диаграммы зависимости содержаний CaO (А), K_2O (Б) и TiO_2 (В) от MgO/(FeO+Fe_2O_3) и Cr – Ni соотношения (Г) для щелочно-ультраосновных пород:

1 – щелочно-ультраосновные породы мелких секущих тел; *2* – фоидолиты и *3* – щелочные и нефелиновые сиениты Томторского массива по данным авторов; *4* – щелочно-ультраосновные породы Гулинского и других интрузивов Маймеча-Котуйской провинции [31]; *5* – средний состав пикритовых порфиритов Маймеча-Котуйской провинции [3]; *6* – ультраосновные породы, меймечиты и пикритовые порфириты Гулинского плутона [3]; *7* – поля составов алмазоносных кимберлитов ЯКП по [10]; *8* – поля кимпикритов и *9* – альпикритов по [10]; *10* – лампроиты Западной Австралии [35]; петрогенные оксиды – в массовых долях %, а Cr и Ni – в г/т

Для сравнительного анализа с другими формациями щелочно-ультраосновных пород Сибирской платформы составы пород Томторского массива вынесены на петрогеохимические диаграммы зависимости содержаний CaO, K_2O TiO_2 от MgO/(Fe_2O_3+FeO) и соотношения Cr–Ni (рис. 5). На подобных диаграммах А.А.Фроловым с соавторами [10] были показаны четкие различия между породами алмазоносных кимберлитовых полей Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП), неалмазоносных и убогоалмазоносных кимберлитов (кимпикритов) севера Сибирской платформы, а также пород альнеит-пикритового ряда (альпикритов) Чадобецкого щелочно-ультраосновного комплекса. На этих диаграммах также хорошо видно, что породы Томторского массива очень близки таковым Маймеча-Котуйской провинции.

В изученных авторами мельтейгитах Томторского массива, как и в пикритобазальтах, и меланефелинитах устья р. Анабар [9], наблюдается (рис. 6) значительное плавное повышение концентрации легких редкоземельных элементов (РЗЭ), определенных ICP-MS методом в

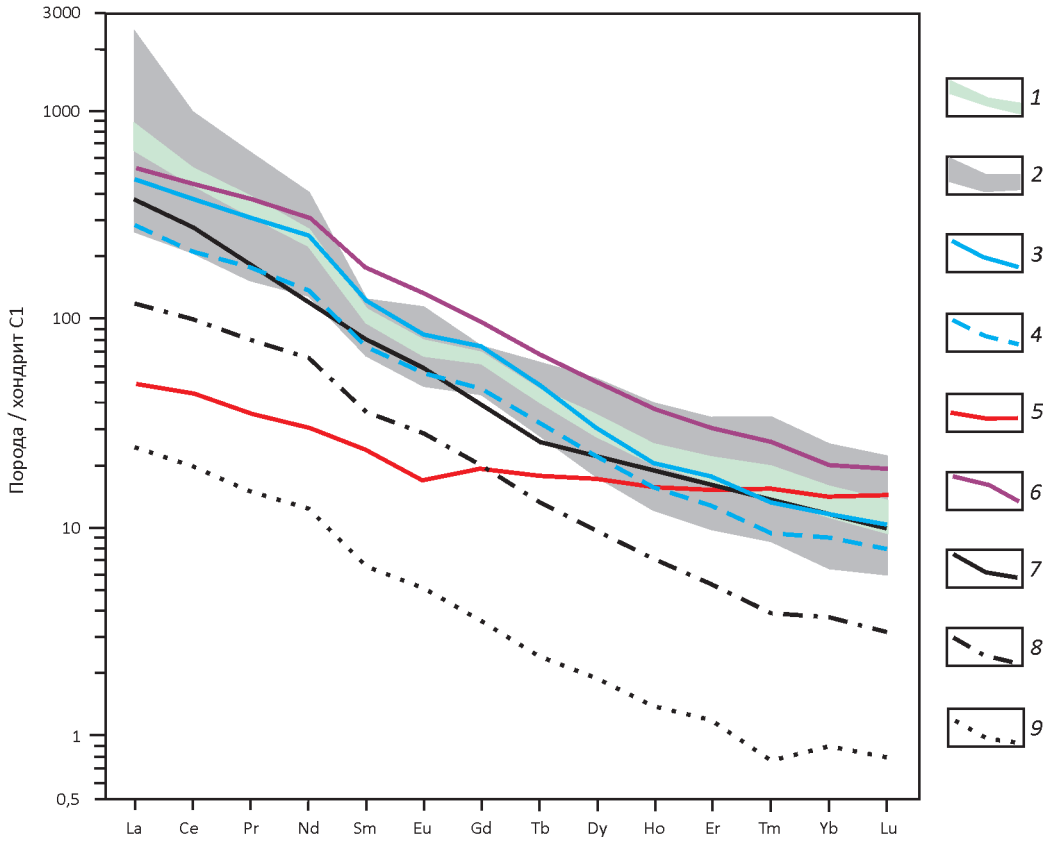


Рис. 6. Распределение РЗЭ в щелочно-ультраосновных и базитовых комплексах пород севера Сибирской платформы:

1 – мельтейгиты и оливиновые мелилититы Томторского массива (*n*=3) по [9]; *2* – лампроиты Томторского массива (*n*=13) по [5]; *3* – меланефелиниты и *4* – оливиновые меланефелиниты устья р. Анабар, мыс Аиркат [9]; *5* – долериты и *6* – трахидолериты Эбехаинского дайкового пояса [34]; *7* – пикриты Маймеча-Котуйской провинции [14]; *8* – меймечиты и *9* – дуниты Гулинского массива [16]; нормировано по хондриту С1 [37]

ИГМ СО РАН под руководством А.В.Травина. По величинам распределения РЗЭ очень близки трахидолеритам Эбехаинского дайкового пояса, а также пикритам Маймеча-Котуйской провинции [14], но существенно отличаются от типичных трапповых толеитовых долеритов Эбехаинского пояса. Спектр РЗЭ в оливиновых меланефелинитах устья р. Анабар в деталях повторяет на более низком уровне распределение редкоземельных элементов в меланефелинитах. Подобная картина параллельного снижения РЗЭ наблюдается от пикритов через меймечиты к дунитам Гулинского плутона [16]. Можно предположить, что исходными расплавами для Гулинского массива служат пикриты, фракционная дифференциация которых при осаждении оливина и высокотитанистого хромшпинелида приводит к появлению меймечитов, а далее и дунитов, как предполагалось ранее Ю.Р.Васильевым и В.В.Золотухиным [3].

Некоторые исследователи [4, 29] относят разнообразные проявления пород К-пикритового состава Томторского массива к лампроитам, против чего выступил Ю.А.Багдасаров [2]. Не вдаваясь в общую полемику по этому вопросу, отметим лишь, что первичные анализы томторских лампроитов из работы [4] на рассматриваемой диаграмме (см. рис. 4) в целом совпадают с авторскими образцами щелочно-ультраосновных пород из мелких секущих тел. После кислотного выщелачивания карбонатов из предполагаемых лампроитов, по мнению самих авторов такой методики, породы восстанавливают свой первичный состав. Однако, как видно из диаграммы, составы выщелоченных пород только на левом сегменте диаграммы попадают в поле лампроитов за счет сильного уменьшения доли CaO, в то время как на других, они лишь несколько сдвигаются в сторону лампроитов, но не достигают их полей, то есть проблема не заключается в наложенной карбонатизации первичных лампроитов. Если бы кислотное выщелачивание устраняло последствия наложенной карбонатизации, то наблюдались бы более значительные совпадения составов обработанных пород со всеми полями лампроитов. Можно предположить, что при кислотной обработке

вымывается значительная часть CaO породы, которая была трансформирована в карбонатные фазы при постмагматическом автометасоматическом преобразовании пород. Небольшой сдвиг в сторону поля лампроитов только по координатам кремнеземистости заметен лишь за счет относительного увеличения доли SiO_2 – как основного компонента пород, а по другим второстепенным оксидам эти сдвиги практически незаметны.

Многие исследователи придерживаются модели частичного выплавления магм, имеющих богатую редкометалльную специализацию, из метасоматически обогащенной мантии. Высокие концентрации редких элементов в щелочных породах и карбонатитах Гулинского массива Л.Н.Когарко и Р.Э.Зартманом [12] связываются с процессами мантийного метасоматоза, вызванного подъемом Сибирского суперплюма. В.С.Шкодзинским [30] активно развивается теория о формировании кимберлитовых и карбонатитовых магм, связанная с процессами фракционирования магматического океана на поверхности Земли. В этом случае не существует трудно разрешимой проблемы отделения той мизерной доли расплава, которая бы соответствовала рассматриваемым высокощелочным магмам, согласно гипотезе частичного выплавления из мантийных гипербазитов. Напротив, обогащенные легкими элементами очаги остаточных расплавов кимберлитового, щелочно-базальтоидного, лампроитового, карбонатитового составов при благоприятных геодинамических обстановках подвергаются быстрому всплытию и последующему декомпрессионному расплавлению. Это и приводит к формированию щелочно-ультраосновных комплексов с карбонатитами и кимберлитовых тел.

Приуроченность щелочно-ультраосновных комплексов пород к периферии Сибирской платформы авторы связывают с формированием крупных изверженных провинций в результате распада суперконтинента Родиния, начавшегося в неопротерозойское время [36]. В периферийных зонах древних платформ часто сохраняются последствия, унаследованные глубинными плюмовыми потоками, несущими, как ни парадоксально, кажущиеся иногда несовместимыми полезные ископаемые, начиная от драгоценных камней и кончая благородными и редкоземельными металлами.

В одном зерне иридисто-железистой платины из алмазоносной россыпи р. Маят авторы обнаружили включение хорошо раскристаллизованного силикатного вещества, вероятно, являющегося веществом вмещающей магмы. Исходя из соотношения минералов на срезе включения (в %): Cpy – 40, Ne – 30, Fl – 15, Mgt – 10, Amf – 5 и состава минеральных фаз, определенных микрозондовым анализом, был рассчитан примерный валовый состав включения (массовые доли %): SiO_2 41,22; TiO_2 1,19; Al_2O_3 15,14; Cr_2O_3 0,03; $FeO_{общ}$ 13,61; MnO 0,12; MgO 9,71; CaO 10,27; Na_2O 5,02; K_2O 2,88, что соответствует породам ийолит-мельтейгитового ряда [9]. Также, по результатам прямого датирования ^{190}Pt-^{4}He методом четырех зерен было установлено, что возраст железистой платины из этой россыпи составляет 259±9 млн. лет [21]. Все эти данные, наряду с находкой в щелочных сиенитах Томторского массива рудного низкопробного золота в ассоциации с пиритом [22], свидетельствуют о связи благородных металлов из россыпей бассейна р. Анабар с комплексами щелочно-ультраосновных пород.

В заключение отметим, что формирование разновозрастных ассоциаций магматитов щелочного ультрабазит-базитового составов является индикатором рифтогенного режима развития краевых структур на северо-востоке Сибирской платформы в рифейское, девонское и пермо-триасовое время. Итак, Анабарский район можно рассматривать как перспективную территорию на обнаружение кроме Nb-TR месторождений томторского типа и Au-Pt минерализаций, связанных с комплексами щелочных ультраосновных пород с карбонатитами. По-видимому, многие богатые коренные источники благородных металлов погребены под мезозойскими толщами Лено-Анабарского прогиба, проявляя себя в виде обширных площадных Au-Pt россыпепроявлений (см. рис. 1).

Авторы благодарны А.С.Борисенко и А.В.Травину за содействие в выполнении аналитических исследований проб из Томторского массива.

Работа выполнена в рамках НИР ИГАБМ СО РАН (проекты VIII.72.1.3 и VIII.72.1.3), проекта «Стратегически важные виды минерально-сырьевых ресурсов и особенности геологического строения инвестиционно привлекательных территорий Республики Саха (Якутия): металлогения, тектоника, магматизм, геоэкология, совершенствование поисковых и прогнозных технологий» Программы комплексных научных исследований в Республике Саха (Якутия), направленных на развитие ее производительных сил и социальной сферы на 2016-2020 гг., а также при поддержке гранта РФФИ №17-05-00390.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Багдасаров Ю.А.* Геохимические особенности карбонатитов и сопровождающих их силикатных пород щелочно-карбонатитового массива Томтор (Восточное Прианабарье, Якутия) // Геохимия. 1997. № 1. С. 10–20.
2. *Багдасаров Ю.А.* Петрогеохимические критерии лампроитового семейства магматических пород и особенности формирования массива Томтор (Северо-Западная Якутия) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 10. С. 1178–1185.
3. *Васильев Ю.Р., Золотухин В.В.* Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. – Новосибирск: Наука, 1975.
4. *Владыкин Н.В., Торбеева Т.С.* Лампроиты Томторского массива (Восточное Прианабарье) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 10. С. 1038–1049.
5. *Возрастные* рубежи формирования щелочно-ультра-

основного массива Томтор: результаты геохронологических U-Pb и $^{40}Ar/^{39}Ar$ исследований / Н.В.Владыкин, А.Б.Котов, А.С.Борисенко и др. // ДАН. 2014. Т. 454. № 2. С. 195–199.
6. *Геохронология* и изотопная геохимия карбонатитов Якутии // А.И.Зайцев, А.Р.Энтин, Н.И.Ненашев и др. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992.
7. *Егоров Л.С.* Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. – Л.: Недра, 1969.
8. *Жук-Почекутов К.А., Гладких В.С., Леонтьев Л.Н.* Ассоциация щелочных базальтоидов–базальтов Маймеча-Котуйской вулканоплутонической формации// Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов и карбонатитов. – М.: Наука, 1965.
9. *Золотоплатиноносные* россыпи бассейна р. Анабар и их возможная связь с щелочно-ультраосновными магматитами севера Сибирской платформы / А.В.Округин, А.И.Зайцев, А.С.Борисенко и др. // Отечественная геология. 2012. № 5. С. 11–21.
10. *Карбонатиты* и кимберлиты (взаимоотношения, минерагения, прогноз) // *А*.А.Фролов, А.В.Лапин, А.В.Толстов и др. – М.: НИА-Природа, 2005.
11. *Ковальский В.В., Никишов К.Н., Егоров О.С.* Кимберлитовые и карбонатитовые образования Анабарской антеклизы. – М.: Наука, 1969.
12. *Когарко Л.Н., Зартман Р.Э.* Новые данные о возрасте Гулинской интрузии и проблема связи щелочного магматизма Маймеча-Котуйсткой провинции с Сибирским суперплюмом (данные по изотопии U-Th-Pb системы) // Геохимия. 2011. № 5. С. 462–472.
13. *Кравченко С.М., Беляков А.Ю., Покровский Б.Г.* Геохимия и генезис Томторского массива (север Сибирской платформы) // ДАН. 1992. Т. 322. № 5. С. 966–972.
14. *Леснов Ф.П.* Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 1. – Новосибирск: Академич. изд-во «Гео», 2007.
15. *Маракушев А.А.* Петрогенезис и рудообразование. – М.: Наука, 1979.
16. *Механизм* образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами / А.В.Соболев, С.В.Соболев, Д.В.Кузьмин и др. // Геология и геофизика. 2009. № 12. С. 1293–1334.
17. *Милашев В.А., Томановская Ю.И.* Проявления щелочно-ультраосновного магматизма в прибрежной части моря Лаптевых // Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазоносности Сибирской платформы. – Л.: НИИГА, 1971. С. 127–133.
18. *Музыка Г.М., Чумирин К.Г.* К вопросу о проявлении аналогов меймечитов на южной окраине Анабарского массива // Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. – М.: Наука, 1970. С. 183–190.
19. *О последовательности* геологических событий, связанных с внедрением Томторского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (Северо-западная Якутия) / А.Р.Энтин, А.И.Зайцев, Н.И.Ненашев и др. // Геология и геофизика. 1990. Т. 31. № 12. С. 42–51.
20. *Округин А.В.* Петрохимические и генетические особенности щелочно-ультраосновного комплекса пород Томторского массива // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Т. 1. – Якутск, 2017. С. 349–354.
21. *Округин А.В., Якубович О.В., Гедз А.М.* ^{190}Pt-^{4}He возраст платиновых минералов из россыпи р. Анабар (северо-восток Сибирской платформы) // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Мат-лы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. – С-Пб: ИГГД РАН, 2015. С. 202–204.
22. *Первые* данные о благороднометалльном оруденении массива Томтор / А.В.Толстов, Л.Н.Баранов, Е.В.Лазарева, Н.С.Карманов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Т. 1. – Якутск, 2017. С. 462–467.
23. *Поршнев Г.И., Степанов Л.Л.* Геология и минерагения Уджинской провинции (северо-запад Якутской АССР) // Советская геология. 1981. № 12. С. 103–106.
24. *Состав* и петрохимические особенности щелочно-ультраосновных пород Уджинского поднятия (север Сибирской платформы) / Б.Р.Шпунт, Э.А.Шамшина, Ф.Ф.Брахфогель, Н.Д.Филиппов // Изв. АН СССР. Серия геологическая. 1991. № 8. С. 68–80.
25. *Толстов А.В.* Особенности минералогии и геохимии апатит-магнетитовых руд массива Томтор (С-З Якутия) // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 9. С. 91-100.
26. *Толстов А.В., Тян О.А.* Геология и рудоносность массива Томтор. – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1999.
27. *Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В.* Карбонатитовые месторождения России. – М.: НИА «Природа», 2003.
28. *Шерер Дж., Йодер Х.* Кристаллическое состояние и плавление простых щелочных базальтов // Экспериментальная петрология и минералогия. – М.: Недра, 1971. С. 6–15.
29. *Шихорина К.М.* Высококалиевые породы Чимара-Уджинского района (северо-восток Сибирской платформы) // Изв. АН СССР. Серия геологическая. 1991. № 3. С. 58–64.
30. *Шкодзинский В.С.* Генезис кимберлитов и алмазов. – Якутск, 2009.
31. *Эпштейн Е.М., Аникеева Л.И.* Некоторые вопросы геологии и петрологии комплекса ультраосновных щелочных интрузивных пород // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. 2. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 182–195.
32. *Эпштейн Е.М., Данильченко Н.А., Постников С.А.* Геология Томторского уникального месторождения редких металлов (север Сибирской платформы) // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 2. С. 83–110.
33. *Эрлих Э.Н.* Новая провинция щелочных пород на северо-востоке Сибирской платформы // Зап. ВМО. 1964. Т. 90. Вып. 6. С. 682–693.
34. *Эбехаинский* дайковый пояс трахидолеритов на севере Сибирской платформы / М.Д.Томшин, А.В.Округин, В.Т.Савинов, Л.И.Шахотко // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 9. С. 1475–1483.
35. *Jaques A.L., Lewis J.D., Smith C.B.* The kimberlites and lamproites of Western Australia. Bull. Geol. Surv. W. Australia. 1986. 132.
36. *Long-lived* connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic / R.E.Ernst, M.A.Hamilton, U.Söderlund et al. // Nature Geoscience. 2016. Vol. 9. No. 6. Pp. 464–469.
37. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins / Ed. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. Pp. 313–346.

УДК 552.321.1 (571.56)
© Ю.С.Орлов, В.А.Трунилина, С.П.Роев, 2017

Петрология и рудоносность гранитоидов Бургалийского рудно-магматического узла (Верхояно-Колымская орогенная область)

Ю.С.ОРЛОВ, В.А.ТРУНИЛИНА, С.П.РОЕВ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677007, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Рассматриваются особенности петрографического, минерального и химического составов гранитов Бургалийского рудно-магматического узла, локализованного на границе Иньяли-Дебинского синклинория и Джолокагского антиклинория. Установлено, что в его пределах пространственно сближены гранитоиды трех разных типов: амфибол-биотитовых гранодиоритов I-типа, двуслюдяных кордиеритовых гранитов S-типа и редкометалльных плюмазитовых литий-фтористых гранитов. Показано, что последние не комплементарны предшествующим гранитоидам и являются производными самостоятельного расплава, генерировавшегося в нижней коре при воздействии потока флюидов, предположительно связанных с субщелочными или щелочными базальтоидными расплавами.
Ключевые слова: гранитоиды, литий-фтористые граниты, типоморфизм минералов, химический состав, субстраты магмогенерации, генезис, рудоносность.

Трунилина Вера Аркадьевна v.a.trunilina@diamond.ysn.ru
Роев Сергей Прокопьевич s.p.roev@diamond.ysn.ru

Petrology and ore content of granitoids from the Burgali ore-magmatic cluster (Verkhoyansk-Kolyma orogenic region)

Yu.S.ORLOV, V.A.TRUNILINA, S.P.ROEV

The paper considers particularities of petrographic, mineral, and chemical composition of granites from the Burgali ore-magmatic cluster located at the boundary between the Inyali-Debin synclinorium and the Djolokag anticlinorium. It is established that three different types of granitoids are closely spaced within the cluster. These are I-type amphibole-biotite granodiorites, S-type two-mica cordierite granites, and rare-metal plumasite lithium-fluorine granites. The latter are shown not to be complementary to the preceding granitoids, they are derivatives of independent melts generated in the lower crust by the action of fluid flows supposedly related to subalkaline or alkaline basaltoid magmas.
Key words: granitoids, lithium-fluorine granites, typomorphic features of minerals, chemical composition, magma-generating substrata, genesis, ore content.

Литий-фтористые граниты привлекают внимание исследователей в первую своей высокой рудоносностью (Sn, W, Li, Ta, Nb). Несмотря на длительную историю изучения, генезис их остается проблематичным. Их рассматривают как метасоматические образования («апограниты») [1, 7], как конечные дифференциаты стандартных гранитов [6, 10], как производные самостоятельных расплавов, возникших в результате мантийно-корового взаимодействия [9, 13, 24]. Очевидно, что решение этого вопроса в каждом конкретном случае влечет за собой прогноз масштабов оруденения.

На территории северо-востока Якутии (северо-западная часть Верхояно-Колымской орогенной области) к настоящему времени известны три таких объекта, каждый из которых, наряду с общей принадлежностью к формации редкометалльных гранитов, отличается составом пород, характером и масштабностью оруденения. Это Кестерский гарполит с месторождениями Sn, Li, W, Ta, Nb; интрузивные залежи Полярного месторождения (Sn, W, Li, Ta, Nb, REE); Верхнебургалийский этмолит (Sn, Li, Rb, Cs, Ta). Наименее изученным является Верхнебургалийский массив, хотя результаты геолого-съемочных и специализированных исследований (Д.И.Троицкий, 1970; И.И.Гетманский, 1970; Ю.С.Орлов и др., 1983) выявили его высокую перспективность на редкометалльное оруденение, и в отношении генезиса которого также не сформировалась единая точка зрения. Это определяет актуальность проведенных исследований. Поскольку все известные на территории региона литий-фтористые граниты

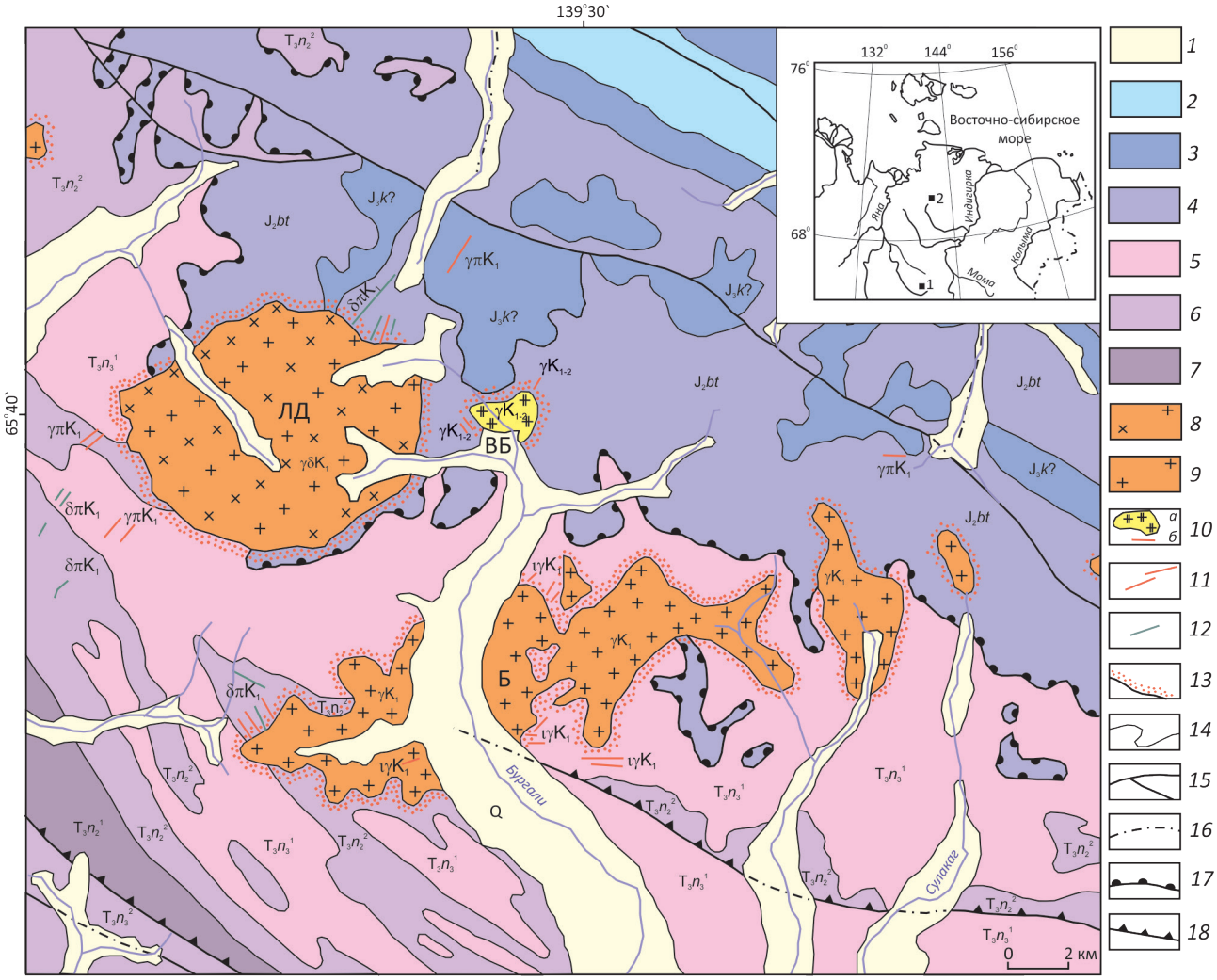


Рис. 1. Карта Бургалийского рудно-магматического узла. *По Д.И.Троицкому и др.,* 1980**:**

1 – четвертичные отложения (Q); *2–4* –юрские отложения: *2* – верхний отдел, оксфордский ярус: песчаники, алевролиты, аргиллиты (J_3o), *3* – верхний отдел, келловейский (?) ярус: песчаники, алевролиты (J_3k?), *4* – средний отдел, батский ярус: песчаники, алевролиты, аргиллиты, линзы известняков и конгломератов (J_2bt); *5–7* – триасовая система: *5* –верхний отдел, норийский ярус, верхний подъярус, нижняя толща: песчаники, алевролиты, аргиллиты ($T_3n_3^1$), *6* – то же, верхняя толща: песчаники, алевролиты, линзы конгломератов ($T_2n_2^2$), *7* – верхний отдел, норийский ярус, средний подъярус, нижняя толща: песчаники, алевролиты, линзы конгломератов, кремнисто-глинистые конкреции ($T_3n_2^1$); *8* – гранодиориты ($\gamma\delta K_1$); *9* – граниты (γK_1); *10* – микроклин-альбитовые граниты: *а* – массив, *б* – дайки (γK_{1-2}); *11* – дайки гранит-порфиров ($\gamma\pi K_1$), аплитов и лейкогранитов ($\tau\gamma K_1$); *12* – дайки диоритовых порфиритов ($\delta\pi K_1$); *13* – роговики; *14* – границы между разновозрастными образованиями; *15* – тектонические нарушения; *16* – тектонические нарушения, скрытые под более молодыми образованиями; *17* – надвиги; *18* – взбросы; гранитоидные массивы: ЛД – Лево-Джолокагский, Б – Бургалийский, ВБ – Верхнебургалийский

пространственно ассоциируют с гранитоидами иного состава, представления о генетической связи с которыми неоднозначны, изучение литий-фтористых гранитов с необходимостью должно быть дополнено характеристикой этих ассоциирующих образований.

Петрография и минералогия. Бургалийский рудно-магматический узел локализован непосредственно на границе Джолокагского антиклинория и Иньяли-Дебинского синклинория и включает в себя Лево-Джолокагский, Бургалийский и Верхнебургалийский гранитоидные массивы и сопровождающий их комплекс даек (рис. 1). Лево-Джолокагский массив интрудирует на юго-западе пелитовые толщи верхнего триаса, а на северо-востоке – песчаные отложения средней юры. Форма его штокообразная, с крутыми боковыми контактами и пологой кровлей, осложненной глубокими

провесами и немногочисленными мощными пологими апофизами. Приапикальная зона массива и вмещающие роговики прорваны дайками аплитовидных и мелкозернистых лейкократовых гранитов, несущих кварц-полевошпатовые пегматоидные обособления. Гидротермальные проявления развиты незначительно и представлены маломощными (десятки сантиметров) кварцевыми жилами, иногда с рассеянной вкрапленностью окисленных сульфидов.

В составе массива преобладают амфибол-биотитовые гранодиориты, среднезернистые в центральной части выхода и мелкозернистые невадитовые в эндоконтактах. На наиболее эродированных горизонтах в гранодиоритах наблюдаются многочисленные автолиты эллипсоидальной формы (до 20 см в поперечнике) кварцево-диоритового состава. Породы главной фации массивные и атакситовые, с гранитовой, с элементами пойкилитовой, структурой. Они сложены скоплениями идиоморфных табличек плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены калиевым полевым шпатом, кварцем или мелкими зернами плагиоклаза в ассоциации с амфиболом и биотитом. Плагиоклаз зональный с составом *an* 49–>26%, с корродированными ядрами лабрадора (*an* 51–56%) и включениями амфибола и биотита в периферических зонах. Амфибол – слабо актинолитизированная железистая роговая обманка (*f* 55,3–61%) с низким содержанием галогенов (F и Cl <0,2–0,3%). В шлирах амфибола и в диоритовых автолитах наблюдаются корродированные зерна субкальциевого авгита (*f* 47,8–48,2%) и ферросилита (*f* 59,1–60,9%), по-видимому, представляющих наиболее ранние минералы пород. В протолочках гранодиоритов часто встречаются корродированные реститовые зерна магнезиальных жедрита и чермакита (*f* 27,4–43,4%) характерных для пород высоких степеней метаморфизма. Биотит железистый (*f* 57,5–65,4%), с низким содержанием галогенов (Cl 0,27–0,43 и F 0,12–0,67%). Он кристаллизовался в условиях буфера Ni–NiO при умеренной активности кислорода ($-\log f O_2$ 15,7–16,1), *T* 670°–730°С и *P* 0,8–1,2 ГПа (табл. 1, рис. 2, А). По параметрам состава он отвечает биотитам гранитоидов мантийно-корового происхождения гипабиссального уровня становления (см. рис. 2. Б–В). Калиевый полевой шпат – высокий ортоклаз ($2V_{Np}$=54°) – образует ксеноморфные зерна в интерстициях плагиоклаза и темноцветных минералов и порфиробласты с многочисленными включениями корродированных зерен плагиоклаза, амфибола и биотита. Содержание воды в расплаве оценивается в 2–4% [23].

Среди акцессориев определены: ортит, ильменит, титаномагнетит, Cl-апатит, циркон, гранат, пирротин и пирит. Cl-апатит по составу (Cl 0,26–0,57, F 3,37–3,49 и Ce_2O_3 0,07–0,37%) сопоставим с апатитами производных андезитовых магм [17]. Зерна циркона относятся преимущественно к мантийно-коровым морфотипам D и J [28], реже встречаются зерна коровых морфотипов ряда S. Пироп-альмандин (*py* 34–48%) встречен в срастании с чермакитом, то есть также относится к реститовым. Кроме того, присутствует ксеногенный альмандин-гроссуляр (*gross* 64–66%).

Лейкограниты даек мелко-среднезернистые, с гранитовой, с элементами аллотриоморфнозернистой и микропойкилитовой, структурой породы. Плагиоклаз – олигоклаз-альбит (*an* 9–12%), калишпат – промежуточный ортоклаз ($2V_{Np}$=61–68°). Содержание биотита <1%, и он почти нацело замещен пинитом.

Бургалийский массив интрудирует смятые в складки алевролито-аргиллитовые толщи верхнего триаса и средней юры. Форма его плитообразная, осложненная многочисленными протяженными апофизами мощностью до 30 м, что вместе со слабой степенью эродированности и пологим падением контактов обусловило весьма прихотливый контур выхода массива на дневную поверхность. Наблюдаются многочисленные провесы и выступы кровли, ступенчатый рисунок боковых контактов.

В составе массива преобладают среднезернистые биотитовые и двуслюдяные граниты, сменяющиеся в боковых контактах прерывистой зоной гранодиоритов мощностью до 50 м, а в апикальных выступах – мелкозернистыми порфировидными гранитами. Непосредственно в контакте участками фиксируются мелкозернистые лейкократовые граниты. Они же слагают и дайки-апофизы. Жильная фация представлена многочисленными телами мелкозернистых турмалинсодержащих лейкогранитов, пегматоидных гранитов и аплитов. Автометасоматические изменения (мусковитизация, хлоритизация, лимонитизация) прослеживаются на всю вскрытую часть массива, но выражены слабо, достигая заметного развития только в приапикальной зоне. В южном экзоконтакте массива известны мелкие золотовисмутовые и золоторудные проявления, в северо-западном – мелкие касситерит-кварцевые проявления.

Граниты главной фации такситовые, со среднезернистой гранитовой, с элементами пойкилитовой структурой. Плагиоклаз – зональный олигоклаз-андезин и олигоклаз (*an* 32–>16%), с корродированными ядрами андезина (*an* 48%). Калишпат – промежуточный ортоклаз ($2V_{Np}$=56–68°). Биотит преобладающей раннемагматической генерации железистый (*f* 60,6–63,2%), наблюдается в идиоморфных табличках. Позднемагматический биотит – лепидомелан (*f* 67,5–69,9%) – образует мелкие шлиры и гнездовые скопления в ассоциации с кварцем и мусковитом. Обе генерации по составу отвечают биотитам гранитов, образованным по существенно коровым субстратам (см. рис. 2, Б), и обладают высокой глиноземистостью, характерной для биотитов абиссальных гранитов (см. рис. 2, В). Это не согласуется с расчетным давлением при кристаллизации (не более 0,4 ГПа) и говорит, скорее, о высоком давлении летучих в системе (содержание воды в

1. Представительные химические анализы биотитов гранитоидов Бургалийского узла

Образцы	Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	Cl	F	P_2O_5	Li_2O	Rb_2O	Сумма	*f*, %	al*, %	*T*°C	Log*f* O_2	Log*f* H_2O	Log*f* HCl	Log*f* HF
Лево-Джолокагский массив																									
307/1	Гранодио-рит	34,58	5,38	13,87	0,39	10,00	0,41	9,13	0,78	0,10	8,59	8,58	Не опр.	0,67	0,11	0,077	0,042	92,71	38,8	22,3	920	−12,4	2,71	2,74	−0,96
290/1		35,07	3,25	14,67	5,73	17,40	0,27	9,42	0,54	0,30	8,08	4,65	Не опр.	0,44	0,11	0,058	0,046	10,03	57,0	20,3	730	−15,2	2,42	1,87	−1,41
602/2	Диорит	36,89	2,94	14,20	2,63	21,05	0,24	8,95	0,02	0,02	9,46	2,75	0,27	0,27	Не опр.	Не опр.	Не опр.	99,71	59,5	19,3	710	−15,8	2,57	2,01	−1,33
602/2		36,61	2,99	12,70	3,56	21,00	0,20	8,49	0	0,11	8,95	3,52	0,30	0,23	Не опр.	Не опр.	Не опр.	98,58	61,5	17,7	700	−15,8	2,99	2,29	−1,11
602/2		36,43	3,14	12,20	3,72	21,00	0,19	7,37	0,02	0,36	9,37	3,26	0,43	0,12	Не опр.	Не опр.	Не опр.	97,63	65,0	17,5	670	−16,1	3,20	2,45	1,17
602/2		36,95	2,63	13,80	3,18	21,40	0,28	7,51	0,13	0,16	9,32	3,12	0,27	0,18	Не опр.	Не опр.	Не опр.	98,97	64,4	19,3	690	−15,9	2,87	2,04	−1,24
Бургалийский массив																									
2147/1	Гранит	33,74	4,62	18,20	3,96	18,20	0,30	7,87	0,2	0,22	7,81	2,77	Не опр.	0,77	0,12	0,086	0,076	98,95	60,6	25,2	760	−15,7	0,96	−0,03	−2,43
2150/3		34,12	3,60	18,57	2,38	20,01	0,15	7,19	1,00	0,14	8,08	4,88	Не опр.	0,85	0,05	0,053	0,037	100,45	63,2	25,7	730	−15,9			
347/1		34,31	4,03	18,68	1,89	19,89	0,13	6,67	0,83	0,22	8,70	3,71	Не опр.	0,71	0,05	0,05	0,037	99,91	64,4	26,1	750	−16,1	0,86	−0,16	−2,44
347/1		33,64	3,78	18,58	7,27	16,88	0,33	6,28	0	0,18	8,51	4,00	Не опр.	0,61	0,05	0,12	0,083	100,31	67,5	26,0	720	−16,3	0,88	−0,13	−2,62
2148/4		32,76	3,45	20,16	3,02	21,60	0,19	5,82	0,59	0,55	7,22	4,27	Не опр.	0,60	0,05	0,30	0,066	100,65	69,9	27,8	690	−16,5	−0,03	−1,53	−3,55
2147/2	М/з турма-линовый гранит	34,68	3,94	13,94	3,34	17,98	0,15	7,63	0,71	0,60	8,00	4,74	Не опр.	0,58	0,18	0,04	0,035	96,55	60,7	20,5	690	−15,7			
2147/2		35,39	1,96	14,50	3,91	28,60	0,98	0,57	0	0,04	9,26	2,62	0,39	0,62	Не опр.	Не опр.	Не опр.	98,85	96,9	21,4	620	−18,7	2,20	−1,11	0,66
2008/3	М/з турма-лин	36,23	3,70	18,00	1,06	19,90	0,31	7,37	0	0,18	8,95	3,29	0,13	0,03	Не опр.	Не опр.	Не опр.	99,11	61,3	24,7	740	−15,8	1,51	−3,22	0,59
2008/3		35,73	1,93	16,00	4,46	29,00	1,03	0,64	0,02	0,04	7,19	2,29	0,26	,22	Не опр.	Не опр.	Не опр.	98,75	96,7	22,6	600	−18,9	1,96	−1,77	0,18
2146/3	Пегматоид-ный гранит	33,99	3,50	19,48	2,33	19,48	0,31	7,76	0,10	0,21	7,12	3,90		0,46	0,05	0,022	0,06	99,38	60,8	26,6	700	−15,8	0,88	−2,89	−0,47
2146/2		34,76	3,49	19,07	2,40	20,38	0,10	7,66	0,06	0,18	8,13	4,05		0,4	0,05	0,041	0,034	100,83	62,1	25,7	750	−15,8	0,87	−2,69	−0,10
Верхнебургалийский массив																									
600/2	Микро-клин-аль-битовые граниты	37,70	4,10	13,60	2,37	20,70	0,33	8,69	0	0,14	9,22	2,35	0,10	0,18	0,01	Не опр.	Не опр.	99,43	59,6	18,6	710	−15,8	2,78	−1,21	1,84
600/2		37,08	2,98	13,90	2,70	20,20	0,30	9,84	0,02	0,15	9,68	2,58	0,13	0,12	0	Не опр.	Не опр.	99,61	56,3	18,8	730	−15,4	2,64	−4,47	−0,94
600/1		36,82	2,92	13,20	3,04	21,60	0,25	7,79	0,01	0,11	9,77	2,90	0,28	0,14	0,01	Не опр.	Не опр.	98,79	63,7	18,4	700	−15,9	2,89	−1,29	2,20

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГАБМ СО РАН; аналитики Д.А.Кулагина и М.А.Слепцова; *T*°C – температура кристаллизации и log*f* O_2 – по работе [19]; log*f* H_2O, log*f* HCl, log*f* HF – по работе [33].

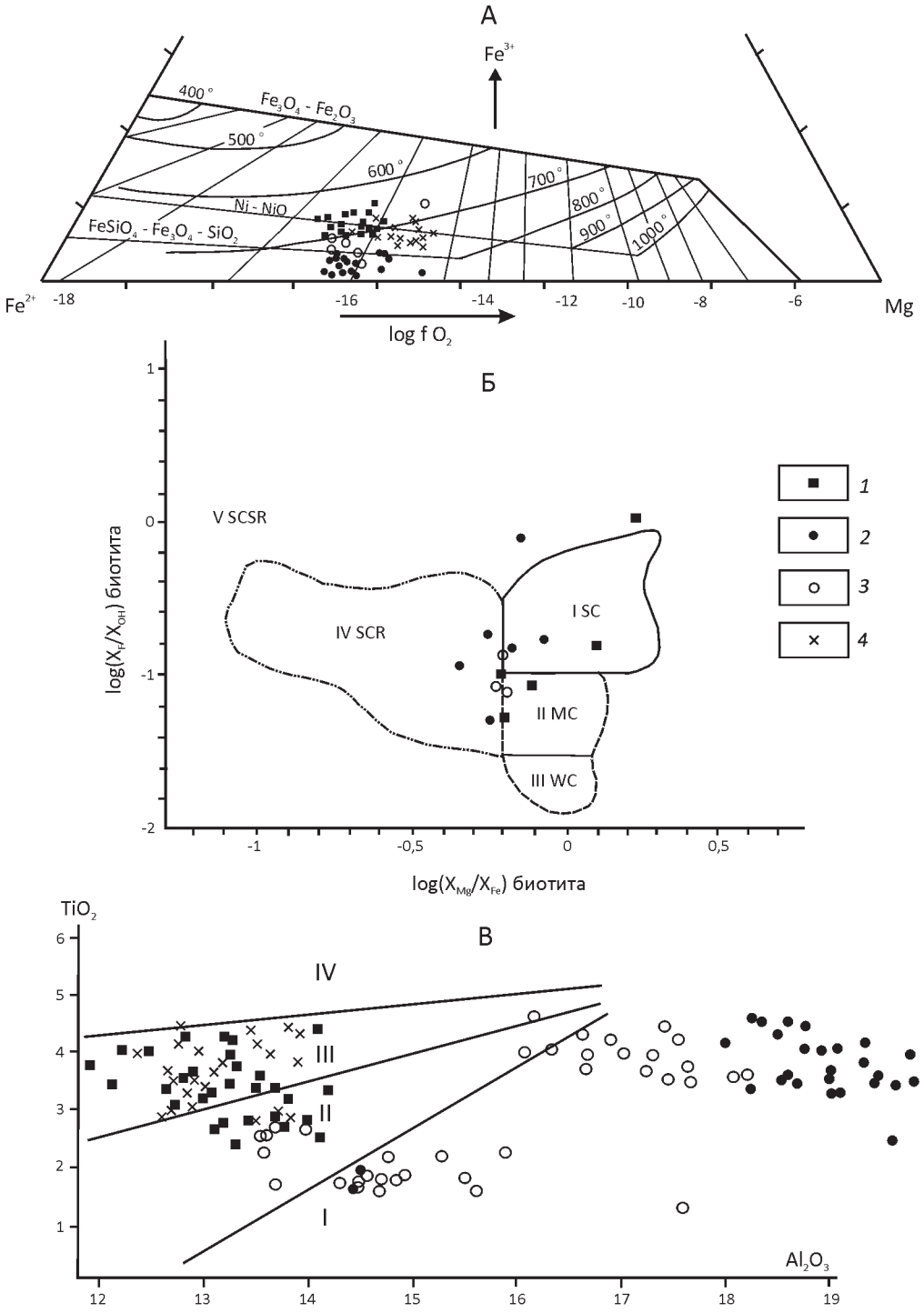


Рис. 2. Типоморфные особенности составов биотитов гранитов:

биотиты гранитоидов: *1* – Лево-Джолокагского и *2* – Бургалийского массивов, *3* – даек Бургалийского массива, *4* – Верхнебургалийского массива; А – окислительно-восстановительный режим кристаллизации биотитов: Ni–NiO, $FeSiO_4$–Fe_3O_4–SiO_2 – линии буферных равновесий, 1000°–500°С – температуры кристаллизации биотитов, log*f* O_2 – активность кислорода [19]; Б – соотношение фтористости и магнезиальности биотитов: поля диаграммы – биотиты гранитоидов [21]: I – высокомагнезиальных высокофтористых, II – высокомагнезиальных среднефтористых, III – высокомагнезиальных низкофтористых, IV – магнезиально-железистых высокофтористых, V – железистых высокофтористых, WC – слабо контаминированных, MC – средне контаминированных, SC – сильно контаминированных, SCR – сильно контаминированных и восстановленных, SCSR – сильно контаминированных и сильно восстановленных; В – соотношение TiO_2–Al_2O_3 в биотитах: поля составов биотитов гранитоидов [5, 22]: I – абиссальных, II – мезоабиссальных, III – гипабиссальных, IV – приповерхностных

расплаве оценивается в 10–12%, с превышением порога насыщения [23]). Кристаллизуется биотит при температурах 760°–690°С, в восстановительных условиях ниже буфера Ni–NiO, при умеренном потенциале кислорода (–log*f* O_2 15,7–16,5) и низком – воды и фтора (см. табл. 1 и рис. 2, А). Мусковит кристаллизуется в ассоциации с кварцем на позднемагматическом этапе.

Граниты эндоконтакта отличаются план-параллельной ориентировкой порфировидных выделений полевых шпатов. Кордиерит в них образует крупные бочкообразные зерна в интерстициях кварца и калишпата. В гранитах апикальной зоны наблюдаются скелетные срастания кордиерита и граната. По микротрещинкам во всех породообразующих минералах и в виде псевдоморфоз по кордиериту развит постмагматический тонкочешуйчатый мусковит.

В акцессорной фракции определены ильменит, апатит, циркон, гранат, касситерит, пирит, арсенопирит, халькостибит. Апатит обладает низким содержанием Cl (0,01–0,18%) и повышенным – MnO (0,9–2,1%) и соответствует апатитам производных коровых гранитных расплавов. Зерна циркона принадлежат коровым морфотипам ряда S, гранат – верхнекоровый пироп-альмандин с *py* 4–18%, ильменит марганцовистый (MnO 1,9–4,4%, содержание MgO – ниже предела чувствительности микрозонда).

Биотит-турмалиновые лейкограниты жильной фации такситовые, порфировидные, с гранитовой, с элементами графической и микропойкилитовой основной массой и мелкими шлирами тонкочешуйчатых агрегатов слюд и турмалина. В порфировидных выделениях установлены интенсивно альбитизированный промежуточный ортоклаз ($2V_{Np}$=72°–78°) и кордиерит, по которому развиты псевдоморфозы мелкочешуйчатых агрегатов мусковита и хлорита. Основная масса сложена идиоморфными табличками неотчетливо зонального олигоклаза (*an* 20–>15%), изометричными зернами и их скоплениями кварца в ассоциации с Fe-биотитом и мусковитом. Поздняя генерация биотита, развитая в интерстициях плагиоклаза и кварца, представлена низкотемпературным (600°–620°С) лепидомеланом (*f* 96,7–96,9%). Мусковит-турмалиновые граниты отличаются аллотриоморфнозернистой, с элементами графической, основной массой, более кислым плагиоклазом (альбит-олигоклаз и альбит), отсутствием биотита и развитием скелетных зерен турмалина.

Пегматоидные лейкограниты среднезернистые, с аллотриоморфнозернистой, участками пегматитовой структурой, с гнездами тонкопластинчатого фенгит-мусковита и биотита, крупными изометричными зернами кордиерита и тонкоигольчатыми турмалиновыми солнцами. Биотит аналогичен таковому в турмалиновых лейкогранитах.

Выход *Верхнебургалийского массива* приурочен к зоне Бургалийского разлома, по которому заложена долина верховьев р. Бургали. Долина реки рассекает его на две половины, обнажающиеся на ее склонах почти на 300 м по вертикали. На обоих склонах породы массива перекрываются реликтами кровли. По данным Ю.С.Орлова, массив имеет близкую этмолиту форму. В южном экзоконтакте массива наблюдаются гранодиориты, аналогичные таковым Лево-Джолокагского массива. Жильная фация представлена немногочисленными дайками микроклин-альбитовых гранитов (см. рис. 1). В эндо- и экзоконтактах этмолита установлены рудопроявления Sb, приуроченные к зонам грейзенов и пегматитам. В восточном экзоконтакте массива известны сурьмяные проявления в амблигонит-мусковит-кварцевых жильных грейзенах, краевых пегматитах и кварцевых жилах с антимонитом. Мощность жил около 0,5 м, прослеженная протяженность – около 10 м. К зоне грейзенизированных микроклин-альбитовых гранитов эндоконтакта приурочены проявления Sn, W и Li.

В составе этмолита Ю.С.Орлов выделил три основные фации микроклин-альбитовых гранитов («аляскитов»): топаз-слюдистые, тяготеющие к наиболее эродированным участкам; амблигонит-слюдистые и слюдисто-амблигонитовые. В эндоконтактовых зонах установлены краевые и жильные пегматиты и амблигонит-мусковит-кварцевые грейзены с касситеритом и антимонитом.

Топаз-слюдистые граниты массивные и атакситовые, со среднезернистой гранитовой, с элементами пойкилитовой структурой. Средний минеральный состав (в %): кварц – 27,3, альбит – 39,2, калишпат – 19, светлые слюды – 8,9, топаз – 3,4, амблигонит – 1,2. Породы сложены крупными (0–4 мм) идиоморфными пластинками альбита (*an* 3–6%); изометричными табличками слюды, короткопризматическим топазом, иногда в скелетных срастаниях с альбитом; скоплениями горошковидного кварца, ксеноморфными зернами амблигонита и калишпата. В последнем фиксируется распад на промежуточный ортоклаз ($2V_{Np}$=69°) и низкий микроклин ($2V_{Np}$=90°) при валовом составе $Ort_{88}Ab_{10}$ [13]. Слюды имеют переменный состав: литиевый мусковит, циннвальдит, лепидолит, трилитионит и промежуточные модификации (табл. 2). Амблигонит-слюдистые и слюдисто-амблигонитовые разности отличаются от описанных только большим содержанием амблигонита (2–2,8% и >3%).

Для средне-мелкозернистых микроклин-альбитовых гранитов эндоконтакта характерны изометричные зерна кварца (1–3 мм), содержащие ориентированные параллельно граням его роста пойкилитовые включения альбита. Непосредственную зону эндоконтакта слагают топазовые альбититы. Песчаники на расстоянии до 1 м от контакта сложены регенерированными зернами кварца и олигоклаза, промежутки между которыми заполнены мелкотаблитчатым агрегатом светлой слюды с примесью мелких зерен топаза, турмалина и касситерита. Они рассекаются тонкими прожилками

2. Представительные химические анализы слюд микроклин-альбитовых гранитов Верхнебургалийского массива

Образцы	Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	F	P_2O_5	Li_2O	Rb_2O	Cs_2O	O=F	Сумма	Минерал
30/2	Топаз-слюдистый	49,62	0,18	24,56	2,10	4,71	0,51	0	0,05	0,59	9,41	0,24	2,26	4,71	0,87	1,99	0,69	0,008	1,97	100,29	Прото-литионит
176/2	Амблигонит-слюдистый	48,11	0,26	23,10	2,44	3,78	0,29	0,05	0,26	0,75	9,74	0,43	1,57	6,62	0,51	3,63	1,01	0,065	2,77	99,41	Циннвальдит
327/2	Краевой пегматит	45,32	0,15	21,27	5,04	6,63	0,56	0,10	0	0,56	9,74	0,04	1,03	0,80	0,15	3,26	0,96	0,17	0,28	95,46	Циннвальдит
195/2	Грейзен	48,27	0,04	33,27	1,33	0	0,10	0	0,05	0,58	9,40	0,14	5,85	1,42	0,12	0,28	0,36	0,016	0,60	10,63	Циннвальдит
345/2	Пегматоидный микроклин-альбитовый гранит	45,36	0,04	36,75	0,77	0	0,08	0	0,47	0,44	10,73	0,59	3,48	1,11	0,16	0,06	0,32	0,01	0,46	99,32	Мусковит
250/2		46,76	0,18	31,09	1,29	2,52	0,11	0,13	0,21	0,68	9,73	0,29	0,53	2,61	0,10	0,67	0,28	0,04	1,09	95,84	Мусковит
202а		46,50	0,19	24,70	5,23	3,01	0,59	0,15	0	0,49	10,05	Не опр.	1,29	5,83	0,12	2,61	0,88	0,10	2,43	99,32	Литиевый мусковит
238		49,60	0,03	22,10	3,29	3,95	0,50	0	0,06	0,47	10,07	Не опр.	0,95	7,03	0,10	4,04	1,10	0,07	2,94	100,42	Циннвальдит
234/2		52,60	0	22,60	0	0,28	0,15	0	0	1,20	10,18	Не опр.	1,00	9,13	0,07	5,30	1,42	0,06	3,84	100,15	Лепидолит

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГАБМ СО РАН; аналитики Д.А.Кулагина и М.А.Слепцова.

альбит-кварцевого состава, вдоль которых в песчаниках резко возрастают содержания слюды, турмалина, топаза, касситерита, рудного.

Среди акцессорных минералов определены турмалин, касситерит, фосфаты, тантало-колумбит, пирит, халькопирит, халькостибит, антимонит, редкие зерна предельного альмандина (*alm* 99%) и фтор-апатита (F 3,37–3,52 и Cl 0–0,12%). В протолочках микроклин-альбитовых гранитов встречены многочисленные зерна клино- и ортопироксенов (ферросилит с *f* 48–51% и субкальциевый магнезиоавгит с *f* 32–34%), аналогичные таковым в гранитоидах Лево-Джолокагского массива, которые авторы рассматривают как ксеногенные, захваченные при интрузии гранодиоритов. Аналогичную позицию занимает и Fe-биотит (*f* 56,3–63,7; al* 18,4–18,8; *T* 700°–730°C и *P* 0,89–1,17 ГПа), наблюдавшийся в шлифах лишь в единичных случаях в виде коррозионных зерен среди скоплений мусковита. Редкие зерна жедрита и чермакита могут иметь ту же природу, а могут быть реститовыми при выплавлении материнского для верхнебургалийских гранитов расплава.

Дайки в окружении этмолита близки ему по составу и среди них можно выделить те же структурно-минералогические разности. Установлены также жилы и дайки мелкозернистых порфировидных и пегматоидных микроклин-альбитовых гранитов.

Амблигонит-мусковит-кварцевые грейзены с вкрапленностью топаза, пирита и антимонита слагают жилы мощностью 0,5 м и протяженностью около 10 м в эндо- и экзоконтактах этмолита. Касситерит в них образует микрозернистые скопления и единичные крупные зерна в скелетных срастаниях с кварцем. Слюды имеют состав литиевого мусковита. Для пород этмолита характерны также постмагматические каолинизация и пиритизация, развитие рассеянной вкрапленности антимонита, количество которого возрастает в грейзенезированных разностях и особенно в жильных грейзенах.

Петрохимический и редкоэлементный состав. По химическому составу породы *Лево-Джолокагского* массива отвечают гранодиоритам и гранитам известково-щелочной умеренно- и высококалиевой серии, с отклонениями к диоритам в эндоконтактах (табл. 3. рис. 3, А–Б). Преобладают метаглиноземистые и слабо пересыщенные глиноземом разности (см. рис. 3, В). Породы гиперстен-нормативные, редко – диопсид-гиперстен-нормативные, с существенным преобладанием *ab* (среднее 28,4) над *ort* (18,3) и очень низким содержанием корундового минала (в среднем 0,2%) (см. табл. 3). Нормативный состав плагиоклаза *an* 33–45%. По большинству параметров состава породы близки гранитам I-типа [15]. Материнский расплав сформирован при селективном плавлении субстратов, локализованных в приграничных областях тоналит-дацитовых и амфиболитовых горизонтов коры (см. рис. 3, Г). С учетом этого его температура оценивается в 960°–1050°C [26].

3. Средний петро- и геохимический состав гранитоидов Бургалийского узла

Компоненты	Массивы						
	Лево-Джолокагский		Бургалийский			Верхнебургалийский	
	Массив	Дайки	Массив	Лейкограниты	Аплиты	Массив	Дайки
n	29	4	15	4	6	21	23
SiO_2	67,27	75,36	71,92	70,82	75,07	70,74	69,59
TiO_2	0,41	0,05	0,37	0,41	0,06	0,01	0,01
Al_2O_3	15,16	13,47	14,284	14,47	13,85	16,95	17,02
Fe_2O_3	1,27	0,21	0,71	1,10	0,51	0,26	0,23
FeO	3,29	0,87	2,07	1,90	0,84	0,95	1,13
MnO	0,06	0,01	0,05	0,08	0,03	0,05	0,04
MgO	1,18	0,1	0,61	0,70	0,09	0,07	0,03
CaO	3,6	0,94	0,90	1,13	0,30	0,05	0,16
Na_2O	3,37	3,47	3,27	3,09	3,78	4,67	4,33
K_2O	3,09	5,23	4,56	4,61	4,38	3,43	3,84
P_2O_5	0,09	0,08	0,22	0,24	0,26	1,53	1,10
H_2O^+	0,62	0,43	0,65	0,86	0,53	0,83	0,90
F	0,07	0,01	0,08	0,08	0,05	1,27	1,08
Li_2O	0,0089	0,0028	0,0171	0,022	0,0077	0,388	0,366
Rb_2O	0,012	0,0188	0,018	0,0252	0,0294	0,16	0,19
Cs_2O	0,001	0,001	0,002	0,003	0,002	0,04	0,04
ort	18,3	30,9	26.9	27,2	25,9	20,3	22,7
Нормативный состав							
ab	28,4	29,3	27,6	26,1	31,9	39,4	36,6
an	16,7	4,0	2,4	3,4	–	–	–
q	24,9	32,8	32,4	31,8	36,1	37,9	36,39
c	0,2	0,6	3,1	3,2	3,1	12,5	11,0
Dl	71,8	93,6	90,2	88,4	97,0		
Элементы (в г/т); Au (в мг/т)							
n	23	6	19	17	6	45	12
B	12,7	24,6	74	60	77	26,5	171
Sr	505	300	330	213		98	47
Ba	1514	560	897	459		111	140
Sn	3	2	6,2	7,8	26,8	60	46
W	7,6	2,5	4,3	12,5		13,6	18,1
As	32	29	12,5	10,9		48,6	160
Sb	10	17	5,5	3,6		15	24
Au	7,7	4,9	29,6	13,6		7,1	6,5
Ta	0,34	1	0,96	1,2	2,8	27,1	37,8
Nb	48,3	43,5	46,3	46,5		146	253
Zr	220	527	361	357		88,9	136,4
Коэффициенты							
Rb/Sr	0,21	0,56	0,49	1,06		14,7	36,4
K/(K+Na)	0,38	0,5	0,47	0,49	0,42	0,32	0,36
Ca/(K+Na)	0,37	0,16	0,15	0,2	0,04	0,01	0,03
(Na+K)/Al	0,59	0,84	0,72	0,69	0,78	0,66	0,66
Al/(2Ca+K+Na)	0,98	1,02	1,19	1,21	1,21	1,48	1,46
Fe/(Fe+Mg)	0,68	0,86	0,68	0,6	0,88	0,88	0,85
K/Rb	237	257	1442	168	137	19,8	18,6
КР	52	21	158	393		197 488	197 403
ИНК	31	14	27	30		222	281

Примечание. Анализы выполнены в лабораториях ИГАБМ СО РАН и Якутского Геологического управления; *n* – число анализов; Dl – индекс дифференциации; КР – коэффициент редкометалльности: Fx(Li+Rb)/(Ba+Sr) [18]; ИНК – индекс концентрации равен сумме кларков гранитофильных элементов [8]; при составлении таблицы использованы данные Ю.С.Орлова (1981), работы [13] и авторов данной публикации.

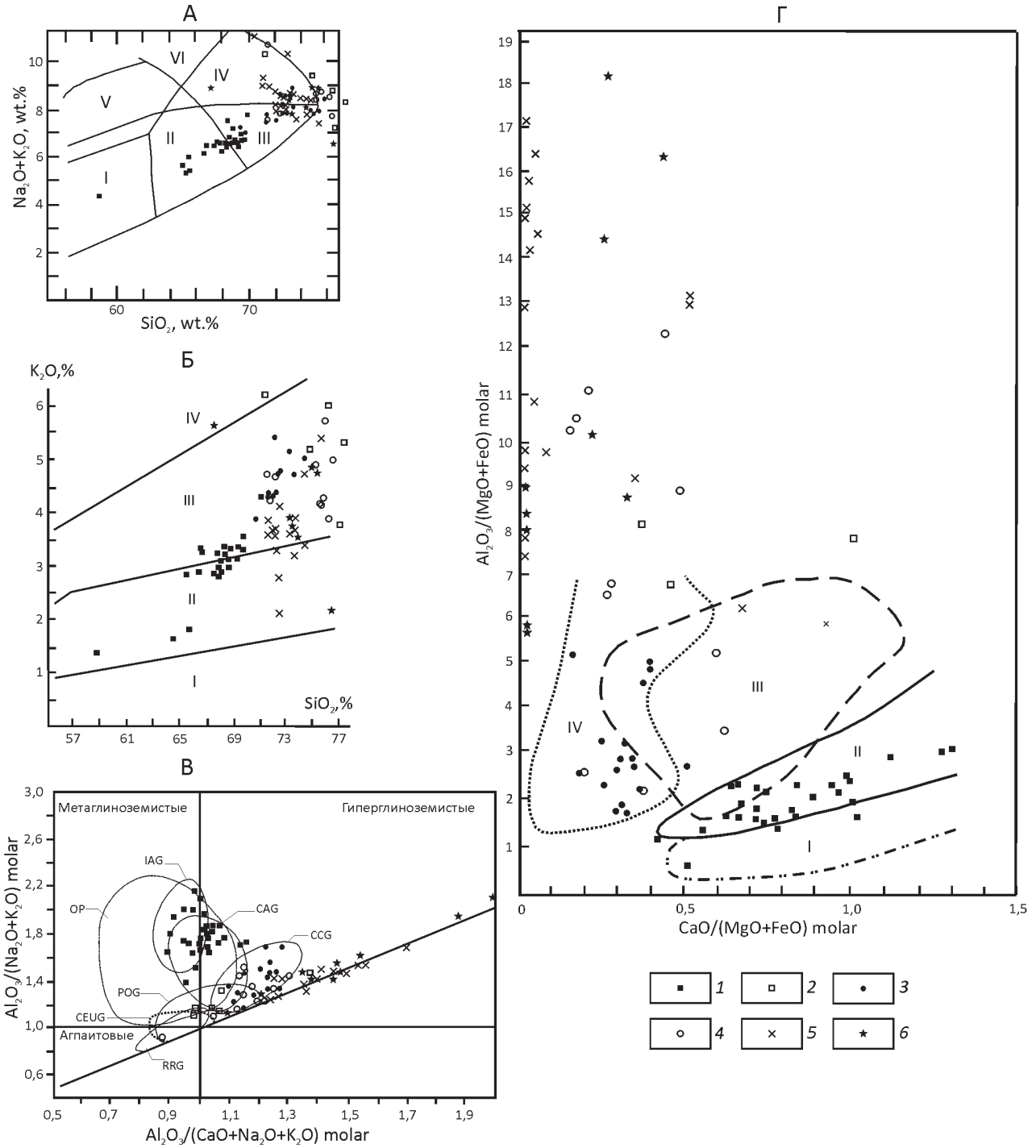


Рис. 3. Петрохимические параметры гранитоидов:

1 – Джолокагский массив, *2* – дайки Джолокагского массива, *3* – Бургалийский массив, *4* – дайки Бургалийского массива, *5* – Верхнебургалийский массив, *6* – дайки Верхнебургалийского массива; А – диаграмма $Na_2O+K_2O–SiO_2$ для гранитоидов Бургалийского рудно-магматического узла: поля диаграммы [32]: I – гранодиориты, II – граниты, III – щелочные граниты, IV–V – монцониты; Б – соотношения $K_2O–SiO_2$ в гранитоидах: поля диаграммы [31]: I – низкокалиевая толеитовая, II – среднекалиевая известково-щелочная, III – высококалиевая известково-щелочная, IV – шошонитовая серии; В – глиноземистость гранитоидов: поля диаграммы [27]: OP – океанические плагиограниты, IAG – островодужные гранитоиды, CAG – гранитоиды континентальных дуг, CCG – континентальные коллизионные гранитоиды, POG – посторогенные гранитоиды, CEUG – гранитоиды континентального эпейрогенического воздымания, RRG – рифтогенные гранитоиды; Г – субстраты магмогенерации гранитоидов: поля диаграммы [25]: I – парциальное плавление амфиболитов, II – то же, дацитов-тоналитов, III – то же, метаграувакк, IV – то же, метапелитов

Расчетное [3] давление на уровне магмогенерации – 0,9–1,1 ГПа, температура расплава по наиболее основным образцам – 960°–1050°С. Соотношения Al_2O_3/TiO_2 (29–51)–MgO (2,03–0,8) в породах определяют интервал давлений при кристаллизации в 0,35–0,2 ГПа при температурах 1050°–750°С [11].

Дайки лейкогранитов, интрудирующих массив, субщелочные, высококалиевой, с отклонениями к шошонитовой, серии (см. табл. 3 и рис. 3, А–Б). В их нормативном составе содержания *ab* и *ort* близки (среднее, соответственно, 29,3 и 30,9%), нормативный состав плагиоклаза – *an* 9–12%. Расчетные параметры магмообразования: *P* 0,8–0,9 ГПа, T_{max} 797°С; параметры кристаллизации: *P* <2,5 ГПа, *T* 630°–500°С. Можно предположить, что они синхронны гранитам Бургалийского массива, к которым близки по большинству показателей состава.

Граниты *Бургалийского* массива гиперглиноземистые, известково-щелочной высококалиевой серии (см. табл. 3 и рис. 3, А–Б), гиперстен-нормативные, с близкими значениями нормативных *ort* (среднее – 27,2%) и *ab* (26,1%). Количество нормативного корунда в среднем 3,1%, нормативный состав плагиоклаза *an* 31–10%. Значения индекса Шенда (1–1,3) и соотношения основных петрогенных окислов соответствуют таковым континентальных коллизионных или посторогенных гранитов (см. рис. 3, В), близких гранитам S-типа [15]. Материнский расплав генерировался в метапелитовых горизонтах верхней коры (см. рис. 3, Г) при расчетных [3, 27] параметрах: *P* 0,7–0,8 ГПа, *T* 970°–1000°С и кристаллизовался в интервале давлений 0,4–0,2 ГПа и температур – 850°–550°С (Al_2O_3/TiO_2=22–81, MgO=1,52–0,65%) [11].

Дайки турмалиновых биотитовых и двуслюдяных гранитов практически идентичны гранитам главной фации массива (см. табл. 3). Дайки аплитов и аплитовидных гранитов отличаются существенно более высокой кремнекислотностью, преобладанием натрия над калием (средние значения: *ort* 25,9%, *ab* 36,1%, *c* 3,1%), низкими расчетными параметрами магмогенерации (T_{max} 617°С, *P* 0,51–0,57 ГПа) и кристаллизации (*T* 550°С, *P* <2,5 ГПа) и, по-видимому, представляют собой производные близповерхностного остаточного очага, кристаллизовавшиеся при давлении воды менее 500 кг/см^2 (по соотношениям ab–ort–q [30]).

Среди гранитов *Верхнбургалийского* массива преобладают субщелочные высокоглиноземистые и крайне высокоглиноземистые разности: индекс Шенда – 1,25–1,7 (среднее 1,48) (см. рис. 3, В). В их нормативном составе альбит резко преобладает над ортоклазом (*ab* среднее 39,4%, *ort* среднее 20,3%) при практически полном отсутствии нормативного анортита и высоком содержании нормативного корунда (в среднем – 11%) (см. табл. 3). По классификации В.И.Коваленко [6], они относятся к микроклин-альбитовым гранитам, с отклонениями к аляскитам и лейкогранитам. Максимальная расчетная [27] температура расплава – 554°С, максимальное расчетное [3] давление на уровне магмогенерации – 1,1 ГПа. Крайне низкие содержания TiO_2 (в среднем 0,01%) и MgO (0,07%) при высоких – Al_2O_3 (среднее 6,95%) определяют и крайне низкие расчетные температуры кристаллизации – <550°С, что обусловлено высокой флюидонасыщенностью расплава, отраженной и в его минеральном составе (присутствии монтебразита, литиевых слюд, сподумена). Дайки микроклин-альбитовых гранитов по химическому составу идентичны породам этмолита (см. табл. 3). В целом, по большинству петрохимических коэффициентов верхнебургалийские граниты не сопоставимы ни с рассмотренными выше, ни с гранитами стандартных петротипов [15].

По значениям индекса редкометалльности, величине K/Rb, средним содержаниям K, Na, Ba и Sr граниты Бургалийского массива полностью соответствуют геохимическому типу палингенных известково-щелочных гранитоидов, материнские расплавы которых формируются в областях низкого метаморфизма. Лево-джолокагские гранитоиды по высоким содержаниям Ba и Sr, низким значениям K/Rb и индекса редкометалльности дают отклонения от этого геохимического типа к геохимическому типу гранитоидов латитового ряда, что подразумевает возможность мантийно-корового взаимодействия при формировании магмообразующего субстрата [18]. Верхнебургалийские микроклин-альбитовые граниты по всем показателям (аномально высоким концентрациям фтора и редких щелочей, низким содержаниям Ba и Sr, значениям индекса редкометалльности) принадлежат к геохимическому типу плюмазитовых редкометалльных гранитов.

Гранитоиды *Лево-Джолокагского* массива обогащены Sb (коэффициент концентрации Kk – отношение среднего содержания элемента к кларку для соответствующей породы) (Kk 50), As (Kk 17,8), W (Kk 4,8). Здесь и далее использованы значения кларков по работе [14]. Содержания Au в среднем в 3, а в отдельных пробах – в 30 раз выше кларка (87 мг/т). Высокая активность воды и хлора, основного экстрагента Au, при кристаллизации (см. табл. 1) благоприятна для формирования золоторудных проявлений. Содержания остальных элементов близки кларку или незначительно его превышают.

Граниты *Бургалийского* массива геохимически специализированы на Sb (Kk 27,5), Au (Kk 10), As (Kk 7,8), B (Kk 5,9). Средние содержания Sn, W и Li вдвое выше кларка, остальных металлов – близки кларку. С двуслюдяными гранитами S-типа региона обычно ассоциирует олово-редкометалльное оруденение, но отсутствие ярко выраженной геохимической специализации на эти элементы, а главное, низкая активность воды и фтора при кристаллизации гранитов Бургалийского массива (см. табл. 1) обусловили лишь появление акцессорной вкрапленности касситерита и вольфрамита.

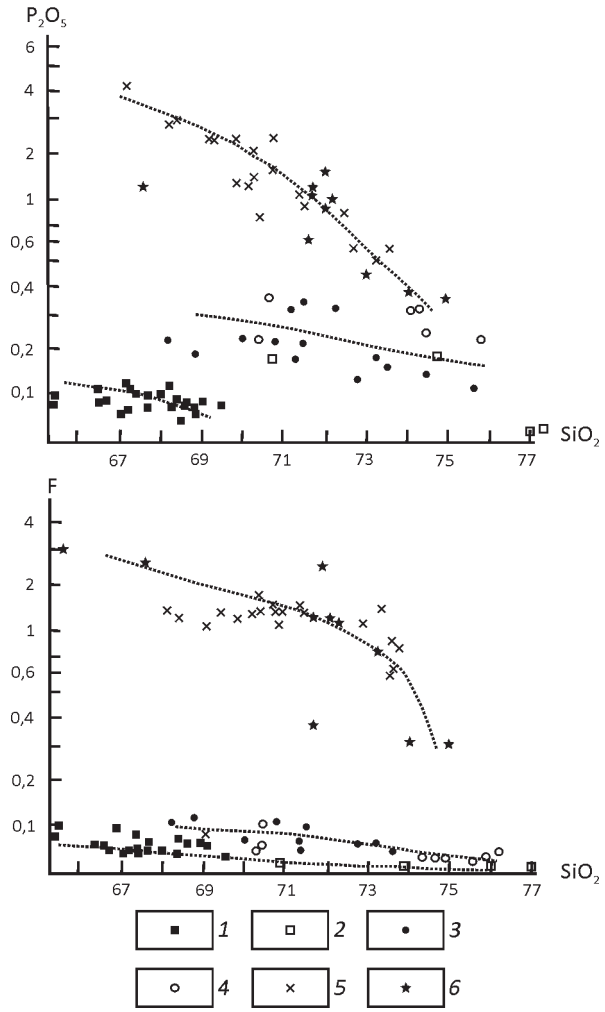


Рис. 4. Соотношения $F–SiO_2$ и $P_2O_5–SiO_2$ в гранитоидах Бургалийского узла:

см. услов. обозн. к рис. 3

Золото при постмагматических процессах интенсивно выносится из гранитов с падением его концентраций более чем вдвое (в среднем от 29,6 до 12 мг/т), что в благоприятных структурных условиях может привести к генерации золоторудных проявлений. По мнению Ю.С.Орлова, именно с этим процессом связано образование золоторудных проявлений в экзоконтакте массива.

Верхнебургалийский массив характеризуется ультравысокой рудоносностью (коэффициент редкометалльности по работе [18] составляет 197 488, индекс концентрации по [9] – 222) (см. табл. 3). Слагающие его породы обогащены Sn (Kk 203), Sb (Kk 75), Li (Kk 49), As (Kk 30), F (Kk 16), Rb (Kk 8), Nb и Ta (Kk 7 и 7,5), W (Kk 6) и по этим показателям резко отличаются от других гранитоидов рудно-магматического узла. Олово вместе с вольфрамом концентрируется в слюдах (Sn до 200 и W 125 г/т в циннвальдитах), но основные их носители – касситерит и вольфрамит. В грейзенах содержания Sn 0,09–0,18%, а в одной точке – 1,9%. Основные концентраторы лития – монтебразит, на долю которого приходится >50% лития пород, и литиевые слюды. Максимально обогащены литием краевые пегматиты (до 13% монтебразита) и грейзены (до 9% монтебразита). Характерные элементы-примеси микроклин-альбитовых гранитов – также ниобий и тантал. Главные минералы-носители тантала – касситерит, вольфрамит, танталоколумбит; ниобия – касситерит, топаз (500–750 г/т), турмалин (200 г/т), слюды (100–200 г/т).

Обсуждение результатов. Существуют многочисленные гипотезы происхождения литий-фтористых микроклин-альбитовых гранитов: метасоматиты по гранитам [1, 7]; поздние дифференциаты стандартных гранитов [6, 10], ликвация обогащенных фтором гранитных расплавов [12], производные самостоятельных мантийно-коровых расплавов [9] и др. Разные точки зрения имеются и для пород Верхнебургалийского массива. И.И.Гетманский (1971) рассматривал их как апограниты (метасоматиты), Д.И.Троицкий (1980) – как аляскитовые граниты, Ю.С.Орлов (1983) – как результат кристаллизационной дифференциации исходной гранитной магмы с последующей ликвацией обогащенного летучими остаточного расплава, Ю.Д.Недосекин [13] – как производные вторичных магм, возникших при воздействии глубинных потоков тепла и флюидов на остаточные очаги гранитных расплавов.

Магматические структуры микроклин-альбитовых гранитов Верхнебургалийского массива, характер его залегания, наличие даек аналогичного состава не оставляют сомнений в магматическом их происхождении и принадлежности к формации редкометалльных литий-фтористых гранитов. Среди последних различаются низко- и высокофосфористые разности [4, 10, 29]. Первым такое разделение предложил Р.Тейлор [29]. К низкофосфористым он отнес граниты с содержанием P_2O_5 до 0,1%, к высокофосфористым – с содержанием P_2O_5 >0,4%. По этому признаку верхнебургалийские граниты – высокофосфористые (в среднем P_2O_5 1,53%). Позднее [10] было предложено различать эти подтипы литий-фтористых гранитов не по содержанию P_2O_5, а по поведению его в процессе дифференциации расплава: к низкофосфористым относить граниты, в процессе эволюции которых содержания фосфора снижаются, а к высокофосфористым, напротив, повышаются. С этой точки зрения рассмотренные граниты относятся к низкофосфористым (рис. 4). По мнению Ю.А.Костицына [10], такие граниты образуются в процессе эволюции гранитоидов I-типа, поскольку на дискриминационных графиках нет резких скачкообразных повышений содержаний фтора и фосфора с переходом от гранитов I-типа к литий-фтористым гранитам.

Однако на диаграммах F–SiO_2 и P_2O_5–SiO_2 для гранитов Верхнебургалийского массива (см. рис. 4) точки их составов образуют самостоятельные тренды, не продолжающие ни тренды лево-джолокагских гранодиоритов, которые, по данным авторов, близки к гранитам I-типа, ни бургалийских гранитов S-типа. В них скачкообразно повышаются содержания всех редких элементов и резко меняются главные петрохимические коэффициенты (см. табл. 3). То есть изученные литий-фтористые граниты не комплементарны другим гранитоидам рудно-магматического узла и не могут являться поздними дифференциатами сформировавших последние расплавов. Как уже было показано, согласно расчетам, генерация исходного для верхнебургалийских гранитов расплава проходила в нижнекоровых субстратах, на тех же уровнях, что и для лево-джолокагских. Это вместе с пространственной совмещенностью гранодиоритов и микроклин-альбитовых гранитов позволяет предполагать существенную переработку этих субстратов после становления Лево-Джолокагского массива. Такое обогащение летучими и редкими элементами верхнебургалийских гранитов не могло происходить за счет остаточных очагов материнского расплава, сформировавшего Лево-Джолокагский массив, поскольку поздние его дифференциаты обеднены и F, и Li (см. табл. 3). Поэтому приходится предполагать воздействие «внешнего» источника – потока глубинных мантийных флюидов, как это показано для многих регионов мира с развитием литий-фтористых гранитов [2, 4, 9 и др.].

Таким образом, наиболее вероятным является формирование литий-фтористых гранитов Верхнебургалийского массива из самостоятельного расплава, генерировавшегося в нижних горизонтах коры при воздействии на них потока обогащенных F, P, Li и редкими элементами глубинных флюидов. Поскольку из магматических образований изученных авторами районов северо-востока Якутии именно производные субщелочных и щелочных базальтоидных расплавов обладают повышенными содержаниями фтора и фосфора [16, 20], эти флюиды предположительно можно связать с подъемом диапира такого состава.

Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект 0381-2016-0001.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Альбитизированные* и грейзенезированные граниты (апограниты) // А.А.Беус, А.А.Северов, А.А.Ситнин, К.Д.Субботин. – М.: Наука, 1962.
2. *Антипин В.С., Холлс К., Митчиков М.А.* Эльваны Корнуола (Англия) и Южной Сибири – субвулканические аналоги субщелочных редкометалльных гранитов // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 9. С. 847–857.
3. *Беляев Г.М., Рудник В.А.* Формационно-генетические типы гранитоидов. – Л.: Недра, 1978.
4. *Владимиров А.Г., Анникова И.Ю., Антипин В.С.* Онгонит-эльвановый магматизм Южной Сибири // Литосфера. 2007. № 4. С. 21–40.
5. *Гусев А.И.* Типизация гранитоидов на основе составов биотитов // Успехи современного естествознания. 2009. № 4. С. 54–57.
6. *Коваленко В.И., Кузьмин М.И.* О генезисе редкометалльных литий-фтористых и агпаитовых гранитов и соотношение магматических и метасоматических процессов при их формировании // Редкометалльные граниты Монголии. – М.: Наука, 1971. С. 215–226.
7. *Коваль П.В.* Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. – Новосибирск: Наука, 1975.
8. *Козлов В.Д.* Геохимическая типизация, формационный анализ и оценка рудоносности гранитоидов и прогнозирование редкометалльного оруденения / Проблемы рудоносности гранитоидов. – Иркутск: СибГеохи, 1987. С. 3–28.
9. *Козлов В.Д.* Особенности редкоэлементного состава и генезиса гранитоидов шахтаминского и кукульбейского редкометалльного комплексов Агинской зоны Забайкалья // Геология и Геофизика, 2011. Т. 52. № 5. С. 676–689.
10. *Костицин Ю.А.* Накопление редких элементов в гранитах. Ч. 1 // Природа. 2000. № 1. С. 21–30.
11. *Куликова В.В., Куликов В.С.* Петрохимическая классификация магматических пород. – Петрозаводск. 2001.
12. *Маракушев А.А.* Петрогенезис и рудообразование. – М.: Недра, 1978.
13. *Недосекин Ю.Д.* Редкометалльные граниты Северо-Востока СССР. – М.: Наука, 1988.
14. *Овчинников Л.Н.* Прикладная геохимия. – М.: Недра, 1990.
15. *Особенности* изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов / В.М.Ненахов, В.В.Иванников, Л.В.Кузнецов, Ю.Н.Стрик. – М.: Роскомнедра, 1992.
16. *Петрогенетические* особенности магматических пород Депутатского рудного поля / В.А.Трунилина, А.И.Зайцев, Ю.С.Орлов, А.И.Иванов // Отечественная геология. 2003. № 5. С. 34–41.
17. *Типоморфные* особенности акцессорных минералов и их значение для выяснения генезиса и рудоносности гранитоидов / М.Г.Руб, Н.А.Ашихмина, Н.И.Гладков и др. // Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. – М.: Наука, 1977. С. 197–235.
18. *Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М.: Наука, 1977.
19. *Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Антонов А.Ю.* Летучие компоненты в биотитах и металлогеническая специализация интрузий // Минералогические критерии оценки рудоносности. – Л.: Наука, 1981. С. 73–83.
20. *Трунилина В.А, С.П. Роев.* К петрологии магматических образований Дербеке-Нельгехинской рудно-магматической зоны // Отечественная геология, 2014. № 5. С. 80–88.
21. *Aque J.A., Brimhfll G. H.* Granites of the batholits of California: products of local assimilation and regional-scale crustal contamination // Geology. 1987. Vol. 15. Pp. 63–66.
22. *Barbarin B.* Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting // Geol. Journ. 1990. Vol. 25. Pp. 227–238.
23. *Brown G.G.* A comment on the role of water in the partial fusions of crystal rocks // Earth and Planet. Sci. Lett. 1970. Vol. 9. Pp. 355–358.

24. *Clemens J.D*. Origin on A-type granite: experimental constraints // Amer. Miner. 1986. Vol. 71. Pp. 317–324.
25. *Gerdes A., Worner G., Henk A.* Post-collisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith / J. Geol. Soc. London. 2000. vVol. 157. Pp. 577–587.
26. *Jung S., Pfander J.A.* Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids – constrains from CaO/Na_2O, Al_2O_3/TiO_2 and accessory mineral saturation thermometry / Europen Journal of Mineralogy. 2007. № 1. Pp. 5–40.
27. *Maniar P.D., Piccoli P.M.* Tectonic discrimination of granitoids / Geological Society of America Bulletin, 1989. Vol. 101. Pp. 635–643.
28. *Pupin J.P.* Zircon and Granite Petrology // Contrib. to Miner. and Petrol. 1980. Vol. 73. Pp. 207–220.
29. *Taylor R.P.* Petrological and geochemical characteristics of the Pleasant Ridge zinwaldite-topaz granite, southern New Brunswick and comparisons with other topaz-bearing felsic rocks // Canadian Miner. 1992. Vol. 30. Pp. 895–921.
30. *Tuttle J.F., Bowen N.L.* Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$–$KalSi_3O_8$––SiO_2–H_2O // Geol. Soc. Amer. Miner. 1958. Vol. 74.
31. *Whiteford D.G., Nicholls I.A., and Taylor S. R.* Spatial variations in the geochemistry of quaterrary lavas across the Sunda arc in Java and Bali // Contrib. Mineral. And Petrol. 1979. Vol. 70. Pp. 341–356.
32. *Wilson M.* Igneous petrogenesis. – Unwin Hayman, London, 1989.
33. *Wones D.R., Eugster H.P.* Stability of biotite: experiment, theory and application // Amer. Mineral. 1985. № 9. Pp. 1228–1272.

УДК 552.321.1 (571.56)
© А.И.Зайцев, В.Ю.Фридовский, М.В.Кудрин, 2017

Интенсивные параметры формирования и минерагенический потенциал гранитоидов Курдатского и Самырского массивов, Тас-Кыстабытский магматический пояс Верхояно-Колымской складчатой области

А.И.ЗАЙЦЕВ, В.Ю.ФРИДОВСКИЙ, М.В.КУДРИН (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677007, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Рассмотрена специфика петрографического и химического составов и возраст Курдатского и Самырского плутонов, локализованных в пределах Адыча-Тарынской зоны разломов. Показано, что внедрение этих массивов происходило в интервале 140–145 млн. лет, с модификацией их составов при последующих этапах тектономагматической активизации в пределах района (120–128 и 100–110 млн. лет). На основе изучения химических составов гранитоидов установлены субстраты их магмогенерации. Определены *P-T* параметры формирования расплавов и условия их кристаллизации. Гранитоиды плутонов формировались при длительной температурной эволюции, что сопровождалось повышением окислительного потенциала кислорода, от низких значений fO_2, ниже Ni-NiO буфера, до высоких, в пределах магнетит-гематитового буфера. Показана перспективность гранитоидов для формирования медно-порфировой минерализации.
Ключевые слова: гранитоиды, изотопный возраст, физико-химические параметры формирования, Курдатский и Самырский плутоны, Адыча-Тарынская зона разломов.

Зайцев Альберт Иванович a.i.zaitsev@diamond.ysn.ru
Фридовский Валерий Юрьевич fridovsky@diamond.ysn.ru
Кудрин Максим Васильевич kudrinmv@mail.ru

Intensive options of granitoid formation in Kurdat and Samyr massives, Tas-Kystabyt magmatic belt

A.I.ZAITSEV, V.Yu.FRIDOVSKY, M.V.KUDRIN

The specific features of the petrographic and chemical composition and age of the Kurdat and Samyr plutons, localized within the Adycha-Taryn fault zone, are considered. It is shown that the introduction of these massifs occurred in the interval of 140–145 Ma, with their modification at subsequent stages of tectonomagmatic activation within the region (120–128 and 100–110 Ma). Based on the study of the chemical compositions of granitoids, substrates for their magma generation have been established. The *P-T* parameters of melts formation and the conditions for their crystallization have been revealed. Granitoids of plutons were formed during prolonged temperature evolution, which was accompanied by an increase in the oxidation potential of rocks, from low values of fO_2, below the Ni-NiO buffer, to high ones, within the magnetite-hematite buffer. The prospects of granitoids for the formation of Cu – porphyry mineralization are shown.
Key words: granitoids, isotopic age, *P-T* formation parameters, Kurdat and Samyr plutons, Adycha-Taryn fault zone.

Тас-Кыстабытский магматический пояс выделяется в северо-восточной части Верхояно-Колымской складчатой области (ВКСО). В месте его пересечения Адыча-Тарынским разломом отмечается появление различной по составу Au, Au-Sb, Ag, Ag-Sb и Ag-Sn минерализации. Адыча-Тарынская зона разломов и наращивающий ее к юго-востоку Тенькинский разлом являются важными рудоконтролирующими структурами Яно-Колымского металлогенического пояса. Адыча-Тарынская зона разломов представляет собой пример совмещения в единой рудовмещающей структуре оруденения различных формационных (генетических) типов. В пределах зоны разломов развиты разнообразные магматические тела – от даек долеритов, андезитовых и диоритовых порфиритов до гранитоидов небольших плутонов. Генетическая связь золотого оруденения и разновозрастного магматизма в ВКСО до настоящего времени является недостаточно изученной. Неясна и последовательность формирования различного типа оруденения в общей истории развития магматической активности района.

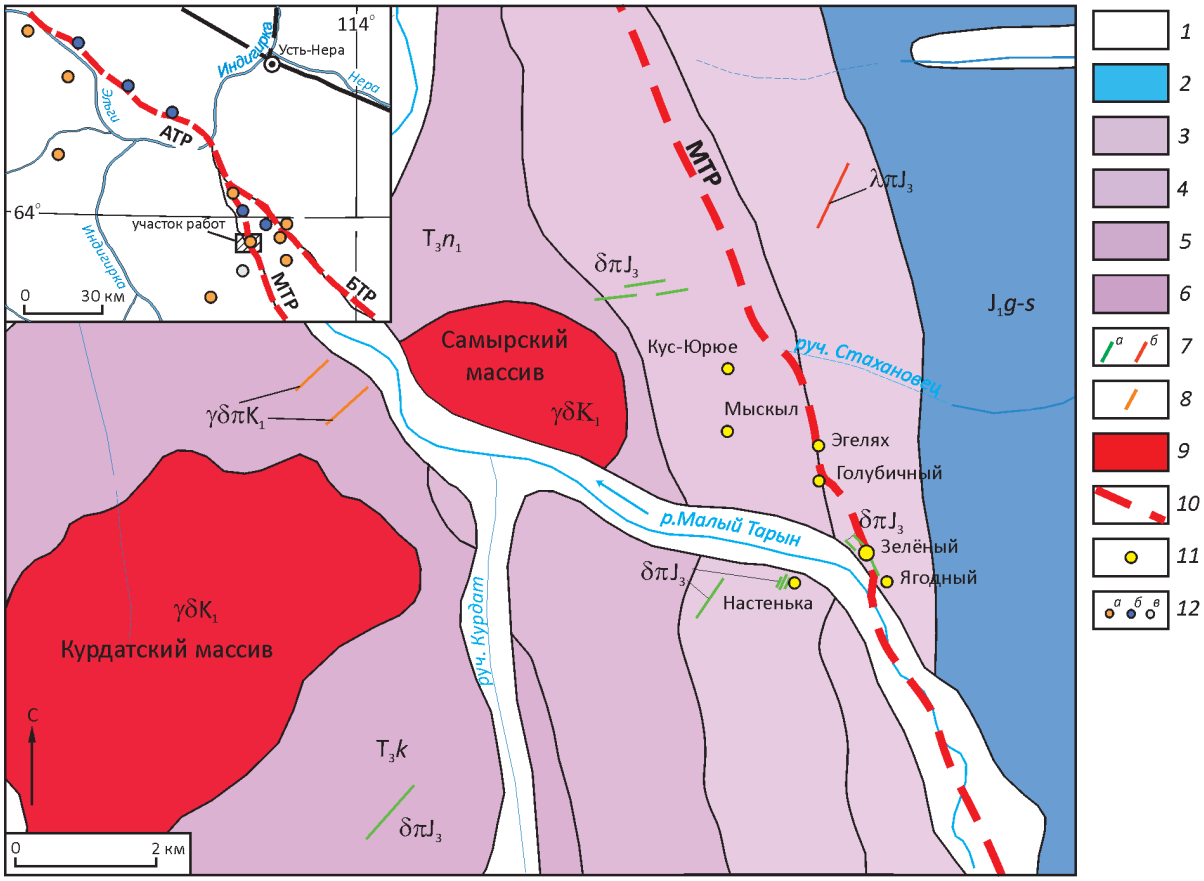


Рис. 1 Схема геологического строения и золоторудные проявления среднего течения р. Малый Тарын:

1–6 – отложения: *1* – современные аллювиальные, Q_{IV}, *2* –нижнеюрские геттанг-синемюрские, $J_1g–s$, *3–6* – позднетриасовые: *3* – верхненорийские,T_3n_3, *4* – средненорийские, T_3n_2, *5* – нижненорийские, T_3n_1, *6* – карнийские, T_3k; *7* – позднеюрские дайки диоритовых порфиритов ($\delta\pi J_3$) и риолитовых порфиритов ($\lambda\pi J_3$); *8–9* – раннемеловые интрузии: *8* – дайки ($\gamma\delta\pi K_1$), *9* – гранитные массивы ($\gamma_{1-2}K_1$); *10* – разломы: АТР – Адыча-Тарынский, БТР – Больше-Тарынский, МТР – Мало-Тарынский; *11* – золоторудные проявления Мало-Тарынского рудного поля; *12* – месторождения и рудопроявления (на врезке): *а* – золотые, *б* – золотосурьмяные, *в* – серебряные

Одним из немногих золоторудных объектов ВКСО, где проявлено потенциально крупнообъемное жильно-прожилково-вкрапленное оруденение и магматизм, является Мало-Тарынское месторождение [3]. Наиболее ранними магматическими образованиями района, по-видимому, являются гидротермально-измененные дайки долеритов, которые пересекаются золотокварцевыми прожилками минерализованных зон дробления [1]. Дорудные кварц-хлорит-карбонатные прожилки, без следов рудной минерализации, являются ранними гидротермально-метаморфогенными образованиями и датируются Ar-Ar методом по серициту – 142,7±1,4 млн. лет [3]. Это согласуется с предварительными Ar-Ar данными по возрасту гранитоидов Курдатского массива 141,2 млн. лет [19]. Единичная K-Ar датировка серицита из золото-кварцевых жил участка Эгелях Мало-Тарынского месторождения определяет их возраст 130±4 млн. лет [1]. Курдатский и Самырский плутоны, расположенные вдоль западной границы Мало-Тарынского месторождения в пределах Адыча-Тарынской зоны разломов (рис. 1), недостаточно изучены и их минерагеническая специализация неизвестна. Для оценки возможной потенциальной перспективности гранитоидов Курдатского и Самырского массивов на определенный тип минерализации и оруденения в пределах этого района были изучены условия их формирования.

Курдатский и Самырский массивы локализованы в пределах Курдатской поперечной зоны скрытых разрывных нарушений, в непосредственной близости к узлу пересечения с Адыча-Тарынской зоной разломов (см. рис. 1). В структурном плане они приурочены к восточному крылу Курдатской антиклинали Адыча-Эльгинского антиклинория на границе его с Мало-Тарынской синклиналью Тарыно-Эльгинского синклинория. Гранитоиды прорывают алевролиты, аргиллиты с серией пластов мелкозернистых песчаников норийского возраста (T_3).

Курдатский массив имеет извилисто-овальную форму, его площадь составляет 44,8 км^2. Предполагается, что он вместе с Самырским массивом является единым выходом невскрытого плутона. Он сложен в основном среднезернистыми биотитовыми гранодиоритами, различной зернистости гранитами, жилами и дайками аплитовидных гранитов, аплитов и пегматит-аплитов. Взаимоотношения между гранитами и гранодиоритами не отчетливы, но в отдельных участках отмечены постепенные переходы между этими породами. В гранодиоритах эндоконтактовой зоны наблюдаются ксенолиты вмещающих пород и мелкие шлиры амфибола. Гранитоиды относятся к щелочноземельной серии, к ее высококалиевой разновидности, и по отношению K_2O к SiO_2 являются переходными от нормальной щелочноземельной до шошонитовой серий (табл. 1). По индексу глиноземистости (ASI=0,978–1,080) они являются промежуточными между металюминиевыми и пералюминиевыми разностями. По петрографическому и химическому составу представляют гранодиорит-гранитную серию.

Самырский массив расположен в 1,5–2 км к северо-востоку от Курдатского плутона и локализован в зоне влияния Адыча-Тарынского разлома, имеет округлую форму. Его площадь составляет 7,6 км^2. В структурном отношении массив полностью идентичен Курдатскому. Он сложен гранодиоритами, гранитами, жилами и дайками лейкогранитов и аплитов. Взаимоотношения гранитов с гранодиоритами не отчетливы. По петрографическому и химическому составам гранитоидов плутон близок Курдатскому массиву, отличаясь лишь более высокой степенью изменения пород. Гранитоиды массива представляют щелочноземельную серию пород, но гранодиориты характеризуют нормальную щелочноземельную серию, а граниты и аплиты – ее высококалиевую разновидность. Величина индекса ASI равна 0,98–1,08. Для гранодиоритов характерны более низкие величины отношения K_2O/Na_2O (0,54–0,94) и суммы K_2O+Na_2O (6,69–7,36), чем для гранитов (1,09–1,52 и 6,44–8,92, соответственно).

Гранитоиды обоих массивов имеют одинаковую ассоциацию породообразующих и акцессорных минералов. Они сложены кварцем, ортоклазом, плагиоклазом, биотитом. Амфибол встречен в единичных зернах, в отдельных образцах его количество достигает 1%. Акцессорные минералы представлены ильменитом, цирконом, апатитом, редкими зернами сфена, еще реже отмечается монацит и ортит. Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, эпидотом. В гранитоидах Самырского массива широко развит вторичный альбит. По среднему содержанию породообразующих минералов гранодиориты Курдатского и Самырского массивов практически идентичны (в %): кварц 22±3 и 22±3, ортоклаз 18±1 и 15±2, плагиоклаз 46±2 и 50±3, биотит – 12±1 и 10±2, соответственно. Граниты имеют более высокое содержание (в %): кварца 31±6 и 38±15, ортоклаза 24±3 и 30±2, несколько ниже количество плагиоклаза 38±4 и 35±2 и более низкое содержание биотита 6±2 и 4±1. Плагиоклаз в гранодиоритах и гранитах Курдатского массива в основном представлен андезином (An 32–39%), а калишпат – ортоклазом (Ort 85–9%). Биотит для всех разновидностей пород плутона в основном железистой разности с величиной индекса железистости (Fe#) в пределах 0,70–0,61 и индекса глиноземистости от 0,47 до 0,57. Биотит представлен как свежими, так и относительно хлоритизированными (до 30%) разностями. В гранитоидах Самырского массива полевые шпаты и биотиты имеют большую вариацию состава. Плагиоклаз в основном представлен олигоклаз-андезином (An 11–48%), но главным образом доминирует олигоклаз (An 11–30%). В ядрах некоторых зональных зерен минерала из гранодиоритов отмечается основность плагиоклаза до An 45–52%. Достаточно широко развит альбит, слагающий как отдельные кристаллы, так и краевые участки крупных пластин минерала. Биотит гранодиоритов Самырского массива в основном железистой разности, с широкой вариацией величин Fe# 0,55–0,71 и индекса глиноземистости 0,37–0,53. Биотиты широко и интенсивно хлоритизированы, с формированием в отдельных участках целиком хлоритовых чешуй.

Изотопная систематика и возраст гранитоидов. Результаты изотопных исследований (Rb-Sr и K-Ar методы) пород и минералов массивов были рассмотрены ранее [2]. Здесь приведены сводные изотопные датировки (табл. 2), которые показывают широкий диапазон полученных значений возраста. Значения K-Ar возраста гранитоидов Курдатского массива варьируют от 120 до 144 млн. лет, группируясь в два возрастных интервала 120–128 и 139–144 млн. лет. Древние цифры возраста хорошо согласуются с Ar-Ar датами биотитов (137–141 млн. лет) из гранодиоритов [19]. В гранодиоритах отмечается увеличение содержания калия в «молодых» образцах (r=–0,78), а в слюдах зависимость «возраст–^{40}Ar» описывается уравнением регрессии T=104+4,998*^{40}Ar и предполагает, что K-Ar системы биотитов были подвергнуты нарушению при воздействии поздних процессов примерно 104 млн. лет назад. Это значение возраста совпадает с единственной K-Ar датировкой для гранитов Самырского массива, равной 108 млн. лет. Наиболее древнее значение K-Ar возраста получено для дайки андезитового порфирита (169 млн. лет) в окрестности Курдатского массива (см. табл. 2).

Rb-Sr датирование гранитоидов (см. табл. 2) проводилось по минеральным изохронам (порода, биотит, калишпат и плагиоклаз). Их Rb-Sr возраст в целом определяется Rb-Sr системой биотита и в основном характеризует его возраст. Для Курдатского массива значения Rb-Sr минеральных датировок варьируют от 103 до 145 млн. лет и характеризуются значениями первичного состава Sr (I_0) в интервале от 0,7051 до 0,7114. Аналогично и для гранитоидов Самырского

1. Химический состав гранитоидов Самырского и Курдатского массивов

Компоненты	Самырский массив										Курдатский массив		
	См-1/16	См-2/16	См-3/16	См-4/16	См-5/16	1186	1186/7б	1186/6	1186/2б	1187а	1188	1190	1189
	Гранодиориты						Гранит	Аплиты			Гранодиориты		Гранит
SiO_2	64,84	66,11	69,02	66,63	66,01	66,02	72,19	74,05	75,44	75,66	66,06	67,56	74,33
TiO_2	0,54	0,50	0,44	0,41	0,54	0,52	0,15	0,07	0,02	0,03	0,50	0,48	0,24
Al_2O_3	16,92	16,00	15,85	16,58	16,73	16,52	14,21	13,46	12,62	12,93	15,54	15,73	12,22
Fe_2O_3	0,89	0,95	0,72	0,63	1,06	4,22	0,29	0,43	0	0	0,21	0,76	0
FeO	3,75	3,01	2,59	3,11	3,10	0	1,94	1,55	0,99	1,82	4,30	3,22	2,66
MnO	0,10	0,07	0,03	0,03	0,02	0,05	0,01	0,01	0,02	0,01	0,06	0,05	0,03
MgO	1,19	1,58	1,03	1,15	1,41	1,25	0,31	0,33	0,07	0,11	1,40	1,45	0,66
CaO	3,52	3,82	3,28	3,49	3,56	3,64	1,28	1,17	0,48	0,63	3,19	2,92	2,10
Na_2O	4,36	3,94	4,00	4,25	4,27	4,11	4,26	3,64	3,53	3,33	3,55	3,47	3,03
K_2O	2,37	2,45	2,39	2,51	2,59	3,15	4,66	5,15	5,35	4,95	2,49	3,28	3,41
H_2O^+	1,01	0,55	0,59	0,63	0,57	0,73	0,69	0,37	0,37	0,88	1,35	0,58	0,32
P_2O_5	0,18	0,12	0,11	0,14	0,14	0,13	0,08	0,04	0,03	0,03	0,13	0,12	0,07
CO_2	0,34	0,70	0,05	0,32	0,50	0	0,27	0	0	0	0	0	0
F	0,09	0,03	0,06	0,06	0,04	0,09	0,03	0,06	0,04	0,04	0,13	0,08	0,05
S	0	0	0	0	0	0,02	0,02	0,13	0,01	0,01	0,01	0	0
∑	99,49	99,32	99,68	99,49	100,0	100,4	100,39	100,46	98,99	100,4	98,92	99,70	99,12
Li	–	–	–	–	–	40	12	15	5	14	40	34	27
Rb	81	80,2	69,7	82,8	81,5	71	76	73	84	90	89	54	66
Sr	220	210	220	240	190	250	120	120	12	79	240	230	140
Ba	470	480	470	480	440	600	550	830	52	220	730	530	540
–Sc	14	11	10	13	14	–	–	–	–	–	-	12	–
Zr	240	120	100	130	230	120	–	–	–	–	140	–	–
Y	25	20	15	21	22	20	–	–	–	–	23	–	–
Nb	11	9,8	9,3	7,8	16,0	12,0	–	–	–	–	13	–	–
Ni	11	10	8,1	8,5	11	13	9,5	10	6	10	18	16	14
Cr	130	110	150	120	120	–	–	–	–	–	–	–	–
Co	8,4	7,0	5,3	5,3	7,4	8	3	2	2	3	11	7,7	5,4
V	27	35	27	26	34	31	16	4	4	5	37	36	19
B	–	–	–	–	–	4	8	16	5	9	58,5	11,0	3,8
Yb	2,8	2,3	1,9	2,5	2,5	3,8	–	–	–	–	–	–	–
Pb	–	–	–	–	–	16	26	48	42	31	18	14	22
Sn	–	–	–	–	–	1,4	1,2	1,7	1,1	1,0	2,3	3,5	1,5
Zn	–	–	–	–	–	120	88	180	180	84	160	120	36
K/Rb	243	253	284	252	264	277	506	585	528	456	188	257	328
Rb/Sr	0,368	0,382	0,317	0,345	0,429	0,435	0,804	0,608	0,70	1,139	0,54	0,504	0,577
Mg#	0,204	0,285	0,237	0,235	0,253	0,228	0,122	0,100	0,066	0,057	0,237	0,267	0,199

массива значения Rb-Sr возраста варьируют от 102 до 142 млн. лет, при величине I_0 в интервале 0,7084–0,7111. Первичный изотопный состав Sr изученных гранитоидов показывает их Sr-изотопную неоднородность. Это может свидетельствовать или о формировании гранитоидных магм в коре по изотопно-гетерогенному исходному субстрату, или о том, что не менее вероятно, вариация I_0 обусловлена поздними наложенными процессами. Внедрение плутонов происходило не позднее 140–145 млн. лет, а последующие геологические процессы (122–130 и 100–110 млн. лет) приводили к разрушению и модификации изотопных систем пород и минералов.

Магмогенерирующие источники пород и геодинамическая история их формирования. Для определения состава протолитов данные по химическому составу пород были вынесены на дискриминантные диаграммы (см. рис. 2), на которых поля магмогенерирующих субстратов выделены на основе экспериментальных исследований [8, 15]. Фигуративные точки составов гранодиоритов лежат в поле амфиболитовых протолитов, а гранитов – в поле метаграувакков.

На дискриминантных геодинамических диаграммах точки гранитоидов изученных массивов лежат в поле островных дуг (рис. 3), в поле нормальных континентальных и в области перекрытия их с полем примитив-

2. Результаты изотопного датирования гранитоидов Курдатского и Самырского массивов

Образцы	Порода	K-Ar возраст		Rb-Sr возраст			Ar-Ar возраст
		Порода	Биотит	Изохрона	Биотит	I_0	Биотит
Курдатский массив							
209	Гранодиорит	128±4	144±4				
213	Гранодиорит	139±3	127±2		122	0,7058	
215	Гранодиорит	143±2	132±2		103	0,7051	
219	Гранодиорит	120±3	123±2		124	0,7100	
1190	Гранодиорит			144±1		0,7100	137±0,4
1188	Гранодиорит			145±3		0,7106	
1189	Гранит			144±1		0,7114	142±0,4
206	Двуслюдяной гранит	122±1					
211	Аплитовидный гранит	132±1					
305/1	Андезитовый порфирит, дайка	169±7					
Самырский массив							
1186	Гранодиорит			142±1		0,7084	
1186/3	Гранодиорит				102	0,7092	
1186/7Б	Лейкогранит				108±13	0,7111	
160	Гранит	108					
1186/7а	Аплит				111	0,7096	

Примечание. Ar-Ar даты из работы [12], остальные датировки выполнены в ИГАБМ СО РАН (г.Якутск); изохрона – данные получены по минеральной изохроне (порода+плагиоклаз+калишпат+биотит); I_0 – первичный изотопный состав стронция.

ных островных дуг (рис. 4). В настоящее время неясно, являются ли протолиты продуктами предшествующей палеосубдукции или формирование магматических расплавов непосредственно обусловлено субдукционными процессами, которые по времени сопоставимы с активностью Уяндино-Ясачинской вулканической дуги [4].

Физико-химические условия формирования и кристаллизации гранитоидов. Оценка условий формирования и становления гранитоидов плутонов (табл. 3) проводилась по химическому составу пород (см. табл. 1) и по химическому анализу минералов из гранитоидов (табл. 4). Температуры образования расплавов для гранитоидов массивов были оценены по двум независимым эмпирическим геотермометрам [17, 21]. Они имеют достаточно высокие значения: для гранодиоритов – 1017°–1046°С, а для гранитов – 966°–998°С. Содержание воды в расплаве, оцененное по модели К.Путирка [17], составляло 2,9–3,05% и их формирование происходило при давлении 886±242 МПа. При допущении плотности пород перекрывающей колонны равной 2,7 г/см^3 – это примерно соответствует глубине формирования магмы – 33,45±9,13 км. Подъём магмы к поверхности и её охлаждение приводит к началу кристаллизации титансодержащих фаз (829°–853°С), и одновременно и чуть позже циркона (747°–846°С). В этот период, вероятно, начинается кристаллизация и ядерных частей плагиоклаза (An >35–40%). Повышение содержания воды в расплаве приводит к формированию биотита, температура кристаллизации которого для гранодиоритов по разным геотермометрам [11, 23] варьирует от 694° до 765°С. По-видимому, формирование биотита начинается уже при подъеме магмы на уровень становления плутонов (*P* 132–224 МПа), примерно на глубине 4,98–8,46 км. Финальная кристаллизация магмы происходит в магматической камере с образованием плутонов. Здесь кристаллизуются более кислые плагиоклазы, калишпат и кварц (604°–624°С), а последующие постсолидусные и послемагматические процессы приводят к переравновесию составов минералов и образованию вторичных минералов (хлорит, серицит, альбит). Двуполевошпатовые термометры [22], по валовому химическому составу полевых шпатов, фиксируют значительные вариации значений температур (483°–801°С), предполагая неравновесные условия их формирования и модификацию их составов при поздних процессах.

В процессе становления массивов степень окисленности пород (fO_2) изменяется в широких пределах. Значения fO_2, рассчитанные относительно Ni-NiO буфера (ΔNi-NiO) по породам для температур начала их кристаллизации (T_{Ti}), варьируют от 4,85 до 0,81, показывая как относительно окисленные, так и относительно редуцированные условия их формирования (см. табл. 3). Возможно, это связано с первичной гетерогенностью первичного протолита. Охлаждение расплава до температур кристаллизации слюд приводит к увеличению окисленности магматической системы и повышению значений ΔNi-NiO, оцененных по валовому составу биотита (0,77–8,20). При этом максимально высокие величины ΔNi-NiO обусловлены последующими процессами модификации пород в процессе их существования.

Более детальная картина эволюции *P-T* параметров в процессе становления массивов получена при

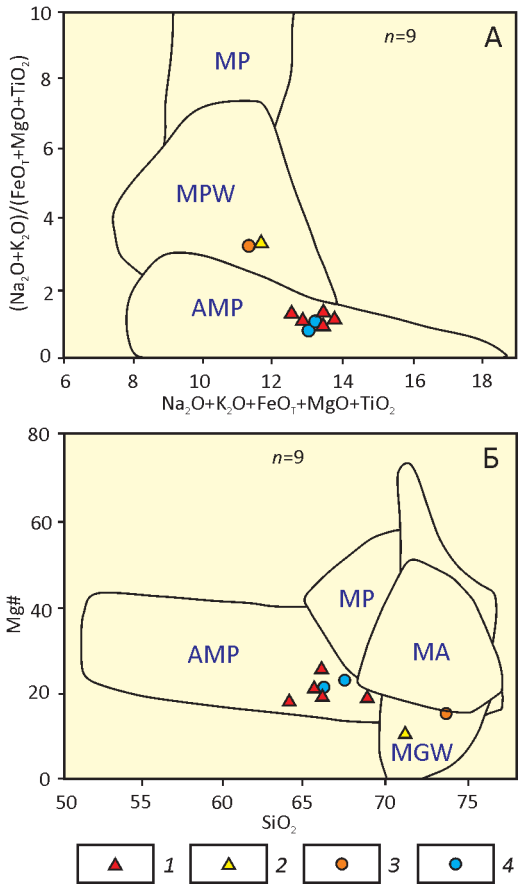


Рис. 2. Диаграммы $(Na_2O+K_2O)/(FeO_T+MgO+TiO_2)$–$(Na_2O+K_2O+FeO_T+MgO+TiO_2)$ (А) [15] и Mg#–SiO_2 (Б) [8] для гранитоидов Самырского и Курдатского плутонов:

Самырский массив: *1* – гранодиориты, *2* – граниты; Курдатский массив: *3* – гранодиориты, *4* – граниты; поля протолитов: MP – метапелиты, MGW – метаграувакки, MA– метаандезиты и AMP – амфиболиты; FeO_T=FeO+Fe_2O_3/1,11

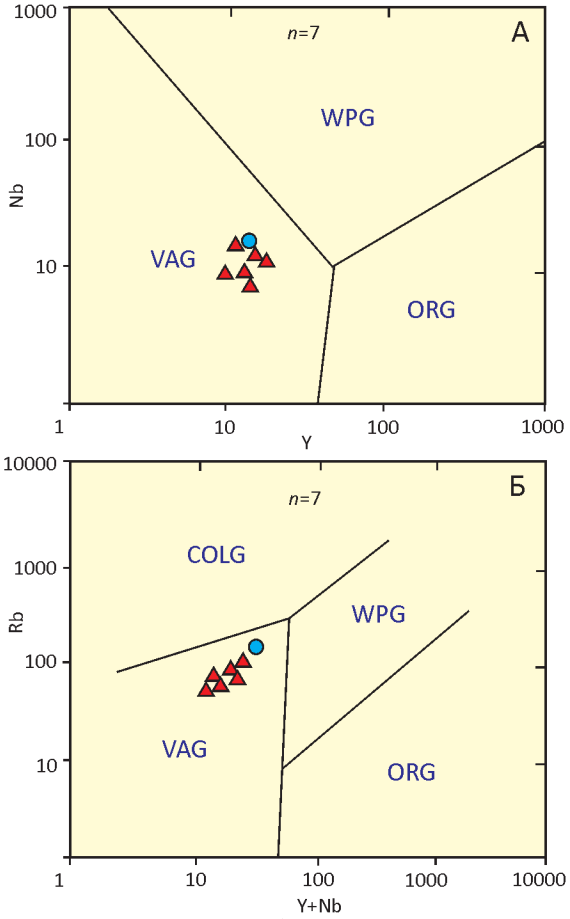


Рис. 3. Дискриминантные диаграммы Nb –Y (А) и Rb–(Y+Nb) (Б) для гранитоидов Самырского и Курдатского плутонов:

поля по работе [16]: WPG – внутриплитные, VAG – вулканические островные дуги, COLG – коллизионные, ORG – океанических хребтов; см. услов. обозн. к рис. 2

микрозондовом анализе минералов гранитоидов Самырского массива. По составу биотитов были рассчитаны *P-T* параметры условия их формирования. По Ti-термометру [12] были получены значения температур в интервале 516°–739°C (X=662±51°C, *n*=41), а по термометру модели [23] – 516°–833°C (X=741±88°C, *n*=41). При этом для каждого термометра выделяются несколько интервалов значений температур. По Ti-термометру – это 676°±37° (*n*=36) и 566°±26°C (*n*=5), а для термометра по модели [23] – 816°±9°C (*n*=11), 751°±9°C (*n*=25) и 522°±4°C (*n*=5). Различные интервалы значений температур формирования биотитов указывают на то, что их кристаллизация началась при относительно высоких температурах (выше 700°C), вероятно, одновременно с плагиоклазом (An 35–40%). Доминирующий объём биотита гранитоидов Самырского массива формировался уже при относительно пониженных температурах в интервале 650°–720°C. Наиболее низкотемпературные биотиты (516°–580°C) представляют продукт переравновесия минерала при постмагматических и более поздних наложенных геологических процессах. Одним из таких процессов, обусловливающих модификацию слюд, вероятно, является хлоритизация. Авторами отмечена связь между степенью хлоритизации минерала и содержанием в нем калия (*r*=–0,91) и температурой (*r*=–0,353). По геобарометру [20] формирование биотитов происходило при давлении от 35 до 350 МПа, хотя доминирующая часть слюды кристаллизовалась при *P* 170±39 МПа (*n*=35) и лишь единичные зерна – при *P* <100 МПа (*n*=4) и >300 МПа (*n*=1). При этом величина давления положительно коррелирует со степенью хлоритизации слюд (*r*=0,40, *n*=41). Процесс хлоритизации, вероятно, также сопровождался и изменением

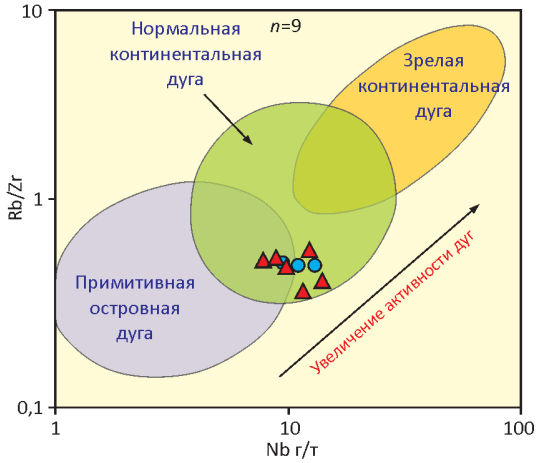


Рис. 4. Дискриминационная диаграмма (Nb-Rb/Zr) для гранитоидов Самырского и Курдатского массивов. *Поля по работе* [17]:

см. услов. обозн. к рис. 2

фугитивности кислорода в постмагматический период становления плутона. Величина фугитивности кислорода (ΔNi-NiO) положительно коррелирует с содержанием хлорита в биотитах (r=0,58). Уравнение регрессии для этой зависимости ΔNi-NiO=–1,27±0,59+0,23±0,05*хлорит предполагает, что изначально биотиты формировались при относительно восстановительных условиях (ΔNi-NiO=–1,27±0,59). Последующая эволюция гранитоидной магмы, вплоть до постмагматической стадии, повышает величину ΔNi-NiO до +7,75 и предполагает, что становление гранитоидов имело место уже при более окислительных условиях, соответствующих магнетит-гематитовому буферу. Это подтверждается и сопоставлением температур формирования биотитов по модели [23] и значений ΔNi-NiO, оцененных при этих температурах (r=–0,94). Высокотемпературные биотиты (>800°C) характеризуются отрицательными величинами ΔNi-NiO=–1,55±1,00(–0,43...–3,00), доминирующая часть биотитов с температурой образования 751±9°C формировались при более высоких значениях fO_2 (ΔNi-NiO=0,92±0,24) и низкотемпературные – (522±4°C) в окислительных условиях при магнетит-

3. *P-T* параметры формирования гранитоидов Курдатского и Самырского массивов

P-T параметры	Курдатский			Самырский						
	Гранодиорит		Гранит	Гранодиорит						Гранит
	1188	1190	1189	См-1	См-2	См-3	См-4	См-5	1186	1186/7б
P–T параметры, оцененные по составу пород										
$T_{рп}$ (R)	1037	1023	998	1033	1038	1017	1025	1029	1028	975
T_{Ti}	840	843	785	853	842	841	829	854	846	753
T_{Zr}	768	–	–	810	747	741	758	804	846	–
LogfO_2	–15,70	–13,14	–16,91	–12,99	–12,90	–13,14	–13,90	–12,50	–18,32	–17,60
ΔNi-NiO	–2,12	0,37	–1,43	0,32	0,64	0,41	–0,10	0,81	–4,85	–0,58
P–T параметры, оцененные по составу биотитов										
T(Bi) (2)	758	762	740	–	–	–	–	–	765	740
T_{Ti}(Bi) (3)	696	709	694	–	–	–	–	–	712	671
Log (fO_2)	–14,53	–14,50	–14,66	–	–	–	–	–	–14,40	–15,59
ΔNi-NiO	0,83	0,77	1,13	–	–	–	–	–	0,87	8,20
P, кбар	1,36	1,47	1,49	–	–	–	–	–	1,32	2,24
Mg#	0,37	0,38	0,33	–	–	–	–	–	0,39	0,30
T_{Beane} (2)	214	208	209	–	–	–	–	–	221	196
P–T параметры, оцененные по составу полевых шпатов										
An (Pl)	35,8	–	–	–	–	–	–	–	35,8	–
Pl-Liq (P)	1021	–	–	–	–	–	–	–	1046	–
H_2O, % (P)	3,05	–	–	–	–	–	–	–	2,90	–
P, kbar(P)	5,45	–	–	–	–	–	–	–	8,75	–
T_{pl-kfs} (P)	801	–	–	–	–	–	–	–	549	–
T_{SC}	685	–	–	–	–	–	–	–	483	–
T_{Ti}(Q)	604	–	–	–	–	–	–	–	624	–

Примечание. Оценка произведена по химическим анализам пород и минералов, $T_{рп}$ (R) – температура плавления по [21]; температуры кристаллизации гранитоидов: T_{Ti} –температура насыщения рутилом [7], T_{Zr} – температуры насыщения цирконом [13]; ΔNi-NiO (1) и ΔNi-NiO (2) – значения фугитивности кислорода в породе [5] и биотите [4] относительно Ni-NiO буфера (ΔNi-NiO=LogfO_2(образец)–LogfO_2 (Ni-NiO); температуры формирования биотитов: T(Bi) (2) и T_{Ti}(Bi) (3), соответственно по работам [4] и [11]; P – давление при формировании биотитов [19]; Pl+Liq (P), H_2O, % (P), P, кбар (P) и T_{pl-kfs} (P) – температура расплава по плагиоклаз-ликвидусному термометру, первичное содержание воды в расплаве, давление формирования расплава и температура формирования плагиоклаз-калишпатового парагенезиса, соответственно, оценены по [17]; T_{SC} – температуры формирования полевых шпатов по двуполевошпатовому термометру [22], соответственно; T_{Ti}(Q) – температура кристаллизации кварца [12].

4. Химический состав минералов из гранитоидов Курдатского и Самырского массивов

Компоненты	Курдатский массив									Самырский массив						
	Гранодиорит						Гранит			Гранодиорит				Гранит		Аплит
	Пробы															
	1188	1190	1188	1190	1188	1190	1189	1189	1189	1186	1186	1186	1186/3	151	1186/7б	1186/7а
	Плагиоклаз		Калишпат		Биотиты		Плагио-клаз	Кали-шпат	Биотит	Плагио-клаз	Кали-шпат	Биотиты				
SiO_2	56,83	61,43	64,72	66,0	35,12	34,33	61,46	65,77	34, 80	63,32	64,31	34,59	33,82	35,96	33,62	34,46
TiO_2	0,08		0,01	0	3,55	3,79	0,01	0,01	3,58	0,2	0,06	3,75	3,12	3,47	4,1	3,18
Al_2O_3	26,47	24,20	17,68	18,2	14,22	13,83	23,4	18,22	14,02	22,0	18,11	14,02	16,20	14,76	16,2	16,06
Fe_2O_3	0,52	0,12	0,17	0,02	1,89	1,75	0,28	0,02	3,05	0,28	0,05	1,81	3,39	4,65	6,72	6,05
FeO					23,04	22,90			23,03			22,16	23,0	16,94	20,4	19,54
MnO	0,01				0,34	0,52			0,38			0,30	0,37	0,30	0,34	0,34
MgO			0,18	0,07	8,79	9,11	0,01	0,11	7,81	0,16	0	9,07	7,90	10,85	7,75	9,11
CaO	8,28	6,14	0,83	0,27	0,60	0	5,93	0,21	0,16	5,86	0	0	0,31	0,70	0,09	0,15
Na_2O	6,31	6,22	1,77	1,44	0,15	0,16	6,51	1,48	0,12	5,47	0,89	0,17	0,10	0,27	0,08	0,11
K_2O	1,08	1,22	14,57	13,8	8,59	8,68	0,77	13,54	8,52	0,53	11,05	9,93	7,99	8,59	6,18	8,02
$H2O^+$	0,51	0,48	0,07	0,40	2,22	3,82	0,64	0,24	3,44			3,35	3,54	2,46	4,54	2,31
P_2O_5	0,10	0,03	0,06	0,03	0,12	0,08	0,05	0,02	0,08	0,08	0,04	0,06	0,08	0,25	0,14	0,08
F					0,37	0,48			0,46			0,35	0,30	0,30	0,4	0,4
Cl					0,33	0,12			0,07			0,10	0,09	–	0,04	0,17
Li_2O		0,0007		0,0003	0,0541	0,0601	0,0010	0,0003	0,0841		0	0,06	0,04	–	0,06	0,06
Rb_2O		0,0023		0,0166	0,0371	0,0391	0,0013	0,0154	0,0501		0,0227	0,04	0,045	–	0,04	0,05
Сумма	100,16	99,84	100,06	100,22	99,42	99,67	99,04	99,61	99,65	97,90	94,53	99,76		99,50	100,7	100,29

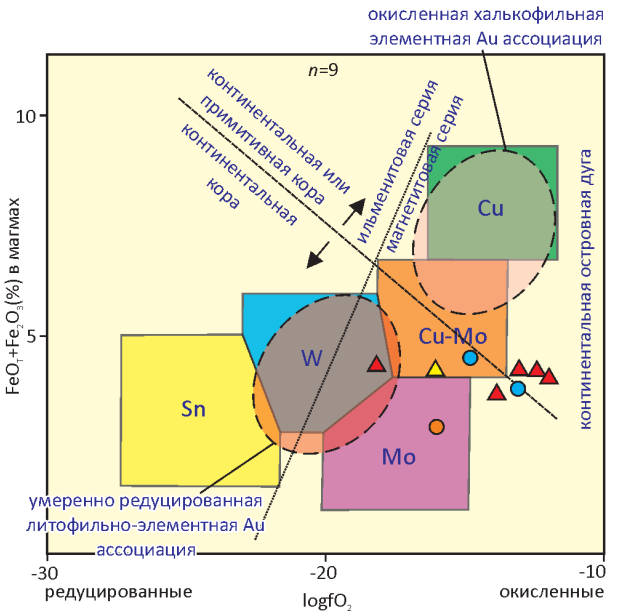


Рис. 5. Схематическая диаграмма связи между степенью фракционирования и окисленным состоянием магм, ассоциирующих с различными доминирующими парагенезисами металлов по [9] применительно к гранитоидам Самырского и Курдатского массивов:

см. услов. обозн. к рис. 2

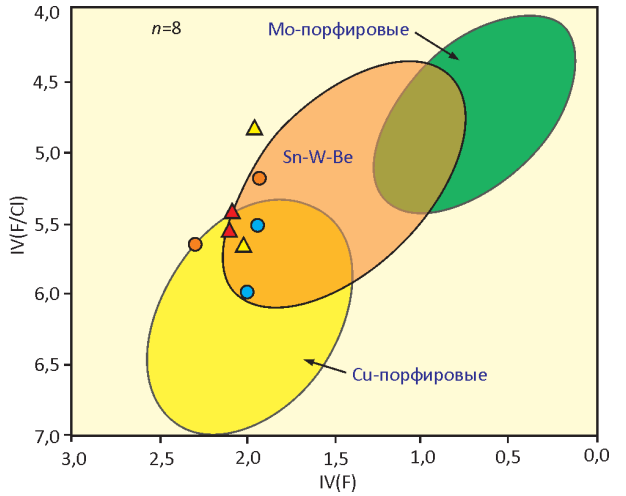


Рис. 6. Дискриминантная диаграмма в координатах IV (F/Cl) –IV (F) для биотитов Курдатского и Самырского плутонов. *Поля металлогенической специализации по работе* [14]**:**

см. услов. обозн. к рис. 2

гематитовом буфере (ΔNi-NiO=5,9±1,86). Охлаждение плутона и влияние постмагматических событий приводило к модификации составов полевых шпатов. В плагиоклазах происходит снижение анортитовой составляющей, вплоть до образования вторичного альбита. Температуры равновесия полевых шпатов по двуполевошпатовому термометру [22] имеют пониженные значения (216°–403°С) и лишь несколько выше температур равновесия гранитоидов с гидротермальным флюидом по модели Beane [6], которые составляют 157°–257°С. Последние сопоставимы с оценкой температур формирования хлоритов по геотермометру [7], равные 162°–285°С. Хлориты в основном представлены репидолитом и отдельными чешуями брунсвигита.

Таким образом, полученные данные по *PT*-условиям формирования гранитоидов Самырского массива характеризуют длительную температурную историю его охлаждения (от 850° до 150°С) при давлении в среднем 170±39 МПа. В постмагматическую стадию развития пород в локальных участках давление могло несколько увеличиваться (>200 МПа), но это требует дополнительного уточнения. Характерно, что начало кристаллизации гранитоидов происходит при относительно низких потенциалах кислорода, ниже Ni-NiO буфера (ΔNi-NiO=–1,55±1,0). При дальнейшем охлаждении кристаллизация полного объема пород плутона происходит уже при повышенных значениях fO_2, при условиях выше Ni-NiO буфера (ΔNi-NiO=0,92±0,24), и в постмагматическую стадию, при низких температурах, величины fO_2 резко повышаются (ΔNi-NiO=5,86±1,86), указывая, что становление гранитоидов на этом этапе имело место при условиях магнетит-гематитового буфера. Интересно, что по двум анализам биотитов из аплитов Самырского плутона установлены более низкие температуры их становления, чем у гранитоидов. Так, T_{Ti}=623±83°С, а по модели [4] – 528±12°С. Однако аплиты формировались при более высоком давлении (*P* 266±0,008 МПа). При этих *P-T* параметрах, по-видимому, имело место переравновесие состава слюд, которое происходило при повышенно окислительных условиях магнетит-гематитового буфера (ΔNi-NiO=8,14±0,06). Температура равновесия биотитов аплитов с гидротермальным флюидом по модели Beane [6] составляет 219±0°С.

Согласно Д.Р.Масону [14], гранитоиды, формирующиеся изначально при низких величинах fO_2, даже с последующим увеличением кислородного потенциала являются относительно бесперспективными на оруденение. На диаграмме $FeO+Fe_2O_3$–Log$f$ O_2 (рис. 5) точки составов гранитоидов обоих массивов в целом лежат за пределами полей, перспективных на различные виды оруденения гранитоидов, лишь частично локализуясь в поле гранитоидов перспективных на Cu-Mo типы минерализации. Точки валового состава биотитов на диаграмме их параметров IV(F/Cl)–IV (F) локализованы в поле гранитоидов перспективных на медно-порфировый тип оруденения (рис. 6) и частично за его пределами. Несмотря на некоторую условность этих металлогенических дискриминантных диаграмм, нельзя полностью отрицать

вероятную рудную специализацию изученных гранитоидов, тем более, что в пределах Курдатской перспективной площади известны Sn-Ag рудопрявления и ряд комплексных геохимических аномалий Ag, Pb, Zn и Sn.

В заключение следует отметить, что локализация изученных гранитоидных плутонов и Мало-Тарынского месторождения на границе зоны хинтерланда Верхоянского складчато-надвигового и Кулар-Нерского сланцевого поясов предполагает длительное и многоэтапное проявление здесь тектоно-магматической деятельности. Внедрение этих плутонов происходило не позднее 140–145 млн. лет. Изотопные системы пород и минералов фиксируют как минимум еще два этапа тектономагматической активности: 122–130 и 100–110 млн. лет. Эти события, вероятно, модифицируют первичные особенности магматических пород, минералов и обусловливают переравновесие их изотопных систем. Становление гранитоидов Курдатского и Самырского массивов происходило в большом интервале температур (854°–200°С), и с учетом наложения поздних процессов достаточно длительно. В процессе становления массивов происходит эволюция окислительных условий их формирования – от низких значений fO_2 (ΔNi-NiO=–4,85) до очень высоких (ΔNi-NiO=7,62). Минерагенический потенциал изученных гранитоидов, по-видимому, незначительный, но с ними может быть связано оруденение медно-порфирового типа с комплексной (Sn, полиметаллы) минерализацией.

Исследования выполнены по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект № 0381-2016-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Акимов Г.Ю.* Новые данные о возрасте золотокварцевого оруденения в Верхне-Индигирском районе Якутии // ДАН. 2004. Т. 398. № 1. С. 80–83.
2. *Зайцев А.И.* Изотопная геохронология Курдатского и Самырского массивов, Тас-Кыстабытский магматический пояс // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2017. Т. 2. С. 100–106.
3. *Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И.* Структуры, минералогия и флюидный режим формирования Малотарынского золоторудного поля (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 4. С. 39–52.
4. *Чехов А.Д., Сидоров А.А.* О тектонической природе Яно-Колымского золотоносного пояса // ДАН. 2009. Т. 424. № 3. С. 369–373.
5. *A Mossbauer* study of the oxidation state of Fe in silicate melts / K.D.Jayasuriya, H.S.C.O`Neil, A.J.Berry, S.J.Campbell // American Mineralogist. 2004. Vol. 89. Pp. 1597–1609.
6. *Beane R.E.* Biotite stability in the porphyry copper environment // Economic Geology. 1974. Vol. 69. Pp. 241–259.
7. *El-Sharkawy M.F.* Talc mineralization of ultramafic affinity in the Eastern Desert of Egypt. Mineral. Depos. 2000. Vol. 35. Pp. 346–363.
8. *Generation* of Early Indosinian enriched mantle-derived granitoid pluton in the Sanjan Orogen (SW China) in response to closure of the Paleo-Tethys / J.-W. Zi, P.A.Cawood, W.M.Fan et al. / Lithos. 2012. Vol. 140–141. Pp. 166–182.
9. *Intrusion-related* gold deposits associated with tungsten-tin provinces / J.F.H.Thompson, R.H.Sillitoe, T.Baker et al. // Mineralium Deposita. 1999. Vol. 34. Pp. 323–334.
10. *Hayden L.A., Watson E.B.* Rutile saturation in hydrous siliceous melts and its bearing on Ti-thermometry of quartz and zircon // Earth and Planetary Science Letters. 2007. Vol. 258. № 3–4. Pp. 561–568.
11. *Henry D.A., Guidotti Ch.V., Thompson J.A.* The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti- substitution and mechanisms // Am. Mineral., 2005. Vol. 90. Pp. 316–328.
12. *Huang R. Audetat FA.* The titanium-in-quartz (TitaniumQ) thermobarometer: A critical examination and recalibration // Geochemica et Cosmochimica Acta. 2012. Vol. 84. Pp. 75–89.
13. *Janousek V., Farrow C.M., Erban V.* Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit) // Journal of Petrology. 2006. Vol. 47. № 6. Pp. 1255–1259.
14. *Mason D.R.* Compositionsl variations in ferromagnesian minerals from porphyry copper-generating and barren intrusions of the western Highlands, Papua New Guinea // Economic Geology. 1978. Vol. 73. Pp. 878–890.
15. *Patino Douce A. E.* What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? // Geological Society, London, Special Publications. 1999. Vol. 168. Pp. 55–75.
16. *Pearce J.A., Harris N., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonics interpretation of Granitic rocks // Journal Petrology, 1984. Vol. 25. № 4. Pp. 956–983.
17. *Putirka K.* Thermometers and Barometers for Volcanic Systems, In: Putirka K., Tepley F. (Eds.). Mineralogy and Geochemistry, Mineralogical Soc. Am. 2008. Vol. 69. Pp. 61–120.
18. *Rao D.R., Sharma R.* Arc magmatism in eastern Kumaun Himalaya, India: A study based on geochemistry of granitoid rocks // Island Arc. 2011. Vol. 20. Pp. 500–519.
19. *Tectonic* setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on 40Ar/39Ar geochronology and trace element geochemistry / P.W.Layer, R.Newberry, K.Fujita et al. // Geology. 2001. Vol. 29. Pp. 167–170.
20. *Uchida E., Endo S., Makino M.* Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrotermal Ore deposits // Resource Geology. 2007. Vol. 57. № 1. Pp. 47–56.
21. *Von Rainer Th.* Abschatzung der Bildungstemperature magmatischer Schmelzen // Zeitschrift fur Geologische Wissenschaften. 1998. B. 18. № 1. Pp. 5–14.
22. *Wen S, Nekvasil H.* SOLVCALC: an interactive graphics programme package for calculating the ternary feldspar solvus and for two-feldspar geothermometry // Computer and Geosciences. 1994. Vol. 20. Pp. 1025–1040.
23. *Wones, D.R., Eugster, H.P.* Stability of biotite: experiment, theory, and application // American Mineralogist 50, 1965. Pp. 1228–1272.
24. *Yavuz F.* Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: I – definitions and structure of the computer program MICA+ // Computers and Geosciences. 2003. Vol. 29. Pp. 1203–1213.

УДК 552.321.1 (571.56)
© В.А.Трунилина, С.П.Роев, 2017

Чалбинский рудно-магматический узел (Верхояно-Колымская орогенная область)

В.А.ТРУНИЛИНА, С.П.РОЕВ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677007, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Рассматриваются особенности минерального и химического составов гранитов Чалбинской группы, локализованных в Инъяли-Дебинском синклинории Верхояно-Колымских мезозоид и сопровождающихся олово-редкометалльным оруденением промышленного масштаба. Установлена принадлежность их к промежуточному между А- и S-типу гранитов позднепосторогенного этапа эволюции мезозоид. Проведено сопоставление с гранитами Депутатского массива, с которым ассоциирует уникальное по масштабу оловорудное месторождение. Высказано предположение о том, что причиной различия типов и масштабов оруденения этих двух рудно-магматических узлов является интенсивное проявление до- и постгранитного магматизма мантийной природы – источника дополнительного тепла и флюидов – в Депутатском поле и практически полное отсутствие таких производных в Чалбинском.
Ключевые слова: граниты, типоморфизм минералов, химический состав, субстраты магмогенерации, рудоносность.

Трунилина Вера Аркадьевна v.a.trunilina@diamond.ysn.ru
Роев Сергей Прокопьевич s.p.roev@diamond.ysn.ru

The Chalba ore-magmatic cluster (Verkhoyansk-Kolyma orogenic region)

V.A.TRUNILINA, S.P.ROEV

The paper discusses specific features of mineral and chemical composition of granites from the Chalba Group, which are located within the Inyali-Debin synclinorium of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides. The granites have associated mid-sized tin-rare metal mineralization. They are assigned to an intermediate type between A and S types of granites of the late- and post-orogenic stage in the evolution of the Mesozoides. Comparison is made between them and the granites from the Deputatsky massif hosting a cassiterite-sulfate-sulfide deposit of unique size. It has been proposed that differences in the type and extent of mineralization between the two ore-magmatic clusters are due to intense manifestation of pre- and post-granite magmatism of the mantle origin in the Deputatsky field, which led to additional supply of heat and fluids into it, while the Chalba rocks did not undergo such magmatism.
Key words: granites, typomorphic features of minerals, chemical composition, magma-generating substrata, ore content.

Программа социально-экономического развития Республики Саха (Якутия) на период до 2025 г. и основные направления до 2030 г. включает восстановление оловодобывающей промышленности и ее дальнейшее развитие, что предусматривает не только открытие новых месторождений, но и реанимацию уже известных. К таковым можно отнести группу месторождений и рудопроявлений олова с сопутствующими вольфрамом, танталом и ниобием, связанных с гранитами Чалбинской группы массивов. Первые сведения об этих объектах относятся к 1930-м годам [7], а изучение их проходило в основном в 1970-е годы в процессе геологических съемок различного масштаба (А.Н.Вишневский, 1969–1973; Н.Е.Новиков, 1972–1975 и др.) и специализированных исследований (В.А.Трунилина, Я.В.Яковлев, 1969, 1972). Учитывая вновь появившийся интерес к оловоносным гранитоидам, представляется актуальным рассмотреть специфику их с новых позиций, чему и посвящена данная статья.

Гранитные массивы Чалбинской группы локализованы в северной части Инъяли-Дебинского синклинория Верхояно-Колымских мезозоид и образуют цепочку, вытянутую в субширотном направлении (рис. 1). С востока на запад уменьшаются площади выходов и степень их эродированности. Максимально вскрытый Чалбинский массив имеет площадь около 70 км^2, минимально эродированный Кыарагасский – около 2 км^2. К эндо- и экзоконтактам Кере-Юряхского массива

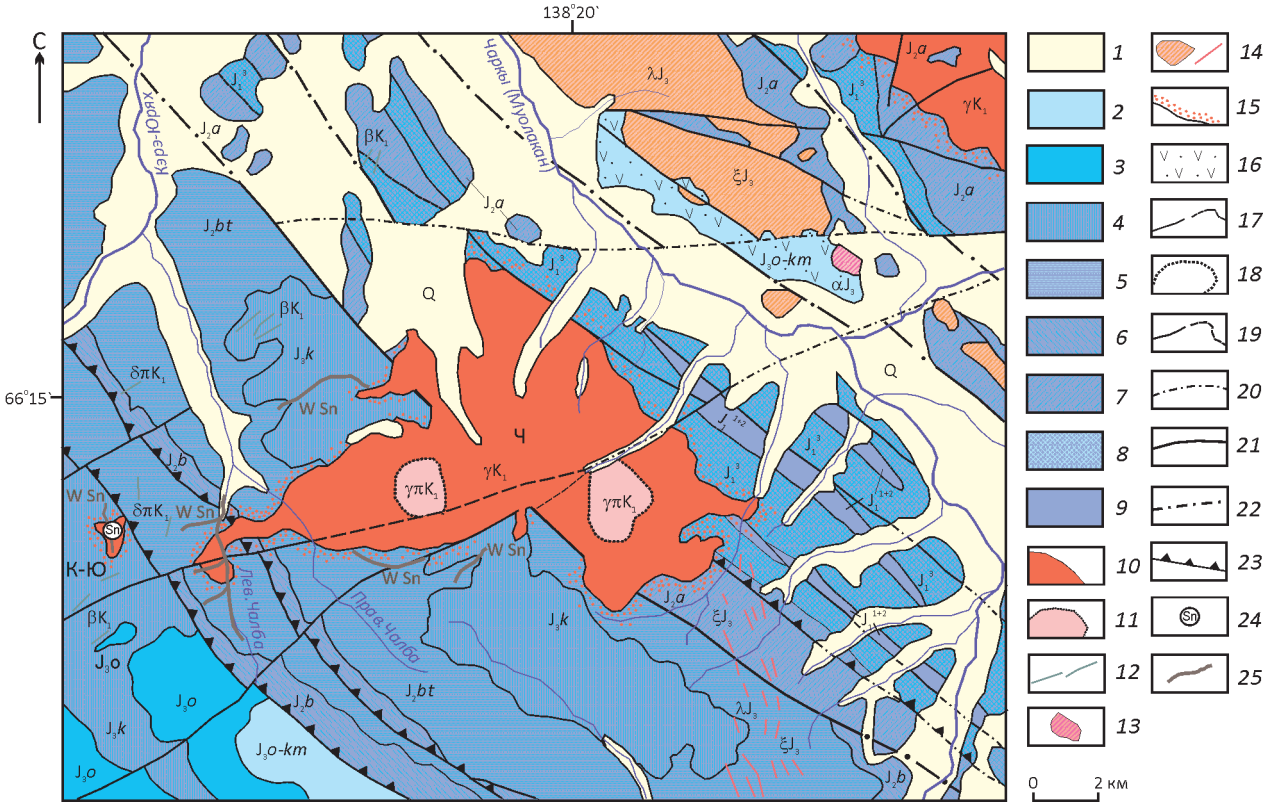


Рис. 1. Геологическая карта Чалбинского массива. *По материалам А.Н.Вишневского и Р.И.Вишневской*:

1 – четвертичные отложения; *2–4* – верхняя юра: *2* – оксфорд–киммериджский ярусы: дациты, андезиты, базальты и их туфы, алевролиты (J_3o–*km*), *3* – оксфордский ярус: песчаники, алевролиты и аргиллиты (J_3o), *4* – келловейский ярус: песчаники, алевролиты (J_3k); *5–7* – средняя юра: *5* – батский ярус: песчаники, алевролиты, аргиллиты (J_2bt), *6* – байосский ярус: алевролиты, песчаники (J_2b), *7* – ааленский ярус: песчаники, алевролиты (J_2a); *8–9* – нижняя юра: *8* – верхняя часть: алевролиты, аргиллиты, редкие пласты песчаников (J_1^3), *9* – нижняя и средняя части: алевролиты, песчаники (J_1^{1+2}); *10–14* – интрузивные и субвулканические образования: *10* – биотитовые и двуслюдяные граниты (γK_1): Ч – Чалбинский и КЮ – Кере-Юряхский массивы, *11* – гранит-порфиры ($\gamma\pi K_1$), *12* – диоритовые порфириты ($\delta\pi K_1$) и диабазы (βK_1), субвулканические тела и дайки: *13* –андезитов (αJ_3) и *14* – риолитов (λJ_3) и дацитов (ξJ_3); *15* – контактовые роговики; *16* – вулканические и туфогенные породы; *17* – границы между разновозрастными образованиями, достоверные и предполагаемые; *18* – границы фациальных подразделений; *19* – тектонические нарушения, достоверные и предполагаемые; *20* – тектонические нарушения, скрытые под более молодыми образованиями; *21* – долгоживущие разломы; *22* – долгоживущие разломы, скрытые под более молодыми образованиями; *23* – взбросы; *24* – месторождение касситерит-кварцевой формации с вольфрамитом; *25* – россыпи с вольфрамитом и касситеритом

приурочено одноименное месторождение кварцевого типа касситерит-(вольфрамит)-кварцевой формации (рис. 2); с Чалбинским массивом ассоциируют рудопроявления того же типа и россыпи касситерита в долинах р. Чалба и ее притоков (см. рисунки 1 и 2). Рудные тела представлены кварцевыми жилами с касситеритом, вольфрамитом, мелкой вкрапленностью сульфидов и слюдисто-кварцевыми грейзенами с турмалином, апатитом, топазом, касситеритом, вольфрамитом, арсенопиритом [11]. Мощность рудных тел до 0,4 м, протяженность до 100 м. В южном контакте Кыарагасского массива локализовано одноименное рудопроявление сульфидно-кварцевого типа той же рудной формации – прожилковые зоны и маломощные (первые сантиметры) жилы протяженностью до 10–15 м, рассекающие грейзенизированные граниты и роговики. В составе жил Я.В.Яковлевым [11] установлены три минеральные ассоциации: касситерит-шеелит-кварцевая, сфалерит-пирротиновая и сульфидно-карбонатная. Главные рудные минералы – касситерит, шеелит и вольфрамит.

Петрография и минералогия. Выходы массивов имеют куполовидную форму, осложненную многочисленными апофизами. Контакты их рассекают вмещающие терригенные толщи юры под углами 20°–70°. Изотопный ^{40}Ar–^{39}Ar возраст гранитов 134–137 млн. лет. K-Ar датировки дают большой разброс значений

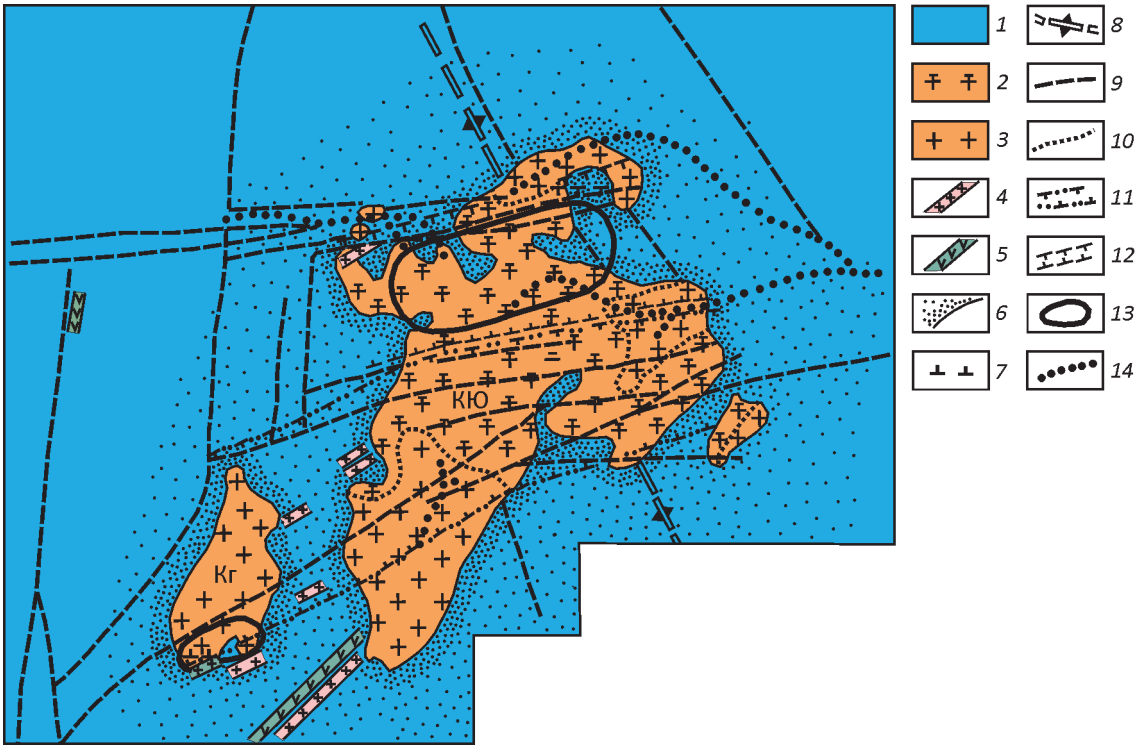


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Кере-Юряхского рудного узла [11]:

1 – байосский и батский ярусы средней юры; *2* – грейзенизированные граниты; *3* – двуслюдяные граниты; *4* – дайки мелкозернистых порфировидных гранитов и аплитов; *5* – дайки микродиоритов; *6* – ореол контактового метаморфизма; *7* – биотитизированные граниты; *8* – ось антиклинали; *9* – тектонические нарушения; *10* – фациальная граница; *11* – граница зоны слабого оруденения; *12* – граница зоны интенсивного оруденения; *13* – контур участка с максимальным оруденением; *14* – россыпь касситерита и вольфрамита; массивы: КЮ – Кере-Юряхский и Кг – Кыарагасский

(156–96 млн. лет) при среднем по 20 определениям – 125 млн. лет. Петрография массивов детально изучена авторами ранее [11].

Массивы сложены среднезернистыми двуслюдяными гранитами, переходящими в эндоконтактах в мелкозернистые порфировидные граниты. Немногочисленные дайки мелкозернистых лейкогранитов, аплитов, аплит-пегматитов развиты в пределах выходов гранитов и их экзоконтактовых ореолов. Мощность даек 0,2–0,5 м, протяженность до 10 м. Догранитоидный магматизм представлен единственной дайкой микродиоритов, срезанной южным контактом Кере-Юряхского массива.

Граниты главных фаций массивные, гипидиоморфнозернистые. Плагиоклаз пород неотчетливо зональный, с составом от 25–28% *an* в центре и до 10–15% *an* по периферии, с единичными корродированными реститовыми включениями андезин-лабрадора. Калиевый полевой шпат – промежуточный ортоклаз и микроклин с $2V_{Np}$=62°–76°. Кварц образует ксеноморфные зерна в интерстициях полевых шпатов и гранобластовые мономинеральные скопления. Биотит начинает кристаллизоваться несколько позже плагиоклаза вместе с его периферическими зонами, в которых встречен в виде включений, и продолжает вместе с калишпатом и кварцем.

Граниты эндоконтактовых зон мелкозернистые, порфировидные, с выделениями всех породообразующих минералов в аллотриоморфнозернистой основной массе. Плагиоклаз здесь имеет более четкую зональность и состав от 30% *an* в центре выделений до 8–10% *an* в основной массе. Биотит образует идиоморфные вкрапленники, переполненные включениями акцессориев, шлировые скопления и включения в центре выделений плагиоклаза. Калиевый полевой шпат вкрапленников – высокий ортоклаз с $2V_{Np}$=44°–58°, основной массы – промежуточный – до низкого ортоклаз и микроклин.

Типоморфные особенности биотитов отражены на рис. 3. Ранняя его генерация имеет состав Fe-биотита (*f* 65,1–72,1%); поздняя – сидерофиллита (*f* 73,4–81,2%). В этом направлении в биотите возрастают средние содержания F (1,37–>1,94%), Li_2O (0,33–>0,56%),

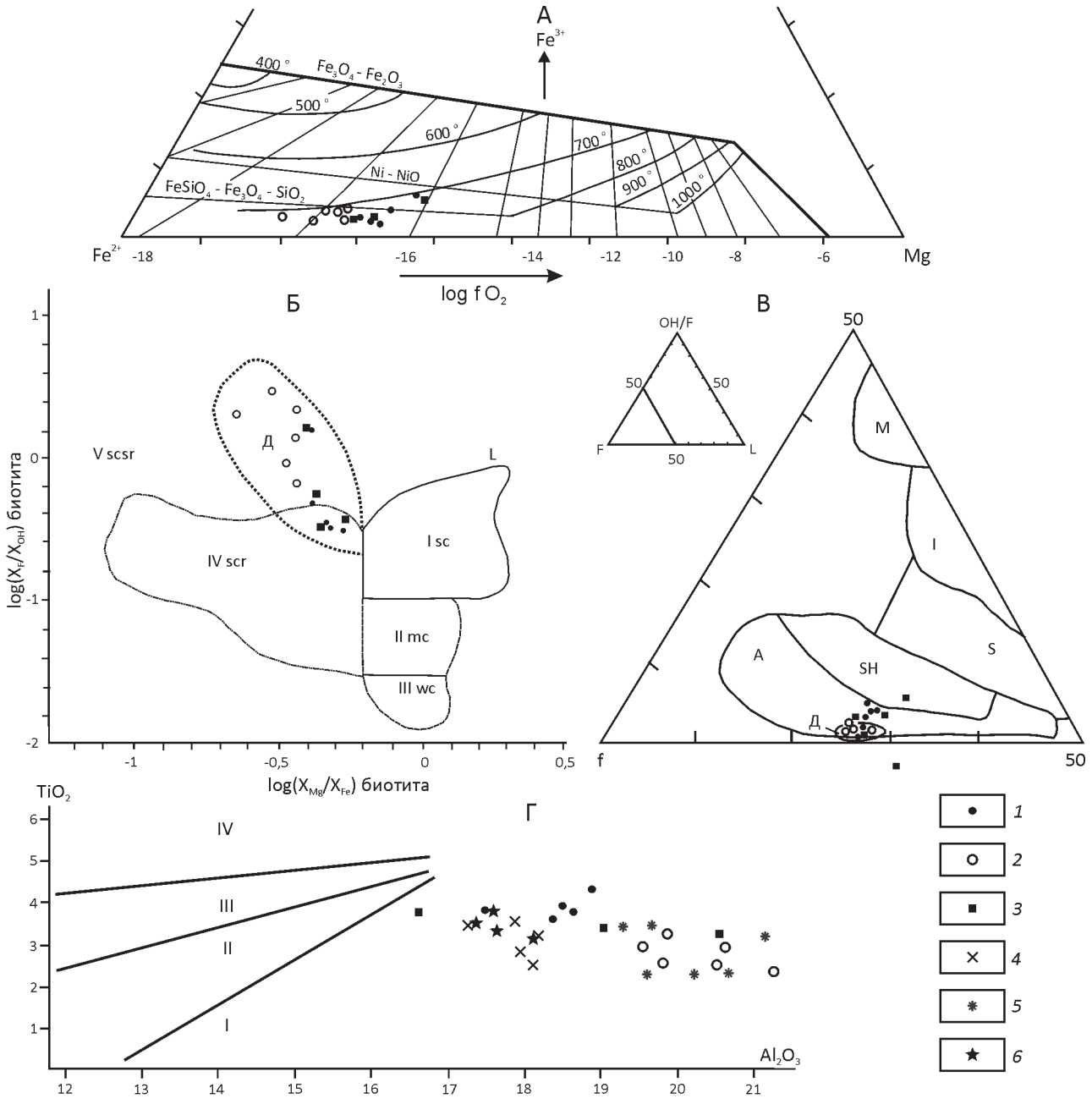


Рис. 3. Типоморфные особенности составов биотитов гранитов:

1 – раннемагматический биотит; *2* – поздне- и *3* – послемагматический биотит чалбинских гранитов; *4* – ранне- и *5* – позднемагматический биотит гранитов главной фации Депутатского массива; *6* – биотит гранитов глубоких горизонтов гранитов Депутатского массива; А – окислительно-восстановительный режим кристаллизации биотитов [10]: Ni–NiO, $FeSiO_4$–Fe_3O_4–SiO_2 – линии буферных равновесий, 1000°–500°С – температуры кристаллизации биотитов, log fO_2 – активность кислорода; Б – соотношение фтористости и магнезиальности биотитов: Д – поле составов биотитов гранитов Депутатского массива; поля диаграммы – биотиты гранитов [13]: I – высокомагнезиальных высокофтористых, II – высокомагнезиальных среднефтористых, III – высокомагнезиальных низкофтористых, IV – магнезиально-железистых высокофтористых, V – железистых высокофтористых, WC – слабо-, MC – средне-, SC – сильно контаминированных, SCR – сильно контаминированных и востановленных, SCSR – сильно контаминированных и сильно восстановленных; В – соотношение железистости, глиноземистости и фтористости биотитов: F – железистость, L – глиноземистость, OH/F – отношение гидроксильной группы к фтору в составе биотитов; стандартные типы гранитоидов [3]: I – мантийно-коровые островных дуг, M – мантийные, задуговых бассейнов, S – коровые и мантийно-коровые коллизионных обстановок, SH – постколлизионные шошонитовые, A – анорогенных обстановок; Г – соотношение TiO_2–Al_2O_3 в биотитах: поля составов биотитов гранитоидов [14]: I – абиссальных, II – мезоабиссальных, III – гипабиссальных, IV – приповерхностных

Rb_2O (0,11–>0,2%), Cs_2O (0,01–>0,03%), что говорит о накоплении летучих в остаточном расплаве. Обе генерации кристаллизовались в восстановительных условиях буфера $FeSiO_4$–Fe_3O_4–SiO_2 при температурах 760°–700°С и по составу отвечают биотитам железистых высокофтористых сильно контаминированных и сильно восстановленных гранитов А-типа. Обе генерации характеризуются высокой глиноземистостью (al*=24,4–27% – для ранней генерации и 27,6–30,1% – для поздней) и по соотношениям TiO_2–Al_2O_3 соответствуют биотитам абиссальных гранитов, что не согласуется с имеющимися данными о гипабиссальном уровне становления рассматриваемых массивов.

Лейкограниты, мелкозернистые и аплитовидные граниты жильной фации отличаются от гранитов главных фаций структурами, почти полным отсутствием биотита, обилием акцессориев, особенно в аплит-пегматитах, где в аплитовой основной массе развиваются крупнозернистые блоки пегматоидного строения.

В акцессорной фракции гранитов установлены: марганцовистый ильменит (MnO до 8%), циркон, F-OH-апатит, спессартин-альмандин (*spess* до 22%) и пироп-альмандин (*py*<10%), турмалин, топаз, флюорит, монтебразит, триплит, колумбит, ортит, касситерит, рутил, силлиманит, андалузит, пирит, арсенопирит. В альбитизированных аплит-пегматитах определены также колумбит и берилл.

Для всех массивов и даек характерно интенсивное проявление постмагматических процессов с последовательным развитием крупных порфирокластов микроклина, альбитизации полевых шпатов и площадной грейзенизации. Последняя приводит к образованию мусковит-турмалин-кварцевых, апатит-мусковит-кварцевых, апатит-топаз-мусковитовых агрегатов и неравномерно охватывает практически весь вскрытый объем выходов гранитов, усиливаясь в их апикальных частях вследствие интенсивного проявления эманационной дифференциации. В пологих западных апофизах Чалбинского массива и в эндоконтактовой зоне Кере-Юряхского граниты вдоль серии сближенных трещин и по контакту с вмещающими породами интенсивно биотитизированы (до 40% биотита). Постмагматический биотит по составу близок раннемагматическому (al* 23–28%, *f* 65–69%, среднее содержание (в %): F 1,37, Li_2O 0,27, Rb_2O 0,14, Cs_2O 0,01) и насыщен включениями апатита и рудных минералов. Авторы связывают его образование с поступлением флюидов из нижних горизонтов магматических камер.

Вдоль зон крупных тектонических нарушений (преимущественно в Кере-Юряхском массиве) развиты более поздние трещинные грейзены и кварцевые, мусковит-кварцевые, кварц-арсенопиритовые прожилки с вольфрамитом и касситеритом. Локальная грейзенизация накладывается на породы с различными стадиями площадных метасоматических изменений, проявляется после них и независимо от них. В центре жил наблюдается мономинеральный кварцевый грейзен, к которому примыкает мусковит-кварцевая зона с обильными апатитом и топазом. Завершается процесс локальной грейзенизации развитием рассеянной сульфидной вкрапленности. Светлые слюды слабо грейзенизированных разностей представлены литиевым мусковитом, грейзенов – лепидолитом и циннвальдитом.

В альбитизированных аплит-пегматитах рудопроявления Рябиновое апатит, топаз, монтебразит и касситерит образуют крупные (до нескольких миллиметров) зерна, мелкозернистые агрегаты и тонкие прожилки. Касситерит содержит Ta_2O_5 0,77% и Nb_2O_5 1,37%, что типично для месторождений редкометалльных альбититов. Более поздний циннвальдит замещает все другие минералы, в том числе апатит и топаз. Скелетные зерна шерла, прорастающие мусковит, несут многочисленные точечные включения радиоактивных минералов.

Химический и редкоэлементный состав. Граниты массивов и даек высокоглиноземистые, принадлежат к высококалиевой известково-щелочной серии, позднепосторогеннго этапа развития территории (рис. 4, А–Г, табл. 1). Основные параметры их состава промежуточные между таковыми гранитов А- и S-типов (табл. 2). Расчетное [1] давление на уровне магмогенерации для наименее измененных образцов определено в 0,7–0,8 ГПа. Соотношения Al/(Fe+Mg)–Ca/(Fe+Mg) отвечают зарождению расплавов в метапелитовых или метаграувакковых горизонтах коры (см. рис. 4, Д), богатых, по данным геолого-геохимических исследований [2], водой и фтором. С учетом этого температуры расплавов определены в 910°–960°С [17]. По соотношениям Al_2O_3/TiO_2–MgO (табл. 3) температуры кристаллизации гранитов составляют 800°–550°С [5]. Состав пород жильной фации отличается от такового главных фаций лишь несколько более высокой глиноземистостью и более высокой концентрацией фтора, варьирующей от 0,23% в мелкозернистых лейкогранитах и аплитах до 0,48% в аплит-пегматитах.

Граниты обладают повышенными, по сравнению с кларковыми, содержаниями Sn, Li, Rb, B, W, Ta, Nb, Au, Ag (см. табл. 2), а по характеру их распределения и высоким значениям индекса редкометалльности ([F×(Li+Rb)/(Ba+Sr)]=3700 для Чалбинского массива) близки геохимическому типу плюмазитовых редкометалльных гранитов [9]. Средние концентрации Sn – главного рудного элемента ассоциированных месторождений в гранитах главных фаций на порядок и более превышают кларковые при высоких содержаниях в слюдах (в среднем 57 г/т в раннемагматическом биотите, 92 г/т в позднемагматическом и 82–130 г/т в мусковите), что характерно для оловоносных гранитоидов. В плагиоклазе определено Sn 5,7 г/т, в калишпате 9 г/т, в кварце 3,5 г/т. В сумме все минералы несут только около 40% Sn породы. Это интенсивное остаточное концентрирование олова обусловлено прежде всего его способностью давать прочные

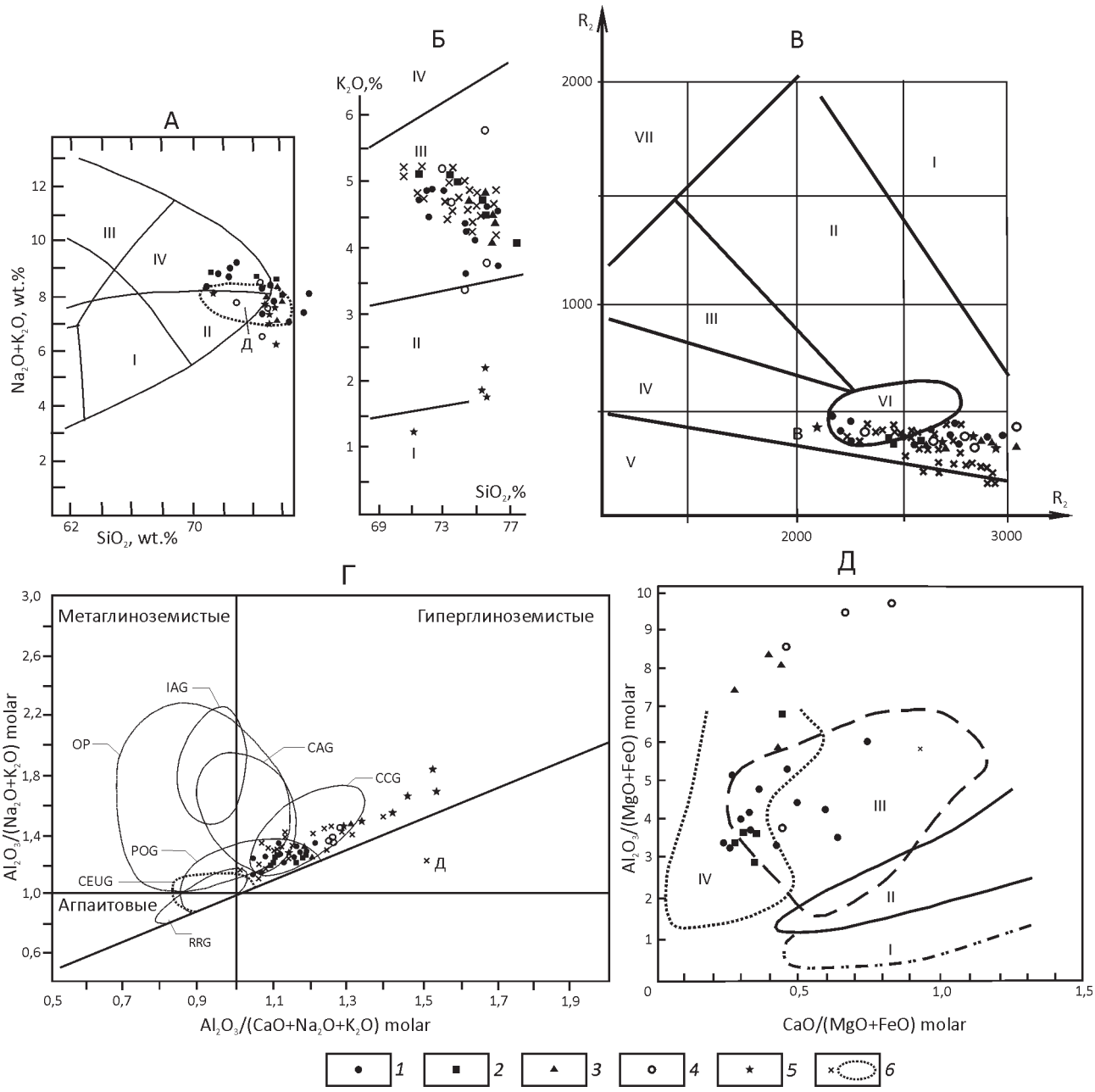


Рис. 4. Петрохимические параметры гранитоидов:

1 – граниты Чалбинского, *2* – Кере-Юряхского и *3* – Кыарагасского массивов; *4* – дайки лейкогранитов и аплитов; *5* – кварц-альбитовые аплит-пегматиты; *6* – точки и поле составов гранитов Депутатского массива; А – классификационная диаграмма: поля диаграммы [21]: I – гранодиориты, II – граниты, III – сиениты, IV – щелочные граниты; Б – соотношения K_2O–SiO_2 в гранитах; поля диаграммы [20]: I – низкокалиевая толеитовая, II – среднекалиевая известково-щелочная, III – высококалиевая известково-щелочная, IV – шошонитовая серии; В – геодинамические обстановки формирования гранитов; поля диаграммы [12]: I – производные мантийных магм, II – доплитной коллизии, III – синколлизионные, IV – постколлизионного воздымания, V – позднеорогенные, VI – анорогенные, VII – щелочных магм; R1=4Si–11(Na+K)–2(Fe–Ti); R2=6Ca+2Mg+Al; Г – глиноземистость гранитоидов; поля диаграммы [18]: OP – океанические плагиограниты, IAG – островодужные гранитоиды, CAG – гранитоиды континентальных дуг, CCG – континентальные коллизионные гранитоиды, POG – посторогенные гранитоиды, CEUG – гранитоиды континентального эпейрогенического воздымания, RRG – рифтогенные гранитоиды; Д – субстраты магмогенерации для чалбинских гранитов: поля диаграммы [16]: парциальное плавление: I – амфиболитов, II – дацитов-тоналитов, III – метаграувакк, IV – метапелитов

1. Представительные химические анализы слюд из гранитов массивов Чалбинской группы

Образцы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	F	P_2O_5	Li_2O	Rb_2O	Cs_2O	Сумма	*f*, %	al*, %	*T*, °C	*P*, ГПа	Log*f* O_2	Минерал
Раннемагматический биотит																							
Я403	34,54	3,84	17,43	4,58	18,76	0,17	6,87	0,54	0,24	8,16	3,68	1,32	0,49	0,36	0,10	0.02	101,10	65,1	24,4	700	0,28	−16,1	Fe-биотит
Я402	35,40	3,66	18,39	3,57	18,79	0,15	6,12	0,48	0,29	8,41	3,77	1,07	0,43	0,24	0,10	0,02	100,89	66,7	25,7	720	0,33	−16,4	Fe-биотит
Т44н	33,69	4,27	18,98	0,89	21,14	0,23	5,75	0,75	0,20	9,35	3,64	1,11	0,28	0,47	0,11	0	100,83	68,2	27,0	760	0,4	−16,4	Fe-биотит
Я349	34,41	3,93	18,41	5,29	17,65	0,17	5,18	0,48	0,18	9,49	3,46	1,18	0,63	0,32	0,10	0,01	100,89	70,8	26,3	740	0,33	−16,5	Fe-биотит
Т24д	34,57	3,78	18,60	1,97	20,22	0,34	4,95	0,54	0,24	9,22	2,89	2,16	0,30	0,37	0,13	0	100,28	72,1	26,7	730	0,39	−16,6	Fe-биотит
Позднемагматический биотит																							
Т44р	33,79	2,91	19,54	5,62	18,41	0,37	4,75	0,01	0,25	8,85	3,94	1,77	0,31	0,50	0,23	0,02	101,27	73,4	27,6	700	0,40	−16,8	Fe-биотит
Я193	35,72	2,60	19,88	3,57	18,68	0,14	4,48	0,60	0,22	9,10	3,07	2,23	0,31	0,49	0,20	0,04	101,33	73,4	27,9	710	0,42	−16,9	Fe-биотит
Я150	34,73	2,98	20,68	3,79	19,13	0,15	4,26	0,39	0,25	8,36	3,61	1,75	0,37	0,58	0,14	0,04	101,21	74,7	29,0	720	0,46	−17,0	Fe-биотит
Т62	35,42	2,43	21,32	2,13	19,08	0,20	3,63	0,84	0,22	9,01	3,13	1,96	0,16	0,71	0,23	0,04	100,51	76,4	30,1	730	0,51	−17,0	Сидеро-филлит
Т46а	33,90	2,51	20,52	2,53	19,76	0,70	2,87	0,66	0,20	8,95	4,31	1,98	0,28	0,75	0,25	0	100,17	81,2	29,9	710	0,50	−17,2	Сидеро-филлит
Послемагматический биотит																							
Я133	34,19	3,87	16,60	6,19	17,49	0,18	6,98	1,33	0,21	8,32	3,02	1,21	0,55	0,30	0,09	0	100,53	65,0	23,5	710	0,24	−16,7	Fe-биотит
Я200	34,70	3,21	20,60	2,46	19,82	0,23	5,44	1,06	0,26	8,33	2,39	1,06	0,40	0,30	0,22	0,02	100,50	69,3	28,4	730	0,45	−16,5	Fe-биотит
Я86а	34,50	3,46	19,10	2,83	19,11	0,14	4,78	1,17	0,17	9,45	2,64	1,84	0,70	0,22	0,12	0,02	100,25	71,7	27,4	730	0,4	−16,7	Fe-биотит
Мусковит																							
Т64	46,31	0,13	32,95	1,73	1,60	0,09	1,49	0,01	0,35	10,94	3,26	1,44	0,16	0,30	0,18		100,94		45,1				Мусковит
Я369	54,73	0,37	28,46	0,79	0,74	0,03	0,86	0,36	0,68	9,03	3,26	1,18	0,16	0,62	0,18	0,01	101,46		46,2				Лепидо-лит
Я446	45,84	0,12	35,53	0,70	0,98	0,04	0,35	0,24	0,93	10,11	3,66	1,38	0,26	0,36	0,21	0	100,71		75,0				Литиевый мусковит
Я338	47,95	0,31	32,70	0,58	1,38	0,26	0,82	0,12	0,88	10,00	3,12	1,64	0,08	0,42	0,13	0,01	100,40		53,3				Цинн-вальдит
Я220а	46,83	0,19	33,14	0,38	1,34	0,12	1,43	0,20	0,81	10,31	3,53	1,70	0,21	0,39	0,13	0,01	100,72		39,1				Цинн-вальдит

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГАБМ СО РАН; аналитики Д.А.Кулагина и М.А.Слепцова; *T* – температура кристаллизации и log*f*O_2 по работе [10]; *P* – давление при кристаллизации по работе [19].

2. Представительные химические анализы составов гранитов массивов Чалбинской группы

Образцы	Массив	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	^-F	Li_2O	Rb_2O	Cs_2O	S	Сумма	T, °C	T_1, °C	P, ГПа
Т43д	Чалбинский	74,67	0,2	13,15	0,49	0,9	0,02	0,2	0,9	3,27	4,47	0,84	0,25	0,15	0,06	0,04	Не обн.	0,3	99,91	907	770	0,4
Т44г		72,25	0,23	14,84	0,27	0,72	0,03	0,72	0,6	4,17	4,86	0,81	0,24	0,11	0,04	0,04	Не обн.	0,02	99,95	909	800	0,25
Т44к		71,02	0,3	14,78	0,34	1,62	0,03	0,41	1,2	3,94	4,8	0,99	0,26	0,17	0,06	0,04	Не обн.	Не обн.	99,96	941	750	0,25
Т44р		73,22	0,41	13,58	0,14	1,8	0,04	0,5	1,35	3,53	3,62	1,25	0,18	0,12	0,04	0,01	Не обн.	0,09	99,88	976	750	0,4
Т63/2		70,61	0,4	15,04	0,73	1,79	0,03	0,63	1,07	3,59	4,73	0,79	0,46	0,18	0,05	0,03	0,004	0,01	100,14	966	800	0,2
Т64/1		73,71	0,33	13,19	0,99	0,79	0,03	0,84	0,53	3,7	4,44	0,74	0,32	0,05	0,07	0,05	0,006	Не обн.	99,79	961	750	0,2
Т64/4		71,48	0,2	14,91	0,35	1,6	0,03	0,53	0,6	3,95	4,86	0,64	0,42	0,3	0,09	0,04	0,005	0,02	100,03	890	730	0,4
Ю151	Кере-Юряхский	73,5	0,32	13,51	0,65	1,17	0,5	0,81	0,59	3,56	4,97	0,38	0,29	0,14	0,027	0,02	0,002	0,01	100	956	750	0,2
Ю183		76,79	0,12	13,47	0,7	0,17	0,07	0,17	0,53	2,53	4,04	0,87	0,31	0,25	0,014	0,026	0,001	0,01	100,07	823	650	0,5
Ю197		75,06	0,18	13,56	0,88	0,27	0,02	0,41	0,47	3,48	4,51	0,53	0,35	0,14	0,15	0,021	0,001	0,01	100,04	888	700	0,4
Ю136		70,62	0,37	14,7	0,87	1,88	0,04	0,75	0,95	3,77	5,06	0,48	0,38	0,1	0,018	0,014	0,001	0,01	100,01	961	750	0,2
Р91а	Кыарагасский	75,23	0,16	13,83	0,58	0,54	0,02	0,4	0,28	3,65	4,55	0,75	0,41	0,23	0,01	0,05	0,004	0,06	100,78	867	700	0,4
Кг103		74,71	0,22	14,35	0,27	0,72	0,05	0,47	0,56	3,03	4,21	1,3	0,36	0,35	0,035	0,06	0,006	0,09	100,79	908	750	0,3
О338		73,6	0,27	14,5	1,43	0,45	0,07	0,4	0,85	2,24	4,66	0,7	0,35	0,2	0,034	0,043	0,004	0,03	99,83	931	770	0,2
	Дайки:																					
Ю35	лейкогранит	75,03	0,11	14,39	0,72	0,36	0,04	0,2	0,66	3,58	3,73	1,1	0,36	0,23	0,029	0,05	0,004	0,03	100,62	794	650	0,5
23б/1	аплит	73,6	0,05	15,28	0,67	0,36	0,05	0,07	0,66	3,81	3,61	0,65	0,73	0,48	0,01	0,053	0,005	0,03	100,12	595		
Р39б	пегматит	71,13	0,05	16,63	0,32	0,72	0,25	0,2	0,66	2,36	5,06	1,1	1,05	0,4	0,032	0,16	0,005	0,06	100,19	572	620	0,4
	Рябиновое:																					
45б/2	кварц-альбитовые метасоматиты	70,09	0,05	19,36	0,34	0,18	0,03	0,13	0,56	6,74	1,23	0,5	0,33	0,06	0,009	0,052	0,002	0,07	99,73	532	550	0,5
45г/1		75,04	0,05	16,26	0,01	0,54	0,04	0,07	0,38	5,27	1,8	0,64	0,33	0,05	0,014	0,12	0,03	0,06	100,7	578	550	
45г/2		74,57	0,05	16,05	0,4	0,27	0,01	0,03	0,66	4,59	2,11	1,15	0,33	0,06	0,007	0,039	0,04	0,11	100,48	582	550	

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии алмаза и благородных металлов; аналитики Д.А.Кулагина и М.А.Слепцова; T – температура расплава по работе [17], T_1, P – температура и давление при кристаллизации по работе [5].

3. Средние составы массивов Чалбинской группы и Депутатского массива

Компоненты	Массивы					
	Чалбинский	Кере-Юряхский	Рябиновое	Депутатский	Граниты А-типа	Граниты S-типа
	33	16	5	12		
SiO_2	74,09	74,04	74,68	74,03	73,8	72,6
TiO_2	0,27	0,22	0,06	0,15	0,26	0,29
Al_2O_3	13,64	13,77	15,04	13,18	12,4	14,1
Fe_2O_3	0,62	0,73	0,39	0,14	1,24	0,3
FeO	1,19	0,84	0,34	2,07	1,58	1,38
MnO	0,04	0,04	0,02	0,05		
MgO	0,36	0,49	0,16	0,26	0,2	0,63
CaO	0,73	,58	4	0,54	0,75	1,18
Na_2O	3,51	3,43	5,11	2,91	4,07	2,71
K_2O	4,47	4,72	1,6	4,95	4,65	5,54
P_2O_5	0,34	0,34	0,32	0,14		
H_2O^+	0,79	0,55	0,,73	0,68		
F	0,16	0,14	0,09	0,46		
S	0.05	0,01	0,08	0,17		
Сумма	100,35	99,9	101,02	99,73		
B	103	80	194	194		
Li	205	280	160	170	169	275
Rb	360	327	520	377		
Cs	40	10	66	10		
Sr	24			74	48	147
Ba	220			290	352	920
Sn	26	40	40	21		
W	2,9	3	13	11		
Be	3,7	5	3,2	30		
Mo	0,7			2,7		
Pb	17	27	12	21		
Zn	78	20	85	42		
Ag	0,06	0,06	0,15	2,4		
Au	6	4,2	14	15		
Ta	33	33	134		32	
Nb	30	30	153		37	20
Zr	80				528	166
Коэффициенты						
Rb/Sr	15			5,1	3,52	1,87
K/(K+Na)	0,45	0,47	0,17	0,53	0,43	0,58
Ca/(K+Na)	0,12	0,09	0,09	0,1	0,12	0,1
(Na+K)/Al	0,77	0,77	0,63	0,77	0,95–>11	0,74
Al/(2Ca+K+Na)	1,03	1,08	1,34	1,07	0,95	1,12
Fe/(Fe+Mg)	70	58,6	55,6	83,3	88	56
K/Rb	103	120	41	109	229	167

Примечание. Анализы выполнены в лабораториях ИГАБМ СО РАН и Якутского Геологического управления; граниты А- и S-типов – по работе [6], граниты Депутатского массива – по работе [8], *n* – число анализов; при расчете средних значений использованы анализы пород, минимально затронутых постмагматическими изменениями; элементы – в г/т, Au – в мг/т.

комплексные соединения с фтором (коэффициент корреляции Sn–F=0,69 для двуслюдяных гранитов Чалбинского массива и 0,9 для Кере-Юряхского). Существенное обогащение гранитов бором, также образующим сложные комплексные соединения с оловом, усиливает эту тенденцию. Во всех постмагматических процессах происходит рост содержаний олова (в среднем до 33 г/т и 57 г/т при калишпатизации и альбитизации, 40–80 г/т при площадной грейзенизации и до 49 г/т при биотитизации). В процессе локальной грейзенизации среднее содержание олова возрастает до 600 г/т, а непосредственно в рудных телах местами превышает 1%.

Концентрация лития в гранитах в несколько раз выше кларка (Li_2O 253 г/т в кере-юряхских и 411 г/т в чалбинских гранитах). Поведение его определяется, с одной стороны, кристаллохимической связью с магнием и двухвалентным железом, с другой, склонностью к образованию комплексных соединений с летучими, прежде всего, фтором. Основные его носители в изученных гранитах – слюды, чему соответствует максимальное содержание его в биотитизированных гранитах (1300 г/т). При автометасоматозе небольшой рост содержаний Li_2O до 451 г/т имел место только при альбитизации гранитов в связи с появлением монтебразита. Содержания тантала также на порядок выше кларка, а содержания ниобия лишь незначительно превышают кларк. Данных об их поведении в магматическом и постмагматическом процессах у авторов недостаточно. Отметим только интенсивный привнос их при альбитизации с ростом содержаний Ta до 134 г/т и Nb до 153 г/т в связи с появлением в кварц-альбитовых метасоматитах колумбита.

По Л.В.Таусону [9], при становлении гранитов со средним уровнем содержаний фтора (0,15–0,2%) вслед за образованием зоны закалки формируются два очага богатых летучими низкотемпературных расплавов. Первый локализуется в апикальных зонах массивов благодаря интенсивному проявлению эманационной дифференциации. Дальнейшая кристаллизация продолжается уже на некоторой глубине под ним с отжимом летучих на еще более глубокие горизонты, где образуется нижний очаг низкотемпературных расплавов, из которых могут генерироваться рудоносные растворы. По данным авторов [11], содержание воды в наиболее эродированном Чалбинском массиве возрастает от горизонта 300 м к горизонту 50–100 м от кровли от 0,5% до 1,2% и от горизонта 300 м к горизонту 800 м от кровли до 1,3%, что подтверждает правомерность этого заключения в рассматриваемом случае. Интенсивное проявление посткристаллизационной тектоники в пределах Кере-Юряхского массива способствует выведению рудоносных растворов из нижнего остаточного очага низкотемпературных расплавов с формированием одноименного месторождения (см. рис. 2).

В заключение отметим, что в целом по комплексу признаков (повышенные концентрации олова и фтора в породах и слюдах, высокая степень его остаточного концентрирования, привнос при метасоматозе) чалбинские граниты полностью отвечают оловоносным [4]. При становлении гранитов в результате эманационной дифференциации происходило обогащение их апикальных горизонтов F, Sn, B, Li, Rb с появлением вкрапленного оруденения непромышленного масштаба. Экзогенное разрушение апикальных горизонтов гранитов привело к формированию россыпей касситерита с сопутствующим вольфрамитом. Вскрытие нижнего рудоносного остаточного очага Кере-Юряхского массива обусловило формирование жильных грейзенов с промышленной рудоносностью.

Сравнение показывает, что чалбинские граниты по своим типоморфным особенностям сопоставимы с гранитами Депутатского массива (см. табл. 2 и рисунки 3, 4). Последние также характеризуются высокими концентрациями Sn, B, Li, Rb, W и имеют промежуточные между гранитами S- и A-типов параметры [8]. На всех петрохимических диаграммах поля их составов совпадают с таковыми чалбинских гранитов. Биотиты депутатских гранитов по всем параметрам состава также идентичны биотитам чалбинских гранитов и, как и последние, соответствуют биотитам абиссальных образований, что противоречит гипабиссальному уровню кристаллизации тех и других. При этом поздние генерации биотитов оказываются даже более «глубинными», чем ранние. Таким образом, «абиссальный» типоморфизм биотитов, вероятнее всего, отражает не давление нагрузки при кристаллизации, а давление летучих в расплаве. Содержание воды в гранитном расплаве, определенное по составу биотита [15], соответствует для чалбинских гранитов 5–8% при кристаллизации раннемагматического биотита и 10–12% – позднемагматического, с превышением при образовании последнего порога насыщения, что благоприятно для генерации рудоносных растворов.

В то же время, при всей близости типоморфизма гранитов этих двух районов, с Депутатским массивом ассоциирует уникальное по запасам касситерит-силикатно-сульфидное месторождение, тогда как с массивами Чалбинской группы – среднее по масштабу олово-редкометалльное месторождение и ряд рудопроявлений того же типа. Причину этого авторы видят в различии геологической ситуации в этих рудно-магматических узлах. Граниты чалбинской группы имеют чисто коровое происхождение, тогда как граниты Депутатского массива несут отчетливые признаки участия мантийного вещества в процессах их становления [8]. Здесь развиты многочисленые дайки андезибазальтов, трахидолеритов, трахибазальтов, трахиандезитов, монцонитов, субщелочных лампрофиров, материнские расплавы которых являлись дополнительными источниками тепла и летучих, обеспечившими длительность эволюции гранитной системы и дополнительную мобилизацию рудного вещества, то есть имело место интенсивное

мантийно-коровое взаимодействие на протяжении всего времени функционирования Депутатской рудно-магматической системы, тогда как в пределах Чалбинского узла следы такого взаимодействия отсутствуют.

Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект 0381-2016-0001.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Беляев Г.М., Рудник В.А.* Формационно-генетические типы гранитоидов. – Л.: Недра, 1978.
2. *Беус А.А.* Геохимия литосферы. – М.: Недра, 1981.
3. *Гусев А.И.* Типизация гранитоидов на основе составов биотитов // Успехи современного естествознания. 2009. № 4. С. 54–57.
4. *Козлов В.Д.* Геохимическая типизация, формационный анализ и оценка рудоносности гранитоидов и прогнозирование редкометалльного оруденения / Проблемы рудоносности гранитоидов. – Иркутск: СибГеохи, 1987. С. 3–28.
5. *Куликова В.В., Куликов В.С.* Петрохимическая классификация магматических пород. – Петрозаводск, 2001.
6. *Особенности* изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов // В.М.Ненахов, В.В.Иванников, Л.В.Кузнецов, Ю.Н.Стрик. – М.: Роскомнедра, 1992.
7. *Падалка Г.А.* О геологическом строении Северо-Восточной Якутии в связи с металлоносностью // Изв. АН СССР. Серия геолог. 1939. № 5, 6. С. 3–20, 41–60.
8. *Петрогенетические* особенности магматических пород Депутатского рудного поля / В.А.Трунилина, А.И.Зайцев, Ю.С.Орлов, А.И.Иванов // Отечественная геология. 2003. № 5. С. 34–41.
9. *Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М.: Наука, 1977.
10. *Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Антонов А.Ю.* Летучие компоненты в биотитах и металлогеническая специализация интрузий // Минералогические критерии оценки рудоносности. – Л.: Наука, 1981. С. 73–83.
11. *Флеров Б.Л., Трунилина В.А., Яковлев Я.В.* Оловянно-вольфрамовое оруденение и магматизм Восточной Якутии. – М.: Наука, 1979.
12. *A classification* of volcanic and plutonic rocks using R1–R2 diagram and major-element analyses – its relationships and current nomenclature / De la Roche H., J.Leterrier, P.Grande Claude, M.Marchal // Chem. Geol. 1980. Vol. 29. Pp. 183–210.
13. *Aque J.A., Brimhfll G. H.* Granites of the batholits of California: products of local assimilation and regional-scale crustal contamination // Geology. 1987. Vol. 15. Pp. 63–66.
14. *Barbarin B.* Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting // Geol. Journ. 1990. Vol. 25. Pp. 227–238.
15. *Brown G.G.* A comment on the role of water in the partial fusions of crystal rocks // Earth and Planet. Sci. Lett. 1970. Vol. 9. Pp. 355–358.
16. *Gerdes A., Worner G., Henk A.* Post-collisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith // J.Geol. Soc. London. 2000. Vol. 157. Pp. 577–587.
17. *Jung S., Pfander J.A.* Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids – constrains from CaO/Na_2O, Al_2O_3/TiO_2 and accessory mineral saturation thermometry // Europen Journal of Mineralogy. 2007. № 1. Pp. 5–40.
18. *Maniar P.D., Piccoli P.M.* Tectonic discrimination of granitoids // Geological Society of America Bulletin. 1989. Vol. 101. Pp. 635–643.
19. *Uchida E., Endo S., Makino V.* Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits // Resource Geology. 2007. Vol. 57. № 1. Pp. 47–56.
20. *Whiteford D.G., Nicholls I.A. and Taylor S. R.* Spatial variations in the geochemistry of quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali // Contribs. Mineral. And Petrol. 1979. Vol. 70. Pp. 341–356.
21. *Wilson M.* Igneous petrogenesis. – Unwin Hayman. London. 1989.

УДК 551.3215 (571.56)
© Коллектив авторов, 2017

Дифференцированный метагабброидный комплекс в северо-западной части Суннагинского блока Алдано-Станового щита

В.И.БЕРЕЗКИН, А.А.КРАВЧЕНКО, А.И.ЗАЙЦЕВ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677007, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39; ФГАОУ ВПО «Северо-Восточный федеральный университет имени М.К.Аммосова»; 677000, г. Якутск, ул. Белинского, д. 58),
Н.В.ПОПОВ (Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук (ИНГГ СО РАН); 630090, г. Новосибирск, проспект академика Коптюга, д. 3/6)

Кристаллосланцы северо-восточной части Суннагинского блока Алдано-Станового щита обычно рассматривались как эффузивы и включались в составы свит, и лишь редко выделялись в качестве даек или массивов. Внутреннее строение таких тел практически не изучено. Авторами впервые показано сложное строение выходов двух таких тел в среднем течении р. Алдан, сложенных аналогами меланократовых оливиновых габбро, оливиновых габбро разной железистости, габбро-анортозитов, которые можно объединить в единый комплекс. Общими особенностями пород комплекса являются высокие содержания Al_2O_3, низкие и пониженные щелочей, высокозарядных и транзитных элементов, широкие вариации сумм и характера распределения редкоземельных элементов и др. Комплекс не имеет аналогов на Алдано-Становом щите.
Ключевые слова: Алдано-Становой щит, Суннагинский блок, метагабброидный комплекс, петрохимия, геохимия.

Березкин Василий Ионович beryozkin2003@list.ru
Кравченко Александр Александрович freshrock@yandex.ru
Зайцев Альберт Иванович a.i.zaitsev@diamond.ysn.ru
Попов Николай Васильевич popovnv@ipgg.sbras.ru

Differentiated meta-gabbroid complex in the north-western part of the Sunnagin block of the Aldan-Stanovoy shield

V.I.BERYOZKIN, A.A.KRAVCHENKO, A.I.ZAITSEV, N.V.POPOV

The basic granulites of the north-eastern part of the Sunnagin block of the Aldan-Stanovoy shield usually were considered as primary effusive rocks and were included into formations. Only few of them were identified as dykes or massifs. Inner structure of such bodies is practically unexplored. The authors showed complex structure of outcrops of two such bodies, composed of analogues of melanocratic olivine gabbro, olivine gabbro of different iron content, gabbro-anorthosites. General characteristics of rocks of the complex are Al_2O_3 high contents, low and reduced contents of alkalies, high field strength and transit elements, wide variations of amounts and types of rare-earth element distribution, etc. The complex has no analogues at the Aldan-Stanovoy shield.
Key words: Aldan-Stanovoy shield, Sunnagin block, meta-gabbroid complex, petrochemistry, geochemistry.

В последние годы районирование Алдано-Станового щита проводится на основе теории тектоники плит и террейнового анализа [18, 20]. Суннагинский блок является северной структурой Учурского гранулит-парагнейсового террейна. В центральной части блока выделяется гранито-чарнокитогнейсовый комплекс основания, обрамленный в краевых зонах гранулит-парагнейсовыми толщами [8, 14, 15, 17, 18]. Кроме того, различают метаморфизованные интрузивные образования: массивы, дайки, жилы ультрабазитов, габброидов, гранитоидов. В некоторых из опубликованных работ в качестве обоснования выделения этих пород представлены петрохимические и(или) геохронологические данные [2, 5, 7, 11, 12, 15, 21].

Район с впервые выделяемым метаморфизованным комплексом метагабброидов находится в северо-западной окраине Суннагинского блока на границе с Тыркандинской зоной тектонического меланжа (ТЗТМ) (рис. 1).

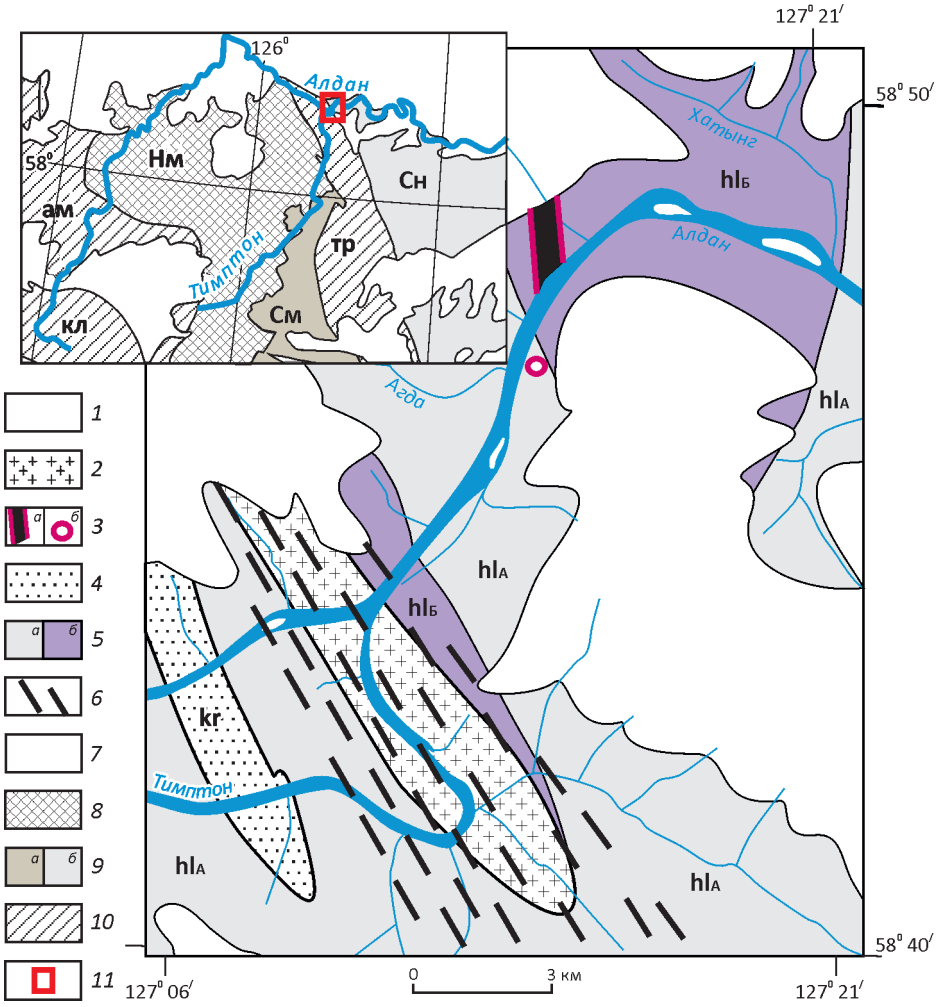


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района устья р. Тимптон. *По работе [17] с дополнениями и изменениями авторов*:

1 – венд-кембрийские отложения; *2* – Усть-Тимптонский массив гранодиорито-гнейсов; *3* – агдинский метабазитовый комплекс: *а* – объединенный контур I и II тел, *б* – мелкие фрагменты в гнейсах; толща: *4* – кюриканская, *5* – холболохская: *а* – $hl_А$ и *б* – $hl_Б$ ассоциации пород; *6* – интенсивно рассланцованные, милонитизированные и диафторированные породы (Тыркандинский разлом); на врезке – схема геологического строения части Алдано-Станового щита [18]: *7* – осадочный чехол щита; *8* – Нимнырский (Нм) гранулит-ортогнейсовый террейн; *9* – Сеймский (См) (*а*) и Суннагинский (Сн) (*б*) блоки Сутамского и Учурского гранулит-парагнейсовых террейнов соответственно; *10* – зоны тектонического меланжа (ам – Амгинская, тр – Тыркандинская, кл- Каларская); *11* – местоположение изученного района

Изучение нового комплекса, названного авторами агдинским (по руч. Агда), на стыке недавно выделенных крупных структур Алдано-Станового щита в обнаженной части фундамента Северо-Азиатского кратона, имеет важное значение в исследованиях последних лет, проводимых авторами настоящей статьи с целью реконструкции геодинамических условий формирования толщ и интрузивных пород этих структур [2, 7, 12, 20].

Методы лабораторных исследований. В ИГАБМ СО РАН выполнены: петрографическое описание; химические силикатные анализы (аналитики Г.К.Амузинская, Л.Т.Галенчикова, Э.Е.Собордахова) и рентгенофлюоресцентные анализы пород на квантометре СРМ-18/СМ-1 (аналитик Л.Н.Горохова); определение в породах Cr, Ni, Co, V, Sc на спектрографе PGS-2 (аналитики С.Ю.Коркина и О.Д.Замийская); анализы минералов на сканирующем электронном микроскопе JSM-6480 LV с приставкой INCA Energy-350 «Oxford Instruments» при напряжении 20 кв (аналитики С.К.Попова и С.А.Карпова). РЗЭ и Rb, Sr, Ba, Cs, Zr, Y, Nb, Ta, Hf, Th, U определены: в ИГМ СО РАН методом LA-ICP-MS; неполный ряд РЗЭ (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd,

Dy, Yb) – в лаборатории Геологической службы Канады методами ICP-TR1 и ICP-RRE1.

Реконструкция первичной природы агдинских кристаллосланцев и оценка возможных изменений их химического состава при метаморфизме сделаны с применением подходов и методов, принятых авторами ранее при изучении метабазитов других частей Алдано-Станового щита [17].

Геология района. Здесь кристаллический фундамент, представленный холболохской толщей [17], обнажается в виде редких коренных выходов и развалов в узкой прирусловой полосе р. Алдан. Склоны долины залесены и задернованы, а выше на водоразделах обнажены венд-кембрийские конгломераты, песчаники, доломиты, известняки платформенного чехла. Толща сложена гранат-биотитовыми (иногда с силлиманитом, кордиеритом и гиперстеном), а также пироксеновыми с биотитом и амфиболом плагиогнейсами и гнейсами. Редко встречаются мраморы, кальцифиры и известково-силикатные породы. Повсюду в строении толщи принимают участие мелкие фрагменты, будины и пласты кристаллосланцев, традиционно рассматриваемые как первично эффузивные породы. По количественным соотношениям видов пород выделены поля двух ассоциаций холболохской толщи $hl_А$ и $hl_Б$ (см. рис. 1). В $hl_А$ преобладают гранат-биотитовые плагиогнейсы, в $hl_Б$ – безгранатовые плагиогнейсы. Кроме того, в $hl_Б$ между устьями ручьев Агда и Хатынг значительно чаще встречаются пласты кристаллосланцев [21]. Толща мигматизирована, интрудирована редкими мелкими телами и жилами гранитов и пегматитов.

В районе устья р. Тимптон проходит Тыркандинский разлом, служащий границей между Суннагинским блоком и Тыркандинской зоной тектонического меланжа (ТЗТМ) [18]. В пределах Тыркандинского разлома породы холболохской и кюрюканской толщ и Усть-Тимптонского гранодиорито-гнейсового массива интенсивно рассланцованы до милонитов и диафторированы в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях. С продвижением на восток в пределы Суннагинского блока переработка затухает и господствуют породы гранулитовой фации. По минеральным геотермобарометрам высокоглиноземистых гнейсов холболохской толщи В.И.Кицулом рассчитаны *T* 753º–827ºС, *P* 690–870 МПа, по двупироксеновому геотермометру агдинского кристаллосланца *T* 845ºС [17].

Агдинский комплекс. Два сближенных выхода метабазитов комплекса: I тело мощностью около 200 м и II – 450 м (нижнее по течению реки) находятся на левом берегу р. Алдан в 8,5 км ниже устья р. Тимптон (см. рис. 1). Мелкие фрагменты сходных метабазитов авторы обнаружили на другом берегу напротив устья руч. Агда.

Агдинские метабазиты наряду со всеми другими телами метабазитов района ранее включались в составы предполагаемых первично вулканогенно-осадочных толщ: холболохской, кюриканской и др. Впервые о возможной интрузивной природе агдинских кристаллосланцев высказывался В.И.Кицул [1], отмечая отличия их от кристаллосланцев в толщах массивным или слабосланцеватым обликом, более крупной зернистостью и незатронутостью мигматизацией. В последние годы в западной части Суннагинского блока М.З.Глуховский с коллегами [5] выделяют три типа метабазитовых даек: А, Б, В. В изученном районе они показали рои даек типа А, относя к ним все мощные тела закартированные ранее [21], включая вероятно агдинское II тело. По кристаллосланцам этого тела они получили изохроны: Sm-Nd=2247±91 (возраст протолитов) и Rb-Sr=1980±33 млн. лет (возраст гранулитового метаморфизма).

Специфика обнаженности района не позволяет прослеживать агдинские тела по простиранию, но, судя по геолого-петрографической карте [21], все тела кристаллосланцев и других пород толщи в районе имеют генеральные субмеридиональные простирания с крутыми восточными и западными падениями. Элементы залегания полосчатости и согласной с ними сланцеватости агдинских метабазитов не противоречат этому. При этом контакты с вмещающими парагнейсами осложнены наложенным рассланцеванием и милонитизацией со слабым диафторезом. Такие же переработанные породы встречаются в контурах тел. Здесь же попадаются ксенолиты-блоки парагнейсов.

Химические составы минералов пород агдинского комплекса. Известна зависимость качественного и количественного минерального состава любой породы от ее валового химического состава. Поэтому с тем, чтобы показать это в отношении метабазитов агдинского комплекса, а также с целью приблизиться к видам их интрузивных протолитов составлены таблицы анализов минералов (табл. 1) и представительных анализов пород (табл. 2) с единым подразделением на виды пород этого комплекса: 1 – высокомагнезиальные базиты (ультрамафиты) с MgO=16–21%,

$$Кф=\frac{FeO+Fe_2O_3}{MgO+FeO+Fe_2O_3}\cdot 100[9]=42–48\%;$$

2 – магнезиальные базиты с MgO=7–12%, Кф=48–63%; 3 – железистые (низкомагнезиальные) базиты с $FeO+Fe_2O_3$=12–18%, Кф=62–77%; 4 – лейкократовые базиты с Al_2O_3=21–24%, Кф=47–63%. Правомочность расчленения пород на виды можно оценить на рисунках 2, А–Б и 3.

Ультрамафиты занимают участок (коренные выходы и развалы) в поперечнике ~10 м в верхней краевой части II тела, сложенного магнезиальными базитами с подчиненными железистыми и лейкобазитами. I тело сложено магнезиальными и железистыми базитами и редкими лейкобазитами. В фрагментах на правом берегу встречаются ультрамафиты и магнезиальные базиты. Виды 2–4 кристаллосланцев в коренных выходах слагают полосчатые пачки с преобладающими

1. Анализы породообразующих минералов из пород агдинского комплекса

Вид пород	Образцы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Ni	Сумма	f	Ан
Оливины														
1	1050/1	35,51			30,80		33,32					99,63	0,347	
1	1951/10	35,91			33,46	0,32	30,22				0,14	100,05	0,383	
Шпинели														
1	1050/1			62,25	24,09		13,68					100,02	0,497	
1	1951/9			61,40	27,94		9,73					99,07	0,616	
1	1951/10			59,96	29,46		10,48					99,90	0,612	
2	4242/7			60,63	29,86		9,69					100,18	0,634	
Ортопироксены														
1	1050/1	53,82			18,02		27,19					99,03	0,271	
1	1951/9	51,79		3,16	21,54	0,77	23,46	0,03				100,75	0,340	
1	1951/10	52,65		3,05	18,55		25,07	0,32				99,64	0,293	
2	4242/7	52,48		3,04	22,34		21,77					99,63	0,365	
2	1951/06	53,42			26,29		20,94					100,65	0,413	
2	В-4242/6	51,92			29,45		18,27					99,63	0,475	
3	1951/02	50,91			32,17		16,08					99,16	0,529	
3	В-4242/12	48,10		2,12	32,49		16,78					99,49	0,521	
4	4242/8	53,17		1,36	22,83		23,30					100,66	0,355	
4	В-4242/11	53,04			26,70		20,64					100,38	0,421	
Клинопироксены														
1	1050/1	53,73		3,03	5,76		15,91	21,50				99,93	0,169	
2	1951/06	53,96		1,99	9,70		14,54	20,69				100,88	0,272	
2	В-4242/6	51,50		1,97	12,02		13,41	21,63				100,54	0,335	
4	4242/8	51,68	0,31	1,31	6,62	0,41	14,81	24,46	0,39			99,99	0,200	
4	В-4242/11	51,07			11,85		15,01	21,42				99,35	0,307	
Амфиболы														
1	1050/1	44,98	0,46	14,43	8,05		16,37	12,26	1,38			97,93	0,216	
1	1951/9	40,04	0,65	16,13	10,18	0,10	13,26	11,24	1,80	0,63		94,03	0,301	
1	1951/10	41,31	0,30	15,64	9,28	0,09	14,02	11,26	2,72	0,72		95,34	0,271	
2	4242/7	42,72	0,23	14,82	10,96		13,31	10,59	1,95	0,54		95,12	0,316	
2	1951/06	46,47	1,28	8,39	13,42		13,80	10,85	1,60	0,83		96,64	0,353	
2	В-4242/6	42,96	1,52	12,05	14,44		9,97	12,43	2,14	1,22		96,73	0,448	
3	1951/02	39,98	1,14	13,33	19,09		8,08	11,99	1,94	1,19		96,79	0,570	
3	В-4242/12	40,19	2,12	11,17	19,72		8,02	10,94	1,54	1,22		94,91	0,580	
4	4242/8	44,87	1,88	11,05	9,35		15,49	12,04	1,54	1,19		97,41	0,253	
4	В-4242/11	42,17	1,64	9,59	15,67		12,17	11,96	2,10	0,96		96,25	0,420	
Биотиты														
2	1951/06	38,26	4,52	14,11	15,43		15,56			9,27		97,15	0,358	
3	В-4242/12	35,06	4,23	14,36	20,93		12,79			9,43		96,81	0,479	
4	4242/8	37,96	3,62	13,49	12,80		17,92			9,29		95,08	0,286	
4	В-4242/11	35,28	4,43	15,30	21,20		9,87			8,85		94,94	0,547	
Плагиоклазы														
1	1050/1	42,92	0,05	37,67				19,58				100,22		100
1	1951/10	42,39		37,67				20,16				100,22		100 (97)
2	4242/7	44,94		35,8				18,76				99,50		100 (94,7)
2	1951/06	49,47		32,56				14,93	2,17			99,13		88,4 (70,5)
2	В-4242/6	48,22		33,90				16,12	1,89			100,13		83,1 (74,4)
3	1951/02	45,54		34,26				17,69	1,31			98,80		87,9 (82,8)
3	В-4242/12	50,64		31,79				14,59	3,58			100,60		69,0 (59,4)
4	4242/8	45,15		35,01				18,72	0,92			99,80		91,8 (84,4)
4	В-4242/11	49,43		31,96				15,66	2,17			99,23		80,0 (65,0)

Примечание. Виды пород: 1 – ультрамафиты (обр. 1050/1-ОлШпОпрКпрРоПл, 1951/10-те же, но без Кпр, 1951/9-ШпОпрРоПл); 2 – магнезиальные базиты (4242/7-ШпОпрРоПл, 1951/06-ОпрКпрРоБиПл, 4242/6-ОпрКпрРоПл); 3 – железистые базиты (1951/02 и 4242/12 ОпрРоБиПлИлМт); 4 – лейкократовые базиты (4242/8 и 4242/11 – ОпрКпрРоБиПл); символы минералов: Би – биотит, Ил – ильменит, Кпр – клинопироксен, Мт – магнетит, Ол – оливин, Опр – ортопироксен, Пл – плагиоклаз, Ро – роговая обманка, Шп – шпинель; f=Fe/(Fe+Mg), Ан – мольный процент анортитового компонента в плагиоклазе; пробы, представленные в таблицах 1 и 2, отобраны: 1050/1, 1050/2 – из мелких фрагментов в гнейсах на правом берегу р.Алдан, 1951/02, 1951/05, 1951/06 – из тела I; остальные – из тела II.

2. Представительные анализы кристаллосланцев агдинского комплекса

Компоненты	Породы									
	Ультрамафиты		Магнезиальные базиты				Железистые базиты		Лейкократовые базиты	
	Номера проб									
	1050/1	1951/9*	4242/7	1951/05*	1050/2	4242/10	1951/02*	4242/12	4242/8	4242/11
SiO_2	42,93	45,62	44,14	47,38	48,08	46,62	38,51	43,89	47,77	48,33
TiO_2	0,18	0,14	0,1	0,27	0,31	0,76	2,40	2,17	0,14	0,34
Al_2O_3	8,81	12,43	19,92	18,57	18,25	18,55	17,11	19,15	22,03	23,96
Fe_2O_3	3,69	1,91	3,71	1,37	0,95	3,62	3,42	5,23	1,58	1,83
FeO	11,87	13,58	7,23	8,1	8,38	6,96	18	8,8	6,07	4,5
MnO	0,23	0,24	0,11	0,16	0,18	0,16	0,27	0,20	0,09	0,11
MgO	21,05	16,7	11,74	9,47	8,1	6,94	6,38	5,32	8,62	4,91
CaO	8,02	6,62	10,45	12,58	12,15	11,56	10,98	10,64	11,27	12,82
Na_2O	0,36	0,61	0,88	1,03	1,31	1,55	0,59	2,12	1,05	1,85
K_2O	0,4	0,46	0,27	0,59	0,63	0,67	1,17	0,89	0,32	0,69
P_2O_5	0,02	0,05	0,02	0,02	0,05	0,13	0,93	0,81	0,02	0,03
CO_2	0,55		0,33			0,18		0,3	0,27	0,23
H_2O	1,53		0,93		0,43	0,93		0,73	0,08	0,49
П.П.П.		2,55		1,22	1,1	0,15	2	0,13	0,48	0,38
Сумма	99,64	100,91	99,83	100,76	99,92	98,78	100,75	100,38	99,79	100,47
Кф	42,5	48,1	48,24	50	53,5	60,4	77,1	72,5	47,3	56,3
La	3,71	6,5		8,32	8,76		17,24	27		11,3
Ce	7,96	13		15,78	19,29		40,14	68		22
Pr	1,05			2,17	2,78		6,08	9,8		2,7
Nd	4,42	6,8		8,26	10,78		26,48	41		10,7
Sm	1,17	0,81		1,37	2,28		4,94	9,6		2,3
Eu	0,40	0,4		0,76	0,76		1,74	1,96		1
Gd	1,12	0,8		1,41	2,42		4,81	8,6		2
Tb	0,20			0,23	0,43		0,68	1,28		0,34
Dy	1,24	0,8		1,39	2,50		3,54	6,6		2,1
Ho	0,24			0,27	0,54		0,59	1,3		0,43
Er	0,67			0,83	1,56		1,58	3,4		1,19
Tm	0,11			0,12	0,24		0,21	0,51		0,17
Yb	0,73	0,5		0,80	1,48		1,3	3		1,1
Lu	0,11			0,12	0,23		0,19	0,43		0,16
Σ	23,14	>30		41,83	54,06		109,52	182,48		57,49
Rb	17,2			21,7	24,2		4,2	16,6		21
Sr	212			490	459		694	799		791
Ba	93	160		182	109		131	300		340
Y	6,61			7,38	13,24		16,06	35		10,6
Zr	17,2			29,8	18		19,6	46		15,1
Nb	1,10			1,20	1,58		4,80	5,6		1,61
Cs	0,54			0,69	0,86		0,16	0,18		0,47
Hf	0,61			0,96	0,75		0,54	1,89		0,52
Ta	0,09			0,09	0,12		0,45	0,33		0,06
Th	0,93			1,37	0,63		1,22	0,87		0,09
U	0,76			0,25	0,43		0,51	0,51		0,06
Cr	160	66	31	110	150	89	32	72	220	110
Ni	290	170	170	77	74	47	17	6,6	84	21
Co	140	93	92	41	51	45	90	40	57	28
V	78	47	22	70	160	130	97	220	76	85
Sc	24	12	11	44	35	28	17	34	16	24

Примечание. $Кф = \frac{FeO+Fe_2O_3}{MgO+ FeO+Fe_2O_3} \cdot 100$ [10];

* – анализы пород на петрогенные компоненты выполнены рентгенофлуоресцентным методом.

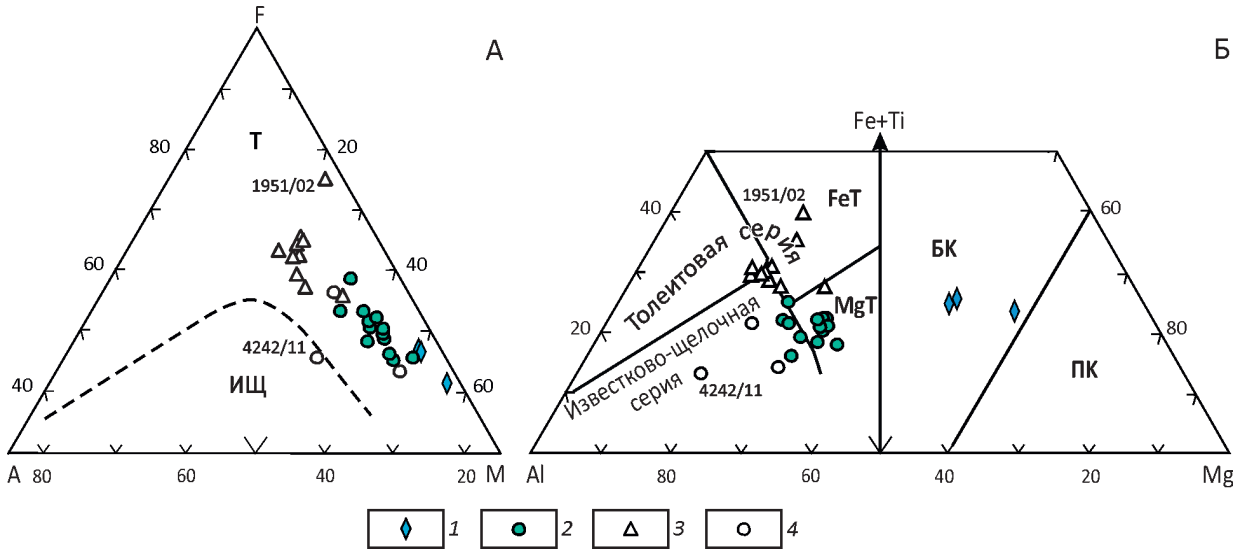


Рис. 2. Распределение точек анализов видов пород агдинского комплекса на диаграммах:

А – AFM [23], где A=K_2O+Na_2O, F= FeO+0,9·Fe_2O_3, M=MgO с полями толеитовой (Т) и известково-щелочной (ИЩ) серий; Б – Al-(Fe+Ti)-Mg [22] с упрощенными полями известково-щелочной и толеитовой серий, FeT – высокожелезистых толеитов, MgT – высокомагнезиальных толеитов, базальтовых (БК) и перидотитовых (ПК) коматиитов; *1–4*: виды пород комплекса агда: *1* – ультрамафиты, *2* – магнезиальные базиты, *3* – железистые базиты, *4* – лейкобазиты; номера проб на всех рисунках соответствуют номерам проб, упоминаемым в тексте

мощностями 1–10 м, иногда до 60 м. Наблюдается и более тонкая полосчатость, вероятно, возникшая при метаморфической дифференциации.

Проследить некоторые особенности и закономерности минерального состава видов пород можно в табл. 1.

Ультрамафиты отличаются присутствием вместе или порознь оливина (гиалосидерит) и шпинели (плеонаст). Они выделяются и отсутствием или незначительным (до 7–10%) содержанием плагиоклаза – чистого анортита. Главные минералы – ортопироксен (бронзит, гиперстен), амфибол (роговая обманка). Клинопироксен (диопсид, салит) имеет подчиненное значение или отсутствует.

Магнезиальные базиты – главнейшие породы комплекса, представлены в основном амфибол-двупироксеновыми кристаллосланцами с резко подчиненным амфиболом, много реже двупироксен-амфиболовыми и двупироксеновыми сланцами. Преобладают гиперстены над салитами. Железистость пироксенов и амфиболов (роговых обманок) выше, чем в ультрамафитах. В наиболее магнезиальном двупироксен-амфиболовом сланце (4242/7) обнаружены единичные зерна плеоната. В этой пробе плагиоклаз – чистый анортит, как и в ультрамафитах. В других образцах определены битовниты. Необходимо отметить, что составы плагиоклазов, в отличие от других минералов, подвержены колебаниям анортитового компонента даже в пределах одного шлифа до 10% (см. табл. 1). Состав роговых обманок также изменчив, но в табл. 1 это не отражено. Приведены наиболее частые определения.

Железистые базиты отличаются от всех других видов присутствием магнетита и ильменита (до 10%), а также апатита (до 1,5%). В некоторых наиболее железистых сланцах в локальных участках встречаются мелкие зерна граната. В железомагнезиальных минералах определена наивысшая железистость. Ортопироксен представлен феррогиперстеном, роговая обманка 4242/12 к тому же имеет наиболее высокое содержание TiO_2, хотя в другой пробе 1951/02 этот оксид имеет пониженное значение. В других видах пород комплекса определены аномально низкие содержания TiO_2 в роговой обманке, что объясняется низкими содержаниями TiO_2 в породах при повышенных в них количествах амфибола. В пробе 4242/12 определены наиболее кислые плагиоклазы-лабрадоры.

Лейкобазиты выделены несколько условно по существенному преобладанию плагиоклаза (лабрадор, кислый битовнит) над железомагнезиальными минералами, которые по железистости близки минералам магнезиальных базитов.

В табл. 1 приведены анализы биотитов, встречающихся в редких шлифах в виде единичных листочков и до 1,5% в породе. При этом характерно весьма неравномерное распределение от 0 до 1,5%, что, скорее всего, вызвано наложенным привносом K_2O. По стабильно

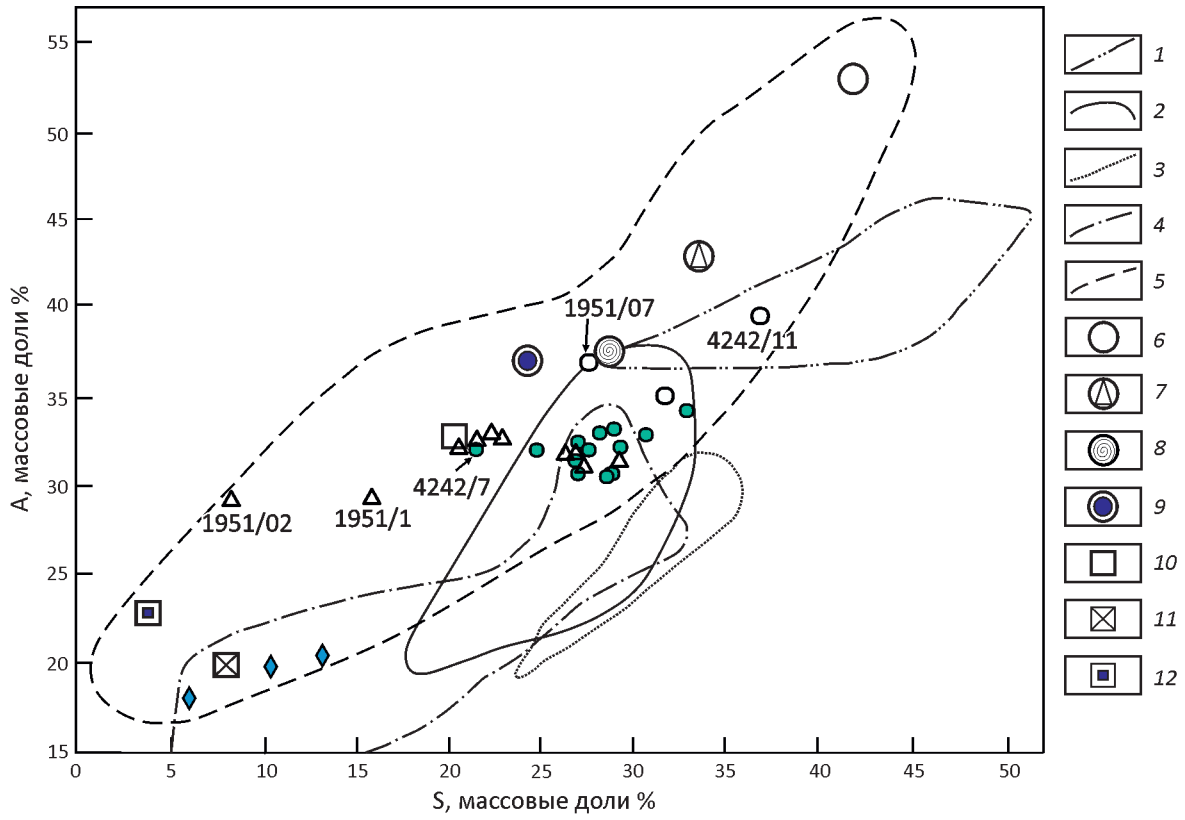


Рис. 3. Распределение анализов пород агдинского комплекса на диаграмме A–S [10], где $A=Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O$, $S=SiO_2-(Fe_2O_3+FeO+MgO+MnO+TiO_2)$ (в массовых долях %):

контуры полей составов главных видов основных плутонических пород нормального ряда Земли по работе [10]: *1* – анортозиты (битовнититы, лабрадориты), *2* – габбро, *3* – нориты, *4* – пироксениты, *5* – поле пород кераксого комплекса Алдано-Станового щита [4]; средние химические составы лунных основных плутонических пород [9]: *6* – анортозитов, *7* – лейкогаббро, *8* – высокоглиноземистого оливинового габбро, *9* – шпинелевых троктолитов, *10* – троктолитов, *11* – оливинового меланогаббро, *12* – ильменит-оливинового габбро; средние составы ряда разновидностей лунных габбро, приходящиеся в поле земных габбро, на рис. не показаны; остальные услов. обозн. см. на рис. 2

высоким TiO_2 и в целом по составу биотиты соответствуют слюдам гранулитовой фации.

Таким образом, ассоциации минералов и их составы, в том числе изменчивость состава роговых обманок и плагиоклазов подтверждают, что метаморфизм пород комплекса соответствует гранулитовой фации, возможно, с некоторой регрессивной перекристаллизацией в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации. Диагностированы единичные зерна сульфидов, а также низкотемпературные минералы и агрегаты: серпентин, хлорит, пинит, цоизит, актинолит, соссюрит и др., обнаруженные в редких катаклазированных и рассланцованных кристаллосланцах.

Химические составы пород агдинского комплекса. В распоряжении авторов настоящей публикации имеются 29 анализов пород: 1 вида – 3, 2 вида – 13, 3 вида – 10, 4 вида – 3. Из них отобраны представительные анализы из всех видов пород (см. табл. 2).

На основании петрографических данных и опыта исследований метабазитов в других районах Алдано-Станового щита [17] можно заключить, что рассматриваемые кристаллосланцы при метаморфизме существенных химических изменений не испытывали. В единственном биотитизированном сланце K_2O 1,34%, в некоторых 0,7–1,0%, но в основном еще ниже. По-видимому, породы с K_2O 0,7–1,0% также могут относиться к породам с незначительным привносом K_2O. Изменчивость составов плагиоклазов, остающихся в целом битовнитами с переходами в лабрадориты, возможно, связана с незначительным привносом Na_2O, хотя не исключена и связь с незавершенными обменными реакциями с другим Na-содержащим минералом – амфиболом.

Ультрамафиты характеризуются наиболее высокими содержаниями MgO, из-за чего на диаграммах точки их анализов обособлены от точек других видов

пород (см. рисунки 2, А–Б и 3). Кроме того, они отличаются более низкими содержаниями Al_2O_3, CaO, TiO_2, щелочей. По $FeO+Fe_2O_3$=15,5–16,2% они сопоставимы с частью железистых базитов, но в них наиболее низкий Кф=42–48%. В ультрамафитах нормативными минералами, рассчитанными по методу CIPW [19], являются оливин (Ол), ортопироксен (Опр), клинопироксен (Кпр), плагиоклаз (Пл). Могла быть и шпинель (Шп), не предусмотренная методом. Можно предположить, что первичными аналогами ультрамафитов были оливиновые меланогаббро [10, 13]. Водосодержащие минералы, например, роговые обманки, также не предусмотрены методом, поэтому не следует исключать вероятность того, что первичными породами были какие-то представители семейства пироксенитов-горнблендитов (см. рис. 3).

Магнезиальные базиты, как и ультрамафиты, характеризуются стабильно низкими содержаниями Na_2O и K_2O. Суммы их несколько выше в магнезиальных сланцах, но все они относятся к низкощелочным породам. Содержания CaO высокие, сопоставимые только с лейкобазитами, а TiO_2 и P_2O_5 – низкие, едва превышающие содержания их в ультрамафитах. Большинство анализов соответствует оливиновым габбро, некоторые из них приближаются к троктолиту (проба 4242/7), меньше – габбро.

В железистых базитах определены в целом наиболее высокие содержания и широкие вариации: $FeO+Fe_2O_3$=12,2–18,4%, TiO_2=1–2,44% и P_2O_5=0,28–1,35%, чем во всех других видах пород, кроме ультрамафитов (по суммарному железу). Это связано с вариациями содержаний ильменита+магнетита, апатита и повышенной железистостью железомагнезиальных минералов. В этом виде пород изменчиво также содержание SiO_2, самое низкое в богатом ильменитом и магнетитом сланце (см. табл. 2, обр. 1951/02). Широкий разброс точек анализов пород на рис. 3 связан именно с этими особенностями химизма. Содержание щелочей, особенно Na_2O в этом виде выше, чем в других видах пород, и с учетом предполагаемого незначительного привноса Na_2O и K_2O железистые базиты соответствуют породам нормальной щелочности. Нормативные плагиоклазы в них представлены лабрадорами (Ан 64–70%) с переходами в битовниты, то есть заметно кислее, чем в других видах. В целом, судя по распределению точек анализов в координатах A–S, можно заключить, что некоторые из железистых базитов комплекса агда относятся к числу редких пород. Исключение составляет тот же образец 1951/02 с непонятными очень низкими щелочами и с Ан 90% (вынос Na_2O ?). В железистых сланцах CaO ниже, чем во 2-м и 4-м видах, но выше, чем в 1-м. Интересно отметить равные высокие содержания Al_2O_3 как в магнезиальных, так и в железистых базитах агдинского комплекса. В дифференцированных магматических комплексах Алдано-Станового щита обычно глиноземистость уменьшается от магнезиальных к железистым разностям [6, 16]. Первичный вид железистых базитов – габбро, оливиновое габбро и до близких к феррогаббро (обр. 1951/02). На рис. 3 видно, что точка этой пробы находится вблизи среднего состава ильменит-оливинового габбро материковой части Луны. Однако последнее кардинально отличается высокими содержаниями MgO, TiO_2 и низкими – Al_2O_3, P_2O_5.

Лейкобазиты названы условно по Al_2O_3=21–24%, поскольку некоторые разновидности из 2 и 3 видов с Al_2O_3=18–20% также имеют лейкократовый облик. Такие лейкократовые высокоглиноземистые породы, будучи на самом деле толеитами (см. рис. 2, А), оказались, как и некоторые образцы магнезиальных и железистых базитов, в поле известково-щелочных пород (см. рис. 2, Б). По содержаниям других оксидов лейкобазиты заметно ближе к магнезиальным базитам, отчетливо отличаясь от железистых, и соответствуют габбро-анортозитам (4242/11), высокоглиноземистым оливиновым габбро (1951/07) и оливиновым габбро. Как видно на рис. 3, точка анализа 1951/07 совпала с точкой среднего состава высокоглиноземистого оливинового габбро материковой части Луны. Однако лейкобазит авторов отличается пониженными содержаниями Al_2O_3, MgO и высокими Na_2O и K_2O.

Выявленные петрохимические особенности видов пород комплекса дополняются определениями элементов-примесей (см. табл. 2). Суммы РЗЭ в 1, 2, 4 видах пород оказались низкие со слабым ростом в ряду, а в 3 виде в 2–8 раз более высокие. Пробы с положительной аномалией Eu и без аномалий установлены в ультрамафитах и магнезиальных базитах, а с отрицательной аномалией и без аномалий в железистых базитах (рис. 4). В пробе лейкобазита определена положительная аномалия Eu. Для всех проб характерна слабая обогащенность легкими РЗЭ. Все виды пород бедны Rb и Cs, но Sr и Ba в них достаточно высоки, причем в ряду 1–2–3–4 заметен рост их содержаний. Во всех видах пород определены низкие содержания высокозарядных и транзитных элементов. Из последней группы элементов только в ультрамафитах выявлены незначительно более высокие содержания Ni и Co, что на порядок ниже, чем в ультрамафитах из других комплексов Алдано-Станового щита.

Обсуждение. Приведенные данные свидетельствуют о возможности выделения в северо-западной части Суннагинского блока квази-изохимически метаморфизованного в гранулитовой фации дифференцированного интрузивного комплекса. Выделенные виды пород комплекса достаточно уверенно укладываются в ряд дифференциации: ультрамафиты, по-видимому, были сформированы как кумулятивные образования, сложенные оливином, ортопироксеном, клинопироксеном (±плагиоклазом, шпинелью), а железистые базиты – поздние дифференциаты. Промежуточные, главные дифференциаты представлены магнезиальными базитами: оливиновыми габбро и габбро, в процессе

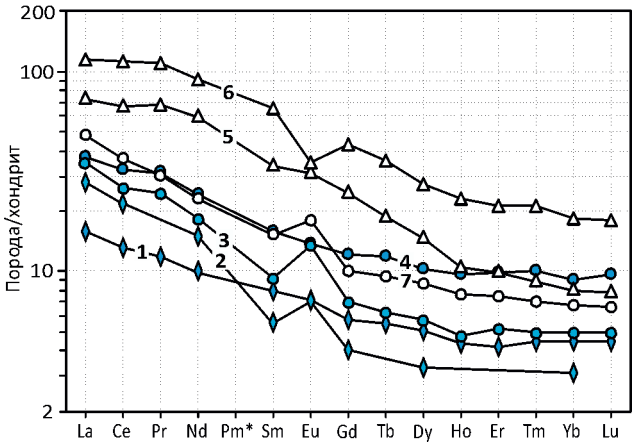


Рис. 4. Распределение РЗЭ в кристаллосланцах агдинского комплекса, нормированных по хондриту [24]:

цифры на линиях (1–7) соответствуют авторским номерам проб в табл. 2: 1(1050/1), 2(1951/9) – ультрамафиты; 3(1951/05), 4(1050/2) – магнезиальные базиты; 5(1951/02), 6(4242/12) – железистые базиты; 7(4242/11) – лейкобазит

кристаллизации которых происходило некоторое фракционирование плагиоклаза, что обеспечило появление лейкогаббро. Следует подчеркнуть, что родоначальная магма была особо высокоглиноземистой. С этим связаны высокие содержания Al_2O_3 даже в поздних дифференциатах.

На Суннагинском блоке выделяются дайки, массивы, сложенные кристаллосланцами [5], составы которых изучены недостаточно. Например, упомянутые дайки типа А, Б, В, судя по средним составам, охарактеризованы всего 8, 1 и 6 анализами соответственно [5]. При этом средний состав даек типа А, одна из которых географически совпадает с выходами агдинского комплекса, сильно отличается от видов пород этого комплекса более высокими содержаниями SiO_2, Na_2O и низким – Al_2O_3.

Лучше изучены массивы метагабброидного комплекса в восточной части блока [16], сложенные аналогами оливиновых габбро, габбро (MgO <8%), железистыми габбро, рудными габбро, габбро-анортозитами и анортозитами с повышенными, чем агдинские, содержаниями SiO_2, Na_2O и низким Al_2O_3 и др. То есть другие выходы пород агдинского комплекса на блоке пока не обнаружены.

По минеральному составу, в частности, по весьма редкой равновесной ассоциации Ол+Шп+Ан и общим химическим особенностям ряда видов пород: недосыщенности SiO_2, высокоглиноземистости, низкой щелочности и другим, агдинский комплекс обнаруживает сходства с уникальным ультрамафит-мафитовым расслоенным кеpакским комплексом Нимнырского блока Алдано-Станового щита [3, 4]. Сходства химизма этих комплексов наглядно иллюстрируются на рис. 3, где фигуративные точки анализов пород находятся в едином поле. Причем около половины этого поля находится за полями широко распространенных земных интрузивных пород, что свидетельствует о редкости пород кеpакского и агдинского комплексов.

Между тем существует и целый ряд различий. Отметим некоторые из них. В кеpакском комплексе установлено большее разнообразие пород, включая аналоги шпинелевых троктолитов, троктолитов и анортититов с петрохимией, близкой к лунным видам этих пород. Наряду с обычными пироксенами и роговыми обманками, в кеpакских ультрамафитах обнаружены фассаиты и паргаситы. Кроме того, в кеpакском комплексе отсутствуют железистые базиты. Различия существуют в содержаниях и распределении РЗЭ и других элементов-примесей.

Агдинский комплекс имеет сходства и различия с некоторыми из широко известных расслоенных комплексов Гренландии – Фискенассет, Скергаард и других районов [13]. Комплекс Фискенассет, архейский гранулитовый, образует тело протяженностью 500 км при мощности до 2 км, сложно многократно деформирован в изоклинальные складки. Сходства заметны по минеральному и химическому составам пород, включая высокую основность Пл (Ан 86–92%) в габбро-анортозитах и анортозитах, по бедности ряда вида Rb, Zr и др., но в них высокие содержания Ni, Co и низкие – Sr, Ba. Кроме того, здесь отсутствуют аналоги агдинских железистых базитов, присутствует хромитовый горизонт, а некоторые из многочисленных ультрабазитов обогащены магнетитом, ильменитом. Породы, близкие к железистым агдинским базитам, присутствуют в третичном Скергаардском массиве (60 км^2), где они объединены с другими высокожелезистыми породами в группу «ферродиориты», по SiO_2 соответствуют породам основного состава и занимают в разрезе верхнее положение. Породы нижней расслоенной серии массива: троктолиты, оливиновые габбро, лейкогаббро отличаются от близких пород агдинского комплекса более высокими содержаниями SiO_2, Na_2O при близком Al_2O_3. Конечным продуктом кристаллизации скергаардской магмы считаются породы «сэндвичевого» горизонта, сложенного слоями фаялитового габбро, андезита и фаялит-геденбергитового гранофира.

Таким образом, более или менее полных аналогов комплекса агда, по-видимому, пока нет. Возможно, это связано со слабой изученностью не только района, но и других частей Суннагинского блока и других структур щита.

Изученные тела, скорее всего, представляют собой тектонические линзы, поэтому не исключена возможность того, что были и другие дифференциаты: ультрабазиты, анортозиты и др., и мы имеем дело с фрагментами расслоенного массива.

Работами, проведенными авторами настоящей публикации, было установлено, что большая часть гранитоидов западной части Суннагинского блока (чарнокиты массива Емеллели, массивов в верховьях р. Джелтула) характеризуются интервалом возрастов по Rb-Sr методу по породам 2224–2184 млн. лет (возраст формирования протолитов) [2, 7].

Таким образом, формированию надвигов ТЗТМ в западной части Суннагинского блока, вероятно, предшествовали геодинамические обстановки растяжения, сопровождавшиеся интенсивным осадконакоплением, формированием расслоенных интрузий и чарнокитов. Для более полного обоснования этих предположений предстоят дальнейшие многоплановые исследования, поскольку не исключена возможность более широкого распространения этих пород в пределах Суннагинского и Нимнырского блоков Алдано-Станового щита.

Исследования выполнены по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект 0381-2016-0003).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архей* Алданского щита / В.М.Моралев, И.М.Фрумкин, В.И.Кицул, А.Ф.Петров // Сводный путеводитель экскурсий 052, 053, 054, 055 27-го Международного геологического конгресса. – Новосибирск: Наука, 1984. С. 89−106, 130–135.
2. *Березкин В.И., Зайцев А.И., Кравченко А.А.* Геохимия чарнокитовой серии массива Емеллели Алдано-Станового щита // Отечественная геология. 2015. № 5. С. 61–70.
3. *Березкин В.И., Кравченко А.А.* Минералогия раннедокембрийского керакского комплекса Алдано-Станового щита // Отечественная геология. 2014. № 5. С. 53–63.
4. *Березкин В.И., Кравченко А.А., Смелов А.П.* Первые данные о геологии и составе раннедокембрийского анортозит-габбро-троктолитового комплекса в центральной части Алдано-Станового щита // Отечественная геология. 2011. № 5. С. 70–79.
5. *Sm-Nd* и *U-Pb возраст* даек метабазитов гранулито-гнейсовой области Алданского щита (к проблеме длительности процессов палеопротерозойского термотектогенеза) / М.З.Глуховский, М.И.Кузьмин, Т.Б.Баянова, П.А.Серов // ДАН. 2007. Т. 412. № 6. С. 788–793.
6. *Геологическое* строение центральной части Алдано-Станового щита и химические составы пород раннего докембрия (Южная Якутия) / В.И.Березкин, А.П.Смелов, А.Н.Зедгенизов и др. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2015.
7. *Геохимия* интрузивных комплексов раннего докембрия северной части Алданской гранулито-гнейсовой области / А.А.Кравченко, В.И.Березкин, Н.В.Попов и др. // Мат-лы VII всерос. науч.-практич. конф. «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России». – Якутск, 2017. С. 307–313.
8. *Кицул В.И., Петров А.Ф., Зедгенизов А.Н.* Структурно-вещественные комплексы Алданского щита // Главные тектонические комплексы Сибири / Отв. ред. К.В.Боголепов, Б.М.Чиков. – Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1979. С. 16–31.
9. *Классификация* лунных магматических пород / О.А.Богатиков, В.И.Гоньшакова, Д.И.Фрих-Хар и др. – М.: Недра, 1985.
10. *Классификация* и номенклатура магматических горных пород / Под ред. О.А.Богатикова. – М.: Недра, 1981.
11. *Колесник Ю.Н., Завьялова И.В., Королюк В.Н.* К петрологии архейских перидотитов (Алданский щит) // ДАН СССР. 1979. Т. 244. № 6. С. 1456–1460.
12. *Кравченко А.А., Березкин В.И., Тимофеев В.Ф.* Петрохимия кристаллических сланцев Тыркандинской зоны тектонического меланжа Алдано-Станового щита // Мат-лы VI всерос. науч.-практич. конф. «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России». – Якутск, 2016. С. 384–388.
13. *Магматические* горные породы. Основные породы / Под ред. О.А.Богатикова. – М.: Наука, 1985.
14. *Попов Н.В.* Метаморфические формации и геологическое строение Суннагинского блока Алданского щита // Геология и геофизика. 1986. № 4. С. 19–27.
15. *Попов Н.В.*, *Зедгенизов А.Н., Березкин В.И.* Петрохимия архейских метавулканитов Суннагинского блока Алданского массива. Препринт № 10. – Новосибирск: ИГ СО АН СССР, 1989.
16. *Попов Н.В.*, *Тимофеев В.Ф., Березкин В.И.* Дифференцированные метагабброиды Мегюсканского района Суннагинского блока (северо-восточная часть Алдано-Станового щита) // Мат-лы VI всерос. науч.-практич. конф. «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России». – Якутск, 2016. С. 417–426.
17. *Ранний* докембрий Южной Якутии / В.Л.Дук, В.И.Кицул, А.Ф.Петров и др. – М.: Наука, 1986.
18. *Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф.* Алдано-Становой щит // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 81−104.
19. *Четвериков С.Д.* Руководство к петрохимическим пересчетам. – М.: Изд-во литературы по геологии и охране недр, 1956.
20. *Эволюция* Алдано-Станового щита в архее и в раннем протерозое / Н.В.Попов, А.П.Смелов, В.И.Березкин и др. // Мат-лы VII всерос. науч.-практич. конф. «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России». – Якутск, 2017. С. 384–389.
21. *Эволюция* вещества при ультраметаморфизме (на примере докембрия Восточной Сибири) / Под ред. В.А.Глебовицкого. – Л.: Наука, 1972.
22. *Iensen L.S.* A new cation plot classifying subalkalic volkanic rocks // Ontario Division of Mines, Miscellaneus paper. 1976.
23. *Irvine T.N., Baragar W.R.A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canadian J.Earth. Sci. 1971. Vol. 8. № 5. Pp. 532–547.
24. *Sun Sh.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes // Magmatism in ocean basins / Eds. A.D.Sounders, M.J.Norry // Geol. Soc. Spec. Public. 1989. № 42. Pp. 313−345.

УДК 551.762 (31+33)(98)
© Р.В.Кутыгин, В.Г.Князев, 2017

Проблема разграничения среднего и верхнего оксфорда на севере Сибири по аммонитам

Р.В.КУТЫГИН, В.Г.КНЯЗЕВ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Проведенное изучение единичных находок представителей родов Amoeboceras и Prionodoceras из нижней части урдюкхаинской свиты мыса Урдюк-Хая полуострова Нордвик (Север Сибири) позволило переосмыслить зональное деление и возраст пачки 1. Слои с Prionodoceras nordvikense предлагается рассматривать в составе среднего–верхнего оксфорда. Верхняя часть пачки 1 обособлена в самостоятельный биостратон, обозначаемый как слои с Amoeboceras transitorium Севера Сибири, которые относятся к зоне glosense верхнего оксфорда. Для определения границы среднего и верхнего оксфорда, с которой сопоставляется нижняя граница зоны glosense, необходимы новые сборы аммонитов в разрезе мыса Урдюк-Хая.
Ключевые слова: верхняя юра, оксфордский ярус, аммониты, *Amoeboceras*, *Prionodoceras*.

Кутыгин Руслан Владимирович
Князев Валерий Георгиевич
rkutygin@mail.ru

The problem of distinguishing between the Middle and Upper Oxfordian in the northern Siberia by ammonites

R.V.KUTYGIN, V.G.KNYAZEV

The comparative survey of single finds of Amoeboceras and Prionodoceras from the Member 1 of the Urdyuk-Khaya Formation at the Urdyuk-Khaya Cape of the Nordvik Peninsula (northern Siberia) made it possible to rethink its zonal division and age. The Prionodoceras nordvikense Beds are referred to the Middle–Upper Oxfordian. The upper part of the Member 1 is separated into Amoeboceras transitorium Beds of northern Siberia, which belong to the Glosense Zone of the Upper Oxfordian. To accurately determine the Middle–Upper Oxfordian boundary, which the base of the Glosense Zone is compared with, a new search for ammonites is needed.
Key words: Upper Jurassic, Oxfordian, ammonites, *Amoeboceras*, *Prionodoceras*.

Один из важнейших признаков для определения нижней границы верхнего оксфорда в Бореальной надобласти – появление аммонитов рода Amoeboceras, сопровождаемое исчезновением кардиоцерасов [11]. В процессе увязки суббореальных и тетических разрезов по представителям семейства Perisphinctidae обсуждаемая граница в Глобальной хроностратиграфической шкале испытала интенсивное «омоложение», смещаясь от основания зоны ilovaiskii до основания зоны serratum, причем между различными биогеографическими провинциями признается анизохронность средне-верхнеоксфордской границы в пределах 250 тыс. лет [16]. По сути, граница среднего и верхнего оксфорда постепенно приобретает статус региональной, что существенно обесценивает ее значение при проведении широкой корреляции и требует выделения дополнительных межрегиональных биомаркеров.

На Севере Сибири имеется ряд хорошо обнаженных разрезов верхней юры, в которых собраны обильные палеонтологические коллекции [14], позволяющие провести детальное биостратиграфическое деление и обосновывать зональные шкалы межрегионального значения [7, 10, 12]. Эталонным для верхнего оксфорда признан разрез, расположенный на северо-восточном берегу полуострова Нордвик (мыс Урдюк-Хая), в котором присутствуют основные комплексы северосибирских ортостратиграфических групп беспозвоночных, в том числе и аммонитов подсемейства Cardioceratinae [2, 4, 13]. Однако нижние слои разреза аммонитами охарактеризованы очень слабо. Таксономическая принадлежность единичных находок кардиоцератид из слоев 1 и 3 остается дискуссионной, а вся пачка 1 урдюкхаинской свиты полуострова Нордвик различными исследователями относится к среднему

[1, 3, 17] или верхнему [2, 5, 13] подъярусу оксфордского яруса.

Находка наиболее древнего аммонита в разрезе урдюкхаинской свиты мыса Урдюк-Хая была сделана В.Г.Князевым в основании слоя 1 пачки 1. Обнаруженная здесь раковина кардиоцератин (рис. 1) первоначально определялась как *A.* ex gr. *alternoides* (Nikitin) [13, с. 1237, фототаблица, фиг. 1–3]. Этот мелкий экземпляр обладает относительно высоким килем и широкими сглаженными прикилевыми площадками, отделяющими ребра от киля, что является важным отличительным признаком рода Amoeboceras. А.Вержбовский и М.А.Рогов [1] обратили внимание на необычные для амебоцерасов зоны glosense особенности: относительно позднее возникновение скульптуры в онтогенезе (при диаметре раковины около 10 мм) и появление ребер в вентролатеральной части оборота, что в морфологическом отношении могло бы сближать обсуждаемый экземпляр, с одной стороны, со среднеоксфордскими кардиоцерасами, а с другой, с позднеоксфордскими амебоцерасами зоны serratum. Признав справедливость доводов оппонентов, авторы настоящей статьи отнесли эту необычную раковину к новому виду *Amoeboceras (Prionodoceras) nordvikense* [4], рассматриваемому в качестве исходного для группы *Prionodoceras*. Пролить свет на возраст вмещающих отложений этот вид, пожалуй, не может, поскольку прионодоцерасы могли отделиться от кардиоцерасов в конце среднего оксфорда, а не на рубеже с поздним. В этом случае, признав полифилетичность ранних амебоцерасов, группу *Prionodoceras* следует рассматривать в качестве самостоятельного рода, развивавшегося в позднем оксфорде параллельно обширной группе *Amoeboceras*. По сравнению с представителями рода *Amoeboceras* прионодоцерасы характеризуются обратной последовательностью формирования скульптуры: вначале образуются «вторичные» ребра и лишь потом «первичные». Вероятно, эти скульптурные элементы у представителей рода *Prionodoceras* логичнее называть боковыми и вентролатеральными ребрами.

В верхней части слоя 3 первой пачки урдюкхаинской свиты в рассматриваемом разрезе В.Г.Князевым с коллегами были обнаружены два экземпляра аммонитов (рис. 2), самый крупный из которых обладает типичными для амебоцерасов зоны glosense скульптурными характеристиками внутренних оборотов [4, рис. 3, Б–В, фототаблица, фиг. 3]. Первоначально он был отнесен к виду Amoeboceras alternoides [6], являющемуся важным элементом верхней части зоны glosense. Присутствие *A. alternoides* в слое 3 пачки 1 разреза мыса Урдюк-Хая косвенно свидетельствовало о позднеоксфордском возрасте подстилающих слоев с Prionodoceras nordvikense, которые в таком случае можно было бы сопоставлять с подзоной ilovaiskii основания верхнего оксфорда.

Для подтверждения первоначального определения аммонита возникла необходимость в сравнительном материале, и авторы настоящей статьи обратились к А.В.Ступаченко, который любезно предоставил им небольшую, но морфологически представительную коллекцию *A. alternoides*, собранную в разрезе у с. Марково (напротив г. Бронницы) Московской области. Непосредственное сравнение амебоцераса из верхней части пачки 1 урдюкхаинской свиты с представителями вида *A. alternoides* из разреза у с. Марково позволило установить существенные отличия северосибирского экземпляра, обладающего заметно более грубой ребристостью с сильными утолщениями в средней части оборота, менее длинными и более спрямленными первичными ребрами, более широкой и инволютной раковиной [8, 9]. Все перечисленные признаки северосибирского *A.* «*alternoides*» характерны для *Amoeboceras transitorium* Spath, который является одним из доминирующих видов в подзоне ilovaiskii зоны glosense Великобритании [18] и Восточной Гренландии [15].

По мнению Р.Сайкса и Дж.Кэлломона [18], A. transitorium тесно связан с другим древнейшим представителем рода – видом A. ilovaiskii, отличающимся хорошо выраженными заостренными утолщениями ребер в средней части оборота. Из основания глинистых сланцев Флодигарри разреза Стаффин острова Скай Западной Шотландии ниже первых *A. transitorium* и *A. ilovaiskii* Р.Сайксом и Дж.Кэлломоном была приведена необычная форма кардиоцератин, определенная как *Amoeboceras* cf. *shuravskii* (Sokolov) [18, text-fig. 3, pl. 114, fig. 6]. С одной стороны, она имеет характерные для *A. transitorium* черты – грубые разреженные ребра с заметным утолщением



Рис. 1. *Prionodoceras nordvikense* (Knyazev et Kutygin) из пограничных отложений среднего и верхнего оксфорда мыса Урдюк-Хая:

голотип № 181/500 (×2), урдюкхаинская свита, пачка 1, основание слоя 1, слои с P. nordvikense, сборы В.Г.Князева, 2003, обр. 33/1; размер линейки – 5 мм

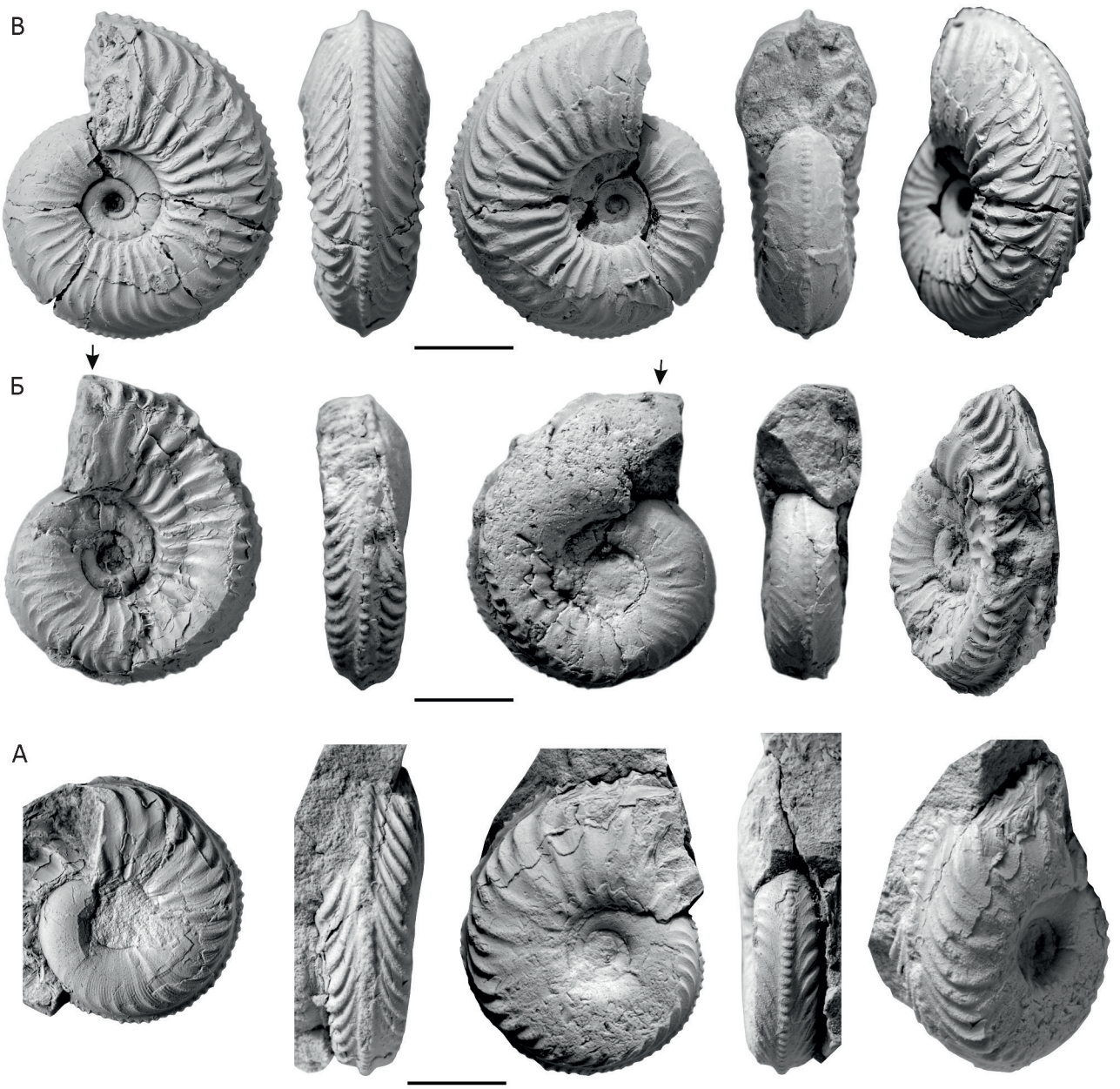


Рис. 2. Аммониты пачки 1 урдюкхаинской свиты мыса Урдюк-Хая при мелких размерах раковин (×3):

А – *Prionodoceras nordvikense* (Knyazev et Kutygin), голотип № 181/500, см. рис. 1; Б – *Amoeboceras* ex gr. *nunningtonense* Wright, экз. № 181/501, в 0,7 м ниже кровли слоя 3, верхний оксфорд, зона glosense, слои с A. transitorium, сборы В.Г.Князева и др., 2011, обр. 33-3-1А; В – *Amoeboceras transitorium* Spath, экз. № 181/502, там же, обр. 33-3-2А; размер всех линеек – 5 мм; стрелками указана граница фрагмокона и жилой камеры

в средней части оборота и хорошо выраженными вентролатеральными «плечиками» в месте «излома» вторичных ребер, а с другой, обладает нетипичными для ранних представителей рода *Amoeboceras* признаками: коэффициент ветвления ребер больше 2 и протягивание вторичных ребер через киль. По мнению авторов настоящей статьи, западношотландский экземпляр «*A.* cf. *shuravskii*» следует относить к особому виду рода *Cardioceras*, который мог бы рассматриваться в качестве предковой формы для древнейшей груборебристой группы видов рода *Amoeboceras* – *A. ilovaiskii* и *A. transitorium*.

Ранее верхнюю часть слоя 3 пачки 1 разреза урдюкхаинской свиты мыса Урдюк-Хая авторы настоящей статьи рассматривали в составе зоны A. serratum по совместной с *A.* «*alternoides*» находке мелкого аммонита, определенного как *Amoeboceras (Prionodoceras)* ex gr. *serratum* (Sowerby) [4, фототаблица, фиг. 2] по наличию длительной «гладкой» стадии внутренних оборотов, протягивающейся до диаметра раковины 8,5 мм. Однако после дальнейшего изучения исследователи пришли к заключению о том, что обсуждаемый экземпляр к прионодоцерасам не относится, поскольку становление его скульптуры происходит в средней части боковой стороны оборота, а не в вентролатеральной, как это заметно у *P. nordvikense*. Особый интерес вызывает специфический изгиб (выступ) первичных ребер, который появляется при диаметре раковины около 9 мм и в дальнейшем онтогенезе усиливается. Благодаря этому выступу первичные ребра приобретают S-образную форму, характерную для группы *Amoeboceras nunningtonense* (зона A. glosense), объединяющей виды *A. nunningtonense* Wright, *A. newbridgense* Sykes et Callomon и *A. newtonense* Wright, отличия между которыми заключаются в различной степени выраженности выступа первичных ребер, регулярности ветвления вторичных ребер, а также наличии или отсутствии скульптурных утолщений. Отнеся урдюкхаинский экземпляр к группе *A. nunningtonense*, следует обратить внимание на его отличительные черты: длительная ранняя нескульптированная стадия и разреженные первичные ребра. Кроме этого, экземпляр обладает некоторой архаичностью, которая выражается в том, что в начальной стадии формирования скульптуры вторичные ребра пересекают слабо развитый киль в виде нечетких ребер-морщинок (см. рис. 2, Б), утоньшающихся в вентролатеральной части оборота. Однако при диаметре раковины более 10 мм на вентральной стороне возле основания киля вторичные ребра начинают разрываться, образуя слабо выраженную сглаженную прикилевую площадку. При этом на боковых сторонах киля остаются реликты вторичных ребер, имеющих вид отклоняющихся в сторону устья штрихов-ребер, усиливающихся к крупным бугоркам киля. Все перечисленные отличия могут свидетельствовать о принадлежности рассматриваемого экземпляра к новому виду, но для его выделения необходимы данные о внутривидовой изменчивости всех представителей группы *A. nunningtonense*.

Из различных уровней слоя 3 первой пачки урдюкхаинской свиты А.Вержбовским и М.А.Роговым были приведены разнообразные аммониты, отнесенные к роду *Cardioceras*: *C. (Scoticardioceras)* sp., *C. (Subvertebriceras)* sp., *C. (Cawtoniceras)* ex gr. *blakei* Spath [1, 17]. По этим находкам в пачке 1 была обоснована последовательность среднеоксфордских зон densiplicatum и tenuiserratum (подзона blakei). В стратиграфическом отношении большой интерес вызывает экземпляр *C. (Scoticardioceras)* sp. из основания слоя 3 – он представлен небольшой, хорошо скульптированной раковиной с очень регулярной бифуркацией ребер (коэффициент ветвления 2) и сглаженной прикилевой площадкой [1, фототаблица, фиг. 6]. По скульптурным особенностям экземпляр вполне соответствует диагнозу рода *Amoeboceras*, как и обломок оборота более крупной раковины с выдающимися боковыми и вентролатеральными буграми [1, фототаблица, фиг. 5] из средней части слоя 3. Необычный экземпляр, определенный А.Вержбовским и М.А.Роговым как *Cardioceras (Subvertebriceras)* sp. [1, фототаблица, фиг. 3], обладает чертами, характерными для среднеоксфордских кардиоцератин. Однако заявлять это с полной уверенностью, по причине фрагментарной сохранности раковины, авторы настоящей статьи не могут. Деформированный и фрагментарно сохранившийся экземпляр из верхней части слоя 3, определенный как *C. (Cawtoniceras)* ex gr. *blakei* [17, pl. 1, fig. 1], содержит признаки рода *Cardioceras* – очень разреженные неветвящиеся ребра (вероятно, не более 7–8 на полуобороте), усиленные в средней части боковой стороны оборота утолщениями-шипами, и многочисленные вставные ребра, пересекающие вентролатеральный край. Коэффициент ветвления, по-видимому, составляет 2,5. Ранее авторы предложили отнести этот экземпляр к роду *Amoeboceras* [13], поскольку, кроме перечисленных выше признаков, обсуждаемая раковина имеет сглаженную площадку, отделяющую вторичные ребра от киля. А.Вержбовский и М.А.Рогов с этим категорически не согласились, поскольку «скульптура внешних оборотов характеризуется высоким реберным отношением, что весьма типично для *Cardioceras* (*Maltoniceras* и *Cawtoniceras*), но не встречается у ранних *Amoeboceras*» [1, с. 1383]. Действительно, для ранних амебоцерасов нехарактерно ветвление первичных ребер более чем на два вторичных. Однако реберное отношение (коэффициент ветвления), превышающее 2, является вполне распространенным явлением у представителей группы *Prionodoceras*, которую следует рассматривать в качестве самостоятельного рода, отделившегося в конце среднего оксфорда от группы кардиоцерасов, вероятно, включающей и вид *C.* (*Cawtoniceras*) *blakei*.

Из вышеизложенного следует, что при существующем уровне знаний и, учете противоречивых взглядов на возраст первой пачки урдюкхаинской свиты, возможно принятие компромиссного варианта, согласно которому слои с Prionodoceras nordvikense рассматриваются в составе среднего–верхнего оксфорда. Верхняя часть пачки 1 обосабливается в самостоятельный биостратон, обозначаемый как слои с Amoeboceras transitorium Севера Сибири, относимые к зоне glosense верхнего оксфорда Бореальной зональной шкалы. Сравнительный анализ аммонитов нижней части урдюкхаинской свиты свидетельствует о необходимости проведения новых сборов палеонтологических коллекций в

нижней части урдюкхаинской свиты, без которых трудно достигнуть единого мнения о зональном делении и возрасте пачки 1.

Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СО РАН при финансовой поддержке Комплексной программы фундаментальных исследований СО РАН № II.2П (*Проект IX.126*) *и грантом РФФИ 15-45-05024*.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вержбовский А., Рогов М.А*. Биостратиграфия и аммониты среднего оксфорда–нижней части кимериджа Средней Сибири // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 9. С. 1381–1403.
2. *Верхняя* юра побережья моря Лаптевых: межрегиональные корреляции и палеообстановки / Б.Л.Никитенко, В.Г.Князев, Е.Б.Пещевицкая, Л.А.Глинских // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 8. С. 1496–1519.
3. *Воронец Н.С*. Стратиграфия и головоногие моллюски юрских и нижнемеловых отложений Лено-Анабарского района. – Л.: Госгеолтехиздат, 1962.
4. *Высокоразрешающая* стратиграфия верхней юры побережья моря Лаптевых / Б.Л.Никитенко, В.Г.Князев, Е.Б.Пещевицкая и др. // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 845–872.
5. *Зональное* расчленение верхнеюрских и нижнемеловых отложений на мысе Урдюк-Хая (п-ов Пакса, Анабарский залив) / В.А.Басов, В.А.Захаров, Е.Ф.Иванова и др. // Ученые записки НИИГА. Палеонтология и стратиграфия. 1970. Вып. 29. С. 14–31.
6. *Зональное* расчленение верхнего оксфорда и кимериджа мыса Урдюк-Хая (север Сибири) по аммонитам / В.Г.Князев, Р.В.Кутыгин, Б.Л.Никитенко, А.С.Алифиров // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Пятое Всероссийское совещание. 23–27 сентября 2013 г., Тюмень. Научные материалы. – Екатеринбург: ООО Издательский дом «ИздатНаукаСервис», 2013. С. 119–122.
7. *Комплексные* зональные шкалы юры Сибири и их значение для циркумарктических корреляций / Б.Н.Шурыгин, Б.Л.Никитенко, С.В.Меледина и др. // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 8. С. 1051–1074.
8. *Кутыгин Р.В., Князев В.Г*. Об онтогенезе позднеоксфордского вида аммонитов Amoeboceras transitorium Spath, 1935 // Золотой век российской малакологии. Сборник трудов Всероссийской научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения профессора Виктора Николаевича Шиманского. – М.–Саратов: ПИН РАН, СГТУ, ООО «Кузница рекламы», 2016. С. 153–158.
9. *Кутыгин Р.В., Князев В.Г*. Особенности онтогенетического развития формы раковин ранних представителей позднеюрского рода Amoeboceras (Ammonoidea) // Наука и образование. 2017. № 1. С. 20–28.
10. *Месежников М.С*. Новая аммонитовая зона верхнего оксфорда и положение границы оксфорда и кимериджа в Северной Сибири // Проблемы палеонтологического обоснования детальной стратиграфии мезозоя Сибири и Дальнего Востока. К международному коллоквиуму по юрской системе (Люксембург, июль, 1967 г.). – Л.: Наука, 1967. С. 110–130.
11. *Средний* и верхний оксфорд Русской платформы // М.С.Месежников, А.Я.Азбель, Е.Д.Калачева, Л.М.Ротките. – Л.: Наука, 1989.
12. *Никитенко Б.Л*. Стратиграфия, палеобиогеография и биофации юры Сибири по микрофауне (фораминиферы и остракоды). – Новосибирск: Параллель, 2009.
13. *Проблемы* стратиграфии оксфорда и кимериджа на севере Средней Сибири (разрез полуострова Нордвик) / Б.Л.Никитенко, В.Г.Князев, Н.К.Лебедева и др. // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 9. С.1222–1241.
14. *Стратиграфия* нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система / Б.Н.Шурыгин, Б.Л.Никитенко, В.П.Девятов. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000.
15. *Callomon J.H., Birkelund T*. The Jurassic transgression and the mid-late Jurassic succession in Milne Land, central East Greenland // Geological Magazine. 1980. Vol. 117. № 3. Pp. 211–226.
16. *Ogg J.G., Hinnov L.A*. Jurassic // The Geologic Time Scale 2012. Elsevier. 2012. Pp. 731–791.
17. *Rogov M., Wierzbowski A*. The succession of ammonites of the genus Amoeboceras in the Upper Oxfordian–Kimmeridgian of the Nordvik section in northern Siberia // Volumina Jurassica. 2009. Vol. VII. Pp. 147–156.
18. *Sykes R.M., Callomon J.H.* The Amoeboceras zonation of the Boreal Upper Oxfordian // Palaeontology. 1979. Vol. 22. Pp. 839–903.

УДК 551.243(571.5)
© Ф.Ф.Третьяков, 2017

Некоторые аспекты строения консолидированной коры Верхоянского складчато-надвигового пояса

Ф.Ф.ТРЕТЬЯКОВ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Обсуждаются вопросы тектонического строения консолидированной коры Верхоянского складчато-надвигового пояса. Предполагается, что деформации растяжения земной коры рассматриваемой территории Северо-Азиатского кратона формировались в процессе девонского рифтогенеза с образованием Индигирской и Верхоянской рифтовых систем. Погребенные рифтовые структуры и особенности строения консолидированной коры, созданные в девоне, сохранились в общих чертах под деформированным осадочным чехлом Верхоянского складчато-надвигового пояса.
Ключевые слова: Верхоянский складчато-надвиговый пояс, земная кора, консолидированная кора, поверхность Мохо, рифтогенез, деформации растяжения, погребенные рифтовые структуры.

Третьяков Феликс Филаретович tretyakov_ff@mail.ru

Some structural features of the consolidated crust of the Verkhoyansk fold-and-thrust belt

F.F.TRETYAKOV

Tectonic structure of consolidated crust of the Verkhoyansk fold-and-thrust belt is discussed. It is supposed that tensile deformations of the Earth's crust within the study area of the North Asian craton were due to Devonian rifting and led to the formation of the Indigirka and Verkhoyansk rift systems. The buried rift structures and structural features of the consolidated crust, which were formed in the Devonian, are preserved, in general, under the deformed sedimentary cover of the Verkhoyansk fold-and-thrust belt.
Key words: Verkhoyansk fold-and-thrust belt, Earth's crust, consolidated crust, Moho discontinuity, rifting, tensile deformations, buried rift structures.

Земная кора Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП) по сравнению с глубинным строением территории Сибирской платформы изучена весьма слабо. На юге ВСНП приемлемые модели и схемы строения земной коры и литосферы базируются на интерпретации современных материалов глубинных сейсмических опорных профилей 2-ДВ и 3-ДВ [6, 10, 14], тогда как имеющиеся данные по глубине залегания поверхности Мохо или мощности земной коры северной половины ВСНП неоднозначны и характеризуются большим разбросом значений даже в пределах одного района [3, 5, 11, 12, 18]. Эти неопределенности в большей степени обусловлены сложным дифференцированным строением вещества земной коры ВСНП [3, 11, 18], тонким гранитным слоем и даже ее возможным выклиниванием в некоторых районах, а также мощностью земной коры Верхоянского складчато-надвигового пояса, сравнимой с мощностью земной коры Сибирской платформы, когда заметное утолщение коры ВСНП не происходит даже в районе коллизионного пояса Черского, на что уже обращали внимание предыдущие исследователи [7, 16, 17].

Тем не менее, в данной работе материалы ранних исследований с целью рассмотрения вопросов строения, поведения форм ее нижней и верхней границ, характера, степени деформации и проницаемости земной и консолидированной коры Верхоянского складчато-надвигового пояса нашли применение. Например, использованы карты мощности земной коры (рис. 1) и рельефа поверхности консолидированной коры ВСНП (рис. 2). Автор осознаёт то, что изложенное ниже – это его интерпретация известных материалов по рассматриваемой проблеме, которая, несомненно, требует обсуждения.

На территории ВСНП наибольшей мощностью земная кора обладает в его южной части. Так, в районе Балыгычанского поднятия глубина залегания поверхности Мохо составляет 44 км, повышаясь к востоку до 41–42 км и понижаясь к югу в районе Охотско-Чукотского вулканогенного пояса до 43–47 км [10].

В западном направлении сокращение земной коры до 40 км происходит в районе Южно-Верхоянского синклинория (см. рис. 1). На западной половине центральной территории ВСНП современные данные по мощности земной коры отсутствуют. Однако по материалам ранних исследований [4, 12, 16] глубины залегания поверхности Мохо на территории Верхоянского хребта испытывают колебания и составляют в среднем 33–35 км, в районе Орулганского антиклинория понижаясь до 40 км и повышаясь до 24 км в районе устья р. Вилюй и 30 км в бассейне р. Томпо.

На востоке центральной территории Верхоянского складчато-надвигового пояса устанавливается относительно узкая линейная полоса земной коры северо-западного направления мощностью 35 км (см. рис. 1). Однако внутри этой полосы в интервале поселков Усть-Нера–Батагай по данным [11] приводятся более низкие значения мощности коры – 24–26 км. Следует указать, что эта полоса сокращенной мощности коры 35 км расположена вдоль юго-западной окраины позднемезозойского коллизионного пояса Черского. Однако увеличение мощности земной коры или глубин залегания поверхности Мохо до 40–45 км происходит намного северо-восточнее – на междуречье Индигирка–Колыма или на территории Колымского мегаблока (см. рис. 1).

Далее по направлению к прибрежным Арктическим территориям северной части ВСНП происходит тенденция к общему подъему поверхности Мохо и ее довольно заметное расчленение. Так, в районе дельты р. Лены в Усть-Ленском прогибе мощность земной коры составляет 26–28 км, увеличиваясь к его бортам: на западе до 28–36 км, а на востоке до 29–31 км [1]. Более резкое сокращение мощности земной коры от 30 до 20 км происходит восточнее – в районе хр. Кулар и приустьевой части р. Яна (см. рис. 1). Эти деформации растяжения и утонение земной коры данного района, по-видимому, тесно связаны с современным тектоническим режимом активного рифтогенеза на территории Лаптевоморского блока – фрагментом земной коры Арктической пассивной континентальной окраины, расположенной между структурами северного побережья Верхоянского складчато-надвигового пояса и хребтом Гаккеля [2].

Стоит напомнить также, что проблема незначительной мощности земной коры территории ВСНП еще в ранние периоды ее исследования связывалась с проблемой утонения ее гранитного слоя. Например, толщина гранитного слоя в ее пределах оценивалась в 5–8 км, а в районе Южно-Верхоянского синклинория предполагалось и вовсе его выклинивание [16]. Предположение о значительном уменьшении мощности гранитного слоя в пределах границах ВСНП высказывалось и в более позднее время [11].

Кровля консолидированной коры (КК) Верхоянского складчато-надвигового пояса имеет сложный,

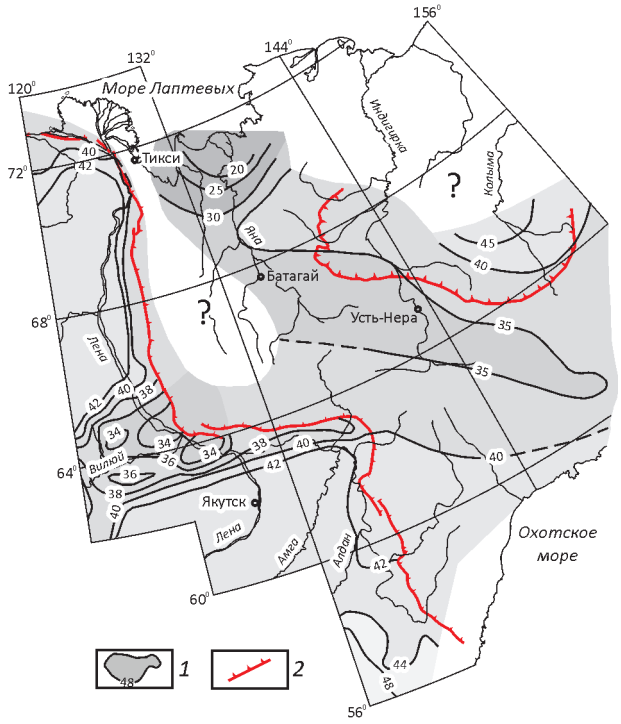


Рис. 1. Мощность земной коры Верхоянского складчато-надвигового пояса. *По работе* [15] *с незначительными изменениями*:

1 – изолинии мощности земной коры, км; *2* – границы Верхоянского складчато-надвигового пояса

неровный рельеф и характеризуется развитием широких поднятий и относительно узких линейных, глубоко опущенных зон разных направлений (см. рис. 2). Эти протяженные отрицательные линейные структуры на поверхности консолидированной коры ранее интерпретировались как система геосинклинальных прогибов, испытавших в позднем мезозое тектонические деформации и инверсию с образованием крупных складчатых структур [12]. Эти прогибы на поверхности консолидированной коры не только разделяются между собой, на севере Янским и на юге Охотским поднятиями, но и пересекаются. На западе зона пересечения расположена в районе Куранахского антиклинория, в зоне сочленения ВСНП с Сибирской платформой. На востоке – в районе Инъяли-Дебинского синклинория, в зоне сочленения ВСНП с Колымским мегаблоком. Эти зоны тройных пересечений прогибов характеризуются наиболее глубокими погружениями поверхности кровли консолидированной коры (см. рис. 2).

Согласно современным геодинамическим представлениям, ВСНП был образован на месте Верхоянской пассивной континентальной окраины, формированию которой, в свою очередь, на восточной

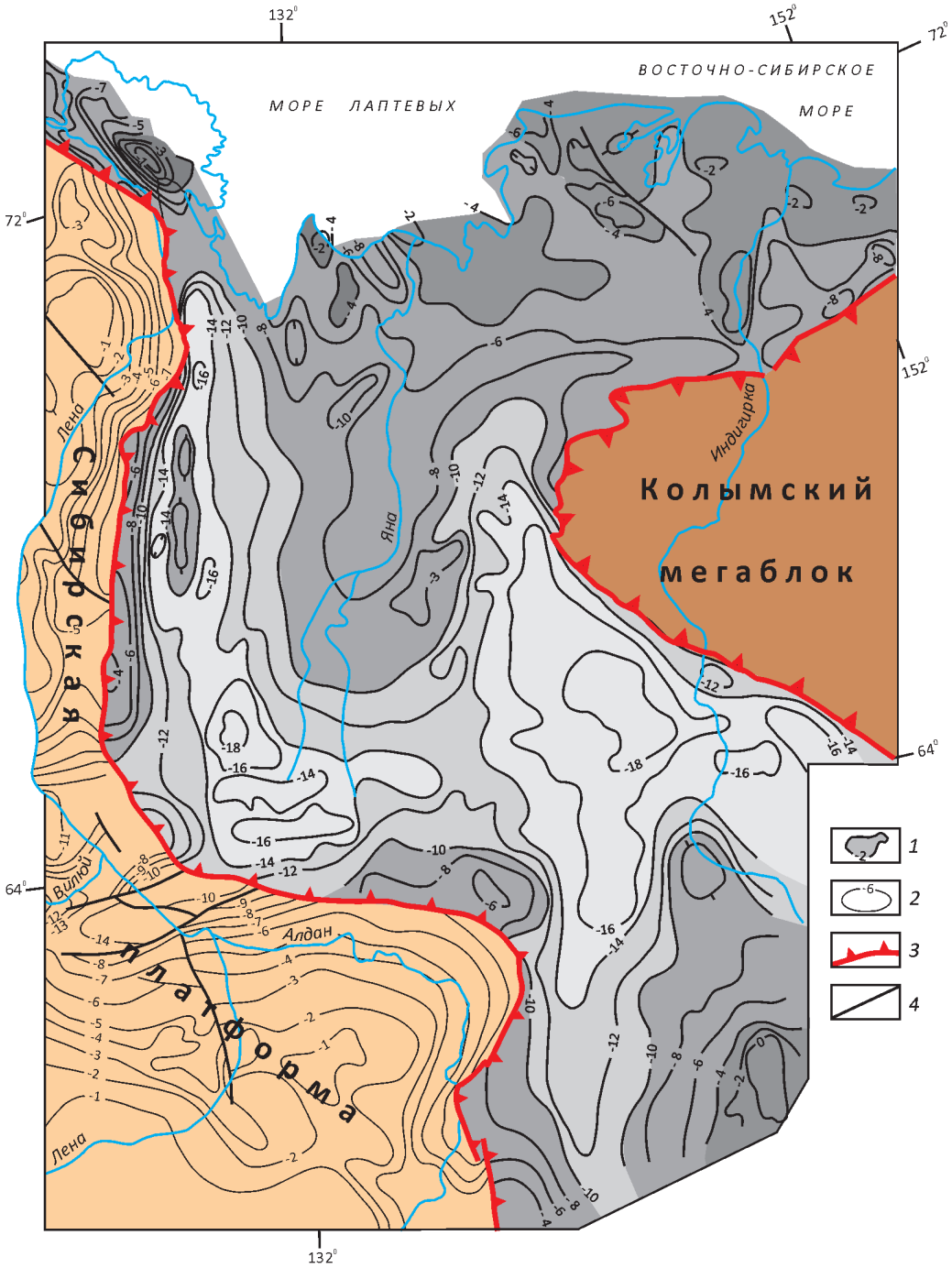


Рис. 2. Схема рельефа поверхности консолидированной коры Верхоянского складчато-надвигового пояса. *По работе* [17]:

1–2 – изогипсы поверхности, *км*: *1* – консолидированной коры Верхоянского складчато-надвигового пояса, *2* – кристаллического фундамента Сибирской платформы; *3* – границы Верхоянского складчато-надвигового пояса; *4* – разрывные нарушения

окраине Северо-Азиатского кратона предшествовал процесс девонского рифтогенеза [8]. Этот процесс оказал существенное влияние на деформации земной коры рассматриваемой территории с образованием указанных выше отрицательных структур (прогибов), которые с точки зрения рифтогенного процесса следует трактовать как линейные палеорифтовые структуры или грабены, ограниченные сбросовыми разломами [13]. Интерпретация геологических и геофизических материалов этого рифтогенного события позволяет

реконструировать и предложить иную схему расположения ископаемых девонских рифтов в пределах консолидированной коры ВСНП, чем те, которые предлагались ранее [8, 9].

Изображенная на рис. 3 схема включает в себя две трехлучевые палеорифтовые системы, отличающиеся друг от друга временем заложения (в течение девона) и продвижением их от восточного края Северо-Азиатского кратона вглубь его – на запад. Это последовательно сформированные рифтовые системы: Индигирская – в среднем девоне (живет) и Верхоянская – в позднем девоне (фран). Продукты синхронного основного магматизма Индигирской рифтовой системы установлены в Сеттедабанской зоне Южного Верхоянья и палеозойских блоках (Тас-Хаяхтахского и др.) юго-западной окраины Колымского мегаблока, а Верхоянской рифтовой системы – в Вилюйской и Северо-Верхоянской зонах [9, 15]. В зонах этих палеорифтовых систем сосредоточены наиболее сильные деформации и разрушения консолидированной коры ВСНП, в том числе рифтовые грабены, которые были законсервированы и сохранены в общих чертах до нынешнего времени. Способствовал этому и пришедший на смену рифтогенезу в верхнем палеозое–мезозое геодинамический режим пассивной континентальной окраины, в процессе чего деформации растяжения консолидированной коры и рифтовые структуры в определенной степени продолжали свое развитие и углублялись.

С целью выяснения особенностей строения и характера деформаций консолидированной коры были составлены несколько идеализированных структурно-геологических профилей земной коры в разных частях Верхоянского складчато-надвигового пояса. Для этого была использована также новая «Карта рельефа поверхности консолидированной коры Верхояно-Колымской складчатой системы» масштаба 1:2 500 000, составленная в Якутской поисково-съемочной экспедиции ГУП РС (Я) в 2003 г. В.М.Мишниным и И.Н.Истоминым. Она в целом идентична карте (см. рис. 2), но с более детальным изображением структур кровли консолидированной коры, в частности, линейных прогибов, что и нашло отражение при составлении структурно-геологических профилей земной коры, представленных на рис. 4.

На профилях (см. рис. 4) показано, что наибольшие нарушения сбросовыми разломами консолидированная кора испытывает в зонах погребенных грабенов (ПГ) Индигирской и Верхоянской рифтовых систем. Кроме того, сокращение мощности консолидированной коры и эрозия ее подошвы связаны с колебаниями глубин залегания поверхности Мохо в пределах рассматриваемой территории. Для всех погребенных грабенов общими являются их наклонные днища, которые углубляются в направлении зон тройных сочленений (см. рисунки 2 и 3).

Крупные Западно-Верхоянский и Сетте-Дабанский ПГ обладают асимметричным строением – с крутыми

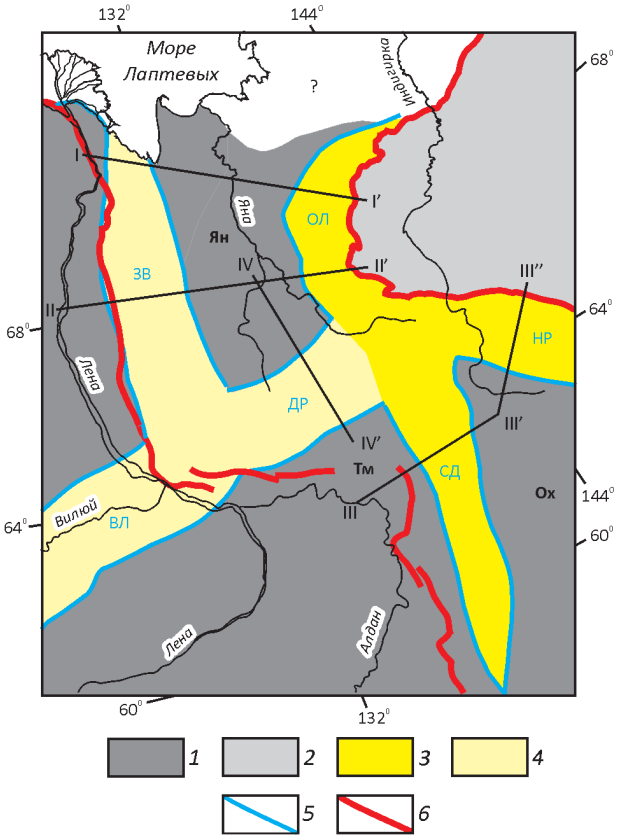


Рис. 3. Схема погребенных девонских рифтов восточной части Северо-Азиатского кратона:

1 – консолидированная кора кратона; *2* – Колымский мегаблок; *3–4* – рифтовые системы: *3* – Индигирская, *4* – Верхоянская; *5–6* – границы: *5* – рифтовых структур, *6* – Верхоянского складчато-надвигового пояса; рифтовые грабены: СД – Сетте-Дабанский, ОЛ – Ольджойский, НР – Нерский, ВЛ – Вилюйский, ЗВ – Западно-Верхоянский, ДР – Дербекинский; поднятия: Ян – Янское, Ох – Охотское, Тм – Томпонское; I–I′, II–II′, III–III′, IV–IV′ – положение профилей, представленных на рис. 4

западными и пологими восточными бортами (см. рис. 4, А–В). Не исключено, что эти рифтовые структуры девонского возраста, расположенные вдоль западной границы ВСНП, формировались по модели Б.Вернике [19]. Ольджойский и Нерский ПГ размещены у северной и юго-западной границ Колымского мегаблока. Они ступенчато погружаются под структуры мегаблока и представляют собой полуграбены или западные половины рифтовых структур Индигирской системы, уцелевшие после позднемезозойских коллизионных событий (см. рис. 4, А–В). Наиболее крупный из них Нерский погребенный грабен обладает широким пологим склоном, разбитым на ряд ступенчато погруженных в северо-восточном направлении линейных блоков консолидированной коры до глубин 8, 11 и 16 км (см. рисунки 2 и 4, В).

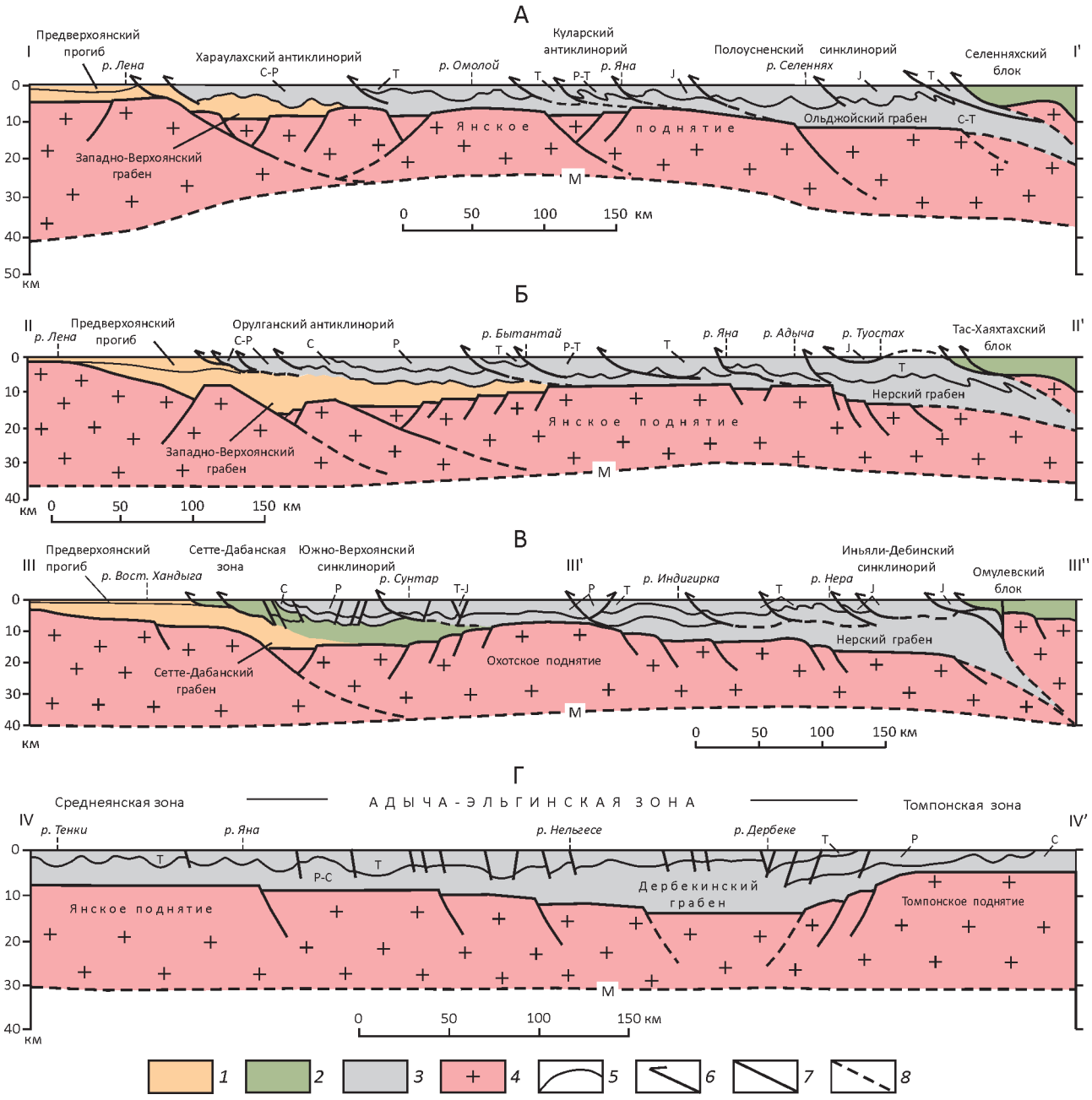


Рис. 4. Структурно-геологические профили земной коры через: А – северную, Б, Г – центральную и В – южную части Верхоянского складчато-надвигового пояса:

1–3 – осадочные комплексы: *1* – Сибирской платформы, *2* – Сетте-Дабанской зоны и палеозойских блоков Колымского мегаблока, *3* – Верхоянского складчато-надвигового пояса; *4* – консолидированная кора; *5* – геологические границы; *6* – надвиги; *7* – сбросы и прочие разрывные нарушения, *8* – предполагаемые разломы и границы осадочных комплексов; М – поверхность Мохо

Субширотного простирания Дербекинский ПГ (см. рисунки 2 и 4, Г) также имеет асимметричное строение. Его юг-юго-восточный борт относительно крутой, а противоположный – более пологий. Дно грабена погружается в западном направлении от глубин 12 км до 14–16 км в зоне сочленения его с Западно-Верхоянским и Вилюйским рифтами. Дербекинский погребенный грабен не только разделяет поднятия Янское и

Томпонское, но и объединяет структуры Верхоянской и Индигирской рифтовых систем в единую тектоническую раму (см. рис. 3).

Учитывая глубины залегания поверхностей Мохо [15] и кровли консолидированной коры [17], можно оценить относительную мощность деформированной КК, которая была сформирована в результате среднепалеозойского рифтогенеза и сохранилась под ПГ. В целом участки тонкой консолидированной коры в рифтовых структурах Верхоянской и Индигирской систем размещаются там, где поверхность кровли КК наиболее глубоко опущена (см. рис. 2).

Под Западно-Верхоянским погребенным грабеном мощность деформированной консолидированной коры неровная. В его северной части под Хара-Улахским антиклинорием она составляет 23–18 км. Южнее в пределах Орулганского антиклинория увеличивается до 25–20 км и снова уменьшается на крайнем юге – в зоне тройного сочленения грабенов Верхоянской рифтовой системы до 19–17 км (см. рисунки 2 и 3). Под субширотным Дербекинским ПГ толщина консолидированной коры изменяется примерно в тех же средних значениях – 23–21 км, что и в Западно-Верхоянском ПГ.

В пределах Сетте-Дабанского рифта наименьшая мощность консолидированной коры 24 км устанавливается в его крайней северной части, в южном направлении к бассейну р. Юдома увеличивается до 28 км. Неровная мощность консолидированной коры отмечается и в Ольджойском ПГ, которая с севера на юг резко сокращается от 28 до 24 км. Для Нерского ПГ характерна минимальная толщина консолидированной коры – 21–19 км. Однако в обширной зоне тройного сочленения рифтов Индигирской системы, в районе северо-западной половины Инъяли-Дебинского синклинория, устанавливается наименее тонкий слой консолидированной коры около – 17 км (см. рисунки 2 и 3). Привлекает внимание то, что верхняя половина земной коры здесь сложена структурами деформированного осадочного чехла ВСНП, мощность которой составляет около 18 км, то есть примерно равна мощности консолидированной коры (см. рис. 2). Не исключено, что такое же соотношение мощностей деформированного осадочного чехла и консолидированной коры может существовать и для района тройного сочленения рифтов Верхоянской системы.

Нарушениям подвержены и обширные поднятия консолидированной коры, расположенные между Верхоянской и Индигирской рифтовыми системами (см. рис. 4). При этом значительные деформации растяжения и утонения КК, степень которых определяется изменениями глубины залегания поверхности Мохо, хорошо видны на примере Янского поднятия. В результате подъема поверхности Мохо в направлении Арктического побережья ВСНП толщина слоя консолидированной коры Янского поднятия в этом районе вначале постепенно уменьшается от 30–20 до 18–16 км (см. рисунки 4, А–Б и Г), а на левобережье приустьевой части р. Яна резко сокращается до 14–12 км (см. рисунки 1 и 2). Эти изменения мощности консолидированной коры могут свидетельствовать и об эрозионных деформациях ее подошвы. Кроме того, учитывая известные мощности осадочных толщ верхнего палеозоя и мезозоя в пределах Янского и Охотского поднятий, можно предположить, что поверхность поднятий консолидированной коры перекрыта главным образом терригенными отложениями верхоянского комплекса (см. рис. 4).

Основные выводы по вышеизложенному сводятся к следующему:

1. Предполагается, что основные деформации и структуры растяжения консолидированной коры ВСНП были созданы в процессе девонского рифтогенеза. В определенной степени они продолжали свое развитие и в верхнем палеозое–мезозое в геодинамическом режиме пассивной континентальной окраины. Позже они были сохранены в общих чертах под деформированным осадочным чехлом ВСНП.

2. Сильные нарушения и сокращение мощности консолидированной коры произошли в зонах развития Индигирской и Верхоянской палеорифтовых систем девонского возраста, в которых наибольшие раздробленность кровли, утонение и проницаемость КК проявились в районах тройных сочленений рифтовых структур.

3. Относительно небольшие глубины залегания поверхности Мохо на территории Арктического побережья ВСНП показывают интенсивные деформации консолидированной коры северной половины Янского поднятия, выраженные ее растяжением, утонением и заметными неровностями (эрозией) ее подошвы снизу. Это может быть связано с режимом современного активного рифтогенеза в смежном Лаптевоморском блоке Арктической пассивной континентальной окраины [2], который отражает процесс потенциальной проградации хр. Гаккеля в южном направлении.

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН (Проект № VIII.66.1.4.), при частичной поддержке грантов РФФИ (16-05-00705, 15-45-05095), проекта № 53 Программы Президиума РАН № 32 П.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аветисов Г.П.* Сейсмическим исследованиям НИИГА-ВНИИОкеангеология 40 лет: история, достижения, перспективы // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. –С-Пб: ВНИИОкеангеология, 2008. С. 110–128.
2. *Анализ* современных тектонических режимов Лаптевоморского блока (Арктический сектор территории Якутии) / Л.П.Имаева, Б.М.Козьмин, В.С.Имаев и др. // Отечественная геология. 2016. № 6. С. 91–98.
3. *Булин Н.К.* Глубинное строение Верхояно-Чукотской складчатой области по сейсмическим данным // Тихоокеанская геология. 1989. № 1. С. 77–85.

4. *Геологическая* карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист-52, 53 – Верхоянск. Объяснительная записка // Отв. ред. Л.М.Натапов. – Л., 1984.
5. *Глубинное* строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области // К.Б.Мокшанцев, Д.К.Горнштейн, А.А.Гудков и др. – М.: Наука, 1968.
6. *Гошко Е.Ю., Ефимов А.С., Сальников А.С.* Строение земной коры Верхояно-Колымской складчатой области вдоль линии опорного геофизического профиля 3-ДВ // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научной конференции. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2015. С. 121–124.
7. *Коган А.Л.* Постановка сейсмических работ методом КМПВ-ГСЗ с морского льда на шельфе арктических морей (опыт работ в море Лаптевых) // Геофизические методы разведки в Арктике. 1974. Труды НИИГА. Вып. 9. С. 33–39.
8. *Парфенов Л.М.* Тектоническая эволюция земной коры Якутии в контексте геодинамики севера Тихоокеанского обрамления и металлогенические пояса // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 499–512.
9. *Среднепалеозойский* (верхнегерцинский) мегакомплекс / Г.С.Гусев, В.В.Гайдук, М.Д.Булгакова и др. // Структура и эволюция земной коры Якутии. – М.: Наука, 1985. С. 89–117.
10. *Строение* земной коры Магаданского сектора Северо-Востока России по данным ГСЗ / В.С.Сурков, А.С.Сальников, В.Л.Кузнецов и др. // Структура и строение земной коры Магаданского сектора России по геолого-геофизическим данным. Сборник научных трудов. – Новосибирск: Наука, 2007. С. 13–21.
11. *Суворов В.Д., Корнилова З.А*. Мощность земной коры на юго-востоке Верхояно-Колымской складчатой системы // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 32–36.
12. *Тектоника* Якутии / К.Б.Мокшанцев, Д.К.Горнштейн, Г.С. Гусев и др. – Новосибирск: Наука, 1975.
13. *Третьяков Ф.Ф.* Среднепалеозойские рифтовые структуры в основании Верхоянского складчатого пояса // Отечественная геология. 2004. № 5. С. 67–70.
14. *Третьяков Ф.Ф., Прокольев А.В.* Тектоническое строение северной части Южно-Верхоянского орогенного пояса (Восточная Якутия) по данным опорного геофизического профиля 3-ДВ // Отечественная геология. 2015. № 5. С. 96–99.
15. *Чехол* Сибирской платформы и смежных складчато-надвиговых поясов / А.В.Прокопьев, Л.М.Парфенов, М.Д.Томшин, И.И.Колодезников // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 113–155.
16. *Штех Г.И.* Строение глубинных границ раздела земной коры // Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. – М.: Наука, 1968. С. 149–153.
17. *Штех Г.И., Мокшанцев К.Б.* Рельеф консолидированной коры // Тектоника Якутии. – Новосибирск: Наука, 1975. С. 118–121.
18. *Mackey K. G., Fujita K., Ruff L.J.* Crustal thickness of northeast Russia // Tectonophysics. 1998. Vol. 284. Pp. 283–297.
19. *Wernicke B.* Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // Canadian Journal of Earth Sciences. 1985. Vol. 22. № 1. Pp. 108–125.

УДК 551.248(571.56)
© Коллектив авторов, 2017

Структура сейсмичности и тип современных тектонических деформаций зоны Черского (северо-восток Якутии)

Л.П.ИМАЕВА (Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук (ИЗК СО РАН); 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128; Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39),
Б.М.КОЗЬМИН (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39),
В.С.ИМАЕВ, В.И.МЕЛЬНИКОВА (Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук (ИЗК СО РАН); 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128; Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Для континентальной части Арктико-Азиатского сейсмического пояса проведен сравнительный анализ региональной динамической модели формирования главных сейсмогенерирующих структур зоны Черского с параметрами напряженно-деформированного состояния земной коры, рассчитанными по сейсмологическим данным. Сопоставление кинематических характеристик активных разломов и проявлений сейсмичности выявило определенную закономерность пространственного распределения тектонических блоков, являющихся аккумуляторами тектонических напряжений. В результате обоснована тектоническая позиция и структурно-динамическая организация эпицентральных полей региона, а также выявлена зональность смены тектонических режимов на границе Евразийской и Североамериканской плит.
Ключевые слова: Арктико-Азиатский сейсмический пояс, сейсмотектоническая зона Черского, активные разломы, механизм очага землетрясений, средний тензор сейсмотектонических деформаций, динамика сейсмогенерирующих структур, структурно-динамическая модель.

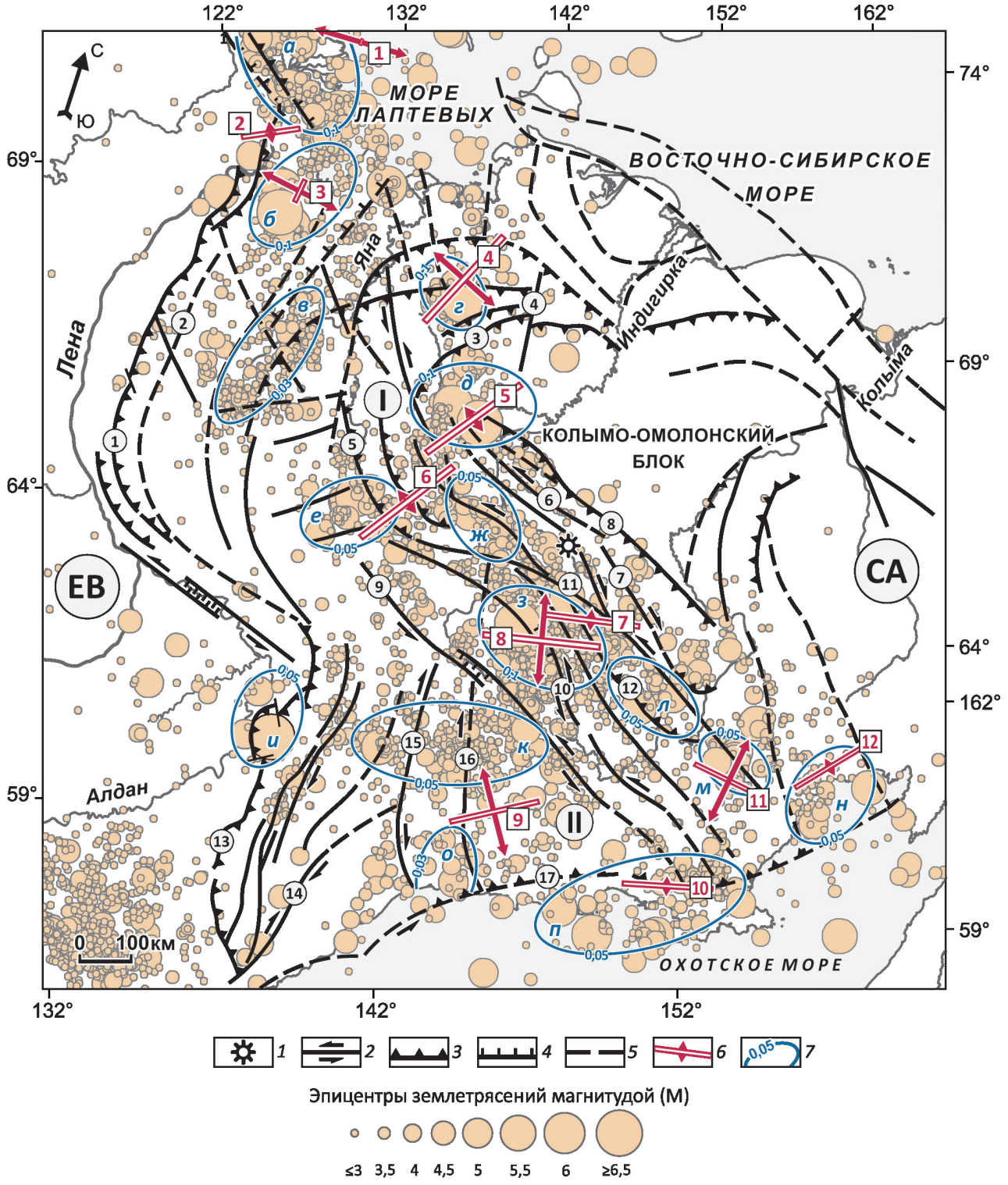
Имаева Людмила Петровна imaeva@crust.irk.ru
Козьмин Борис Михайлович b.m.kozmin@diamond.ysn.ru
Имаев Валерий Сулейманович imaev@crust.irk.ru
Мельникова Валентина Ивановна vimel@ crust.irk.ru

Seismic structure and the type of present-day tectonic deformations of the Chersky zone, north-east Yakutia

L.P.IMAEVA, B.M.KOZ'MIN, V.S.IMAEV, V.I.MEL'NIKOVA

For the continental part of the Arctic-Asian seismic belt, a comparative analysis is made of the regional dynamic model for the formation of major seismogenic structures in the Chersky zone and the parameters of the stress-and-strain state of the Earth's crust calculated from seismological data. Comparison between kinematic characteristics of active faults and seismic manifestations revealed a regularity in spatial distribution of tectonic blocks which accumulate tectonic stresses. The data obtained made it possible to substantiate the tectonic position and structural-dynamic characteristics of epicentral fields in the region as well as reveal zoning in the change of tectonic regimes at the Eurasia–North America boundary.
Key words: Arctic-Asia seismic belt, Chersky seismotectonic zone, active faults, earthquake focal mechanism, average tensor of seismotectonic deformations, dynamics of seismogenic structures, structural-dynamic model.

Настоящие исследования являются продолжением изучения современных тектонических режимов в пределах Арктико-Азиатского сейсмического пояса [2], континентальную часть которого представляет сейсмотектоническая зона Черского. В данной работе на основе инструментальных сейсмологических наблюдений [4, 5, 13], результатов расчёта среднего тензора сейсмотектонических деформаций, а также обобщения геолого-структурных [3, 4, 9], геофизических [4, 22] и морфотектонических [3, 4, 6, 7] сведений уточняется



региональная структурно-динамическая модель формирования сейсмогенерирующих структур зоны Черского, которая может использоваться для детального сейсморайонирования территории.

Активные разломы. В структурно-тектоническом плане зона Черского рассматривается как Колымо-Омолонский супертеррейн, который объединяет несколько перикратонных террейнов, примыкающих с востока к Верхоянскому складчато-надвиговому поясу, а также ряд террейнов, расположенных к северо-западу от Колымо-Омолонского блока [9, 20]. Упомянутые террейны (блоки) разграничиваются между собой системой разновозрастных тектонических нарушений, которые активны в современное время в зоне Черского [4, 6, 7].

Рис. 1. Схема сейсмотектоники зоны Черского:

1 – вулкан Балаган-Тас; *2–5* – кинематика разломов: *2* – сдвиги, *3* – надвиги и взбросы, *4* – сбросы, *5* – предполагаемые; *6* – горизонтальная проекция главных осей деформаций: удлинения – красные стрелки и укорочения – белые линии (в квадратах и таблице – номера области расчета СТД); *7* – изолинии сейсмической активности, оконтуривающие максимумы : *а* – Оленёкский, *б* – Хараулахский, *в* – Омолойский, *г* – Полоусненский, *д* – Андрей-Тасский, *е* – Адыча-Тарынский, *ж* – Чибагалахский, *з* – Верхненерский, *и* – Бурхалинский, *к* – Сунтар-Хаятинский, *л* – Улахан, *м* – Купкинский, *н* – Ланкомовский, *о* – Кетандинский, *п* – Челомджа-Ямский; активные разломы (номера в кружках): 1 – Западно-Верхоянский краевой шов, 2 – Центрально-Верхоянский, 3 – Полоусненский, 4 – Селенняхский, 5 – Адыча-Тарынский, 6 – Илинь-Тасский, 7 – Арга-Тасский, 8 – Мятисский, 9 – Брюнгадинский, 10 – Чай-Юреинский, 11 – Улахан, 12 – Дарпир, 13 – Нелькано-Кыллахский краевой шов, 14 – Билякчанский, 15 – Кетандинский, 16 – Нют-Ульбейский, 17 – Челомджа-Ямский; литосферные плиты: ЕВ – Евразийская, СА – Североамериканская; сегменты сейсмотектонической зоны Черского: I – Яно-Индигирский сегмент, II – Индигиро-Колымский сегмент

Они представлены на рис. 1, где также показаны эпицентры землетрясений магнитудой М 3,5–6,5, тяготеющие к зонам влияния этих разрывов.

Следует отметить, что большинство рассматриваемых разломов и их современная активизация относятся к зоне сжатия, существующей на границе между крупными Евразийской и Североамериканской литосферными плитами, которые взаимодействуют на Северо-Востоке Азии [4, 20, 24]. Остановимся на характеристике генеральных разломов, которые в зоне Черского играют основную структурообразующую роль в формировании современного рельефа и являются главными сейсмогенерирующими структурами.

Система разлома Улахан (см. рис. 1, № 11) является основным наиболее протяжённым тектоническим разрывом и прослеживается более чем на 1500 км от Сеймчано-Буюндинской впадины на юго-востоке до субширотного отрезка р. Индигирка в её среднем течении [4]. По длине и кинематике данный дизъюнктив сопоставим с известным разломом Сан-Андреас в Калифорнии [23]. Продолжение разлома Улахан в направлении Охотского побережья проблематично, хотя по ряду признаков (геоморфологическим и дешифровочным) разлом может быть прослежен до побережья Охотского моря. Его северо-западным окончанием на левобережье р. Индигирка служит разветвление на Догдинский (Чемалгинский) разлом, который затухает в бассейне р. Яна, и Адыча-Тарынский разлом (см. рис. 1, № 5), прослеживающийся в верховье р. Адыча [4].

Впервые Улахан был выделен А.С.Симаковым в 1949 г. и в дальнейшем изучался многими геологами [3, 4, 11, 12, 14]. При дешифрировании космоснимков (рис. 2) линия разлома отчётливо выделяется в виде эшелона левых кулис, в полостях которых заложен ряд молодых впадин «pull-apart», выраженных на топокартах и в рельефе. Пространственное соотношение зоны влияния Улахана со складчатостью и поясом гранитоидных интрузий, наличием выходов крупных блоков палеозойских пород (Омулевское, Тас-Хаяхтахское поднятия), расположенных на расщепляющихся концах осевой зоны разлома Улахан, позволяет прийти к выводу, что он представляет собой крупнейшую сдвиговую систему на северо-востоке России [4].

Величины горизонтальных перемещений по плоскости разлома Улахан оценивались в районе западного обрамления Омулевского блока. Левосторонние горизонтальные смещения считывались с крупномасштабных топографических карт (масштаб 1:100 000) по однотипным смещениям небольших притоков, которые пересекали плоскость разлома и были заложены перпендикулярно его простиранию. Следует отметить, что суммарная величина горизонтального смещения в 23–24 км в зоне этого разлома была получена магаданскими геологами [16] при построении ими геологической карты Омулевского блока. Примерно такая же величина смещения в 24 км получается, если оценивать ее по ширине понижения в рельефе, которому соответствует молодая впадина «pull-apart» между реками Сумун и Улахан-Нагаин. Время начала горизонтальных сдвиговых смещений может быть определено в первом приближении как среднеплиоценовое, когда, по мнению большинства геоморфологов, была заложена сеть водотоков этого района, то есть около 3,4 млн. лет тому назад. В таком случае скорость движения по разлому составляет около 0,7–0,8 см/год. Распределение структурных элементов в изученных точках наблюдений по разлому Улахан находится в хорошем соответствии с теоретическими моделями развития сопутствующих разломов в зонах крупных сдвигов [15], которые выделяются в самостоятельный класс «дуплексы сдвиговых зон» [25].

В течение 1964–2016 гг. в зоне влияния Улахана отмечено около 14 тыс. подземных толчков, которые были зафиксированы до глубин в 25–30 км в пределах земной коры (её мощность здесь ~35 км [20, 22]). Интенсивность больше десятка из них достигала в эпицентре 6–7 баллов. Однако за этот период не было зарегистрировано ни одного сильного события с интенсивностью в эпицентре более 7 баллов.

Повышенная мобильность Улахана подтверждается наличием в зоне его влияния вторичных проявлений современных землетрясений в виде обвалов, осыпей, камнепадов и др., а также следов крупных сейсмических событий прошлого (~20 палеосейсмодислокаций возрастом от 1 тыс. лет и меньше). К наиболее крупным из них относятся сейсмодислокации Чибагалах,

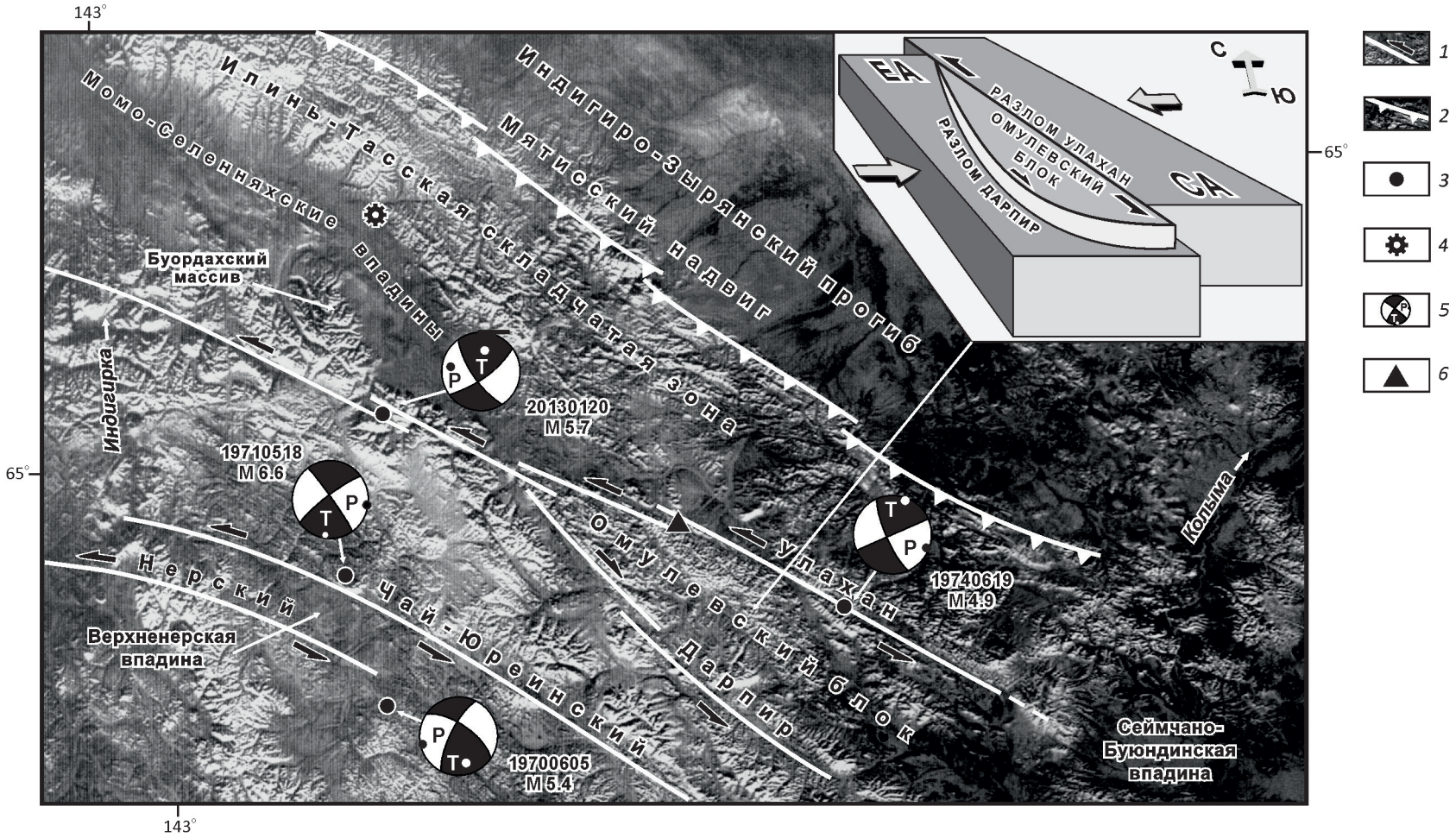


Рис. 2. Главные сейсмогенерирующие структуры зоны Черского:

1–2 – активные разломы: *1* – сдвиги, *2* – надвиги; *3* – эпицентр землетрясения; *4* – вулкан Балаган-Тас; *5* – стереограммы фокальных механизмов (нижняя полусфера, P – ось сжатия, T – ось растяжения) для землетрясений (дата и магнитуда): Верхнеколымского M 5,4, 1970.06.05, Сеймчанского M 4,9, 1974.06.19, Артыкского M6,6, 1971.05.18, Улахан-Чистайского M 5,7, 2013.01.20 [4, 8]; *6* – сейсмодислокации; на вставке – структурно-динамическая модель Омулевского блока; ОМ – Охотоморский блок, СА – Северо-американская плита; стрелками указано направление движения плит

Тирехтях, Урультун и Купкинская [3, 4]. Из хорошо сохранившихся древних дислокаций в зоне Улахана известна обвальная плотина Тирехтях высотой до 50 м, возникшая в момент землетрясения примерно 1 тыс. лет назад и перекрывшая один из водотоков в долине р. Тирехтях, левого притока р. Мома [3, 4, 13].

Вместе с тем 20 января 2013 г. именно на этом участке возник крупный очаг Улахан-Чистайского землетрясения с интенсивностью в эпицентре до 8 баллов, как яркий пример современной реактивации тектонических движений на разломе Улахан за весь 50-летний период инструментальных наблюдений. Толчок отмечен в 8 ч. 38 мин. Гринвича магнитудой M 5,7 на глубине 23 км в хр. Улахан-Чистай (центральная часть зоны Черского) вблизи восточного окончания кайнозойской Бугчанской впадины. Его координаты соответствовали 64,76º с.ш. и 146,66º в.д. Согласно опросов местного населения землетрясение ощущалось в трёх северо-восточных районах Республики Саха (Якутия) (Оймяконском, Момском и Верхнеколымском), а также на юге Магаданской области на площади почти 300 тыс. км^2. Его воздействия почувствовали жители 12 населенных пунктов. По этим данным была построена карта изосейст (рис. 3).

Особенно сильно его макроэффекты проявились в эпицентральной области (14 км к северо-западу от эпицентра), которую вдоль террасы руч. Джопкачан (левый приток р. Тирехтях, бассейн р. Мома) пересекает автозимник Сасыр-Усть-Нера. Как отметили водители, проезжавшие здесь перед новым годом, дорога была в хорошем состоянии. Отправившись в обратный путь после землетрясения, группа автомашин попала в несколько глубоких канав и рытвин глубиной до 1 м, образовавшихся поперек полотна дороги. Они возникли после землетрясения и были заполнены снегом с водой, при этом вода была выдавлена при смещении грунта.

В ближайшем к эпицентру селе Сасыр (52 км к востоку от эпицентра), где все постройки одноэтажные и деревянные, наблюдались возмущения в 6–7 баллов. В момент землетрясения жители находились в помещении и почувствовали мощный удар с грохотом, казалось, что «бульдозер рушит дома». При вибрации домов треснули стекла в окнах, появились трещины в печах. Внутри домов все двигалось и содрогалось: мебель, посуда, шкафы, открывались двери, падали предметы на пол и др. У одного жителя упал с тумбочки телевизор. 6-балльные макроэффекты отмечены в поселках Усть-Нера и Артык (90–160 км от эпицентра). Силой в 5 баллов землетрясение наблюдалось в поселках Нелькан и Угольное на расстоянии 180 км от эпицентра. Слабее (4 балла) это событие проявилось в поселках Томтор, Хону и Зырянка на расстоянии от 220 до 250 км. В Магаданской области очевидцы в населённых пунктах Сусуман, Сеймчан и Талая, отстоящих от эпицентра на 220–500 км, отмечали сейсмические колебания 2–4 балла. Дальше всех (610 км к юго-востоку

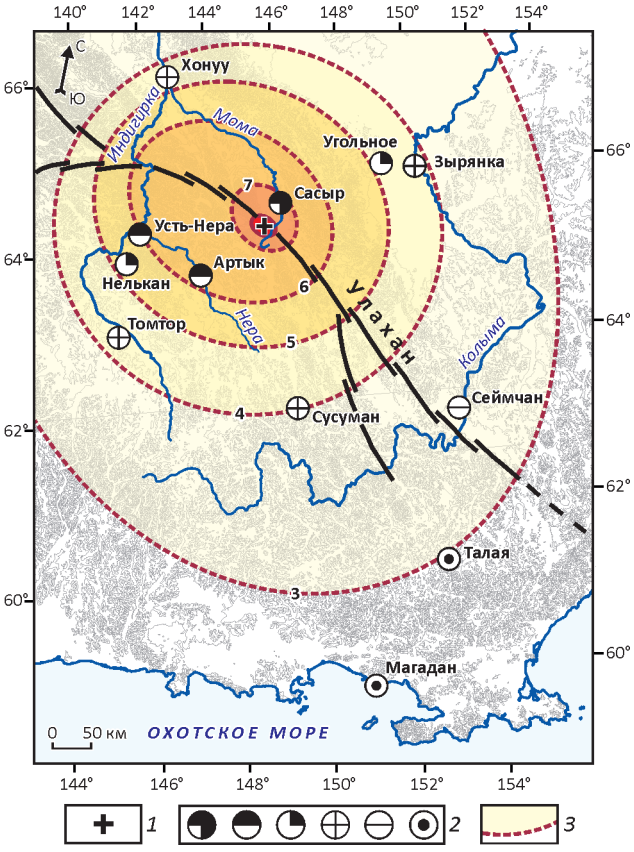


Рис. 3. Схема изосейст Улахан-Чистайского землетрясения 20.01.2013 г.:

1 – эпицентр главного толчка по инструментальным данным; *2* – интенсивность сотрясений в баллах по шкале MSK-64 соответственно: 7, 6, 5, 4, 3, 2; *3* – линии балльности (изосейсты); черная линия – трасса разлома Улахан

от эпицентра) этот толчок силой до 2 баллов почувствовали жители г. Магадан на верхних этажах жилых зданий. Из карты изосейст (см. рис. 3), где показана трасса разлома Улахан, следует, что затухание сейсмических воздействий вдоль разлома наблюдалось быстрее в направлении на северо-запад, чем на юго-восток. Возможно, это связано с их экранированием поперечными субширотными разрывами, развитыми на северо-западном фланге Улахана.

Движения в очаге Улахан-Чистайского толчка по данным параметров фокального механизма, приведённого в бюллетене ISC [21], произошли по типу левого сдвига, что совпадает с левобоковыми перемещениями по разлому Улахан, установленными по геолого-структурным данным [3, 4].

Разлом Дарпир (см. рис. 1, № 12) составляет сопряженную динамопару с разломом Улахан и впервые был выделен А.А.Николаевым в 1958 г. Он следится

на юго-востоке региона на расстоянии более 400 км и отделяет Омулевское поднятие от Иньяли-Дебинского синклинория. Геологическим строением этого разлома занимались многие исследователи [3, 4, 12, 14], благодаря которым была установлена его взбросо-сдвиговая кинематика. Горные породы в зоне разрыва подвержены интенсивной складчатости, сильному дроблению, рассланцеванию и милонитизации. На многих участках разлом выделяется по линейным магнитным аномалиям и резкой гравитационной ступени. Амплитуда горизонтальных перемещений по нему сравнительно невелика и варьируется в интерпретации разных авторов от 2–3 км [14] до 8–10 км [3, 12].

Оба разлома Улахан и Дарпир дешифрируются на средне- и крупномасштабных космо- и аэрофотоснимках, выделяются на топографических картах в виде прямых, протяженных линеаментов северо-западного простирания, которые сочленяются под острым углом в 20–25º, ограничивая поднятый с амплитудой в 450–550 м Омулевский блок палеозойских пород, развитых среди мезозойских образований (см. рис. 2). Согласно современным тектоническим представлениям, Омулевский блок является отдельным террейном, впаянным в мезозойскую структурную раму в процессе коллизионных и послеколлизионных преобразований структуры Верхояно-Колымских мезозоид [4, 9, 12]. Мелкофокусная сейсмичность (подземные толчки происходят здесь на глубине 5–20 км) почти равномерно заполняет весь его объём, что может свидетельствовать о приповерхностной природе возникновения землетрясений и, возможно, связано с горизонтальными срывами, отделяющими данный террейн от близлежащих структур, а это подчеркивает его бескорневой характер [4, 8, 9]. На рис. 2 отражено пространственное положение главных осей (P и T) тектонических напряжений в фокусе Сеймчанского (1974) и Улахан-Чистайского (2013) землетрясений, указывающее на левосдвиговые подвижки в их очагах. Следует отметить, что сопряженная разрывная система Улахан–Дарпир представляет собой наиболее яркую динамопару, отражающую стиль тектонических деформаций в юго-восточной части границы между Североамериканской плитой и Охотоморским блоком. На вставке (см. рис. 2) предлагается структурно-динамическая модель Омулевского блока, подтверждающая экструзию (выдавливание) блока к юго-востоку при сближении названных структур.

Чай-Юреинский разлом (см. рис. 1, № 10) протягивается в северо-западном направлении от побережья Охотского моря до р. Индигирка в виде отдельных кулис, образующих закономерный ряд, характерный для левых сдвигов (см. рис. 2), где наиболее крупную Верхненерскую впадину растяжения слагают миоценовые отложения. Разлом представляет собой зону интенсивной дислоцированности пород, которая фиксируется линейной магнитной аномалией, а в поле силы тяжести ему отвечает резкая градиентная ступень [2, 3]. В зоне его динамического влияния произошло одно из самых крупных на северо-востоке Азии Артыкское землетрясение 1971 г. (M 6,6–6,8) с интенсивностью в эпицентре до 9 баллов. Фокальные механизмы Верхнеколымского (1970) и Артыкского (1971) землетрясений указывают на левобоковый тип движений по данному разлому [4, 8].

Илинь-Тасский разлом (см. рис. 1, № 6) и параллельный ему Мятисский надвиг (см. рисунки 1, № 8 и 2) являются крупными региональными структурами, которые трассируются с северо-запада на юго-восток вдоль области сочленения Индигиро-Зырянского прогиба с Илин-Тасской складчатой зоной (Момского хребет и его орографическое продолжение – кряж Андрей-Тас). В магнитном поле вдоль Илинь-Тасского дизъюнктива фиксируются изменения рисунка магнитных аномалий, а в поле силы тяжести ему отвечает резкая гравитационная ступень. В пределах Момского хребта разлом по морфо-структурным сведениям [4, 5, 20] представляет левый сдвиг с падением на юго-запад под углом 40–60º. На его северо-западном фланге (кряж Андрей-Тас) выявлен ряд взбросов и надвигов в виде опрокидывания слоев и появления чешуйчатых структур с падением на юг-юго-запад [3, 4]. Этот разрыв образует крупную фронтальную границу, по которой древние толщи юры и мела Илинь-Тасской зоны взброшены и надвинуты на молодые кайнозойские образования Индигиро-Зырянского прогиба [3, 4, 20]. За последние 150 лет в зоне разлома наблюдались слабые тектонические движения в виде небольших подземных толчков (M ≤3), но в результате внезапной активизации сейсмотектонических процессов здесь случилось сильнейшее в начале XXI в. 9-балльное Илинь-Тасское (Абыйское) землетрясение 2013 г. M 6,9 [13, 20], ощущавшееся в северных районах Якутии на площади более полумиллиона квадратных километров. Стереограмма механизма его очага приведена на рис. 2. Смещения в фокусе землетрясения соответствовали надвигу, что совпадает с надвиговыми подвижками, отмеченными в плоскости Илинь-Тасского разрыва по геологическим данным [3, 4].

Структура сейсмичности. Для изучения особенностей распределения долговременной сейсмичности в пространстве использовались данные каталогов ISC [21], а также материалы цифровых наблюдений сейсмостанций Федерального исследовательского центра единой геофизической службы РАН и его Якутского (станции Усть-Нера, Мома, Артык) и Магаданского (Сеймчан, Сусуман, Омсукчан, Омчак) филиалов, что позволило без пропусков регистрировать все землетрясения, начиная с M ≥2,5–3 [4, 13, 20, 24]. За последние 100 лет в зоне Черского зарегистрировано более 30 тыс. местных землетрясений, которые произошли на глубине 7–30 км в пределах земной коры толщиной до 35 км [22]. Интенсивность больше десятка из них достигала в эпицентре 6–7 баллов по шкале MSK-64. Совместный анализ элементов активной тектоники и проявлений сейсмичности выявил в Яно-Индигирском (I) и

Индигиро-Колымском (II) региональных сегментах зоны Черского ряд закономерностей пространственного распределения очагов землетрясений, максимумов сейсмической активности во взаимосвязи со структурной организацией главных сейсмогенных зон (см. рис. 1).

Совокупное поле эпицентров землетрясений зоны Черского отчётливо маркирует границу Евразийской и Североамериканской литосферных плит, которая вытянута на 1500 км по простиранию при ширине до 400 км от моря Лаптевых к Охотскому морю. Легко заметить, что одна часть эпицентров группируется здесь в линейные зоны, приуроченные к конкретным разломам, например, к крупным региональным сейсмогенным разрывам, показанным на рис. 1 (Илинь-Тасский (№ 6), Адыча-Тарынский (№ 9), Чай-Юреинский (№ 10), Улахан (№ 11) и др.). Другая часть образует максимумы (скопления) с повышенной плотностью эпицентров. Для лучшего выделения их в пространстве они оконтурены изолиниями сейсмической активности (число толчков на единицу площади за определённое время). В результате на рис. 1 помечены 15 максимумов (см. рис. 1, *а–п*) в виде различно ориентированных овалов. Из них наибольшая сейсмическая активность с изолинией 0,1, принадлежит 5 таким участкам: Оленёкский (*а*), Хараулахский (*б*), Полоусненский (*г*), Андрей-Тасский (*д*) и Артыкский (*з*). В остальных уровень активности соответствует 0,05 и меньше. В пределах обозначенных максимумов, как правило, наблюдаются одно или несколько сильных землетрясений, сопровождаемых афтершоками или группами менее интенсивных толчков. Такие сгущения эпицентров в Яно-Индигирском сегменте чаще тяготеют к разломным узлам пересечения фронтальных тектонических структур взбросо-надвигового типа со сдвигами [6, 20]. К ним относятся Андрей-Тасский, Полоусненский и Адыча-Тарынский максимумы. Наибольшая активность характерна для Андрей-Тасского максимума, принадлежащего к одноимённому тектоническому блоку, где только в течение 1962–2013 гг. произошло 24 сильных землетрясения М 5,0–6,9 [7].

В пределах Индигиро-Колымского сегмента зоны Черского, представляющего Охотский блок, который ограничен разломами Улахан (см. рис. 1, № 11), Кетандинским (№ 15) и Челомджа-Ямским (№ 17), большинство сейсмических событий локализовано в виде линейных полос, приуроченных к трассам крупных протяженных левых сдвигов (Чай-Юреинский, Улахан, Дарпир, Брюнгандинский, Кетандинский и др.) [4, 8, 20, 24]. К их зонам также приурочены овалы – максимумы сейсмичности, вытянутые вдоль их простирания. Иногда территориально эти площадки повышенной активности включают в себя сразу участки двух или трёх соседних тектонических разрывов. Примером таких образований могут служить Верхненерский (см. рис. 1,*з*), Сунтар-Хаятинский (см. рис. 1, *к*) и Челомджа-Ямский максимумы (см. рис. 1, *п*). Подобно Яно-Индигирскому сегменту, перечисленные максимумы в междуречье Индигирка–Колыма объединяют эпицентры сильных землетрясений с сопутствующими толчками и являются составной частью тектонических блоков, как Верхненерский максимум, где произошло катастрофическое Артыкское землетрясение 1971 г. с серией повторных толчков [4, 13], или Улаханский максимум (см. рис. 1, *л*), локализованный внутри Омулевского блока с крупным Сеймчанским событием 1974 г. (см. рис. 2). Более детально структура сейсмичности Охотского блока представлена в работах [6, 8].

Сейсмотектоника. Ранее было установлено [6–8], что в сейсмотектонической зоне Черского в условиях транспрессии (сжатия со сдвигом), возникших при столкновении Евразийской и Североамериканской плит, имеет место кинематическая обстановка, способствующая появлению сопряженных разнонаправленных сдвигов, развитых на северо-западе в Яно-Индигирском и юго-востоке в Индигиро-Колымском сегментах данного региона. При сближении в северо-восточном направлении указанных литосферных плит роль активного индентора выполнял Колыма-Омолонский блок, находящийся во фронтальной части Североамериканской плиты (см. рис. 1) [7, 20]. Под его давлением ряд террейнов различной геодинамической природы подвергались горизонтальному сжатию, при котором отдельные блоки указанных сегментов по системе сопряженных разнонаправленных сдвигов выжимались по латерали вдоль орогенного пояса соответственно к северо-западу и юго-востоку, формируя в краевых и фронтальных частях зоны Черского главные сейсмогенерирующие структуры, обладающие значительным сейсмическим потенциалом. В нашем случае перемещение тектонических блоков в Яно-Индигирском сегменте подтверждается смещением гранитоидов Буордахского массива [7] к северо-западу и северу в направлении хребта Полоусный и кряжа Кулар и выталкиванием Омулёвского блока на юго-восток к Охотскому побережью в Индигиро-Колымском сегменте (см. рис. 2). Эти данные совпадают с более ранними результатами изучения структур в коллизионных зонах альпийской складчатости, когда наблюдалось закономерное развитие левых и правых сдвигов, расходящихся в противоположные стороны от индентора при деформации горизонтального (латерального) выжимания [10, 23].

Представленная кинематическая модель главных сейсмогенерирующих структур зоны Черского была дополнена результатами изучения напряжённого состояния земной коры на основе метода расчёта среднего тензора сейсмотектонических деформаций (СТД) [17, 18], использованного для Арктического сектора территории Якутии [2] и впервые применённого для данного региона. Основой для расчета и анализа параметров СТД служили решения механизмов очагов более

60 местных землетрясений (M ≥3,5) за период 1927–2016 гг., заимствованные из международных сейсмологических центров [19, 21] и литературных источников [19]. Вычисления проводились на основе совокупности определений отдельных фокальных механизмов методом тензора сейсмического момента, а также по знакам первых вступлений объемных сейсмических волн. Выбор сейсмоактивных объемов земной коры (при условии их однородного деформирования) определялся площадным распределением эпицентров землетрясений при их глубине 20 км.

На рис. 1 и в таблице приведены горизонтальная проекция главных осей деформаций удлинения (растяжения) и укорочения (сжатия) с указанием номера области расчета СТД и классификация режимов сейсмотектонических деформаций (в плоскости земной коры), а также тектонические режимы, которым они соответствуют. В итоге из общего числа сейсмических событий было выделено 12 групп территориально близких к друг другу землетрясений с осреднением результатов по методу «узловых точек» [1]. Выявленные группы расчёта СТД (см. рис. 1, № 1–12 в квадратах и таблицу) пространственно совпадают или близки к большинству максимумов сейсмической активности (см. рис. 1, *а–н* в овалах).

На северо-западе региона в зоне перехода от губы Буор-Хая к континентальным районам проявлены три группы максимумов сейсмической активности (а–в), для которых получены сходные характеристики СТД (см. рис. 1, № 1–3 и таблицу) со смешанным полем тектонических напряжений (от растяжения к сжатию). Для максимума «г» в Полоусно-Дебинской складчатой системе выявлен переходный режим СТД (см. рис. 1, № 4) – от сдвига к сжатию с субгоризонтальной ориентацией главных осей деформаций, где сжимающие усилия направлены на северо-восток, что соответствует решению механизма в очаге местного сильного Иргичанского землетрясения 1962 г. [4].

В Андрей-Тасском максимуме (блоке) «*д*» отчетливо фиксируется режим СТД (см. рис. 1, № 5), где главный вектор сейсмотектонических деформаций сжатия ориентирован в северо-восточном направлении, как и в очаге отмеченного здесь наиболее сильного Илинь-Тасского землетрясения 2013 г. [20]. Аналогичный тип СТД (см. рис. 1, № 6) характерен для Адыча-Тарынской шовной зоны (максимум «*е*»). Параметры фокального механизма Адычанского землетрясения 1951 г. указывают на то, что напряжения сжатия в его очаге также действовали в северо-восточном направлении.

В центральной части зоны Черского СТД (см. рис. 1, № 7 и 8) ось сжатия меняет своё простирание с северо-восточного на субширотное. Это обнаруживается для максимумов в области динамического влияния разлома Улахан «*з*» и Чай-Юреинской сдвиговой зоне «*л*», где по данным механизмов Улахан-Чистайского (2013) и Артыкского (1971) землетрясений господствует сдвиговый режим СТД с субширотным сжатием и субмеридиональным растяжением. Вклад сжимающих и растягивающих усилий здесь примерно сопоставим, что выражается в пологих углах погружения главных осей напряжений.

Для динамики сейсмогенерирующих структур на юго-востоке Индигиро-Колымского сегмента (максимумы «*к*», «*м*» и «*н*») наиболее показательны тенденции напряженно-деформированного состояния земной коры Охотско-Кухтуйского блока (максимум «*к*»), где отмечается сдвиговый режим СТД (см. рис. 1, № 9). Механизм очагов местных сильных сейсмических событий 1984–1986 гг. подтверждает сдвиговый тип перемещений, под воздействием которых происходит выталкивание тектонических блоков к юго-востоку и востоку. Южное ограничение Индигиро-Колымского сегмента подвержено переходному деформационному типу СТД от вертикального режима к субширотному сжатию (см. рис. 1, № 10). Похожая система напряжений зафиксирована здесь для сильного Ямского события 2003 г.

Остальные области расчета СТД, сконцентрированные на юго-восточном фланге зоны Черского, характеризуются параметрами сейсмотектонических деформаций, направление которых не согласуется с системами напряжений в очагах сильных событий (см. рис. 1, № 11–12). Возможно, это связано с наложением деформационных полей тектонических структур Арктико-Азиатского и Охотско-Чукотского сейсмических поясов [1].

В заключение следует отметить, что параметры сейсмотектонических деформаций, рассчитанные по данным фокальных механизмов землетрясений (см. таблицу), в целом подтверждают кинематическую модель «индентора» (Колымо-Омолонский блок) и его влияние на формирование сейсмогенерирующих структур зоны Черского [5, 7, 20]. Активные сейсмотектонические процессы в земной коре протекают здесь, главным образом, в условиях единой геодинамической обстановки сжатия (см. таблицу, группы 4–12). По данным за последние 100 лет рассмотрена структура долговременной сейсмичности, где на фоне рассеянных слабых землетрясений, маркирующих границу Евразийской и Североамериканской плит, выявлено 15 участков с максимальным уровнем сейсмической активности. Эти максимумы пространственно совпадают с соответствующими им областями расчёта СТД и тяготеют к крупным тектоническим нарушениям, ограничивающим блоки земной коры.

Сравнительный анализ имеющихся сведений (кинематика разломов, сейсмичность и их пространственная зависимость, а также параметры напряжённого состояния геологической среды по расчётам СТД) выявил вдоль границы названных плит нестабильность тектонических режимов. При движении с севера-запада зоны Черского на юго-восток наблюдается изменение

Параметры расчёта и режимы сейсмотектонических деформаций (СТД) зоны Черского

Номер группы	Координаты узловых точек		Географическая привязка области расчёта СТД	N	χ	ω	ρ	R, км	Режим СТД	Тектонический режим
	Северная широта	Восточная долгота								
1	73,50	130,00	Усть-Ленская	4	0,83	151	21	200	Растяжение	Рифтогенез
2	71,40	127,20	Чекуровская	5	0,51	45	62	50	Сжатие	Транспрессия
3	70,50	130,00	Хараулахская	4	0,74	148	38	40	От вертикального режима к растяжению	Транстенсия
4	70,00	139,20	Полоусно-Дебинская	5	0,82	74	16	100	От сдвига к сжатию	Транспрессия
5	67,50	141,20	Андрей-Тасский блок	12	0,85	45	14	80	Сжатие	Коллизия
6	66,00	139,20	Адыча-Тарынская	5	0,80	45	11	100	Сжатие	Коллизия
7	64,50	147,50	Улахан	5	0,74	32	29	150	Сжатие	Коллизия
8	63,80	145,80	Чай-Юреинская	5	0,64	82	10	80	Сдвиг	Транспрессия
9	61,00	145,00	Охотско-Кухтуйская	4	0,83	91	23	150	Сдвиг	Транспрессия
10	59,80	150,15	Челомджа-Ямская	3	0,71	39	35	200	От вертикального режима к сжатию	Транспрессия
11	62,00	153,55	Купкинская	3	0,82	101	31	50	Косой сдвиг	Транспрессия
12	62,40	156,80	Омсукчанская	6	0,54	32	39	80	От вертикального режима к сжатию	Транспрессия

Примечание. N – число фокальных механизмов при расчете СТД; χ – коэффициент интенсивности среднего механизма, отражающий степень соответствия результирующего тензора и тензора индивидуального механизма (пределы изменения: $0 \le \chi \le 1$); ω – угол вида плоской деформации; ρ – угловое соотношение плоской/вертикальной деформации [18, 19, 21]; R – радиус области расчета СТД.

ориентации среднего вектора СТД сжатия и его длины (см. рис. 1, белая линия). Так, для Полоусно-Дебинской области вектор СТД сжатия направлен на северо-восток по азимуту 25º, для Андрей-Тасского блока и Адыча-Тарынской области – по азимуту 40–45º, для района Улахан и Чай-Юреинской области – 100–110º и, наконец, для Охотско-Кухтуйской и Челомджа-Ямской областей – 80–95º. Таким образом, происходит постепенная смена направления действия вектора сжатия с субдолготного на субширотное. В зависимости от расположения данного вектора в пространстве по отношению к разломным зонам изменяются условия взаимодействия плит и тектонический режим. Там, где длина вектора СТД сжатия наибольшая, и он направлен перпендикулярно к линии разлома, коллизионная активность тектонических процессов резко возрастает. Это отчётливо прослеживается для Андрей-Тасского блока (см. рис. 1, *д* и таблицу), где за 1962–2013 гг. отмечено 24 сильных землетрясения M 5,0–6,9 [7]. Учитывая этот критерий, можно обнаружить следующую зональность тектонических режимов: в Полоусно-Дебинской структуре на северо-западном фланге зоны Черского действует режим транспрессии, а кинематика разломов соответствует надвигам и сдвигам; в центре зоны (Андрей-Тасский блок и Адыча-Тарынская область) – коллизия с развитием взбросов и надвигов. К юго-востоку (зона Улахана и Чай-Юреинская область) – коллизия и транспрессия с преобладанием сдвигов, на крайнем юго-востоке – транспрессия со сдвигами и надвигами.

Полученные данные позволяют считать наиболее потенциально сейсмоопасными блоки в центральной части зоны Черского (Андрей-Тасский, Адыча-Тарынский, Улахан и Чай-Юреинский (см. таблицу, № 5–8), для которых характерен максимальный коэффициент среднего механизма очага землетрясения χ. Эти блоки располагаются на участке территории, испытывающей наибольшее горизонтальное сжатие со стороны Колымо-Омолонского индентора–супертеррейна, что подтверждается отмеченными здесь сильными землетрясениями. На флангах зоны Черского уровень потенциальной сейсмичности в блоках снижается в связи с уменьшением давления индентора на его краях.

Результаты настоящих исследований с применением расчётов сейсмотектонических деформаций СТД дополнили региональную структурно-динамическую модель зоны Черского и могут использоваться для целей детального сейсмического районирования, а также современных и палеогеодинамических реконструкций.

Исследования выполнены по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект 0381-2016-0001. По проекту РНФ № 15-17-20000 профинансированы работы по расчету СТД.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анализ* напряжённо-деформированного состояния новейших структур северо-восточного сектора Арктики / Л.П.Имаева, В.С.Имаев, В.И.Мельникова и др. // Геология и минеральные ресурсы Северо-Востока России: мат-лы VII Всерос. науч.-практич. конф., посвящённой 60-летию Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2017. С. 124–128.
2. *Анализ* современных тектонических режимов Лаптевоморского блока (Арктический сектор территории Якутии) / Л.П.Имаева, Б.М.Козьмин, В.С.Имаев и др. // Отечественная геология. 2016. № 6. С. 91–98.
3. *Гусев Г.С.* Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозоид. – М.: Наука, 1979.
4. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Сейсмотектоника Якутии. – М.: ГЕОС, 2000.
5. *Геодинамика* отдельных сегментов литосферных плит на северо-востоке Азии / В.С.Имаев, Л.П.Имаева, К.Маккей, Б.М.Козьмин // Геофизические исследования. 2009. Т. 10. № 1. С. 5–17.
6. *Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М.* Сейсмотектонический анализ Яно-Индигирского сегмента зоны Черского // Физика земли. 2010. № 12. С. 79–86.
7. *Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С.* Динамика очаговых зон сильных землетрясений северо-восточного фланга Момо-Селенняхских впадин // Отечественная геология. 2011. № 5. С. 113–119.
8. *Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С.* Динамика сейсмогенных структур Индигиро-Колымского (Охотского) сегмента зоны хр. Черского // Отечественная геология. 2012. № 5. С. 55–61.
9. *Коллаж* террейнов Верхояно-Колымской орогенной области / Л.М.Парфенов, В.С.Оксман, А.В.Прокопьев и др. // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 199–254.
10. *Конп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. – М.: Научный мир, 1997.
11. *Мальков Б.И.* Схема развития юго-восточной части Яно-Колымской геосинклинальной системы // Мезозойский тектогенез. Мат-лы 7-й сессии Научного Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. – Магадан, 1971.
12. *Мерзляков В.М.* Стратиграфия и тектоника Омулевского поднятия (северо-восток СССР). – М.: Наука, 1971.
13. *Современная* активность сейсмических поясов Якутии / Б.М.Козьмин, С.В.Шибаев, Л.П.Имаева и др. // Континентальный рифтогенез и сопутствующие процессы. Мат-лы II-го Всероссийского симпозиума с международным участием. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 167–171.
14. *Шахтыров В.Г.* Разломные и сдвиговые морфоструктуры северо-востока СССР // Морфоструктурные исследования. Теория и практика. – М.: Наука, 1985. С. 190–194.
15. *Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю.* Области динамического влияния разломов. Результаты моделирования. – Новосибирск: Наука, 1983.
16. *Шпикерман В.И.* Домеловая минерагения северо-востока Азии. – Магадан, 1998.
17. *Юнга С.Л.* Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. – М.: Наука, 1990.
18. *Юнга С.Л.* О классификации тензоров сейсмических моментов на основе их изометрического отображения на сферу // ДАН. 1997. Т. 352. № 2. С. 253–255.
19. *Global* Centroid Moment Tensor Project. On-line Bulletin, http://www.globalcmt.org (last accessed September 2015).
20. *Imaeva L.P., Imaev V.S., Koz'min B.M.* Structural-dynamic model of the Chersky seismotectonic zone (continental part of the Arctic–Asian seismic belt) // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. Vol. 116. Pp. 59–68.
21. *International* Seismological Centre. On-line Bulletin, http://www.isc.ac.uk, Internatl. Seismol. Cent., Thatcham, United Kingdom (last accessed January 2017).
22. *Mackey K.G., Fujita K., Ruff L.J.* Crustal thickness of northeast Russia // Tectonophysics. 1998. Vol. 284. Pp. 283–297.
23. *Moores E.M., Twiss R.J.* Tectonics / W.H.Freeman and Company. New York, 1995.
24. *Seismotectonics* of the Chersky seismic belt, eastern Russia (Yakutia) and Magadan district, Russia / K.Fujita, B.M.Kozmin, K.Mackey et al. // Geology, Geophysics and Tectonics of Northeastern Russia: a Tribute to Leonid Parfenov. Stephan Mueller Spec. Publ., 2009. Vol. 4. Pp. 117–145. Doi 10.5194/smsps-4-117-2009.
25. *Woodcock N.J., Fischer M.* Strike-slip duplexes // Journal of Structural Geology. 1986. № 8. Pp. 725–735.